Osnovne litološke, biostratigrafske i geokemijske karakteristike permo-trijaske granice na području Kine i Mađarske

Belas, Nina

Master's thesis / Diplomski rad

2017

Degree Grantor / Ustanova koja je dodijelila akademski / stručni stupanj: **University of Zagreb, Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering / Sveučilište u Zagrebu, Rudarsko-geološko-naftni fakultet**

Permanent link / Trajna poveznica: https://urn.nsk.hr/urn:nbn:hr:169:232691

Rights / Prava: In copyright / Zaštićeno autorskim pravom.

Download date / Datum preuzimanja: **2024-03-29**



Repository / Repozitorij:

Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering Repository, University of Zagreb







SVEUČILIŠTE U ZAGREBU
RUDARSKO-GEOLOŠKO-NAFTNI FAKULTET
Diplomski studij geologije

OSNOVNE LITOLOŠKE, BIOSTRATIGRAFSKE I GEOKEMIJSKE KARAKTERISTIKE PERMO – TRIJASKE GRANICE NA PODRUČJU KINE I MAĐARSKE

Diplomski rad

Nina Belas
G 218

Zagreb, 2017.

Zahvaljujem...

... mentorici prof. dr. sc. Dunji Aljinović na ukazanom povjerenju, pomoći i strpljenju prilikom izrade ovog rada

... roditeljima i sestri bez kojih ovo stogodišnje studiranje ne bi bilo moguće

... svojim jarankama bez kojih bi studiranje bilo nezamislivo, ali vjerojatno kraće

I came.

I saw.

I made it awkward.

Sveučilište u Zagrebu
Rudarsko–geološko–naftni fakultet

Diplomski rad

OSNOVNE LITOLOŠKE, BIOSTRATIGRAFSKE I GEOKEMIJSKE KARAKTERISTIKE PERMO – TRIJASKE GRANICE NA PODRUČJU KINE I MAĐARSKE

NINA BELAS

Diplomski rad izrađen: Sveučilište u Zagrebu
Rudarsko–geološko–naftni fakultet
Zavod za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine
Pierottijeva 6, 10000 Zagreb

Sažetak

U radu su prikazane litološke, biostratigrafske i geokemijske karakteristike naslaga permo–trijaske granice (PTB) na području Kine (Meishan) i Mađarske (Bálvány–North). Podaci o ovoj granici iz literature uspoređeni su s podacima dobivenim vlastitom mikropetrološkom analizom uzorka Meishan 27. Lokalitet Meishan predstavlja GSSP za PT granicu koja je pozicionirana unutar sloja 27 u čijem sastavu dominira mikrit s malim udjelom bioklasta. Karbonatna komponenta zastupljena je kalcitom (perm) i dolomitom (trijas). U vlastitim analiziranim uzorcima utvrđena je prisutnost: 1) karbonatnog mulja, 2) bioklasta, 3) siliciklasta, 4) pirita, 5) biogenih tragova i 6) *hardground* površina; slično u literaturi opisanom sloju 27. Analizirani uzorci (trijas) razlikuju se od opisanog sloja 27 po dominaciji kalcita uz vrlo mali udio dolomita. Siliciklasti su zastupljeni ušiljenim zrnima kvarca čiji oblik moguće ukazuje na utjecaj vulkanizma. Lokalitet Bálvány–North predstavlja kontinuirani slijed prijelaznih naslaga smješten na području planine Bükk koje je predstavljalo dio zapadnog ruba Tethysa. U preparatima su prepoznate karakteristike: 1) stromatolitne sedimentacije – izmjena tamnih (mikritnih) i svijetlih lamina (sitni kristali kalcita i dolomita) i 2) mikrostrukture – niti, nakupine sitnih okruglih tvorbi te peloidi. Među profilima Meishan i Bálvány–North su utvrđene litološke razlike koje su posljedica taloženja u različitim okolišima. Meishan slijed odražava karakteristike taloženja na karbonatnoj padini. Među konodontnim vrstama dominiraju pelagički gondolellolidi, a mikropetrografski su identificirane kalcisfere koje ukazuju na taloženje u dubljem moru. Bálvány–North slijed odražava taloženje na središnjem dijelu karbonatne rampe. Unutar naslaga dominira konodontni rod *Hindeodus* dok gondolelloidi nisu pronađeni. U oba slijeda PT granica je određena prvom pojavom vrste *Hindeodus parvus* kako je propisano kriterijima. Uz samu PT granicu, zabilježen je pomak $\delta^{13}C_{carb}$ prema negativnim vrijednostima, na oba slijeda, stoga i ovaj kriterij može biti važan za odredbu PT granice.

Ključne riječi: Bálvány–North, Kina, Mađarska, Meishan, mikropetrografska analiza, PT granica

Diplomski rad sadrži: 62 stranice, 30 slika i 21 referencu.

Jezik izvornika: hrvatski

Diplomski rad pohranjen: Knjižnica Rudarsko–geološko–naftnog fakulteta

Voditelj: Prof. dr. sc. Dunja Aljinović

Ocjenjivači: Prof. dr. sc. Dunja Aljinović
Doc. dr. sc. Uroš Barudžija
Doc. dr. sc. Ana Maričić

Datum obrane: 23. veljače 2017.

University of Zagreb
Faculty of Mining, Geology
and Petroleum Engineering

Master's Thesis

LITHOLOGICAL, BIOSTRATIGRAPHIC AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE PERMIAN – TRIASSIC BOUNDARY IN CHINA AND HUNGARY

NINA BELAS

Thesis completed at: University of Zagreb
Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering
Institute of Mineralogy, Petrology and Mineral Deposits
Pierottijeva 6, 10 000 Zagreb

Abstract

Detailed lithological, biostratigraphic and geochemical characteristics of the PTB deposits in China (Meishan) and Hungary (Bálvány–North) are presented in this thesis. Available literature data was compared with data obtained by the micropetrological analysis of the thin sections and polished slab. Meishan section represents the GSSP for the PTB which is positioned within the bed 27, composed of micrite with a small amount of bioclastic component. The carbonate component is represented by calcite (Permian) and dolomite (Triassic). The analysis of the samples Meishan 27 presented by this work revealed the presence of: 1) carbonate mud, 2) bioclastic component, 3) siliciclastic component, 4) pyrite, 5) trace fossils and 6) *hardground* surfaces; similarly to the description of bed 27 found in literature. Analyzed samples (Triassic) differ from those described in bed 27 by the domination of calcite with small amount of dolomite. Siliciclastic component is represented by quartz grains whose form indicates the impact of volcanism. Bálvány-North section represents a continuous PTB section in the Bükk mountains, on the margin of the western Tethys. The characteristics recognized in the thin sections are: 1) stromatolite sedimentation – alterations of dark (micritic) and light laminae (calcite and dolomite) and 2) micritic elements – prostrate threads, sphere clusters and peloids. Lithological differences between the Meishan and the Bálvány-North sections stem from different depositional environments. The Meishan section reflects the characteristics of deposition on the carbonate slope. Pelagic gondolellolidi and calcispheres indicate the deposition in the deep sea environment. The Bálvány-North section reflects the characteristics of deposition in the carbonate mid-ramp environment. Conodont genus *Hindeodus* occurs while pelagic forms were not found. In both sections PTB is determined by the first appearance datum of the *Hindeodus parvus* as prescribed criteria for defining the PTB. There was a negative carbon isotope excursion along the PTB in both sections, therefore this criterion could be important for the provision of PTB.

Keywords: Bálvány–North, China, Hungary, Meishan, micropetrographic analysis, PT boundary

Thesis contains: 62 pages, 30 figures and 21 references.

Original in: Croatian

Thesis deposited at: The Library of Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering

Supervisor: Full Professor Dunja Aljinović, PhD

Reviewers: Full Professor Dunja Aljinović, PhD
Assistant Professor Uroš Barudžija, PhD
Assistant Professor Ana Maričić, PhD

Date of defense: February 23, 2017

SADRŽAJ:

1. UVOD 1

2. TEKTONSKI SKLOP SLIJEDA NASLAGA MEISHAN (KINA) I BÁLVÁNY–NORTH (MAĐARSKA) 3

2.1. Tektonski sklop slijeda naslaga Meishan 3

2.2. Tektonski sklop slijeda naslaga Bálvány–North 4

3. METODE 6

4. KARAKTERISTIKE PERMO-TRIJASKOG PRIJELAZNOG INTERVALA NA PROFILU MEISHAN (KINA) 7

4.1. Sedimentološke i mikrofacijesne karakteristike prijelaznih slojeva PT intervala u profilu Meishan 7

4.2. Analiza postanka i razvoja sedimentacijskog okoliša 17

4.3. Biostratigrafija utvrđena u slijedu Meishan 20

4.4. Geokemijske karakteristike utvrđene u slijedu Meishan 23

5. VLASTITA OPAŽANJA PRI ANALIZI SLOJA 27 (MEISHAN, KINA) 26

6. KARAKTERISTIKE PERMO-TRIJASKOG PRIJELAZNOG INTERVALA NA PROFILU BÁLVÁNY–NORTH (MAĐARSKA) 43

6.1. Litološke karakteristike Bálvány–North slijeda naslaga 44

6.1.1. Stromatoliti 47

6.2. Interpretacija taložnog okoliša na profilu Bálvány–North 49

6.3. Biostratigrafske karakteristike Bálvány–North slijeda naslaga 50

6.4. Geokemijske karakteristike Bálvány–North slijeda naslaga 52

7. VLASTITA OPAŽANJA PRI ANALIZI UZORAKA S PROFILA BÁLVÁNY–NORTH (MAĐARSKA) 54

8. DISKUSIJA I ZAKLJUČAK 58

9. LITERATURA 60

POPIS SLIKA:

Slika 1-1. Karte s geografskim položajima lokaliteta 2
Slika 2-1. Geološka karta Meishan područja 3
Slika 2-2. Shematski prikaz sekvencijske stratigrafije Yangtze regije te paleogeografski smještaj Meishan područja 4
Slika 2-3. Geološka karta planinskog područja Bükk 5
Slika 4-1. Sedimentološke karakteristike sloja 24 8
Slika 4-2. Sedimentološke karakteristike sloja $24e_8$ 9
Slika 4-3. Karakteristike svježeg izdanka sloja 25 te mikrofacijesne karakteristike sloja $24e_8$ 10
Slika 4-4. Sedimentološke karakteristike sloja 26 11
Slika 4-5. Sedimentološke karakteristike sloja 27 14
Slika 4-6. Sedimentološke karakteristike sloja 29 16
Slika 4-7. Rasprostranjenost konodontnih vrsta u Meishan slijedu naslaga 22
Slika 4-8. Prikaz određenih geokemijskih signala zabilježenih na Meishan profilu. 23
Slika 5-1. Uzorak Meishan 27 s podjelom na mikropetrografski analizirane dijelove (MSH–1 do MSH–5). 27
Slika 5-2. Odnos debljina podslojeva Meishan slijeda naslaga i mikropetrografskih preparata 28
Slika 5-3. Madston/mikrit s fosilima (preparat MSH–1). 29
Slika 5-4. Madston/mikrit s fosilima (preparat MSH–2). 31
Slika 5-5. Dendroidna forma i pirit (preparat MSH–2) 32
Slika 5-6. Hardground površina (preparat MSH–3)..... 34
Slika 5-7. Okrugla forma koja predstavlja ihnofosil (preparat MSH–3) 35
Slika 5-8. Madston/mikrit s fosilima (preparat MSH–4) 37
Slika 5-9. Tempestitna lamina/proslojak (preparat MSH–4) 38
Slika 5-10. Vekston/biomikrit (preparat MSH–5). 40
Slika 5-11. Lamina bogata piritom (preparat MSH–5) 41
Slika 6-1. Stratigrafski odnosi formacija na prostoru planine Bükk 43
Slika 6-2. Litološke karakteristike Bálvány–North slijeda naslaga 46
Slika 6-3. Konodontna biostratigrafija Bálvány–North slijeda naslaga 51
Slika 6-4. Geokemijske karakteristike Bálvány–North slijeda naslaga 53

