

UNIVERSITATEA “BABEȘ – BOLYAI” CLUJ-NAPOCA
FACULTATEA DE BIOLOGIE ȘI GEOLOGIE
DEPARTAMENTUL DE GEOLOGIE

**Calcarele Jurasicului superior–Cretacicului inferior din
sudul Munților Vâlcan: microfaciesuri, microfosile și
reconstituirea paleomediului depozițional**

~Rezumatul tezei de doctorat~

Doctorand
Mihai Cristian Michetiuc

Coordonator științific
Prof. Dr. Ioan Bucur

Cluj-Napoca

2016

CUPRINSUL TEZEI:

Introducere.....	1
Cap.1 Localizare si cadrul geografic regional	3
Cap. 2 Istoricul cercetărilor geologice în regiunea Cerna – Jiu	5
2.1 Contribuții la tectonica părții vestice a Carpaților Meridionali.....	5
2.2 Contribuții la stratigrafia depozitelor carbonatice mezozoice.....	8
Cap. 3 Geologia regiunii cercetate.....	14
3.1 Fundamentul cristalin.....	14
3.2 Îvelișul sedimentar.....	17
Cap.4 Metodologia de lucru.....	23
4.1 Etapa de teren.....	23
4.2 Etapa de laborator.....	24
Cap.5 Microfaciesurile și microfosilele calcarelor studiate.....	27
5.1 Calcarele de la Costeni.....	28
5.2 Calcarele de pe valea Cheii.....	47
5.3 Calcarele de pe valea Pocruia.....	66
5.4 Calcarele de la Sudoieș.....	83
5.5 Calcarele de pe valea Cireșului.....	98
5.6 Calcarele de pe valea Albului.....	120
5.7 Calcarele de pe valea Pârgavului.....	135
5.8 Calcarele de pe valea Bistriței.....	146
5.9 Calcarele de pe valea Sârbului.....	169
5.10 Calcarele de pe valea lui Mareș.....	186
Cap.6. Considerații biostratigrafice.....	188
Cap.7. Reconstituirea și evoluția paleomediilor depozitionale.....	193
Cap.8. Concluzii.....	188
Bibliografie.....	202

Cuvinte cheie: Jurassic superior — Cretacic inferior, Munții Vâlcan, microfacies, paleomedii depoziționale, platformă carbonatică, biostratigraife, sedimentologie carbonatică.

INTRODUCERE

Cercetările efectuate în cadrul acestei lucrări au vizat depozitele carbonatice jurasic superioare – cretacic inferioare de pe rama sudică a munților Vâlcan. Au fost efectuate studii de facies, micropaleontologice, biostratigrafice și de paleomediū. O astfel de abordare era necesară în această zonă, deoarece în ciuda unui număr mare de lucrări cu privire la geologia regională existau foarte puține date cu privire la biostratigrafia și litologia depozitelor carbonatice. Acest fapt se datorează, în principal, rarității markerilor biostratigrafici din cadrul acestor depozite și a recristalizării acestora în timpul tectogenezei senoniene.

Lucrarea de față cuprinde rezultatele obținute în urma studiului unui areal vast din cadrul munților Vâlcan. În timpul acestui studiu au fost probate 13 profile din care au fost colectate peste 900 de eșantioane, din care au fost confecționate secțiuni subțiri în etapa de laborator. Principalele limitări au fost legate de modul de aflorare al calcarelor care nu a permis, în unele cazuri, urmărirea continuă a succesiunii și probarea în detaliu a acestora dar și gradul ridicat de diagenizare, compactare și fisurare al acestor depozite care nu a permis observarea unor structuri sedimentare la scară mare, sau a stratificației. Principalele obiective ale acestui studiu se referă la descrierea faciesurilor și microfaciesurilor carbonatice, reconstituirea paleomediilor depoziționale și a evoluției lor în timp, și la obținerea de noi argumente biostratigrafice.

CAPITOLUL 1

LOCAȚIE ȘI CADRUL GEOGRAFIC REGIONAL

Munții Vâlcan se situează în sectorul sud-vestic al Carpaților Meridionali. Împreună cu Munții Mehedinți ei închid la sud arcul carpatic cuprins între Jiu și Dunăre. Spre nord sunt limitați de Jiul de Vest, râu care străbate depresiunea Petroșani, începând din pasul Jiu-Cerna, până la întâlnirea cu Jiul de Est, la Iscroni. Pe parcursul său, lung de 51 km, Jiul de Vest separă Munții Vâlcan mai întâi de Munții Godeanu, între pasul Jiu-Cerna și gura văii Soarbele, apoi de Munții Retezat, între gura văii Soarbele și Câmpu lui Neag. La nord depresiunea este flancată de muntele Tulișa, culme ce se desprinde din Munții Retezat spre est. Limita sudică a masivului, la contactul cu depresiunea Getică, poate fi considerată pe direcția Bumbăști-Runcu-Tismana-Padeș până la valea Motrului. Limita vestică pornește aproximativ din dreptul localității Cloșani, apoi urcă spre izvorul Motrului până sub vârful Alunul, lângă creasta Oslei, lăsând astfel la sud-vest Munții Mehedinți (Popescu, 1979).

În cea mai mare parte, acești munți sunt alcătuiți din roci cristaline și eruptive care ocupa mai mult de trei sferturi din suprafața lor. Calcarele Mezozoice studiate se găsesc pe marginea sudică a masivului pe aliniamentul Padeș – Tismana - Gureni – Dobrița – Vaidei. Profilele studiate sunt localizate pe văile care străbat aceste calcare pe o direcție aproximativ nord – sud (Fig. 1).

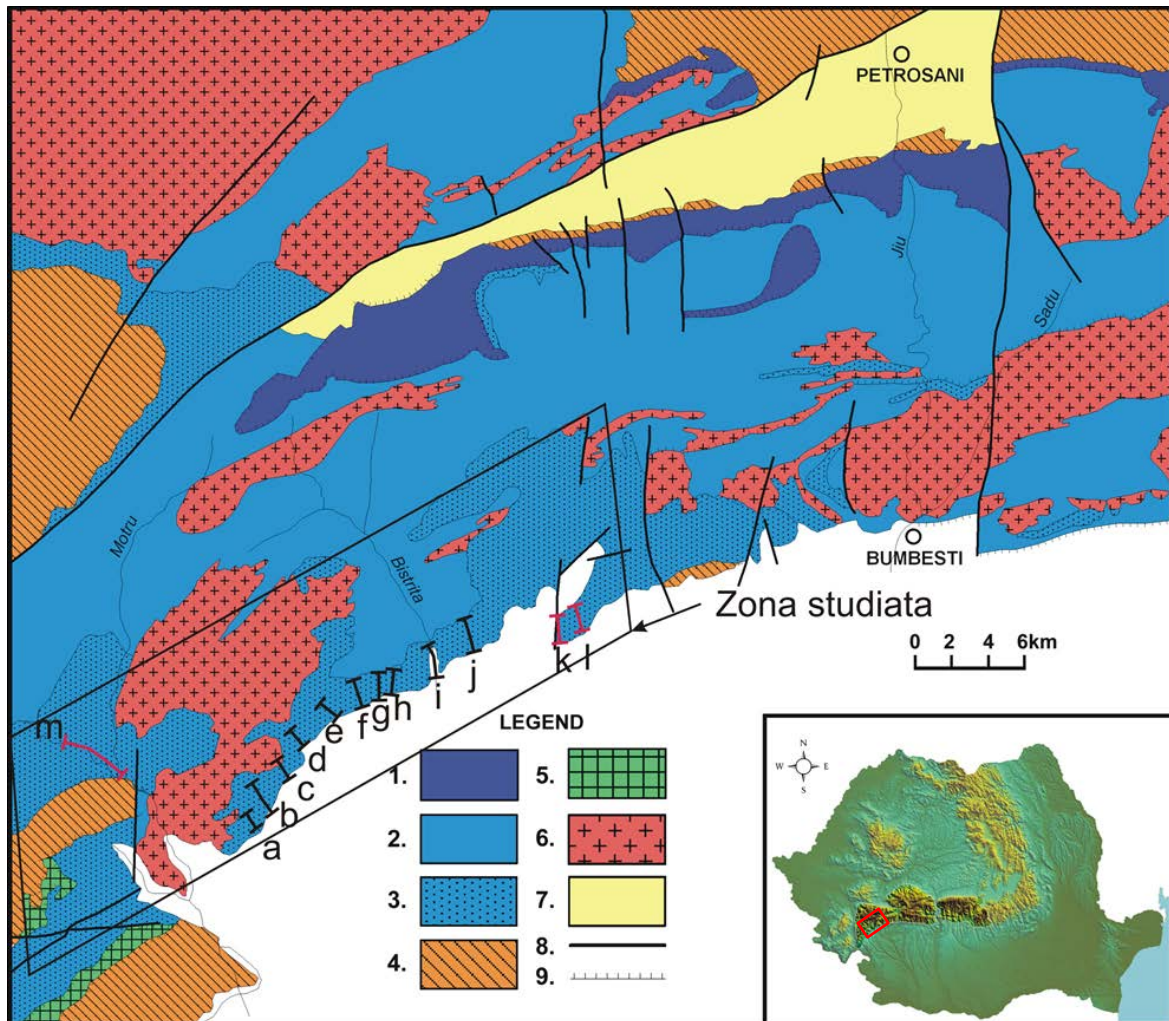


Figura 1. Harta cu localizarea profilelor studiate (modificată după Berza et al. 1994a). 1 – Pânzele danubiene superioare, 2 – Pânzele danubiene inferioare, 3 – cuvertura sedimentară jurasic – cretacică, 4 – Pânza getică, 5 – Pânza de Severin, 6 – granitoide pre-alpine, 7 – Bazine sedimentare cenozoice, 8 – Falii, 9 – Șariaje. **a—m** – secțiunile studiate: a – Costeni, b – Cheii, c – Pocuia, d – Sudoiesului, e – Valea lui Mares, f – Pângavului, g – Albului, h – Ciresului, i – Bistrita, j – Sârbului, k – Sohodol, l – Bota, m – Motru Sec.

CAPITOLUL 2

ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE ÎN

REGIUNEA CERNA - JIU

Cercetările care fac referire strict la regiunea munților Vâlcan sunt destul de puține, majoritatea lucrărilor fiind studii de geologie regională care cuprind o zonă mai vastă. Așadar, regiunea care face obiectul acestui capitol se situează în sectorul sud-vestic al Carpaților Meridionali și se întinde între valea Jiului (în est), bazinul Petroșani și falia Cerna-Jiu (în nord) și culoarul Timiș–Cerna (în vest), cuprinzând Munții Vâlcan, Munții Mehedinți și Podișul Mehedinți.

2.1 CONTRIBUȚII LA TECTONICA PĂRȚII VESTICE A CARPAȚILOR MERIDIONALI

De-a lungul timpului mai mulți autori au propus diverse modele tectonice pentru regiunea în discuție, numele, numărul, stratigrafia și extensia areală a pânzelor diferind de la un autor la altul.

Încă din anul 1904, Mrazec a intuit contactul tectonic dintre cele două grupe de roci cristaline pe care le-a separat în Carpații Meridionali (grupul I intens metamorfozat și grupul II mai slab metamorfozat), pe care le-a raportat la două domenii diferite (getic și danubian). Urmărind relațiile tectonice dintre cele două grupuri cristaline și dintre acestea și cuvertura sedimentară, Murgoci (1905) a constatat încălecare a domeniului getic peste domeniul danubian sub forma unei mari pânze de șariaj. Într-o sinteză asupra Carpaților Meridionali, Streckeisen (1934), a confirmat întru totul structura stabilită de Murgoci, separând în plus, la partea superioară a pânzei getice, “pânzele superioare”.

Codarcea (1940) deosebește un cristalin autohton împreună cu cuvertura sa danubiană mezozoică (autohton danubian), în cadrul căreia distinge două duplicaturi parautohtone: Arjana și Cerna. Autohtonul este acoperit de un parautohton (pânza de Severin). Urmează pânza de șisturi cristaline getice care le acoperă pe toate. Majoritatea geologilor care au efectuat ulterior studii în Carpații Meridionali, au acceptat, în mare, schema tectonică elaborată de Codarcea.

