

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

**STUDIUL CONGLOMERATELOR
DIN SINCLINALUL PIATRA
CRAIULUI**

REZUMATUL EXTINS AL TEZEI DE DOCTORAT

Coordonator științific
prof. dr. Ioan Bucur

Doctorand
Răzvan Ungureanu

CLUJ-NAPOCA
2016

CUPRINS

INTRODUCERE	4
1. LOCALIZARE	4
2. ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE.....	5
3. GEOLOGIA REGIUNII	6
4. METODOLOGIA DE LUCRU	8
5. REPERE TEORETICE ÎN STUDIUL DEPOZITELOR CONGLOMERATICE	10
6. DEPOZITELE CONGLOMERATICE APTIENE DE GURA RÂULUI.....	10
6.1 Aspecte generale	10
6.2 Studiul sedimentologic al Conglomeratelor de Gura Râului	10
6.3 Studiul litologic al galeților care alcătuiesc Conglomeratele de Gura Râului	11
6.3.1 Galeții carbonatici.....	11
6.3.2 Galeții metamorfici.....	20
6.3.3 Galeții silicolitici.....	20
6.4 Liantul	21
6.5 Analiza paleocurenților	21
6.6 Vârsta conglomeratelor aptiene	22
7. DEPOZITELE CONGLOMERATICE ALBIAN TERMINAL-CENOMANIENE...	23
7.1 Aspecte generale	23
7.2 Studiul sedimentologic al conglomeratelor Albian terminal-cenomaniene.....	23
7.3 Galeți aparținând conglomeratelor Albian terminal-cenomaniene	25
7.3.1 Galeții carbonatici.....	25
7.3.2 Galeții metamorfici	31
7.3.3 Galeții silicolitici.....	32
7.4 Liantul	32
7.5 Direcții de curgere.....	32
7.6 Vârsta conglomeratelor.....	33
8. DEPOZITELE DE LA CONTACTUL CALCARE TITHONIAN-VALANGINIENE SI CONGLOMERATE APTIENE	34
8.1 Introducere	34
8.2 Descrierea profilelor studiate	34
8.3 Discuții	40
9. STUDIUL MORFOMETRIC	41

10. PROVENIENȚA GALEȚILOR DIN CONGLOMERATELE SINCLINALULUI PIATRA CRAIULUI.....	43
10.1 Aria sursă probabilă a galeților carbonatici	43
10.2 Aria sursă probabilă pentru galeții metamorfici	44
10.3 Aria sursă probabilă pentru galeții silicolitici	44
10.4 Discuții.....	45
11. MEDII DEPOZIȚIONALE ȘI SUCCESIUNEA EVENIMENTELOR SEDIMENTARE LEGATE DE CONGLOMERATELE DIN MASIVUL PIATRA CRAIULUI	47
11.1 Interpretarea succesiunii conglomeratice din ciclinalul Piatra Craiului	47
11.2 Succesiunea evenimentelor depozitionale din Masivul Piatra Craiului.....	49
12. CONCLUZII.....	50

Cuvinte cheie: Cretacic inferior, conglomerate, sedimentologie, analiză litologică, morfometrie, arie sursă, microfacies, fan-delte, medii depoziționale, Carpații Meridionali.

INTRODUCERE

Scopul prezentului studiu este de a analiza și interpreta depozitele conglomeratice Cretacic inferioare care constituie umplutura sinclinalului Piatra Craiului. Pentru atingerea obiectivului a fost necesară o abordare multidisciplinară. În România studiul complex al conglomeratelor a fost puțin abordat, cea mai studiată succesiune conglomeratică fiind cea din Masivul Bucegi (Patrulius, 1969; Stanley & Hall, 1978; Jipa et al., 2013; Olariu et al., 2014). Lucrarea tinde spre atingerea unei analize complete în urma careia să poată fi conturată aria sursă și mediul depozițional, încercând totodată să sublinieze legătura acestor depozite cu evenimentele tectonice regionale.

1. LOCALIZARE

Masivul Piatra Craiului reprezintă un lanț muntos care aparține Carpaților Meridionali, fiind situat în partea de nord-est a acestora. O particularitate aparte a acestei unități montane o reprezintă dispunerea crestei principale a masivului perpendicular pe direcția generală a Carpaților Meridionali (Fig. 1.1), întinzându-se pe aproximativ 20 kilometri între localitățile Zărnești și Podul Dâmboviței. Principalele limite geografice sunt reprezentate de valea Bârsei la nord și valea Dâmboviței la vest. Pe latura estică masivul este delimitat de văile Dâmbovicioara-Brusturet-Seaca Pietrelor pe o parte și Vlădușca-Râul Mare pe cealaltă (Cristea, 1971). Masivul Piatra Craiului este constituit din două unități de relief majore: Piatra Craiului Mare cu altitudinea maximă de 2238 m (Vf. La Om) și Piatra Craiului Mică cu altitudinea maximă de 1816 m. Întreaga creastă a fost împărțită, conform unor norme geografice, în două segmente: Creasta Nordică care pornește de la nord-nord-est de Vf. La Om și include și Piatra Craiului Mică respectiv Creasta Sudică care este localizată la sud de Vf. La Om și merge până la Pietricica.

“Vraconianului (Albian terminal)-Cenomanianului”. Primele afloră în sectorul nord-estic al masivului Piatra Craiului în timp ce depozitele din intervalul Albian terminal-Cenomanian apar bine reprezentate pe flancul vestic al sinclinalului (Popescu, 1966; Patrulius, 1969). Lucrarea lui Popescu (1966) conține cea mai detaliată abordare a depozitelor conglomeratice care alcătuiesc umplutura sinclinalului Piatra Craiului. Autoarea realizează prima descriere macroscopică și oferă câteva informații legate de conținutul microfaciesal și micropaleontologic al galeților carbonatici. Ulterior, informații litologice despre galeții acestor depozite au fost furnizate de Drăgănescu (1985). Recent, Ungureanu et al. (2015) au studiat în detaliu zona de contact calcare-conglomerate aptiene. Studiul confirmă prezența depozitelor aparținând Valanginianul superior în Masivul Piatra Craiului și oferă date noi despre conținutul microfaciesal și micropaleontologic al galeților din brechiile și conglomeratele aptiene.

3. GEOLOGIA REGIUNII

Din punct de vedere tectonic, zona studiată este localizată în extremitatea estică a Pânzei Getice (Săndulescu, 1984). Aceasta face parte dintr-un grup de unități tectonice majore cunoscute sub numele de Dacide Mediane (Săndulescu, 1984) sau Dacia Mega-Unit (Csontos & Vörös, 2004) și care se presupune că provin din blocuri desprinse din Europa în timpul Jurasicului (Săndulescu, 1984). Se consideră că Pânza Getică s-a conturat ca unitate tectonică majoră în Carpații Meridionali (Săndulescu, 1984) ca urmare a închiderii oceanului Vardar de Est în Jurasicul superior (Mațenco, 2010) și coliziunii continentale din Cretacic (Schimid et al., 2008). Evenimentele tectonice asociate coliziunii din Cretacic au fost grupate în două faze (Codarcea, 1940): una intra-aptiană sau austriacă (Patrulius, 1969) în care frontul Pânzei Getice a încălecat Dacidele externe (Codarcea, 1940; Săndulescu, 1984) și una intra-"senoniană" (Coniacian-Maastrichtian) (Săndulescu, 1984) sau iaramică în care a avut loc șariajul domeniului getic peste cel danubian (Săndulescu, 1984).

Masivul Piatra Craiului reprezintă extremitatea vestică a unei zone structurale mai mari denumită Culoarul Dâmbovicioara (Patrulius, 1969), pe teritoriul careia afloră succesiuni care reprezintă estul cuverturii sedimentare a Pânzei Getice. Fundamentul

cristalin este constituit din metamorfite care aparțin grupurilor Cumpăna și Leaota. Peste acestea sunt dispuse formațiuni sedimentare carbonatice, silicolitice și detritice din intervalul Triasic-Cretacic care au fost grupate de Patrușiu (1969) în "Seria de Brașov" și "Seria de pre-Leaota". În zona de studiu succesiunea sedimentară debutează cu roci detritice aparținând Jurasicului mediu (Oncescu, 1943; Popescu, 1966; Patrușiu, 1969), urmate de depozite carbonatice și silicolitice atribuite intervalului Callovian superior-Oxfordian (Oncescu, 1943; Patrușiu, 1957; Bucur, 1980; Meszaros & Bucur, 1980; Beccaro & Lazăr, 2007), peste care sunt dispuse depozite carbonatice cu grosimi de până la 1200 m, atribuite intervalului Kimmeridgian-Valanginian superior (Oncescu, 1943; Popescu, 1966; Patrușiu, 1969; Bucur, 1978; Patrușiu et al., 1980; Bucur et al., 2009; Pleș et al., 2013, Mircescu et al., 2014; Ungureanu et al., 2015), succesiunea încheindu-se cu depozitele conglomeratice aptiene respectiv Albian terminal-cenomaniene (Popescu et al., 1966; Patrușiu, 1969; Patrușiu et al., 1971) (Fig. 1.2).

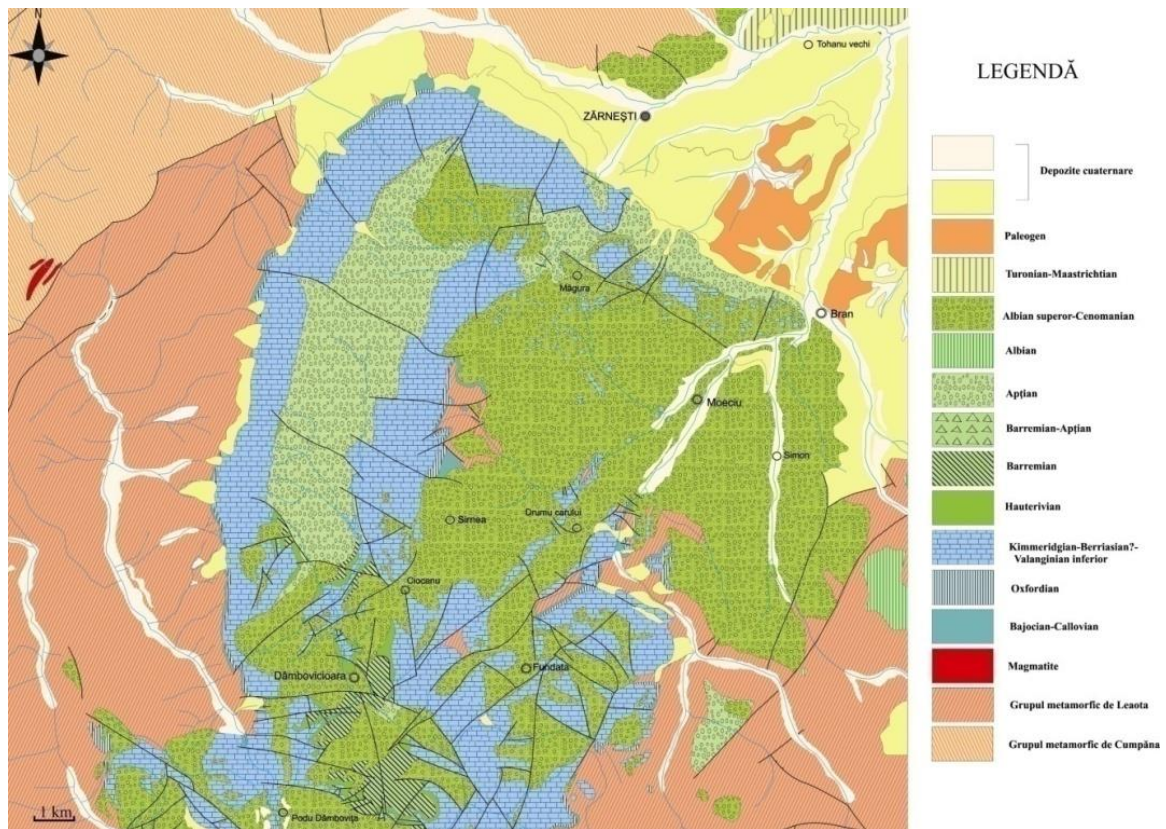


Figura 1.2: Harta geologică a regiunii redesenată după Patrușiu et al. (1971), Săndulescu et al. (1972) și Dimitrescu et al. (1971, 1974).

4. METODOLOGIA DE LUCRU

Activitatea din cadrul acestei lucrări a fost desfășurată prin îmbinarea studiului teoretic cu cel practic. Depozitele conglomeratice din siclinalul Piatra Craiului au fost studiate în teren pe parcursul a 4 ani, între 2011-2015. Campaniile de teren au presupus identificarea și studiul aflorimentelor, colectarea galeților, măsurarea galeților imbricați, măsurarea stratificației și realizarea fotografiilor cu rezoluție ridicată. În urma investigației întregii regiuni au fost alese 9 zone principale de studiu (Fig. 1.3). Aproximativ 1600 de eșantioane au fost prelevate, din care au fost făcute secțiuni subțiri iar aproximativ 1000 au fost măsurate pentru studiul morfometric. Au fost măsurate cele trei axe ale galeților (lungime-a, lățime-b, grosime-c) iar parametrii precum dimensiunea (D), gradul de aplatizare (A) și sfericitatea (S) au fost estimați cu ajutorul unor formule matematice pornind de la cele trei axe măsurate (a, b, c) pe galeți astfel: $D = (a+b+c)/3$ (Illenberger, 1991); $A = (a+b)/c$ (Wentworth, 1922; Illenberger, 1991); $S = (a*b*c)^{1/3}/a$ (Krumbein, 1941). Calculul rotunjimii pe baza măsurătorilor directe este foarte delicat și necesită mult timp la dispoziție astfel că, în situația de față, am considerat cea mai eficientă metodă utilizarea șabloanelor comparative realizate de Powers (1953) și Macleod (2002)

Secțiunile subțiri prin galeți au fost analizate la binocular și la microscopul petrografic pentru identificarea litologiilor, a asociațiilor mineralogice din galeții metamorfici respectiv a microfaciesurilor și asociației de microfosile din galeții carbonatici în timp ce galeții silicolitici au fost observați atât din punct de vedere mineralogic cât și micropaleontologic. Caracterizarea tipurilor de microfaciesuri prezente în galeții carbonatici s-a făcut după clasificările lui Dunham (1962), Embry & Klovan (1971) și Wright (1992). Între intervalul 2015-2016 datele obținute au fost corelate, interpretate și sintetizate pentru a se ajunge la rezultatele dorite și au fost desenate hărți, schițe și figuri pentru ca toate informațiile scrise să poată fi argumentate vizual.

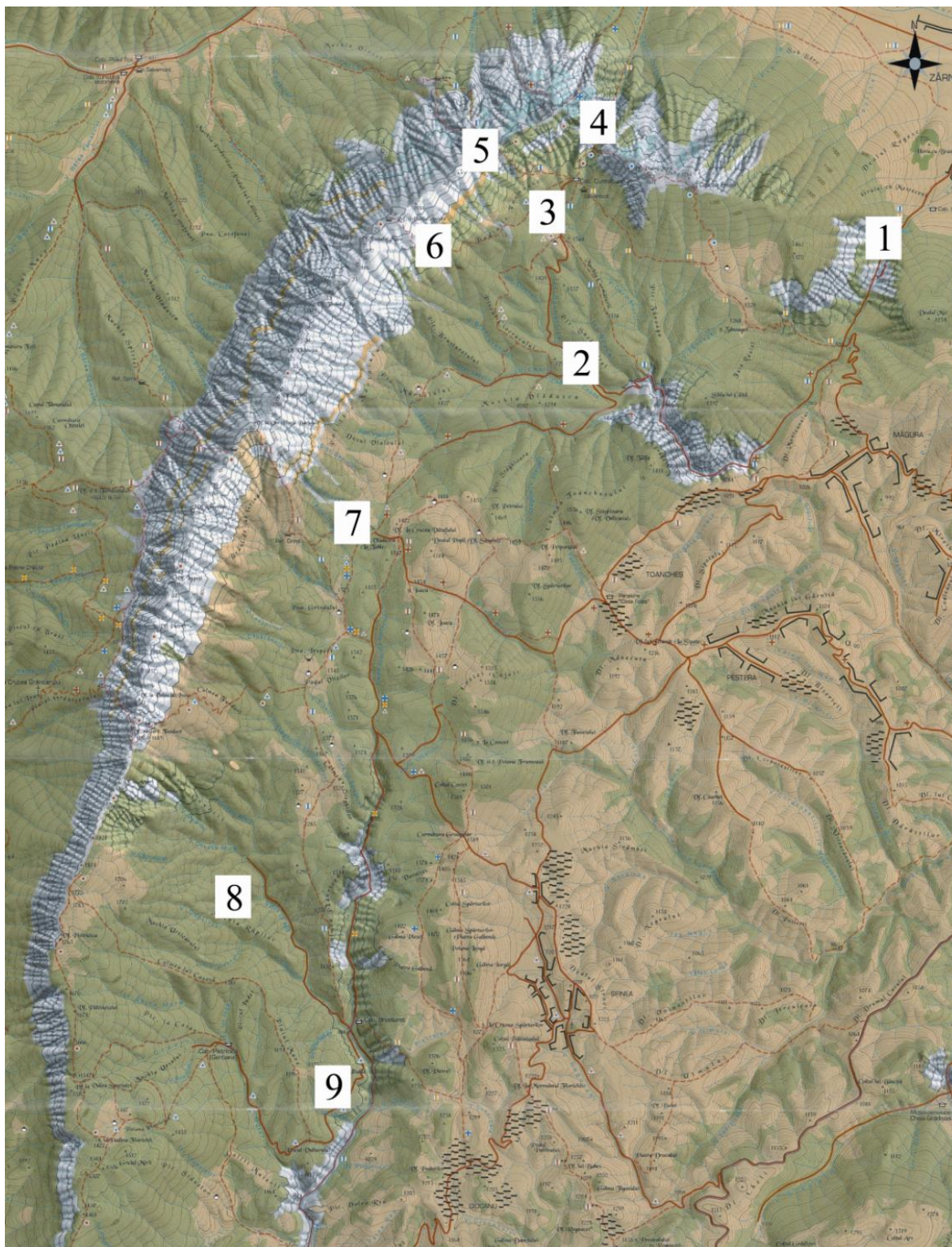


Figura 1.3: Localizarea zonelor de lucru pe harta turistică cu curbe de nivel (sursa: <http://www.cabanata.ro/hărți.html>): 1 Gura Râului; 2 Prăpăstiile Zărneștilor; 3 Cabana Curmătura; 4 Șaua Crăpăturii; 5 Drumul lui Lehman; 6 Padinile Frumoase; 7 Refugiul Grind; 8 Brusturet; 9 Pietricica.

5. REPERE TEORETICE ÎN STUDIUL DEPOZITELOR CONGLOMERATICE

Pentru o bună înțelegere a tuturor noțiunilor utilizate în această lucrare este necesară o scurtă introducere despre depozitele conglomeratice și cele mai reprezentative studii care au contribuit la cunoașterea și descrierea acestora. În decursul anilor au fost încercate mai multe modalități de clasificare a conglomeratelor care au avut la bază mecanismul de transport (Middleton & Hampton, 1973), aspecte genetice (Pettijohn, 1975), caractere descriptive (Walker în Harms et al., 1975) sau o îmbinare a caracterelor descriptive cu mecanismele depozitionale (Lowe, 1982). Surlyk (1984) demonstrează, în lucrarea sa, că studiul depozitelor conglomeratice ar trebui să se desfășoare particular pentru fiecare depozit în parte deoarece fiecare zonă are specificul ei tectonic și stratigrafic. Autorul sugerează ca utilizarea unor modele depozitionale standardizate nu funcționează pentru orice situație, ele fiind foarte utile pentru crearea unor modele proprii adaptate la subiectul de studiu.

6. DEPOZITELE CONGLOMERATICE APTIENE DE GURA RÂULUI

6.1 Aspecte generale

Conglomeratele de Gura Râului se întind de la nord-est (Gura Râului) la sud-vest (Pietricica) paralel cu creasta masivului Piatra Craiului. Acestea au fost studiate din 7 zone unde au fost observate sub formă de iviri restrânse și aflorimente extinse. Deși depozitele ocupă o suprafață semnificativă, cea mai mare parte a lor este acoperită de vegetație.