Slika 7-1. Struktura mikrobijalnih niti (preparat T4 microbial)..... 55
Slika 7-2. Mikrobijalna lamina ispresjecana porama (preparat laminiti)..... 56
Slika 7-3. Peloidi i framboidalni piriti u mikrobijalnoj lamini (preparat laminiti)..... 57

1. UVOD

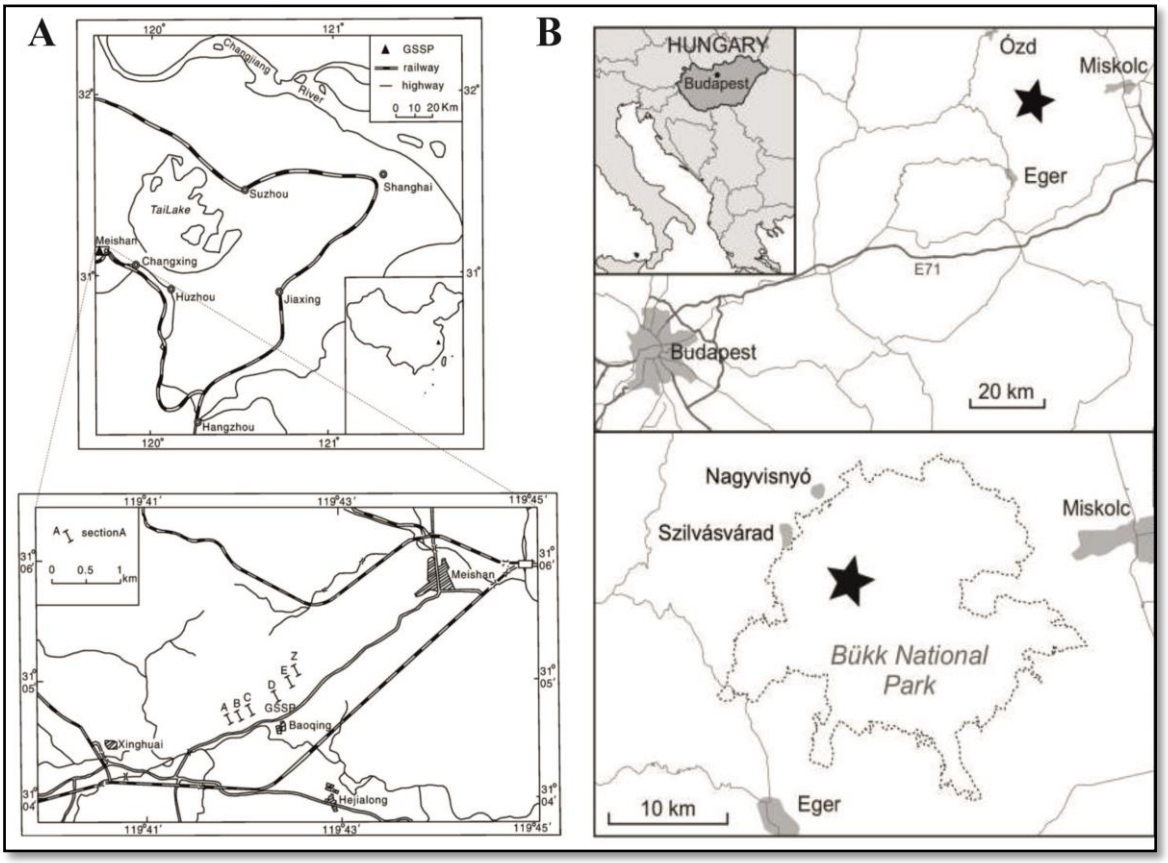
U diplomskom radu uspoređene su litološke karakteristike slijeda naslaga Meishan (Kina) prema postojećim podacima iz literature s karakteristikama uzorka sloja 27 iz istog slijeda te mikropetrografskim preparatima prema vlastitim zapažanjima. Također su prema dostupnim podacima iz literature uspoređene i litološke karakteristike slijeda naslaga Bálvány–North (planina Bükk, Mađarska) s karakteristikama mikropetrografskih preparata. Navedeni uzorak te mikropetrografske preparate ustupila mi je prof.dr.sc. Dunja Aljinović za istraživanje.

Slijed naslaga Meishan proglašen je međunarodno priznatim lokalitetom koji predstavlja tzv. GSSP (engl. *Global Stratotype Section and Point*) za granicu perm – trijas te je zbog svoje važnosti detaljno istraživan s litološkog, biostratigrafskog i geokemijskog aspekta. U opisanom slijedu naslaga prema (Zheng et al., 2013; Cao et al., 2009) postoje brojna interesantna zapažanja, detaljni opisi i interpretacija te je bilo opravdano usporediti postojeća zapažanja s vlastitim uzorkom s istog lokaliteta. Neke osobine koje su prikazali spomenuti autori bilo je moguće prepoznati i na uzorku sloja 27 odnosno u vlastitim istraživanjima dok neke osobine nije bilo moguće uočiti. Ovakav rad predstavlja primjer kako se litološke karakteristike sa svjetski poznatog i važnog lokaliteta analiziraju i opisuju.

Lokalitet Meishan se nalazi u Kini, u naselju Huaikan na području grada Meishan, u provinciji Zhejiang (Slika 1-1). Svi postojeći podaci su dobiveni iz sedam napuštenih kamenoloma, nazvanih A, B, C, F, D, E i Z idući od zapada prema istoku, iz kojih se dobivao građevinski kamen – vapnenac. Kao internacionalna referenca za granicu perm – trijas (paleozoik – mezozoik), Meishan slijed naslaga je paleontološki, sedimentološki i geokemijski detaljno istraživan. Točnije, naslage iz kamenoloma B i C predstavljaju upravo taj stratotip.

Lokalitet Bálvány–North, koji predstavlja kompletni slijed prijelaznih naslaga iz perma u trijas, nalazi se u Mađarskoj (Slika 1-1). Planinsko područje Bükk, unutar kojeg je smješten lokalitet Bálvány–North, nalazilo se na zapadnom rubu Tethysa. Razvijalo se kao rampa upravo kao i područje Dinarida. Unazad nekoliko desetljeća počela su važna paleontološka, stratigrafska, litofacijesna, mineraloška i geokemijska istraživanja prijelaznog intervala koja su dokazala postojanje kompletnog i kontinuiranog slijeda marinskih naslaga koje sadrže veoma značajne makro- i mikrofosile.

U radu su korišteni podaci iz literature (detaljni opisi Meishan slijeda prema Zheng et al., 2013 i Cao et al., 2009 te detaljni opisi Bálvány–North slijeda prema Haas et al., 2007 i Hips & Haas, 2006) i vlastita mikropetrografska istraživanja provedena na Zavodu za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine.

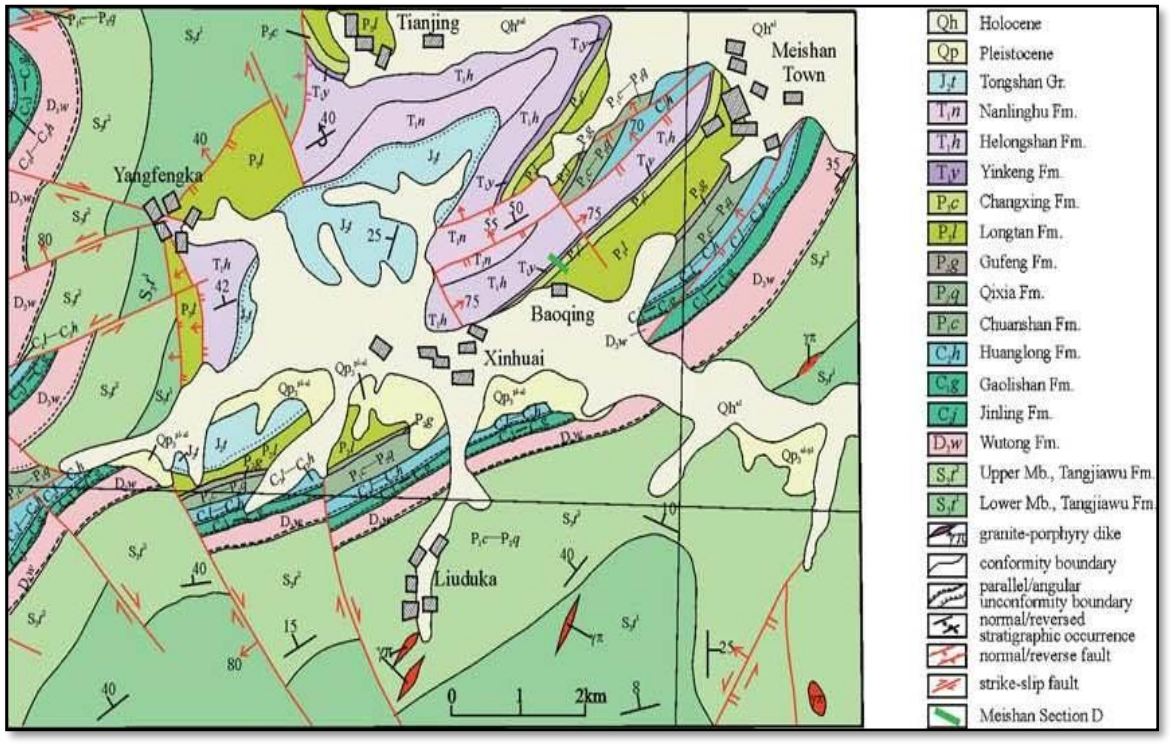


Slika 1-1. Karte s geografskim položajima lokaliteta. (a) profil Meishan; (b) profil Bálvány–North (modificirano prema Jiang et al., 2007 i Forel et al., 2013).