După mai multe studii realizate de Berza și colaboratorii (1983, 1986, 1988a, b, 1989), asupra unor porțiuni mai restrânse, sinteza unităților tectonice corelabile în tot lungul domeniului danubian a fost realizată de Balintoni et al. (1989), și îmbunătățită de Berza et al. (1994a).

Berza et al. (1994b) au prezentat o versiune simplificată a succesiunii în pânze a danubianului, după Balintoni et al. (1989). Aceasta este prezentată în figura 2.

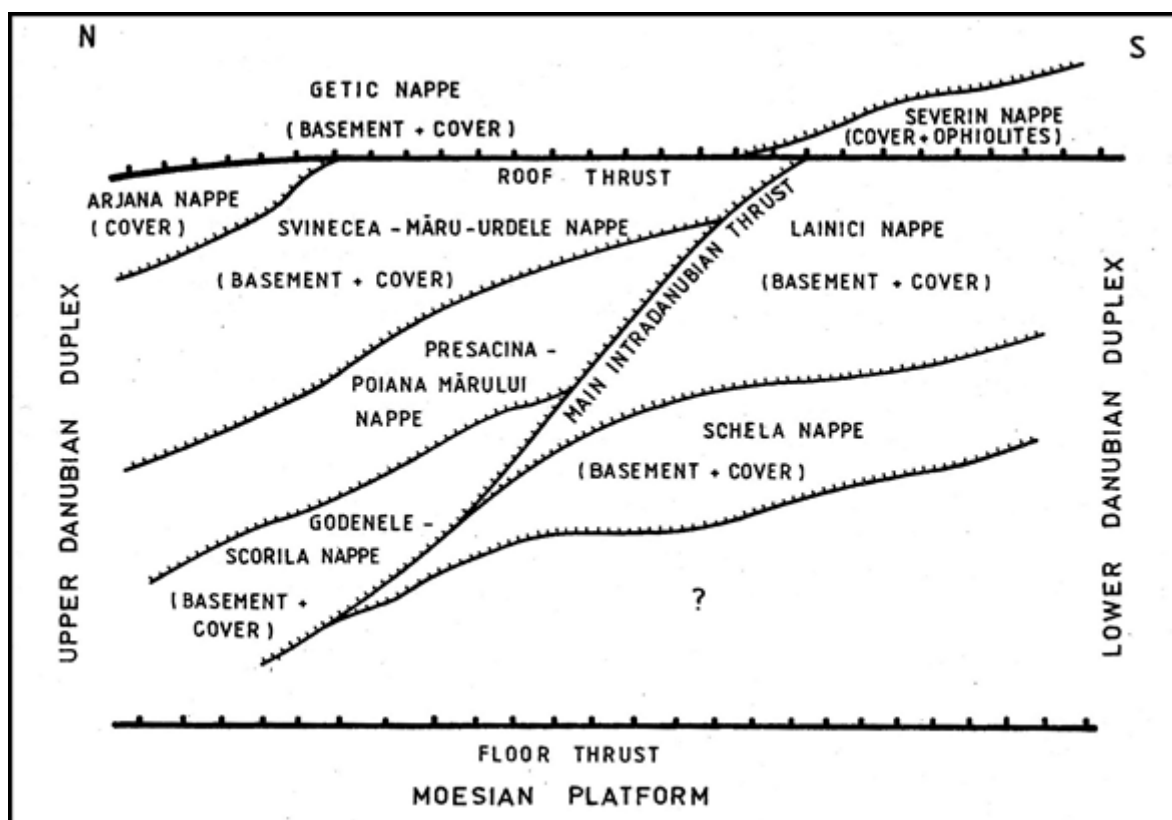


Figura 2. Schița structurală a pânzelor danubiene (din Berza et al., 1994b).

Balintoni (1997), a folosit pentru domeniul danubian denumirea de Euxinide danubiene. În concepția autorului acestea provin din forfecarea marginii nord-vestice a cratonului plăcii euxinice, iar punerea lor în loc este legată de tectogeneza laramică, deci sincronă cu „a doua fază getică”, în concepția lui Codarcea (1940).

Sintetizând datele existente, Balintoni (1997), a distins în cadrul Euxinidelor danubiene, următoarea succesiune (de sus în jos) (Fig. 3):

1. Pânza de Arjana
2. Pânza de Dubova

3. Pânza de Svinecea–Măru–Urdele
4. Pânza de Presacina–Poiana Mărului
5. Pânza de Godenele–Scorila
6. Pânza de Băile Herculane
7. Pânza de Lainici
8. Pânza de Schela–Petreanu.

Față de modelul lui Berza et al. (1994a), Balintoni mai include, în modelul prezentat mai sus, pânza de Dubova și pânza de Băile Herculane.

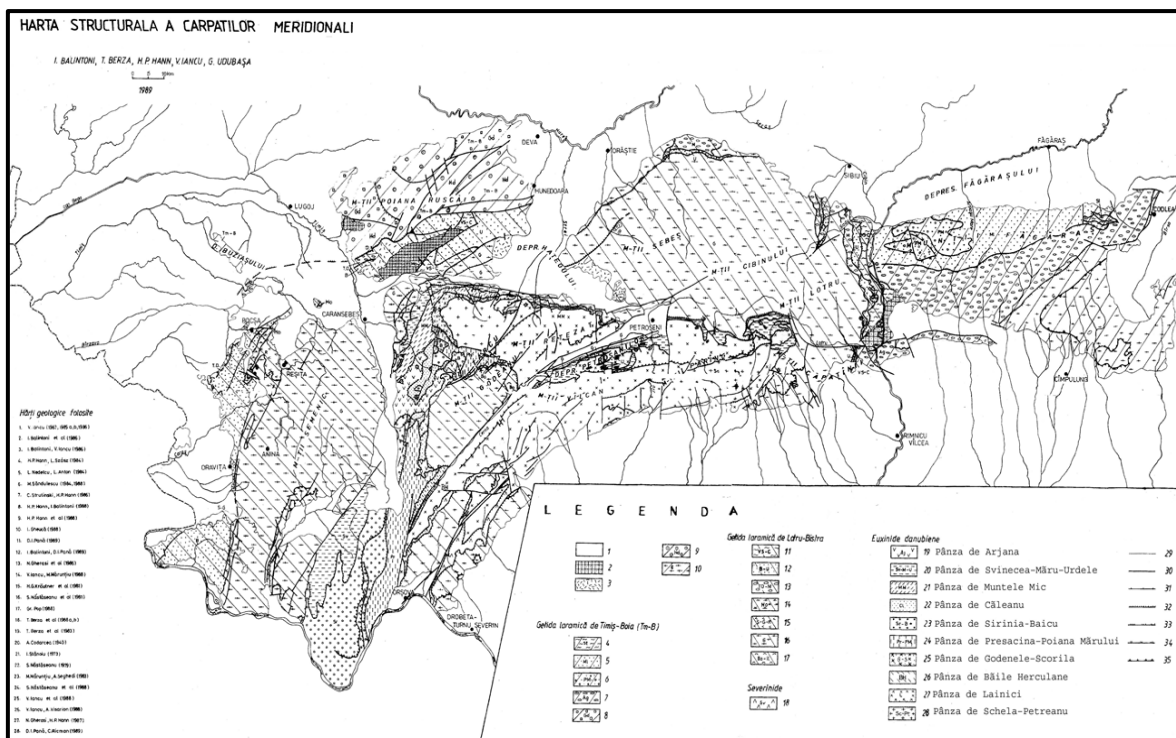


Figura 3. Harta structurală a Carpaților Meridionali (din Balintoni et al., 1997)

2.2 CONTRIBUȚII LA STRATIGRAFIA DEPOZITELOR CARBONATICE MEZOZOICE

În zona Cerna – Jiu datorită lipsei unor argumente paleontologice, unele complexe de roci au fost atribuite unor unități de timp fie prin corelarea lor cu depozitele mezozoice din regiunile învecinate, fie pe baza poziției lor geometrice. Principalele contribuții la stratigrafia acestei regiuni au fost aduse de Mrazec (1898), Murgoci (1916), Streckeisen (1931), Manolescu (1932, 1937), Codarcea (1940), Mercus (1959).

Stratigrafia și structura geologică a sedimentarului danubian din munții Vâlcan a fost abordată de Mutihac (1964). Autorul considera că depozitele danubiene din această zonă aparțin la două cicluri de sedimentare:

- Primul ciclu include doar Formațiunea de Schela
- Al doilea ciclu de sedimentare cuprinde depozite carbonifere, permieni, jurasice și cretacee

Una dintre cele mai importante contribuții la lămurirea stratigrafiei depozitelor mezozoice din munții Vâlcan a avut-o Pop. Acesta a publicat mai multe articole cu privire la sedimentarul danubian (1965, 1966, 1967), toate acestea culminând cu publicarea unei cărți în 1973. Succesiunea depozitelor carbonatice mezozoice identificată de Pop (1973) este cea prezentată în figura 4.

Ultimul studiu a fost realizat de Pop & Bucur în 2001. Autorii au descris patru formațiuni carbonatice de apă puțin adâncă și una siliciclastică. Bucur (în Pop & Bucur, 2001) a arătat că toate „formațiunile” introduse de ei, precum și cele introduse de Stănoiu et al. (1997) sunt nomina nuda, deoarece formațiunile nu au o descriere formală (stratotip, localitate tip, limite, descriere litologică etc.). Cele 5 formațiuni descrise de autorii citați sunt următoarele:

- Formațiunea de valea Pragurilor (Oxfordian)
- Formațiunea de valea Cheii (Oxfordian terminal - Kimmeridgian inferior)
- Formațiunea de Topești (Kimmeridgian-Tithonian)
- Calcare nocomiene
- Formațiunea de Izvarna (Barremian - Aptian).

VÎRSTE			SUCESIUNEA LITOLOGICĂ	GROSIMI m.	CARACTERE LITOLOGICE, STRATONOMICE ȘI STRATIGRAFICE
SISTEM	SERIE	ETAJ			
CUA- TERMIU		HOLOCEN	1	2-10	1. Pietrișuri (aluvion, conuri de dejecție recente); 2. grohotișuri; 3. tufuri calc.
		PLEISTOCEN	2-3	2-10	Pietrișuri (aluvioni vechi-terose)
NEOGEN	PLIOCEN	MEDIU-PONTIAN		50-100	Marne nisipoase și nisipuri Marne compacte cu intercalații subțiri de nisipuri
		INFERIOR		50-100	Conglomerate, pietrișuri, marne compacte și șistoase, calcare organogene, nisipuri
	MIOCEN	TORTONIAN-SARMATIAN		100-150	Pietrișuri, conglomerate, nisipuri, marne nisipoase, calcare grezoase.
		MEDIU		50-100	Pietrișuri, conglomerate, marne în alternanță cu nisipuri și nisipuri marnoase
CRETAC	SUPERIOR	TURONIAN SUP(7)-SENONIAN		200-300	Gresii, gresii argiloase, siltite, argile grezoase frecvent sub facies de Wildflysch 1. roci efolite și tufite; 2. olistolite
		TURONIAN MEDIU-CENOMAN		2-100	Marne argiloase, marne calcare, argile cu <i>Rotalipora appenninica</i> , <i>R. reichelti</i> , <i>R. cushmani</i> , <i>Præoglobotruncana stephani</i> , <i>P. delrioensis</i> , <i>Globotruncana helvetica</i> , <i>Parahololites</i> c.f. <i>fourtiéi</i>
	INFERIOR	APTIAN		300-500	1. Calcare bioclastice și biolitice sub facies urgonien cu <i>Requienia aff. amonia</i> , <i>Merinea</i> sp., <i>orbifolne</i> , <i>milolide</i> ; 1ă. <i>bioherme</i>
		BARR.			2. Calcare micritice și pelitice frecvent recristalizate, dispuse în strate relativ subțiri
JURASIC	SUPERIOR	NEOCOM		200-250	3. Calcare predominant micritice și pelitice cu tintinide sporadice Zona cu <i>Calpionella</i> (<i>Calpionella alpina</i> , <i>C. elliptica</i> , <i>Crassicollaria brevis</i> , <i>Cr. parvula</i> , <i>Remaniella cadischiana</i> , <i>T. carpathica</i>)
					4. Conglomerate, gresii argiloase și argile cenușii, verzui și violacee (hemalitice)
	MEDIU		2-10	1. Calcare grezoase spățite; 2. calcare biosparitice, micritice și pelitice; 3. calcare și roci dolomitice; 4. calcare cristaline	
	INFERIOR (CARBONIFER)		1-250	1. Gresii feldspatice și cuarțitice; 2. conglomerate cuarțitice; 3. argile cenușii, violacee și negricioase, <i>Clathropteris meissoides</i> , <i>Equisetites lateralis</i> , <i>E. muensteri</i> etc.; 4. complex de gresii cuarțitice și argilite pirofilitice (form. de Schela-Jurasic inf.+Carbonifer) cu <i>Ptilophyllum rigidum</i> , <i>P. jaggeri</i> , <i>Annimozamites inconstans</i> etc. și <i>Calamites undulatus</i> , <i>Annularia sifellata</i> etc.	
PALEOZOIC				1-5	Granitoide porfirice (tip <i>Tramana</i>) cu corpuri de granitoide echigranulare (frecvent de tip <i>Șușița</i>), incluziuni de roci cristalofiliene și filonite de lamprofir și roci porfirice.
					Conglomerate și gresii argiloase, hematitice
PROTEROZOIC SUP. CAMBRIAN					Granitoide de tip <i>Șușița</i>
					Roci cristalofiliene cuarțito-feldspatice. Seria de <i>Lainici-Pâniș</i> (domeniul <i>danubian</i>) 1. Migmatite

Figura 4. Succesiunea litologică și stratigrafică a depozitelor mezozoice (din Pop, 1973).