6.2 Studiul sedimentologic al Conglomeratelor de Gura Râului

Depozitele de Gura Râului sunt paraconglomerate și ortoconglomerate extraformaționale polimictice. Acestea sunt intens fragmentate ca urmare a activității tectonice post-aptiene și intens erodate. În cadrul lor pot fi remarcate aspecte depozitionale cum sunt stratificația, granoclasarea, imbricațiile sau structurile de tipul umpluturilor de canal. Majoritatea stratelor au 1 până la 5 m și sunt deseori suprapuse

erozional. Studiul descriptiv al caracterelor depozitionale a permis separarea a trei faciesuri conglomeratice caracteristice acestor depozite: conglomerate masive (fără granoclasare) - facies 1; conglomerate granoclasate - facies 2; conglomerate în alternanță cu gresii - facies 3 (Fig. 1.4). Faciesul 1 este caracterizat de prezența unor strate (1,5-3 m) cu baze erozionale în care au fost observați galeți echigranulari (4-10 cm) care sunt de cele mai multe ori imbricați sau dispuși paralel cu stratificația. Faciesul 2 este alcătuit din două subfaciesuri: unul cu granoclasare inversă care trece în top spre o granoclasare normală și unul unde granoclasarea normală, care apare fie în bază fie intercalată cu secvețele granoclasate invers. Ambele subfaciesuri sunt reprezentate prin strate suprapuse erozional și imbricații frecvente în baza secvențelor granoclasate normal respectiv topul celor granoclasate invers. Faciesul 3 este caracterizat de prezența unor strate sau lentile grezoase sau microconglomeratice de 15-30 cm grosime intercalate între stratele conglomeratice care sunt granoclasate normal, invers sau au aspect masiv (fără granoclasare). Nivelurile grezoase nu sunt întodeuna bine definite, topul și baza acestora fiind neregulate, prezentând contacte gradaționale sau contacte erozionale cu stratele conglomeratice și microconglomeratice. Caracterile depozitionale indică depunerea primelor două faciesuri din curgeri concentrate și hiperconcentrate (Mulder & Alexander, 2001) iar faciesul 3 indică un episod tranzițional de la curgeri granulare și/sau hiperconcentrate la curgeri turbulente (Lowe, 1982; Mulder & Alexander, 2001).

6.3 Studiul litologic al galeților care alcătuiesc Conglomeratele de Gura Râului

Conglomeratele de Gura Râului se remarcă printr-un pronunțat caracter polimictic atât în ce privește componența litologică a galeților cât și a matricei. Din punct de vedere petrologic se pot distinge trei tipuri de galeți: carbonatici, metamorfici și silicolitici.

6.3.1 Galeții carbonatici

Fracțiunea carbonatică este dominantă în cadrul depozitului atât sub formă de galeți cât și printre constituenții matriceali. Studiul macroscopic și microscopic al galeților colectați a permis deosebirea unui ansamblu divers de microfaciesuri care sunt caracteristice unor medii depozitionale care variaza de la zona peritidală până la cea

bazinală care, pe baza asociațiilor paleontologice, au fost atribuite intervalului Jurasic mediu (?Bajocian-Callovia inferior)-Cretacic inferior(Barremian-Aptian).

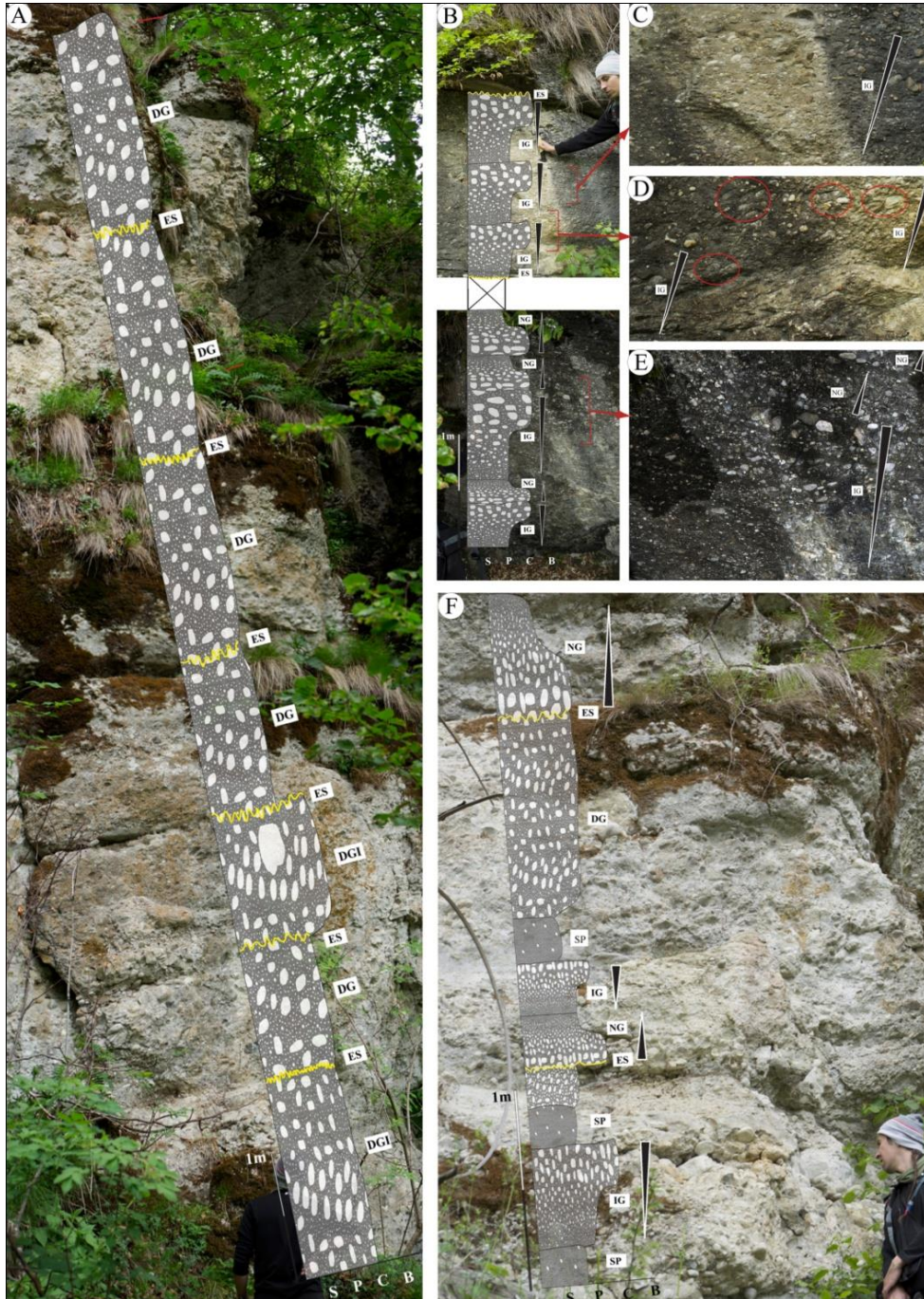


Figura 1.4: Faciesurile conglomeratice caracteristice depozitelor aptiene: **A** Facies 1 - Conglomerate masive (fără granoclasare); **B-E** Facies 2 - Conglomerate granoclasate ; **F** Facies 3 - Conglomerate în alternanță cu gresii (DG - conglomerate fără granoclasare; IG - conglomerate granoclasate invers, NG - conglomerate granoclasate normal, ES . suprafață erozională).

Galeții proveniți din depozite aparținând Jurasicului mediu. Galeții atribuiți acestei perioade sunt caracterizați de faciesuri bogate în material terigen și fragmente de moluște de diferite dimensiuni (Fig. 1.5 A). Este remarcată, uneori, prezența unor fragmente rudite de cuarț foarte bine rulate. Asociația paleontologică este alcătuită din fragmente de echinide, fragmente de moluște, fragmente de spongieri, tuburi de serpulide și foraminifere bentonice (?*Trocholina conica*, *Nodophtalmidium jurassicum*, *Coscinoconus* sp., *Lenticulina* sp.). Atribuirea acestor galeți Jurasicului mediu a fost făcută pe baza faciesurilor terigene caracteristice intervalului Bajocian-Callovian în zona Culoarul Dâmbovicioara și a foraminiferului *Trocholina conica* (Fig. 1.6 A) cunoscut din zonele de platformă internă ale Jurasicului mediu (Bajocian-Callovian).

Galeții proveniți din depozite aparținând Kimmeridgian-Tithonianului. Clastele repartizate acestui interval prezintă o abundență mai mare în nord-vestul arealului de aflorare a conglomeratelor aptiene și o frecvență scăzută dacă ne raportăm la toți galeții observați. Microfaciesurile dominante sunt tipice pentru mediul recifal și de margine de platformă (Fig. 1.5 B-D), fiind asemănătoare calcarelor de tip Štramberk, mai rar fiind observate faciesuri de pantă cu frecvente silicifieri.

Faciesurile descrise conțin asociații paleontologice variate cu: corali, spongieri (*Ellipsactinia* sp. *Thalamopora lusitanica*), fragmente de brahiopode, fragmente de echinide, alge verzi (*Salpigoporella pygmaea*, *Petrascula bursiformis*, *Steinmaniporella* cf. *taurica*, *Campbelliella striata*), alge roșii (“*Solenopora*” sp.), foraminifere bentonice (*Labyrinthina mirabilis*, *Protopenneroplis striata*, *Charentia evoluta* *Coscinoconus alpinus*, *Mohlerina basilensis*), tuburi de serpulide (*Mercierella dacica*, *Terebella lapilloides*), structuri bacinellide, cianobacterii de tip *Rivularia*, cianobacterii de tipul *Epiphyton* sp., organisme in crustante (*Perturbatacrusta leini*, *Lithocodium aggregatum*, consorțiul *Bacinella-Lithocodium*, *Radiomura cautica*) și microproblematică (*Crescantiella morronensis*).

Argumentarea intervalului de vârstă menționat este susținută, pe lângă ansamblul de microfaciesuri, de asociația micropaleontologică. Într-o parte din galeți au fost identificate specii tipice Kimmeridgian-Tithonianului (*Labyrinthina mirabilis*, *Petrascula bursiformis*, *Campbelliella striata*, *Steinmanniporella* cf. *taurica*, *Perturbatacrusta leini*, *Terebella lapilloides*) alături de specii care au o distribuție ușor mai largă

(*Protopeneroplis striata*, *Mohlerina basilensis*, *Coscinoconus alpinus*, și *Charentia evoluta*) dar citate frecvent din acest interval (Fig. 1.6).

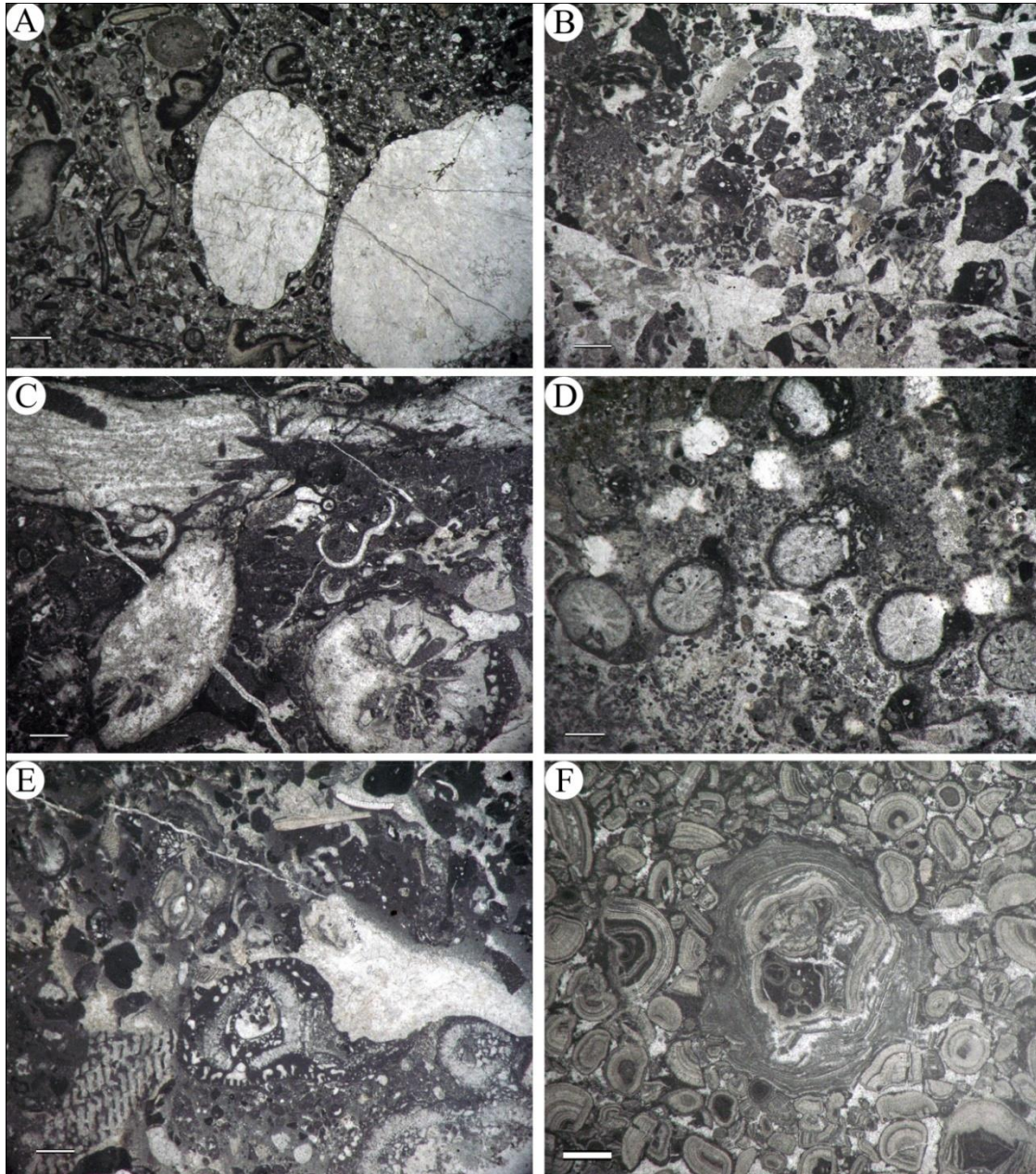


Figura 1.5: **A** Grainstone/rudstone bioclastic-extraclastic cu fragmente ruditice de cuarț terigen și multe fragmente de moluște; **B** Rudstone intraclastic cu sediment de tip grainstone intraclastic-bioclastic cu intraclaste subrotunjite și subangulare; **C** Boundstone coraligen, cu corali incrustați de *Lithocodium aggregatum* și sediment intern de tip wackestone bioclastic-intraclastic; **D** Boundstone coraligen, cu corali incrustați de *Lithocodium aggregatum* și sediment intern de tip grainstone intraclastic; **E** Floatstone (wackestone) bioclastic cu sediment intern wackestone intraclastic-bioclastic cu *Crescentiella morronensis*, *Lithocodium aggregatum* și fragmente de alge și corali; **F** Grainstone ooidic-pisoidic cu ooide radiare și tangențiale regenerate și pisoide cu nucleu compus (Scara = 1 mm).

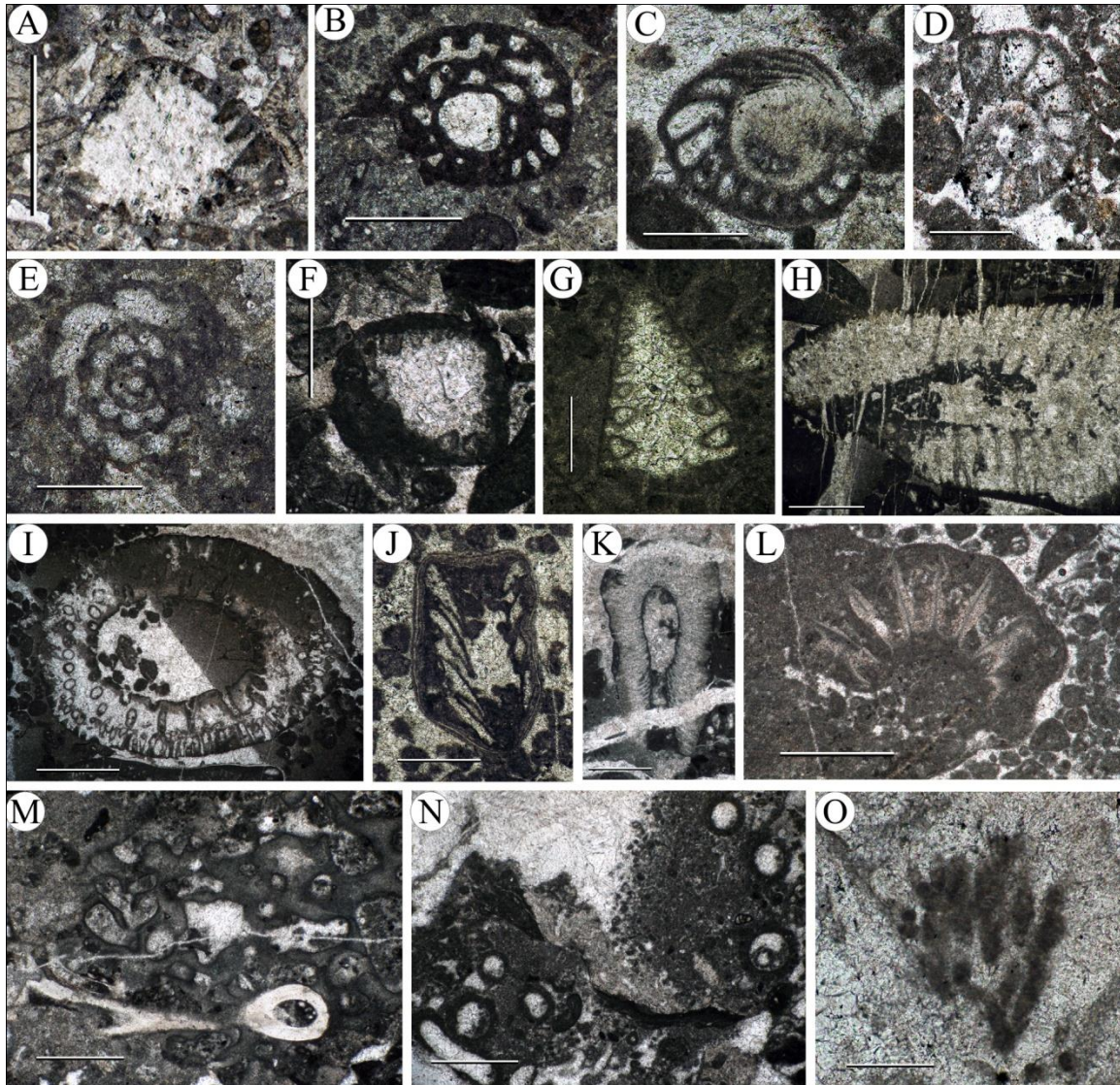


Figura 1.6: **A** ?*Trocholina conica*; **B** *Labyrinthina mirabilis*; **C** *Protopeneroplis striata*; **D** *Protopeneroplis ultragranulata*; **E** *Charentia evoluta*; **F** *Coscinoconus alpinus*; **G** *Coscinoconus delphinensis*; **H** *Steinmaniporella cf. taurica*; **I** *Petrascula bursiformis*; **J** *Campbeliella striata*; **K** ?*Pseudocymopolia jurassica*; **L** *Clypeina sulcata*; **M** *Perturbatacrusta leini* și *Carpathocancer* sp.; **N** *Terebella lapilloides*; **O** *Epiphyton* sp. (Scara: H,I, K, M, N = 1 mm; A, B, F, J, L = 0.5 mm; C, D, E, G = 0.25; O = 0.125 mm).

