

UNIVERSITATEA " BABEȘ BOLYAI " CLUJ - NAPOCA
FACULTATEA DE BIOLOGIE ȘI GEOLOGIE
DEPARTAMENTUL DE GEOLOGIE

**FACIESURILE ȘI EVOLUȚIA SEDIMENTARĂ
A DEPOZITELOR JURASICULUI SUPERIOR-
CRETACICULUI INFERIOR DIN MASIVUL
PIATRA CRAIULUI**

Rezumat al tezei de doctorat

Coordonator științific
Acad. Prof. dr. Ioan Bucur

Doctorand
Mircescu Cristian Victor

CUPRINS

Introducere.....	3
1. Localizarea Masivului Piatra Craiului.....	3
2. Geologia regiunii studiate.....	5
3. Metode de lucru.....	7
4. Microfaciesurile și microfosilele identificate în calcarele Kimmeridgian-Tithonian-? Valanginian Inferioare.....	10
5. Interpretarea datelor de analiză microfaciesală. Medii depoziționale asociate.....	24
6. Date biostratigrafice. Vârsta depozitelor studiate.....	32
7. Chemostratigrafie izotopică și diageneză.....	40
8. Succesiunea verticală repetitivă a faciesurilor din jumătatea superioară a calcarelor din Piatra Craiului; secvențe la scară mică și secvențe la scară medie.....	47
9. Stratigrafie secvențială.....	51
10 Concluzii.....	56

Cuvinte cheie

Microfaciesuri, biostratigrafie, stratigrafie secvențială, expunere subaeriană, chemostratigrafie izotopică, secvențe la scară mică, secvențe la scară medie, shallowing upward, megasecvență carbonatică, Jurassic superior-Cretacic inferior

INTRODUCERE

Masivul Piatra Craiului reprezintă o zonă ideală în care se pot desfășura activități de cercetare geologică. Suprafețele extinse de aflorare ale depozitelor carbonatice, deschiderile ample și continuitatea lor laterală reprezintă principalele argumente în acest sens. Astfel, depozitele carbonatice din această zonă au constituit obiectul de studiu a numeroși autori [Jekelius (1938), Oncescu (1943), Popescu (1966), Bucur (1978), Patrulius et al. (1980), Pleș et al. (2013), Mircescu et al. (2014), Mircescu et al. (2016)]. Alte lucrări au urmărit studiul detaliat al depozitelor conglomeratice care formează partea terminală a formațiunilor sedimentare din zonă (Ungureanu et al., 2015, 2017).

Studiul de față își propune să pună în evidență evoluția sedimentară a depozitelor Jurasicului Superior-Cretacicului Inferior din Masivul Piatra Craiului, într-o succesiune carbonatică de vârstă Kimmeridgian-Tithonian-Berriasian-Valanginian inferior. Avem în vedere o abordare integrată ce combină principiile de biostratigrafie, analiză de facies, stratigrafie secvențială și chemostratigrafie izotopică.

1. Localizarea Masivului Piatra Craiului

Masivul Piatra Craiului este localizat în partea estică a Carpaților Meridionali formând o creastă calcaroasă orientată NNE-SSV, cu o lungime totală de aproximativ 25 km (Fig. 1 A-B). La Vest, este delimitat prin depresiunea Zărnești-Rucăr de Masivele Făgăraș și Iezer-Păpușa, limita estică o reprezintă Culoarul Rucăr-Bran, limita nordică o constituie Bazinul Intramontan al Brașovului (Depresiunea Brașovului) iar limita sudică este localizată la confluența râului Dâmbovița cu Valea Dâmbovicioarei. Această creastă

calcaroasă este definită de existența unor structuri de tip karren, abri-uri, paleocaverne (Cerdacul Stanciului) sau văi abrupte mărginite de pereți stâncoși, masivi și înalți. Înălțimea maximă se înregistrează pe Vf. La Om (Piscul Baciului) (2238 m). Altitudinea scade treptat spre Nord (Vf. Țimbalul Mic-2172 m; Vf. Țimbalul Mare-2118 m; Vf. Ascuțit-2117 m; Vf. Piatra Craiului Mică-1816 m) și spre Sud (Vf. Grind-2209 m; Vf. Pietrei-2098 m; Vf. Pietricica-1763 m) (Fig. 1 A) (Constantinescu, 2009).

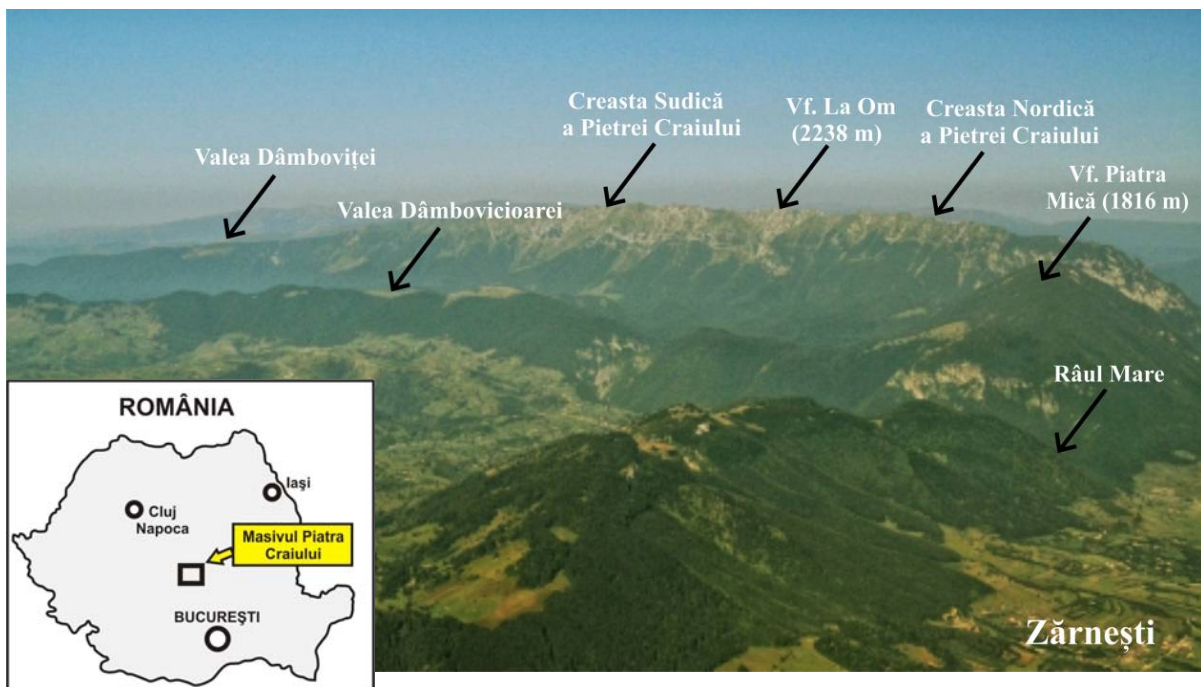


Fig. 1 A Localizarea Masivului Piatra Craiului și principalele elemente geomorfologice (după <http://www.nikonisti.ro/articole/zbor-pestre-transilvania-dragos-asaftei/801>, cu modificări)

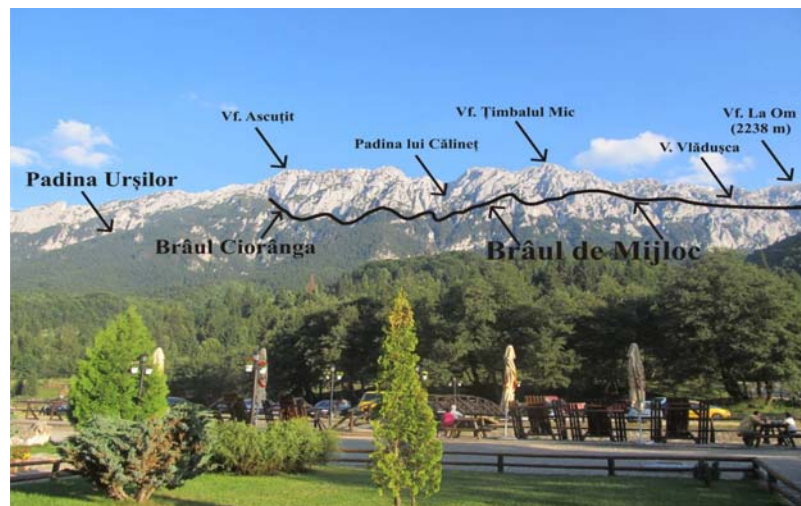


Fig. 1 B Imaginea panoramică indică principalele elemente geomorfologice definitorii din partea nordică a masivului (după Mircescu, 2012, cu modificări)

2. Geologia regiunii studiate

Masivul Piatra Craiului reprezintă o parte integrantă a unei unități structurale ce poartă denumirea de Culoarul Dâmbovicioara (Patrulius, 1969). Mai exact, depozitele sedimentare din acest masiv alcătuiesc flancul vestic al unei unități sinclinale omonime (Popescu, 1966). Unitățile sedimentare din această zonă au fost incluse de diverși autori într-o unitate tectonică mai mare ce poartă denumirea de Pânza Getică (Săndulescu, 1984). Aceasta face parte la rândul ei din Mega-Unitatea Dacia (Dacia Mega-Unit, sensu Csontos și Vörös, 2004). Conturarea Pânzei Getice este legată în principal de coliziunile continentale din timpul Cretacicului (Schmid et al., 2008). Aceste mișcări tectonice au fost precedate de închiderea oceanului Vardar Est, din timpul Jurasicului Superior-Cretacicului (Mañenco et al., 2010). Mișcările tectonice intra-apțiene și intra-senoniene (Coniacian-Maastrichtian) au modelat teritoriul Pânzei Getice (Săndulescu, 1984). În cadrul primei faze tectonice a avut loc ridicarea părții centrale a Leatei cu dezvoltarea unei structuri anticlinale delimitată de sinclinalele Piatra Craiului și Bucegi (Patrulius, 1969). Cea de-a doua fază tectonică este definită de șariajul getidelor peste danubide.

În evoluția geologică a întregii regiuni, într-o primă fază a avut loc loc transgresiunea depozitelor de vârstă Jurassic mediu peste fundamentul metamorfic. Sedimentarea se continuă apoi fără întrerupere în unele porțiuni (Sinclinalul Piatra Craiului) față de alte zone (Platforma Branului) unde apare o lacună de sedimentare corespunzătoare intervalului Bathonian Superior-Callovian. Sedimentarea a persistat și în timpul Cretacicului Inferior (Beriassian-?Valanginian inferior) pe flancul vestic al Sinclinalului Piatra Craiului (Bucur, 1978) (Fig. 1). După Bedoulian, în tectogeneza

mezocretacică se formează o structură germanotipă, cu o serie de compartimente mai ridicate, unde eroziunea a înlăturat cea mai mare parte a depozitelor (Platforma Branului) și unele compartimente mai coborâte unde depozitele s-au păstrat în întreaga lor grosime (Sinclinalul Piatra Craiului). În timpul Albianului terminal-Cenomanianului, sedimentarea devine predominant detritică, cu caracter transgresiv și se formează conglomerate, care se depun peste rocile carbonatice mai vechi (Fig. 1). Într-o fază de tectogeneză postpaleogenă, depozitele albian-cenomaniene, jurasice și cretacice inferioare au fost cutate împreună (Popescu, 1966).

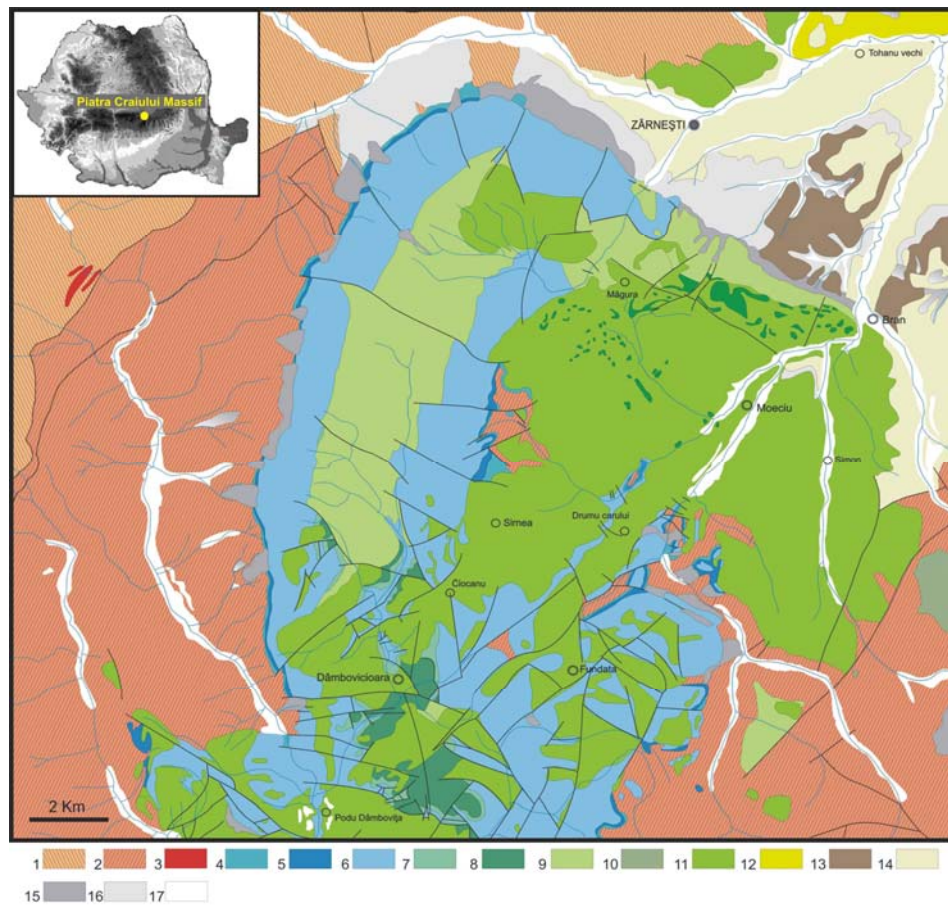


Fig. 1 (1- “Seria” metamorfică de Cumpăna; 2- “Seria” metamorfică de Leaota; 3- Rocile magmatice; 4- Bajocian-Callovian; 5- Callovian-Oxfordian; 6- Kimmeridgian-?Valanginian inferior; 7- Hauterivian; 8- Barremian; 9- Aptian; 10- Albian; 11- Vraconian-Cenomanian; 12- Turonian-Maastrichtian; 13- Paleogen; 14,15,16,17- depozite Cuaternare; după Dimitrescu et al., 1971; Dimitrescu et al., 1974; Patrușiu et al., 1971; Săndulescu et al., 1972, cu modificări)

3. Metode de lucru

Materialul folosit în prezentul studiu a fost colectat în cadrul a numeroase campanii de teren care s-au desfășurat pe parcursul ultimilor opt ani. Pe de-o parte s-au reinterpretat aproximativ 1000 de eșantioane colectate înaintea începerii programului de doctorat propriu-zis. O etapă ulterioară a inclus desfășurarea unor campanii de teren în cadrul programului de cercetare doctorală. Probarea s-a desfășurat prin analiza a zece secțiuni principale (Fig. 2): Poiana Zănoaga-Vf. Piatra Mică, Poiana Zănoaga-Gura Râului, Turnu-Curmătura, Padina Închisă-Drumul lui Lehmann, Padina Popii, Ciorânga Mare-Vf. Ascuțit-Padinile Frumoase, Padina lui Călineț, Vlădușca, Zaplaz-Lanțuri și Padina Lăncii. Un număr total de 1230 de eșantioane au fost colectate din secțiunile Poiana Zănoaga-Vf. Piatra Mică, Poiana Zănoaga-Gura Râului, Ciorânga Mare-Vf. Ascuțit-Padinile Frumoase și Vlădușca. Restul de 1000 de eșantioane sunt colectate din celelate secțiuni care au fost studiate anterior începerii programului de cercetare doctorală. Analiza de teren propriu-zisă a inclus identificarea descrierea caracteristicilor stratonomice ale rocilor carbonatice, măsurarea grosimii lor precum și probarea lor la o rezoluție de aproximativ 30-40 cm. Analiza microscopică a secțiunilor subțiri a presupus determinarea principalelor texturi existente și determinarea microfosilelor. Descrierea microfaciesurilor urmărește clasificările lui Dunham (1962) respectiv Embry și Klovan (1971) și James (1984) (Fig. 8). Pentru analiza izotopică chemostratigrafică, s-au colectat 37 de pulberi carbonatice dintr-un număr total de 34 de eșantioane. Pentru calcarele marine, extragerea pulberilor carbonatice s-a făcut din matrice, evitând zonele fracturate sau cele afectate de diageneză. În ceea ce privește orizonturile expuse subaerian,

extragerea materialului s-a făcut atât din matricea pigmentată cu oxihidroxizi de fier cât și din clastele de tip galeți negri, pentru fiecare eșantion în parte. În acest scop s-a folosit o freză dentară stomatologică atașată la o mașină de găurit. Analizele izotopice au fost efectuate la laboratorul Iso-Analytical Limited, Cheshire, Marea Britanie. Probele au fost cântărite în tuburi curate de tip ExetainerTM după care au fost tratate cu heliu în concentrație de 99.995 %. Probele au fost tratate cu acid fosforic pentru a facilita o reacție chimică necesară conversiei complete a materialului carbonatic în CO₂. Materialele de referință și control au fost preparate în același mod. Concentrația dioxidului de carbon eliberat a fost analizată prin metode de spectrometrie de masă. Materialele de referință și control sunt IA-R022 (carbonat de calciu standard Iso-Analytical, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -28.63 \text{ ‰}$ și $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -22.69 \text{ ‰}$), IA-R022, NBS-18 (carbonatit, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -5.01 \text{ ‰}$ și $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -23.20 \text{ ‰}$), IA-R066 (cretă, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = +2.33 \text{ ‰}$ și $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -1.52 \text{ ‰}$) și IAEA-603 (calcit, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = +2.46 \text{ ‰}$ și $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -2.37 \text{ ‰}$). Analiza de stratigrafie secvențială a fost aplicată pe două secțiuni tip: Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase și Vlădușca. Studii biostratigrafice suplimentare au fost desfășurate pe aceleași profile, în timp ce analiza chemostratigrafică izotopică a fost efectuată pe eșantioane colectate din secțiunea Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase respectiv secțiunea Zaplaz-Lanțuri.

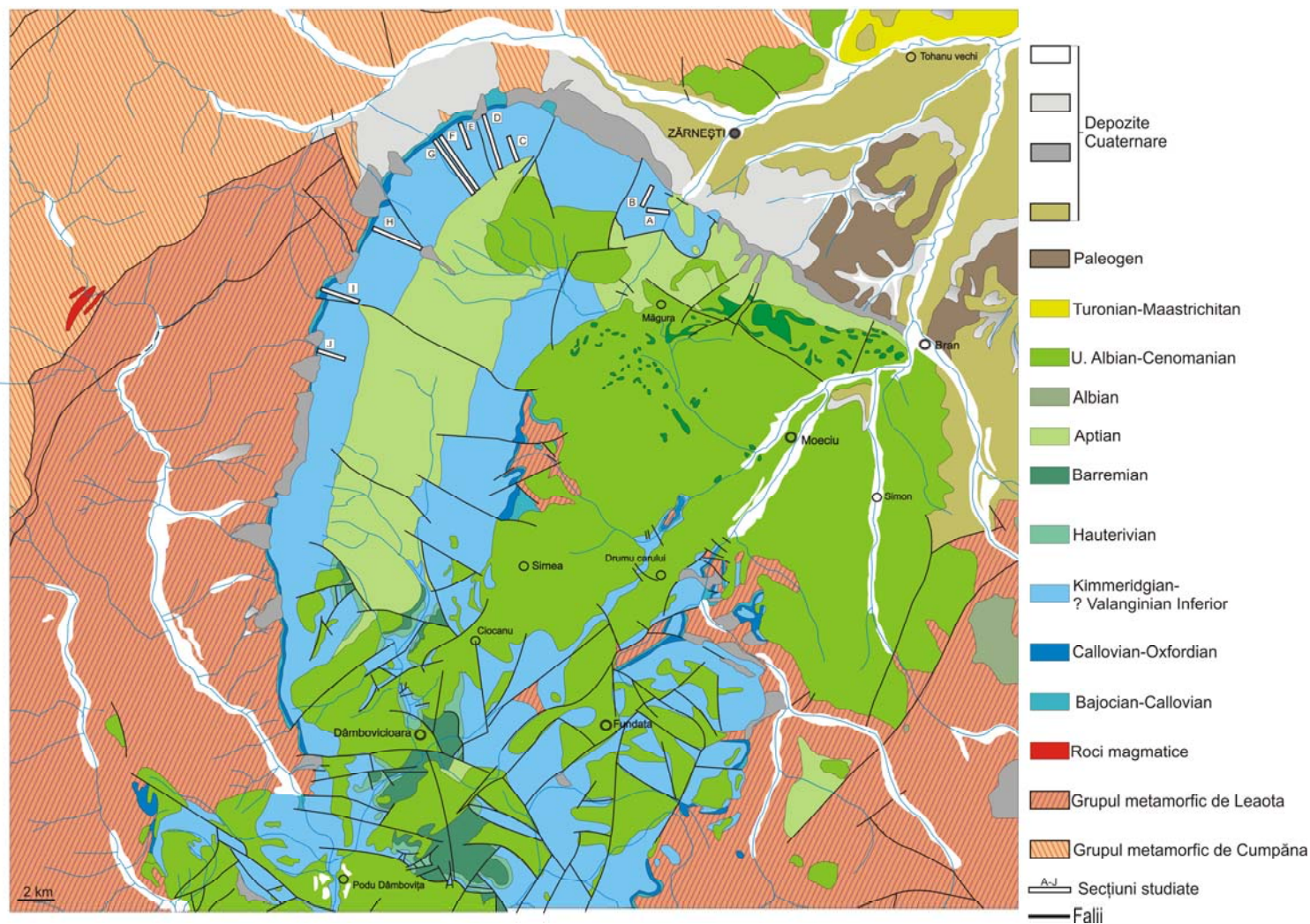


Fig. 2 Localizarea secțiunilor studiate pe harta geologică a Masivului Piatra Craiului (A-Poiana Zănoaga-Gura Râului; B-Poiana Zănoaga-Piatra Mică; C-Curmătura-Turnu; D-Padina Închisă-Drumul lui Lehmann; E-Padina Popii; F-Ciorânga Mare-Vf. Ascuțit-Padinile Frumoase; G-Padina lui Călineț; H-Vlădușca; I-Zaplaz-Lanțuri; J-Padina Lăncii) (după Dimitrescu et al, 1971; Dimitrescu et al, 1974; Patrușiu et al, 1971; Săndulescu et al, 1972, cu modificări).