2. TEKTONSKI SKLOP SLIJEDA NASLAGA MEISHAN (KINA) I BÁLVÁNY–NORTH (MAĐARSKA)

2.1. Tektonski sklop slijeda naslaga Meishan

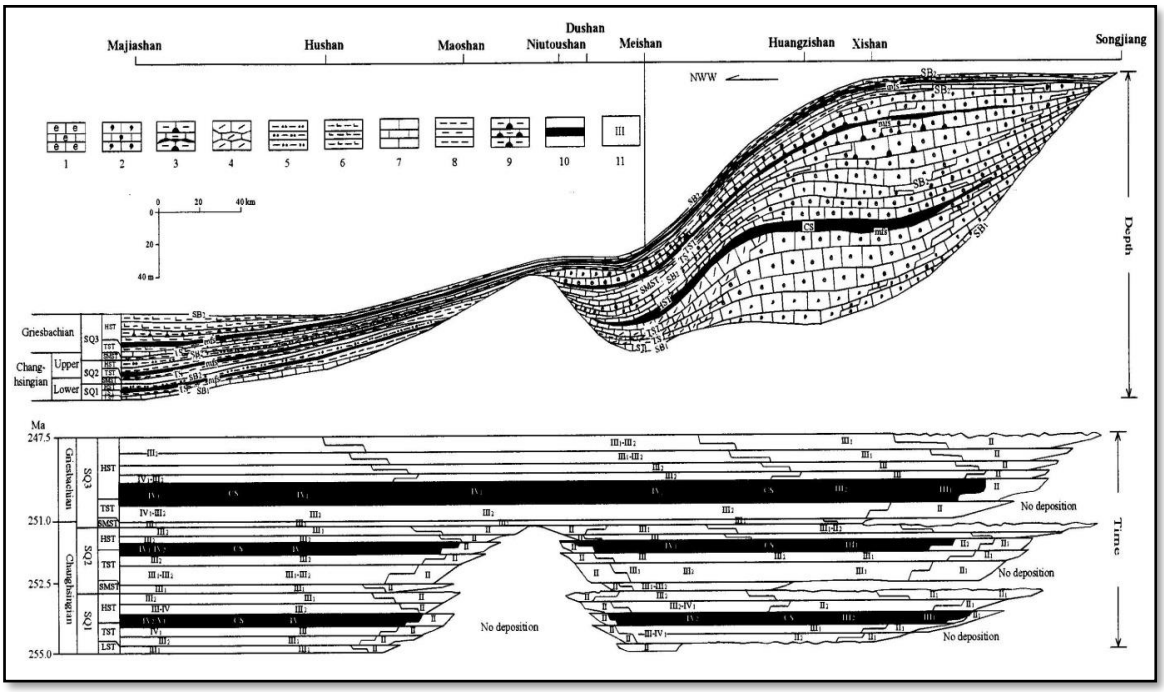
U vidu regionalne tektonike, ističu se serije rasjeda istog smjera pružanja koje su formirane tijekom trijaske Indosinian orogeneze. Na njih naliježu Yanshanian strukture jurske i kredne starosti tvoreći Shizishan sinklinorij u čijem se jugoistočnom krilu nalazi sam lokalitet Meishan (Slika 2-1). Na širem području zastupljene su marinske naslage od silurske do rano trijaske starosti te terestričke naslage jurske do kvartarne starosti (Hongfu et al., 2001).



Slika 2-1. Geološka karta Meishan područja. Profil Meishan označen je zelenom linijom (slika iz Hongfu et al., 2001).

Pomoću paleogeografske karte s prijelaza iz perma u trijas moguće je zaključiti da je dio Yangtze platforme, na kojem se nalazio i Meishan, bio odijeljeni blok u sjeveroistočnom dijelu Tethysa. Blok je izronio sjeverozapadno od područja Songjianga prema Hushanu, na kojima se može pratiti lateralna promjena facijesa od karbonatne platforme do odobalja (Slika 2-2). Isklinjavanje je prekinuto izdizanjem u smjeru

jugozapad – sjeveroistok. Lokalitet Meishan nalazio se na prostoru depresije između navedenog uzdignuća i ostalog dijela karbonatne platforme, pokazujući tako karakteristike prijelaznih facijesa iz platforme u padinu s razmjerno ograničenim taloženjem turbidita tijekom srednjeg čangsingija (kasni perm). Na području Meishana slojevi starosti čangsingij (kasni perm) – grizbahij (rani trijas) uglavnom su predstavljeni karbonatima i šejlovima (Hongfu et al., 2001).

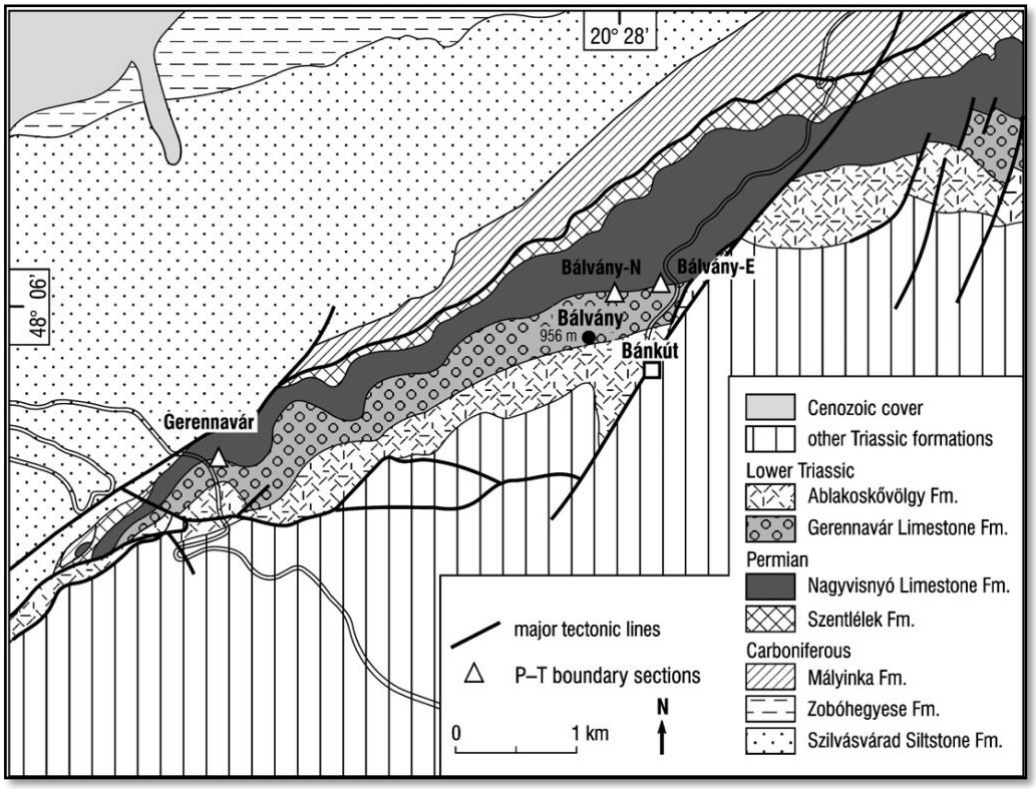


Slika 2-2. Shematski prikaz sekvencijske stratigrafije donje Yangtze regije čangsingij – grizbahij starosti te paleogeografski smještaj Meishan područja (slika iz Hongfu et al, 2001).

2.2. Tektonski sklop slijeda naslaga Bálvány–North

Upravo toliko koliko je slijed Meishan značajan kao GSSP za permo – trijasku granicu, tako su značajni i opisani sljedovi planine Bükk na sjeveru Mađarske pri istraživanju te iste granice u Dinaridima.

Prema paleogeografskim rekonstrukcijama, tijekom kasnog perma područje Bükk bilo je dio zapadnog ruba Tethysa koje se razvijalo kao rampa, upravo kao i područje Dinarida.



Slika 2-3. Geološka karta sjevernog dijela planinskog područja Bükk na kojoj su prikazani važniji profili s razvijenim prijelaznim intervalom perm – trijas (slika iz Haas et al., 2007).

Formacije paleozojske do mezozojske starosti (rani trijas), odnosno potpuni interval prijelaznih naslaga iz perma u trijas, pronađeni su na samo dva lokaliteta na sjevernim padinama Bükka. To su lokaliteti Bálvány–North i Bálvány–East (Slika 2-3). Detaljno su ih opisali Hips & Haas (2006), potom Haas et al. (2007) te su opisi sljedova i mikropetrografske karakteristike preuzeti iz navedenih radova. U diplomskom radu načinjena je usporedba samo s lokalitetom Bálvány–North.

3. METODE

Pri izradi ovog rada korištene su kabinetske i laboratorijske metode istraživanja:

1) Pregled literature
2) Mikropetrografska odredba na nabruscima i izbruscima

Iz dostupnog uzorka s permo – trijaske granice Meishan slijeda izrađen je nabrusak te 5 preparata za mikropetrografsku analizu.

Nabrusak predstavlja poliranu površinu uzorka koja se ručno ispolira pomoću abrazivnog korundovog praha kako bi se postigla ravna i glatka površina. Potom se, nabrusak skenira. Pomoću izrađenog nabruska makroskopski promatramo teksturna svojstva.

S profila Bálvány–North u Mađarskoj bila su mi dostupna 2 mikropetrografska uzorka za analizu s permo – trijaske granice.

Za izradu mikroskopskih preparata potrebno je izrezati pločicu debljine nekoliko centimetara. Pločica se potom reže na manje dijelove koji se brusnim prahom ispoliraju odnosno izravnaju s jedne strane i lijepe na objektno stakalce pomoću kanadskog balzama. Nakon lijepljenja pločice se dodatno tanje, prvo grubim pa finijim brušenjem do debljine od 0,02 – 0,03 milimetra. Zatim slijedi standardni postupak bojanja preparata pomoću kemikalija: alizarin – crveni S i kalijevog fericijanida, prilikom čega dolomit ostaje neobojen dok se kalcit oboji u crveno (Evamy & Sherman, 1962). Ukoliko je u karbonatnim mineralima prisutno željezo sa više od 1 mol% $FeCO_3$ dolomit se boji u plavo, a kalcit u ljubičasto (Tišljar, 1994). Obojeni preparati, pokrivaju se pokrovnim stakalcem. Pomoću izrađenih mikroskopskih preparata promatramo mikropetrografski sastav te mikropetrografska obilježja.

Analiza mikroskopskih preparata napravljena je pomoću polarizacijskog mikroskopa *Leica DMLSP* dok su mikrofotografije napravljene pomoću digitalne kamere *Leica DC100*.