CAPITOLUL 3

GEOLOGIA REGIUNII CERCETATE

Din punct de vedere geologic, structura alpină a acestei arii a Carpaților Meridionali este reprezentată de trei grupe de unități tectonice. În poziție inferioară stau pânzele danubiene, denumite și Euxinide danubiene (Balintoni, 1997). Acestea mai sunt cunoscute în literatura geologică românească sub numele de domeniul danubian sau autohtonul danubian. În poziție superioară se află domeniul getic format dintr-o unitate tectonică cu extindere largă denumită pânza Getică și o serie de unități tectonice superioare acesteia, unități supragetice. Între cele două grupe de pânze alpine se interpune pânza de Severin care materializează sutura dintre cele două plăci, Euxinică și Getică (Fig. 5).

Regiunea Munților Vîlcan este situată în partea externă a domeniului danubian. În cea mai mare parte, acești munți sunt alcătuiți din roci cristalofiliene și eruptive care ocupă mai mult de trei sferturi din suprafața lor, și acoperirea sedimentară mezozoică și cenozoică.

Sucesiunea depozitelor mezozoice din zonă cuprinde (Pop, 1973; Pop & Bucur, 2001): depozite liasice în facies de Gresten în bază, după care faciesul se schimbă brusc, instalându-se depozite carbonatice cu grosimi variabile (1-20 m) ce aparțin Jurasicului mediu.

Jurasicul superior este reprezentat prin trei formațiuni: Formațiunea de valea Pragurilor (Oxfordian) - calcarenitică, deseori dolosparitică; Formațiunea de valea Cheii (Oxfordian terminal-Kimmeridgian inferior) - o formațiune regresivă siliciclastică (1-20 m grosime); Formațiunea de Topești (Kimmeridgian-Tithonian) – ce constă din depozite carbonatice de mică adâncime dominante fiind calcarenitele și calciliturile negricioase, fin până la grosier stratificate.

Peste depozitele Jurasicului superior urmează o serie de aproximativ 40 de metri grosime de calcare ce aparțin Neocomianului. Formațiunea de Izvarna (Barremian - Aptian), este ultima formațiune carbonatică din această regiune și este reprezentată prin calcare Urgoniene, peste acestea depunându-se în mod

transgresiv și uneori discordant, marne argiloase marno-calcare și argile ce aparțin Cretacicului superior.

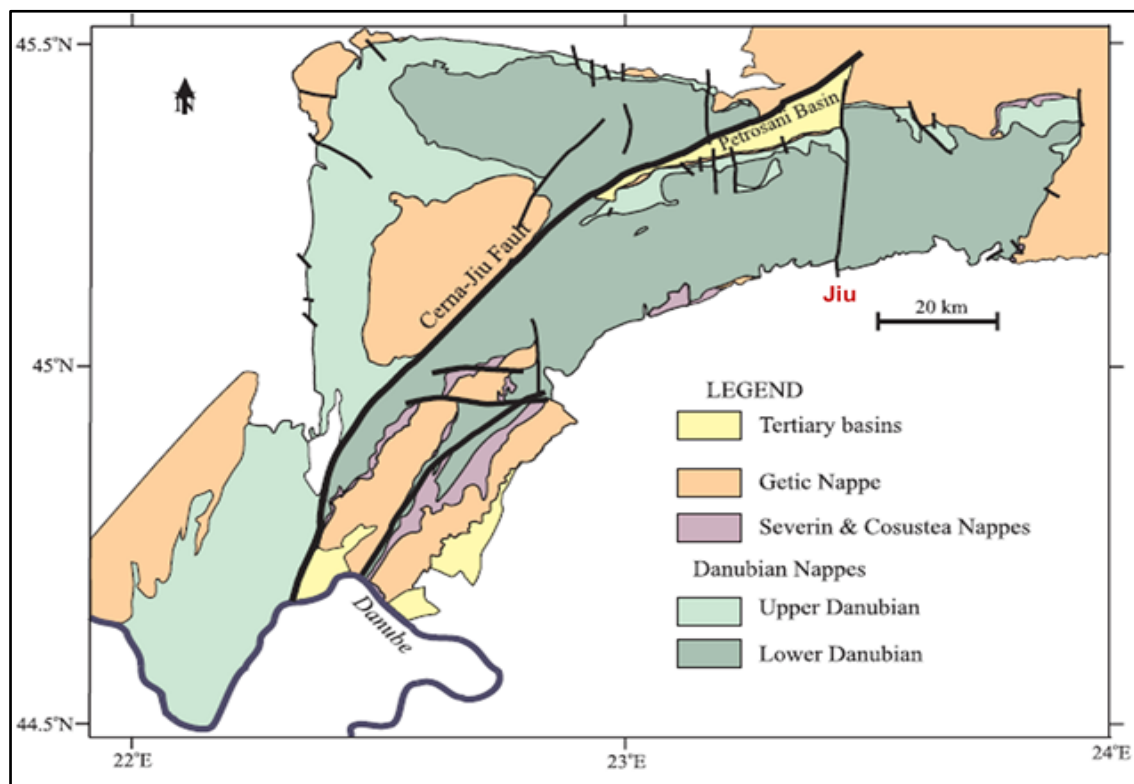


Figura 5. Harta tectonică cu principalele unități tectonice (după Seghedi et al., 2005)

CAPITOLUL 4

METODOLOGIA DE LUCRU

Studiul microfaciesurilor carbonatice a presupus o etapă de studiu pe teren și o etapă de studiu în laborator.

4.1 ETAPA DE TEREN

În timpul acestei etape au fost colectate peste 900 de eșantioane din cadrul celor 13 profile studiate din care au fost confecționate secțiuni subțiri în etapa de laborator. Probele pentru studiul microfaciesal trebuie să fie suficient de mari pentru a aduce informații legate de structuri, texturi și fosile (la scara unei probe), pentru diferite analize de laborator (ex analize geochemice), sau pentru studii paleontologice.

Una dintre principalele probleme apărute în timpul acestei etape a fost legată de modul de aflorare al calcarelor care nu a permis, în unele cazuri, urmărirea continuă a succesiunii și probarea în detaliu a acestora. O altă problemă a reprezentat-o gradul ridicat de diagenizare, compactare și fisurare al acestor depozite care nu a permis observarea unor structuri sedimentare la scară mare, sau a stratificației.

4.2 ETAPA DE LABORATOR

Studiul compoziției și a fabricului rocilor carbonatice necesită secțiuni subțiri cu o grosime de aproximativ 30 de microni. Toate eșantioanele colectate au fost prelucrate în laborator prin metode specifice.

Analiza microscopică

Analiza secțiunilor subțiri a fost realizată cu ajutorul microscopului Zeiss Axioscop și a lupei binoculare Optika. Microfotografiile au fost realizate cu ajutorul unei camere digitale atașate la microscop.

În laborator au fost selectate metodele de investigație cele mai potrivite scopurilor urmărite. Principalele aspecte care au fost urmărite în cadrul studiului microscopic al secțiunilor subțiri se refera la analiza matricei și analiza granulometrică, calitativă și semi-cantitativă, a elementelor componente, elemente care ne pot da informații cu privire la factorii de control ai paleomediului de sedimentare și ai setting-ului depozițional.

Identificarea diferitelor organisme fosile se bazează pe cunoașterea criteriilor diagnostice pentru fiecare grup principal, în special alge și foraminifere, nevertebrate sesile etc., care poate fi prezent în secțiuni subțiri. Este importantă și cunoașterea distribuției temporale și spațiale a acestora, în mediul depozițional.

Clasificarea microfacierurilor

Cele mai folosite sisteme de clasificare sunt cele ale lui Dunham (1962), cu completările din Embry & Klovan (1972) și Folk (1959, 1962). În lucrarea de față am utilizat în principal clasificarea lui Dunham (1962).

Interpretarea microfaciesurilor

Evaluarea microfaciesurilor în contextul interpretării de facies necesită o centralizare a datelor de microfacies observate în diferite probe în tipuri de microfacies **TMF** (Flügel, 2004). Tipurile de microfacies au fost definite în această lucrare de acele criterii microfaciesale a căror existență și abundență este determinată de factori de mediu specifici și care sunt legate de anumite setting-uri depoziționale. În definirea acestor tipuri de microfacies (TMF) am urmărit structurile și texturi sedimentare primare, caracteristicile diagenetice timpurii și componenta biotică.

Tipurile de microfacies și asociațiile de facies sunt fundamentale în crearea unor modele de sedimentare carbonatică și oferă informații pentru stabilirea modelelor de depunere ciclică a calcarelor și stabilirea limitelor de secvență pentru delimitarea secvențelor, parasecvențelor, a modificărilor nivelului relativ al mării și a tipului de cortegiu depozițional (system tract). Pentru atribuirea tipurilor de microfaciesuri unor paleomedii sau submedii

depoziționale am folosit atât comparații cu depozitele carbonatice actuale cât și cu alte studii care au vizat platforme carbonatice vechi.

CAPITOLUL 5

MICROFACIESURILE ȘI MICROFOSILELE CALCARELOR STUDIATE

Calcarele jurasic superioare – cretacic inferioare din Vâlcan au fost studiate pe profile ridicate pe văile Motru Sec, Cheii, Pocruia, Sudoieșului, Valea lui Mareș, Cireșului, Albului, Pârgavului, Bistrița, Sârbului și Sohodol, precum și pe profile din dreptul localităților Costeni și Bota (Fig. 1).

Calcarele de pe văile Motru Sec, Cheile Sohodolului și Bota au fost diagenizate puternic, până la limita cu metamorfismul, astfel încât structurile și texturile depoziționale primare nu mai pot fi recunoscute (Fig. 6).