4. Microfaciesurile și microfosilele identificate în calcarele

Kimmeridgian-Tithonian- ? Valanginian Inferioare

Analiza sedimentologică a texturilor și a elementelor componente a permis evidențierea a 28 de litofaciesuri distincte care au fost grupate în 8 asociații de facies pe baza mediilor depozitionale existente (margine de platformă externă, subtidal cu energie scăzută, intertidal și supratidal). Au fost identificate în total 8 asociații de facies dominante ce formează componenta principală a celor zece secțiuni studiate.

Calcare de pantă recifală și calcare bioconstruite

În baza succesiunilor studiate predomină calcarele de tip packstone cu silicifieri sau grainstone peloidal fin (Asociația de facies F1). Acestea formează un nivel corelabil care prezintă continuitate laterală și a fost identificat în patru profile, de la Nord la Sud (Padina Închisă-Drumul lui Lehmann, Padina lui Călineț, Vlădușca, Zaplaz-Lanțuri) (Fig. 2). Partea mediană și superioară a intervalului litostratigrafic I este constituită din nivele de microbrecii (rudstone intraclastic-bioclasic și rudstone/grainstone bioclasic) ce alternează cu nivelele bioconstruite (Asociațiile de facies F2 și F3) (Fig. 3-4). Aceste pachete de roci au grosimi metrice și pot fi urmărite lateral în toate secțiunile studiate. În cadrul nivelurilor de microbrecii recifale principalele tipuri de bioclaste sunt reprezentate prin briozoare, fragmente de corali și cruste microbiale. Caracterul angular al clastelor și sortarea slabă sugerează un transport de scurtă durată, prin intermediul unor curgeri granulare, în zona de pantă. Clastele sunt reprezentate prin bioclaste (fragmente de

echinoderme, corali și gastropode) și cruste coral-microbiale. Organismele incrustante sunt subordonate, și sunt de obicei prezente ca fragmente de structuri bacinellide, *Lithocodium* și *Crescentiella morronensis*. Pot să apară de asemenea fragmente rare de *Perturbatacrusta leini*. Intraclastele au forme angular-subangulare fiind compuse din peloide legate între ele printr-o matrice micritică.

Bioconstrucțiile din cadrul succesiunilor studiate sunt alcătuite din boundstone cu sediment intern wackestone peloidal, boundstone cu sediment intern packstone-grainstone și boundstone microbial (Asociația F3).

Sedimentul intern al boundstone-urilor este un wackestone sau packstone-grainstone peloidal care conține cruste microbiale cu rol deosebit în stabilizarea bioconstrucțiilor recifale. *Crescentiella morronensis* este frecvent întâlnită în sedimentul intern al bioconstrucțiilor. *Radiomura cautica* și *Perturbatacrusta leini* apar mai rar și sunt însoțite de *Coscinophragma* sp., *Koskinobullina socialis* și *Calcistella jachenhausenensis*. Pe lângă acestea mai apar fragmente de echinoderme, nuclee de amoniti, tuburi de viermi și foraminifere (*Protopenneroplis* sp., *Charentia evoluta*, *Lenticulina* sp., *Lituola baculiformis*). În jurul diferitor tipuri de bioclaste cum ar fi spongierii sau coralii se dezvoltă structuri stromatolitice cu microstructuri micritice sau peloidale. Unii corali prezintă fenomene de micritizare ale septelor ca rezultat al activității microperforatorilor. Spațiile din interiorul unor gastropode sau tuburi de viermi sunt umplute cu sediment geopetal.

Calcare bioclastice de platformă externă

O asociație de facies este caracteristică pentru acest interval (F4) și cuprinde următoarele litologii: grainstone ooidic, grainstone bioclastic respectiv grainstone peloidal (Fig. 5). Nucleul ooidelor este fie micritic sau este format din diverse tipuri de bioclaste (foraminifere, plăcuțe scheletice de echinoderme, gastropode) (Fig. 5 A-B). Sunt caracteristice structuri tangențiale cu inele ooidice continue. Subordonat apar cyanobacterii de tip Rivulariaceu (Fig. 5 C-E). Ooidele regenerate au un nucleu compus din fragmente de alte ooide. Structura lor este tangențială iar grosimea laminelor de aproximativ 5 micrometri. Bioclastele includ foraminifere, alge dasycladale, echinoderme, gastropode, foraminifere de tip miliolid, noduli de cyanobacterii, crabi, structuri de tip *Bacinella* (Fig. 5 F-H). Peloidele sunt subangulare având dimensiuni medii de 25 de micrometri. Sortarea este medie. Apar concentrații destul de frecvente sub forma unor cuiburi. În alte cazuri pot să aibă o distribuție împrăștiată. Sunt asociate cu intraclaste micritice subangulare sau pot să formeze grupuri compacte alături de alge dasycladale și bioclaste micritizate (Fig. 5H).

Calcare de platformă externă expuse subaerian

Există un nivel de calcare ce conține fragmente de roci carbonatice expuse subaerian. Are o grosime totală de aproximativ patru metri. Este vorba despre un pachet de calcare subtidale cu hidrodinamică ridicată (grainstone peloidal bioclastic, grainstone bioclastic, grainstone intraclastic bioclastic) (Fig. 6; Tabel 1) ce conține diverse claste și fragmente

provenite din roci expuse subaerian (Fig. 6 A-H). Sub aspect microfaciesal aceste calcare sunt foarte asemănătoare cu bioclastitele descrise anterior.

Calcare subtidale cu hidrodinamică scăzută

Faciesurile subtidale cuprind asociația de facies F6 (wackestone-floatstone cu gastropode, bindstone cu structuri de tip *Bacinella*, wackestone cu *Clypeina sulcata*, wackestone cu *Seliporella neocomiensis*) (Fig. 7A-H). Diversitatea faunală este relativ ridicată și cuprinde în special noduli de cyanobacterii dar și alge dasycladale sau gastropode și bivalve cu cochilie groasă (Fig. 7B-H). Bioturbațiile sunt destul de comune.

Calcare peritidale

Peste aceste nivele de bioclastite se dispun în restul succesiunii calcare aparținând asociațiilor de facies F7-8. Este vorba în esență despre calcare peritidale ce se remarcă printr-o tranziție graduală verticală de la faciesuri intertidale la cele supratidale.

Calcare intertidale

Faciesurile intertidale cuprind asociația de facies F7. Asociația F7 cuprinde următoarele sub-tipuri de asociații: F7A, F7B. Sub-asociația de facies F7A este constituită din următoarele tipuri de litologii: wackestone/packstone cu ooide, packstone bioclastic ooidic, wackestone-packstone fenestrat cu noduli de cyanobacterii, wackestone-packstone oncoidic, wackestone peloidal (Fig. 8A, Fig. 8C). Este vorba despre faciesuri mâloase care conțin concentrații locale de peloide și ooide. Sporadic pot să apară și intraclaste micritice. Ooidele sunt de mai multe categorii și se grupează în patru subtipuri majore în funcție de natura nucleului. Astfel, acesta poate să fie alcătuit din micrit, din

fragmente de alte ooide, peloide agregate sau chiar alte fragmente de ooide cu înveliș micritic. Oncoidele sunt nedeformate, cu nucleul alcătuit din cyanobacterii micritizate. Bioclastele cuprind noduli de cyanobacterii, foraminifere de tip miliolid, cochilii de bivalve. În ceea ce privește peloidele acestea se dispun frecvent sub forma unor lamine distincte. Cimentul de menisc este prezent între acestea.

Structurile fenestrale variază în dimensiune de la 10 micrometri la aproape 3 mm (Fig. 8D). Apar sisteme de ferestre paralele care formează lamine umplute cu sparit granular sau microgranular (Fig. 8G, Fig. 8E). Sedimentul geopetal este comun. Mai pot să conțină două generații de ciment, peloide sau scalenoedrii de calcit. Structurile laminoid fenestrale sunt de asemenea comune. Golurile sunt umplute cu sparit în timp ce altele conțin două generații de ciment. Unele conțin doar ciment microstalactitic sau microcristalin. Între structurile laminoid-ferestre se pot dispune ferestre mult mai mici umplute cu sparit. Umplutura fenestrelor poate să conțină sparit și microsparit sau doar microsparit. Pe marginile golurilor poate să fie prezent un ciment fibros. Structuri asemănătoare crăpăturilor de uscare pot să fie comune (Fig. 8E). Peloidii și micropeloidii foarte bine sortate sunt dispuse stratiform între seturi succesive de structuri laminoid-ferestre (Fig. 8B). Peloidii sunt grupate în cuiburi bine sortate. Micropeloidii formează majoritatea elementelor componente și apar împrăștiate în masa sedimentului (Fig. 8G). Sub-asociația F7B cuprinde următoarele faciesuri: grainstone peloidal bioclastic, grainstone peloidal intraclastic cu noduli de cyanobacterii, packstone-grainstone intraclastic, packstone-grainstone peloidal intraclastic bioclastic, grainstone intraclastic, grainstone peloidal fenestrat, grainstone peloidal oncoidic (Fig. 8F-H).

Peloidele sunt de dimensiuni mici, subrotunjite asociate frecvent cu intraclaste micritice provenite din cyanobacterii de tip *Rivulariaceu*. În alte cazuri sunt bine rotunjite, cu sortare foarte bună, fiind grupate în strate sau lamine. Mai pot să fie dispuse în structuri laminitice, mediu sortate ce conțin elemente subangulare la subrotunjite (Fig. 8H). Intraclastele sunt rotunjite la subrotunjite și provin din noduli de cyanobacterii. În alte cazuri pot să fie chiar subangulare sau foarte bine rotunjite, cu sortare foarte bună și dimensiuni de 20-30 microni (Fig. 8H). Principalele tipuri de bioclaste includ noduli de cyanobacterii alături de rare bivalve, gastropode, foraminifere (Fig. 8G-H). Oncoidele sunt de compoziție micritică. Nucleul este greu de observat iar laminele micritice sunt fine și ușor discontinue (Fig. 8H). Nucleul ooidelor poate fi alcătuit din cyanobacterii sau fragmente de alte ooide (Fig. 8 F). Pot să aibă nucleu bioclastic sau să fie complet micritizate. Există situații în care se formează ooide agregate care prezintă și o bordură micritică. Mai pot să apară și pisoide cu nucleu alcătuit din cyanobacterii de tip *Rivulariaceu*. Ooidele cu microstructură tangențială prezintă semne de perforații algal-microbiale și au inele micritice (Fig. 8F). Nucleul unora este bioclastic fiind compus din alge dasycladale. Cimentul de menisc este comun în toate situațiile. În unele cazuri se poate observa o tranziție graduală de la faciesuri de tip grainstone la wackestone și mudstone (Fig. 8G).

Calcare supratidale

Aceste roci cuprind faciesuri de tip mudstone omogen nefosilifer, diferite tipuri de calcrete, mudstone brecciat și mudstone-wackestone cu urme de rădăcini (asociația de facies F8) (Fig. 9A-H). Apar rare structuri fenestrale de formă neregulată care ating până

la 2 mm în dimensiune (Fig. 9C). Există sisteme de fracturi umplute cu două generații de ciment fibros sau granular. Brecifierile sunt comune. Microfauna este extrem de săracă fiind reprezentată prin rare cyanobacterii sau ostracode (Fig. 9D). Structurile de tip algal-microbial mats sunt comune (Fig. 9G). Zonele brecifiate sunt umplute cu silt vados în care sunt prinse particule micritice brecifiate. Rarele bioclaste pot să includă și bivalve cu cochilie subțire. Structurile fenestrale sunt umplute fie cu dolomit fie cu sediment geopetal (Fig. 9C).

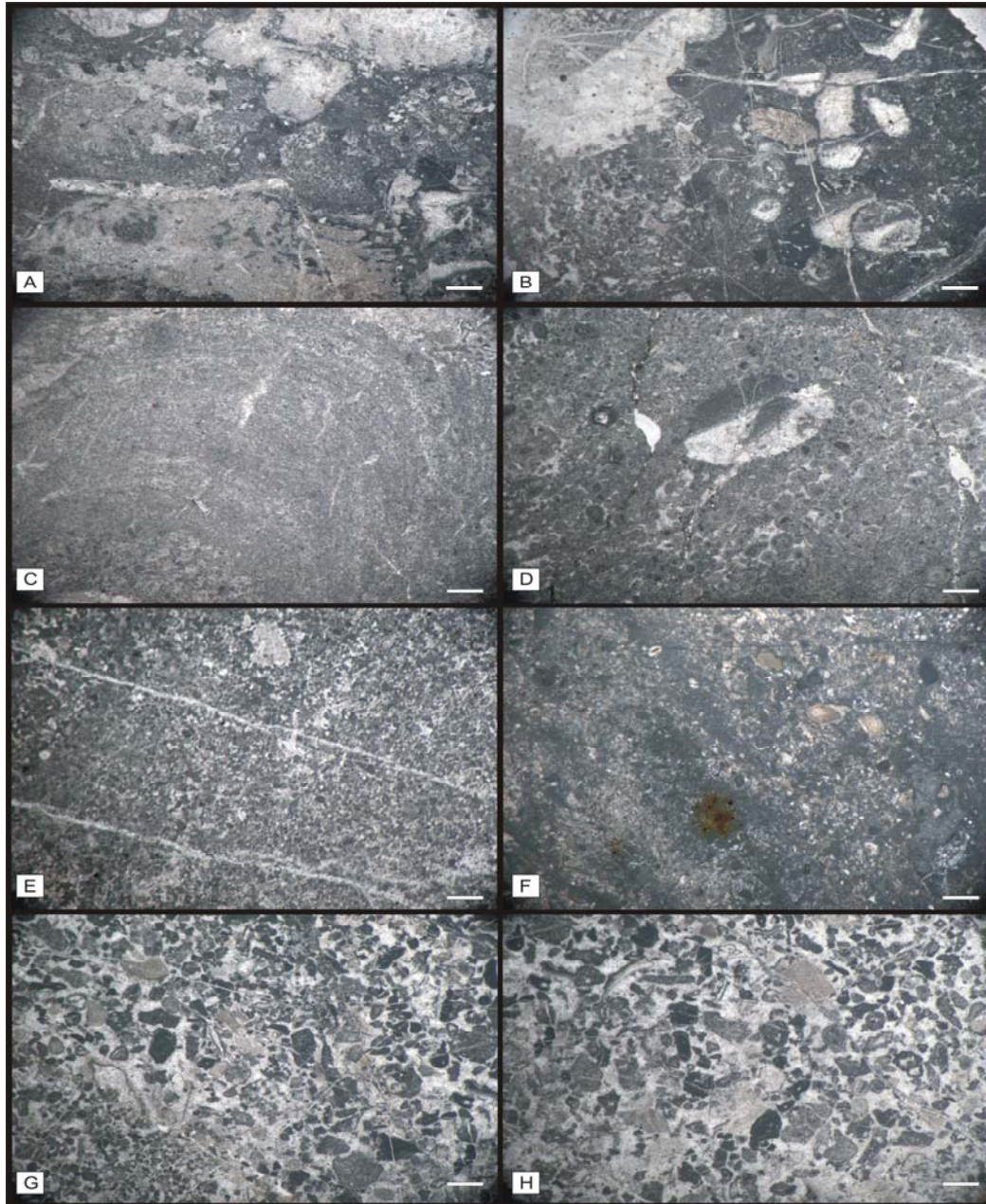


Fig. 3 Microfaciesuri de pantă recifală [A-B-Boundstone coraligen microbial cu tuburi de viermi și organisme incrustante (*Crescentiella morronensis*); C-Boundstone microbial cu structuri stromatolitice; D-Ooide superficiale și bioturbații; E-F-Packstone cu silicifieri; G-H-Rudstone bioclastic cu plăcuțe scheletice de echinoderme, organisme incrustante și intraclaste micritice (Scara: 1 mm)

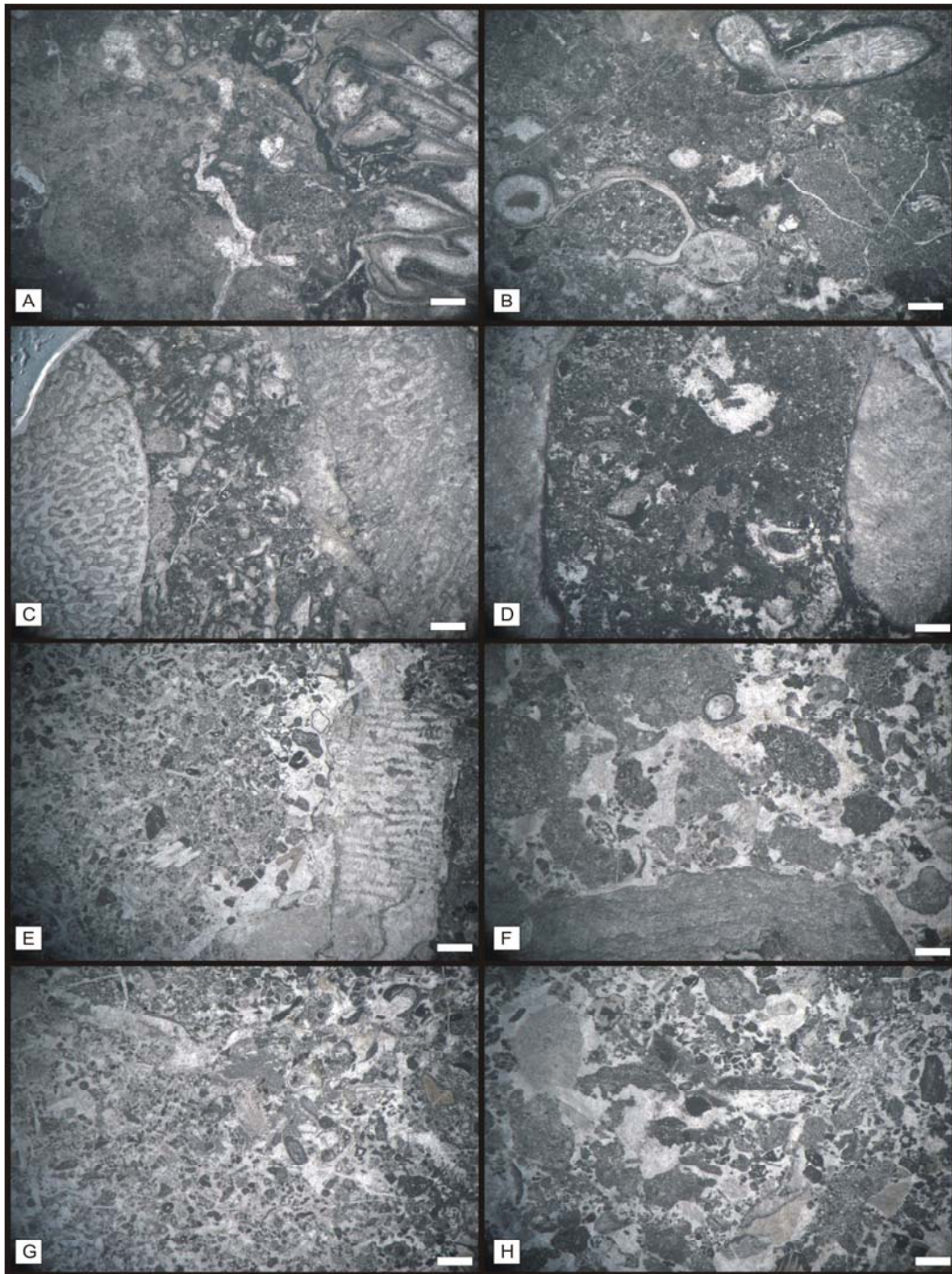


Fig. 4 Calcare bioconstruite [A-Boundstone coraligen-microbial cu *Crescentiella morronensis*; B-Sedimentul intern dintre corali conține organisme incrustante și fragmente de crustacee; C-D-Boundstone cu sediment intern wackestone peloidal. Sedimentul intern conține sclerospongieri; E-H-Rudstone bioclastic intraclastic cu echinoderme, organisme incrustante și fragmente de stromatolite (Scara: 1 mm)]

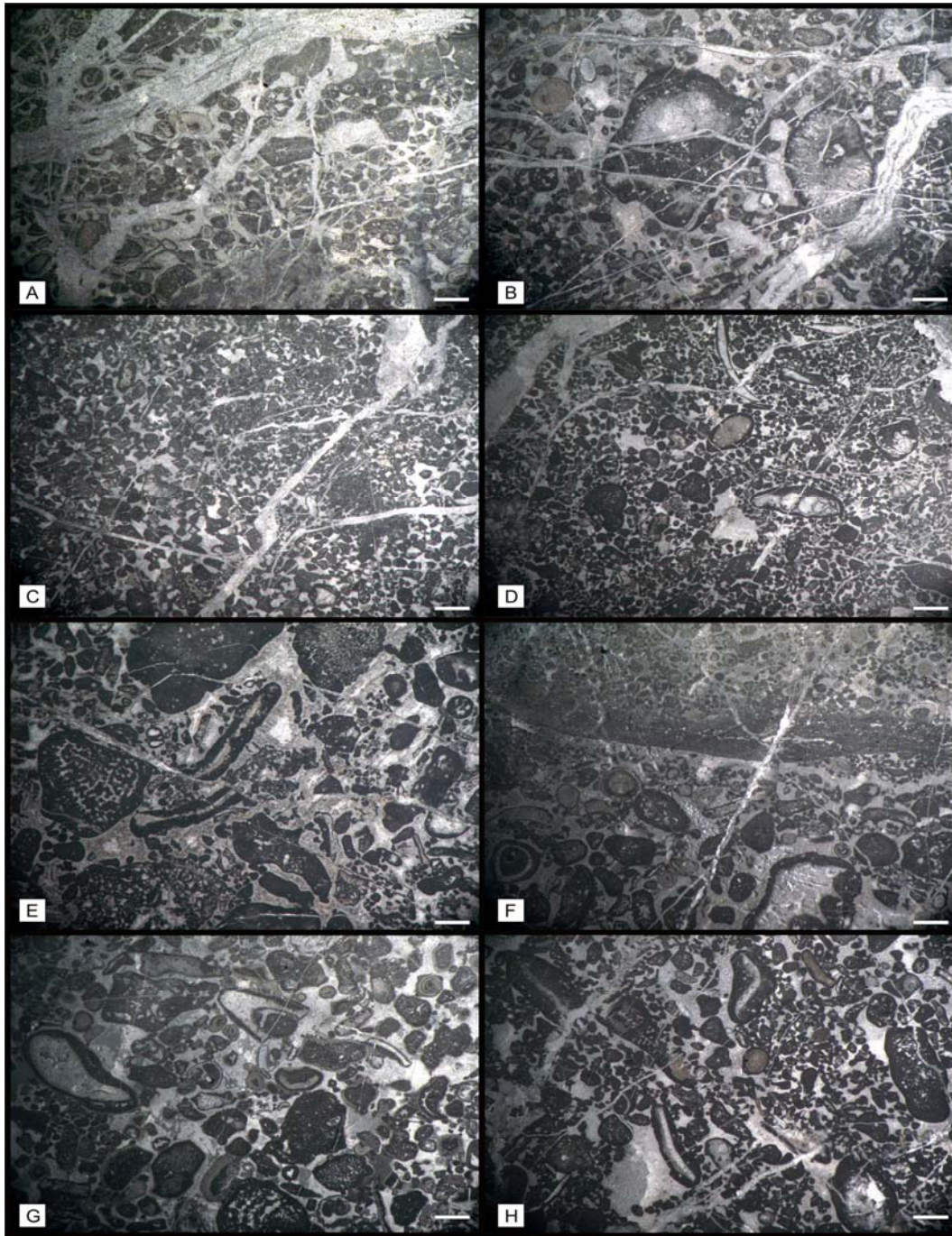


Fig. 5 Calcare bioclastice de platformă externă [A-B-Grainstone ooidic bioclastic cu alge dasycladale și rari noduli de cyanobacterii; C-H-Grainstone peloidal bioclastic cu fragmente de corali, cyanobacterii, bivalve, crustacee și plăcuțe scheletice de echinoderme. Unele bioclaste prezintă un înveliș micritic (Scara: 1 mm) (Probe: A-B-1069; C-1078; D-1081; E-1082; F-1111; G-1112; H-1114)].