Galeții proveniți din depozite aparținând Tithonianului superior-Berriasianului inferior. Galeții atribuiți calcarelor formate în acest interval sunt cei mai frecvenți în depozitele conglomeratice aptiene. Aceștia cuprind faciesuri foarte variate care pot fi atribuite mai multor zone depozitionale cum sunt: depozite de platformă internă, depozite de margine de platformă, depozite de pantă și depozite bazinale (Fig.

1.5 E, F). Între acestea, microfaciesurile care indică zone de pantă sau bazinale sunt dominate de asociații cu calpionele.

Asociația paleontologică este alcătuită din: fragmente de moluște, alge verzi (*Clypeina sulcata*, *Salpingoporella pygmaea*, *Salpingoporella annulata*, *Pseudocymopolia jurassica*, *Pseudotrinoeladus piaie*), foraminifere bentonice (*Mohlerina basiliensis*, *Protopenneroplis ultragranulata*, *Protopenneroplis* cf. *banatica*, *Coscinoconus alpinus*, *Coscinoconus chiochunii*, *Coscinoconus* cf. *perconigi*, *Coscinoconus delphinensis*, *Coscinoconus campanellus*), rare fragmente de corali, organisme incrustante (*Lithocodium aggregatum*, *Crescentiella morronensis*), oncoide microbiale și cianobacterii de tip *Rivularia*.

Alocarea acestor galeți acestui interval s-a făcut pe baza microfaciesurilor caracteristice în care au fost identificate specii cu importanță biostratigrafică cum sunt *Pseudocymopolia jurassica* (Tithonian terminal-Valanginian inferior) și *Clypeina sulcata* (Kimmeridgian-Berriasian). Cele două alge sunt asociate frecvent cu foraminiferele *Coscinoconus alpinus* și *Coscinoconus delphinensis*, care sunt menționate din Tithonianul superior până în Valanginian dar și cu *Protopenneroplis ultragranulata* care, în ciuda unei distribuții mai largi (Tithonian mediu-Barremian) este foarte des citat din Berriasian-Valanginian inferior, adesea din zonele cu hidrodinamică ridicată cum sunt bancurile ooidice (Fig. 1.6).

Galeții proveniți din depozite aparținând Berriasianului superior-Valanginianianului inferior. Eșantioanele care sunt atribuite acestui interval sunt reprezentate în principal de faciesuri tipice pentru zonele de platformă internă cu hidrodinamică ridicată și zone dominate de medii restrictive peritidale (Fig. 1.7 A, B).

Asociația micropaleontologică este alcătuită din: foraminifere bentonice (*Montsalevia salevensis*, *Coscinoconus delphinensis*, *Protopenneroplis ultragranulata*, *Coscinoconus chiochunii*, *Paracoskinolina jourdanensis*, *Pseudocyclamina lituus*, *Haplophragmoides joukowskyi*, *Coscinoconus elongatus*, *Coscinoconus cherchiaie*, *Pfenderina neocomiensis*, *Coscinoconus* cf. *molestus*, *Scythiolina camposauri*, *Coscinoconus* cf. *perconigi*, *Meandrospira favrei*) alge dasycladale (*Salpingoporella pygmaea*, *Steinmaniporella* sp., *Terquemella* sp.) și alge udoteacee (? *Nipponophycus* sp.)

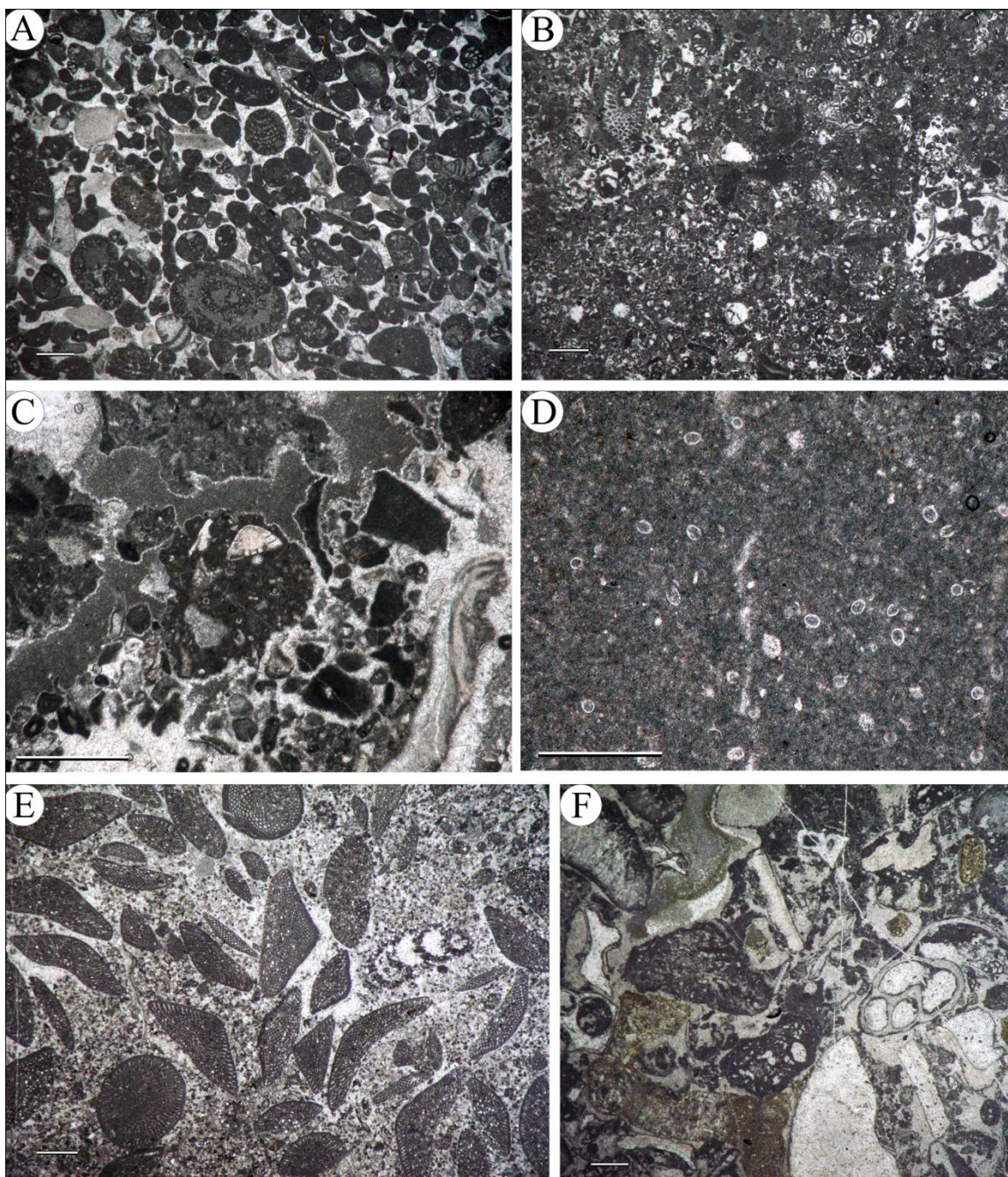


Figura 1.7: **A** Grainstone bioclastic grosier cu foraminifere aglutinante mari; **B** Grainstone bioclastic cu alge dasycladale (*Salpingoporella pygmaea*) și multe foraminifere bentonice; **C** Alodapit cu calpionele, *Crescentiella morronensis*, *Neotrocholina valdensis* și goluri umplute cu silt vados și ciment denticulat; **D** Wackestone bioclastic cu calpionele; **E** Wackestone/floatstone bioclastic cu orbitoline și alte foraminifere aglutinante; **F** Grainstone/rudstone bioclastic cu fragmente mari de moluște (e.g. gastropode), fragmente de corali cu anvelope micritice și organisme incrustante (*Lithocodium aggregatum*) (Scara A-C, E, F = 1 mm; D = 0.5 mm).

Intervalul Berriasian superior-Valanginian inferior a fost stabilit pe baza prezenței foraminiferelor *Montsalevia salevensis* și *Haplophragmoides jukowski* care au ca interval de distribuție Berriasianul superior-Hauterivianul. Alături de acestea este remarcată o largă diversitate a speciilor genului *Coscinoconus* (e.g. *Coscinoconus delphinensis*, *Coscinoconus campanellus*, *Coscinoconus elongatus*, *Coscinoconus cherchiai*, *Coscinoconus molestus*, *Coscinoconus* cf. *perconigi*) care sunt descrise frecvent din intervalul Berriasian-Valanginian (Fig. 1.8).

Galeți care conțin microfaciesuri cu calpionele (Tithonian superior-Valanginian inferior). O mare parte din galeți colectați (~ 40%) din depozitele conglomeratice apțiene prezintă faciesuri reprezentative pentru zonele de pantă, baza pantei sau bazin, cu asociații micropaleontologice dominate de calpionele, radiolari, spiculi de spongieri și subordonat bioclaste derivate din zonele de mică andâncime (Fig. 1.7 C, D). Se observă o creștere procentuală a participării acestor galeți dinspre nordul zonei (Gura Râului) spre sudul acesteia (Brusturet și Pietricica), unde dimensiunile medii ating cotele cele mai mici și abundența lor este cea mai ridicată. Analiza microscopică indică prezența următoarelor zone de calpionele: Zona Crassicollaria (A), Zona Calpionella (B, C) cu subzonele Alpina și Elliptica, Zona Calpionellopsis (D) cu subzonele Simplex și Oblonga și ?Zona Calpionellites (E) (Remane, 1971, Pop, 1997).

Asociația identificată conține multe specii de calpionele (*Crassicollaria parvula*, *Crassicollaria intermedia*, *Crassicollaria brevis*, *Calpionella alpina*, *Tintinnopsella carpathica*, *Calpionella elliptica*, *Lorenziella hungarica*, *Tintinnopsella longa*, *Calpionellopsis simplex*, *Calpionellopsis oblonga*, *Remaniella filipescui*, cf. *Calpionellites darderi*, *Sturiella oblonga*), calcisfere (*Colomisphaera* sp., *Cadosina minuta*, *Cadosina fusca*, *Stomiosphaera* sp., *Colomisphaera lapidosa*), radiolari, alături de care apar fragmente de spongieri, fragmente de corali, radiole și spiculi de echinide, fragmente de *Carpathocancer* sp., foraminifere (*Neotrocholina valdensis*, *Patellina* sp., *Lenticulina* sp., *Montsalevia salevensis*, *Haplophragmoides jukowskyi*, *Meandrospira* sp., *Freixialina* sp., *Protopeneroplis* cf. *banatica*, *Mohlerina basiliensis*), alge dasycladale [*Terquemella* sp., ?"Vermiporella" sp., *Zujovicella gocaninii*, *Salpingoporella* sp., *Arabicodium* sp.), organisme incrustante (*Pseudorothplezella* sp., *Koskinobulina socialis*) și *Crescentiella morronensis* (Fig. 1.8).

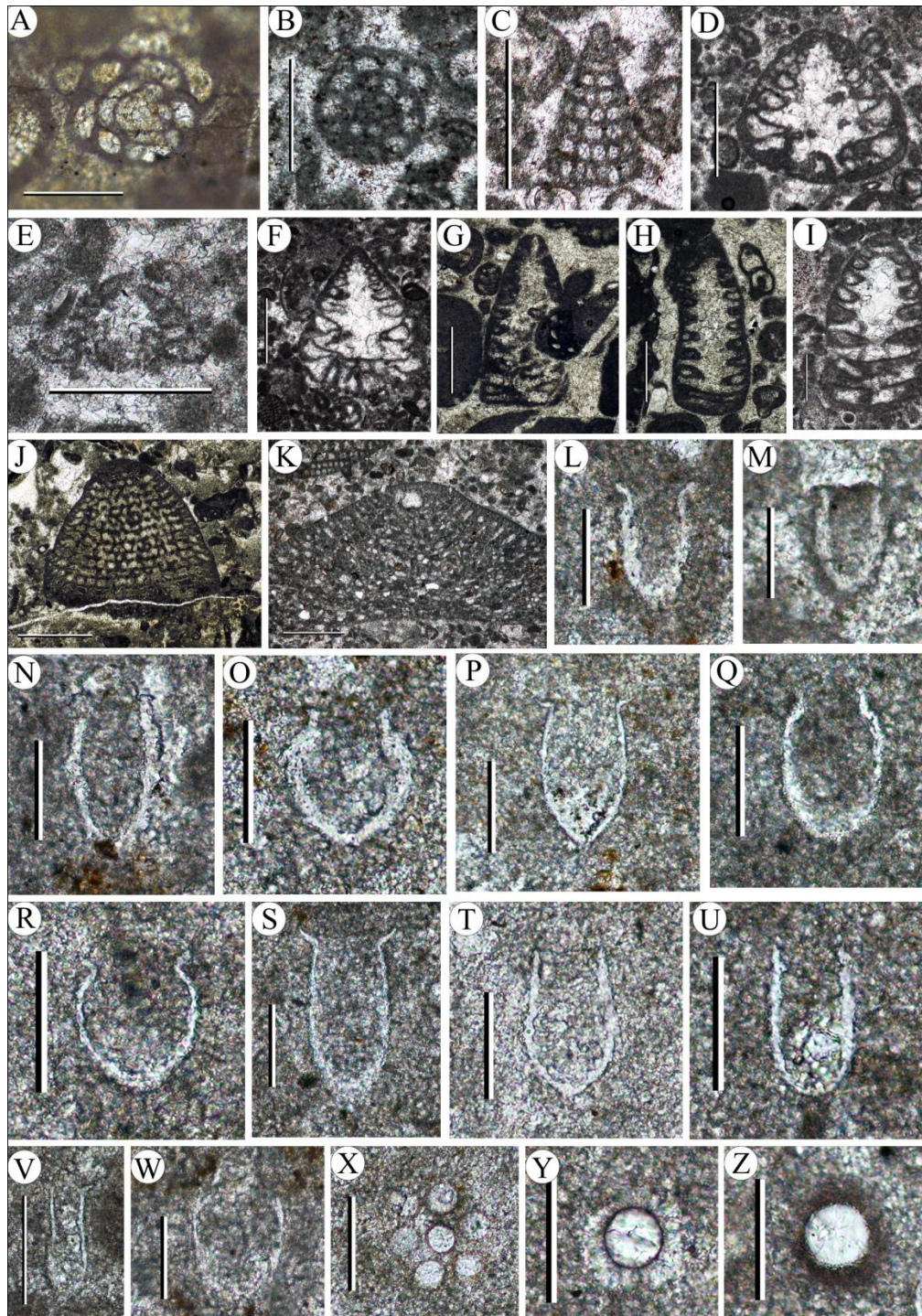


Figura 1.8: **A** *Meandrospira favrei*; **B** *Haplophragmoides jukowskyi*; **C** *Monsalevia salevensis*; **D** *Coscinoconus* cf. *chiocchini*; **E** *Coscinoconus molestus*; **F** *Coscinoconus delphinensis*; **G** *Coscinoconus* cf. *perconigi*; **H** *Coscinoconus elongatus*; **I** *Coscinoconus cherchiai*; **J** *Montseciella arabica*; **K** *Palorbitolina lenticularis*; **L** *Crassicolaria intermedia*; **M** *Crassicolaria brevis*; **N** *Crassicolaria* sp.; **O** *Calpionella alpina*; **P** *Tintinopsella carpathica*; **Q** *Calpionella elliptica*; **R** *Lorenziella hungarica*; **S** *Tintinopsella longa*; **T** *Calpionelopsis simplex*; **U** *Calpionelopsis oblonga*; **V** *Sturiella oblonga*; **W** cf. *Calpionellites darderi*; **X** *Cadosina minuta*; **Y** *Colomisphaera lapidosa*; **Z** *Cadosina fusca* (Scala: B, D, F, G, H = 0.5 mm, C, E, I = 0.25, A = 0.125 mm; L-Z = 0.0625 mm).

Studiul în ansamblu al galeților cu calpionellide indică, pe baza zonării calpionelelor, provenința din depozite aparținând intervalului Tithonian superior-Valanginian inferior.

Galeții proveniți din depozite aparținând Barremian-Aptianului. Galeții care pot fi atribuiți acestui interval de timp sunt prezenți într-un număr redus. Microfaciesurile identificate sunt predominant din zona recifală sau din marginea de platformă (Fig. 1.7 E, F).

Asociația paleontologică este alcătuită din: corali, spongieri, organisme incrustante, microproblematică (*Crescentiella morronesis*), alge calcaroase (*Neomeris cretacea*, ?*Arabicodium* sp., *Terquemella* sp.) și foraminifere bentonice (?*Pfenderina* sp., *Montseciella arabica*, ?*Praeorbitolina* sp., *Palorbitolina lenticularis*, ?*Paleodictyoconus* sp., *Choffatella decipiens*, *Everticyclammina hedbergi*, *Coscinophragma cribrosa*, *Haplophragmoides* sp., ?*Novallesia* sp., *Meandrospira* sp., *Textularia* sp.).

Din asociația descrisă foraminiferele *Montseciella arabica* și *Palorbitolina lenticularis* sunt indicatori biostratigrafici ai intervalului Barremian superior-Aptian inferior în timp ce *Choffatella decipiens* este raportată adesea din Aptian (Fig. 1.8).

6.3.2 Galeții metamorfici.

Galeții metamorfici nu depășesc 16% din totalitatea galeților din depozitele de Gura Râului. Studiul asociațiilor de minerale din aceștia a permis identificarea a trei tipuri petrografice: gnaise, cuarțite și șisturi cuarțitice. Dintre acestea, gnaisele sunt cele mai abundente (~75%). Acestea se remarcă prin stadii avansate de metamorfism indicate de numeroasele cristale de cuarț cu extincție ondulatorie, structurile pertitice, frecvența ridicată a microclinului, structurile deformaționale sau cristalele bine dezvoltate de albit. Caracterile descriptive sunt similare cu gnaisele descrise din Grupul de Cumpăna (Gherasi et al., 1966).

6.3.3 Galeții silicolitici

Clastele silicolitice sunt rare, raportate la totalitatea galeților din conglomeratele aptiene (max 5%), și provin în principal din depozite nodulare (cherturi) și mai rar din depozite stratiforme (silicolite biogene). Nodulii sunt deseori observați alături de roca carbonatică în care s-au format. Asociația micropaleontologică observată în rocile carbonatice cu noduli silicioși este alcătuită din: fragmente de spongieri, plăcuțe și

radiole de echinide, foraminifere bentonice (*Labyrinthina mirabilis*; *Nautiloculina/Charentia* sp.; *Meandrospira* sp.), alge dasycladale (*Salpingoporella annulata*), microproblematică (*Crescentiella morronensis*) și rari spiculi de spongieri. Această asociație este una tipică intervalului Kimmeridgian-Tithonian. Silicolitele biogene sunt reprezentate de radiolarite (pot fi remarcate specii aparținând ordinelor Spumellaria și Nassellaria) și spiculite. Urmărind similaritatea cu depozitele similare din Piatra Craiului (Popescu, 1966, Patrușiu, 1969, Beccaro & Lazăr, 2007) se poate afirma că silicolitele stratiforme aparțin intervalului Callovian superior-Oxfordian iar cherturile intervalului Kimmeridgian superior-Tithonian.

6.4 Liantul

Întreg ansamblul de galeți este susținut de o matrice argiloasă siltic-arenitică și mai rar de un ciment. Matricea apare în toate faciesurile iar cimentul a fost observat rareori doar în faciesul 1.

6.5 Analiza paleocurenților

În trei dintre zonele studiate pot fi observate imbricații ale galeților după axa a: Prăpăștiile Zărneștilor, Brusturet și Pietricica. În aceste zone au fost efectuate aproximativ 300 de măsurători ale direcțiilor paleocurenților. Măsurătorile înregistrate au fost reprezentate pe diagrame polare pentru fiecare zonă de măsurare în parte. În urma interpretării datelor din aceste diagrame se poate afirma că direcțiile generale de curgere (N) sunt dinspre nord-est spre sud-vest respectiv dinspre nord-vest spre sud-est (Fig. 1.9). Un argument în plus al direcției de curgere este adus de măsurătorile lui N. Mihăilescu pe aflorimentul tip de la Gura Râului și pe depozitele conglomeratice din pragul Branului în urma cărora a stabilit o direcție generală de curgere de la vest la est (în Patrușiu, 1969; pag. 118).