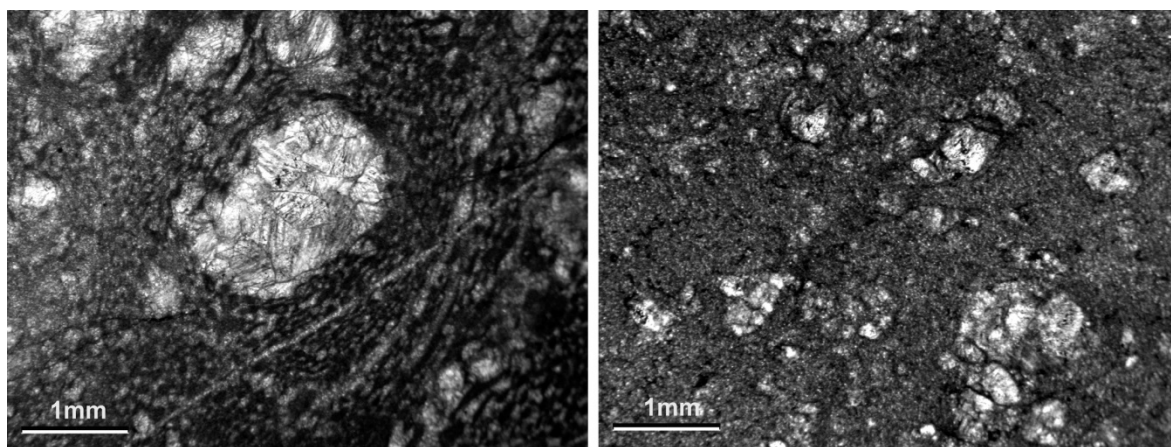


Figura 6. Calcare puternic diagenizate de pe Cheile Sohodolului.

Microfaciesurile identificate pe celelalte profile pot fi grupate în 6 tipuri de microfaciesuri (TMF). Fiecare tip de microfacies este descris iar semnificația sa pentru interpretarea paleomediului este discutată

TMF 1. *Mudstone nefosilifer sau slab fosilifer, mudstone laminat, „pături” microbiale și depozite expuse subaerian (depozitele mșlaștinilor supratidale).*

Aceste tipuri de facies apar destul de rar în succesiunea stratigrafică, fiind ceva mai frecvente în partea inferioară a succesiunii, unde apar cel mai adesea parțial sau total dolomitizate. Cele mai caracteristice trăsături diagnostice ale acestui facies sunt date de prezența unor mълuri nefosilifere care au dat naștere unor micrite fin granulare lipsite de structură, fin laminate, sau cu structuri microbiale sau cyanobacterii de tip rivulariaceu. Biodiversitatea este foarte redusă, microfosilele fiind reprezentate prin ostracode și rare foraminifere. Un alt tip de microfacies caracteristic acestui mediu este wackestone fenestrat ce conține o floră de tip dulcicol cu charofite.

Sedimentul prezintă urme ale unor expuneri subaerene precum structuri de deshidratare (poligoane de deshidratare, microbrecii de dizolvare) (fig. 3.4- 5, paleosoluri și paleocarst (fig. 3.6)

Interpretare

Mълurile nefosilifere, fin laminate și fabricurile criptomicrobiale sunt constituenți obișnuiți ai mediilor supratidale sau intertidale superioare cu hidrodinamică scăzută. În aceste zone salinitatea fluctuantă și frecvențele expuneri subaerene nu permit proliferarea unor organisme infaunale sau epifaunale care să deranjeze structurile sedimentare primare (Shinn 1983).

Prezența charophitelor este de obicei privită a fi un bun indicator al mediilor dulcicole (Tucker & Wright 1990), dar unele specii care pot tolera un anumit grad de salinitate au fost de asemenea raportate din mediile slamastre actuale sau vechi (ex. Burne et al. 1980; Feist & Grambast-Fessard 1984; Climent-Domènech & Martín-Closas 2009). În aria studiată acestea apar de obicei asociate cu o faună salmastră reprezentată de ostracode, unele dintre ele fiind impregnate cu oxizi de fier. Impregnarea preferențială a bioclastelor cu oxizi feroși este probabil asemănătoare cu înnegrirea preferențială a corailor pleistoceni din Florida, atribuită de Strasser (1984) infiltrării fluidelor colorante prin porii scheletali. Pigmentarea roșie a fost probabil cauzată de alterarea subaeriană (Wright et al. 2000; MacNeill & Jones 2006).

Dovezile unor procese pedogenetice precum breciile de deshidratare, marmorare (mottling), formarea de noduli carbonatici (glaebule), black pebbles,

mulaje de rădăcini și microcarst Esteban & Klappa 1983; James & Choquette 1984; Demicco & Hardie 1994), reprezintă trăsături definitorii ale acestei asociații de facies.

Brecierea in situ a mâlurilor carbonatice a dus la formarea unei rețele de fisuri poligonale umplute cu sparit sau cu sediment ce conține peloide și pisoide. Brecifierea poate fi indusă de deshidratarea mâlurilor carbonatice coezive, neomorfismul calcitului, activitatea rădăcinilor și procesele de dizolvare. Nodulii carbonatici (sau *glaebule* în terminologia pedologică, vezi *Esteban & Klappa 1983*) sunt constituenți importanți ai profilelor caliche, însă originea acestora nu este pe deplin înțeleasă (Wright & Tucker 1991). Fisuri circum-granulare umplute cu ciment sparitic se dezvoltă de obicei în jurul acestor noduli. Acestea iau naștere prin procese de contracție și destindere induse de ciclurile sezoniere de umectare și uscare (Esteban & Klappa, 1983).

Un alt proces pedogenetic identificat este marmorarea (mottling) culorilor de la roșu-marونیu, galben sau gri. Acest proces pedogenetic poate să apară ca rezultat al fluctuațiilor Eh – Ph sau prin redistribuirea oxizilor și hidroxizilor de fier (Buurman, 1980).

Prezența *black pebbles* în matricea acestor depozite este probabil legată de arderea materiei organice deoarece trăsături precum gradarea înnegrii și forma angulară a granulelor întâlnite aici sunt argumente citate de de Shinn & Lidz (1988) în favoarea acestei ipoteze. Alte ipoteze vehiculate includ impregnarea de către materie organică fin granulară sau în stare coloidală (Strasser 1984) sau înnegrirea de către pirit fin diseminat (Wright 1986a).

Nu au fost întâlnite rizocreții dar au fost întâlnite structuri alveolar-septale. Structuri similare au fost descrise atât din paleosolurile actuale cât și din cele vechi (Adams 1980; Klappa 1980; Wright 1986b; Wright et al. 1988). Ele au fost interpretate de Wright (1986b) ca fiind rezultatul activității fungiilor în jurul rădăcinilor. Mulajele de rădăcini reprezentate prin goluri neregulate sau rotunjite bordate de învelișuri formate dintr-un micrit dens sunt interpretate ca fiind produse ale biofilmelor microbiale sau peliculelor (cutans) calcitice fine (MacNeil & Jones 2006).

Prođușii microcarstici reprezentați prin breții de dizolvare/colaps, goluri de dizolvare, și unele speleoteme (flowstone) sunt de asemenea prezente. Aceste structuri s-au format în zona vadoasă superioară (Esteban & Klappa 1983).

MFT 2: wackestone/packstone-grainstone fenestrat

Faciesul de acest tip apare intercalat în toată succesiunea stratigrafică și este caracteristic pentru meiu intertidal. O caracteristică importantă a acestor depozite este dată de prezența structurilor fenestrale (fig. 3.7). Fenestrele au dimensiuni milimetrice cu forme aplatizate până la sferice sau neregulate. Acestea conțin ciment sparitic sau sediment intern de tip geopetal (fig. 3.8) sau sunt umplute cu silt vados, indicând o influență meteorică.

O altă trăsătură a regimului intertidal este alternanța eroziune – depoziție, precum și schimbările rapide ale intensității curenților (fig. 3.9) (Flügel, 2004). Pe baza caracteristicilor structurale și texturale au putut fi separate două subtipuri: 1) wackestone peloidal fenestrat–laminat (format în condițiile unei hidrodinamici scăzute) și 2) packstone-grainstone peloidal fenestrat (format atunci când condițiile hidrodinamice erau ridicate).

1) acest tip de microfacies este de obicei asociat cu bindstone-uri microbiale și wackestone-uri formate în bălțile din zona supra- și intertidală (fig. 3.10). Biodiversitatea este scăzută, uneori în interiorul fenestrelor pot să apară ogoane de carofite, probabil aduse din mediile alăturate. Coprolitele de crustacee de tipul Favreina, găsite într-un sediment intens bioturbat, sunt tipice pentru zona intertidală inferioară (Shinn, 1983).

2) aceste depozite sunt moderat până la bine sortate, particulele componente sunt peloidele bine sortate și bine rotunjite, intraclastele micritice și oncoidele. Bioclastele sunt destul de rare, fiind reprezentate prin foraminifere [miliolide, textulariide, Sabaudia minuta (HOFKER) Vercorsella sp.] ce prezintă uneori o anvelopă micritică, lamelibranchiate, gastropode recristalizate, alge, cyanobacterii de tip Rivularia (fig. 3.11) . Alături de acestea am mai găsit coprolite de crustacee anomure de tipul Favreina sp. și fragmente de alge charofite (probabil remaniate din zonele supratidale). Spațiile fenestrale din cadrul acestor depozite au forme sferice sau neregulate, structurile de tip *keystone vugs* sunt și ele prezente.

Interpretare

Structurile fenestrale sunt des întâlnite în depozite peritidale. Fenestrele neregulate și cele laminoide sunt de obicei interpretate ca fiind rezultatul unor procese de deshidratare rezultate în urma expunerilor subaeriene (Shinn, 1968a, 1983b, 1986; Hanley & Steidtmann, 1973; Grover & Read, 1978). Prezența siltului cristalin în interiorul fenestrelor este de asemenea indicatoare a unor expuneri subaeriene și a unei diageneze în zona meteoric vadoasă (Dunham, 1969).

Structurile *Keystone vugs* sunt goluri cu forme subsferice sau aplatizate, mult mai mari decât spațiile interstițiale, ce se găsesc în faciesuri carbonatice granulare și în rocile și nisipurile de plajă actuale (Dunham, 1970). Potrivit majorității autorilor, fenestrele de tip *keystone vugs* se formează în nisipurile din zona plajei printr-un mecanism de prindere a bulelor de aer în spațiile intergranulare, în timpul pătrunderii descendente a apei în sediment. Condiții pentru formarea unor astfel de structuri se întâlnesc în zona de surf sau swash a plajelor sau în zonele intertidale în timpul furtunilor (ex. Masse, 1976; Inden & Moore, 1983; Shinn, 1986; Flugel, 2004). Strasser & Davaud (1986) au folosit structurile *keystone vugs* ca indicatori ai nivelului marin în secvențele vechi. Fabricurile laminoid-fenestrale se formează în zonele inter- și supratidale ca rezultat al proceselor repetate de umețare și deshidratare a mълurilor carbonatice (Shinn, 1968), sau umflarea și descumarea suprafețelor păturilor microbiale expuse subaerian (Hardie & Ginsburg, 1977).

Predominanța peloidelor și a intraclastelor, asociate cu structuri fenestrale, flora și fauna destul de sărace, precum și procesele de micritizare a bioclastelor provenite din mediul marin normal, argumentează atribuirea acestor depozite mediului intertidal.

MFT 3: packstone/grainstone peloidal bioclastic

Aceste tipuri de calcare apar intercalate în mai multe nivele din cadrul succesiunii stratigrafice. Acest facies granular este alcătuit în principal din peloide, moderat până la bine sortate, cu forme subangulare până la rotunjite (fig. 4.1- 2), intraclaste, rare ooide superficiale și bioclaste abundente

reprezentate prin gastropode, lamelibranchiate, echinoderme, foraminifere [Kurnubia palastiniensis HENSON, Protopeneroplis striata WEYSCHENK, Andrsenolina cherchiaie ARNAUD-VANNEAU & BOISSEAU, Mohlerina basiliensis (MOHLER), Paracoskinolina? jourdanensis (FOURY & MOULLADE), Pseudocyclammina lituus YOKOYAMA, Sabaudia minuta (HOFKER)], alge dasycladale (Clypeina parasolkani FARINACCI & RADOIČIĆ, Pseudoactinoporella fragilis CONRAD, Salpingoporella sp.), noduli cyanobacterieni (de tip Rivularia).

Interpretare

Componentele nonscheletale precum peloidele, intraclastele, ooidale, cortoidale și oncoidele, împreună cu prezența unui liant sparitic sau parțial sparitic, indică un mediu subtidal cu energie ridicată. Componentele scheletale diverse, precum foraminiferele bentonice și algele calcaroase, indică medii marin normale și bine oxigenate. Aceste depozite au luat naștere într-un mediu subtidal puțin adânc, situat deasupra bazei valurilor normale.