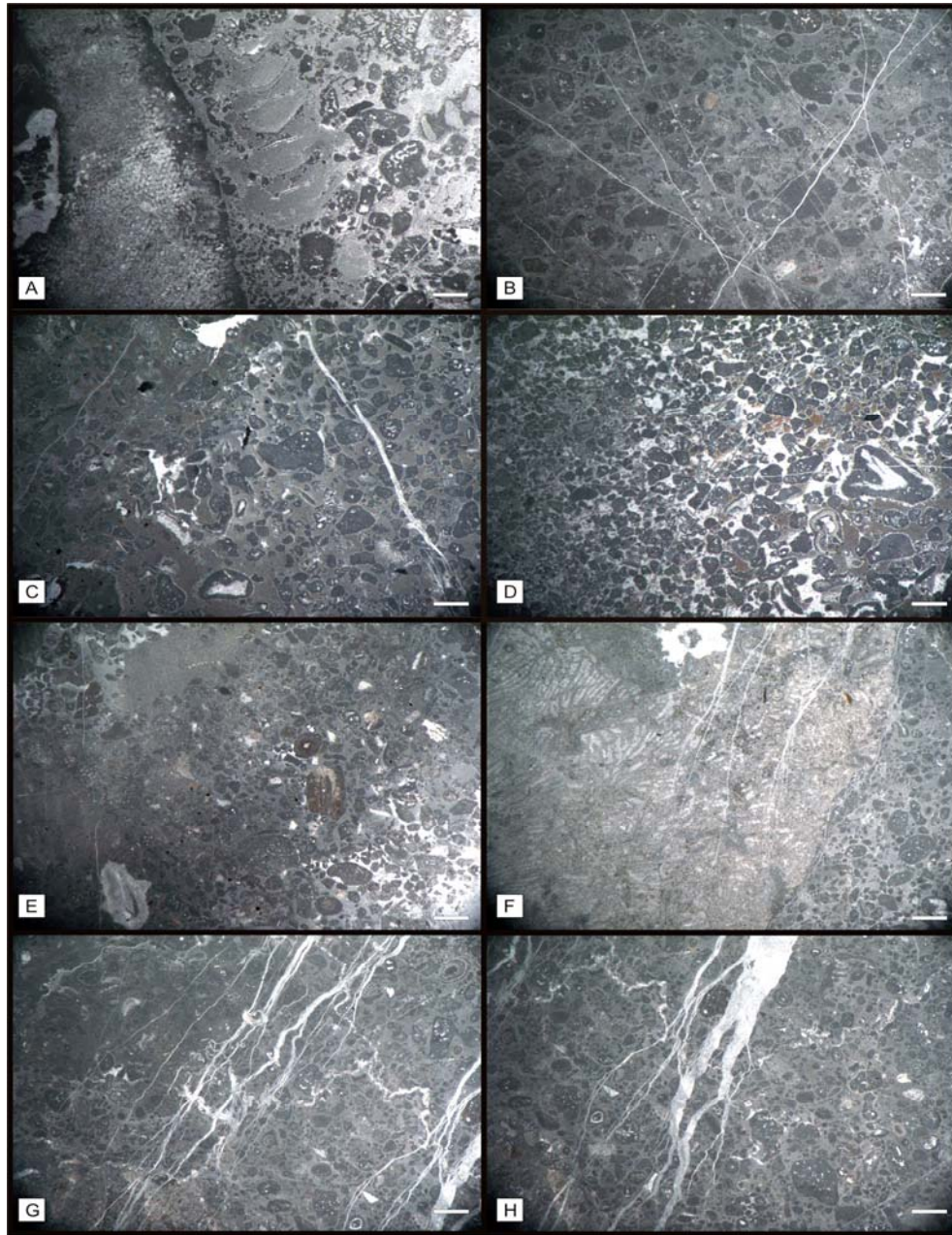


Fig. 6 Calcare bioclastice de platformă externă expuse subaerian (A-Grainstone intraclastic bioclastic, alterat cu fragmente de corali și gastropode dizolvate. În porozitatea moldică se găsește silt vados; B- Packstone-grainstone ce conține galeți negri și intraclaste micritizate cuprinse într-o matrice micritică cu crapături de deshidratare; C- Grainstone peloidal bioclastic cu noduli de cyanobacterii; D-Grainstone peloidal bioclastic, alterat. Conține corali, crustacee și noduli de cyanobacterii; E-Bioclaste înegrite și galeți negri; F-Fragment de coral înegrit; G-H-Grainstone peloidal intraclastic cu noduli de cyanobacterii) (Scara: 1 mm) (Probe: A-B-1094; C-E-1097; F-1098; G-H-1101).

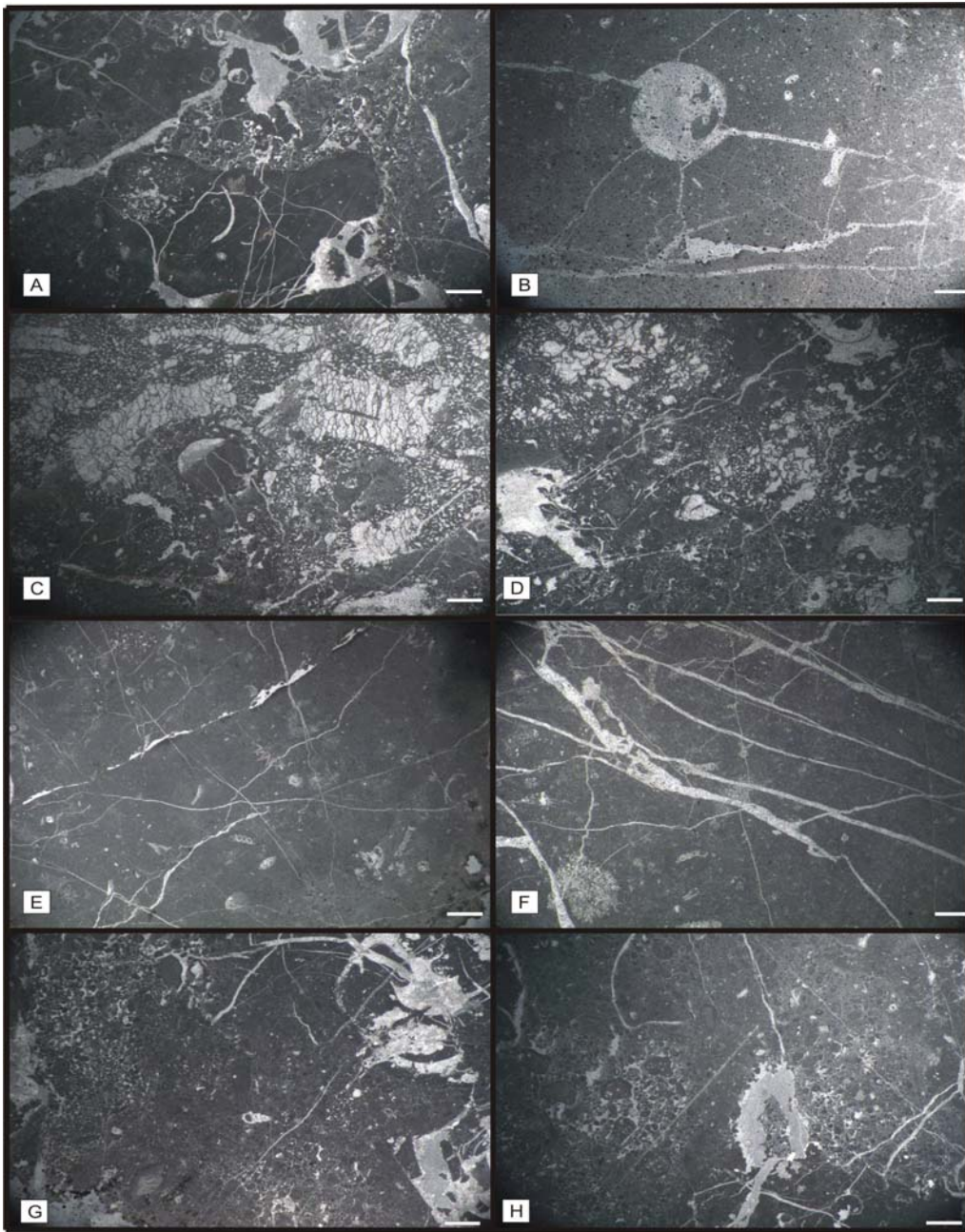


Fig. 7 Calcare subtidale lagunare, cu hidrodinamică săczută [A-Wackestone intraclastic cu fragmente de bivalve; B-Wackestone cu gastropode recritalizate; C-D-Wackestone cu structuri de tip *Bacinella* și *Lithocodium*; E-F-Wackestone cu alge dasycladale; G-H-Wackestone cu bivalve și gastropode (Scara: 1 mm) (Probe: A-1125; B-1131; C-D-1085; E-1134; F-1135; G-H-1127)].

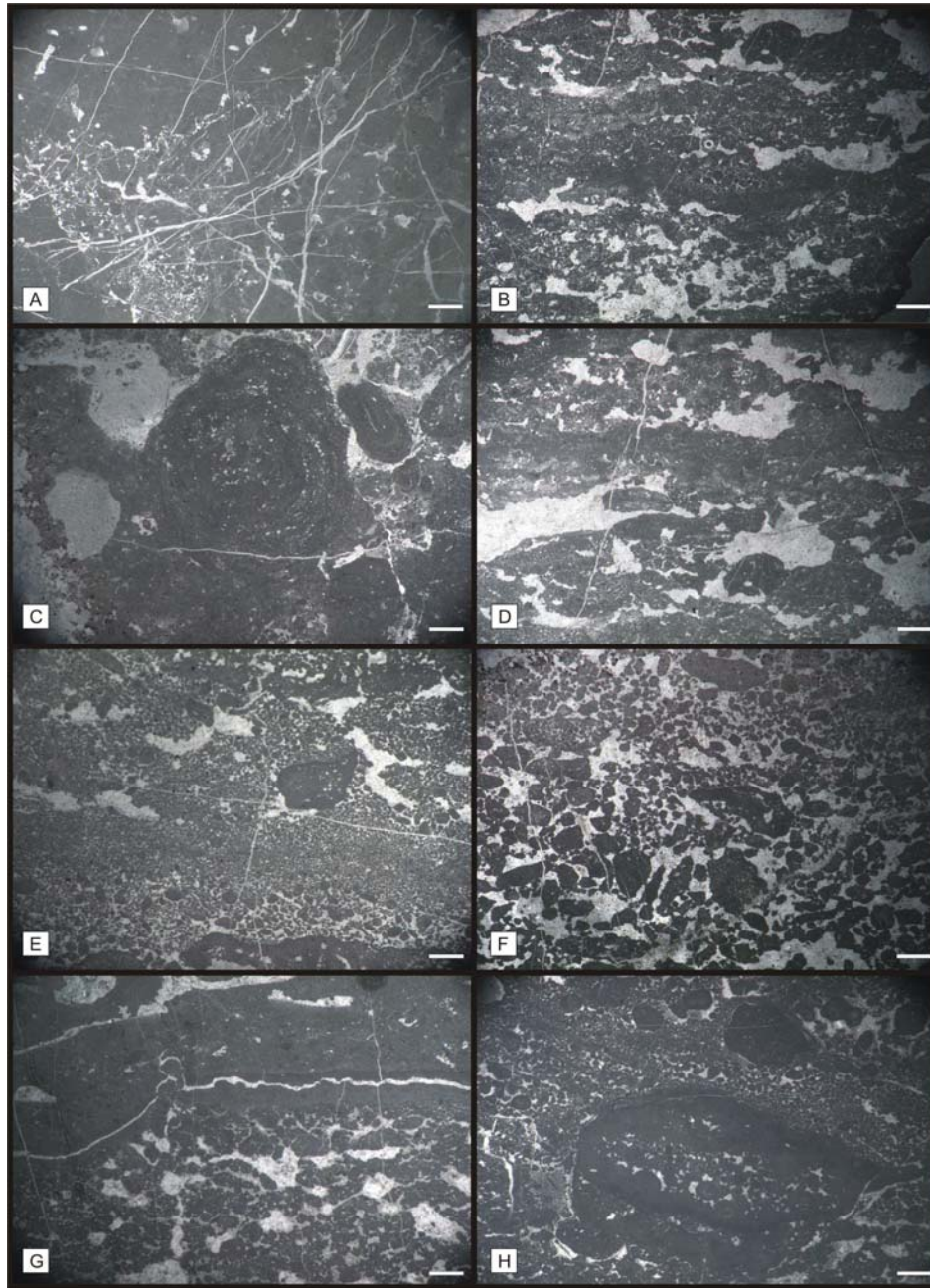


Fig. 8 Calcare intertidale [A-Wackestone fenestrat; B-Wackestone cu structuri laminoid-fenestrale; C-Wackestone-packstone oncoidic; D-Wackestone cu structuri laminoid-fenestrale și pături microbiale; E-Grainstone peloidal intraclastic cu noduli de cyanobacterii. Între peloide se dispune ciment de menisc abundant; F-Grainstone intraclastic bioclastic cu noduli de cyanobacterii; G-Tranziție de la grainstone peloidal la wackestone fenestrat; H-Grainstone peloidal oncoidic cu noduli de cyanobacterii. Conține ciment de menisc și ciment microstalactic (Scara: 1 mm) (Probe: A-1283; B-949; C-766; D-765; E-1284; F-964; G-1169; H-950)].

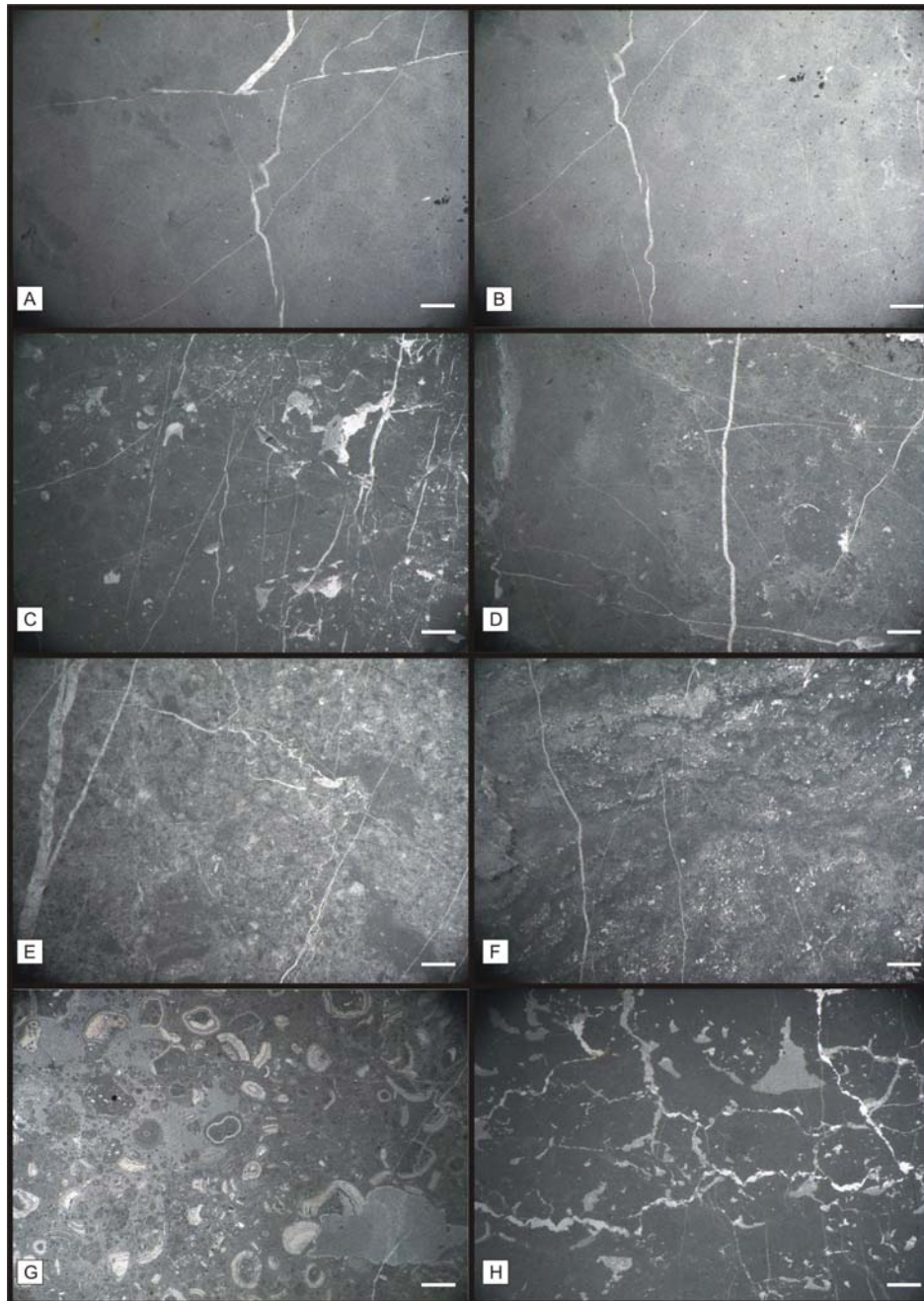


Fig. 9 Calcare supratidale [A-B-Mudstone omogen nefosilifer; C-Mudstone-Wackestone cu rare structuri fenestrale și sediment geopetal; D-Mudstone cu rare ostracode și noduli de cyanobacterii; E-Calcret; F-Mudstone cu pături microbial-algale. Conține filamente de cyanobacterii ce alternează cu pături micritice închise la culoare; G-Wackestone cu vadoide. Goluri umplute cu silt vados; H-Wackestone cu crăpături de uscarea orizontale și verticale. Conține goluri umplute cu silt vados și sediment geopetal (Scara: 1 mm) (Probe: A-B-787; C-912; D-800; E-F-785; G-H-900)].

5. Interpretarea datelor de analiză microfaciesală. Medii depoziționale asociate

Analiza texturală și sedimentologică a permis evidențierea a trei intervale litostratigrafice (I-III) (Fig. 10) ce conțin mai multe asociații de microfaciesuri.

În cadrul intervalului litostratigrafic I asociațiile de facies dominante sunt reprezentate prin calcare de tip packstone silifiat sau grainstone fin peloidal, breccii/microbreccii recifale (rudstone bioclastic, rudstone bioclastic intraclastic) și bioconstrucții coraligen-microbiale sau microbiale (boundstone cu sediment intern wackestone, boundstone cu sediment intern packstone-grainstone, boundstone microbial) (Asociațiile F1-F3).