4. KARAKTERISTIKE PERMO-TRIJASKOG PRIJELAZNOG INTERVALA NA PROFILU MEISHAN (KINA)

4.1. Sedimentološke i mikrofacijesne karakteristike prijelaznih slojeva PT intervala u profilu Meishan

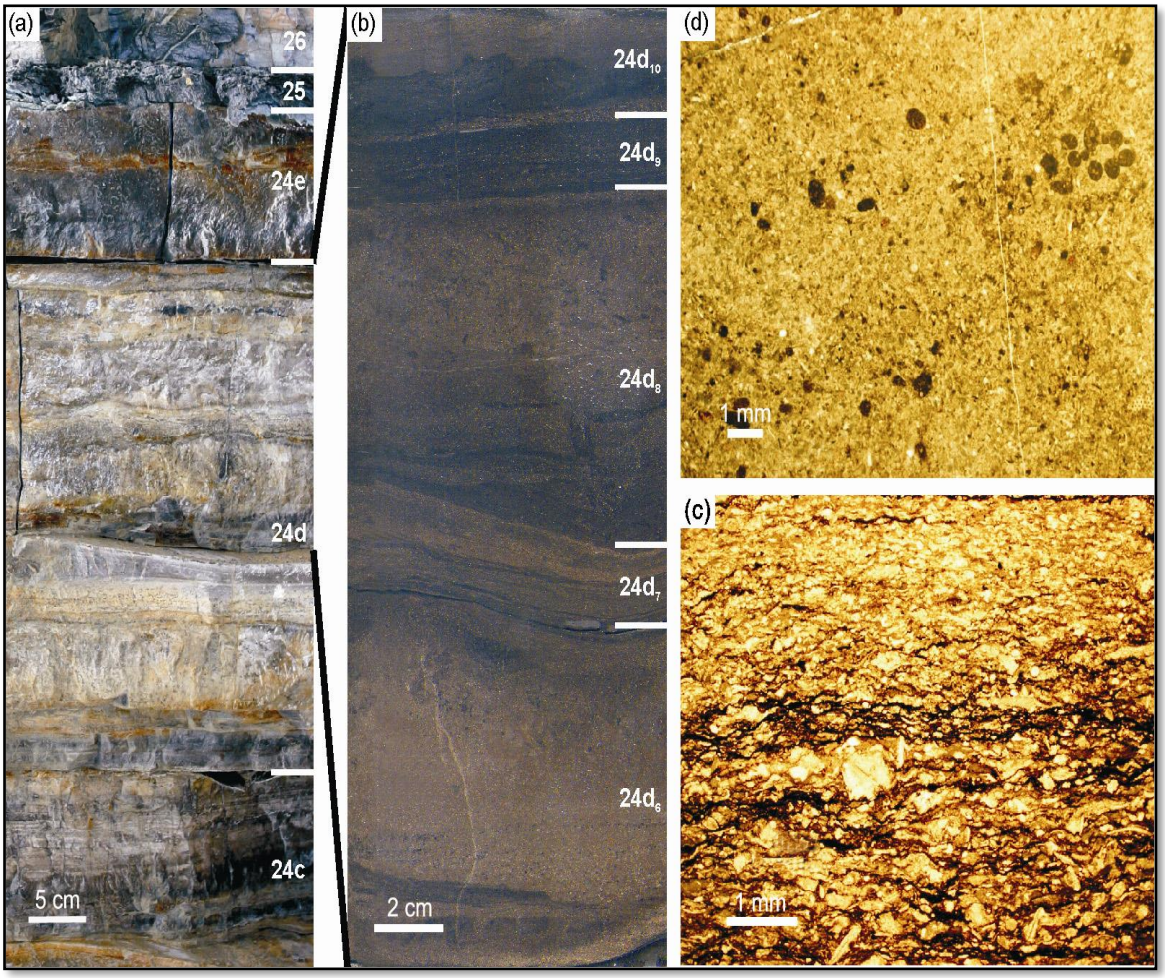
Detaljna facijesna analiza slojeva Meishan slijeda naslaga prikazana je u radu Zheng et al. (2013) te je taj rad poslužio za detaljni prikaz permo – trijaskog intervala. Prema Zheng et al. (2013) determinirani su i jasno opisani tipovi sedimenata i geološki procesi koji su djelovali pri taloženju. Utvrđene su relativne promjene morske razine, periodi anoksije, vulkanske erupcije te razvoj mikrobijalita. Analizirani su uzorci iz kamenoloma B i C. Terenska i laboratorijska odnosno makro- i mikrofacijesna istraživanja napravljena su na ključnom intervalu od krovine Changhsing formacije (sloj 24) do podine Yinkeng formacije (sloj 30) (Slika 4-5a).

Sloj 24, debljine jednog metra, sastoji se od izmjene tanjih slojeva laminiranog pekstona bogatog organskom tvari i homogenog bioklastičnog vekstona. Sloj je podijeljen na intervale odnosno podslojeve od 24a do 24e (Slika 4-1).

Laminirani pekston ima slojeve male debljine (tanji su od 5 centimetara). Mnogobrojne bioklaste, čiji je udio više od 50% u ukupnom sastavu, čine fragmentirane ljušture brahiopoda i ostrakoda te pojedini neidentificirani skeletni fragmenti. Matriks se sastoji od karbonatnog mulja bogatog organskom tvari s malo minerala glina i pirita. Bioturbacija je slaba.

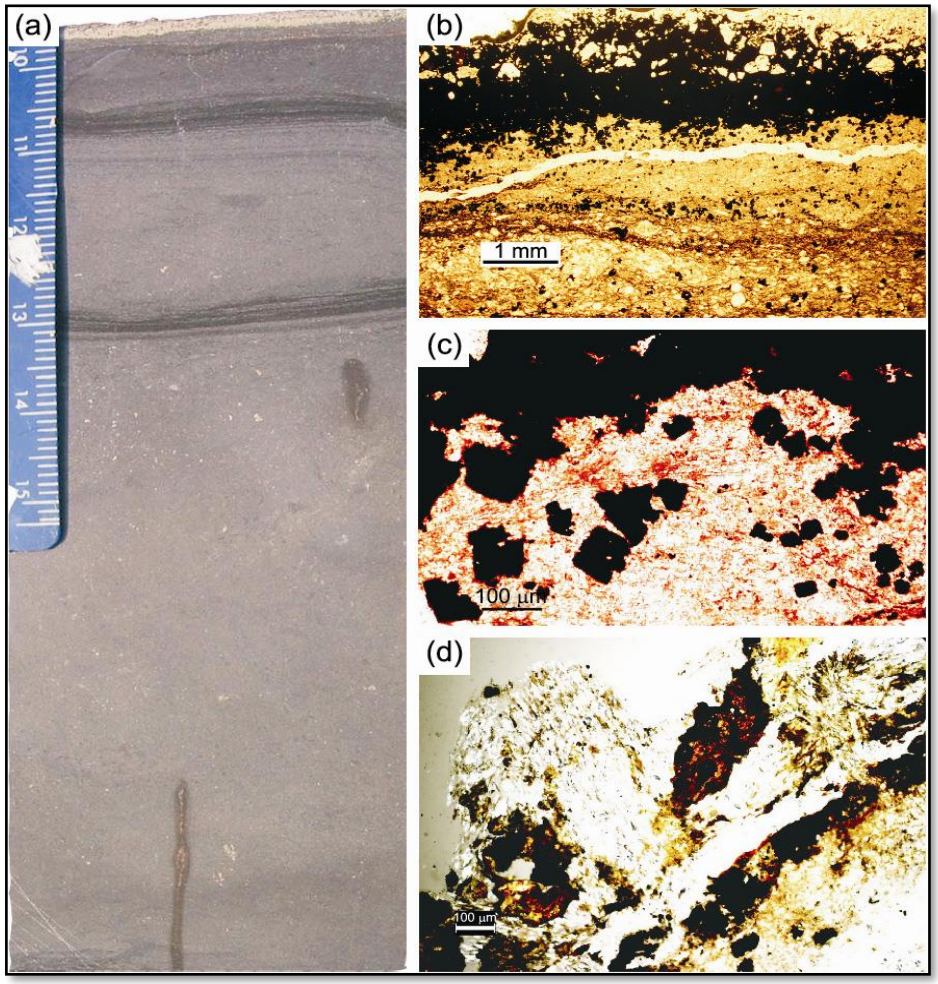
Homogeni vekston ima slojeve izraženije debljine koji često prelaze 5 centimetara i u odnosu na pekston imaju znatno manji udio bioklasta u sastavu, između 25 – 50%. Prevladavaju fosili foraminifera i ostrakoda te fekalni peleti, zabilježen je i manji udio karbonatnih spikula i zelenih algi. Bioturbacija je intenzivna. Također, u vekstonu je zabilježena normalna graduiranost bioklasta, kao i razvoj nekoliko slojeva spikulita u podini i krovini ovog sloja (Zheng et al., 2013).

Prema Cao et al. (2009) krovina sloja 24 stožastog je oblika s vrlo rijetkom bioturbacijom te bi mogla odgovarati i u radu se interpretira kao *hardground* ploha, budući da je u naliježećem sloju zabilježena specifična bioturbacija koja odražava biogene tragove načinjene u čvrstom sedimentu.



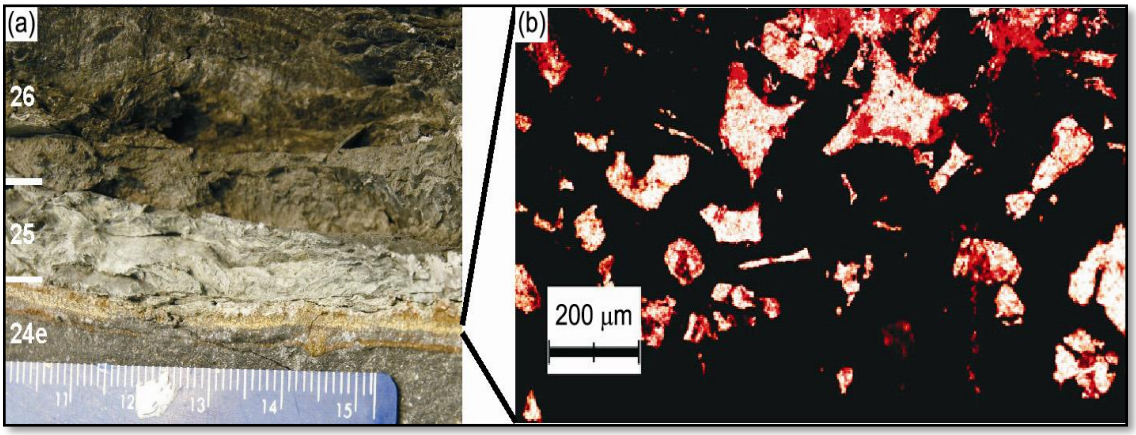
Slika 4-1. Sedimentološke karakteristike sloja 24. (a) izdanak sloja 24; (b) polirana površina sloja 24d pokazuje ciklično taloženje i izmjenu tankih slojeva laminiranog vapnenca i debljih slojeva homogenog vapnenca; (c) mikroskopski preparat prikazuje laminirani bioklastični pekston (sloj 24d$_7$) bogat organskom tvari; (d) mikroskopski preparat prikazuje bioklastični vekston (sloj 24d$_8$) s bušotinama ispunjenim fekalnim peletima (slika iz Zheng et al., 2013).

Sloj 24e$_8$ predstavlja vrlo tanak sloj pirita (Slika 4-2) od svega 0,2 centimetara debljine. Pirit se uglavnom javlja u obliku masivnih agregata veličine kristala od 50 – 100 μm. Gornji dio sloja sadrži veliki udio, 25 – 50%, kristala kvarca i kalcificiranih krhotina vulkanskog stakla. Na trošenim izdancima sloj se uglavnom sastoji od limonita i vlaknatih kristala gipsa te manje pirita (Zheng et al., 2013). Sloj pirita djelomično je raspršen u donjem dijelu naliježećeg sloja gline (Cao et al., 2009).