MFT 4: packstone-grainstone cu rudiști și wackestone/packstone cu alge și foraminifere

Aceste depozite caracterizează partea de mijloc și superioară a succesiunii și constau din wackestone, wackestone-packstone și uneori rudstone ce conțin o asociație paleontologică foarte diversificată: moluște, foraminifere bentonice și alge verzi (fig. 4.3). În anumite intervale rudiștii participau la colonizarea substratului formând un facies tipic Urgonian (fig. 4.4-5). Din punct de vedere macroscopic rudiștii apar în grupuri izolate în care densitatea indivizilor este relativ scăzută (Fig.13). Aceștia au dimensiuni cuprinse între 4 și 6 cm, cochilii groase, și apar în general întregi și mai rar fragmentați (Pl. 26, fig. 1-2) . Rudiștii întregi nu sunt incrustați sau micritizați dar sunt uneori perforați, în timp ce fragmentele bioclastice sunt uneori micritizate marginal (Pl. 26, fig. 3). Sedimentul asociat acestora este de tip packstone-grainstone cu foraminifere mici și peloide. Un alt facies, asociat cu faciesul cu

rudiști, este reprezentat de wackestone-packstone cu alge și foraminifere. Principala caracteristică a acestui facies este maxima diversificare a organismelor într-un sediment mîlos intens bioturbat. Algele dasycladale sunt foarte frecvente [Clypeina solkani CONRAD & RADOIČIĆ, Salpingoporella melite RADOIČIĆ, Salpingoporella muehlbergii (LORENZ), Similiclypeina conradi BUCUR], alături de foraminifere bentonice [Montseciella arabica (HENSON), Neotrocholina fribourgensis GUILLAUME & REICHEL, Vercorsella scarsellai (DE CASTRO)] și alte bioclaste similare cu cele din mediile depozitionale cu energie ridicată.

Interpretare

Rudiștii din cretacicul inferior au colonizat platforme carbonatice cu ape foarte puțin adânci, fiind adesea atribuiți zonelor mai mult sau mai puțin protejate ale platformelor urgoniene (Masse 1976, 1979, 1992; Masse & Philip 1981; Skelton & Gili 1991). Asocierea acestora cu un substrat granular-mîlos care conține foraminifere mici și abundente indică un mediu puțin adânc cu energie scăzută (lagunar).

Microfaciesurile de tip wackestone bioclastic care sunt intens bioturbate și conțin o faună marin normală, în care predomină algele dasycladale, alături de foraminifere, fragmente de rudiști, gastropode, au fost interpretate ca aparținând mediului subtidal inferior cu hidrodinamică scăzută. Atât aceste depozite cât și cele ce aparțin MFT 3 prezintă urme ale unor expuneri subaerene, cum ar fi dizolvarea și recristalizarea bioclastelor, sau ferestrele umplute cu sediment siltic de tip vados.

TMF 5. Wackestone/packstone cu fragmente de rudiști și organisme incrustante și packstone oncoidic.

Aceste faciesuri apar asociate cu faciesurile marine subtidale prezentate anterior și sunt reprezentate prin Wackestone/packstone peloidale cu microorganisme incrustante și packstone cu oncoide.

Flora și fauna prezintă o diversitate scăzută, fiind reprezentată predominant prin microincrustante problematice precum *Bacinella* (foarte

abundent), *Lithocodium* sau organisme din grupul *Rivularia*. Structurile bacinellide sunt prezente fie în matricea acestor depozite fie în interiorul sau în jurul fragmentelor bioclastice formând oncoide. Oncoidele întâlnite aici sunt de două tipuri. Primul tip constă din oncoide milimetrice sferice sau eliptice cu contururi regulate (Pl. 27, fig. 1). Cortexul este alcătuit din micrite omogene și de obicei nu conține incluziuni. Cel de-al doilea tip are dimensiuni centimetrice, forme sferice sau sub-sferice și contururi vălurite. Cortexul acestora este format preponderent din organismele microincrustante problematice menționate mai sus (Pl. 27, fig. 2-3). Rudiștii sunt prezenți în cadrul acestor faciesuri doar sub formă de fragmente care prezintă urme de perforare, sunt micritizați marginal și uneori incrustați. Perforațiile sunt de obicei umplute cu material de natură microbială (Pl. 27, fig. 4). Fragmentele de rudiști reprezintă de obicei nucleul oncoidelor. Alte fragmente bioclastice sunt rare fiind reprezentate de briozoare, echinide sau foraminifere. Uneori se pot observa treceri de la depozite ce pot să conțină o faună marin normală diversificată cu foraminifere, alge, echinide sau rudiști, la aceste faciesuri cu microbialite.

Interpretare

Indiferent de poziția lor taxonomică, majoritatea autorilor consideră că cele două organisme microincrustante problematice (*Bacinella*, *Lithocodium*) sunt indicatoare ale unor medii foarte puțin adânci, bine oxigenate și relativ oligotrofe (Leinfelder et al. 1993; Dupraz & Strasser 1999, 2002; Pittet et al. 2002; Reolid et al. 2009).

Oncoidele de dimensiuni mari, cu contururi lobate, dominate de microorganisme incrustante (*Bacinella* și *Lithocodium*), corespund oncoidelor de tip 3 și 4 descrise de Védrine et al. (2007) sau oncoidelor ce conțin organisme descrise de Dahanayake (1977). Autorii mai sus menționați au atribuit aceste tipuri de oncoide unor medii lagunare deschise, caracterizate de un regim energetic scăzut în cadrul căruia microorganismele au avut timp să crească. În contrast, oncoidele sferice, ce posedă un cortex micritic omogen (oncoide de tip 1 după Védrine et al. 2007) sunt adesea asociate cu texturi de tip packstone-grainstone și indică medii cu energie mai ridicată.

Procesele biologice precum incrustările, perforările, și bioturbările sunt frecvente în cadrul acestui microfacies, indicând rate scăzute de acumulare

(Enos, 1983). Formarea oncoidelor necesită de asemenea perioade cu rate de sedimentare scăzute (Peryt 1981; Flügel 2004; Védrine et al. 2007). Prezența oncoidelor abundente a fost corelată de către Védrine et al. (2007) cu începutul unei perioade lungi de creștere a nivelului marin relativ.

În concluzie, acest facies a luat naștere într-un mediu subtidal lagunar caracterizat de rate reduse de acumulare fiind controlat de adâncimea apei.

TMF 6. Grainstone-packstone/wackestone bioclastic.

Acest tip de facies predomină în partea superioară a succesiunii. Cele mai caracteristice particule carbonatice prezente în cadrul acestor depozite sunt bioclastele reprezentate prin plăcuțe de echinide (cu participare de peste 50 %) de dimensiuni arenitice și fragmente recristalizate de bivalve (fig. 4.10). Pe lângă acestea mai participă peloide bine rotunjite – subangulare, intraclaste micritice, noduli cyanobacterieni și rare fragmente de foraminifere și alge dasycladale. Fragmentele de echinide sunt bine rulate și prezintă ciment sintaxial de supracreștere (fig. 4.11). Unele bioclaste prezintă evidențe ale unor expuneri subaerene : micritizări, dizolvări și recristalizări sub influența apelor meteorice (fig. 4. 12).

Interpretare

Bioclastele au un grad mare de fragmentare și rotunjire; împreună cu texturile de tip grainstone acestea indică un mediu de energie ridicată și frecvente remobilizări. Toate aceste argumente ne-au dus la concluzia că aceste calcare s-au format într-un mediu marin cu hidrodinamică ridicată și reprezintă probabil, bancuri bioclastice din zona marginii de platformă (corespund FZ 6 sensu Wilson, 1975 and Flügel, 2004). Acest facies trece uneori în wackestone și packstone ce conțin fragmente bioclastice angulare și care reprezintă probabil zona externă a bancurilor bioclastice.

CAPITOLUL 6

CONSIDERAȚII BIOSTRATIGRAFICE

Depozitele studiate au fost atribuite Jurasicului superior – Cretacicului inferior (Oxfordian – Baramian) cu unele incertitudini legate de prezența Hauterivianului care nu a fost documentat paleontologic datorită lipsei unor markeri biostratigrafici specifici (Fig. 7).

Vârsta jurasic superioară a fost atribuită pe baza unei asociații de foraminifere: *Alveosepta jaccardi* (Schrodt), *Parurgonina caelinensis* Cuvillier, Foury & Pignatti Morano, *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Protopeneroplis striata* Weyschenk, *Neokilianina* sp., *Verneuilina* sp., și pe baza unor alge dasicladale: *Megaporella boulangeri* Deloffre & Beun, *Clypeina sulcata* (Alth), și *Salpingoporella annulata* Carozzi.

Dintre foraminifere, cea mai semnificantă specie este *Alveosepta jaccardi*. Aceasta a fost descrisă pentru prima dată de Schrodt (1894, ca *Cyclammina jaccardi*) din Oxfordianul superior- Kimmeridgianul mediu din Elveția. Acesta a fost raportat din depozitele oxfordian superioare - kimmeridgian inferioare (Pelissié & Peybernès, 1982; Cociuba, 1997; Pop & Bucur, 2001). Septfontaine (1981) a propus biozona *A. jaccardi*, cuprinsă între Oxfordian mediu și Kimmeridgian inferior. A mai fost de asemenea descrisă din Kimmeridgian (Altiner, 1991; Omaña & Arreola, 2008).

Parurgonina caelinensis a fost pentru prima oară descrisă din Kimmeridgian-Portlandian de către Cuvillier et al. (1968). Specia a mai fost atribuită Kimmeridgianului inferior (Pelissié et al., 1984; Tasli, 1993), Kimmeridgian-Tithonianului (Pop & Bucur, 2001; Velić, 2007, Bucur & Săsăran, 2005) în timp ce Bassoullet (1997a) a atribuit-o Oxfordian- Tithonianului mediu. *Kurnubia palastiniensis* este un alt foraminifer tipic pentru depozite jurasic superioare. Acesta a fost identificat în Oxfordianul inferior (Pelissié & Peybernès, 1982), Oxfordian-Kimmeridgian (Peybernes, 1976; Clark & Boudagher-Fadel, 2002), Kimmeridgian (Hottinger, 1967; Altiner, 1991; Omaña & Arreola, 2008), Kimmeridgian-Tithonian inferior (Pop & Bucur, 2001; Schlagintweit et al., 2005)