În baza succesiunilor studiate predomină calcarele de tip packstone cu silicifieri sau grainstone peloidal fin (Asociația de facies F1). Acestea formează un nivel corelabil care prezintă continuitate laterală și a fost identificat în patru profile, de la Nord la Sud (Padina Închisă-Drumul lui Lehmann, Padina lui Călineț, Vlădușca, Zaplaz-Lanțuri) (Fig. 10). Partea mediană și superioară a intervalului litostratigrafic I este constituită din nivelele de microbreccii (rudstone intraclastic-bioclastic și rudstone/grainstone bioclastic) ce alternează cu nivelele bioconstruite (Asociațiile de facies F2 și F3). Aceste pachete de roci au grosimi metrice și pot fi urmărite lateral în toate secțiunile studiate. În cadrul nivelurilor de microbreccii recifale principalele tipuri de bioclaste sunt reprezentate prin briozoare, fragmente de corali și cruste microbiale. Caracterul angular al clastelor și sortarea slabă sugerează un transport de scurtă durată, prin intermediul unor curgeri granulare, în zona de pantă. Clastele sunt reprezentate prin bioclaste (fragmente de

echinoderme, corali și gastropode) și cruste coral-microbiale. Organismele incrustante sunt subordonate, și sunt de obicei prezente ca fragmente de structuri bacinellide, *Lithocodium* și *Crescentiella morronensis*. Pot să apară de asemenea fragmente rare de *Perturbatacrusta leini*. Intraclastele au forme angular-subangulare fiind compuse din peloide legate între ele printr-o matrice micritică.

Bioconstrucțiile din cadrul succesiunilor studiate sunt alcătuite din boundstone cu sediment intern wackestone peloidal, boundstone cu sediment intern packstone-grainstone și boundstone microbial (Asociația F3).

Sedimentul intern al boundstone-urilor este un wackestone sau packstone-grainstone peloidal care conține cruste microbiale cu rol deosebit în stabilizarea bioconstrucțiilor recifale. *Crescentiella morronensis* este frecvent întâlnită în sedimentul intern al bioconstrucțiilor. *Radiomura cautica* și *Perturbatacrusta leini* apar mai rar și sunt însoțite de *Coscinophragma* sp., *Koskinobullina socialis* și *Calcistella jachenhausenensis*. Pe lângă acestea mai apar fragmente de echinoderme, nuclee de amoniti, tuburi de viermi și foraminifere (*Protopenneroplis* sp., *Charentia evoluta*, *Lenticulina* sp., *Lituola baculiformis*). În jurul diferitor tipuri de bioclaste cum ar fi spongierii sau coralii se dezvoltă structuri stromatolitice cu microstructuri micritice sau peloidale. Unii corali prezintă fenomene de micritizare ale septelor ca rezultat al activității microperforatorilor. Spațiile din interiorul unor gastropode sau tuburi de viermi sunt umplute cu sediment geopetal.

Asociațiile de facies identificate în cadrul intervalului litostratigrafic I (Asociațiile de facies F1-F3) (Tabel 1) sunt caracteristice mediilor de pantă distală respectiv pantă recifală din zonele proximale ale crestei șelfului (Flügel, 2004). Evoluția pe verticală a asociațiilor de facies pune în evidență o trecere gradată de la medii de pantă recifală, la medii de creastă recifală, și indică progradarea platformei carbonatice în timpul Jurasicului superior. Studii recente asupra calcarelor Jurasicului superior au reliefat faptul că asociațiile recifale care sunt bogate în general în microbialite și organisme incrustante, nu dezvoltă în mod normal morfologii distincte asemenea recifelor coraligene (Leinfelder et al., 1993; Schlagintweit și Gawlick, 2008). Pornind de la această constatare, Leinfelder et al. (2002) au separat recifele dominate de microbialite dintre alte tipuri comune domeniului tethysian în Jurasicul superior.

Generarea numeroaselor tipuri de structuri cum ar fi stromatolitele, crustele thrombolitice, umpluturile de goluri, fabricurile micritice dense sau peloidale, acompaniate de numeroase tipuri de cruste, reprezintă principala caracteristică a activității microbiale în cazul calcarelor recifale din masivul Piatra Craiului. Chiar dacă multe dintre organismele incrustante care participă la formarea crustelor microbiale din calcarele Jurasicului superior sunt destul de bine cunoscute, unele forme rămân încă mai puțin înțelese, îndeosebi sub aspectul apartenenței lor sistematice. Studiul acestora a făcut obiectul mai multor lucrări în ultimele decenii (Schmid, 1996; Leinfelder et al., 2002; Schlagintweit et al., 2005; Schlagintweit și Gawlick 2008; Pleș et al., 2013)

Intervalul litostratigrafic II cuprinde calcare de tip grainstone bioclastic intraclastic (cu gastropode, alge, spongieri, și foraminifere), grainstone ooidic cu ooide regenerate, grainstone oncoidic, grainstone intraclastic cu galeți negri și alte intraclaste (Asociațiile de facies F4-F5). Aceste calcare formează tranziția de la nivelurile recifale de dedesupt (Fig. 1) la calcarele peritidale care alcătuiesc grosul succesiunii studiate. Se pot interpreta ca fiind bancuri bioclastice de platformă externă acumulate în medii subtidale cu hidrodinamică ridicată. Este practic o zonă de tranziție între faciesuri recifale și zone de platformă internă. Caracterul subangular al clastelor sugerează o activitate puternică a valurilor. Prezența bordurilor micritice pe marea majoritate a bioclastelor (Fig. 5H) sugerează faptul că micritizarea acestora a avut loc într-un mediu liniștit ele fiind ulterior remaniate în acest mediu de energie ridicată. De asemenea, diversitatea faunală este ridicată. Sunt prezente atât fragmente de corali cât și spongieri, remaniate din medii recifale dar și noduli de cyanobacterii și alte bioclaste (bivalve, gastropode, alge dasycladale) care își au originea în zone de platformă internă (Fig. 5 D-H). Indicii clare ale expunerii subaerene sunt indicate de prezența galeților negrii (Vera and Cisneros, 1993). De asemenea, bioclastele înegrite sunt foarte comune (în special noduli de cyanobacterii sau fragmente de corali și spongieri) (Fig. 6 E-F) Există și fragmente de matrice pigmentată cu oxihidroxizi de fier. Apar numeroase goluri care conțin silt vados sau material feruginos iar marginile lor sunt bordate de un ciment de tip dog-tooth (Fig. 6 D) De asemenea, prezența micritului de menisc reprezintă un alt argument pentru a susține subexpunerea aeriană a acestor fragmente de roci carbonatice remaniate. Bioclastele înegrite și galeții negrii au fost remaniați cel mai probabil din medii

depoziționale adiacente, intertidale sau supratidale (Strasser, 1984). Cel mai probabil subexpunerea aeriană a acestor depozite este legată de o acumulare în cantități mari a sedimentului carbonatic, deasupra zonei de pantă recifală/creastă recifală, coroborat cu o scădere a nivelului eustatic.

Intervalul litostratigrafic II conține și faciesuri de tip wackestone cu microfosile întregi (alge dasycladale, gastropode și bivalve) sau wackestone cu structuri de tip *Lithocodium* și *Bacinella* (Asociația de facies F6). Prezența unor tipuri distincte de bioclaste într-o matrice predominant micritică reprezintă argumentele necesare pentru a atribui aceste calcare unui mediu subtidal cu energie scăzută, asociat cu lagune liniștite (Tucker și Wright, 1990).

Intervalul litostratigrafic III corespunde cu sectorul peritidal al succesiunilor studiate. Este vorba despre faciesuri depuse în medii peritidale ce se caracterizează printr-o tranziție verticală graduală de la medii intertidale litorale (grainstone peloidal bioclastic cu noduli de cyanobacterii, grainstone peloidal intraclastic, grainstone peloidal fenestrat) la medii intertidale restrictive (wackestone cu structuri laminoid fenestrale, wackestone onocoidic, wackestone-packstone cu noduli de cyanobacterii) și supratidale (mudstone omogen nefosilifer, calcrete, mudstone-wackestone cu rizolite, mudstone cu pături algal-microbiale) (Asociațiile de facies F7A-B-8). Calcarele intertidale litorale conțin din abundență intraclaste și peloide. În faciesurile de tip grainstone fauna este relativ săracă și cuprinde în proporție covârșitoare noduli de cyanobacterii. Abundența ooidelor și a peloidelor foarte bine sortate indică cel mai probabil o sortare granulometrică într-o zonă litorală unde activitatea valurilor era intensă. Suprafețele de tip micro-firmground sunt

foarte comune. Faciesurile măloase conțin structuri fenestrale sau laminoid- fenestrale. Acestea indică existența unor plaje intertidale sau bălți intertidale restrictive localizate între aceste zone litorale pe unde se transporta sediment grosier (e.g. Bucur și Săsăran, 2005; Săsăran, 2006, Săsăran et al. 2013). Structurile fenestrale sunt caracteristice mediilor intertidale (Lucia, 1972; Tucker și Wright, 1990). În unele cazuri structurile fenestrale conțin umpluturi de sediment geopetal, silt vados sau ciment microstalactic.

În cadrul mediilor supratidale, faciesurile de tip mudstone omogen nefosilifer sunt cele mai comune. Alterarea pedogenetică influențează puternic sedimentele carbonatice acumulate în medii supratidale determinând formarea unor componente de tipul structurilor brecifiate sau crăpături de uscare. Calcretele sunt produsul unor astfel de fenomene în timp ce structurile de tip algal-microbial mats sunt formate de cyanobacterii tipice pentru medii restrictive ce aglutinează particule de măr carbonatic spălat de valuri, în zona câmpiilor tidale (Fig. 9E-G). Prezența ostracodelor indică depunere în mlaștini supratidale. Prezența rarelor structuri fenestrale indică medii de tranziție între domeniul intertidal și supratidal.

Întreaga succesiune carbonatică de vârstă Kimmeridgian-Valanginian inferior se caracterizează printr-o tranziție graduală de la depozite de pantă distală și recifală la calcare bioclastice de platformă externă respectiv calcare peritidale de platformă internă. Depozitele de pantă și cele recifale se acumulează în intervalul Kimmeridgian-Tithonian inferior. Calcarele de platformă externă s-au acumulat la nivelul Tithonianului inferior.

Depozitele carbonatice peritidale de platformă internă au fost depuse în intervalul Tithonian superior-Berriasian-Valanginian inferior.

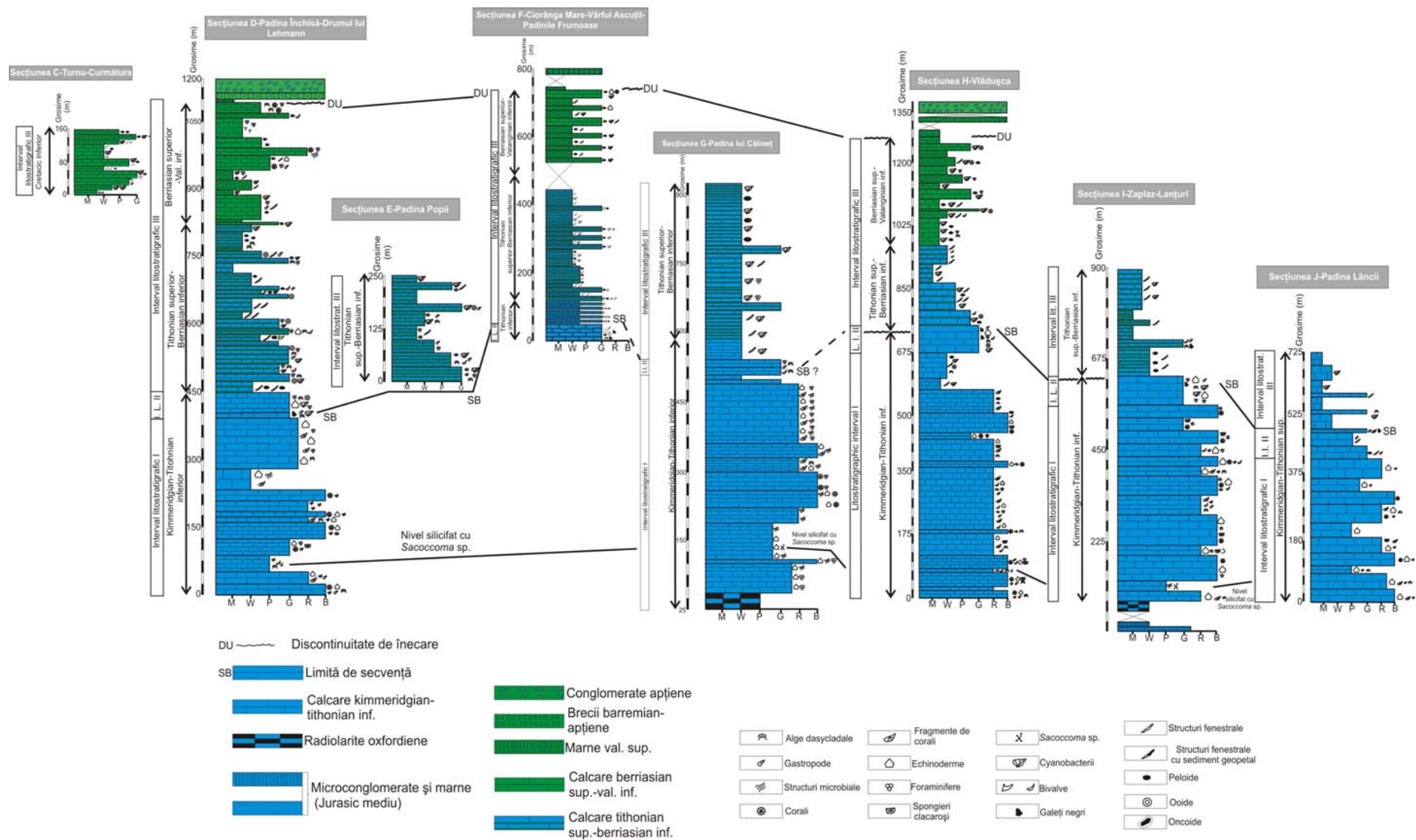


Fig. 10 Corelarea secțiunilor studiate, cu indicarea principalelor orizonturi corelabile dar și a vârstelor identificate. Se precizează și caracteristicile texturale ale nivelelor carbonatice

6. Date biostratigrafice. Vârsta depozitelor studiate

6.1 Intervalul biostratigrafic A

În urma identificării asociațiilor de microfosile existente au fost separate trei intervale biostratigrafice importante. Astfel, intervalul biostratigrafic A (Fig. 11) conține în principal o asociație alcătuită din organisme incrustante (*Crescentiella morronensis*, *Calcastella jachenhausenensis*, *Perturbatacrusta leini*, *Radiomura cautica*, structuri de tip *Labes atramentosa*, *Troglotella incrustans*, *Lithocodium aggregatum*, *Taumatoporella parvovesiculifera*, structuri de tip *Bacinella irregularis*, *Koskinobulina socialis*), spongieri calcaroși (*Neuropora lusitanica*, *Thalamopora lusitanica*, *Sarsteinia babai*), foraminifere (*Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Bramkampella arabica*, *Everticyclammina praekelleri*, *Labyrinthina mirabilis*, *Lituola baculiformis*, *Redmondoides lugeoni*, *Neokilianina rahonensis*, *Parurgonina caelinensis*, *Coscinococonus alpinus*, *Mohlerina basiliensis*, *Everticyclammina* sp. și *Coscinophragma* sp.) (Fig. 11), alge dasycladale (*Salpingoporella pygmaea*, *Clypeina sulcata*, *Campbeliella striata*, *Steinmanniporella kapelensis*, *Petrascula bursiformis*, *Neoteutloporella socialis*, *Salpingoporella annulata*) (Fig. 11).

Crescentiella morronensis are o distribuție stratigrafică cuprinsă între Oxfordian și Barremian cu un maxim de dezvoltare la nivelul Kimmeridgian-Tithonianului (Pleș et al., 2017).

Koskinobullina socialis este un organism incrustant descris din mai multe zone ale arealului Tethysian. Prima descriere le aparține lui Cherchi și Schroeder (1979) care semnalează prezența acestui organism incrustant în calcare barremiene din Sardinia. A

fost fost de asemenea descris din calcare de vârstă Tithonian-Beriassian inferior din Austria, Alpii Calcaroși de Nord (Schlagintweit și Gawlick, 2008), din calcare de vârstă Tithonian-Beriassian din Carpații Polonezi (Matyszkiewicz și Słomka, 2004), sau din calcare de vârstă Beriassian-Valanginian din România, Carpații Orientali, masivul Hăghimaș (Bucur et al., 2011).

Lithocodium aggregatum are o răspândire largă la nivelul Jurasicului superior-Cretacicului inferior fiind descris din întreg arealul Tethysian, din Maroc (Scheibner și Reijmer, 1999) până în Japonia (Shiraishi și Kano, 2004). Acest organism incrustant a mai fost identificat în calcare kimmeridgian-tithoniene din Spania, Cordiliera Betică (Schmid și Leinfelder, 1995), calcare oxfordiene din Munții Süntel, Germania (Helm și Schülke, 1998), calcarele beriassian-valanginiene din România, Munții Trascău (Săsăran, 2006) sau calcarele Aptian inferioare din Omanul de Sud (Immenhauser et al., 2005).

Radiomura cautica este descrisă pentru prima oară de către Senowbari-Daryan și Schäfer (1979) din depozite Triasice din Austria. Acest taxon este foarte întâlnit în calcare bioconstruite din România (Săsăran, 2006; Pleș et al., 2013), Austria (Schlagintweit și Gawlick, 2008).

Perturbatacrusta leini a fost descrisă în principal din depozite de vârstă Kimmeridgian-Tithonian din Austria (Schlagintweit și Gawlick, 2011) sau din depozite carbonatice de vârstă Tithonian-Beriassian din România (Săsăran, 2006).

Bramkampella arabica are o răspândire stratigrafică largă în cadrul intervalului Kimmeridgian-Valanginian inferior (Banner și Whittaker, 1991; Bucur și Săsăran, 2005).

Redmondoides lugeoni și *Coscinoconus alpinus* constituie de asemenea specii cu o

răspândire stratigrafică largă, ele acoperind întreg intervalul Jurasicului superior (Kimmeridgian-Tithonian) alături de specii de alge dasycladale precum *Clypeina sulcata* și *Salpingoporella pygmaea* (Bucur, 1999; Schlagintweit et al., 2005). Deși *Clypeina sulcata* și *Salpingoporella pygmaea* acoperă intervale stratigrafice mai largi (Kimmeridgian-Berriasian respectiv Bajocian-Aptian) (Bucur, 1999; Granier și Deloffre, 1993; Carras et al., 2006) ele cunosc o răspândire amplă la nivelul Kimmeridgian-Tithonianului (Farinacci și Radoičić, 1991; Senowbari-Daryan et al., 1994).

Petrascula bursiformis și *Neoteutloporella socialis* au fost identificate în depozite de vârstă Kimmeridgian-Tithonian (Dragastan, 1975; Bucur et al., 2005; Schlagintweit, 2011) (Tabel 2). Unele faciesuri bioclastice conțin anumite specii de foraminifere marker pentru intervalul Kimmeridgian-Tithonian, în special la nivelul secțiunii Zaplaz-Lanțuri (e.g. *Parurgonina caelinensis*, *Labyrinthina mirabilis*, *Neokilianina rahonensis*) (Tabel 2) (Cuvillier et al., 1968; Tasli, 1993; Velić, 2007) [pentru detalii vezi Mircescu et al. (2014, 2016)]. Mai mult, Mircescu et al. (2016) au identificat în bioclastitele din secțiunea Vlădușca alga *Steinmanniporella kapelensis*. Aceasta este o algă dasycladală, foarte comună în depozite de vârstă Tithonian (Sokač și Nikler, 1973; Bucur și Săsăran, 2012; Mircescu et al., 2016). Sub acest nivel bioclastic succesiunea este compusă din calcare recifale ce conțin sclerospongieri abundenți la nivelul Tithonianului (*Calcistella jachenhausenensis*, *Neuropora lusitanica* și *Thalamopora lusitanica*) (Mircescu et al. 2016). Toate aceste date indică vârsta Kimmeridgian-Tithonian inferior (Fig. 11) pentru intervalul biostratigrafic A. Unele specii de foraminifere (*Parurgonina caelinensis*, *Labyrinthina mirabilis*, *Neokilianina rahonensis*) sunt cunoscute începând cu

Oxfordianul (Tabel 2). Totuși, radiolaritele Oxfordiene din baza succesiunii studiate nu conțin astfel de microfosile și au fost datate pe baza unor asociații de radiolari și nannoplancton (Meszaros și Bucur, 1980; Beccaro și Lazăr, 2007).