Slika 4-2. Sedimentološke karakteristike sloja 24e$_8$. (a) polirana površina sloja 24e pokazuje masivnu strukturu nastalu homogenizacijom uslijed intenzivne bioturbacije, a vršni dio predstavlja piritni sloj; (b) mikroskopski preparat svježeg uzorka krovine sloja 24e, gornji dio crne boje je piritni sloj dok providna zrna predstavljaju kalcificirane krhotine vulkanskog stakla i kristale kvarca; (c) mikroskopski preparat svježeg sloja pirita pokazuje euhedralne kubične kristale pirita, a crvena boja predstavlja obojene minerale kalcita (d) mikroskopski preparat trošnog sloja pirita; većina pirita je alterirana u bezbojne minerale gipsa i riđe minerale limonita (slika iz Zheng et al., 2013).

Sloj 25 naziva se još i „podinska glina“ ili „granična glina“ (Slika 4-3) te se sastoji od minerala glina, neuređenih mješanoslojnih minerala tipa montmorilonit – illit te kaolinita u manjoj količini. Također, prisutan je i kvarc. Boja stijene varira ovisno o stupnju trošenosti od sivo–bijele do sive te sivo–žute (Cao et al., 2009). Na trošnim izdancima debljina sloja varira od 2 – 7 centimetara dok je na svježim izdancima znatno manja, oko 2,5 centimetara. U krovini sloja razvijeno je nekoliko tamnih muljnih lamina s oštrim i izraženim granicama (Zheng et al., 2013).



Slika 4-3. Karakteristike svježeg izdanka granične „bijele gline“ (sloj 25) te mikrofacijesne karakteristike gornjeg dijela sloja pirita (sloj 24e$_8$). (a) svježi izdanak glinovitog sloja sivkasto zelene boje; (b) kristali kvarca i kalcificirane krhotine vulkanskog stakla u gornjem dijelu piritnog sloja (slika iz Zheng et al., 2013).

Sloj 26 je taman, debeo 9 – 12 centimetara sloj karbonatnog madstona (Slika 4-4) bogatog kalcijevim karbonatom. Bioklasti su rijetko zastupljeni, svega 1 – 5%, te se sedimentna stijena uglavnom sastoji od sitnozrnatih fragmenata ljuštura brahiopoda, zuba riba i piritom ispunjenih foraminifera. Uglavnom su prisutni minerali illita i pirita koji čine 5 – 6 vol. % ukupnog sastava. Primijećeno je mnogo framboidalnih kristala pirita. Ovisno o udjelu kalcija i intenzitetu bioturbacije sloj 26 možemo podijeliti na sloj 26a i 26b (Zheng et al., 2013).

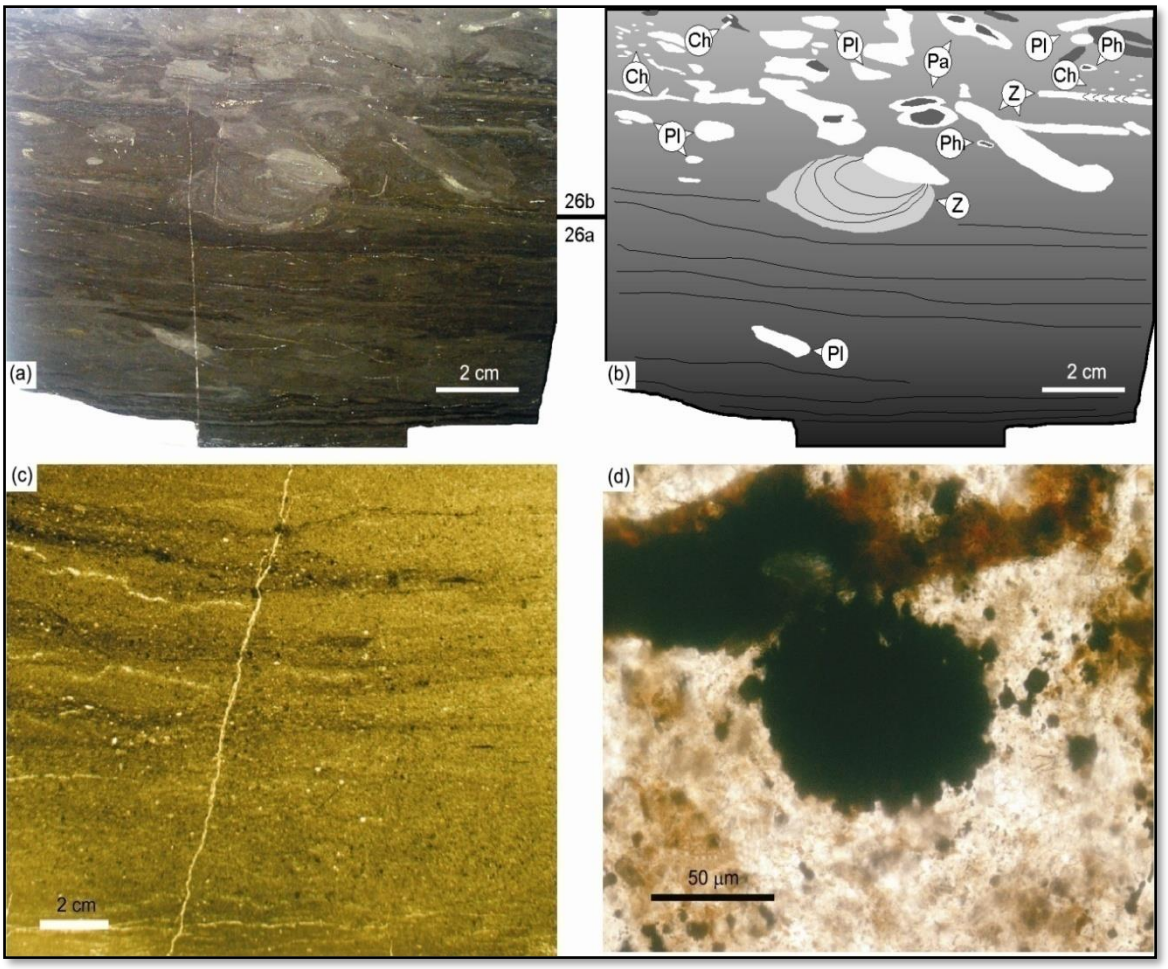
Sloj 26a predstavlja donjih 6 – 7 centimetara sloja 26 i čini ga laminirani karbonatni madston karakteriziran planarnom laminacijom i slabom bioturbacijom. Laminacija se sastoji od izmjene lamina gline bogate ili siromašne organskom tvari. Moguće je pronaći nekoliko biogenih tragova organizama. Framboidalni pirit je čest, dok je udio kalcija u ovom sloju manji od 10%.

Sloj 26b predstavlja gornjih 5 centimetara sloja 26 i čini ga karbonatni madston bogat karbonatnom komponentom koji je okarakteriziran intenzivnom bioturbacijom i izostankom laminacije. Ističu se horizontalni i kosi biogeni tragovi koje su ispunjeni vapnenačkim muljem. Među tragovima ihnofosila dominiraju *Chondrites*[1], *Zoophycos*[2] i *Planolites*[3] te rjeđe *Palaeophycus*[4] i *Phycosifon*[5]. Idući prema gore povećava se prisutnost

[1]http://ichnology.ku.edu/tracefossils.html, Hasiotis, S., Trace Fossils (20.01.2017.). ***Chondrites*** – tragovi hranjenja organizama. Velike strukture koje se sastoje od manjih tunela i vertikalnih dijelova te imaju izgled korijena biljke. Strukture se gotovo nikad ne presijecaju i javljaju se duž slojnih ploha. Tragovi ukazuju na manje oksidativne marinske uvjete. Javljaju se od prekambrija do danas.

[2]Ibid. ***Zoophycos*** – tragovi hranjenja koje ostavljaju člankonošci. Strukture se sastoje od manjih jazbina u obliku slova U ili J. Javljaju se od prekambrija do danas.

Planolites ihnoroda (Slika 4-4b). Udio kalcija u ovome sloju veći je od 10%. Idući od podine prema krovini sloja utvrđeno je postupno smanjenje udjela gline i organskog ugljika te značajno povećanje udjela kalcija praćeno intenzivnom bioturbacijom.



Slika 4-4. Sedimentološke karakteristike sloja 26. (a) polirana površina sloja 26 pokazuje laminiranu donji dio sloja sa slabo izraženom bioturbacijom te iznimno bioturbirani gornji dio sloja; (b) skica polirane površine sloja 26 pokazuje različite biogene tragove nastale posredstvom ihnofosila *Chondrites* (Ch), *Zoophycos* (Z), *Planolites* (Pl), *Palaeophycus* (Pa) i *Phycosiphon* (Ph); (c) mikroskopski preparat sloja 26a pokazuje odsutnost bioklasta te razvoj lamina bogatih organskom tvari; (d) mikroskopski preparat sloja 26a pokazuje dobro razvijene framboidalne pirite (slika iz Zheng et al., 2013).

[3]Ibid. ***Planolites*** – predstavljaju tragove hranjenja ili stanovanja organizama. Jednostavne negranate cilindrične strukture s pojačanim zidovima kako se ne bi urušile. Tragovi se mogu međusobno presijecati. Prisutnost ukazuje na plitko- do dubokomorske okoliše no, može se javiti i u kontinentalnim okolišima. Ovu vrstu tragova ostavljaju crvi ili kukci. Javljaju se od prekambrija do danas.

[4]Ibid. ***Palaeophycus*** – tragovi stanovanja organizama. Jednostavne ne granate, cilindrične bušotine koje su pretežno horizontalne s promjenjivim promjerom. Zidovi su pojačani kako se ne bi urušili. Javljaju se u marinskim i kopnenim okolišima od prekambrija do danas.

[5]Ibid. ***Phycosiphon*** – tragovi hranjenja organizama. Jednostavne strukture u obliku slova U. Ukazuju na marinske uvjete. Javljaju se od ordovicija(?) do danas(?).

Sloj 27 predstavlja najvažniji sloj jer je u njemu pozicionirana permo – trijaska granica. Debljina sloja je 16,5 cm. Sloj sadrži veliki udio pirita, 7 – 8% u ukupnom sastavu. Sloj nije homogen već pokazuje vertikalne promjene litološkog sastava (Slika 4-5). Obzirom na litologiju možemo ga podijeliti na 5 podslojeva:

Podsloj 27–1 klasificiran je kao lapor, debljine 3 centimetra, bogat bioklastima (Slika 4-5d). Bioklasti su zastupljeniji u odnosu na sloj 26, čine 5 – 10% ukupnog sastava, a zastupljeni su ljušturama brahiopoda i ostrakoda. U gornjem dijelu mogu se pronaći sitnozrnati skeletni fragmenti bodljikaša i malih foraminifera. Biogeni tragovi su brojni, dominiraju okrugli i ovalni tipovi ihnoroda *Planolites* te u manjoj mjeri ihnoroda *Thalasinoides*[6]. Idući od podine prema krovini podsloja, udio gline opada dok se udio kalcija postupno povećava (Zheng et al., 2013).