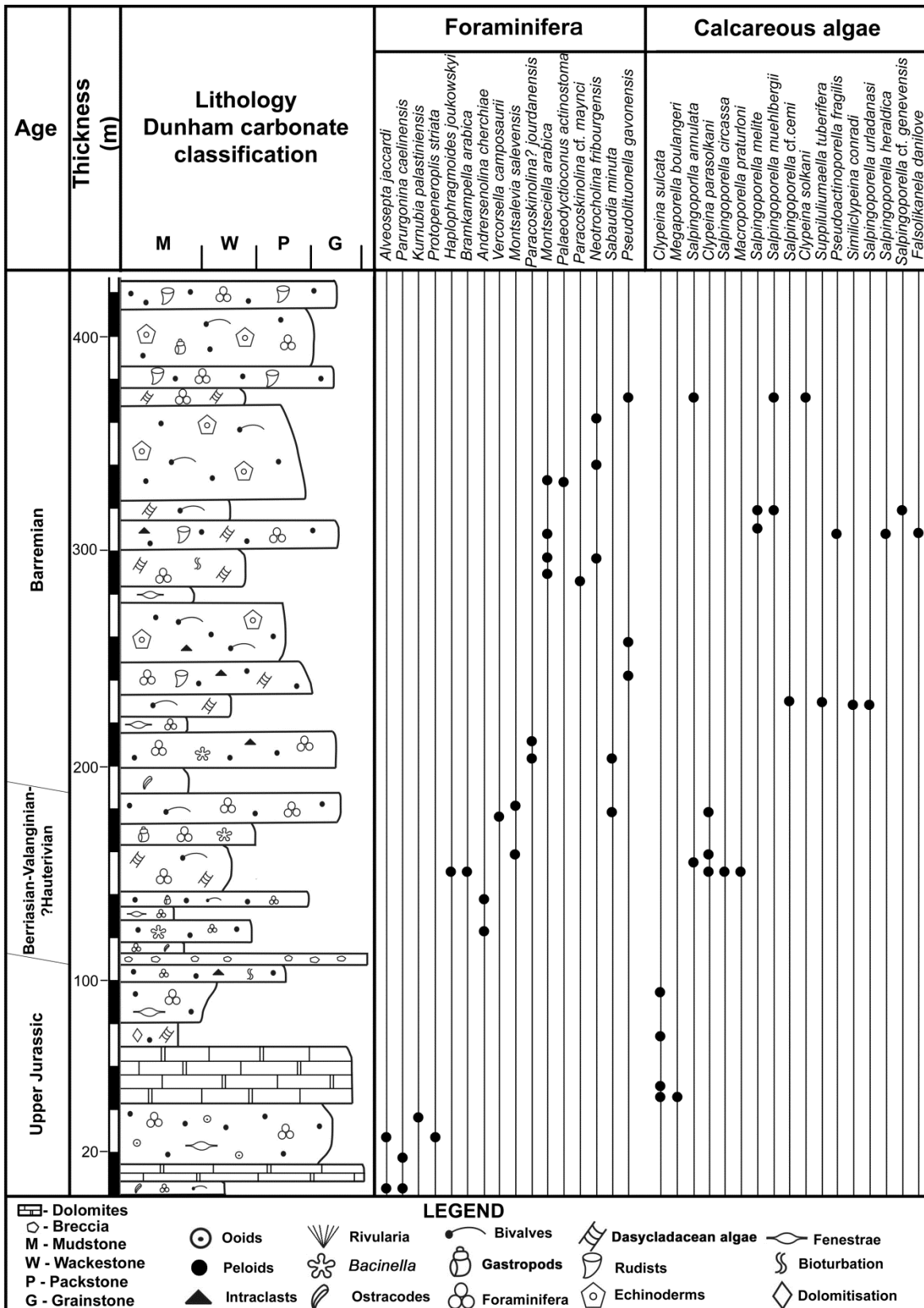


Figura 7. Succesiunea generală a depozitelor carbonatice din Munții Vâlcan, cu distribuția pe verticală a microfosilelor marker identificate (secțiune sintetică) (Din Michetiuc et al., 2012).

sau în Oxfordian-Tithonian mediu (Bassoulet, 1997; Bucur & Săsăran, 2005; Velić, 2007).

Rezumând, perioada de distribuție a acestor specii este Oxfordian-Tithonian mediu.

Același interval este indicat și de asociația de alge calcaroase. *Megaporella boulangeri* a fost descrisă din depozitele kimeridgiene din Maroc (Deloffre & Beun, 1986). Bouaouda et al. (2009) a revizuit distribuția acestei alge din bazinul marocan atribuind-o Callovian – Oxfordian-ului. Această specie a fost descrisă de Pop & Bucur (2001), din depozite kimeridgian-titoniene din Carpații Meridionali. Prezența algei *Clypeina sulcata* indică o vârstă jurasic superioară (Granier & Deloffre, 1993; Bassoulet, 1997b; Bucur, 1999).

În depozitele beriasian – valangian – hauteriviene a fost descoperită o asociație care constă din foraminiferele: *Haplophragmoides joukowskyi* (Charollais, Broennimann & Zaninetti), *Andersenolina cherchiai* (Arnaud-Vanneau, Boisseau & Darsac), *Montsalevia salevensis* (Charollais, Broennimann & Zaninetti), *Bramkampella arabica* Redmond, *Vercorsella camposaurii* (Sartoni & Crescenti), *Mohlerina basiliensis* (Mohler), *Mayncina* sp., și din algele: *Clypeina parasolkani* Farinacci & Radoičić, *Clypeina* sp., *Salpingoporella circassa* (Farinacci & Radoičić), *Salpingoporella annulata* Carozzi, and *Macroporella praturloni* Dragastan.

Dintre foraminiferele cu semnificație biostratigrafică menționăm pe *Haplophragmoides joukowskyi*, descris prima dată din depozite atribuite Valanginianului (Charollais et al., 1966) și regăsit în depozite beriasian-valanginiene de către Darsac (1983), Bucur et al. (1995), Ivanova (2000). Această specie a fost semnalată și în calcare atribuite Hauterivianului (Bucur, 1988, Altiner, 1991). *Bramkampella arabica* a fost descris de către Redmond (1964) din depozitele cretacice inferioare sau jurasic superioare din Arabia Saudită. Banner & Whittaker (1991) i-au revizuit distribuția sugerând că aceasta ar fi o specie index pentru Beriasian superior – Valanginian inferior. Această specie a fost identificată de Clark & Boudagher-Fadel (2001) în cadrul depozitelor beriasiene din Libanul central. *Andersenolina cherchiai* este de asemenea o specie frecvent identificată în depozite beriasian – valanginiene (Arnaud-Vanneau, 1980; Neagu, 1994; Bucur et al., 1995; Mancinelli & Coccia, 1999; Pop & Bucur, 2001). Velić (2007) a considerat *M. salevensis* și *V.*

camposaurii fosile index pentru Valanginian în cadrul platformei carbonatice Adriatice.

Speciile de alge *Salpingoporella circassa* împreună cu *Clypeina parasolkani* au fost descrise pentru prima dată din depozitele berriasiene din vestul Turciei (Farinacci & Radoičić, 1991), regăsite apoi de Bucur et al. (1995) în depozitele berriasian-valanginiene din estul Serbiei. În timp ce Bucur et al. (2000) atribuie aceste două specii intervalului Berriasian-Hauterivian. *Macroporella praturloni* este de asemenea o specie caracteristică pentru Berriasian – Valanginianul mediu (Granier & Deloffre, 1993; Bucur, 1994; Bucur, 1999).

Asociația barremian – aptiană constă din următoarele specii de foraminifere: *Paracoskinolina jourdanensis* (Foury & Moullade), *Montseciella arabica* (Henson), *Orbitolinopsis* sp.?, *Paracoskinolina* sp.?, *Paracoskinolina* cf. *maynci* (Chevalier), cf. *Palaeodictyoconus actinostoma* Arnaud-Vanneau & Schroeder, ?*Palorbitolina* sp., *Vercorsella scarsellai* (De Castro), *Everticyclammina hedbergi* (Maync), *Pseudolituonella gavonensis* (Foury), *Debarina hahounerensis* (Fourcade, Roul & Vila), *Neotrocholina friburgensis* Guillaume & Reichel, *Sabaudia minuta* (Hofker), *Pseudocyclammina lituus* Yokoyama, *Nautiloculina broennimanni* Arnaud-Vanneau & Peybernès, *Everticyclammina* sp., *Vercorsella* sp., *Nautiloculina* sp., *Charentia* sp. and *Commaliama* sp. Asociația de alge dasycladale constă din: *Salpingoporella muehlbergii* (Lorenz), *Salpingoporella melite* Radoičić, *Salpingoporella* cf. *cemi* Radoičić, *Salpingoporella* sp., *Clypeina solkani* Conrad & Radoičić, *Clypeina* cf. *solkani* (Conrad & Radoičić), *Suppiluliumaella tuberifera* (Sokać & Nikler), *Milanovicella* sp., *Clypeina* sp., *Pseudoactinoporella fragilis* Conrad, *Similiclypeina conradi* Bucur, *Salpingoporella* cf. *genevensis* (Conrad), *Salpingoporella heraldica* Sokać, *Salpingoporella urladanasi* Conrad & Peybernès, and *Falsolikanella danilovae* (Radoičić).

Asociația de foraminifere este specifică intervalului Barremian – Aptian inferior. Din cadrul acestei asociații se detașează *Paracoskinolina jourdanensis*, descrisă pentru prima dată de Foury & Moullade (1966) din Barremianul inferior (Alpilles, Bouches du Rhône). Această specie a fost regăsită de Masse (1976) în Barremianul inferior, repartiția ei stratigrafică fiind de asemenea considerată ca limitându-se la Barremianul inferior de către Arnaud-Vanneau (1980).

Aceasta este prima dovadă paleontologică certă a prezenței Baremianului inferior în succesiunea acestor calcare (Michetiuc et al., 2008). Orbitolinidele *Paracoskinolina* cf. *maynci* și *Palaeodictyoconus actinostoma* au fost identificate în intervalul cuprins între Baremianul inferior și Apțianul inferior (Masse, 1967; Arnaud-Vanneau, 1980; Bucur, 1997). Velić (2007) le-a identificat în partea bazală a Apțianului inferior. Calvel et al. (2010) a revizuit distribuția orbitolinidelor prin corelare cu biozonele cu amoniți plasând prima apariție a speciei *Paracoskinolina maynci* în Hauterivianul superior iar pe cea a lui *P. actinostoma* în baza Baremianului. De asemenea foraminiferul *Montseciella arabica* este caracteristic pentru intervalul Barremian superior – Aptian inferior bazal (Schroeder & Cherchi, 1979; Correia et al., 1982; Cherchi & Shroeder, 1999).

Asociația de alge calcaroase caracterizează de asemenea intervalul Baremian – Apțian (Granier & Deloffre, 1993; Bucur, 1999).

CAPITOLUL 7

RECONSTITUIREA ȘI EVOLUȚIA PALEOMEDIILOR DEPOZIȚIONALE

Studiul microfaciesal detaliat a permis diferențierea mai multor zone de facies. Într-o secțiune de la marginea platformei către bazin, apar următoarele zone de facies: (1) platforma internă, (2), platforma mediană și (3) platforma externă (Fig. 8). Pentru o mai bună înțelegere a faciesurilor depozitionale au fost utilizate comparații cu mediile depozitionale actuale, cel mai bun echivalent modern al depozitelor jurasic superioare-cretacic inferioare din Munții Vâlcan fiind depozitele peritidale din jurul insulei Andros, Bahamas.

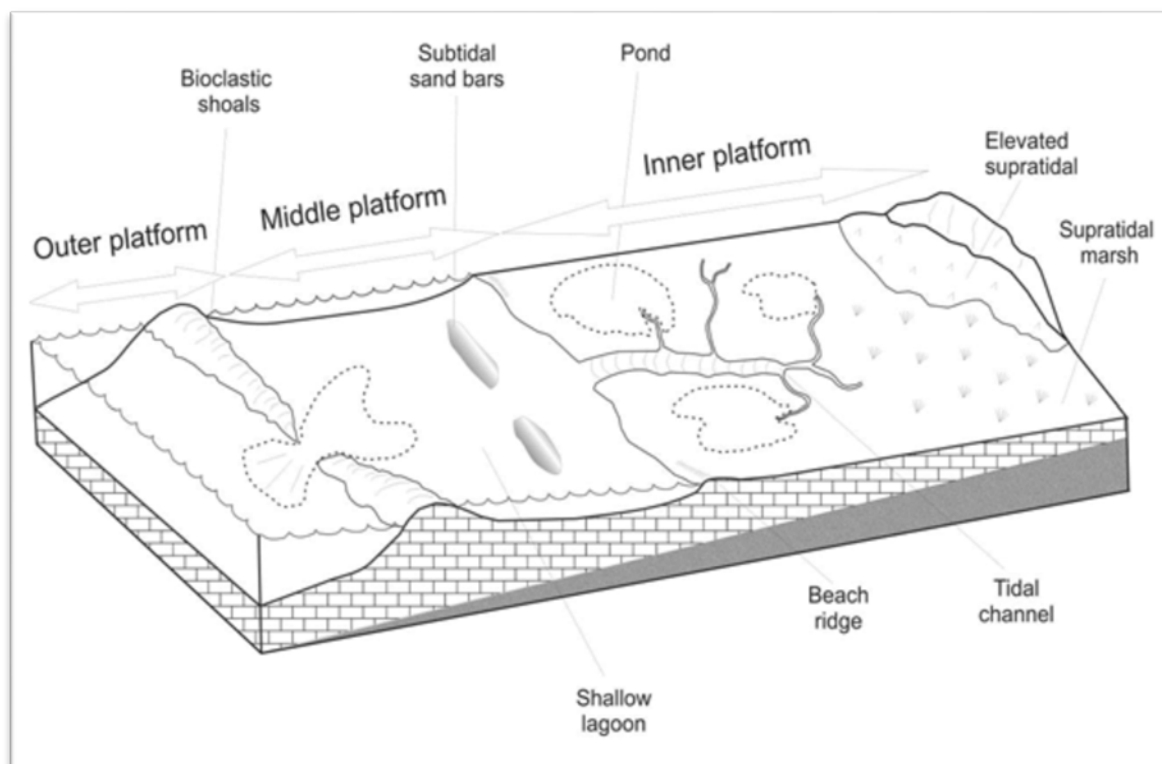


Figura 8. Reconstituirea schematică a paleomediilor platformei carbonatice Vâlcan (din Michetiuc et al., 2012).