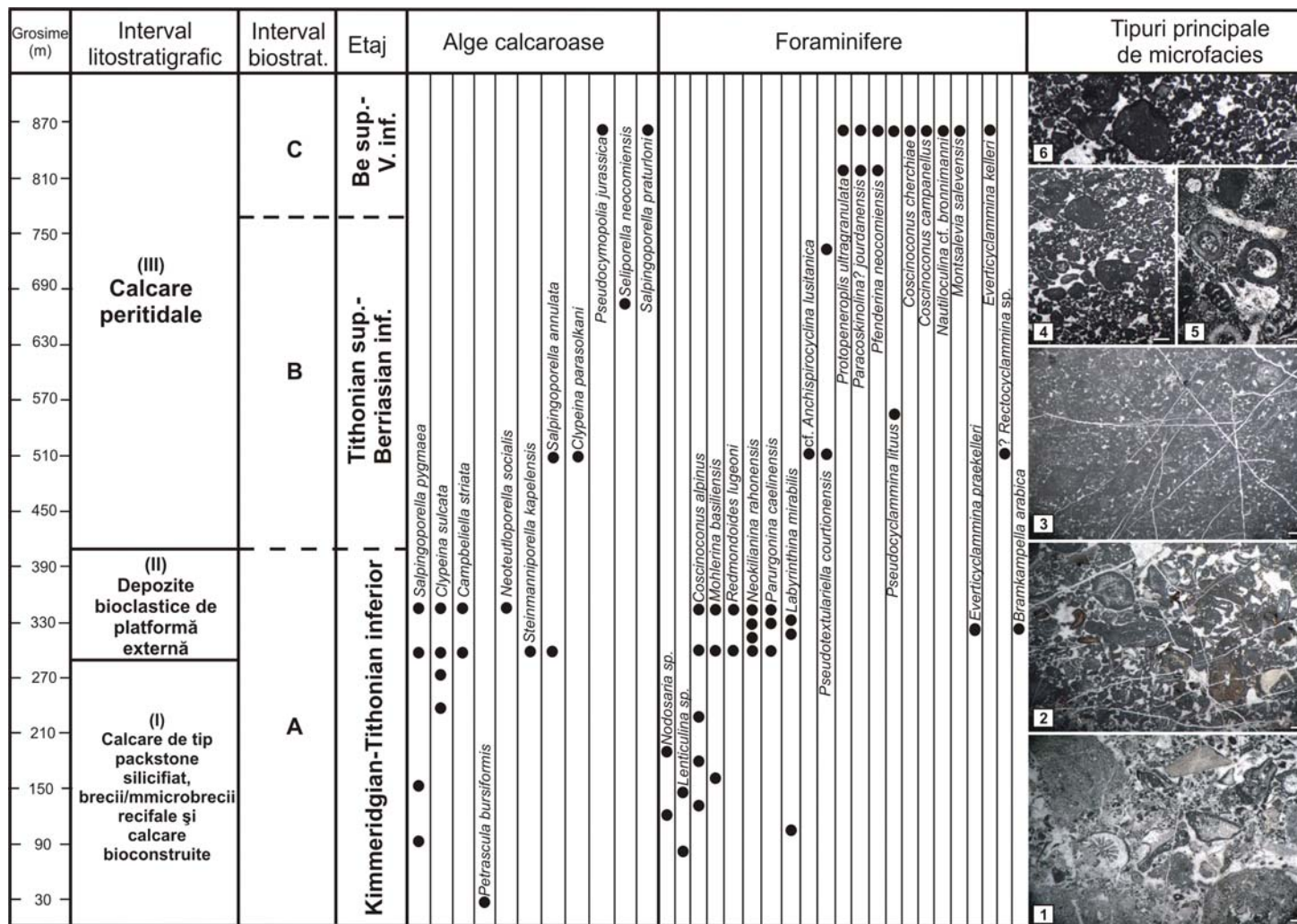


Fig. 11 Reprezentare schematică a intervalelor litostratigrafice și biostratigrafice identificate în calcarele Jurasicului superior-Cretacicului inferior din Masivul Piatra Craiului (1-Rudstone bioclastic cu fragmente de corali, echinoderme, alge dasycladale și organisme incrustante; 2-Grainstone grosier bioclastic cu noduli de cyanobacterii, alge dasycladale și gastropode; 3-Packstone peloidal fenestrat cu noduli de cyanobacterii; 4-6-Grainstone peloidal bioclastic cu foraminifere, alge dasycladale și noduli de cyanobacterii) (Scara: 1 mm) (după Mircescu et al., 2016, cu modificări)

6.2 Intervalul biostratigrafic B

În cadrul intervalului biostratigrafic B algele dasycladale sunt mai puțin abundente în timp ce foraminiferele înregistrează o abundență mult mai ridicată (Fig. 11). Au fost identificate următoarele specii de microfosile: *Clypeina sulcata*, *Salpingoporella annulata*, *Salpingoporella katzeri*, *Clypeina loferensis* S, *Clypeina parasolkani*, *Seliporella neocomiensis*, *Pseudocyclamina lituus*, *Rectocyclamina chouberti*, *Anchispirocyclina lusitanica*, *Pseudotextulariella courtionensis* (Fig. 11).

Clypeina parasolkani a fost descrisă de către Farinacci și Radoičić (1991) din depozite de vârstă Tithonian-Berriasian din Turcia (Pontide). Prezența ei a mai fost semnalată în depozite carbonatice de aceeași vârstă din Italia (Bruni et al., 2007) sau Elveția (Granier et al., 2014).

Seliporella neocomiensis este cunoscută în principal din depozite Berriasiene (Peybernes, 1976; Granier și Deloffre, 1993).

Anchispirocyclina lusitanica este frecvent întâlnită la nivelul Tithonianului Superior-Berriasianului inferior, marcând o tranziție între aceste două etaje stratigrafice (Tabel 2) (Fourcade, 1970; Dya, 1992; Schlagintweit et al., 2005).

Pseudotextulariella courtionensis este un foraminifer Berriasian întâlnit în principal în depozite de vârstă Cretacic Inferior din Elveția (Brönnimann, 1966), Franța (Darsac, 1983).

Clypeina loferensis a fost descrisă pentru prima dată din depozite de vârstă Tithonian Superior de către Schlagintweit et al. (2009).

Salpingoporella katzeri cunoaște o răspândire stratigrafică tipică intervalului Berriasian-Valanginian (Carras et al., 2006).

Este dificil de stabilit limita dintre Tithonian și Berriasian, în cadrul intervalului biostratigrafic B. Se poate spune mai degrabă că tot intervalul biostratigrafic B marchează tranziția Jurassic Superior-Cretacic inferior, la nivelul întregii succesiuni carbonatice (Fig. 11).

6.3 Intervalul biostratigrafic C

În cadrul acestui interval biostratigrafic (Fig. 55) foraminiferele înregistrează o abundență mai ridicată comparativ cu algele dasycladale. Principalele specii de alge sunt reprezentate prin *Pseudocymopolia jurassica* (DRAGASTAN) și *Salpingoporella praturloni* (DRAGASTAN) (Fig. 11). Speciile de foraminifere cuprind următorii reprezentanți: *Ammobaculites* sp., *Bulbobaculites* sp., *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA), *Pseudocyclammina* sp., *Everticyclammina kelleri* (HENSON), *Frentzenella involuta* (MANTSUROVA & GORBATCHIK), *Coscinoconus campanellus* (ARNAUD-VANNEAU, BOISSEAU & DARSAC), *Coscinoconus cherchiai* (ARNAUD-VANNEAU, BOISSEAU & DARSAC), *Nautiloculina brönnimanni* (ARNAUD-VANNEAU & PEYBERNÈS), *Montsalevia salevensis* (CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN & ZANINETTI), *Paracoskinolina? jourdanensis* FOURY & MOULLADE, *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER), *Freixialina planispiralis* RAMALHO, *Protopenneroplis ultragranulata* (GORBATCHIK) (Fig. 11).

Paracoskinolina jourdanensis a fost descrisă pentru prima dată din depozite de vârstă Barremian inferior de către Foury și Moullade (1966) dar cunoaște o răspândire largă în

Berriasian Superior-Valanginian în asociație cu foraminiferul *Pfenderina neocomiensis* (Bucur et al., 1995). Reprezentanții genului *Coscinoconus* (e.g. *Coscinoconus cherchiaie* și *Coscinoconus campanellus*) sunt în general caracteristici intervalului Berriasian Superior-Valanginian Inferior (Mancinelli și Coccia, 1999; Neagu, 1994; Ivanova, 2000). *Montsalevia salevensis* cunoaște o răspândire stratigrafică largă la nivelul Valanginianului (Charollais et al., 1966; Darsac, 1983; Zaninetti et al., 1987; Boisseau, 1987; Bucur, 1988). *Haplophragmoides joukowskyi* a fost descris din depozite de vârstă Berriasian-Hauterivian Inferior (Altiner, 1991). Totuși, este destul de frecvent întâlnit la nivelul Berriasian-Valanginianului (Darsac, 1983; Boisseau, 1987; Ciocchini et al., 1994) (Tabel 2).

Întregul ansamblu micropaleontologic este caracteristic pentru intervalul Berriasian-Valanginian Inferior (Fig. 11). De asemenea este greu de stabilit poziția exactă a limitei Berriasian-Valanginian în cadrul acestui interval biostratigrafic.

7. Chemostratigrafie izotopică și diagenază

7.1 Valori izotopice ale intervalelor studiate

Calcarele bioclastice de platformă externă au fost eşantionate pentru studii chemostratigrafice atât în secțiunea Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase cât și în secțiunea Zaplaz-Lanțuri (Fig. 12-13). În secțiunea Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase nivelul cu intraclaste expuse subaerian este delimitat în partea inferioară și superioară de calcare stratificate în bancuri și strate cu grosimi centimetrice-decimetrice (Fig. 12A-C). În secțiunea Zaplaz-Lanțuri nivelul expus subaerian (Fig. 13 A) conține zone pigmentate cu oxihidroxizi de fier ce sunt vizibile macroscopic, în teren (Fig. 13B). Galeții negri au dimensiuni milimetrice-centimetrice (Fig. 13C). Grosimea intervalelor probate este de 8-10 m (Fig. 12-13D-F).

7.1.1 Secțiunea Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase

În secțiunea Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase, probele situate sub orizontul cu galeți negri remaniați (1082-1094, Fig. 12G, sub chenar roșu) conțin valori cuprinse între 0.92 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ și 2.58 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ (Tabel 3). Se constată o creștere a valorilor carbonului de la 0.92 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ la 2.58 ‰ $\delta^{13}\text{C}$, apoi o scădere la 0.61 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ și din nou o creștere la 2.05 ‰ $\delta^{13}\text{C}$. În nivelele cu galeți negri remobilizați (probele 1095-1098) (Fig. 12G-J) valorile izotopilor de carbon sunt pozitive, atât pentru pulberile prelevate din matricea roșie cât și pentru cele prelevate din galeții negri. Aceste valori sunt aproape identice, atât în matricea roșie cât și în intraclastele remaniate. Din această cauză aceste două seturi de valori au fost reprezentate pe aceeași linie de grafic (Fig. 12

G). Curba izotopilor de oxigen este paralelă cu cea a izotopilor carbonului (Fig. 12G), direcția celor două curbe de valori fiind foarte asemănătoare. Valorile oxigenului, de sub nivelul cu galeți negri sunt caracterizate printr-o tendință crescătoare al valorilor, de la -4 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ la -1 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (probele 1082-1086) (Fig. 12G, sub chenar roșu) (Tabel 3). Apoi valorile scad din nou la -4 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ și rămân constante între -4 și -3 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (probele 1088-1093, Fig. 64 G) (Tabel 3). Pentru nivelul cu galeți negri se constată o scădere a valorilor de la -1.5 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ la -2.8 ‰ $\delta^{18}\text{O}$.

7.1.2 Secțiunea Zaplaz-Lanțuri

În secțiunea Zaplaz-Lanțuri tendințele valorilor izotopice sunt total diferite, comparativ cu secțiunea Ciorânga Mare-Vf. Ascuțit-Padinile Frumoase. Astfel, curba izotopilor de carbon înregistrează valori pozitive de + 2 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ pentru probele situate imediat sub nivelul cu galeți negri (Probele 624-625, Fig. 13 G, J). Deasupra acestui nivel valorile scad până la + 0.5 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ (Proba 634b, Fig. 13G) (Tabel 3). În cadrul nivelului cu galeți negri, valorile curbei carbonului sunt negative, atât pentru pulberile extrase din matricea roșie cât și pentru cele extrase din galeții negri (Fig. 13G-I). Se remarcă existența unor valori izotopice de carbon și oxigen foarte apropiate pentru cele două categorii de pulberi (matrice roșie și galeți negri). Astfel, cele două tipuri de valori au fost reprezentate împreună pe același grafic (Fig. 13G). Valorile scad treptat de la -0.9 ‰ la -1.1 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ (Probele 626-628, Fig. 13G), rămân constante la -1.4 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ (Probele 630, 631-632, Fig. 13G), scad cel mai mult până la -1.9 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ pentru a crește apoi la -0.5 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ (Proba 634 a, Fig. 13G) (Tabel 3). În aceeași măsură, curba izotopilor de oxigen înregistrează valori extrem negative de -4 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ pentru probele care mărginesc

nivelurile cu galeți negri și matrice roșie (Probele 625 și 634 b, Fig. 13G) (Tabel 3). Între aceste puncte reper, valorile curbei oxigenului sunt constante între -1.5 ‰ și -2.00 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (Tabel 3). În secțiunea Zaplaz-Lanțuri, cele două curbe izotopice nu sunt paralele între ele ci prezintă mai degrabă o dispunere în oglindă (Fig. 13G).

7.2 Interpretare

Studiul izotopilor stabili ai carbonului constituie o metodă utilizată frecvent pentru a pune în evidență suprafețe de expunere subaeriană în medii carbonatice (Banner și Hanson, 1990; Oehlert și Swart, 2014). Izotopii oxigenului sunt folosiți la o scară mai mică (Allan și Mathews, 1982) deoarece procesele diagenetice pot influența valorile lor mult mai puternic. În ceea ce privește intervalul Kimmeridgian-Tithonian, curbele izotopice ale carbonului au fost produse în special din depozite pelagice aparținând domeniilor Tethysyan și Boreal (Weissert și Channel, 1989; Weissert și Mohr, 1996; Katz et al., 2005; Michalik et al., 2009). Calcarele de platformă externă din secțiunea Ciorânga Mare-Vf. Ascuțit-Padinile Frumoase conțin remanieri ale unor niveluri carbonatice expuse subaerian [Fig. 12 (chenar galben), Fig. 12G]. Prezența fragmentelor de galeți negri și a bioclastelor înegrite într-o matrice de origine marină (Fig. 12I-J) constituie un argument adițional pentru a susține această ipoteză (Fig. 12). Valori pozitive ale curbei de carbon (Fig. 12G) caracterizează atât galeții negri cât și matricea în care sunt cantonați (Fig. 12H-J). Se constată o asemănare destul de mare între valorile curbei carbonului din secțiunea Ciorânga Mare-Vf. Ascuțit-Padinile Frumoase și curbe similare obținute de către alți autori din depozite carbonatice pelagice de aceeași vârstă din arealul

Tethysyan (Weissert și Channel, 1989-Italia; Price et al., 2016-Ungaria; Weissert și Mohr, 1996-Elveția). Amodio et al. (2008) indică faptul că la nivelul intervalului Jurassic Mediu-Cretacic Inferior curbele izotopice ale rocilor carbonatice pelagice sunt în mare parte asemănătoare cu componenta analogă a rocilor carbonatice de platformă puțin adâncă. Aceeași trăsătură este reliefată și în prezentul studiu. Procesele de expunere subaeriană sunt evidente în secțiunea Zaplaz-Lanțuri acolo unde valorile izotopice ale curbei de carbon sunt negative. Această supoziție este întărită de datele microfaciesale și diagenetice existente (Fig. 13D-I). Valoarea negativă a izotopilor de carbon din galeții negri (Secțiunea Zaplaz-Lanțuri, Fig. 13G) confirmă faptul că aceste calcare au fost expuse subaerian. Creșterea conținutului de materie organică, în condiții de expunere subaeriană va determina valori negative ale izotopilor carbonului (Longmann, 1980). Mai mult, în secțiunea Zaplaz-Lanțuri, matricea în care sunt cantonați înregistrează valori negative ale izotopilor de carbon (Fig. 13H-I). Galeții negri sunt asociați frecvent cu fenomene de expunere subaeriană sau diagenază meteorică (Freytet și Plaziat, 1982; Strasser și Davaud, 1983; Strasser, 1984). Formarea lor se datorează unor procese de impregnare a materialului carbonatic cu materie organică derivată în principal din descompunerea plantelor terestre. În general procesele de diagenază meteorică determină valori scăzute ale izotopilor de $\delta^{13}\text{C}$ și pot produce alterarea materialului carbonatic (Allan și Mathews, 1982). Astfel de valori negative sunt comune pentru suprafețele de expunere subaeriană sau în proximitatea acestora (Fig. 65 G, probele 634 a-b) (Allan și Mathews, 1982; Lohmann, 1988; Algeo et al., 1992). În astfel de zone expuse subaerian, procesele de dizolvare sub acțiunea apelor meteorice sunt omniprezente. Dizolvarea

materialului carbonatic alternează cu reprecipitări scurte iar compoziția izotopică a carbonului se schimbă progresiv spre valori mai negative (Salomons și Mook, 1986). Prezența siltului vados în cavități reprezintă argumente suplimentare care explică influența diagenzei meteorice asupra acestor niveluri carbonatice (Longman, 1980) (Fig. 13D, săgeți galbene). De asemenea, micritul de menisc (Fig. 13E, cercuri galbene) reprezintă un tip distinct de ciment care este asociat cu procese de expunere subaeriană și diagenză meteorică (Longman, 1980; Hillgärtner et al., 2001). El este frecvent asociat într-un astfel de context diagenetic cu borduri micritice dar și cu ciment de menisc sparitic dispus între granulele carbonatice (Fig. 13E, cercuri galbene și albe) (Hillgärtner et al., 2001). Asociațiile de microfosile identificate în aceste niveluri au permis atribuirea unei vârste Tithonian inferior. Sunt niveluri echivalente, ce prezintă caracteristici microfaciesale asemănătoare. Este vorba în esență despre depozite bioclastice de platformă carbonatică externă (Fig. 12-13 D-F) care conțin remanieri de calcare expuse subaerian (Fig. 12-chenar galben, D-I) sau niveluri in situu afectate de aceste procese [(Fig. 13-chenar galben, E-I)]. Sub aspect microfaciesal, nivelul de bioclastite se corelează pe o lungime de aproximativ 10 km, de la Nord la Sud. Cele două succesiuni studiate geochemic se coroborează sub aspect microfaciesal însă diferă net sub aspectul valorilor izotopice. Cel mai probabil galetii negrii remobilizati s-au format într-un interval de expunere subaeriana diferit (unele sedimente au fost afectate mai mult de procesele pedogenetice decât altele) și ulterior remobilizati in diferite zone pe platforma carbonatica. În secțiunea Zaplaz-Lanțuri expunerea subaeriană este evidentă și in-situu.

Secțiunea Ciorânga Mare-Vf. Ascuțit-Padinile Frumoase

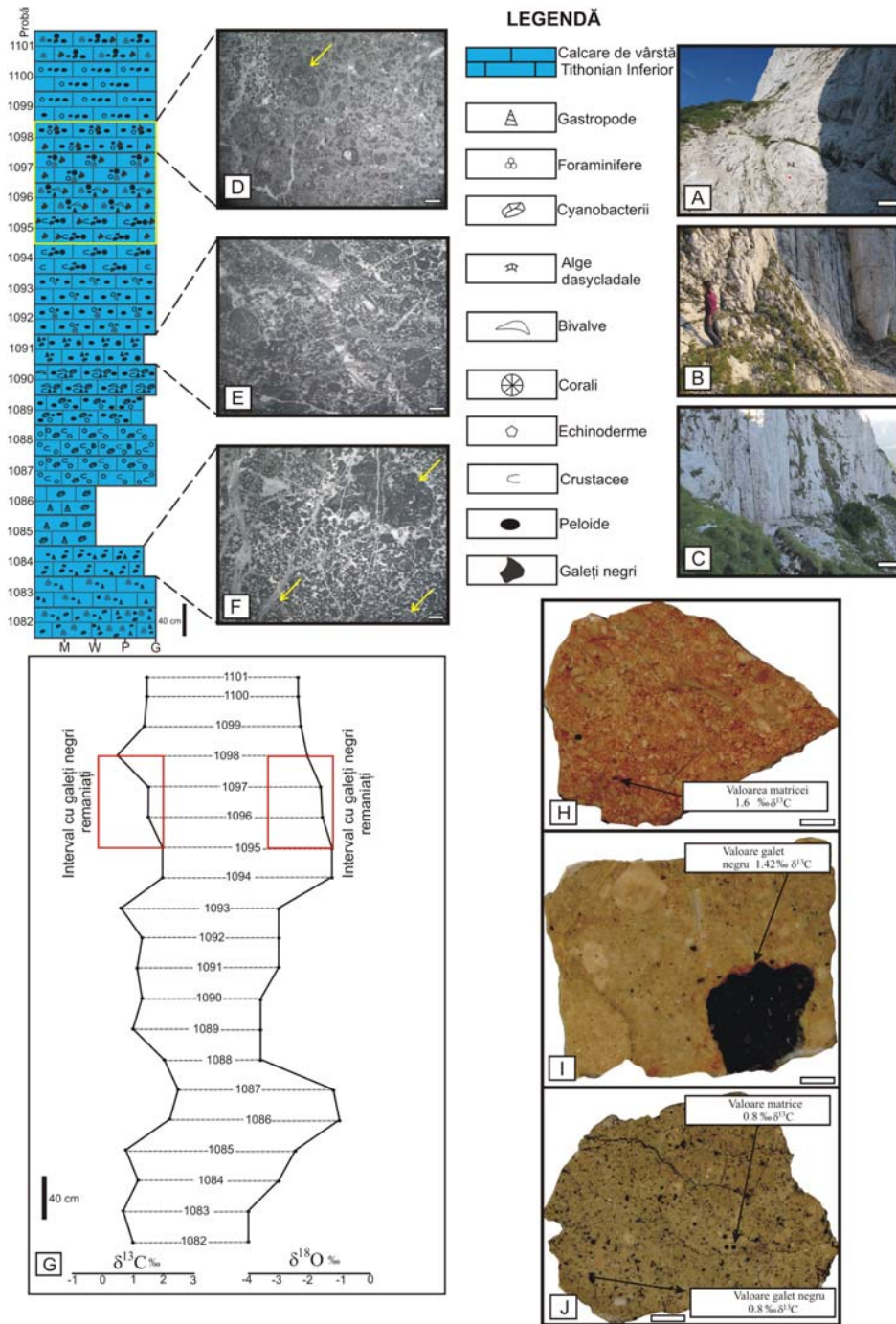


Fig. 12 Caracteristici macrofaciesale, microfaciesuri și valori izotopice ale calcarelor de platformă externă din secțiunea Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase (A-Calcare stratificate în bancuri, localizate sub nivelul cu intraclaste expuse subaerian; B-Nivelul cu fragmente de intraclaste expuse subaerian și galeți negri; C-Calcare stratificate în strate cu grosimi centimetrice-decimetrice, localizate deasupra nivelului cu intraclaste expuse subaerian; D-E-Grainstone peloidal bioclastic alterat; F-Grainstone peloidal intraclastic; G-Valori izotopice ale intervalului eșantionat; H-J-Secțiuni lustruite care indică valori izotopice pentru matrice și galeți negri) (Scara: A-C-0.5 m; D-F-1 mm; H-J-1 cm)