Podsloj 27–2 tamnosive je boje i debljine 3 centimetara. Klasificiran je kao bioklastični glinoviti vapnenac koji pokazuje tipične karakteristike očvrslog supstrata. Bioklasti su zastupljeniji i veći nego u donjem podsloju, čine 10 – 25% ukupnog sastava. Uglavnom se sastoje od bodljikaša, malih foraminifera, brahiopoda i ostrakoda. Prisutan je tipični *Glossifungites*[7] ihnofacijes te većina bušotina pripada ihnorodu *Thalasinoides*. Površina sloja je inkrustrirana tankim filmom tamnosmeđeg željeznog oksida.

Podsloj 27–3 klasificiran je kao glinoviti dolomit, debljine 3 centimetra (Slika 4-5f). Udio jako fragmentiranih fosila je manji, svega 1 – 5% ukupnog sastava. Prevladavaju ljušture brahiopoda i skeletni fragmenti bodljikaša. Primijećeno je tek nekoliko horizontalnih tragova koji pripadaju ihnorodu *Planolites*. Kristali dolomita imaju tipičnu romboedarsku formu i veličine su 10 – 20 μm. U donjem dijelu formirani su intraklasti nastali od razlamanja očvrsnule podloge (engl. *hardground*) (Slika 4-5e).

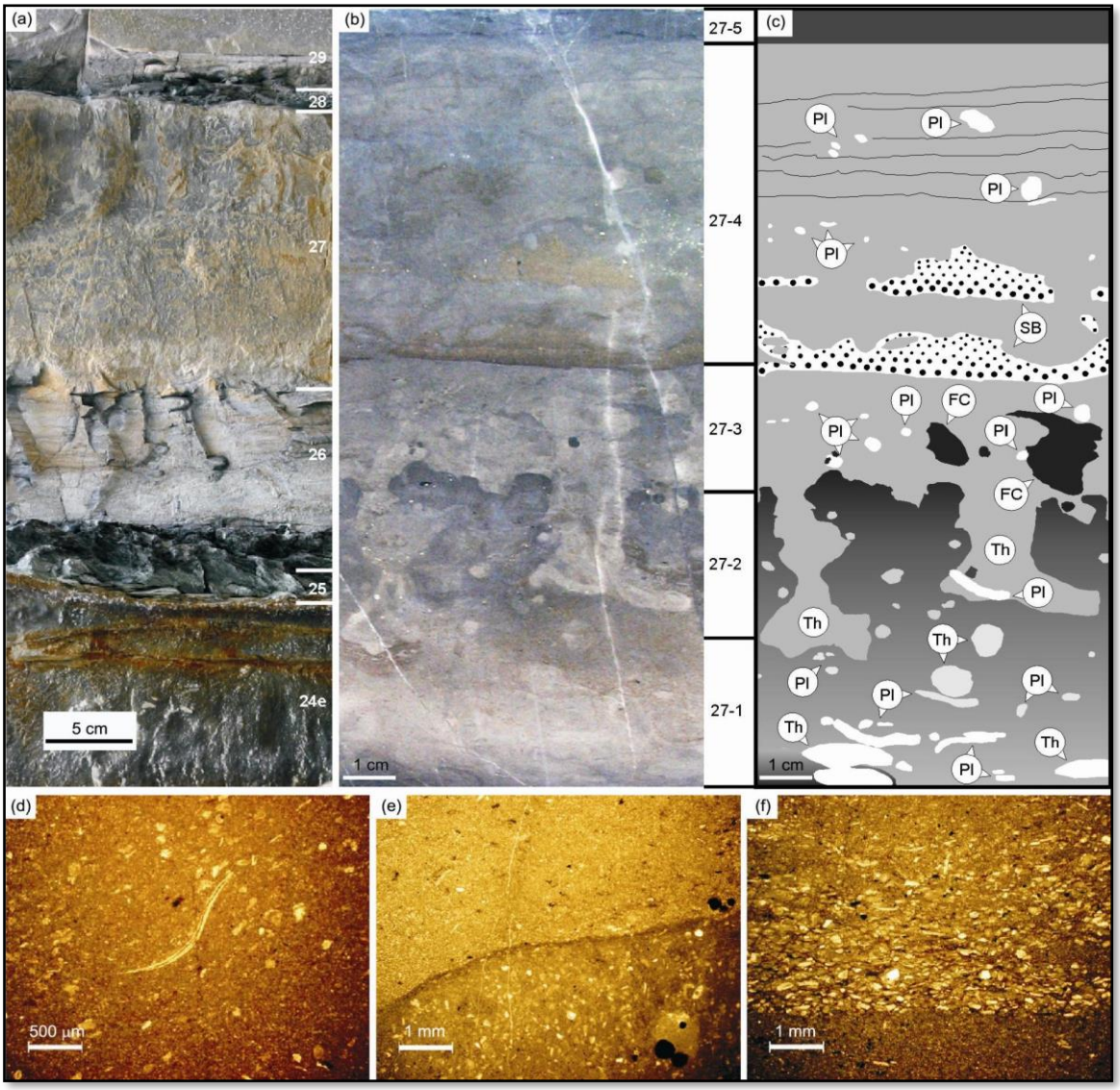
Podsloj 27–4 klasificiran je kao glinoviti dolomit bogat bioklastima, debljine 7 centimetara (Slika 4-5f). Sadrži gotovo identične fosile kao i podsloj 27–3, ali s većim udjelom bioklasta koji čine 5 – 10% ukupnog sastava. Fosili su koncentrirani lokalno, što je vjerojatno izazvano olujom. U sredini podsloja pronađena su još najmanje 2 *hardground* površine koje pokazuju diskontinuitet u uzorcima. U vršnom dijelu podsloja, vršna 2 centimetra, razvijena je horizontalna i slabo valovita glinovita laminacija koja je lokalno prekinuta rijetkim malim i horizontalnim bušotinama. U donjem dijelu podsloja, donjih 0,2

[6]Ibid. ***Thalasinoides*** – tragovi hranjenja ili stanovanja. Razgranate cilindrične strukture s vertikalnim dijelovima. Javljaju se u plitko- ili dubokomorskim turbiditnim slojevima od kambrija do danas. Pretpostavlja se da tragove ostavljaju rakovi.

[7]Ćovosić, V., 6. predavanje – Ihnofosili (2015). ***Glossifungites*** – vertikalne ili cilindrične bušotine u obliku suze na tvrdoj, ali još nelitificiranoj podlozi. Batimetrija nije važna.

– 4 centimetara, razvijene su tipične olujne naslage tzv. tempestiti u kojima su vapnenački bioklasti koncentrirani i čvrsto zbijeni. Fosili su jako fragmentirani i abradirani, veličine 0,1 – 0,5 centimetara. Među njima dominiraju brahiopodi, foraminifere i bodljikaši. Matriks između bioklasta uglavnom čine kristali dolomita i u manjoj mjeri vapnenački mulj. U ovom se podsloju mogu pronaći i pojedini intraklasti iz donjih slojeva, koji mogu biti veličine do 1 centimetra u promjeru. Tempestitni sloj razvio je u baznom dijelu oštru erozijsku površinu i normalnu gradaciju. U navedenom sloju zabilježena je prva pojava konodonta vrste *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA) koji predstavlja indeks fosil za donji trijas.

Podsloj 27–5 klasificiran je kao tamni karbonatni madston, debljine 0,5 centimetara. Sloj se često javlja kao rahli mulj zbog svoje površinske izloženosti.



Slika 4-5. Sedimentološke karakteristike sloja 27. (a) izdanak Meishan slijeda sa slojem 27; (b) polirana površina sloja 27 pokazuje *hardground* površinu sivkasto crne boje u podini te isprekidanu pojavu glinovitog dolomita sive boje u krovini; (c) skica polirane površine pokazuje *hardground* površinu, u podini, bioturbiranu posredstvom ihnofosila *Thalasinoides* (Th) i *Planolites* (Pl) i glinoviti dolomit sive boje u krovini s ihnorodovima *Planolites* (Pl) te *hardground* površinu s intraklastima (FC) i olujnim naslagama (SB) u donjem dijelu i razvijenim laminama u gornjem dijelu; (d) mikroskopski preparat sloja 27–1 prikazuje bioklastima bogat lapor s relativno dobro očuvanim ljušturama brahipoda; (e) mikroskopski preparat pokazuje kontakt između bioklastičnog glinovitog vapnenca sloja 27–2 (hardground) i naliježećeg glinovitog dolomita, sloj 27–3; (f) mikroskopski preparat pokazuje krovinu sloja 27–3 i naliježeće olujne naslage u podini sloja 27–4; erozijska površina u baznom dijelu, koncentracija bioklasta i normalna graduiranost označavaju podinu sloja 27–4 kao sloj olujnih naslaga, tempestit (slika iz Zheng et al., 2013).

Sloj 28 je sloj gline sivkasto zelene boje i debljine od svega 0,5 centimetara. Uglavnom se sastoji od mješanoslojnog montmorilonita i illita. Udio minerala montmorilonita je neznatno veći u odnosu na udio minerala illita.

Sloj 29 pokazuje vertikalnu promjenu litofacijesa, slično kao i sloj 27. Gledajući od podine prema krovini prelazi iz glinovitog dolomita u dolomitični madston (Slika 4-6b). Obzirom na navedene litološke promjene, sloj možemo podijeliti u 4 podsloja.