7.1 DEPOZITELE PLATFORMEI INTERNE

În majoritatea profilelor studiate depozitele peritidale predomină în partea bazală a acestora (Jurasic superior – Neocomian) deși unele mici intercalații se există de-a lungul întregii secțiuni (Fig. 9). Depozitele supratidale (TMF 1) erau dominate de micrite fine, nefosilifere, reprezentând rezultatul sedimentării în cadrul vastelor mlaștini supratidale protejate. Acestea erau periodic inundate de ape marine în timpul mareelor înalte de primăvară și al furtunilor. Prezența charofitelor în unele dintre aceste depozite supratidale sugerează prezența unor bălți dulcicole.

În majoritatea profilelor nu au fost identificate profile de tip caliche bine dezvoltate însă unele dovezi ale unor expuneri subaerene și pedogeneză au fost identificate. În contrast, depozitele supratidale din partea inferioară a profilului de pe valea Sârbului și valea Bistriței, au grosimi mari, influența marină

este redusă iar procesele pedogenetice sunt mai pronunțate. Astfel de depozite au fost definite de MacNeil & Jones (2006) "depozite palustre deconectate". Prezența locală a acestor depozite sugerează o variație laterală a faciesurilor cauzată probabil de paleo-topografia moștenită sau de subsidența diferențială. Un exemplu actual de astfel de mediu depozițional poate fi regăsit în Florida Everglades, unde climatul și topografia reprezintă cei mai importanți factori de control ai depozitelor marginal marine (Platt & Wright, 1992).

Depozitele supratidale sunt bune indicatoare ale condițiilor climatice, astfel, chiar și în lipsa unor date privind mineralele argiloase, dar bazându-mă pe informațiile sedimentologice sau pe produsele diagenzei timpurii (ex. lipsa evaporitelor, caracteristicile paleosolurilor, inputul de apă meteorică) existența unui climat umed sau sub-umed poate fi presupusă.

Așa cum am mai menționat anterior, recunoașterea zonei de facies intertidale și a diferitelor subzone care o alcătuiesc, în depozitele vechi, este destul de dificilă. Pe baza energiei mediului depozițional au fost separate un mediu de energie scăzută și unul de energie ridicată. Primul conține din fabricuri criptalgale bioconstruite asociate cu fabricuri laminar – fenestrale sau fenestrale neregulate. Acestea conțin o faună restrictivă și au fost depuse pe câmpiile tidale dominate de bălți puțin adânci. În mediile intertidale actuale, situate în special în zone cu climat mai umed, bălțile tidale reprezintă o trăsătură foarte comună (Pratt et al. 1992). Identificarea a numeroase coprolite de crustacee și a structurilor de bioturbare și asocierea acestora cu microbialitele sunt de asemenea

Subfaciesul granular (de energie ridicată) conține intraclaste micritice și peloide rotunjite, sugerând remobilizarea unui sediment, litificat timpuriu, de pe câmpiile tidale. Unele dintre ele au reprezentat evenimente de energie ridicată care au afectat câmpiile tidale, în timp ce acelea care conțin structuri fenestrale de tip keystone vugs ar putea reprezenta depozite de plajă care au luat naștere în zona dinspre mare a câmpiilor tidale dominate de acțiunea valurilor. Sortarea bimodală și imbricarea clastelor sunt de asemenea comune în cadrul depozitelor de plajă sau de furtună (Taira & Scholle 1979).

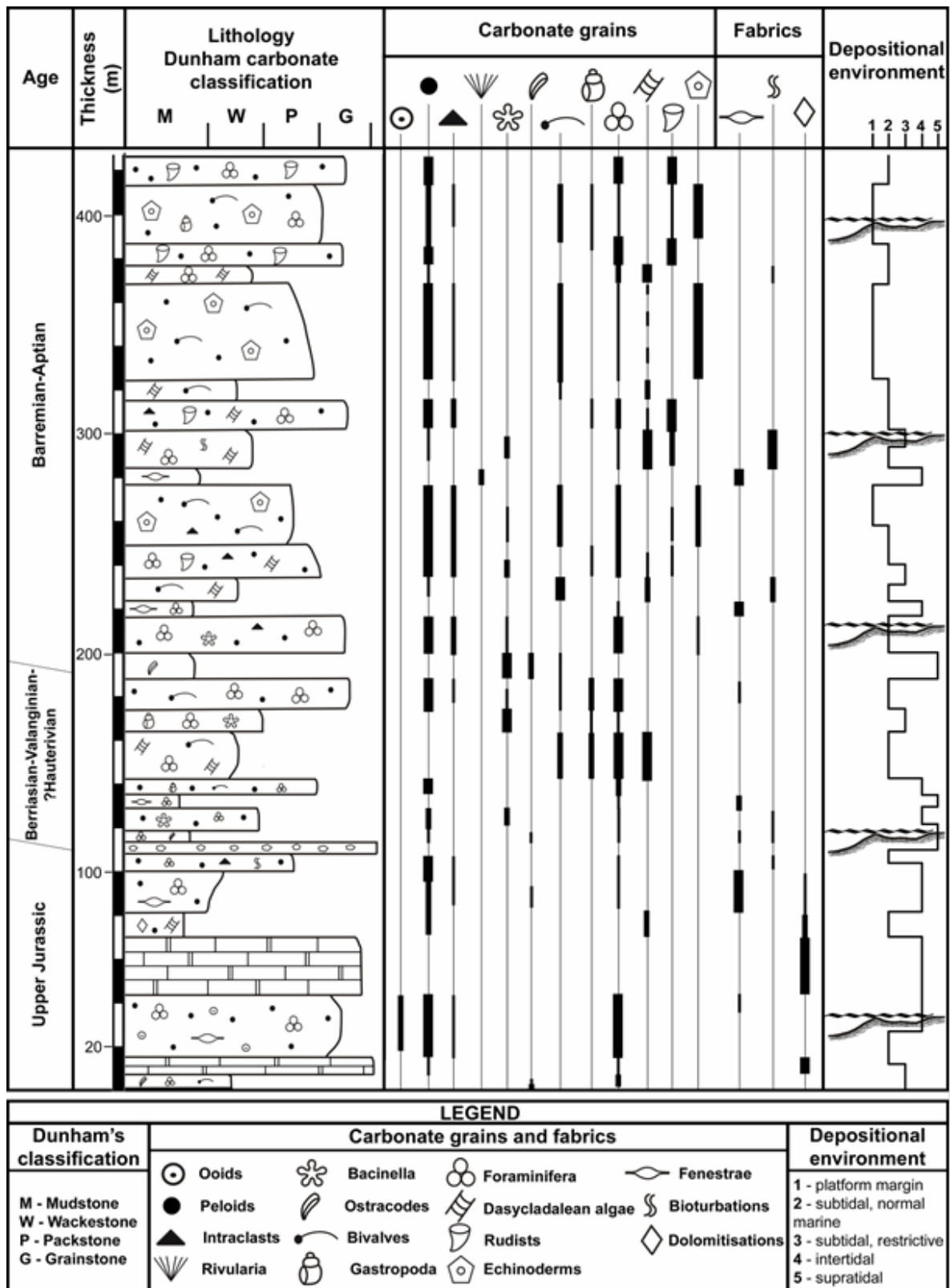


Figura 9. Profilul sintetic al calcarelor Jurasicului superior – Cretacicului inferior din Munții Vâlcan, împreună cu reprezentarea particulelor dominante, a fabricurilor și a mediilor depoziționale.

În profilele studiate depozitele peritidale nu au putut fi individualizate în cicluri cu trenduri clare de tip *shallowing* sau *deepening up*. O posibilă explicație

ar putea fi variabilitatea mare a submediilor depozitionale și migrația laterală a acestora (mozaic de faciesuri; ex. Wilkinson & Drummond 2004; Wright & Burgess 2005) (Michetiuc et al., 2012).

7.2 DEPOZITELE PLATFORMEI MEDIANE

Depozitele de tip packstone și grainstone bine rulate, bogate în peloide, cortoide și intraclaste, conținând cantități diferite de foraminifere bentonice și alge remaniate, reflectă depunerea în condiții de hidrodinamică ridicată. Turbulența moderată este indicată de densitatea de împachetare mare și de gradul ridicat de sortare și rotunjire a particulelor componente (Bauer et al. 2002). Ele reprezintă bare subtidale generate de curenți de fund. În unele cazuri, în special în partea inferioară a profilelor unde se asociază cu depozite intertidale, acestea pot reprezenta umplutura unor canale tidale. Din nefericire, prezența canalelor tidale poate fi doar presupusă deoarece structuri sedimentare precum stratificația încrucișată (heringbone) nu a putut fi identificată, fiind probabil distrusă de bioturbarea intensă.

Depozitele subtidale de energie scăzută domină partea mediană și superioară a profilelor ele fiind depuse în zonele mai mult sau mai puțin protejate ale platformei. Protejarea acestora era asigurată de către bancurile bioclastice de la marginea platformei. Necesitățile ecologice ale faunei și florei (în special foraminifere bentonice și alge) indică un mediu marin puțin adânc. Același paleomediu poate fi dedus și pentru populațiilor de rudiști care au fost comparate de Masse (1976) și Masse et al. (2003) cu asociațiile de *Pinna-Pinctada* care predomină în apele puțin adânci ale golfului Shark Bay din Golful Persic. Astfel de medii marine de apă puțin adâncă erau foarte sensibile la modificările nivelului marin relativ care poate deschide sau izola circulația pe platforma carbonatică.

În cazul acestor depozite din zona platformei mediane s-au putut identifica cicluri sedimentare de tip *shallowing upward*, de ordinul metrilor. Acestea constau din faciesuri de tip wackestone-packstone cu alge și foraminifere mari, reprezentând zona mai adâncă și cu energie mai scăzută. Ele sunt urmate de packstone-grainstone cu foraminifere mici, asociate cu rudiști, reprezentând un mediu mai puțin adânc și cu energie mai mare. Lipsa micritizărilor, perforărilor și

incrustărilor de pe suprafața scheletelor de rudiști, sugerează rate de sedimentare ridicate. În zona mediană a secțiunilor geologice de pe văile Cireșului, Albului și Pârgavului (Bareman inferior) aceste cicluri sunt compuse predominant din fragmente de rudiști și microorganisme incrustante. Și acestea au o tendință de tip *shallowing up* de la medii mai adânci cu energie scăzută la medii mai puțin adânci cu hidrodinamică mai ridicată. Prezența oncoidelor, bioturbarea intensă, perforările și micritizările indică rate de sedimentare mai scăzute. Fragmentarea rudiștilor a fost probabil rezultatul unei bioeroziuni intense care a avut loc *in-situ* (Gili 1992; Gili et al. 1995) sau a unor remanieri în timpul unor perioade cu energie ridicată.

Aceste cicluri sunt acoperite uneori de depozite intertidale subțiri de tip wackestone sau mudstone fenestrat. Diagenza meteorică (dizolvări pervazive care au afectat particulele și liantul, recristalizări, silt vados) care a afectat faciesurile cu rudiști și pe cele cu rudiști și microincrustante sugerează expunerea subaeriană a acestor depozite.