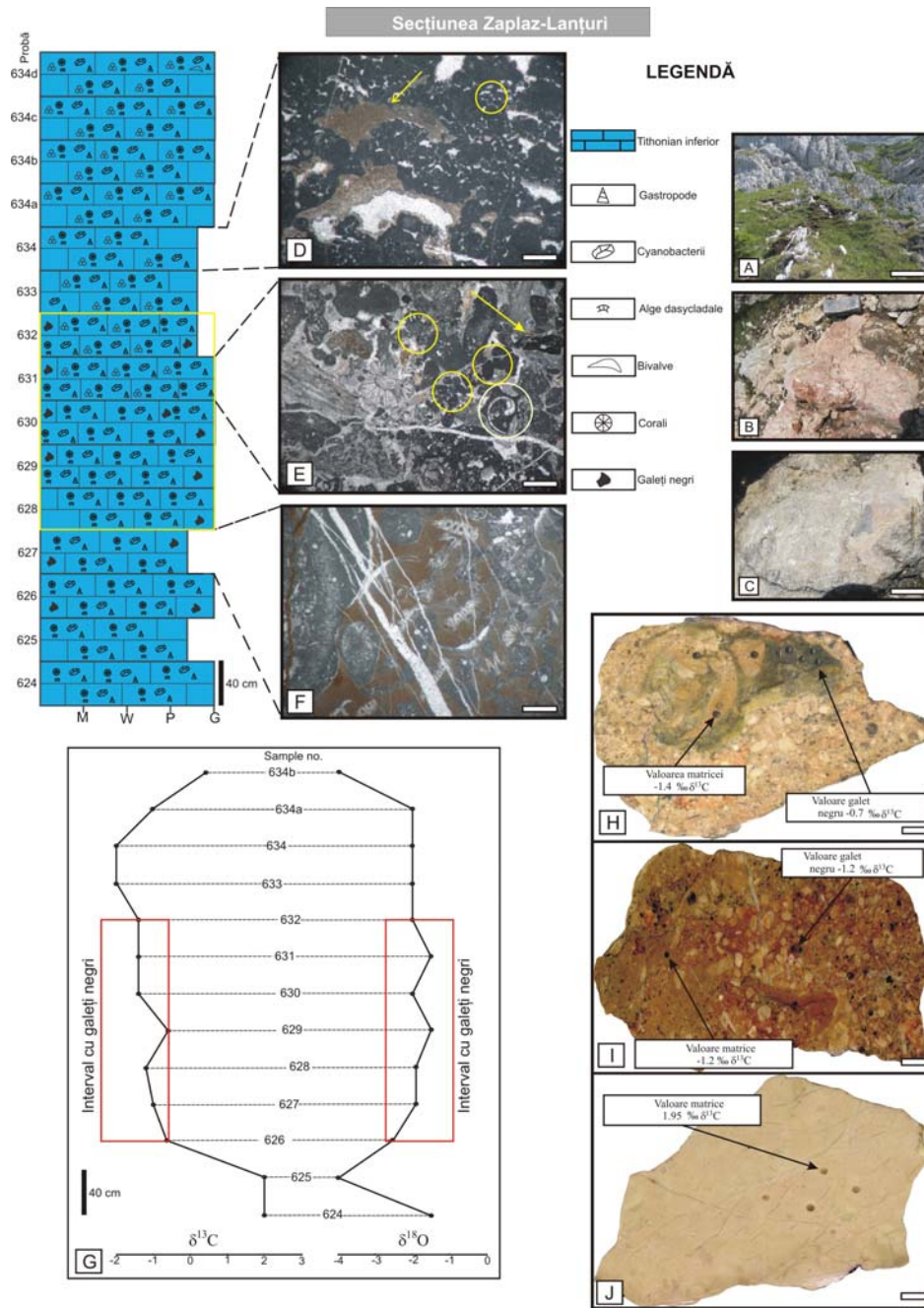


Fig. 13 Caracteristici macrofaciesale, microfaciesuri și valori izotopice ale calcarelor de platformă externă din secțiunea Zaplaz-Lanțuri (A-Nivelul de calcare expuse subaerian; B-Calcare pigmentate cu oxihidroxizi de fier; C-Galeți negri într-un calcare de tip grainstone bioclastic pigmentat cu oxihidroxizi de fier; D-Packstone peloidal intraclastic. Conține fenestre umplute cu silt vados. Micritul de menisc formează punți de legătură între peloide bine sortate (cerc galben); E-Grainstone bioclastic cu corali și noduli de cyanobacterii. Micritul de menisc este prezent între peloide și intraclaste (cercuri galbene). În jurul gastropodelor se formează borduri micritice (cerc alb). Săgeata galbenă indică galeții negri; F-Grainstone bioclastic alterat cu alge dasycladaie și noduli de cyanobacterii. Sparitul inițial este înlocuit complet cu oxihidroxizi de fier; G-Valori izotopice ale intervalului studiat; H-J-Sețiuni lustruite care indică valori izotopice pentru matrice și galeți negri) (Scara: A-3 m; C, H-J-1 cm; D-F-1 mm).

8. Succesiunea verticală repetitivă a faciesurilor din jumătatea superioară a calcarelor din Piatra Craiului; secvențe la scară mică și secvențe la scară medie

Analiza de facies dar și interpretarea dispunerii verticale a tipurilor de facies a permis diferențierea a două unități depoziționale distincte. Prima dintre ele conține calcare de platformă externă, depuse în medii subtidale. Cea de-a doua unitate depozițională corespunde unor calcare peritidale de platformă internă. Acestea sunt compuse din secvențe la scară mică ce au fost grupate în secvențe medii. În secțiunea Ciorânga Mare-Vf. Ascuțit-Padinile Frumoase, partea bazală a succesiunii este formată din calcare de platformă externă, de vârstă Tithonian inferior. Acestea trec pe verticală în calcare peritidale de vârstă Tithonian superior-Berriasian-Valanginian inferior. În secțiunea Vlădușca au fost identificate doar calcare peritidale de vârstă Tithonian superior-Valanginian inferior. În studiul de față vom folosi schema propusă de Strasser et al. (1999). Acești autori definesc așa numitele secvențe la scară mică, de tip deepening-shallowing. Sunt secvențe mici, mărginite de suprafețe de inundare, cu o componentă transgresivă inițială (triunghiuri albastre, Fig. 14), dispusă peste suprafața de inundare. Peste aceasta se suprapun depozite ce prezintă o tendință de scădere a adâncimii mediului depozițional pe verticală (triunghiuri roșii, Fig. 14) (deepening-shallowing sequences defined by transgressive surfaces). Partea bazală a secvențelor de tip deepening-shallowing conține strate carbonatice acumulate în medii depoziționale marine deschise.

Partea superioară a acestora este definită de o tendință de scădere a adâncimii mediului depozițional (Colombie și Strasser, 2005).

Ele reprezintă echivalentul noțiunii de parasecvență, descrisă de Van Wagoner et al. (1988). Cătuneanu et al. (2009) susțin că în domeniul carbonatic se folosește noțiunea de secvență la scară mică, sub forma unui echivalent al parasecvențelor siliciclastice. Condițiile locale de acumulare a sedimentelor dar și controlul depozițional autociclic sau alociclic trebuie însă să impună acest lucru. După Strasser (1994), în domeniul carbonatic de apă puțin adâncă este de preferat să se atribuie această terminologie ce presupune delimitarea unor secvențe elementare, mici și medii. Definirea geometriei unităților genetice de tip system tracts poate să fie problematică în aceste medii de apă puțin adâncă (Vail et al., 1991; Strasser, 1994). Astfel, este de preferat ca stratele carbonatice să fie grupate în secvențe la scară mică și secvențe la scară medie (Strasser et al., 1999) mai ales în cazul în care nu se poate urmări o continuitate laterală evidentă a stratelor carbonatice. Această nomenclatură aparent incomodă are avantajul a de a fi pur descriptivă și nu implică nici o conotație temporală atâta timp cât datele biostratigrafice nu permit o delimitare clară a etajelor (Strasser et al., 1999). În ambele secțiuni studiate se constată o dispunere ierarhică a secvențelor la scară mică. Secvențele la scară mică sunt compuse din secvențe elementare care corespund fie unui singur strat carbonatic, fie unui cuplet de strate carbonatice acumulate în același mediu depozițional (Strasser et al., 1999; Strasser și Vedrine, 2009). Aceste secvențe elementare reprezintă evenimente depoziționale definite printr-o evoluție a faciesurilor corespunzătoare cu cel mai scurt ciclu de schimbare a condițiilor de mediu (Strasser et al., 1999). Secvențele la scară mică

sunt grupate la rândul lor în secvențe la scară medie (Fig. 14). Fiecare unitate de acest fel prezintă o evoluție verticală a faciesurilor ce se leagă de schimbări ciclice ale condițiilor de mediu. Totodată, în cadrul fiecărei unități de acest tip se pot identifica elemente ce pot fi descrise într-un context de stratigrafie secvențială (Strasser, 1994). În cazul de față sunt prezente atât suprafețe de inundare cât și schimbări verticale de facies ce indică tendințe de shallowing upward. Integrarea elementelor de stratigrafie secvențială în descrierea secvențelor la scară mică poate explica istoria lor depozitională într-un context mult mai dinamic. Am ales să folosim această terminologie deoarece absența unui studiu geocronologic detaliat în zonă face dificilă atribuirea unei nomenclaturi de ciclicitate, în sensul unor cicluri de ordinul 5 și 6 sau de parasecvențe de ordinul 5 și 4 (sensu Van Wagoner et al., 1988) (e.g. Husinec și Read, 2007; Anderson, 2004 a; 2004 b). De asemenea, stabilirea unei conotații temporale pentru unitățile genetice este extrem de dificilă deoarece datele biostratigrafice nu permit delimitarea clară a etajelor de vârstă.

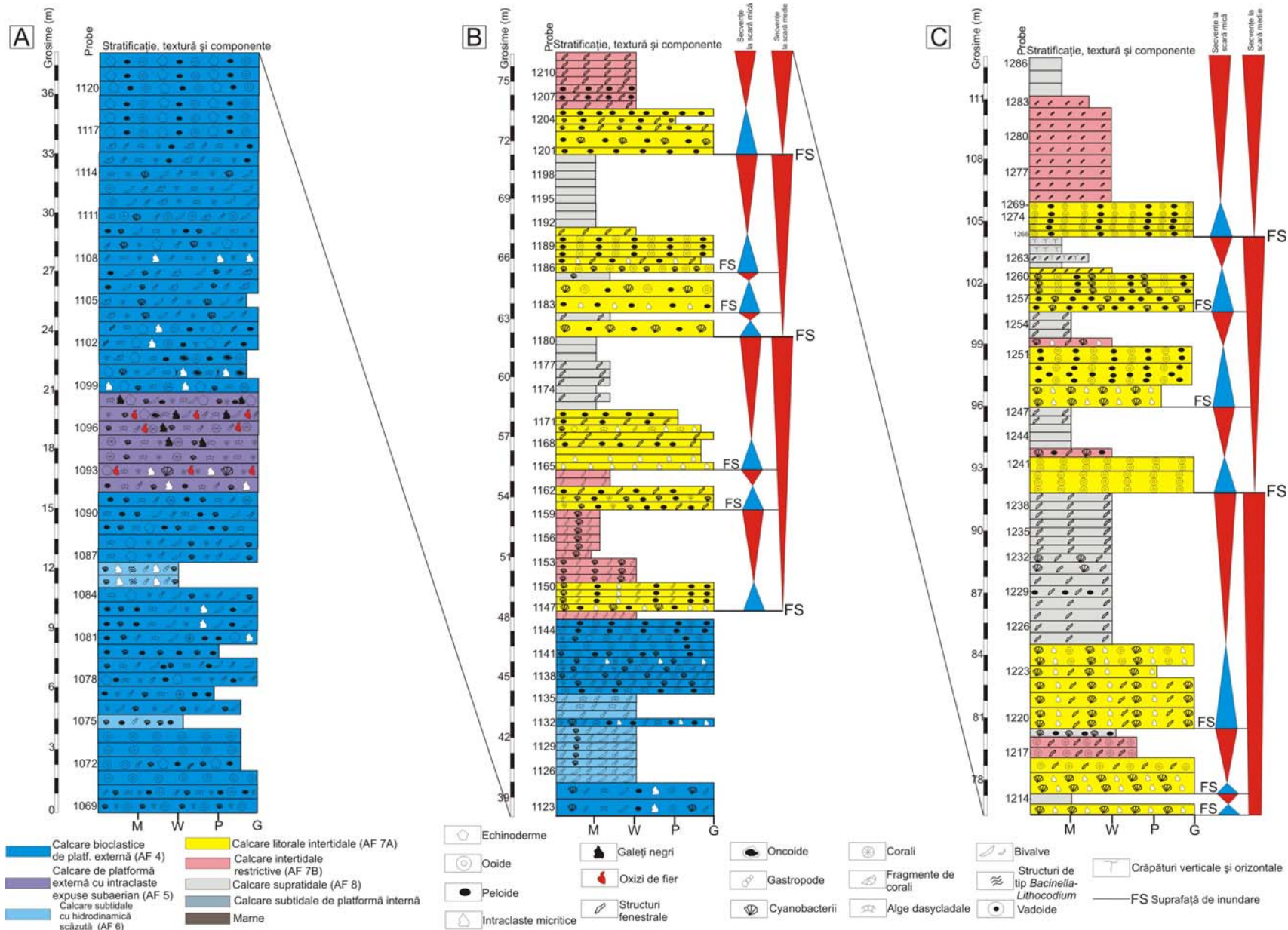


Fig. 14 Distribuția verticală a faciesurilor și a mediilor depozitionale în partea bazală a secțiunii Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase.

9. Stratigrafie secvențială

Întreaga succesiune sedimentară este constituită dintr-o megasecvență de tip *shallowing upward* (Fig. 15). Limita de secvență din cadrul bancurilor bioclastice de platformă externă (Fig. 15) separă două secvențe majore (Secvențele 1-2) (Fig. 15). Intervalul corespunzător Kimmeridgian-Tithonianului inferior este marcat de acumularea unei stive groase de depozite carbonatice corespunzătoare primei secvențe (Fig. 15).

Pentru detalii legate de caracteristicile microfaciesale și depoziționale ale acestor unități vezi capitolul 6 respectiv lucrarea lui Mircescu et al. (2016) și referințele bibliografice corespunzătoare. Partea inferioară a primei secvențe majore corespunde unității genetice de nivel transgresiv (TST) în timp ce partea superioară corespunde unității genetice de nivel ridicat (HST) (Fig. 15). În cadrul acestei unități se acumulează depozitele de pantă recifală dar și cele recifale cu formarea unor bioconstrucții masive (Fig. 15). În timpul Tithonianului inferior se instalează condiții propice pentru dezvoltarea unor bancuri bioclastice de platformă externă. Ele se acumulează direct peste depozitele recifale de vârstă Kimmeridgian-Tithonian inferior. Nivelul expus subaerian s-a format în momentul în care rata de acumulare a materialului carbonatic a depășit spațiul de acomodare disponibil. Depozitele subtidale sunt expuse subaerian, cu formarea unei limite de secvență localizate în partea mediană a bancurilor bioclastice de platformă externă (SB în Fig. 15). Expunerea subaeriană este in situ în secțiunea Zaplaz-Lanțuri (vezi partea de chemostratigrafie izotopică). Același nivel corelabil sub aspect microfaciesal a fost identificat în toate secțiunile studiate. Trebuie precizat faptul că în secțiunea Ciorânga Mare-Vf. Ascuțit-Padinile Frumoase am identificat doar un nivel de bioclastite care

conține intraclaste expuse subaerian. Limita de secvență este localizată în proximitatea nivelului identificat de noi. Expunerea subaeriană și procesele de diageneză meteorică sunt caracteristice pentru astfel de limite de secvență, în care suprafața transgresivă urmează direct peste limita de secvență iar depozitele de lowstand au o grosime subțire, de doar câțiva zeci de centimetri (Strasser et al., 1999; Hillgärtner et al., 2001). După inundarea acestor niveluri se formează depozite cu caracter transgresiv, cu o grosime constantă a bancurilor carbonatice (0.75 m, Fig. 15 A). Are loc o transgresiune în care se formează bancuri carbonatice oolitice ce trec pe verticală în bancuri bioclastice (TST în Fig. 15, deasupra SB). În acest areal s-au găsit zone elevate topografic, sub forma acestor bancuri bioclastice. Sedimentul mai fin se acumulează între aceste zone ridicate. Astfel de modele depozitionale au fost descrise de Enos (1977) și Purdy (1974). Întreaga succesiune peritidală este formată din depozite cu caracter progradational, compusă din secvențe mici care au fost grupate în grupuri de secvențe medii. Acestea sunt cicluri peritidale incomplete în care componenta subtidală lipsește. Ele corespund la modul general unei unități genetice de nivel ridicat (HST în Fig. 15, deasupra SB și TST).

Prezența foarte rară a calcretelor în topul fiecărei secvențe mici, coroborată cu adâncimea foarte mică a apei, indică amplitudini mici ale variației nivelului marin (Husinec și Read, 2007). Procesele alociclice au jucat în acest caz un rol secundar în formarea secvențelor mici. Formarea acestora a fost influențată în principal de procese autociclice ce includ progradarea țărmurilor sau tranziții laterale ale faciesurilor intertidale și supratidale (Ginsburg, 1971; Matti și McKee, 1977; Pratt și James, 1986). Astfel de procese sunt caracteristice pentru platforme carbonatice de adâncime mică (Strasser, 1994). În cadrul secvențelor medii, secvențele mici prezintă o tendință

de scădere a grosimii pe verticală. Această trăsătură indică o scădere a spațiului de acomodare disponibil coroborat cu o progradare generală a întregii succesiuni. Depozitele intertidale litorale devin absente sau ocupă proporții relativ mici în partea terminală a succesiunii. Locul lor este luat în proporție covârșitoare de intertidalite restrictive sau supratidalite (Asociațiile de facies F7-F8). Acest fapt sugerează că odată cu progradarea depozitelor, condițiile deveneau din ce în ce mai restrictive iar spațiul de acomodare din ce în ce mai redus (Goldhammer și Lehmann, 1991). Secvențele la scară mică, cu tendințe de deepening-shallowing din partea inferioară a succesiunii carbonatice sunt caracterizate de o fază inițială în care producția de material carbonatic este mare. Se creează mult spațiu de acomodare, imediat deasupra suprafețelor de inundare, în zonele asociate cu depozite intertidal litorale. Scăderea grosimii stratelor pe verticală (thining upward) în cadrul aceleiași secvențe la scară mică indică reducerea spațiului de acomodare disponibil și trecerea către medii depoziționale de adâncime mai mică. Prezența peloidelor și a ooidelor abundente în baza secvențelor la scară mică implică o fază inițială în care se instalează condiții litorale asociate unor medii marine deschise. De altfel, într-un sistem carbonatic peritidal producerea maximă a materialului carbonatic are loc în astfel de situații în care are loc o creștere a nivelului marin coroborat cu o creștere a spațiului de acomodare disponibil (Strasser, 1994). În faza imediat următoare, odată cu scăderea nivelului marin are loc o izolare a bălților și pondurilor intertidale (Strasser și Vedrine, 2009). Influența marină este nesemnificativă iar în aceste condiții restrictive materialul carbonatic este produs de cyanobacteriile de tip *Rivularia*. Depozitele intertidale restrictive migrează lateral și progradează deasupra celor litorale din bază, odată cu scăderea spațiului de acomodare. Evoluția faciesurilor la nivel de secvențe

mici și medii implică o creștere inițială urmată de o scădere a adâncimii mediului depozitional, în concordanță cu alte modele similare propuse de către diverși autori (Strasser, 1991; Strasser și Hillgärtner, 1998). Depozitele subtidale din topul secțiunilor studiate marchează o recurență a condițiilor marine deschise, într-un context de ușoară creștere a adâncimii mediului depozitional. Se acumulează depozite cu energie ridicată, în principal de tip grainstone bioclastic. Abundența plăcuțelor scheletice de echinoderme indică un mediu marin normal. Aceste unități litologice se situează sub suprafața de drowning marcată de baza marnelor Valanginianului superior (Grădinaru et al., 2016). Între aceste pachete de roci există o discontinuitate ce formează un contact net (DU în Fig. 15). Ungureanu et al. (2015) au identificat la nivelul acestei discontinuități (în secțiunea Ciorânga Mare-Vf. Ascuțit-Padinile Frumoase) dovezi ale expunerii subaerene, sub forma unor goluri umplute cu silt vados sau carstificări. Această discontinuitate a fost identificată și în zona Culoarului Dâmbovicioara de către Patrulius (1969). Grădinaru et al. (2016) au studiat în detaliu caracteristicile acestei limite. Se poate presupune, astfel, că întreaga succesiune peritidală din Masivul Piatra Craiului s-a cumulat prin formarea unor secvențe mici și medii, de tip deepening-shallowing, între două limite de secvență majore. Prima dintre ele este localizată la nivelul calcarelor cu galeți negri iar cea de-a doua imediat deasupra calcarelor subtidale de platformă internă, din topul succesiunii studiate. Peste această limită de secvență urmează inundarea platformei carbonatice cu depunerea unor depozite pelagice de vârstă Valanginian superior (Fig. 15).