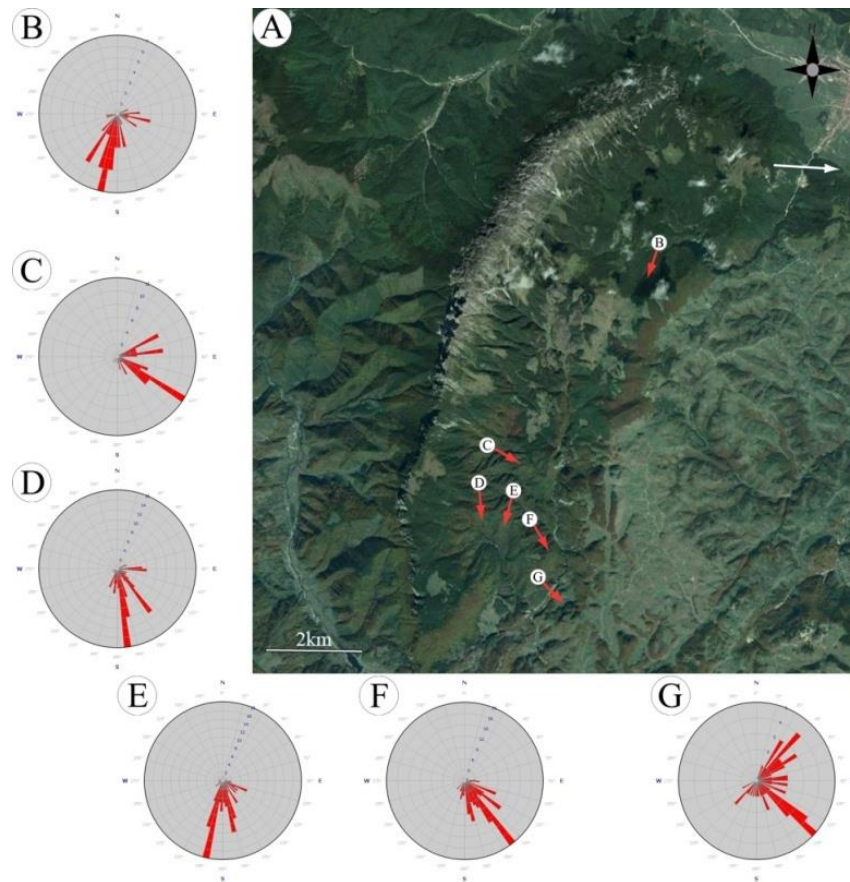


Figura 1.9: Rezultatele măsurătorilor pe imbricațiile din depozitele conglomeratice apțiene:
A Amplasarea locațiilor unde au fost efectuate măsurători, direcțiile generale de curgere (N) (săgeți roșii) și direcția menționată de N.Mihăilescu (săgeată albă); **B-G** Diagrame polare cu măsurătorile înregistrate în fiecare locație (Direcțiile generale B - N=190°; C - N=123°; D - N=170°; E - N=192°; F - N=145°; G - N=133°).

6.6 Vârsta conglomeratelor apțiene

În lucrările anterioare a fost stabilită vârsta apțiană a acestor depozite, principalele argumente fiind: blocuri din astfel de conglomerate au fost găsite în Conglomeratele de Bucegi, fapt ce confirmă că sunt mai vechi decât Albianul; în liantul acestor conglomerate au fost găsite orbitolinide, care pledează pentru o vârstă apțiană; în aceste conglomerate se găsesc și fragmente de calcare urgoniene, astfel că, se poate presupune că ele ar aparține Apțianului superior (Popescu, 1966). În prezentul studiu au fost identificați galeți aparținând Barmianului-Apțianului și rare fragmente de orbitolinide în matrice, acestea reprezentând argumente suplimentare pentru plasarea în Apțian a depozitelor.

7. DEPOZITELE CONGLOMERATICE ALBIAN TERMINAL-CENOMANIENE

7.1 Aspecte generale

Conglomeratele Albian terminal-cenomaniene au fost identificate doar în partea de nord-est a sinclinalului Piatra Craiului fiind limitate de Masivul Piatra Craiului la nord-vest (Piatra Mare) și nord-est (Piatra Mică) și de Prăpăstiile Zărneștilor la sud-est și sud-vest. Depozitele se întind pe ~3 km între Șaua Crăpăturii și Prăpăstiile Zărneștilor și ~1 km între Prăpăstiile Zărneștilor și Piatra Mică și au o grosime de ~550 m. Există trei zone unde acestea au fost investigate: Prăpăstiile Zărneștilor; Curmătura și Șaua Crăpăturii

7.2 Studiul sedimentologic al conglomeratelor Albian terminal-cenomaniene

Conglomeratele Albianului terminal-Cenomaniianului sunt considerate echivalente cu cele care apar în pasul Branului, dar și în întreg Culoarul Dambovicioara (Popescu, 1966). Suprafața pe care acestea se extind în sinclinalul Piatra Craiului este mult mai restrânsă comparabil cu depozitele conglomeratice aptiene. Privite în ansamblu, conglomeratele Albian-terminal-cenomaniene pot fi caracterizate ca ortoconglomerate polimictice extraformaționale. Au fost remarcate o serie de caracteristici ale acestor depozite care le fac să se deosebească de conglomeratele aptiene: sortarea foarte slabă a componentelor, prezența tuturor gradelor de rulare (galeți care variază de la angulari la foarte bine rotunjiți), dimensiunile variabile ale componentelor (de la galeți centimetrice la olistolite de zeci de metri), brecii monomictice frecvent intercalate cu aceste depozite sau regiuni unde domină conglomeratele monomictice carbonatice sau metamorfice. Succesiunea conglomeratică a fost divizată în două faciesuri: conglomerate masive (dezorganizate) cu olistolite - facies 4 și conglomerate oligomictice granoclasate - facies 5. În faciesul 4 intră cea mai mare parte a conglomeratelor Albian terminal-cenomaniene.

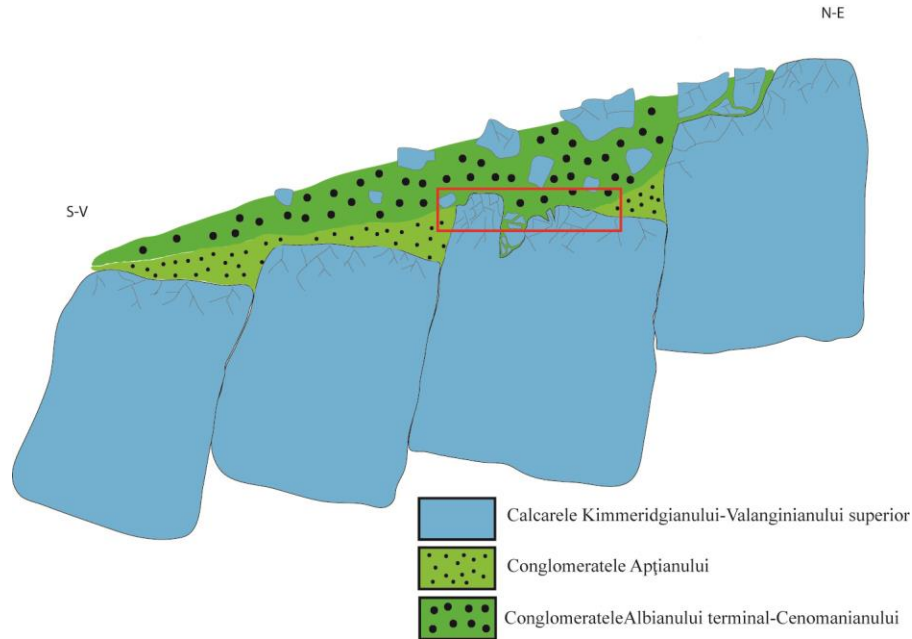


Figura 1.10: Ilustrație explicativă reprezentând o secțiune prin nord-estul Masivului Piatra Craiului (desenul nu este la scară). Cu chenar roșu este localizată succesiunea din zona Prăpăștiile Zărneștilor

Depozitele alocate faciesului 4 sunt caracterizate de o sortare foarte slabă și o dispunere haotică a galeților, aceștia variind de la 2-3 cm diametru la blocuri de ordinul zecilor de metri (olistolite) care sunt preponderent de origine carbonatică. În zona Prăpăștiile Zărneștilor faciesul 4 este cel mai bine reprezentat, astfel încât poate fi observată deasupra conglomeratelor aptiene următoarea succesiune: conglomerate masive cu olistolite carbonatice, conglomerate intercalate cu brezii monomicțice carbonatice, calcare cu aspect brecios cu fisuri cu umpluturi conglomeratice tipice faciesului 4, o structură care conține în bază blocuri carbonatice angulare și subangulare peste care urmează conglomerate ale faciesului 4 cu o tendință de granoclasare normală și în partea superioară depozite tipic aptiene peste care sunt dispuse conglomerate masive Albian terminal-cenomaniene (Fig. 1.10). Toată elementele enumerate sugerează o depunere sintectonică a acestei succesiuni sub forma unei umpluturi în depresiunile tectonice formate prin deplasarea unor blocuri în timpul Albianului. Această structură în blocuri, generată deja în partea inferioară a Cretacicului inferior, este o problemă care a

fost de mai multe ori abordată și în favoarea căreia s-au adus recent argumente pentru depozitele din zona Culoarului Dâmbovicioara (Grădinaru et al., 2016). În cazul Masivului Piatra Craiului dispunerea în blocuri tectonice este un aspect argumentat de Coca (1998) care ajută la explicarea succesiunii abodate în actualul studiu. Depozitele Albian terminal-cenomaniene au fost cel mai probabil puse în loc ca urmare a unor curgeri debritice cu densitate ridicată, (Surlyk, 1984; Pickering et. al.; 1989) a căror depunere s-a realizat prin “înghețarea” curgerii pe parcursul înaintării acesteia pe pantă provocată de frecarea și coeziunea intergranulară (Pickering et. al.; 1989).

Faciesul 5 a fost descris dintr-o sigură locație: aflorimentul cu extindere redusă din apropiere de Cabana Curmătura. Acest facies se diferențiază de restul deschiderilor studiate în această regiune deoarece totalitatea clastelor componente sunt exclusiv de natură metamorfică. Galeții componenți aparțin aceluiași varietăți petrologice ca cele identificate în cazul galeților din conglomeratele Albianului terminal-Cenomaniului sau din conglomeratele apțiene, cu observația că aici domină varietățile șistuoase. Este remarcat un grad redus de consolidare mai ale raportat la celelalte două depozite conglomeratice. Succesiunea este definită de strate de maxim 1 m, separate de un plan discret de stratificație care sunt granoclasate invers în care majoritatea clastelor au un grad redus de rulare. Prezența granoclasării, a stratificației și a clastelor decimetrice concentrate în partea superioară sugerează că mecanismul de transport a fost asigurat de curgeri hiperconcentrate cu vâscozitate ridicată (Mulder & Alexander, 2001).

7.3 Galeți aparținând conglomeratelor Albian terminal-cenomaniene

Similar cu depozitele mai vechi prezentate anterior și aceste depozite conglomeratice sunt polimictice, având aceeași componenți litologici: carbonatici, metamorfici și silicolitici..

7.3.1 Galeții carbonatici

Fracțiunea carbonică este dominantă (~88%) fiind reprezentată, pe lângă galeți centimetrice, de blocuri și olistolite metrice. Ansamblul de microfaciesuri și microfosile identificat sugerează proveniența acestora din depozite aparținând intervalului Jurassic mediu-Cretacic inferior.

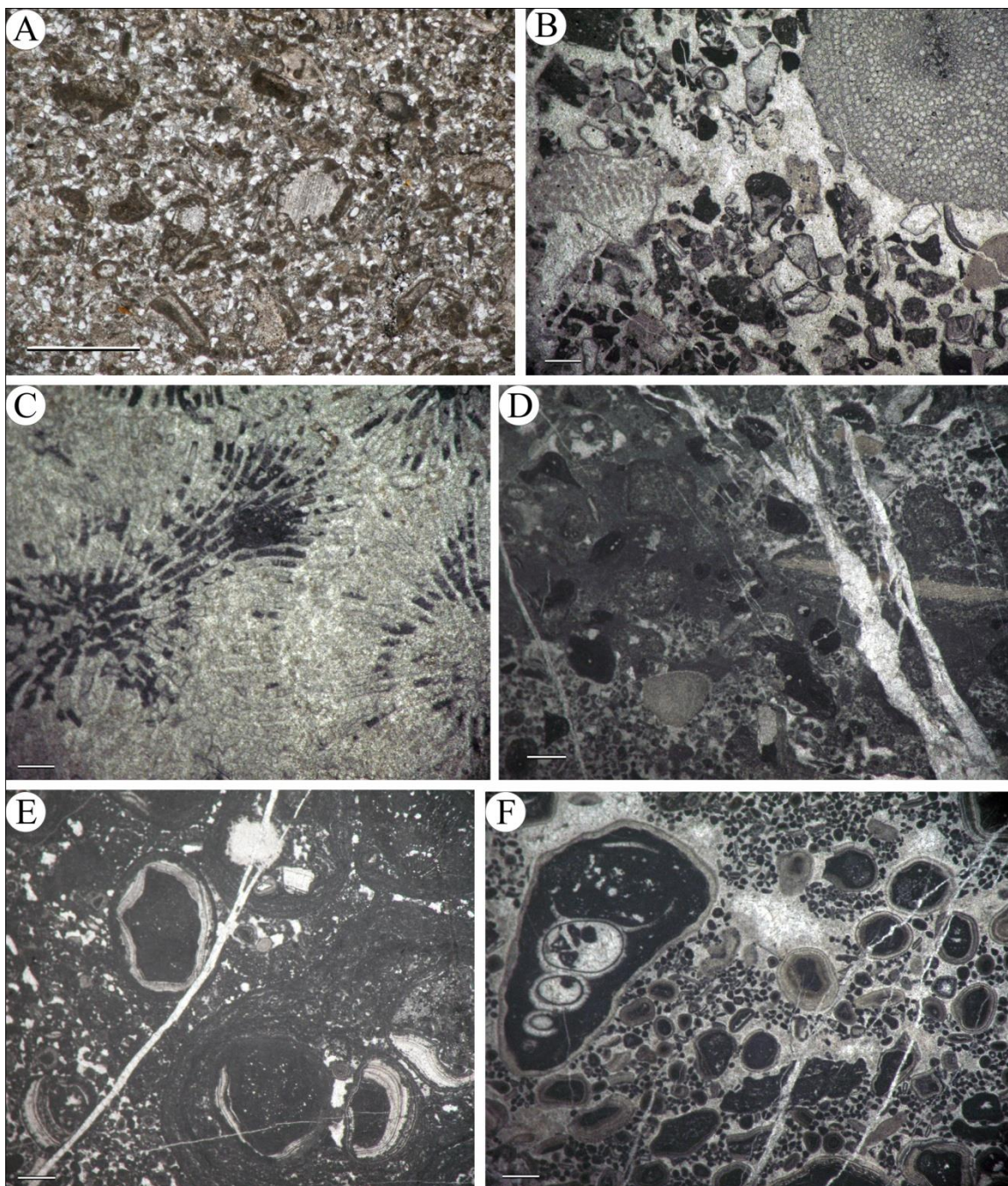


Figura 1.11: **A** Packstone bioclastic-extraclastic cu fragmente de moluște, *Trocholina conica* și *Lenticulina* sp. **B** Grainstone/rudstone bioclastic-intraclastic cu spongieri și corali incrustați (săgeată galbenă), alge udoteacee (săgeți roșii), *Crescentiella moronensis* și intraclaste subangulare **C** Boundstone coraligen **D** Grainstone bioclastic-intraclastic cu *Crescentiella moronensis* **E** Rudstone oncoidic cu oncoidice compuse și oide regenerate **F** Grainstone ooidic bioclastic fenestrat cu gastropode mari (Scara = 1mm).

Galeții proveniți din depozite aparținând Jurasicului mediu. Galeții aparținând Jurasicului mediu sunt foarte rari și sunt reprezentați prin microfaciesuri bogate în material terigen de dimensiuni arenitice caracteristice zonelor de platformă internă (Fig. 1.11). Asociația paleontologică caracteristică este dominată în principal de multe fragmente de bivalve și gastropode alături de rare foraminifere bentonice (*Trocholina conica* și *Lenticulina* sp.). Asociația de microfaciesuri descrisă alături de *Trocholina conica* indică proveniența acestor galeți din depozite aparținând Jurasicului mediu.

Galeții proveniți din depozite aparținând Kimmeridgian-Tithonianului.

Aproape 15 procente din galeții colectați au fost repartizați la acest interval. Microfaciesurile dominante sunt caracteristice mediului recifal, de pantă internă și de pantă externă fiind observate multe similitudini cu cele descrise din galeții aparținând conglomeratelor de Gura Râului (Fig. 1.11 B-D).

Asociația paleontologică este alcătuită din: corali, spongieri calcaroși, briozoare, fragmente de echinide, alge dasycladale (*Neoteutloporella socialis*, *Salpingoporella pygmaea*, *Clypeina sulcata*, *Suppiluliumaella delphica*), alge udoteacee (*Nipponophycus ramosus*), alge roșii (*Solenopora* sp.), foraminifere [*Labiyanthina mirabilis*, *Protopenoplis striata*, *Protopenoplis ultragranulata*, *Mohlerina basiliensis*, *Coscinophragma cribrosa*], organisme incrustante (*Calcistella jachenhausensis*), microproblematice (*Crescentiella morronensis*), cianobacterii (*Girvanella* sp., *Diversocalis* sp.), tuburi de serpulide (*Mercierella dacica*) și nuclee de amoniți.

Proveniența acestor galeți din depozite kimmeridgian-tithoniene este confirmată de prezența foraminiferelor *Labyrinthia mirabilis*, *Protopenoplis striata* și *Mohlerina basiliensis*, a algelor *Clypeina sulcata*, *Neoteutloporella socialis*, *Suppiluliumaella delphica* și a spongierului incrustant *Calcistella jachenhausensis* (Fig. 1.12)

Galeții proveniți din depozite aparținând Tithonianului superior-Berriasianului inferior. Galeții atribuiți acestui interval sunt caracterizați de microfaciesuri specifice platformelor interne barate, cu variații hidrodinamice. Se poate observa o abundență ridicată a faciesurilor ooidice (Fig. 1.11).

Asociația paleontologică are diversitate și abundență reduse. Aceasta conține: moluște și fragmente de moluște, foraminifere (*Protopenneroplis ultragranulata*, *Coscinoconus cf. perconigi*, *Coscinoconus cherchiai*, *Coscinoconus delphinensis*, *Coscinoconus alpinus/campanellus*, *Coscinoconus cf. molestus*), alge dasycladale (*Clypeina sulcata*, *Salpingoporella pygmaea*, *Salpingoporella annulata*), cianobacterii de tip Rivularia, microproblematică (*Carpathoporella occidentalis*, *Crescentiella morronensis*), fragmente de aptychus, fragmente de ?*Carpathocancer* sp. și structuri stromatolitice peloidale.