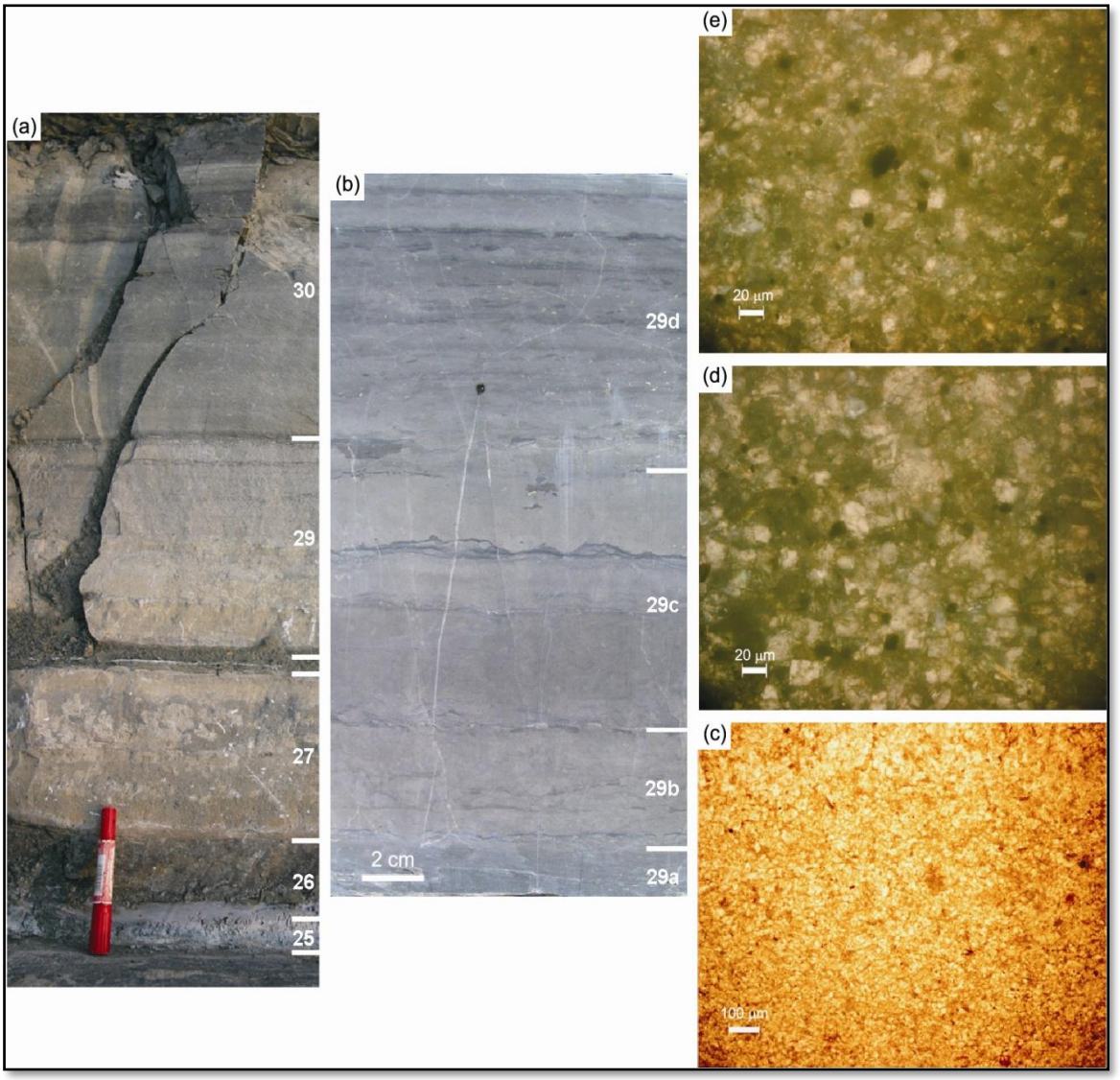
Podsloj 29a klasificiran je kao vapnenački karbonatni madston bogat piritima koji čine 9 – 10% sastava, debljine 2 centimetra. Udio kalcija raste idući prema gore, dok udio gline pokazuje obrnuti trend, postupno prelazeći u lapor.

Podsloj 29b determiniran je kao lapor, debljine 5 centimetara, s malim udjelom bioklasta (1 – 5% ukupnog sastava) te s nekoliko sitnih fragmenata ljuštura brahiopoda. U odnosu na podsloj 29a udio pirita je znatno smanjen te čini 3 – 4% ukupnog sastava. Pirit je dispergiran u matriksu kojeg čine vapnenački mulj i glina (Slika 4-6b).

Podsloj 29c klasificiran je kao glinoviti dolomit, debljine 12 centimetara. Bioklasti su rijetki, čine 1 – 5% ukupnog sastava, te su dominantno sastavljeni od nekoliko skeletnih fragmenata bodljikaša, brahiopoda i ostrakoda. Udio pirita iznosi 3 – 4%. Tragovi ihnofosila su rijetki (Slika 4-6c).

Podsloj 29d klasificiran je kao dolomitični madston, debljine 10 centimetara te sive do sivo-zelene boje. Nisu pronađeni ni bioklasti ni cijeli fosili. Podsloj se uglavnom sastoji od anhedralnih do euhedralnih kristala dolomita, veličine kristala manje od 20 μm. Piriti su često zastupljeni i čine 9 – 10% sastava. Također, razvijene su i subparalelne lamine bogate glinom (Slika 4-6d).

Sloj 30 predstavlja izmjenu sivkasto zelenog dolomitičnog madstona s tamnim dolomitičnim madstonom, debljine 43 centimetara. Bioklasti su rijetki te ujedno premali i previše trošni da bi se mogli identificirati. Anhedralni do euhedralni kristali dolomita, veličine manje od 20 μm, dispergirani su u vapnenačkom matriksu. Udio pirita je velik, 5 – 6% u ukupnom sastavu. Na izdancima su zapaženi fosili amonita *Ophiceras* te ljušture školjkaša.



Slika 4-6. Sedimentološke karakteristike sloja 29. (a) izdanak sa slijedom naslaga od sloja 25 do sloja 30, crvena olovka predstavlja mjerilo dužine 14 cm; (b) polirana površina sloja 29; (c) mikroskopski preparat sloja 29b pokazuje lapor s malo bioklasta; (d) mikroskopski preparat sloja 29c pokazuje glinoviti dolomit sastavljen od dolomita (svijetla boja) te minerala glina i terestričkog silta (tamnosiva boja) u manjoj količini; (e) mikroskopski preparat sloja 29d pokazuje dolomitični madston koji se sastoji od minerala glina i terestričkog silta (tamnosiva boja) te dolomita (svjetla boja) u manjoj mjeri (slika iz Zheng et al., 2013).

4.2. Analiza postanka i razvoja sedimentacijskog okoliša

Prema Zheng et al. (2013) vapnenac Changhsing formacije podijeljen je na facijese gornjeg i donjeg dijela padine ovisno o razlikama u bioklastičnom sastavu. Pomoću gore navedenih litoloških karakteristika interpretirani su uvjeti koji su vladali u taložnom okolišu i geološki procesi koji su do njih doveli (preuzeto iz Zheng et al., 2013).

Sloj 24 uglavnom se sastoji od učestalog cikličnog taloženja bioklastičnog pekstona s organskim laminama i nelaminiranog bioklastičnog vekstona. Taloženje se događalo u mirnom, kisikom siromašnom okolišu (laminirani pekston) ili turbulentnim olujama odnosno turbiditima što odgovara uvjetima donjeg dijela padine (homogeni vekston).

Sloj 24e$_8$ zastupljen je dijagenetskim piritima i sinsedimentacijskim framboidalnim piritima. Tradicionalno se smatrao dokazom anoksičnih uvjeta u sedimentacijskom okolišu. Međutim, sedimentološke, paleontološke i mineraloške analize su pokazale da su piriti uglavnom dijagenetskog porijekla povezani s otapanjem koje se događalo u krovinskom sloju gline koja sadrži vitroklastični materijal. Iako je udio pirita dosegnuo maksimum koncentracije u ovome sloju, značajno obogaćenje vidljivo je još u podini sloja 24e. Vrlo intenzivna bioturbacija u sloju 24e, s tek nekoliko lokalno prisutnih većih horizontalnih tragova ukazuje na taloženje u oksidativnim uvjetima. Sedimentni mikrofacijes i fosilna zajednica u sloju 24e veoma su slični sloju 24d ukazujući pritom na formiranje u gotovo jednakim okolišnim uvjetima odnosno u niskoenergetskom oksidativnom okolišu. Nadalje, prisutnost pirita sa sličnim mineraloškim karakteristikama kao u sloju 24e$_8$ ukazuje na njihov dijagenetski postanak.

Framboidalni piriti, njih oko 180 po kvadratnom milimetru, prosječne veličine 5,4±1,7 μm u promjeru, ukazuju na barem djelomično mikrobima potpomognut nastanak pirita u uvjeta s manje kisika (Shen et al., 2007).

Također, sloj 24e$_8$ ne sadrži minerale gipsa i limonita u svježim uzorcima stijena dok su oni u trošenim stijenama prisutni u znatnoj mjeri. Udio gipsa i limonita graduirano raste od unutrašnjeg prema vanjskom dijelu stijene, dok udio pirita pokazuje suprotni trend. Ova opažanja ukazuju na to da je gips nastao oksidacijom pirita, koji je pod utjecajem atmosferilija prešao u sumpornu kiselinu te stupio u reakciju s kalcij–karbonatom dok je limonit nastao oksidacijom pirita u željezni sulfat u neutralnim ili blago kiselim uvjetima.

Sloj 25 predstavlja distalni, kiseli kristalo- do vitroklastični tuf, debljine 5 centimetara. Oštri kontakti u podini i krovini, odsutnost geokemijskih anomalija pojedinih elemenata te karbonati i nekontaminiranost naliježećeg sloja tamnog madstona ukazuju na to da je sloj 25 istaložen veoma brzo, vjerojatno za svega nekoliko godina. Ovakav tip brze sedimentacije karakterističan je za turbidite, vulkanske erupcije ili donos kozmičke prašine. Razvoj visokotemperaturnog kvarca i mnoštvo kiselih vulkanskih minerala, kao i određene geokemijske karakteristike elemenata ukazuju na to da sloj 25 najvjerojatnije predstavlja sloj vulkanskog pepela porijeklom od vulkanizma kiselog sastava. Kristali kvarca te krhotine vulkanskog stakla u sloju 25 izravno ukazuju da je vulkanski pepeo transportiran zrakom te istaložen u dubljem moru (na padini), što je mnogo vjerojatnije nego da predstavlja pretaloženi materijal donesen turbiditnim strujama.

Interval od sloja 26 do podsloja 27–2 predstavlja prijelaz iz nelitificiranog sedimenta u litificirani sediment. Na trošnim izdancima slojevi 26 i 27 mogu se međusobno razlikovati. Međutim, proučavanjem svježih uzoraka utvrđeno je da nema naglih prekida odnosno promjena u litofacijesima te sedimentološke i paleontološke karakteristike predstavljaju kontinuitet taloženja slojeva.

Biogeni tragovi također ukazuju na kontinuirani slijed. U podini sloja 26 (podsloj 26a) nalaze se horizontalne lamine i slabija bioturbacija, što ukazuje na mirne i oksidativne uvjete u okolišu. Dominantnost bentičkih ihnofosila „muljojeda“ *Chondrites* i *Zoophycos* u podsloju 26b ukazuje na siltom bogatu „mekanu“ nelitificiranu podlogu na relativno velikim dubinama te kontakt sediment – voda u disaerobnim uvjetima. U podsloju 27–1 među ihnofosilima dominiraju bentički „muljojedi“ *Planolites* koji ukazuju na više oksidativne uvjete nego u podsloju 26b. Mnogobrojna epifauna ihnofosila „suspenzojeda“ *Thalasinoides* razvijena u podsloju 27–2 ukazuje na oksidativne uvjete na morskom dnu te ukazuje da je došlo do nagle promjene očvrsnutosti morskog dna odnosno do prelaska iz nelitificirane u litificiranu površinu. Pojava tankog filma željeznog oksida koji je inkrustrirao površinu podsloja 27–2 sukladna je s tipičnim *hardgroundom* koji nastaje u vodenim oksidativnim uvjetima.