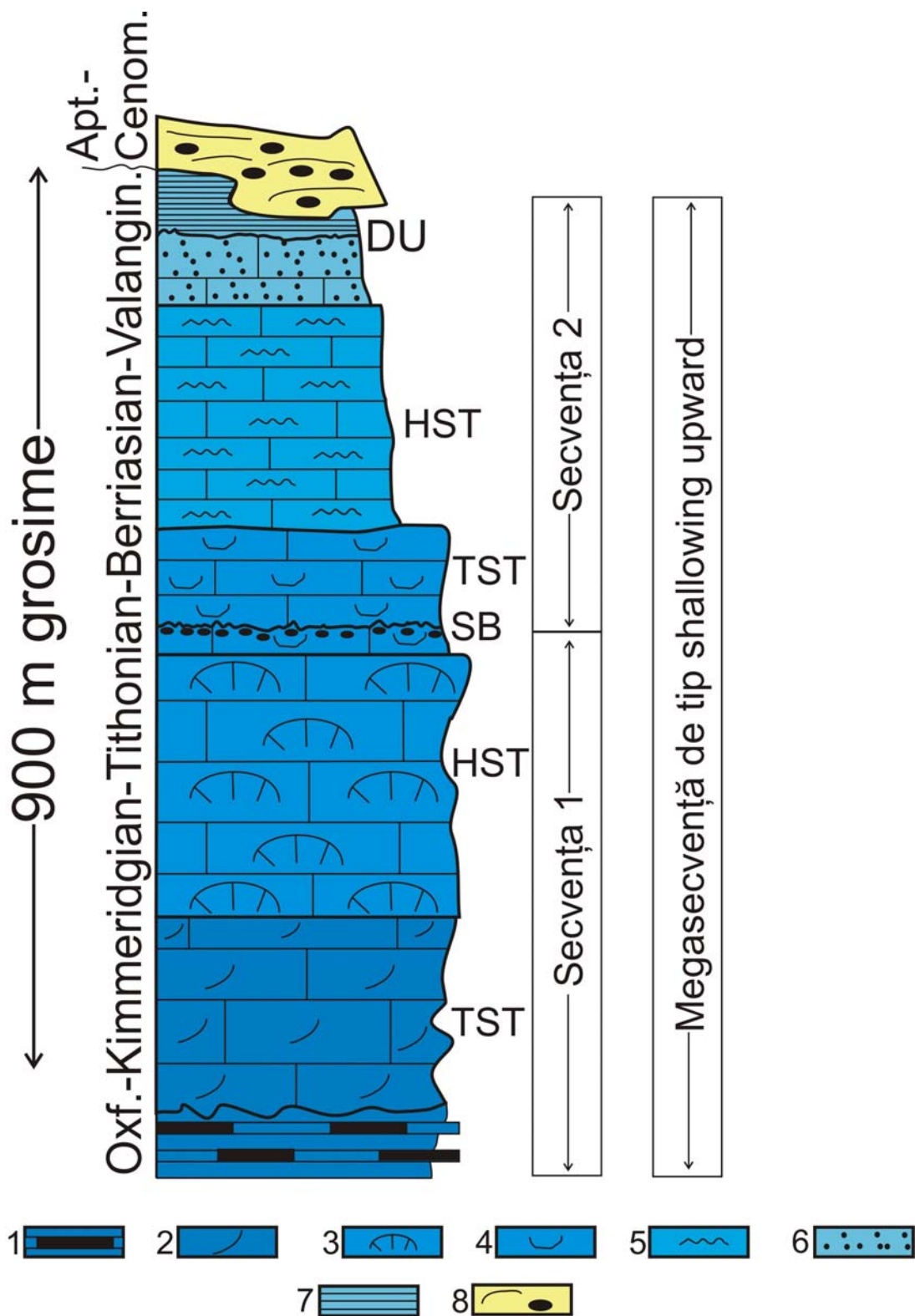


Fig. 15 Coloană litologică sintetică a formațiunilor carbonatice din Masivul Piatra Craiului (1-Radiolarite; 2-Calcare de pantă distală; 3-Calcare de pantă superioară și bioconstrucții; 4-Calcare bioclastice de platformă externă; 5-Calcare peritidale; 6-Calcare subtidale de platformă internă; 7-Marne; 8-Conglomerate).

10. Concluzii

Întreaga succesiune a depozitelor de vârstă Kimmeridgian-Valanginian inferior din Masivul Piatra Craiului are o grosime totală de 1200 m și se caracterizează printr-o tranziție graduală de la depozite de pantă recifală, la platformă externă și calcare peritidale.

Fluctuațiile nivelului marin au influențat în mod direct și evoluția florei și faunei. În mediile restrictive cyanobacteriile au cunoscut o înflorire semnificativă iar unele specii de alge dasycladale (*Clypeina sulcata*, *Salpingoporella annulata*, *Clypeina parasolkani*) au găsit condiții optime de dezvoltare în zonele de depresionare de pe platforma internă și în bălțile intertidale. Se remarcă o varietate mai mare a speciilor de dasycladale în depozitele bioclastice de platformă carbonatică externă.

Bioconstrucțiile coraligen-microbiale sunt asociate cu depozite carbonatice de tipul brecciilor și microbrecciilor recifale. Acestea din urmă s-au acumulat prin intermediul unor curgeri gravitaționale. Această asociere indică formarea acestor depozite pe o pantă de șelf ce se dezvoltă pe flancurile platformei carbonatice. Bioconstrucțiile recifale conțin din abundență structuri de tip *Bacinella*.

Asociațiile de alge și foraminifere identificate în cele trei intervale litostratigrafice sunt caracteristice pentru o gamă variată de medii depozitionale. Dezvoltarea foraminiferelor în diverse condiții de mediu a fost influențată predominant de factori precum salinitate, temperatura apei sau aportul de nutrienți. Informațiile paleoecologice oferite de anumite specii contribuie la îmbunătățirea

modelului depozițional al succesiunii carbonatice. Depozitele de platformă externă s-au acumulat în medii depoziționale cu hidrodinamică ridicată. La nivelul acestora a fost identificată o primă limită de secvență marcată de expunerea subaeriană în condițiile creșterii producției de material carbonatic. Datele izotopice confirmă în parte acest scenariu, alături informațiile microfaciesale existente.

Sucesiunea peritidală se compune din secvențe la scară mică și medie. Acestea prezintă tendințe de deepening-shallowing și sunt în principal rezultatul unor procese autociclice și mai puțin alociclice. Formarea lor se leagă de progradarea țărmurilor și migrarea laterală a zonelor de facies. Deși secvențele la scară mică au această tendință de deepening shallowing, caracterul general al succesiunii este de shallowing upward.

Am identificat cicluri carbonatice incomplete, marcate de tranziții progresive de la calcare intertidale la calcare supratidale. Către partea terminală a succesiunii progradarea duce la instalarea unor condiții predominant restrictive iar producerea materialului carbonatic este influențată de cyanobacteriile de tip *Rivularia*.

Topul succesiunii conține calcare subtidale de platformă internă. Baza lor marchează o adâncire a mediului depozițional, poate chiar o ușoară transgresiune, urmată de evenimentul care a dus la formarea limitei de secvență dinainte de marnele Valanginianului superior.

Pe baza studiului biostratigrafic am stabilit vârsta Kimmeridgian-Valanginian inferior pentru calcarelor studiate. Este dificilă delimitarea clară a etajelor de vârstă din moment ce asociațiile de microfosile existente nu permit o separare clară a limitelor dintre etaje.

Studiul de față reprezintă cea mai detaliată abordare, până în prezent, a evoluției sedimentare a depozitelor carbonatice din Masivul Piatra Craiului. Pe baza unui

material abundant (peste 2000 de probe și secțiuni subțiri) au fost descrise în detaliu microfaciesurile, au fost identificate asociațiile de microfosile – cu semnalarea a numeroase specii citate pentru prima dată din Piatra Craiului, unele dintre ele cu valoare biostratigrafică) și s-au separat asociații de facies. Studiile microfaciesale au fost coroborate cu analize izotopice și studii sedimentologice de detaliu (urmărirea secvențelor depoziționale la scară mică și medie) toate acestea fiind integrate în evoluția de ansamblu a platformei carbonatice, marcată de două secvențe majore, delimitate de două limite de secvențe. Limita de secvență care este marcată de procesul de exondare de la nivelul Tithonianului și apariția galeșilor negri este pusă în evidență pentru prima dată în cadrul acestui studiu.

Referințe bibliografice

- Algeo, T.J., Wilkinson, B.H., Lohmann, K.C., 1992. Meteoric-burial diagenesis of Middle Pennsylvanian limestones in the Orogrande Basin, New Mexico: Water/rock interactions and basin geothermics. *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 652-670.
- Allan, J.R., Matthews, R.K., 1982. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology* 29, 797-817.
- Altiner, D., 1991. Microfossil biostratigraphy (mainly foraminifers) of the Jurassic–Lower Cretaceous carbonate succession in north-western Anatolia (Turkey). *Geologica Romana* 27, 167–215.
- Amodio, S., Ferreri, V., D'Argenio, B., Weissert, H., and Sprovieri, M., 2008. Carbon-isotope stratigraphy and cyclostratigraphy of shallow-marine carbonates: the case of San Lorenzello, Lower Cretaceous of southern Italy. *Cretaceous Research* 29, 803-813.
- Amodio, S., Ferreri, V., D'Argenio, B., 2013. Cyclostratigraphic and chronostratigraphic correlations in the Barremian–Aptian shallow marine carbonates of the central-southern Apennines (Italy). *Cretaceous Research* 44, 132-156.
- Anderson, E.J., 2004 a. Facies patterns that define orbitally forced third-, fourth-, and fifth-order sequences and sixth-order cycles and their relationship to ostracod fauni-cycles: the Purbeckian (Berriasian) of Dorset, England. In: D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I.S., Weissert, H. and Ferreri, V. (eds.), *Cyclostratigraphy – An Essay of Approaches and Case Histories*, SEPM

- Special Publications, 81. Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, p. 245-260.
- Anderson, E.J., 2004 b. The cyclic hierarchy of the ‘Purbeckian’ Sierra del Pozo Section, Lower Cretaceous (Berriasian), southern Spain. *Sedimentology* 51, 455-477.
- Armenteros, I., Daley, B., 1998. Pedogenic modification and structure evolution in palustrine facies as exemplified by the Bembridge Limestone (Late Eocene of the Isle of Wight, southern England). *Sedimentary Geology* 119, 275-295.
- Balintoni, I., 2005. Divizarea geotectonică a teritoriului României pentru orogeneza alpină. *Revista de Politica Științei și Scientometrie Număr Special*, 1-39.
- Banner, I.L., Hanson, G.H., 1990. Calculation of simultaneous isotope and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 3123-3137.
- Banner, F.T., Whittaker, J.E., 1991. Redmond’s “new lituolid foraminifera” from the Mesozoic of Saudi Arabia. *Micropaleontology* 37, 41-59.
- Beccaro, P., Lazăr, I., 2007. Oxfordian and Callovian radiolarians from the Bucegi Massif and Piatra Craiului Mountains (Southern carpathians, Romania). *Geologica Carpathica* 58, 305-320.
- Boisseau, T., 1987. La plate-forme jurassique et sa bordure subalpine au Berriasien-Valanginien (Chartreuse-Vercors). Analyse et corrélation avec les séries de bassin (Teză de doctorat). University of Grenoble, 413 p.
- Brönnimann, P., 1966.- *Pseudotextulariella courtionensis*, n. sp., from the Valanginian of well Courtion 1, Courtion, Canton of Fribourg, Switzerland. *Archives des Sciences* 19 (3), 265-278.

- Bruni, R., Bucur, I.I., Pr at, A., 2007. Uppermost Jurassic-lowermost Cretaceous carbonate deposits from Fara San Martino (Maiella, Italy): Biostratigraphic remarks. *Studia UBB Geologia* 52 (2), 45-54.
- Bucur, I., 1978. Microfaciesurile calcarelor albe din partea nordică a masivului Piatra Craiului. Considera ii biostratigrafice. Dări de Seamă ale  edin elor Institutului Geologic  i Geofizic 64, 89-105.
- Bucur, I.I., 1980. *Rhaxella sorbyana* (Blake)  n radiolaritele Oxfordiene din Piatra Craiului. Dări de Seamă ale  edin elor Institutului Geologic al României 65, 31-35.
- Bucur, I.I., 1988. Les foraminifères du Crétacé inférieur (Berriasien–Valanginien) de la zone de Re i a-Moldova Nouă (Carpathes Méridionales, Roumanie). Remarques biostratigraphiques. *Revue de Paléobiologie* vol. sp c. No. 2 (Benthos '86), 379-389.
- Bucur, I.I., 1999. Stratigraphic significance of some skeletal algae (Dasycladales, Caulerpales) of the Phanerozoic. In: Farinacci, A. and Lord, A.R. (Eds.), *Depositional Episodes and Bioevents, Palaeopelagos Special Publication 2*. Rome, p. 53-104.
- Bucur, I.I., S s ran, E., 2005. Relationship between algae and paleoenvironment: an Early Cretaceous case study, Trasc u Mountains, Romania. *Facies* 51, 274-286.
- Bucur, I.I., S s ran, E., 2012. Large dasycladalean algae from Upper Jurassic limestone deposits of the Apuseni Mountains (Romania)-habitat and depositional environment. *Geodiversitas* 34 (1), 219-239.

- Bucur, I.I., Conrad, M., Radoičić, R., 1995. Foraminifers and calcareous algae from Valanginian Limestones in the Jerma river canyon, Eastern Serbia. *Revue de Paléobiologie* 14 (2), 349-377.
- Bucur, I.I., Hoffmann, M., Kołodziej, B., 2005. Uppermost Jurassic–Lowermost Cretaceous Benthic Algae from Tethys and the European Platform. A case study from Poland. *Revista Española de Micropaleontología* 37 (1), 105-129.
- Bucur, I.I., Pascariu, L., Săsăran, E., 2013. Calcareous algae from the olistholits at Poiana Zănoaga, northern Piatra Craiului Syncline (Southern Carpathians, Romania). In: Gawlick, H.J., Missoni, S. (Eds.), *Proceedings of the 11th Workshop on Alpine Geological Studies & 7th IFAA, Schladming-Dachstein (Austria)*. Abstracts Volume, *Berichte der Geologische Bundesanstalt, Wien*, p. 108-109.
- Bucur, I.I., Săsăran, E., Iacob, R., Ichim, C., Turi, V., 2009. Upper Jurassic shallow-water carbonate deposits from some Carpathian areas: new micropaleontological results. In: Popa, M.E. (Ed.), *Marine and non-marine Jurassic: global correlation and major geological events, The 8th Symposium of IGCP 506, Abstracts and Field Guide*. University of Bucharest, p. 13-14.
- Bucur, I.I., Dragastan, O., Lazăr, I., Săsăran, E., Popa M., 2011. Mesozoic algae bearing deposits from Hăghimaș Mountains (Bicay Valley Area). In: Bucur, I.I. and Săsăran, E. (Eds.), *Calcareous algae from Romanian Carpathians, Field Trip Guidebook, 10th International Symposium on Fossil Algae*. Cluj University Press, Cluj Napoca, p. 137.
- Bucur, I.I., Săsăran, E., Balica, C., Beleş, D., Bruchental, C., Chendeş, C., Hosu, A., Lazăr, D.F., Lăpădat, A., Marian, A.V., Mircescu, C.V., Turi, V., Ungureanu,

- R., 2010. Mezozoic carbonate deposits from some areas of the Romanian Carpathian-case studies-. Presa Universitară Clujeană, Cluj Napoca.
- Buonocunto, F.P., D'Argenio, B., Ferreri, V., Sandulli, R., 1999. Orbital cyclostratigraphy and sequence stratigraphy of Upper Cretaceous platform carbonates at Monte Sant'Erasmus, southern Apennines, Italy. *Cretaceous Research* 20, 81-95.
- Carras, N., Conrad, M.A., Radoičić, R., 2006. *Salpingoporella*, a common genus of Mesozoic *Dasycladales* (calcareous green algae). *Revue de Paléobiologie* 25 (2), 457-517.
- Cătuneanu, A., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92, 1-33.
- Charollais, J., Broennimann, P., Zaninetti, L., 1966. Troisième note sur les foraminifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Remarques stratigraphiques et description de *Pseudotextulariella salevensis*, n. sp.; *Haplophragmoides joukowskyi*, n. sp.; *Citaella? favrei*, n. sp. *Archives des Sciences* 19 (1), 23-48.
- Cherchi, A., Schroeder, R., 1979. *Koskinobullina* n.gen., microorganisme en colonie incertae sedis (Algues?) du Jurassique-Crétacé de la région méditerranéenne;

- note preliminaire. Bulletin du Centre de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine 3(2), 519–523.
- Ciocchini, M., Farinacci, A., Mancinelli, A., Molinari, V., Potetti, M. (1994). Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia). Studi Geologici Camerti Volume Speciale Biostratigrafia dell'Italia centrale”, 9-128.
- Coca, S., 1998. Stratigraphy and sedimentology of the Piatra Craiului Group (Jurassic), Romania: formation of the Dacian passive continental margin (Lucrare de Disertație). Paris-Lodron-Universität Salzburg, 106 p.
- Colombie, C., Strasser, A., 2005. Facies, cycles and controls on the evolution of a keep-up carbonate platform (Kimmeridgian, Swiss Jura). Sedimentology 52, 1207-1227.
- Constantinescu, M., 2009. Masivul Piatra Craiului-Studiu geomorfologic. Editura Universitară, București.
- Cristea, E., Nedelcu, E., 1971. Piatra Craiului. Turism-alpinism. Editura Stadion, București.
- Csontos, L., Vörös, A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 210 (1), 1-56.
- Cuvillier, J., Foury, G., Pignatti-Morano, A., 1968. Foraminifères nouveaux du Jurassique Supérieur du Val Celina (Frioul Occidental, Italie). Geologica Romana 7, 141-156.
- D'Argenio, B., Ferreri, V., Amodio, S., 2008. Sequence stratigraphy of Cretaceous carbonate platforms: a cyclostratigraphic approach. In: Amorosi, A., Haq,

- B.U., Sabato, L. (Eds.), Advance in Application of Sequence Stratigraphy in Italy, GeoActa, Special Publication 1. GoeSed – Italian Association for Sedimentary Geology, Rome, p. 157-171.
- D'Argenio, B., Ferreri, V., Amodio, S., Pelosi, N., 1997. Hierarchy of high-frequency orbital cycles in Cretaceous carbonate platform strata. *Sedimentary Geology* 113, 169-193.
- Darsac, C., 1983. La plateforme berriaso-valanginienne du Jura meridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie). *Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie, paléogéographie, micropaléontologie* (Unpubl. PhD Thesis). University of Grenoble, 319 pp.
- Dimitrescu, R., Patruilus, D., Popescu, I., 1971. Geological map of Romania, 1:50 000, sheet 110c. Institutul Geologic și Geofizic, București.
- Dimitrescu, R., Popescu, I., Schuster, C.A., 1974. Geological map of Romania, 1:50 000, sheet 110a. Institutul Geologic și Geofizic, București.
- Dragastan, O., 1975. Upper Jurassic and Lower Cretaceous microfacies from the Bicz Valley basin (East Carpathians). *Mémoires de l'Institut de Géologie et Géophysique* 21, 1-87.
- Dragastan, O., 2010. Platforma Carbonatică Getică-Stratigrafia Jurasicului și a Cretacicului Inferior. Reconstrucții, Paleogeografie, Provincii și Biodiversitate. Editura Universității București, București.
- Dragastan, O., Bucur, I.I., 1978. New species of the genus *Diversocallis* in the Jurassic and Cretaceous of Romania. *Revue Roumain de Géologie, Géophysique et Géographie, Géologie* 22, 185-187.

- Dragastan, O., Stoica, M., Popa, M., Lazăr, I., Barbu, V., 2000. Evoluția tectono-sedimentară a platformelor carbonatice Jurasice și Cretacice din România. Partea a doua: Platforma Carbonatică Getică. Raport grant NCR 42, 366 p.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of sedimentary rocks according to depositional structure. In: Ham, W.E. (Ed.), Memoir 1st Edition. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, p. 235-239.
- Dya, M., 1992. Mikropaleontologische und fazielle Untersuchungen in Oberjura zwischen Salzburg und Lofer (Unpubl. PhD Thesis). University of Berlin, 137 pp.
- Embry, A.F., 1993. Crockerland – the northern source area for the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. In: Vorren, T., Bergsager, E., Dahl-Stamnes, O., Holter, E., Johansen, B., Lie, E. and Lund, T. (Eds.), Arctic Geology and Petroleum Potential, Special Publication 2. Norwegian Petroleum Society, Stavanger, p. 205–216.
- Embry, A.F., Klovan, J.E., 1971. Late Devonian reef tract on northwestern Banks Island. Bulletin of the Canadian Society of Petroleum Geology 19, 730-781.
- Enos, P., 1977. Holocene sediment accumulations of the south Florida shelf margin. In: Enos, P. and Parkins, R.D. (Eds.), Quaternary sedimentation in south Florida, Memoir 147. Bulletin of the Geological Society of America, Boulder, 1-130.
- Farinacci, A., Radoičić, R., 1991. Late Jurassic-Early Cretaceous Dasycladales (Green Algae) from the Western Pontides. Turkey. Geologica Romana 27, 135-165.