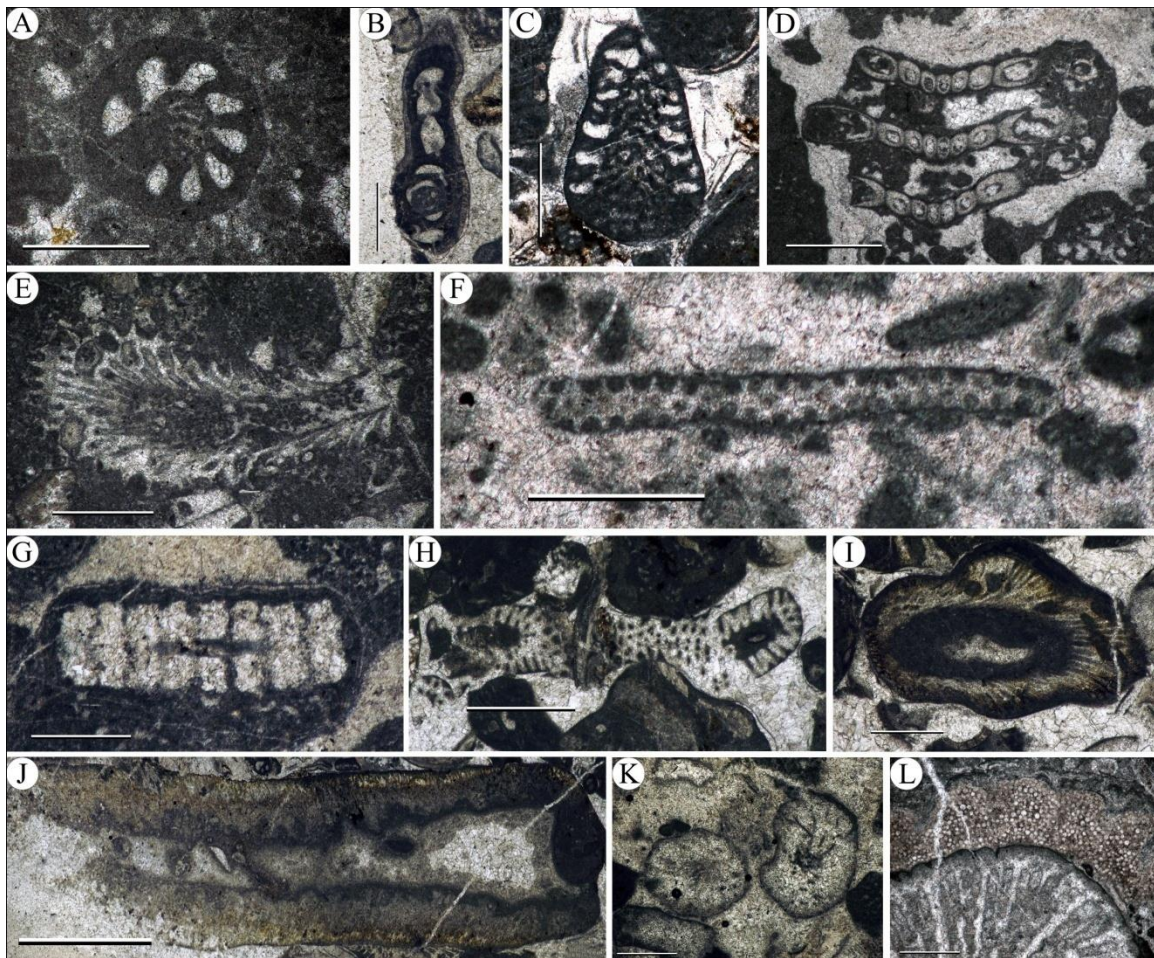


Figura 1.12: A *Pfinderina neocomiensis*; B *Danubiella cernavodensis*; C *Paracoskinolina jourdanensis*; D *Clypeina sulcata*; E *Suppiluliumaella delphica*; F *Neoteutloporella socialis*; G *Salpingoporella anulata*; H *Salpingoporella pygmaea*; I *Pseudocymopolia jurassica*; J *Permocalculus dragastani*; K *Nipponophycus ramosus*; L *Clacistella jochenhausensis* (Scara: D, E, H, J, L = 1mm, B, C, F, G, I, K = 0.5 mm; A = 0.25).

Atribuirea vârstei acestor galeți s-a făcut pe baza asociației de faciesuri ooidice și oncoidice (descrise și din alte zone pentru acest interval) asociate cu prezența foraminiferelor aparținând diferitelor specii ale genului *Coscinococonus*. Foraminiferele *Protopeneroplis ultragranulata*, *Coscinococonus delphinensis*, *Coscinococonus cherchiaie* și *Coscinococonus perconigi* au fost descrise cel mai frecvent din intervalul Berriasian-Valanginian inferior.

Galeții proveniți din depozite aparținând Berriasianului superior-Valanginianului inferior. Galeții aparținând acestui interval sunt cei mai frecvenți, reprezentând peste 50% din totalul celor colectați din aceste depozite. În cadrul lor domină faciesurile caracteristice mediului peritidal restrictiv, faciesurile caracteristice unor subzone cu hidrodinamică ridicată fiind subordonate (Fig. 1.13 A-D). Această tendință s-a observat și în urma studiului secțiunilor subțiri efectuate din blocuri carbonatice.

Asociația paleontologică caracteristică este compusă din: alge dasycladale (*Salpingoporella pygmaea*, *Pseudocymopolia jurassica*, *Actinoporella podolica*), alge gymnocodiacee (*Permocalculus dragastani*), alge udoteacee (?*Arabicodium* sp.), microproblematică (*Felixporidium* sp.), structuri de tip bacinelid, cianobacterii de tip *Rivularia*, foraminifere (*Coscinococonus campanellus*, *Coscinococonus cherchiaie*, *Coscinococonus alpinus*, *Coscinococonus delphinensis*, *Parakoskinolina jourdanensis*, *Pseudocyclamina lituus*, *Montsalevia elevata*, *Danubiella cernavodensis*, *Montsalevia salevensis*, *Pfenderina neocomiensis*, ?*Nautiloculina* sp.) gastropode, briozoare și crustacee (?*Carpathocancer* sp.).

Întreaga asociație prezentată este una tipică pentru intervalul Berriasian superior-Valanginian inferior, această vârstă fiind confirmată de prezența speciilor cu importanță biostratigrafică: foraminiferele *Montsalevia salevensis* (Berriasian superior-Hauterivian), *Montsalevia elevata* (Berriasian-Valanginian sau Berriasian superior-Valanginian inferior) și *Parakoskinolina jourdanensis* (Valanginian-Barremian inferior) respectiv algele *Permocalculus dragastani* (Berriasian superior-Valanginian) și *Pseudocymopolia jurassica* (Berriasian). Un argument suplimentar pentru vârstă este oferit de prezența speciilor genului *Coscinococonus* care sunt tipice pentru intervalul Berriasian-Valanginian (Fig. 1.12).

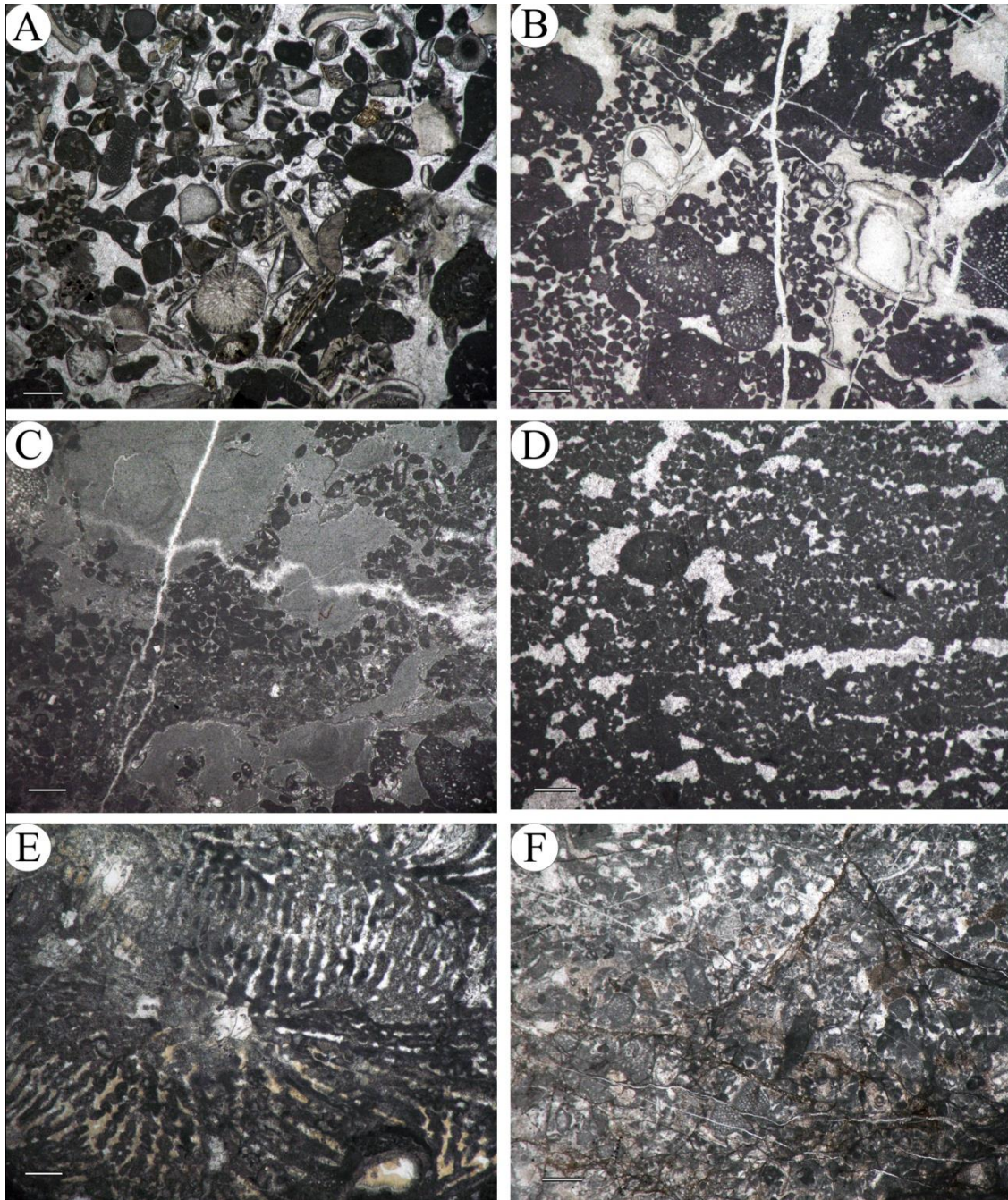


Figura 1.13: **A** Grainstone intraclastic-bioclastic grosier cu multe foraminifere aparținând genului *Coscinoconus*, orbitolinide, brizoare și intraclaste micritizate bine rulate; **B** Grainstone/rudstone bioclastic cu gastropode mari, cianobacterii de tip rivulariaceu și *Clypeina sulcata*; **C** Grainstone intraclastic-fenestrat cu mult silt vados; **D** Grainstone intraclastic-fenestrat cu fenestre preponderent paralele; **E** Boundstone coraligen; **F** Packstone bioclastic-intraclastic cu orbitoline și alge dasycladale (Scara = 1 mm).

Galeții care conțin faciesuri cu calpionele. În trei dintre galeții colectați sunt prezente asociații cu calpionele, microfaciesul reprezentativ fiind reprezentat de wackestone bioclastic. Asociația de calpionele este alcătuită din : *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Tintinipsella carpathica*, *Crassicollaria parvula*, *Crassicollaria intermedia*, *Crassicollaria brevis*. Asociațiile identificate sunt reprezentative pentru Zona Calpionella și aparțin subzonelor Alpina și Eliptica care indică Berriasianul inferior și mediu (Remane, 1971; Pop, 1994).

Galeții proveniți din depozite aparținând Barremian-Aptianului. Galeții atribuiți acestui interval reprezintă un procent foarte mic (~5%) din totalul celor colectați din cadrul depozitelor conglomeratice Albian terminal-cenomaniene. Asociația de microfaciesuri observată caracterizează mediul recifal precum și cel de pantă internă și externă (Fig. 1.13 E, F).

Asociația paleontologică este alcătuită din: corali, spongieri, briozoare, brahiopode, fragmente de echinide, organisme incrustante (*Lithocodium aggregatum*), foraminifere bentonice (*Montseciella arabica*, *Rectocyclammina* sp.), alge (*Salpingoporella pygmaea*) și microproblematică (*Carpathoporella occidentalis*, *Crescentiella morronensis*).

Atribuirea acestor galeți la intervalul Barremian-Aptian a fost făcută atât pe baza faciesurilor tipic urgoniene cât și datorită speciilor cu relevanță biostratigrafică cum sunt foraminiferul orbitolinid *Montseciella arabica* (Barremian superior-Aptian inferior) și microproblematicul *Carpathoporella occidentalis* (Barremian-Albian).

7.3.2 Galeții metamorfici

Aceștia au o participare redusă în acest depozit detritic, existând doar zone unde claste metamorfice de diferite dimensiuni sunt concentrate (e.g. Curmătura). Comparativ cu galeții metamorfici din depozitele aptiene, se observă că cei aparținând depozitelor Albianului terminal-Cenomaniului prezintă o largă varietate de dimensiuni, în anumite aflorimente fiind observate blocuri decimentrice. Pe baza asociației mineralogice galeții au fost atribuiți la cinci tipuri petrografice: gnaisse, șisturi cuarțitice, cuarțite, șisturi sericito-cuarțoase și șisturi sericito (muscovito)-cloritoase. Similar cu depozitele aptiene, gnaissele reprezintă tipul dominant, acestea afișând mărturiile unui grad pronunțat de metamorfism (e.g. cristale de microclin bine dezvoltate, structuri mirmekitice sau

structuri pertitice). Se poate afirma ca acestea provin tot din Grupul de Cumpăna. O apariție specială printre galeții metamorfici este prezența șisturilor sericito-cuarțoase, sericito-cloritoase și epidoto-cuarțoase (în număr relativ redus). Astfel de roci, cu un metamorfism mai puțin pronunțat în faciesul amfibolitelor cu almandin (Balintoni, 2005), sunt cunoscute din Grupul metamorfic de Leaota (Gherasi, 1962; Gherasi et al., 1966; Popovici, 1976; Dimitrescu, 1978; Gurău et al., 1985; Dimitrescu, 1990; Balintoni, 1997, 2005).

7.3.3 Galeții silicolitici

Asemeni depozitelor conglomeratice apțiene, depozitele Albian terminal-cenomaniene conțin două tipuri de galeți silicolitici: proveniți (probabil) din depozite nodulare sau din depozite stratiforme. Galeții silicolitici din conglomeratele Albian terminal-cenomaniene prezintă grade foarte variate de prelucrare, fiind întâlnite forme de la angulare la foarte bine rotunjite. Galeții proveniți din depozite silicolitice nodulare se remarcă ușor atât macroscopic cât și microscopic datorită culorii prin care se deosebesc de roca carbonatică gazdă. În unele eșantioane au putut fi observate microfaciesurile rocii carbonatice gazdă care sunt de tipul packstone intraclastic-bioclastic sau wackestone bioclastic-intraclastic. Galeții care probabil provin din silicolite stratiforme se remarcă macroscopic printr-un grad redus de rulare și forme predominant tabulare. În secțiuni subțiri poate fi observată o abundență ridicată a radiolarilor în asociație cu care pot să apară spiculi de spongieri.

7.4 Liantul

Ce mai mare parte a clastelor componente se află în contact astfel că în majoritatea zonelor liantul este un ciment carbonatic cu claste siltice, arenitice și ruditice (microconglomeratic) și mai rar o matrice argilos-arenitică. Depozitele investigate prezintă mărturiile unor intense dizolvări sub presiune, observându-se frecvent galeți care se află în contacte suturale.

7.5 Direcții de curgere

În toate aflorimentele studiate nu au fost observate imbricații ale galeților astfel încât singura informație relevantă cu privire la direcția de curgere este prezența

olistolitelor calcaroase metrice care prezintă faciesuri identice cu succesiunea cunoscută din topul masivului Piatra Craiului (Bucur et al., 2013). Urmărind ocurența și distribuția acestora până în zona Branului se poate aprecia că direcția generală de curgere a fost de la nord-vest spre sud-est (Fig. 1.14).

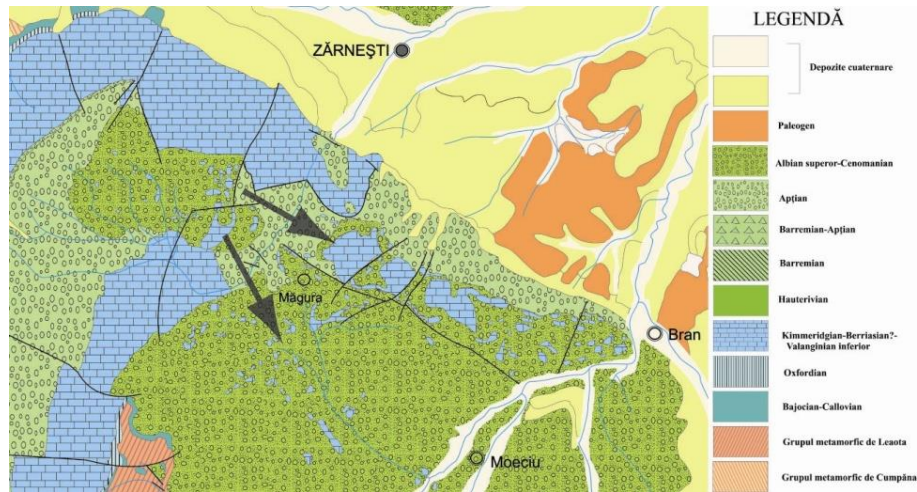


Figura 1.14: Direcția probabilă de curgere a conglomeratelor Albianului terminal-Cenomanianului [harta redesenată și modificată după Patrușiu et al. (1971), Săndulescu et al. (1972) și Dimitrescu et al. (1971, 1974)].

7.6 Vârsta conglomeratelor

Vârsta acestor depozite a fost stabilită în urma paralelizării cu depozite similare care apar în tot Culoarul Dâmbovicioara. Atribuirea acestora la "Vraconian" (Albian terminal)-Cenomanian a fost făcută după identificarea unei faune de amoniți în gresiile din zona Podul Cheii (Toula, 1896; Simionescu, 1898; Popovici-Hatzeg, 1899) (în Patrușiu, 1969). Un argument suplimentar este adus de Patrușiu (în Popescu, 1966) care descoperă o faună de amoniți pe versantul vestic al muntelui Ghimbavu pe care o atribuie tot "Vraconianului". Știind că depozitele peste care acestea stau sunt aptiene (Popescu, 1966; Ungureanu et al., 2015) și că acestea au furnizat material depozitelor albiene din Masivul Bucegi (Popescu, 1966; Patrușiu, 1969) se poate afirma că depozitele conglomeratice cu olistolite carbonatice din nord-estul sinclinalului Piatra Craiului aparțin Albianului terminal-Cenomanianului.

8. DEPOZITELE DE LA CONTACTUL CALCARE TITHONIAN-VALANGINIENE SI CONGLOMERATE APTIENE

8.1 Introducere

O parte din munca de teren și laborator a constat în identificarea și descrierea succesiunii din baza depozitelor conglomeratice aptiene. Zona de contact între succesiunea carbonatică Kimmeridgian-Valanginian inferioară (Bucur, 1978; Bucur et al., 2009; Mircescu et al., 2014) și conglomeratele aptiene a fost studiată în mai multe regiuni, însă doar trei dintre acestea sunt relevante pentru prezentul studiu: Padinile Frumoase, Drumul lui Lehman și Prăpăstiile Zărneștilor.

8.2 Descrierea profilelor studiate

În zonele studiate au fost realizate trei profile cu scopul de a stabili relația dintre depozitele conglomeratice și succesiunea peste care acestea au fost depuse. În Prăpăstiile Zărneștilor zona de contact prezintă o serie de complicații tectonice astfel că profilul realizat nu aduce decât informații parțiale cu privire la scopul urmărit. Profilele Padinile Frumoase și Drumul lui Lehman au oferit informații foarte utile cu privire la succesiunea din zona de contact și argumentarea vârstei depozitelor studiate.