În mediile peritidale astfel de secvențe de tip *shallowing up* pot să ia naștere datorită proceselor alociclice sau autociclice (Strasser, 1991). Procesele autociclice pot lua naștere prin progradarea sau migrarea sistemelor sedimentare (ex. Ginsburg 1971, Pratt & James 1986, Strasser 1991) fără să fie legate de o scădere a nivelului marin. Mecanismele alociclice sunt independente de procesele depoziționale fiind legate de fluctuațiile nivelului eustatic de diferite ordine fluctuations (ex. Vail et al. 1991, McLean & Mountjoy 1994, Strasser et al. 1999). În cazul de față, condițiile de aflorare și efectele tectogenezei senoniene, au făcut imposibilă o corelare între diferitele profile studiate, fiind dificil de stabilit care dintre cele două mecanisme (sau o combinație între cele două) a fost implicat (Michetiuc et al., 2012). Totuși, în cazul unora dintre aceste cicluri, diagenza vadoasă se suprapune direct peste faciesurile subtidale, sugerând faptul că procesele alociclice au jucat un rol important în formarea acestor secvențe (Strasser 1991, Strasser & Hillgärtner 1998, Burgess 2006).

7.3 DEPOZITELE PLATFORMEI EXTERNE

Grosimea mare a acestor depozite, predominanța fragmentelor de echinide alături de alte organisme stenohaline și caracteristicile diagenetice timpurii sugerează existența bancurilor bioclastice situate la marginea platformei. Aceste bancuri reprezentau probabil principala cauză a restricționării platformei, separând platforma mediană de oceanul deschis. Cel mai apropiat exemplu actual îl reprezintă bancurile marginale din Great Bahama Bank (Rankey & Reeder 2011). Chiar dacă aceste faciesuri au fost întâlnite doar în baremian, existența unei bariere de energie ridicată la marginea platformei înainte de această perioadă poate fi presupusă datorită predominanței condițiilor restrictive. De asemenea, într-un profil situat la vest de zona studiată (Nadanova, podișul Mehedinți), aparținând aceleleași formațiuni calcaroase, am întâlnit o barieră recifală de vârstă Tithonian – Beriasian alcătuită din boundstone-uri coraligen-microbiale (Michetiuc et al., 2010).

Și în partea superioară a profilelor studiate am putut observa cicluri sedimentare de tip *shallowing upward* constituite din bancuri bioclastice de energie ridicată care sunt acoperite de depozite lagunare. Grosimea mare a faciesurilor granulare de energie ridicată, depuse într-un mediu marin deschis, și retrogradarea abruptă a faciesurilor (migrarea bruscă a marginii platformei către interiorul acesteia) în partea superioară a profilelor implică o creștere rapidă a spațiului de acomodare. Aceasta poate fi pusă pe seama unei perioade de inundare maximă pe curba evoluției nivelului marin relativ pe termen lung. (Strasser & Hillgartner, 1998). Existența ciclurilor de tip *shallowing upward* indică faptul că rata de sedimentare a ținut pasul cu rata de creare a spațiului de acomodare (Michetiuc et al., 2012).

CAPITOLUL 8

CONCLUZII

Depozitele carbonatice din Munții Vâlcan au fost analizate din punct de vedere sedimentologic și biostratigrafic. Au fost definite tipuri de microfaciesuri, asociații micropaleontologice și distribuția lor verticală.

În cadrul acestor depozite au fost identificate mai multe tipuri de microfaciesuri pe baza componentelor biotici sau non-biotici, a structurilor și texturilor sedimentare, și a caracteristicilor diagenetice timpurii cu semnificație în definirea paleomediilor depoziționale. Aceste depozite sunt caracteristice pentru o platformă carbonatică puțin adâncă ce poate fi subdivizată în: platformă internă, mediană și externă.

Depozitele platformei interne sunt reprezentate de faciesurile câmpiilor tidale, a căror dezvoltare maximă a avut loc în timpul Jurasicului superior. Sedimentarea pe aceste câmpii tidale a avut loc într-o mare varietate de submedii depoziționale, cu energie scăzută sau ridicată, reprezentate prin mlaștini supratidale, depozite palustre deconectate, câmpii intertidale, bălți, plaje și posibil canale tidale. Ele reflectă condiții climatice umede sau sub-umede.

Aceste depozite au fost urmate de depozitele platformei mediane care s-au depus preponderent în timpul cretacului timpuriu. Ele au fost de asemenea depuse în condiții hidrodinamice scăzute și ridicate în medii subtidale protejate sau semiprotejate. Rudiștii și foraminiferele bentonice mici au fost principalii generatori de sedimente în timpul acestei perioade.

Depozitele platformei mediane alternează în partea superioară a profilelor cu bancurile bioclastice de energie ridicată și cu depozitele marin deschise asociate acestora.

Sucesiunea pe verticală a acestor depozite reflectă schimbări ciclice ale adâncimii apei. Ele sunt mai vizibile în cadrul succesiunilor aparținând platformei mediane sau externe unde sunt aranjate în cicluri de tip *shallowing up*. Aceste cicluri sunt suprapuse peste o tendință generală transgresivă, dovedită de predominanța depozitelor platformei interne în timpul Jurasicului

superior, și de tranziția către faciesurile platformei mediane și superioare în Cretacicul inferior. Tendința transgresivă pe termen lung poate fi legată de ciclurile tectono-eustatice de ordinul doi (Vail et al., 1991), iar ciclurile cu frecvență mare ce se suprapun peste această tendință pot fi rezultatul oscilațiilor de amplitudine mai mică ale nivelului marin.

În urma studiului micropaleontologic al acestor depozite au fost aduse noi argumente biostratigrafice care completează și îmbunătățesc puținele date disponibile până în prezent. Trei asociații de alge și foraminifere au fost identificate. Prima asociație caracterizează Jurassicul superior, a doua indică vârsta Berasian – Valanginian (posibil și Hauterivian), în timp ce a treia indică Baramianul și posibil Aptianul inferior-bazal. Asociația micropaleontologică identificată poate fi utilizată pentru comparații cu alte zone din arealul tetysian care conțin depozite jurasic superioare – cretacic inferioare (Jaffrezo 1980; Soták & Mišík 1993; Bassoulet 1997a).

Bibliografie selectiva:

Arnaud-Vanneau A. 1980: Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys: l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). Géologie Alpine, Mémoire 11, 874 p.

Balintoni I. 1997: Geotectonica terenurilor metamorfice din România. Editura Carpatica, Cluj-Napoca, 176 p.

Balintoni I., Berza T., Hann H.P., Iancu V., Krautner H. G. & Udubașa A. 1989: Precambrian metamorphics in the South Carpathians. Guide to excursion Institute of Geology, Geophysics, 1-83, București.

Bassoulet J.-P. 1997a: Foraminifères–Les Grands Foraminifères. In: Groupe Français d'Étude du Jurassique, Cariou E. & Hantzpergue P. (Eds.): Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Bulletin du Centre de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine 17, 293-304.

Berza T., Balintoni I., Iancu V., Seghedi A. & Hann H.P. 1994: South Carpathians. *Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology* 75, 2, 37-50.

Bucur I.I. 1997: Formațiunile mezozoice din zona Reșița-Moldova-Nouă, Ed. Presa Universitară Clujeană, Cluj, România, 214 p.

Bucur I.I. 1999: Stratigraphic significance of some skeletal calcareous algae (Dasycladales, Caulerpales) of the Phanerozoic. In: *Depositional Episodes and Bioevents* (Farinacci A., Lord A.R., Eds.). *Palaeopelagos*, Special Publication 2, 53-104.

Bucur I.I., Conrad M.A. & Radoičić R. 1995: Foraminifers and calcareous algae from the Valanginian limestones in the Jerma River Canyon, Eastern Serbia. *Revue de Paléobiologie* 14, 2, 349-377.

Bucur I.I. & Sasaran E. 2005: Relationship between algae and environment : an Early Cretaceous case study, Trascău Mountains, Romania. *Facies*, 51 : 274-286.

Cuvillier J., Foury G. & Pignatti Morano, A. 1968: Foraminifères nouveaux du Jurassique supérieur du Val Cellina (Frioul occidental, Italie). *Geologica Romana* 7, 141-156.

Demicco R.V. & Hardie L.A. 1994: Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits: *SEPM, Atlas Series* 1, 265 p.

Dupraz C. & Strasser A. 1999: Microbialites and micro-encrusters in shallow coral bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies* 40, 101-130.

Enos P. 1983: Shelf. In: Scholle A.P., Bebour D.G. & Moore C.H. (eds.): *Carbonate depositional environments*. *AAPG Memoir* 33, 267-296.

Esteban M. & Klappa F.C. 1983: Subaerial exposure. In: Scholle A.P., Bebour D.G. & Moore C.H. (eds.): *Carbonate depositional environments*. *AAPG Memoir* 33, 1-54.

Flügel E. 2004: *Microfacies of Carbonate Rocks— Analysis, Interpretation and Application*, Springer-Verlag, Heidelberg, Germany, 976 p.

Gili E. 1992: Palaeoecological significance of rudist constructions: a case study from Les Collades de Basturs (Upper Cretaceous, South-Central Pyrenees). *Geologica Romana* 28, 319-325.

Gili E., Masse J.-P. & Skelton P.W. 1995: Rudists as gregarious sediment-dwellers, not reef-builders, on Cretaceous carbonate platforms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 118, 245-267.

Ginsburg R.N. 1975: Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts. Springer-Verlag, 428 p.

Granier B. & Deloffre R. 1993: Inventaire critique des algues dasycladales fossiles II^o partie – Les algues dasycladales du Jurassique et du Cretace. *Revue de Paléobiologie* 12, 1, 19-65.

James N.P. & Choquette P.W. 1984: Diagenesis 9. Limestones – The meteoric diagenetic environment. *Geoscience Canada* 11, 161-194.

Klappa C.F. 1980: Rizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology* 25, 489-522.

Masse J.-P. 1976: Les calcaires urgoniens de Provence. Valanginien-Aptien inférieur. Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. Thèse Doct., 445 p., 124 figs., 11 tabl., 60 pls., Marseille.

Masse J.-P. 1979: Lower Cretaceous rudists (Hippuriatacea). Paleoecologic approach. *Geóbios, Mémoire, Spécial* 3, 277-287.

Masse J.-P. & Philip J. 1981: Cretaceous coral-rudist buildups of France. *SEPM, Special Publication* 30, 399-426.

Michetiuc M., Catincuț C. & Bucur I.I. 2008: Microfacies and microfossils of the Lower Cretaceous limestones from the southern part of Vâlcan Mountains. *Acta Palaeontologica Romaniaae* 6, 217-227.

Neagu T. 1994: Early Cretaceous Trocholina group and some related genera from Romania. Part I. *Revista Española de Micropaleontología* 26, 3, 117-143.

Pittet B., Van Buchem F.S.B., Hillgärtner H., Razin P., Grötsch J. and Droste H. 2002: Ecological succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian-Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology* 49, 3, 555-581.

Pop G. 1973: Depozitele mezozoice din Munții Vâlcan. Editura Academica, București, 155 p.

Pop G. & Bucur I.I. 2001: Upper Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary formations from the Vâlcan mountains (south Carpathians). *Studia Universitas Babeș-Bolyai, Geologia* 46, 2, 77-94.

Shinn E.A. 1983: Tidal flats. In: Scholle P. A., Bedout D. G., & Moore C. H. (Eds.): Carbonate Depositional Environments. AAPG Memoirs 33, 171-210.

Shinn E.A. 1986: Modern carbonate tidal flats: their diagnostic features. In: Hardie L.A. & Shinn E.A. (Eds.): Carbonate Depositional Environments: modern and ancient. Part 3: Tidal flats, 7-35.

Shinn E.A. & Robbin D.M. 1983: Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestone. *Journal of Sedimentary Petrology* 53, 2, 595-618.

Shinn E.A. & Lidz H.B. 1988: Blackened limestone pebbles: fire at subaerial unconformities. In: James N.P. & Choquette P.W. (eds.): *Paleokarst*. Springer, 117-131.

Strasser A. 1984: Black-pebble occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas, and Tunisia). *Journal of sedimentary Petrology* 54, 4, 1097-1109.

Tucker E. & Wright V.P. 1990: *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, 482 p.

Wilson J. L. 1975: *Carbonate Facies in Geologic History*, Springer-Verlag, 471 p.

Wright V.P. & Tucker E. 1991: *Calcretes*. International Association of Sedimentologist, Reprint series 2, 352 p..