- Ferreri, V., D'Argenio, B., Amodio, S., Sandulli, R., 2004. Orbital chronostratigraphy of the Valanginian-Hauterivian boundary. A cyclostratigraphic approach. In: D'Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I.S., Weissert, H. and Ferreri, V. (Eds.), *Cyclostratigraphy – An Essay of Approaches and Case Histories*, SEPM Special Publications, 81. Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, p. 151-166.
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of carbonate rocks –analysis interpretation and application*. Springer-Verlag, Heidelberg.
- Fourcade, E., 1970. *Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes bétiques et ibériques (Sud-Est de l'Espagne) (Unpubl. PhD Thesis)*. Paris, 255 pp.
- Foury, G., Moullade, M., 1966. Orbitolinidae nouveaux du Barrémien (faciès Urgonien des Alpilles (Bouches-du-Rhône). *Revue de Micropaléontologie* 8 (4), 249-257.
- Frînculeasa, M., 2010. *Evoluția geologică a Culoarului Dâmbovicioara*. Editura Cetatea de Scaun, Târgoviște.
- Freytet, P., Plaziat, J.C., 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contributions to Sedimentology* 12, 1-213.
- Freytet, P., Verrecchia, E.P., 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology* 27, 221-237.
- Gherasi, N., 1962. *Masivul cristalin al Leaotei (partea de nord între Moeciu și valea Ghimbavului)*. Raport Arhivele Institutului Geologic.
- Gherasi., N., Manilici, V., Dimitrescu, R., 1966. *Studiul geologic si petrografic al masivului Ezer-Păpușa*. *Anuarul Comitetului de Stat al Geologiei* 35, 47-104.

- Ginsburg, R.N., 1971. Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates (abstract). *Bulletin of American Society of Petroleum Geologists* 55, 340.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., 1991. Part 4-Stratigraphic framework. In: Goldhammer, R.K., Lehmann, P.I., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C. and Johnson, C.R. (Eds.), *Sequence Stratigraphy and Cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico: a Field Guidebook*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Houston, p. 15-32.
- Goldhammer, R.K., Dunn, P.A., Hardie, L.A., 1990. Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns and the hierarchy of stratigraphic forcing. Examples from Alpine Triassic platform carbonates. *Bulletin of the Geological Society of America* 102, 535-562.
- Granier, B., Deloffre, R., 1993. Inventaire critique des algues dasycladales fossiles. II° Partie-Les algues dasycladales du Jurassique et du Crétacé. *Revue de Paléobiologie* 12 (1), 19-65.
- Granier, B., Clavel, B., Charolais, J., Weidmann, M., 2014. Latest Jurassic-Early Cretaceous dasycladalean algae (Chlorophyta) from the Morand drilling at Montricher (Canton of Vaud, Switzerland). *Acta Paleontologica Romaniae* 10 (1-2), 25-38.
- Grădinaru, M., Lazăr, I., Bucur, I.I., Grădinaru, E., Săsăran, E., Ducea, M.N., Andrașanu, A., 2016. The Valanginian history of the eastern part of the Getic Carbonate Platform (Southern Carpathians, Romania): Evidence for emergence and drowning of the platform. *Cretaceous Research* 66, 11-42.

- Helm, C., Schülke I (1998) A Coral-microbialite Patch Reef from the Late Jurassic (*florigemma*-Bank, Oxfordian) of NW Germany (Süntel Mountains). *Facies* 39:75-104
- Herbich, F., 1888. Date paleontologice din Carpații românești I. Sistemul cretacic din bazinul izvoarelor Dambovitei și II. Sistemul Juristic din bazinul izvoarelor Ialomitei. *An. Biur. Geol.* III (1895), 177-303.
- Hillgärtner, H., Dupraz, C., Hug, W., 2001. Microbially induced cementation of carbonate sands: are micritic meniscus cements good indicators of vadose diagenesis?. *Sedimentology* 48 (1), 117-131.
- Husinec, A., Read, J.F., 2007. The Late Jurassic Tithonian, a greenhouse phase in the Middle Jurassic–Early Cretaceous ‘cool’ mode: evidence from the cyclic Adriatic Platform, Croatia. *Sedimentology* 54, 317-337.
- Ichim, C.M., 2009. Studiul microfaciesal al calcarelor din partea centrală a masivului Piatra Craiului (profilul Zaplaz-Varful la Om) (Lucrare de licență). Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca, 50 p.
- Immenhauser, A., Hillgärtner, H., Van Bentum, E., 2005. Microbial-foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan realm margin: ecological significance and possible relation to oceanic anoxic event. *Sedimentology* 52, 77-99.
- Ivanova, D., 2000. Middle Callovian to Valanginian microfossil biostratigraphy in the West Balkan Mountain, Bulgaria (SE Europe). *Acta Paleontologica Romaniaae* 2, 231-236.

- James, N.P., 1984. Shallowing-upward sequences in carbonates. In: Walker, R.G. (Ed.), *Facies Models*. Geological Society of Canada (Rpr. Series 1), p. 213-228.
- Jekelius, E., 1915. Die mesozoischen Fauna der Berge von Brasso (Braşov). I. Die Liasfauna von Keresztenyhavas (Cristian); II. Die Neokomfauna von Brasso. *Mitt. Aus dem Jahresb. Der k. ung. Geol. Reichsanstalt* 24 (2), 27-136.
- Jekelius, E., 1920. *Geologia Pasului Bran. Dări de Seamă ale Şedinţelor Institutului Geologic al României* 8, 166-185.
- Jekelius, E., 1938. Das Gerbige von Brasov. *Anuarul Institutului Geologic al României* 19, 370-408.
- Katz, M.E., Wright, J.D., Miller, K.G., Cramer, B.S., Fennel, K., Falkowski, P.G., 2005. Biological overprint of the geological carbon cycle. *Marine Geology* 217, 323–338.
- Leinfelder, R., Nose, M., Schmid, U.D., Werner, W., 1993. Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies* 29, 195-230.
- Leinfelder, R., Schmid, U.D., Nose, M., Werner, W., 2002. Jurassic Reef patterns - the Expression of a Changing Globe. In: Kiessling, W., Flügel, E., Golonka, J. (Eds.), *Phanerozoic Reef Patterns*. SEPM Special Publication, Tulsa, Oklahoma, p. 465-520
- Lohmann, K.C., 1988. Geochemical patterns of Meteoric Diagenetic Systems and their Application to Studies of Paleokarst. In: James, N.P. and Choquette, P.W. (Eds.), *Paleokarst*. Springer-Verlag, New York, p. 58-80.

- Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 64, 461-487.
- Lucia, F.J., 1972. Recognition of evaporite-carbonate shoreline sedimentation. In: Rigby, J.K. (Ed.), *Recognition of ancient sedimentary environments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 16, p. 160-191.
- Mancinelli, A., Coccia, B., 1999. Le Trocholine dei sedimenti mesozoici di piattaforma carbonatica dell'Appennino-centro-meridionale (Abruzzo e Lazio). *Revue de Paléobiologie* 18, 147-171.
- Matti, J.C., McKee, E.H., 1977. Silurian and Lower Devonian Paleogeography of the outer continental shelf of the Cordilleran Miogeocline, central Nevada. In: Steward, J.H., Stevens, C.H. and Fritsche, A.E. (Eds.), *Paleozoic Paleogeography of the western United States, Pacific Coast Paleontology Symposium 1*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Los Angeles, p. 181-215.
- Matyszkiewicz, J., Słomka, T., 2004. Reef-microencrusters association *Lithocodium aggregatum-Bacinella irregularis* from the Cieszyn limestone (Tithonian-Berriassian) of the Outer Western Carpathians (Poland). *Geologica Carpathica* 55(6), 449-456.
- Mañenco, L., Krezsek, C., Merten, S., Schmid, S., Cloetingh, S., Andriessen, P., 2010. Characteristic of collisional orogens with low topographic build-up: an example from the Carpathians. *Terra Nova* 22 (3), 155–165.
- Mészáros, N., Bucur, I.I., 1980. Nannoplankton Oxfordian din masivul Pietra Craiului. *Muzeul Bruchental Științe Naturale* 24, 73-77.

- Michalík, J., Reháková, D., Halásová, E., Lintnerová, O., 2009. The Brodno section – a potential regional stratotype of the Jurassic/Cretaceous boundary (Western Carpathians). *Geologica Carpathica* 60, 213–232.
- Mircescu, C.V., 2012. Microfaciesurile calcarelor Jurasicului Superior din Masivul Piatra Craiului (Lucrare de Licență). Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca, 59 pp.
- Mircescu, C.V., Bucur, I.I., Săsăran, E., 2014. Dasycladalean algae from Upper Jurassic–Lower Cretaceous limestones of Piatra Craiului Massif (South Carpathians, Romania) and their relationship to palaeoenvironment. *Studia UBB Geologia* 59 (1-2), 5-27.
- Mircescu, C.V., Pleș, G., Bucur, I.I., Granier, B., 2016. Jurassic–Cretaceous transition on the Getic carbonate platform (Southern Carpathians, Romania): Benthic foraminifera and algae. *Carnets de Geologie* 20, 491-512.
- Murgeanu, G., Patrulius, D., Contescu, L., Jipa, D., Mihăilescu, N., Panin, N., 1963. Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor Cretacice din partea internă a Curburii Carpaților. *Asociația Geologică Carpato-Balcanică* 3 (2), 31-58.
- Neagu, T., 1994. Early Cretaceous *Trocholina* group and some related genera from Romania. Part I. *Revista Española de Micropaleontologia* 26 (3), 117-143.
- Oehlert, A.M., Swart, P.K., 2014. Interpreting carbonate and organic carbon isotope covariance in the sedimentary record. *Nature Communications* 5: 4672.
- Oncescu, N., 1943. Région de Piatra Craiului-Bucegi. Étude géologique. *Anuarul Institutului Geologic al României* 9, 3-124.

- Panaiotu, C., 2000. Platforma carbonatică din zona masivelor Bucegi și Piatra Craiului: analiza comparativă a sistemelor depozitionale și a proceselor postdepozitionale (Teză de doctorat). Universitatea din București, 220 p.
- Panaiotu, C.E., Andrașanu, A., Varban, B., 1997. Carbonate depositional facies from the Dambovicioara area (South Piatra Craiului Massif) near the Jurassic-Cretaceous boundary. *Acta Paleontologica Romaniae* 1, 254-256.
- Patrulius, D., 1957. Corelarea doggerului superior și malmului din Carpații Orientali, *Buletinul Științific al Academiei Republicii Populare Române* 2, 261-273.
- Patrulius, D., 1960. La couverture mésozoïque des massifs cristallins des Carpates Orientales. *Annales de l'Institut Géologique de Hongrie* 69 (1), 123-154.
- Patrulius, D., 1969. *Geologia Masivului Bucegi și a Culoarului Dâmbovicioara*. Editura Academiei Republicii Socialiste România, București.
- Patrulius, D., Dimitrescu, R., Popescu, I., 1971. Geological map of Romania, 1:50 000, sheet 110d. Institutul Geologic și Geofizic, București.
- Patrulius, D., Popa, E., Avram, E., Baltreș, A., Pop, G., Iva, M., Antonescu, E.M., Dumitrica, P., Iordan, M., 1980. Studiul petrologic și biostratigrafic complex al formațiunilor jurasice și neocomiene din Carpații Românești și Dobrogea în vederea evaluării potențialului de resurse minerale din Sectorul Leaota-Brasov-Munții Perșani. Raport I.G.G. tema 47/1979, 180 p.
- Peybernès, B., 1976. *Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée*. Thèse de Doctorat d'État, Université Paul Sabatier, Toulouse, 459 p.

- Platt, N.H., Wright, V.P., 1992. Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards an exposure index for the fresh-water environment?. *Journal of Sedimentary Petrology* 62 (6), 1058-1071.
- Pleş, G., Mircescu, C.V., Bucur, I.I., Săsăran, E., 2013. Encrusting micro-organisms and microbial structures in Upper Jurassic limestones from the Southern Carpathians (Romania). *Facies* 59, 19-48.
- Pleş, G., Bârtaş, T., Chelaru R., Bucur, I.I., 2017. *Crescentiella morronensis* (Crescenti) (incertae sedis) dominated microencruster association in Lower Cretaceous (lower Aptian) limestones from Rarău Massif (Eastern Carpathians, Romania). *Cretaceous Research* 79, 91–108.
- Popescu, I., 1966. Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și structurii geologice a Masivului Piatra Craiului. *Dări de Seamă ale Ședințelor Institutului Geologic al României* 52, 157-176.
- Popovici-Hatzeg, V., 1898. *Etude geologique des environs de Campulung et de Sinaia* (Thèse). Editée par Caree et Naud, Paris.
- Popovici-Hatzeg, V., 1899. Contribution à l'étude de la faune du Crétacé supérieur en Roumanie, environs de Câmpulung et de Sinaia. *Mémoires de la Société Geologique Française* 8(3).
- Pratt, B.R., James, N.P., 1986. The St. George Group (lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in epeiric seas. *Sedimentology* 33, 313–343.
- Price, G.D., Fözy, I., Pálffy, J., 2016. Carbon cycle history through the Jurassic-Cretaceous boundary: A new global $\delta^{13}\text{C}$ stack. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology* 451, 46-61.

- Purdy, E.G., 1974. Reef configuration: cause and effect. In: La Porte, L.F. (Ed.), Reefs in Time and Space: Selected Examples from the Recent and Ancient, Special Publication 18. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Houston, p. 9-76.
- Raspini, A., 1998. Microfacies analysis of shallow water carbonates and evidence of hierarchically organized cycles-Aptian of Monte Tobenna, southern Apennines, Italy. *Cretaceous Research* 19, 197-223.
- Salomons, W., Mook, W.G., 1986. Isotope geochemistry of carbonates in the weathering zone (Chapter 2). In: Fritz, P. and Fontes, C. (Eds.), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, p. 239-270.
- Săndulescu, M., 1984. *Geotectonica României*. Editura Tehnică, București.
- Săndulescu, M., Popescu, I., Săndulescu, J., Mihăilă, N., Schuster, C.A., 1972. Geological map of Romania, 1:50 000 sheet 110b. Institutul Geologic și Geofizic, București.
- Săsăran, E., 2006. *Calcarele Jurasicului Superior-Cretacicului Inferior din Munții Trascău*. Presa Universitară Clujeană, Cluj Napoca.
- Săsăran, E., Pleș, G., Mircescu, C.V., Bucur, I.I., 2013. Peritidal cyclical sequences of Kimmeridgian – Beriasian - ? Valanginian limestones from Piatra Craiului Massif (Romania); the role of microbialites and rivulariacean-type cyanobacteria. In: Gawlick, H.J., Missoni, S. (Eds.), *Proceedings of the 11 th Workshop on Alpine Geological Studies & 7 th IFAA, Abstracts Volume*. *Berichte Geologische Bundesanstalt, Vienna*, p. 116-117.
- Săsăran, E., Bucur, I.I., Mircescu, C.V., Ungur, G.C., 2017. Microfacies analysis and depositional environments of the Tithonian-Valanginian limestones from

- Dâmbovicioara Gorges (Cheile Dâmbovicioarei), Getic Carbonate Platform, Romania. *Acta Paleontologica Romaniaae* 13(1): 25-48.
- Schlager, W., 1992. Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Reefs and Carbonate Platforms. American Association of Petroleum Geologists, Continuous Education Course Note Series 34, 71.
- Scheibner, C., Reijmer, J.G., 1999. Facies patterns within a Lower Jurassic upper slope to inner platform transect (Jbel Bou Dahar, Morocco). *Facies* 41, 55-80.
- Schlagintweit, F., 2011. The dasycladalean algae of the Plassen Carbonate Platform (Kimmeridgian–Early Berriasian): taxonomic inventory and palaeogeographical implications within the Northern calcareous Alps (Austria, p.p. Germany). *Geologia Croatica* 64, 185-206.
- Schlagintweit, F., Gawlick, H.J., 2008. The occurrence and role of microencruster frameworks in Late Jurassic to Early Cretaceous platform margin deposits of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Facies* 54, 207-231.
- Schlagintweit, F., Gawlick, H.G., 2011. *Perturbatacrusta leini* n.gen., n.sp. a new microencruster incertae sedis (?sponge) from late Jurassic to earliest Cretaceous platform margin carbonates of the Northern Calcareous Alps of Austria. *Facies* 57, 123-135.
- Schlagintweit, F., Gawlick, H.J., Lein, R., 2005. Micropaleontology and biostratigraphy of the Plassen carbonate platform of the type locality (Upper Jurassic to Lower Cretaceous, Salzkammergut, Austria). *Journal of Alpine Geology* 47, 11-102.
- Schlagintweit, F., Dieni, I., Radoičić, R., 2009. Two look-alike dasycladalean algae: *Clypeina isabellae* MASSE, BUCUR, VIRGONE & DELMASSO, 1999 from

- the Berriasian of Sardinia (Italy) and *Clypeina loferensis* sp. n. from the Upper Jurassic of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Annales géologiques de la Péninsule Balcanique* 70, 43-59.
- Schmid, D.U., 1996. Marine Mikrolithe und Mikroinkrustierer aus dem Oberjura. *Profil* 9, 101–251.
- Schmid, D.U., Leinfelder, R.R., 1996. The Jurassic *Lithocodium aggregatum-Troglotella incrustans* foraminiferal consortium. *Palaeontology* 39(1), 21–52.
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fugenschuh, B., Matenco, L., Schaefer, S., Schuster, R., Tischler, M. and Ustaszewski, K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences* 101, 139–183.
- Senowbari-Daryan, B., Schäfer, P., 1979. Neue Kalkschwämme und ein Problematikum (*Radiomura cautica* n. g., n. sp.) aus Oberrhät-Riffen südlich von Salzburg (Nördliche Kalkalpen). *Mitteilungen der österreichischen Geologischen Gesellschaft* 70, 17-42.
- Senowbari-Daryan, B., Bucur, I.I., Abate, B., 1994. Upper Jurassic Calcareous Algae from the Madonie Mountains, Sicily. *Beiträge Paläontologie* 19, 227-259.
- Shiraishi, F., Kano, A., 2004. Composition and spatial distribution of microencrusters and microbial crusts in upper Jurassic-lowermost Cretaceous reef limestone (Torinosu limestone, southwest Japan). *Facies* 50, 217-227.
- Simionescu, I., 1897. Die Barremefauna im Quellengebiet der Dambovicioara (Rumanien). *Verh. D. k.k. geo. R.A. f. 1897*, 131-134.

- Simionescu, I., 1898. Studii geologice și paleontologice din Carpații sudici. I. Studii geologice asupra Basenului Dambovicioara II. Fauna neocomiană din basenul Dambovicioara. Acad. Rom. Public. Fond. V. Adamachi II, 5-167.
- Sokač, B., Nikler, L., 1973. Calcareous algae from the Lower Cretaceous of the environs of Nikšić, Crna Gora (Montenegro). *Paleontologija Jugoslavica* 13, 1-57.
- Strasser, A., 1984. Black-pebble occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas, and Tunisia). *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 1097-1109.
- Strasser, A., 1991. Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In: Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, New York, p. 709-721.
- Strasser, A., 1994. Milankovitch cyclicity and high-resolution sequence stratigraphy in lagoonal-peritidal carbonates (upper Tithonian–lower Berriasian, French Jura Mountains). *IAS Special Publication* 19, 285-301.
- Strasser, A., Davaud, E., 1983. Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 76, 551-580.
- Strasser, A., Hillgärtner, H., 1998. High frequency sea level fluctuations recorded on a shallow carbonate platform (Berriasian and Lower Valanginian of Mount Salève, French Jura). *Eclogae geologicae Helvetiae* 91, 375-390.
- Strasser, A., Védrine, S., 2009. Controls on facies mosaics of carbonate platforms: a case study from the Oxfordian of the Swiss Jura. In: Swart, P.K., Eberli, G.P.,

- McKenzie, J.A., Jarvis, I., Stevens, T. (Eds.), *Perspectives in Carbonate Geology: A Tribute to the Career of Robert Nathan Ginsburg*, Special Publication 41 of the International Association of Sedimentologists. Wiley-Blackwell, New Jersey, p. 199-213.
- Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H., Pasquier, J-B., 1999. Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology* 128, 201-221.
- Tasli, K., 1993. Micropaléontologie, stratigraphie et environnement de dépôt des séries jurassiques à faciés de la plate-forme de la région de Kale-Gümüşhane (Pontides orientales, Turquie). *Revue de Micropaléontologie* 36 (1), 45-65.
- Toula, F., 1897. Eine geologische Reise in die transylvanischen Alpen Rumaniens. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie* 1, 42-188.
- Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford.
- Ungureanu, R., Săsăran, E., Bucur, I.I., Ungur, C.G., Mircescu, C.V., 2015. The Berriasian–Valanginian and Aptian deposits from the North Western part of the Piatra Craiului Massif: Stratigraphic relationships, facies and depositional environments. *Acta Palaeontologica Romaniae* 11 (2), 59-74.
- Ungureanu, R., Săsăran, E., Bucur, I.I., Mircescu, C.V., Ungur, C.G., Ungureanu, A., 2017. The Cretaceous conglomerates from Piatra Craiului syncline (South Carpathians, Romania): searching for the source area. *Facies* 63(4), 30.
- Vail, P.R., Audermard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Gruz, G., 1991. The stratigraphic signature of tectonic, eustasy and sedimentation. In: Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, p. 617-659.

- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes-An Integrated Approach*, SEPM Special Publications 42. SEPM Society for Sedimentary Geology, Oklahoma, Tulsa, p. 39-45.
- Velić, I., 2007. Stratigraphy and Palaeobiogeography of Mesozoic Benthic Foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe). *Geologia Croatica* 60 (1), 1-113.
- Vera, J.A., Jiménez de Cisneros, C., 1993. Paleogeographic significance of black pebbles (Lower Cretaceous, Prebetic, southern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 102, 89-102.
- Weissert, H., Channel, J.E.T., 1989. Tethyan carbonate carbon isotope stratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary: an indicator of decelerated global carbon cycling?. *Paleoceanography* 4, 483-494.
- Weissert, H., Mohr, H., 1996. Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology* 122, 27-43.
- Zaninetti, L., Salvini-Bonnard, G., Decrouez, D., 1987. *Montsalevia*, n. gen. (Montsaleviidae, n. fam. Foraminifère), dans le Crétacé inférieur (Berriasien moyen-Valanginien) du Mont Salève et du Jura Méridional (Haute-Savoie, France). Note préliminaire. *Revue de Paléobiologie* 6 (1), 165-168.

<http://www.nikonisti.ro/articole/zbor-pest-transilvania-dragos-asaftei/801>