Prăpăstiile Zărneștilor. În Prăpăstiile Zărneștilor a fost realizat un profil de la ieșirea din prăpăstii până la primul afloriment cu conglomerate. Calcarele probate sunt denumite de Patrușius (1969) "calcările masive superioare". Succesiunea studiată este ușor identificabilă în teren deoarece toate aflorimentele observate prezintă urmele unei intense activități erozionale și au un aspect puternic brecios. Principalele tipuri de microfaciesuri identificate sunt: boundstone/rudstone coraligen, grainstone/rudstone bioclastic, grainstone/packstone intraclastic-bioclastic, boundstone cu organisme incrustante, rudstone intraclastic-bioclastic și grainstone bioclastic intraclastic. Asociația paleontologică descrisă este alcătuită din: corali, spongieri (*Ellipsactinia* sp.), briozoare, fragmente de moluște (predominant gastropode și brahiopode), foraminifere (*Protopeneroplis striata*, *Charentia evoluta*, *Coscinoconus alpinus*, *Protopeneroplis ultragranulata*, *?Paracoskinolina* sp.), alge calcaroase (*Clypeina sulcata*, *Salpingoporella pygmaea*, *Triploporella remesi*, *Petrascula bursiformis*, *?Griphoporella*

creatcea, *Steimaniporella* sp.), organisme in crustante (*Lithocodium aggregatum*, *Perturbatacrusta leini*) și microproblematic (*Crescentiella morronensis*). Ansamblul de microfaciesuri și microfosile identificat este caracteristic pentru intervalul Tithonian-Berriasian inferior. Topul profilului este marcat de falia cu umplură conglomeratică după care există o porțiune acoperită de vegetație și un olistolit calcaros cu umplură conglomeratică pe fisuri. Contactul direct între depozitele carbonatice și cele conglomeratice nu poate fi observat datorită complexității tectonice a zonei și vegetației abundente.

Padinile Frumoase. În această secțiune a putut fi observată limita dintre rocile carbonatice ale Berriasian-Valanginianului inferior și marnocalcarele/calcarele Valanginianului superior (Fig. 1.15). Calcările Berriasian-Valanginianului inferior sunt formate din bancuri groase decimetrice-metrice, iar marnocalcarele/calcarele Valanginianului superior din apropierea limitei sunt formate din strate subțiri centimetrice-decimetrice. Calcările Berriasian-Valanginianului inferior sunt caracterizate de faciesuri caracteristice mediului peritidal (subtidal și intertidal) cu un conținut fosilifer redus (e.g. cianobacterii de tip *Rivularia*, rare foraminifere (*Pseudocyclamina lituus* și miliolide), fragmente de dasycladale, ostracode). Limita acestor calcare cu depozitele marnoase valanginian superioare este marcată printr-o discontinuitate (Fig.1.15). La limita dintre cele două formațiuni, calcările valanginian inferioare prezintă structuri de dizolvare și pelicule de oxihidroxizi de fier. Expunerea subaeriană a acestor calcare este indicată de dizolvarea atât a particulelor componente cât și a cimentului care leagă aceste claste. În cavitățile nou formate s-a acumulat silt vados, sau a pătruns sedimentul depus în timpul Valanginianului superior. Asociația identificată sub limită (*Salpingoporella praturloni*, *Pseudocymopolia jurassica*, *Haplophragmoides joukowskyi*, *Montsalevia salevensis*, *Pfenderina neocomiensis*, *Coscinoconus cherchiai*, *Coscinoconus delphinensis*, *Coscinoconus campanellus*) alături de corelări cu depozitele similare din Culoarul Dâmbovicioara (Formațiunea de Cheile Dâmbovicioarei, Patrușiu et al., 1980) indică vârsta Valanginian inferior. Peste discontinuitate urmează un pachet de 3 m de strate subțiri de marnocalcare/calcare marnoase compacte. Acestea sunt alcătuite din alternanțe de wackestone bioclastic cu packestone peloidal-bioclastic. Bioclastele sunt reprezentate prin multe fragmente mici de echinide, ostracode, rare fragmente de moluște,

briozoare, foraminifere bentonice mici (*Montsalevia salevensis*, *Meandrospira favrei*), foarte rare calpionellide și calcisfere (ciști de dinoflagelate) (*Cadosina fusca*, *Crustocadosina semiradiata*) (Fig.1.16 F-H, L, P-S, T-W). Asociația descrisă sugerează un mediu marin deschis, din zona de pantă de șelf sau de șelf distal. Acumularea acestor depozite de tip hemipelagic peste calcarele valanginian inferioare care au fost expuse subaerian a avut loc în timpul transgresiunii din Valanginianul superior. Limita dintre rocile carbonatice de apă puțin adâncă și cele hemipelagice este o limită de discontinuitate la scara regională, formată în timpul Valanginianului și recent studiată în detaliu (Grădinaru et al., 2016). Peste stratele calcaroase-marnoase fin stratificate urmează un pachet de aproximativ 2,5 m de strate cu grosimi decimetrice. Acestea sunt formate din alternanțe de grainstone intraclastic-bioclastic, packstone intraclastic-bioclastic și floatstone intraclastic-bioclastic. Asociația paleontologică este alcătuită din fragmente de corali, fragmente de echinoderme, cruste sau noduli de *Lithocodium*, tuburi de viermi, foraminifere bentonice (*Pseudocyclamina lituus*, *Coscinoconus* cf. *cherchiaie*, *Montsalevia salevensis*, *Meandrospira favrei*), foarte rare calpionellide, calcisfere (*Cadosina fusca*, *Stomiosphaera echinata*), fragmente de alge verzi (*Terquemella* sp.), ostracode și fragmente de moluște (Fig. 1.16 B-D, W,I,J, K, M-O, R, S, X, Y). Pe baza tipurilor de intraclaste și a bioclastelor găsite în matrice se poate spune că aceste depozite s-au acumulat pe panta șelfului sau la baza pantei de șelf. Ele s-au format în urma curgerilor în masă, de tipul curgerilor debritice.

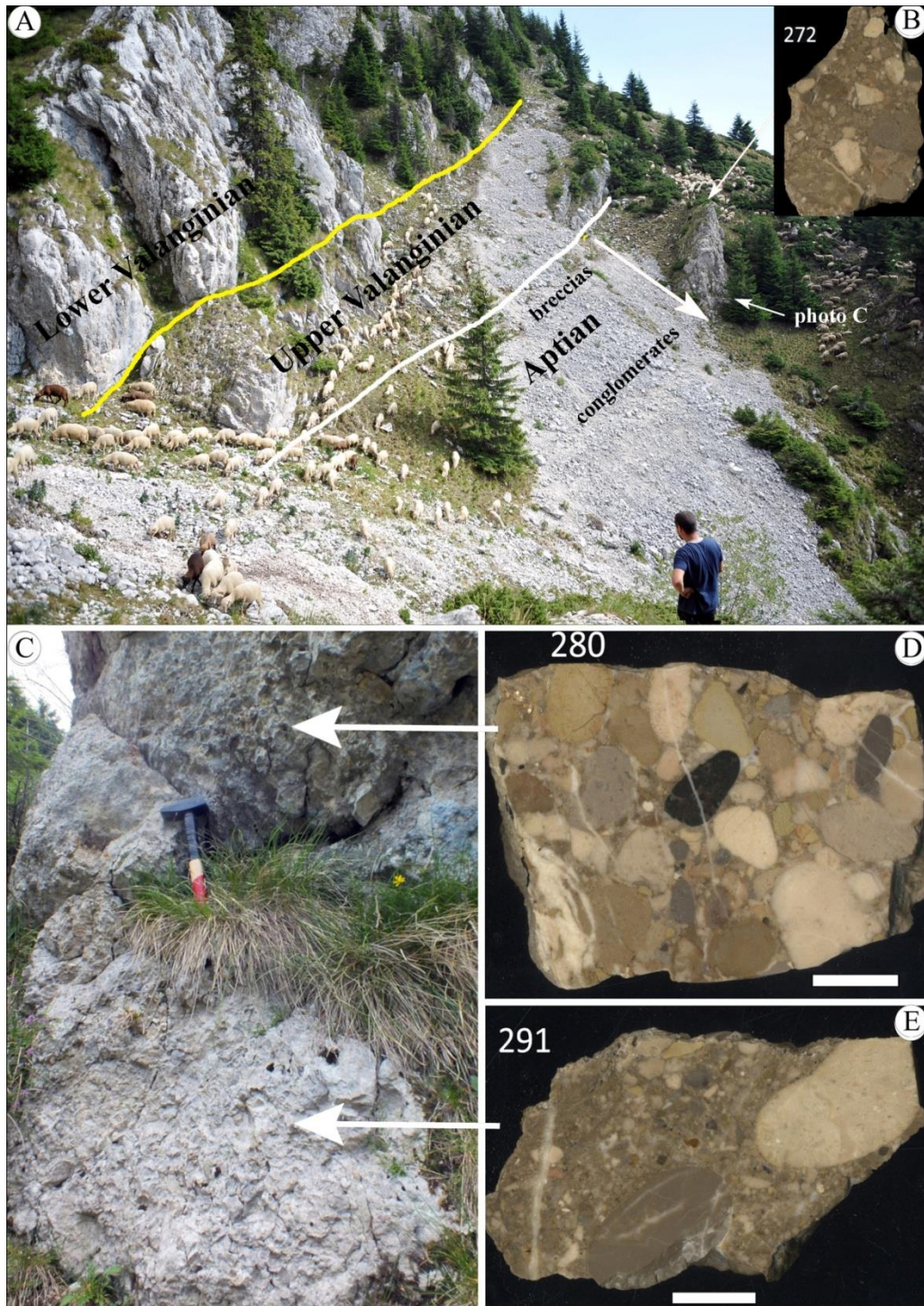


Figura 1.15: Aflorimentele din aria Padinile Frumose: **A** Limita dintre formațiunile calcaroase ale Valanginianului inferior și Valanginianului superior și limita dintre calcarele valanginiene și depozitele aptiene (brecii și conglomerate); **B** Brecii monomictice; **C** Primul afloriment aflat peste zona de contact (~3m); **D** Ortoconglomerate monomictice cu galeți carbonatici; **E** Paraconglomerate monomictice cu galeți carbonatici (Scara: B, E, F = 2 cm).

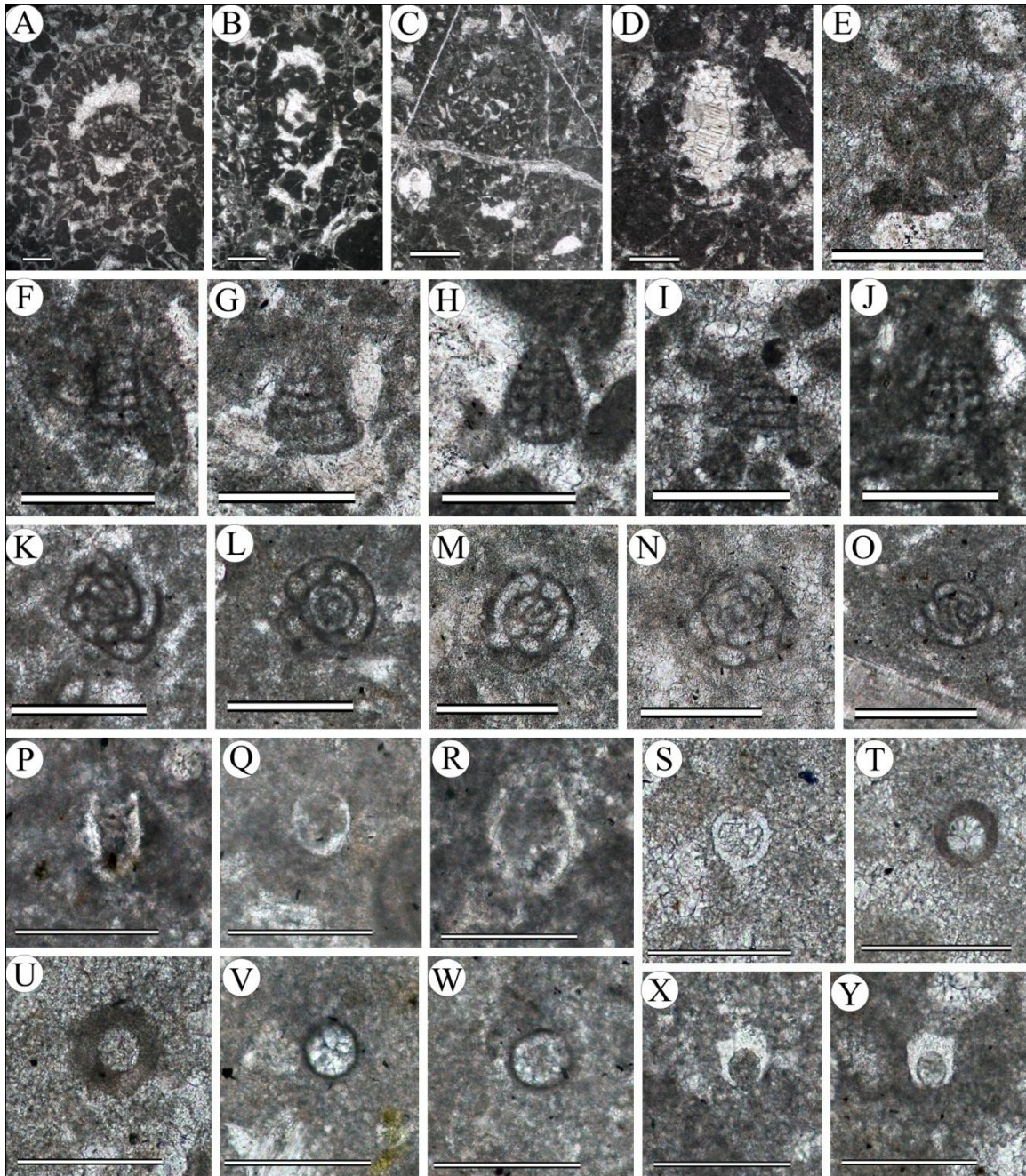


Figura 1.16: Microfosile din calcarele Valanginianului inferior și din marnocalcarele/calcarele Valanginianului superior: **A-C** *Pseudocyclammia lituus*; **D** *Coscinoconus cf. cherchiai*; **E-J** *Montsalevia salevensis*; **K-O** *Meandrospira favrei*; **P-S** Calpionele neidentificate; **T, U** *Cadosina fusca*; **V, W** *Crustocadosina semiradiata*; **X, Y** *Stomiosphaera echinata* (Scara: A, B = 0.5 mm; C-O = 0.25 mm; P-Y = 0.125 mm).

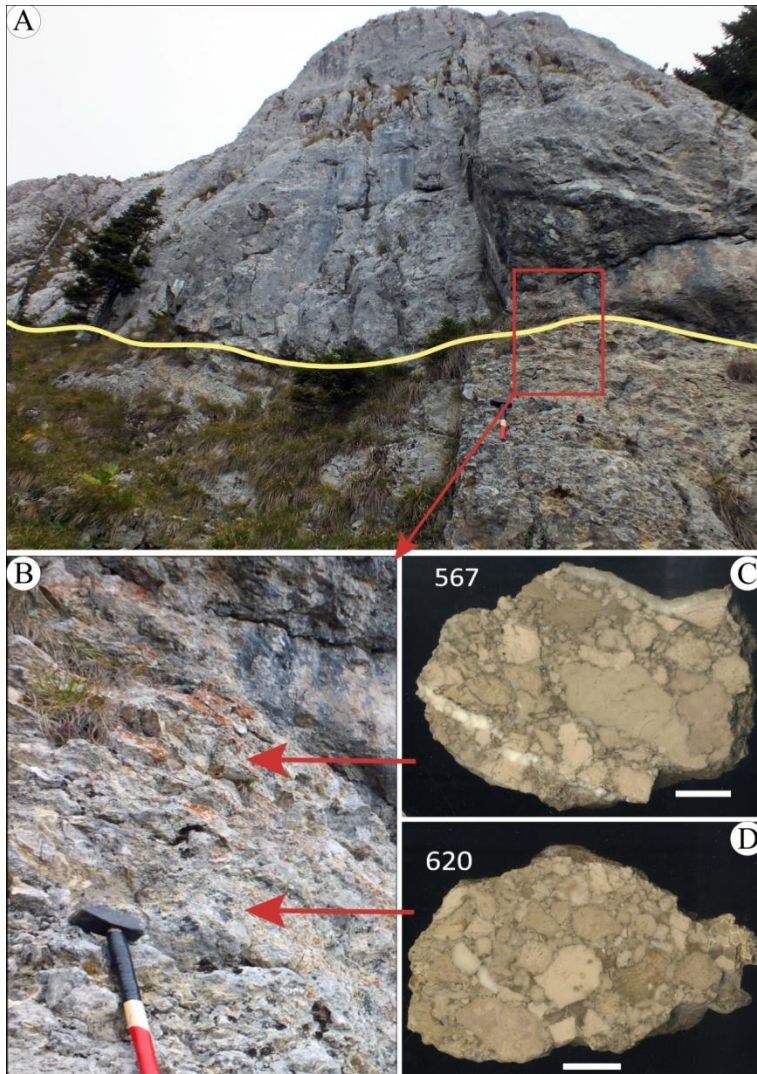


Figura 1.17: Drumul lui Lehman: **A** Zona de contact dintre calcare și brecciile monomictice, marcată cu linie galbenă; **B** Detaliu cu zona de contact; **C, D** Brezii monomictice. (Scara: C, D = 2 cm).

În această zonă contactul dintre depozitele Valanginianului superior și brecciile aptiene este mascat de grohotișuri, însă au putut fi observate o serie de brezii monomictice carbonatice deasupra limitei cu calcarele valanginiene (Fig. 1.15). Succesiunea aptiană breccioasă este foarte scurtă (2-3m), după care se trece la depozite de tipul ortoconglomeratelor și paraconglomeratelor monomictice calcaroase. Breziile/microbreziile calcaroase care apar deasupra limitei conțin claste de diverse dimensiuni și cu diferite morfologii, cuprinse într-o matrice micritic argiloasă. Breziile și conglomeratele monomictice conțin galeți cu microfaciesuri similare cu cele ale calcarelor berriasian-valangienene și barremian-aptiene. Atât în matricea breziilor cât și în cea a conglomeratelor au fost identificate orbitolinide. În matricea conglomeratelor

monomictice care stau peste brezii au fost identificate orbitolinidele *Rectodyctioconus giganteus* și *Palorbitolina lenticularis* care indică vârsta Apțian.

Drumul lui Lehman. Această secțiune este importantă deoarece este singura unde se poate observa contactul direct între calcarele berriasian-valanginiene și breziile monomictice calcaroase (Fig. 1.17). Calcarele valanginiene de aici sunt similare cu cele găsite în secvența valanginian superioară de la Padinile Frumoase, fapt confirmat și de asociația identificată (*Protopeneroplis ultragranulata*, *Montsalevia salevensis*, *Haplophragmoides* sp. și *Meandropsira* cf. *favrei*). Peste aceste calcare urmează brezii monomictice calcaroase cu structură masivă care află pe o grosime ce variază între 1-2,5 metri. În matricea lor se găsesc orbitolinide, fragmente de echinoderme, fragmente de rudști, corali și fragmente siltice de cuarț. Majoritatea galeților din brezii și conglomerate prezintă structuri de dizolvare care indică expunerea subaeriană a calcarelor. Peste brezii urmează paraconglomerate monomictice calcaroase. Acestea conțin galeți cu microfaciesuri și microfosile care indică intervalele Berriasian-Valanginian, respectiv Barremian-Apțian.

8.3 Discuții

Studiul galeților din breziile și conglomeratele observate în secțiunile Padinile Frumoase și Drumul lui Lehman demonstrează că în timpul Apțianului au fost expuse eroziunii roci carbonatice recifale și de apă puțin adâncă din intervalul Barremian-Apțian inferior și roci carbonatice peritidale de vârstă Berriasian-Valanginian. Breziile monomictice din partea bazală a succesiunii apțiene reprezintă depozite de curgeri debritice acumulate pe panta șelfului sau la baza acestuia. Formele angulare până la subrotunjite ale clastelor indică faptul că sursa acestor depozite era apropiată, iar bioclastele conținute (orbitolinidele) indică un mediu marin, probabil de șelf puțin adânc. Actual, rocile carbonatice și marnocalcarele cu glauconit de vârstă Barremian-Apțian bazal, află doar în Culoarul Dâmbovicioara. Aria sursă pentru clastele Berriasian-Valanginian a putut fi Masivul Piatra Craiului, deoarece acestea află aproape de contact. În Masivul Piatra Craiului nu află calcare recifale barremian-apțian inferioare. Probabil că în acest interval de timp blocul care alcătuiește în prezent partea nordică a masivului a fost ridicat.

Studiul zonei de contact dintre calcarele valanginiene și brechiile și conglomeratele apțiene a arătat că sedimentarea carbonatică din Masivul Piatra Craiului se termină în Valanginianul superior. Această întrerupere a fost probabil urmată de o ridicare a întregii regiuni pe fondul unei activități tectonice incipiente. Intensificarea activității tectonice și implicit ridicarea zonelor adiacente au crescut aportul de material și unghiul de pantă astfel că pot fi explicate primele curgeri debritice și granulare. Se observă caracterul monomictic al componentelor, un indicator clar al faptului că în intervalul Barremian-Apțian ariile sursă au fost exclusiv de natură carbonatică.

9. STUDIUL MORFOMETRIC

Studiul morfometric al galeților s-a concentrat pe estimarea zonală a valorilor medii ai următorilor indicatori: dimensiune, aplatizare, sfericitate, formă și rotunjime. Rezultatele obținute în urma analizei morfometrice a galeților din cele două depozite conglomeratice, alături de un studiu litologic detaliat, pot aduce completări însemnate descrierii sedimentologice, pot ajuta la conturarea ariei sursă și pot oferi informații asupra mecanismelor de transport.

Analiza morfometrică a brechiilor de la contactul calcare-conglomerate

Brechiile se remarcă prin valori ridicate ale sfericității și relativ reduse ale gradului de aplatizare sugerează o dominanță a galeților izometrici fapt care poate indica un stadiu incipient de prelucrare sau proveniența din depozite masive. Rotunjimea are valorii medii aproape identice situate la limita între subangular și subrotunjit, fapt ce confirmă un grad redus de rulare. Prin urmare, studiul morfometric relevă caracteristicile unui depozit detritic alcătuit din claste care au suferit transport pe distanță redusă într-un mediu cu energie hidrodinamică ridicată.

Analiza morfometrică a conglomeratelor apțiene de Gura Râului

Calculul valorilor medii aduce în prim plan faptul că majoritatea galeților (carbonatici, metamorfici, silicolitici) variază între 3.8 și 5.3 cm. Observând valorile sfericității și aplatizării se poate deduce că domină formele tabulare și izometrice. În cazul clastelor carbonatice este remarcată o abundență a formelor izometrice în nordul

depozitului în timp ce în partea centrală și mai ales în nord domină formele tabulare. În cazul galeților metamorfici formele tabulare sunt dominante în toate zonele studiate. Valorile medii ale gradului de rulare al galeților din depozitele aptiene sunt toate în intervalul 5-5.5 ceea ce semnifică o dominanță a galeților rotunjiți și foarte bine rotunjiți. În toate zonele investigate procentul cumulat al galeților bine și foarte bine rulați depășește 70% din totalul celor colectați astfel încât se poate vorbi despre un transport pe o distanță semnificativă de la aria sursă până în locul actual de aflorare. Un comportament diferit de tendința prezentată îl manifestă galeții silicolitici, aceștia fiind caracterizați de dimensiuni sensibil mai mici, forme predominant izometrice și grade de prelucrare care variază de la subangulări la foarte bine rotunjiți. Știind că silicolitele au tendința să se desfacă în așchii în timpul transportului, putând înregistra aceleași valori de rotunjime în toate zonele curgerii (Sneed & Folk, 1958) și cunoscând participarea lor procentuală redusă acestea pot fi excluse din interpretarea finală.

Analiza morfometrică a conglomeratelor Albianului terminal-Cenomanianului

Studiul morfometric al galeților din aceste depozite a vizat exclusiv galeții care alcătuiesc masa conglomeratelor, fără a fi incluse blocurile mari (olistolitele) deoarece cele trei axe nu au putut fi măsurate. Dimensiunile medii variază între 4.3 și 6.2 cm însă se poate observa că galeții metamorfici sunt cei care se abat de la media depozitului, înregistrând dimensiuni mai mici. Valorile mai scăzute ale aplatizării respectiv mai ridicate ale sfericității sugerează dominanța formelor izometrice fapt care reiese și din studiul indicatorilor de formă. Spre deosebire de depozitele de Gura Râului, acestea conțin galeți în toate stadiile de rulare, valoarea medie fiind situată în intervalul subrotunjit-rotunjit. Parametrii morfometrici pledează pentru distanță mică de transport a clastelor carbonatice. Excepția în prezentul depozit este reprezentată de galeții metamorfici care prezintă similarități cu cei studiați din depozitele aptiene

10. PROVENIENȚA GALEȚILOR DIN CONGLOMERATELE SINCLINALULUI PIATRA CRAIULUI

10.1 Aria sursă probabilă a galeților carbonatici

Galeții carbonatici care compun depozitele conglomeratice studiate au fost repartizați pe baza asociației de microfaciesuri și microfosile intervalului Jurassic mediu (Bajocian-Bathonian)-Cretacic inferior (Barremian-Aptian). Primul pas în identificarea ariei sursă este localizarea depozitelor din regiunile învecinate care au caractere microfaciesale și micropaleontologice similare.

Depozite bogate în material terigen aparținând Jurassicului mediu au fost descrise de pe versanții vestic și estic ai Masivului Piatra Craiului, din vestul Masivului Bucegi (e.g. Strunga-Strungulița) sau din împrejurimile Brașovului.

Sucesiuni aparținând Kimmeridgian-Tithonianului sunt cunoscute din întreg Culoarul Dambovicioarei. Depozite similare au fost descrise și din zonele adiacente Brașovului (e.g. Masivul Postăvaru sau Codlea).

Depozite Tithonian superior-berriasiene se găsesc în partea centrală a Culoarului Dambovicioara (Cheile Dâmbovicioarei) și în extremitatea sa vestică (Masivul Piatra Craiului) respectiv în regiunea Brașov-Codlea (e.g. Dealul Coloniei, Cariera Piatra Mare).

Berriasianul superior-Valanginianul inferior în faciesuri carbonatice similare cu cele prezentate în galeți este cunoscut din Masivul Piatra Craiului, din zona Codlea (Cariera Piatra Mare) respectiv Masivul Piatra Mare.

Depozite care conțin faciesuri cu calpionele au fost identificate în nord-vestul și vestul Masivului Bucegi. Din această zonă, două locații au fost studiate în detaliu pe parcursul anilor: valea Gaura și Masivul Lespezi. Vârsta depozitelor carbonatice cu calpionele din valea Gaura au fost atribuite Berriasianului-?Valanginianului inferior [zona Calpionella (subzonele Alpina și Elliptica), zona Calpionellopsis și zona ?Calpionellites (subzona Darderi)] (Patrulius, 1976) sau Berriasianului superior [Zona Calpionellopsis (subzona Oblonga)] (Barbu & Melinte, 2006). În zona Masivului Lespezi asociația de calpionele este caracteristică intervalului Tithonian superior-

Berriasian superior (Zonele Crassicolaria, Calpionella și Callpionellopsis) (Barbu & Melinte, 2008).

Depozite cu calpionele au mai fost identificate și în împrejurimile Brașovului: Codlea (cariera Piatra Mare) (Bucur et al., 2014) și Masivul Bunloc-Piatra Mare. Asociația de calpionele și calcisfere din cariera Piatra Mare sugerează intervalul Berriasian superior-Valanginian-?Hauterivian iar cea din Masivul Bunloc-Piatra Mare indică intervalul Tithonian superior-Berriasian inferior (Zonele Crassicolaria și Calpionella). Trebuie menționat că în toate zonele prezentate microfaciesurile sunt dominate de micrite și alodapite, multe similare cu cele descrise din galeți. Excepție fac microfaciesurile bogate în material terigen alocate Valanginianului inferior care nu au nici un corespondent în depozitele care află în prezent în zone adiacente.

Intervalul Barremian-Aptian în faciesuri carbonatice a fost identificat în sudul și sud-estul Culoarului Dambovicioara (e.g. Dealul Sasului, Valea Muierii). În împrejurimile Brașovului (Masivul Piatra Mare-Bunloc, Masivul Postăvaru, Codlea) depozitele din acest interval sunt reprezentate prin faciesuri marnoase cu cefalopode.

10.2 Aria sursă probabilă pentru galeții metamorfici

În cele două tipuri de depozite conglomeratice studiate domină gnaisele astfel încât se poate afirma că aria sursă probabilă a acestor galeți este reprezentată de Grupul metamorfic de Cumpăna (Zona Voinești-Păpușa) care află în partea de nord și nord-vest a Masivului Piatra Craiului. În cazul conglomeratelor Albian terminal-cenomaniene au fost observate, subordonat, șisturi sericito-cloritoase și cloritoase astfel că poate fi menționat ca arie sursă secundară Grupul de Leaota. Aflorimentul din apropiere de Cabana Curmătura, care este constituit în cea mai mare parte din șisturi, are ca sursă principală Grupul de Leaota și secundar Grupul de Cumpăna.

10.3 Aria sursă probabilă pentru galeții silicolitici

Cunoscând asociațiile micropaleontologice prezente în rocile gazdă carbonatice ale nodurilor silicioși se poate afirma că cea mai mare parte a lor provin din depozite aparținând Kimmeridgianului-Tithonianului. Depozite carbonatice cu noduri silicioși intercalați sunt cunoscute atât din Masivul Piatra Craiului cât și din alte zone ale

Culoarul Dâmbovicioara (e.g. Valea Fundătica, Cheia) precum și din vestul masivului Bucegi (e.g. Strunga-Strungulița) respectiv sudul Masivului Bucegi (e.g. Colțul Tătarului, Cheile Răteului). Asociațiile din aceste regiuni sunt din partea superioară a Jurasicului mediu respectiv din Jurasicul superior.

Galeții cu faciesuri radiolaritice și spongolitice sunt cel mai probabil din intervalul Callovian-Oxfordian, astfel de depozite fiind cunoscute din Masivul Bucegi, împrejurimile Brașovului (e.g. Codlea) și din întreg Culoarul Dâmbovicioara (inclusiv Masivul Piatra Craiului).

10.4 Discuții

Galeții carbonatici aparținând ambelor tipuri de conglomerate studiate din sinclinalul Piatra Craiului provin din depozite aparținând Jurasicului mediu-Cretacicului inferior. Analizând ariile surse probabile prin prisma studiului litologic se poate afirma că succesiunile care probabil au furnizat material acestor conglomerate sunt localizate în următoarele regiuni: Culoarul Dâmbovicioara (inclusiv Masivul Piatra Craiului), vestul și sudul Masivului Bucegi ("Seria de Pre-Leaota") și împrejurimile Brașovului (sectorul Codlea-Holbav, Masivul Piatra Mare-Bunloc, Masivul Postăvaru.

Aria sursă a conglomeratelor aptiene.

Corelarea informațiilor de facies, litologie a galeților, morfometrie și paleocurenți reușește să restrângă aria sursă probabilă a conglomeratelor aptiene, stabilind că aceasta este în nordul respectiv nord-estul masivului Piatra Craiului. Argumentele care susțin această afirmație sunt: direcțiile generale ale paleocurenților (de la nord la sud și de la nord-vest la sud-est), prezența zonei Calpionellites (subzona darderi-Valanginian inferior) într-un facies bogat în material terigen (care nu apare sub această formă în nici o zonă), dominanța faciesurilor cu calpionele și a faciesurile turbiditice fin granulare specifice zonelor bazinale, microfaciesuri care caracterizează roci inexistente actualmente în zonele adiacente (e.g. faciesuri cu filamente, faciesuri cu moluște mari, faciesuri cu mult aport terigen), brechiile din baza conglomeratelor care conțin galeți angulari, subangulari și mai rar subrotunjiți și care provin din depozite Barremian-aptiene care, ținând cont de gradul de prelucrare, au fost foarte aproape de bazinul depozițional. Ansamblul de date

sedimentologice și micropaleontologice argumentează existența unei arii sursă în nord-vestul Masivului Pietra Craiului erodată în totalitate în timpul primei faze getice care împreună cu zonele Codlea și Masivul Pietra Craiului au furnizat material conglomeratelor aptiene de Gura Râului (Fig. 1.18).

Aria sursă a conglomeratelor Albian terminal-cenomaniene

Analiza litologică a galeților carbonatici indică o dominanță procentuală a faciesurilor din domeniul peritidal și în mai mică măsură a celor recifale și de margine de platformă. Cea mai mare parte a galeților observați provin din intervalul Berriasian-Valanginian inferior și într-o mai mică măsură din intervalul Kimmeridgian-Tithonian. Ansamblul de microfaciesuri și microfosile este similar cu succesiunea descrisă din partea superioară a masivului Pietra Craiului (Bucur, 1978; Patrulius et al., 1980; Bucur et al., 2009; Pleș et al., 2013; Mircescu et al., 2014). Faciesuri similare au fost identificate și în olistolitele din Poiana Zănoaga sau Silha lui Căiță (Bucur et al., 2013). Argumentele de ordin litologic și morfometric indică că aria sursă principală a acestor depozite este succesiunea carbonatică din Masivul Pietra Craiului (Fig. 1.18) iar aliniamentul olistolitelor indică o curgere de la vest la est sau de la nord-vest la sud-est.

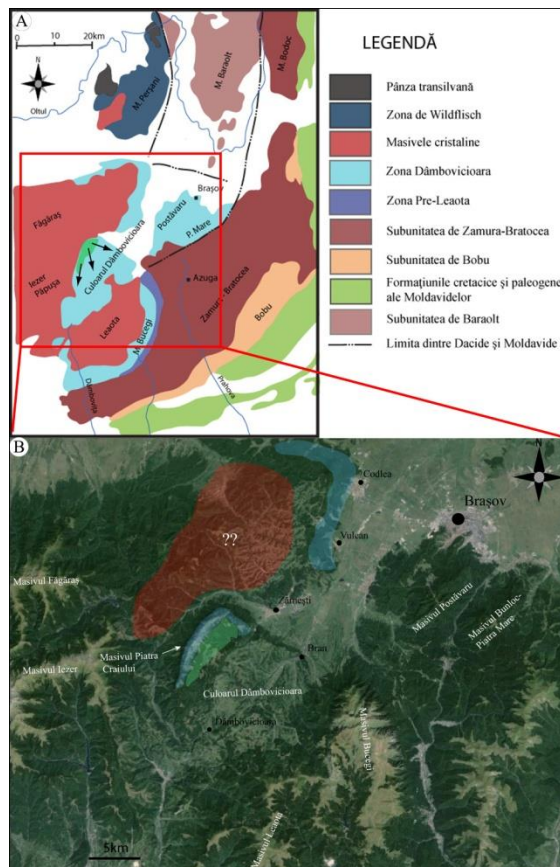


Figura 1.18 :A Harta cu unitățile interne de la curbura carpaților (redesenată după Patrulius, 1969). Conturul verde marchează depozitele conglomeratice aptiene iar săgețile direcțiile generale ale paleocurenților;
B Localizarea arealelor sursă probabile (jos) (contur albastru și roșu) a conglomeratelor aptiene (contur verde) (earth.google.com).

11. MEDII DEPOZIȚIONALE ȘI SUCCESIUNEA EVENIMENTELOR SEDIMENTARE LEGATE DE CONGLOMERATELE DIN MASIVUL PIATRA CRAIULUI

11.1 Interpretarea succesiunii conglomeratice din siclinalul Piatra Craiului

În sinclinalul Piatra Craiului au fost studiate două depozite conglomeratice distincte: Conglomeratele aptiene de Gura Râului și Conglomeratele Albian terminal-Cenomaniene. Ambele depozite au fost analizate din punct de vedere sedimentologic, litologic și morfometric.

Conglomeratele aptiene de Gura Râului. Au fost descrise trei faciesuri conglomeratice: conglomerate masive (fără granoclasare); conglomerate granoclasate și conglomerate în alternanță cu gresii și microconglomerate. Cele trei faciesuri au fost depuse în principal din curgeri hiperconcentrate și concentrate (Mulder & Alexander, 2001). Primul facies caracterizează în special umpluturile de canal iar celelalte două faciesuri pot fi interpretate ca fiind lobi (proximali sau distali). Succesiunea este reprezentată printr-o alternanță de canale și lobi specifice mediului depozitional de tip fan-delte. Având în vedere caracterele sedimentologice prezentate și proximitatea față de o zonă activă tectonic, se poate afirma că succesiunea studiată reprezintă o zonă de margine de șelf pe care au progradat fan-delte (Nemec & Steel, 1988) (Fig. 1.19).

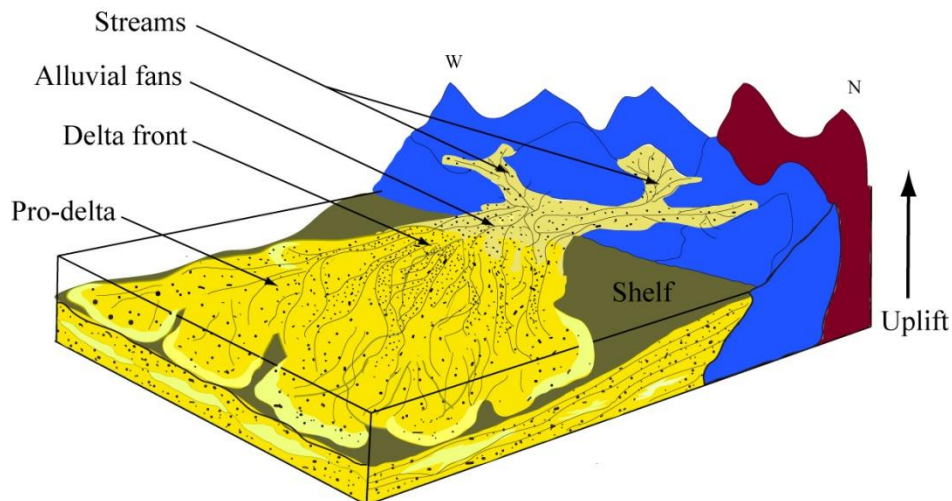


Figura 1.19: Reconstituire a mediului depozitional aferent conglomeratelor aptiene de Gura Râului pe baza informațiilor sedimentologice. Se poate observa un ansamblu de fan-delte dominat de curgeri canalizate și lobi. Sunt figurate și depozitele care au furnizat material (albastru-roci sedimentare; roșu-roci metamorfice) (desenul nu este la scară).

Conglomeratele Albianului terminal-Cenomanianului. În cadrul acestor depozite domină un singur facies: conglomeratele masive (dezorganizate) cu olistolite carbonatice, subordonat putând fi menționată succesiunea ortoconglomeratică oligomictică granoclasată din zona Cabana Curmătura. Studiul morfometric indică un grad redus de prelucrare al componentelor și cel mai probabil o distanță scurtă de transport. Faciesul dezorganizat, caracterul ortoconglomeratic, gradul redus de prelucrare a componentelor, sortarea extrem de slabă și prezența olistolitelor sugerează că depunerea s-a realizat dintr-un ansamblu de curgeri debruite și granulare cu viteză ridicată care au fost generate de instabilitatea marginii de șelf. Mecanismul generator este legat de evenimentele tectonice regionale din ultima etapă a tectogenezei austrice (ridicarea subasmentului și regim compresional). Ridicarea acestei regiuni a permis crearea unui unghi de pantă semnificativ provocând ruperea marginii șelfului. Fragmentele desprinse au alunecat sau au fost rostogolite simultan cu curgerile debruite și granulare.

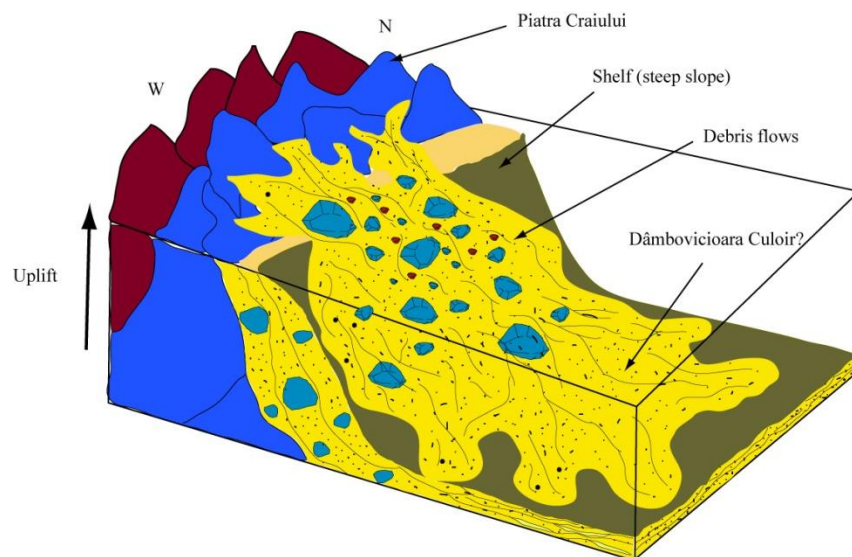


Figura 1.20: Reconstituirea ansamblului depozitional al conglomeratelor Albianului terminal-Cenomanianului pe baza informațiilor sedimentologice. Se poate observa caracterul grosier al curgerii și planul cu înclinare ridicată pe care aceasta s-a desfășurat (desenul nu este la scară).

Depozitele conglomeratice Albian terminal-cenomaniene pot fi interpretate ca fiind sintectonice deoarece: conțin olistolite carbonatice de ordinul metrilor, au fost observate fracturi cu umpluturi conglomeratice, sunt intercalate cu brezii carbonatice și depozite carbonatice intens brezificate. Acestea prezintă unele caractere similare cu conglomeratele cu olistolite din Masivul Bucegi, a căror depunere sintectonică a fost deja argumentată (vezi Olariu et al., 2014).

11.2 Succesiunea evenimentelor depoziționale din Masivul Piatra Craiului

Activitatea depozițională în masivul Piatra Craiului își are debutul în Jurasicul mediu, intervalul Bajocian-Oxfordian fiind rezultatul unei transgresiuni.

În intervalul Kimmeridgian-Valanginian superior sedimentarea este exclusiv carbonatică. Succesiunea Kimmeridgian-Valanginian inferioară a fost interpretată ca fiind o megasevență regresivă (se trece de la mediul recifal și de pantă la cel restrictiv). La sfârșitul Valanginianului inferior, partea superioară a succesiunii este expusă subaerian (Ungureanu et al., 2015). Aceasta reprezintă o discontinuitate regională (Grădinaru et al., 2016).

Sedimentarea carbonatică este reluată în Valanginianul superior prin depozite hemipelagice, tipice unui mediu marin deschis (șelf distal), respectiv curgeri debritice carbonatice care marchează un nou episod transgresional.

După Valanginianul superior se trece la o sedimentare detritică. Primele depozite detritice sunt reprezentate de brezii monomictice cu galeți carbonatici aparținând Barremian-Aptianului. Astfel primele curgeri pe panta șelfului au o intensitate redusă și au mobilizat doar depozite carbonatice proximale. Intensificarea activității tectonice și implicit ridicarea zonelor adiacente bazinului depozițional culminează cu formarea primelor depozite depuse de curgeri concentrate și hiperconcentrate (orto și para conglomerate monomictice carbonatice) și continuă cu dezhumarea depozitelor din Jurasic mediu-Creatacic inferior și chiar a fundamentului cristalin (conglomeratele de Gura Râului).

Un nou episod regresional are loc la începutul Albianului, depozitele aptiene fiind expuse subaerian și intens erodate. Principalul argument este reprezentat de fragmentele

din conglomeratele de Gura Râului care fost identificate sub formă de blocuri în conglomeratele de Bucegi medii și superioare (Popescu, 1966; Patrușiu, 1969).

În Albianul mediu-terminal activitatea tectonică în regiune se manifestă prin ridicarea succesiunii din Masivul Piatra Craiului concomitent cu un nou episod transgresional. Probabil acestea se datorează mișcărilor din teritoriile învecinate (Făgăraș, Leaota). Evenimentele se desfășoară pe fondul unui regim compresional combinat cu o serie de fenomene rupturale și o activitate erozională ridicată. Au fost generate o serie de curgeri debritice și granulare cu vâscozitate ridicată și o fragmentare/rupere a marginii șelfului. Fragmentele metrice rupte au alunecat pe panta șelfului, fiind înglobate în curgerile debritice.

Sucesiunea carbonatică expusă a fost erodată în totalitate, partea superioară a succesiunii conglomeratice fiind constituită din conglomerate alcătuite exclusiv din galeți metamorfici depuse din curgeri hiperconcentrate. Acestea au fost puse în loc, cel mai probabil, în Cenomanian.

12. CONCLUZII

Prezenta lucrare și-a propus studiul sedimentologic și litologic al succesiunii conglomeratice din sinclinalul Piatra Craiului în încercarea de a identifica aria sursă și mediile depozitionale caracteristice celor două depozite: conglomeratele aptiene de Gura Râului și conglomeratele Albianului terminal-Cenomanianului

Actuala lucrare reprezintă prima abordare multidisciplinară a depozitelor conglomeratice din sinclinalul Piatra Craiului. Pentru atingerea obiectivelor propuse au fost colectate peste 1600 de eşantioane din care au fost efectuate ~1700 de secțiuni subțiri, 250 de secțiuni lustruite, 1000 de măsurători pe galeți, aproximativ 300 de măsurători pe imbricații și 50 de măsurători de stratificație din nouă zone principale (Gura Râului, Prăpăstiile Zărneștilor, Padinile Frumoase, Drumul lui Lehman, Cabana Curmătura, Șaua Crăpăturii, Refugiul Grind, Brusturet și Pietricica)

Au fost descrise și ilustrate pentru prima dată faciesurile conglomeratice care caracterizează aceste depozite. Din conglomeratele de aptiene au fost descrise trei

faciesuri (Conglomerate masive - facies 1; Conglomerate granoclasate - facies2 și Conglomerate intercalate cu gresii și microconglomerate - facies 3) iar din conglomeratele Albian terminal-cenomaniene două faciesuri (Conglomerate masive cu olistolite - facies 4 și Conglomerate oligomictice metamorfice - facies 5). Ansamblul de faciesuri și particularitățile depoziționale au pus în evidență două medii depoziționale distincte: un sistem de fan-delte submarine pentru depozitele aptiene și un ansamblu format din alunecări pe panta șelfului asociate cu curgeri debritice și granulare pentru depozitele Albian terminal-cenomaniene.

Descrierea detaliată a claselor litologice care compun galeții, realizată în prezentul studiu, aduce o cantitate semnificativă de informații despre succesiunile erodate care au furnizat material acestor depozite detritice. În urma analizei microfaciesale și micropaleontologice a galeților carbonatici din cele două depozite au fost identificate asociații de microfaciesuri și microfosile din intervalul Jurassic mediu (Bajocian-Bathonian)-Cretacic inferior (Baremiian-?Aptian).

Studiul morfometric al galeților aduce completări și confirmă informațiile extrase din cercetarea sedimentologică a depozitelor, ajută la diferențierea celor două depozite și la estimarea distanței de transport.

Au fost stabilite și argumentate arealele sursă a celor două depozite conglomeratice. Sursa galeților aptieni a fost localizată în arealele de sedimentare care au fost în nordul și nord-vestul Masivului Piatra Craiului unde în momentul de față sunt depozitele carbonatice din zona Codlea și cele din Masivul Piatra Craiului, restul arealului fiind compus din roci cristaline. Ansamblu de informații sedimentologice, direcțiile de curgere și studii litologice ale galeților care au fost corelate pentru identificarea ariei sursă sugerează că în timpul Aptianului în nordul și nord-vestul masivului a existat un areal extins cu sedimente carbonatice care a fost erodat în totalitate, care poate fi examinat doar prin intermediul clastelor din conglomerate. Totodată este identificată și aria sursa a conglomeratelor aparținând Albianului terminal-Cenomaniienului ca fiind succesiunea din Masivul Piatra Craiului, inclusiv conglomeratele aptiene.

Au fost studiate în detaliu depozitele din baza conglomeratelor aptiene, fiind oferită astfel prima imagine asupra debutului sedimentării detritice în această regiune.

Identificarea în matricea breziilor și conglomeratelor monomicrice din topul succesiunii carbonatice a orbitolinidelor *Rectodictyoconus giganteus* și *Mesorbitolina parva* plasează aceste depozite în Apțian. Au fost de asemenea investigate depozitele carbonatice de sub brezi fiind identificată suprafața de discontinuitate regională la limita Valanginian inferior-Valanginian superior.

Este argumentată pentru prima dată prezența Valanginianului superior în topul succesiunii din Masivul Piatra Craiului în faciesuri hemipelagice urmate de curgeri debrtice carbonatice.

A fost identificat taxonul *Epiphyton* sp. pentru prima dată în această regiune. Acesta fost descris în România doar din depozite carbonatice aparținând Jurasicului superior, fiind documentat din trei locații (vezi Săsăran et al., 2014).

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

- Balintoni, I. (1997). Geotectonica terenurilor metamofice din România, Editura Carpatica, Cluj-Napoca, 176 p.
- Balintoni, I. (2005). Divizarea geotectonică a teritoriului României pentru orogeneza alpină. Revista de Politica Științei și Scientometrie, Nr. Special: 1-39.
- Barbu V. & Melinte-Dobrinescu M. C. (2006) . Early Cretaceous palaeoenvironmental changes in the Bucegi mountains (România). Mesozoic and cenozoic vertebrates and paleoenvironments, Tributes to the career of prof. Dan Grigorescu: 43-55.
- Barbu, V. & Melinte-Dobrinescu, M. C. (2008). Latest Jurassic to earliest Cretaceous palaeoenvironmental changes in the southern Carpathians (România): Regional record of the late Valanginian nutrification event, Cretaceous Research, 29(5-6): 790-802.
- Beccaro, P. & Lazăr, I. (2007). Oxfordian and Callovian radiolarians from the Bucegi Massif and Piatra Craiului Mountains (Southern Carpathians, România). Geol. Carpat., 58: 305-320.
- Bucur, I.I. (1978). Microfaciesurile calcarelor albe din partea nordică a Masivului Piatra Craiului. Considerații biostratigrafice. Dări de seamă ale ședintelor, 64: 89-105.
- Bucur, I.I. (1980). *Rhaxella sorbyana* (Blake) in Oxfordian radiolarites from Piatra Craiului Massif. Dări de seamă ale Ședinț., Inst. Geofiz., 65(3) 31–35.
- Bucur, I. I., Săsăran, E., Iacob, R., Ichim, C. & Turi V. (2009). Upper Jurassic shallow-water carbonate deposit from some Carpathian areas: new micropaleontological results. In : Popa M.E., (ed.), prosidings of the 8th Simposion of IGGP 506, marine and nonmarine Jurassic: Global correlation and major global events, Bucharest, Romania, p. 13-14.
- Bucur, I.I., Pascariu L. & Săsăran, E. (2013). Calcareous algae from the olistholits at Poiana Zănoaga northern Piatra Craiului Syncline (Southern Carpathians , Romania). Berichte Geol. B.-A., 99, 11th workshop on alpine geological studies and 7th IFAA.
- Coca, S. (1998). Stratigraphy and sedimentology of the Piatra Craiului Group (Jurassic), Romania: Formation of the Dacian passive continental margin. Lucrare de masterat, Paris-Lodron Universitat, Salzburg, 106 pp.

- Codarcea, A. (1940). Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Meridional et du Plateau de Mehedinți, An. Inst. Geol. Rom., 20: 1-74.
- Cristea, E. (1971). Piatra Craiului. Turism-alipism, Ed. Stadion, București, 333 pp.
- Csontos, L. & Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 210 (2004): 1-56.
- Dimitrescu, R., Patrușiu, D. & Popescu, I. (1971). Harta geologică a României, scara 1:50.000, foaia 109C, Rucăr, Institut. Geol. al României, București.
- Dimitrescu, R., Popescu, I. & Schuster A., C. (1974). harta geologică a României, scara 1:50.000, foaia 110a (Bârsa Fierului). Institutul de Geologie și Geofizică, București.
- Dimitrescu, R. (1978). Structuri geologique du massif cristallin Făgăraș-Ezer-Leaota. Rev. Roum. Geol., Geophys. et Geogr., Geologie, t. 22: 43-51.
- Dimitrescu, R. (1990). Asupra unei unități litostratigrafice prealpine în Carpați: Grupul de Vlasina-Locva-Leaota. St. Cerc. Geol., t. 35: 11-21.
- Drăgănescu, C. (1985). Studiul geologic, biostratigrafic, litologic și microfaciesal al depozitelor mezozoice din partea nordică a Masivului Piatra Craiului. Lucrare de diplomă, Universitatea din Cluj-Napoca, Cluj-Napoca, 66 pp.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of sedimentary rocks according to depositional structure, Ham W E Editor, AAPG Memoir nr.1: 235-239.
- Embry & Klovan (1971). Late devonian reef tract on northwestern Banks Island. N. W.T – Bulletin of Canadian Petroleum Geologist, 19: 730-781.
- Gherasi, N. (1962). Masivul cristalin al Leaotei (partea de nord între Moeciu și valea Ghimbavului). Raport. Arh. Inst. Geol.
- Gherasi., N., Manilici, V. & Dimitrescu, R. (1966). Studiul geologic și petrografic al masivului Ezer-Păpușa, An. Com. Stat Geol., 35: 47-104.
- 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.
- Gurău, A., Ghirică, V., Leontescu, F. & Gireadă, V. (1985). Considerații stratigrafice, structural-metamorfice și metalogenetice asupra metamorfitelor seriei de Leaota, Munții Leaota și

- Iezer Păpușa (Carpații Meridionali). *St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., Geologie*, t. 30: 90-101.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. & Walker, R. G. (1975). *Depositional Environments as Interpreted From Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences: SEPM Short Course 2*, 133 pp.
- Illenbergher, W. (1991). Pebble shape (and size!). *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 756-767.
- Jekelius, E. (1938). Das Gerbige von Brașov. *An. Inst. Geol. Rom.*, 19: 370-408.
- Jipa, D. C., Ungureanu, C. & Ion, G. (2013). Stratigraphy and tectonics of the uppermost Bucegi Conglomerate Formation (Albian Eastern Carpathians, Romania), *Geo-Eco-Marina*, 19: 1-13.
- Krumbein, W. (1941). Measurements and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 11: 64-72.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297.
- MacLeod, N. (2002). Geometric Morphometrics and Feological Form-Classification Systems. *Eart-Science Reviews*, 59: 27-47.
- Mațenco, L., Krézsek, C., Merten, S., Schmid, S., Cloetingh, S. & Andriessen, P. (2010). Characteristics of collisional orogens with low topographic build-up: an exemple from Carpathians. *Terra Nova*, 22: 155-165.
- Meszaros, N. & Bucur, I.I. (1980). Nannoplanton Oxfordian din masivul Piatra Craiului. *Muzeul Bruchental- St. Nat.*, 24: 73-77.
- Middleton, G. V. & Hampton, M. A. (1973). Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: *Turbidites and Deep Water Sedimentation. Short Course Notes*, American Geophysical Institute–Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, p. 1-38.
- Mircescu, V. C., 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. *Studiu UBB Geologia*, 59 (1-2):5-27.
- Mulder, T., & Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology*, 48: 269–299.

- Nemec, W. & Steel, R. J., (1988). What is a fan delta and how do we recognize it. In Nemec, W., Steel, R. J.(ed.), Fan deltas: Sedimentology and tectonic settings: Blackies, Glasgow and London, p.3-13.
- Olariu, C., Jipa, D. C., Steel, R. J. & Melinte-Dobrinescu, M. C. (2014). Genetic significance of an Albian conglomerate clastic wedge, Eastern Carpathians (Romania). *Sedimentary Geology*, 299: 42-59.
- Oncescu, N. (1943). Region de Piatra Craiului-Bucegi. Etude geologique. An. Inst. Geol. Rom., București, 22, 124 pp.
- Patrulius, D. (1957). Corelarea doggerului superior și malmului din Carpații Orientali, Bull. St. Acad. RPR., Sect. geol.-geogr., 2(2): 261-273.
- Patrulius, D. (1969). Geologia Masivului Bucegi și a Culoarului Dâmbovicioara. Editura Academiei Republicii Socialiste România, București, 321 pp.
- Patrulius, D., Dimitrescu, R. & Popescu, I. (1971). Harta geologică a României, scara 1:50 000, foaia 110d, Institutul Geologic, București.
- Patrulius, D., Popa, E., Avram, E., Baltreș, A., Pop, G., Iva, M., Antonescu, E. M., Dumitrică, 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-Brașov-Munții Perșani. Raport I.G.G. – tema 47/1979, București, 180pp.
- Pettijohn, F. J. (1975). *Sedimentary Rocks*, 3rd edn.: Harper and Row, New York, 628 pp.
- Pickering, K. T., Hiscott, R. N. & Hein, F. J. (1989). Deep marine environments. Clastic sedimentation and tectonics. Academic division of UNWIN HAYMAN, London, 217 pp.
- Pleș, G., Mircescu V. C., Bucur I. I., Săsăran, E. (2013). Encrusting micro-organism and microbial structures in Upper Jurassic limestones from the southern Carpathians (Romania). *Facies*, 59 (1): 19-48.
- Pop, G. (1997). Revision systematique des chitinoïdes Tithoniennes des Carpathes Meridionales. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris*, 324(2a): 931-938.
- Popescu, I. (1966). Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și structurii geologice a Masivului Piatra Craiului. *Dări de Seamă ale Ședințelor Institutului Geologic* 52(2) (for 1964 – 1965), 157-176.

- Popovici I.I. (1978). Contribuții la orizontarea litostratigrafică și stabilirea vârstelor metamofitelor din munții Iezer-Păpușa-Leaota. DDS vol. LXIV 1976-1977, p.123-139, București.
- Popovici-Hatzeg, V. (1899). Contribution á l'etude de la faune du Crétacé supérieur en Roumanie, environs de Câmpulung et de Sinaia, Mém. Soc. Géol. Fr., Paris, 8(3).
- Powers, M.C. (1953). A New Roundness Scale for Sedimentary Particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23: 117-119.
- Remane, J. (1971). Les calpionelles protozoaires planctoniques des mer mesogennes de l'époque secondaire. *Annales guebhard neuchatel* 47: 370-393.
- Săndulescu, M., Sandulescu, J., Schuster, A. & Bandrabur, T. (1972). Geological map of Romania, scale 1:50.000, sheet 94d Codlea, Institute of geology, Bucharest.
- Săndulescu, M. (1984). *Geotectonica României*. Editura Tehnică, București, 336 pp.
- Săsăran, E., Bucur, I. I., Pleș, G. & Riding, R., 2014. Late Jurassic Epiphyton-like cyanobacteria: indicators of long-term episodic variation in marine bioinduced microbial calcification? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 401: 122–131.
- Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fugenschuch, B., Matenco, L., Schefer, R., Schuster, R., Tischler, M. & Ustaszewski, K., (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101: 139-183.
- Simionescu, I. (1898). Studii geologice și paleontologice din Carpații sudici. I. Studii geologice asupra Basenului Dâmbovicioara. II. Fauna neocomiană din bazinul Dâmbovicioara. *Acad. Rom. Public. Fond. V. Adamachi*, 2: 5-167, București.
- Sneed, E. D. & Folk, R. L. (1958). Pebbles in the Lower Colorado River, Texas, a study in particle morphogenesis: *Journal of Geology*, 66: 114-150.
- Stanley, D.J. & Hall, B. (1978). The Bucegi conglomerates: a Romanian Carpathian submarine slope deposit, *Nature*, 276: 60-64.
- Surlyk, F. (1984). Fan-delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Wollaston Group, east Greenland. In: *Sedimentology of gravel and conglomerates*. Society of Petroleum Geologists, Memoir 10: 359-382.
- Toula, Fr. (1897). Eine geologische Reise in die transylvanischen Alpen Rumaniens. *Neues. Jahrb. Min. Geol. U. Palaont.*, 1: 42-188, Wien.

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*, v. 11 (2), p. 59-74.

Wentworth, C. (1922). A field study of the shapes of river pebbles. U.S. Geological Survey Bulletin 730-C: 103-114.

Wright, V. P. (1992). A revised classification of limestone, *Sedimentary Geology* 76: 177-186.