Iz prethodno navedenih podataka može se zaključiti da interval od sloja 26 do podsloja 27–2 predstavlja kontinuirane uvjete taloženja u mirnoj vodenoj sredini s prelaskom iz anoksičnih u oksične uvjete.

Interval od podsloja 27–3 do sloja 30 predstavlja prijelaz iz donjeg dijela padine u bazen. Primjetna je značajna promjena litofacijesa u bazi ovog intervala, od glinovitog vapnenca ispod *hardgrounda* do glinovitog dolomita iznad *hardgrounda*. Također, udio bioklasta pokazuje značajan pad s 10 – 25% ispod *hardgrounda* na 1 – 5% ukupnog sastava iznad *hardgrounda*. Pojava dolomita blizu granice perm – trijas karakteristična je pojava u plitkomorskim platformama kao i u dubokovodnim bazenima južne Kine. Raširenost dolomita u različitim sedimentnim facijesima te na različitim morskim dubinama teško može biti opisana jednim modelom postanka. Vrlo vjerojatno je postanak uvjetovan jedinstvenim klimatskim uvjetima, kemizmom vode i aktivnošću mikroba ili kombinacijom ovih parametara. Detaljni mehanizam postanka dolomita ostaje nedefiniran.

Razvoj litificirane podloge (engl. *hardground*), iznenadan pad udjela bioklasta, rasprostranjenost dolomita i prva pojava konodontne vrste *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA) ne samo da ukazuju na početak brze transgresije već ukazuju i na značajne promjene u paleookolišu, paleoklimi i kemizmu morske vode.

Povećanjem udjela glinovite komponente prema gore, litologija ovog slijeda mijenja se od glinovitog dolomita do dolomitičnog glinjaka. Također se mijenja i fosilna zajednica od dominantno bentičke faune (brahipodi, bodljikaši) do planktonske ili pseudoplanktonske faune (amoniti, školjkaši) predstavljajući brzu transgresiju i kontinuirano produbljavanje bazena. Zajedno s kontinuiranom transgresijom, sedimentacijski uvjeti promijenili su se od uvjeta donjeg dijela padine do bazena s manjkom kisika.

4.3. Biostratigrafija utvrđena u slijedu Meishan

Tijekom novih istraživanja, prema Jiang et al. (2007), prikupljen je velik broj hindeodida i gondolellida, konodonata koji su uvelike doprinijeli usavršavanju biozonacije, globalne korelacije te same evolucije konodonata.

Zone su definirane prema prvim pojavama određenih konodontnih vrsta, tako na prostoru Meishana postoji podjela na 3 zone gondolelloida i 6 zona hindeodida (Slika 4-7).

***Neogondolella yini* zona** nalazi se u sloju 24 te u nižim slojevima i započinje prvom pojavom vrste *N. yini* i traje sve do prve pojave vrste *N. meishanensis*. Zona predstavlja značajan razvoj roda *Neogondolella*. Osim navedenih, prisutne su i ostale vrste rodova *Neogondolella* i *Hindeodus*. Prema Hongfu et al. (2001), dolaze u asocijaciji s amonitom vrste *Rotodiscoceras* sp. i foraminiferom vrste *Palaeofusulina* sp. na prostoru Meishana.

***Neogondolella meishanensis* zona** obuhvaća slojeve granične gline, slojeve 25 i 26. Započinje prvom pojavom konodonta vrste *N. meishanensis* te završava prvom pojavom konodonta vrste *N. taylorae*. Osim navedenih, prisutne su i ostale vrste: *N. carinata*, *N. subcarinata*, *N. tulongensis*, *Hindeodus latidentatus* i *H.* spp.

***Neogondolella taylorae* zona** obuhvaća interval između slojeva 27a i 28. Započinje prvom pojavom konodontne vrste *N. taylorae* no njezin završetak nije definiran budući da sa sigurnošću nije utvrđen nestanak vrste. Iako rod *Neogondolella* pokazuje nagli pad od podine zone, određene vrste se i dalje javljaju u asocijaciji s vrstama roda *Hindeodus* i *Isarcicella*. Pojava vrste *N. taylorae* ispod vrste *H. parvus* (KOZUR & PJATAKOVA) u Meishanu potvrđuje se kao koristan indeks fosil za približno definiranje baze trijasa pogotovo u područjima u kojima dominira rod *Neogondolella.*

U sloju 29, pronađena su tek dvije dobro očuvane vrste, *N. carinata* i *N. planata*. Prikupljeni podaci iz kamenoloma D ukazuju da se vrsta *N. carinata* pojavljuje sve do sloja 57 čime postoji mogućnost definiranja *N. carinata* zone iznad *Neogondolella taylorae* zone.

***Hindeodus latidentatus* zona** obuhvaća sloj 24a i započinje prvom pojavom konodonta vrste *Hindeodus latidentatus* te završava prvom pojavom vrste *H. praeparvus*. Osim navedenih, prisutna je vrsta *Hindeodus typicalis* te mnogobrojne vrste roda *Neogondolella*.

***Hindeodus praeparvus* zona** obuhvaća interval između slojeva 24b i 26 te započinje prvom pojavom konodontne vrste *H. praeparvus* te završava prvom pojavom vrste *H. changxinensis*. Osim navedenih, prisutne su i ostale vrste rodova *Hindeodus* i *Neogondolella*.

***Hindeodus changxingensis* zona** obuhvaća podslojeve 27a i 27b. Započinje prvom pojavom konodontne vrste *H. changxinensis*, a završava prvom pojavom vrste *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA). Osim navedenih, prisutne su i ostale vrste rodova *Hindeodus* i *Neogondolella*.

***Hindeodus parvus* zona** obuhvaća podsloj 27c, debljine 4 centimetra. Podina je definirana prvom pojavom konodontne vrste *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA) dok je krovina definirana prvom pojavom vrste *I. staeschei*. Osim navedenih, prisutne su i ostale vrste rodova *Hindeodus* i *Neogondolella*. Kao pelagički, kozmopolitski rod *Hindeodus* je mogao biti široko rasprostranjen tijekom prijelaza perm – trijas. Ove karakteristike učvrstile su njegov status kao indeks fosila za granicu perm – trijas.

***Isarcicella staechei* zona** obuhvaća interval između slojeva 27d i 28 te započinje prvom pojavom vrste *Isarcicella staechei* dok završava prvom pojavom vrste *Isarcicella isarcica.* Osim navedenih, prisutne su i ostale vrste rodova *Hindeodus* i *Neogondolella*.

***Isarcicella isarcica* zona** obuhvaća interval od sloja 29 nadalje, započinje prvom pojavom vrste *I. Isarcica* dok je krovina zone i dalje nedefinirana. Osim navedenih, prisutne su i ostale vrste rodova *Isarcicella* i *Neogondolella*.

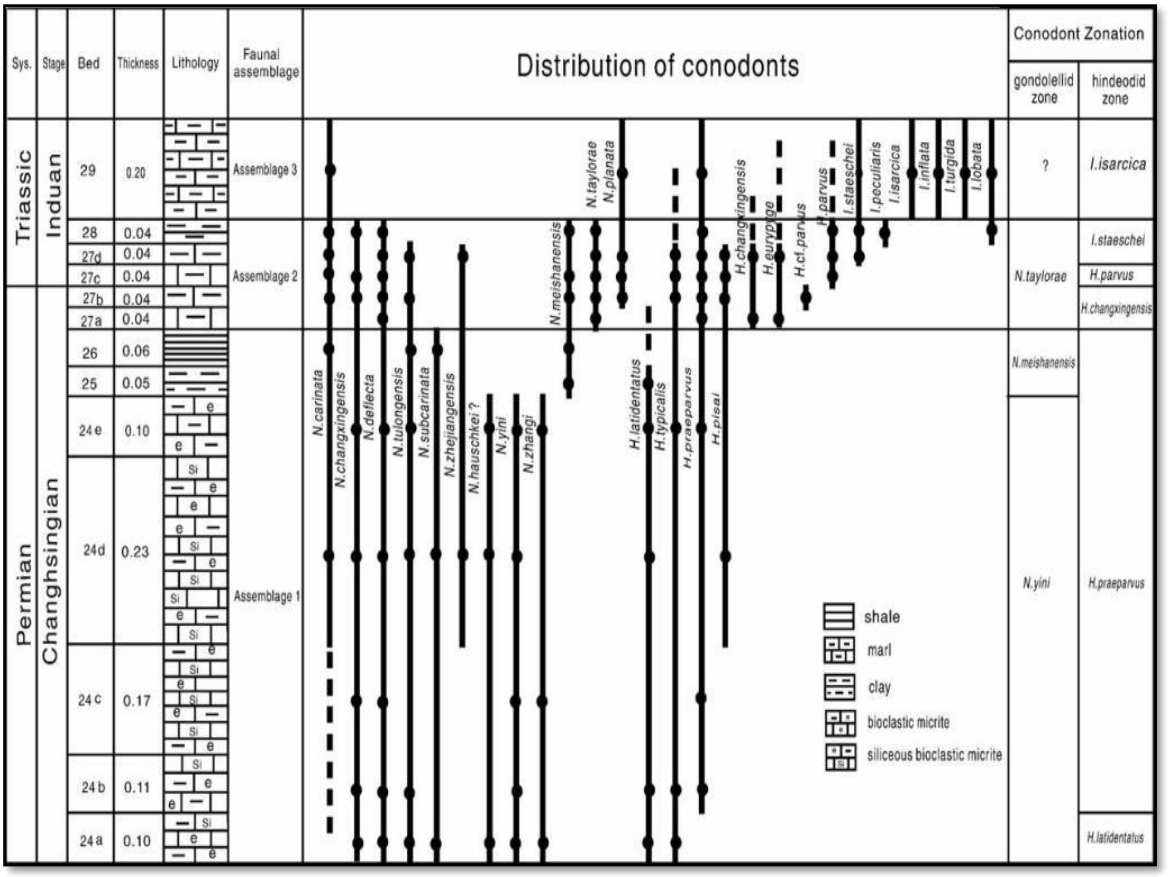
Promjene koje su se događale u okolišu tijekom prijelaza perm – trijas neposredno su doprinijele značajnim promjenama u faunama konodonata. Navedene promjene, Lai & Mei (2000) iskoristili su za odredbu evolucijskih stadija razvoja konodonata te su odredili 3 fosilne zajednice (Slika 4-7).

Zajednica 1 obuhvaća interval između slojeva 24a i 26 te je okarakterizirana brojnim i raznolikim vrstama roda *Neogondolella* permske starosti. Rod *Neogondolella* bio je dominantan na prostoru Meishana uz podređenu prisutnost roda *Hindeodus*. Unutar zajednice ističu se dvije značajke, a to su pad brojnosti u sloju 24e te značajna redukcija

veličine *Neogondolella* vrsti u sloju 25, tzv. „Lilliput efekt“ koji se pripisuje stresnim uvjetima u okolišu.

Zajednica 2 obuhvaća interval između slojeva 27 i 28 te je okarakterizirana pojavom prvih trijaskih oblika uz koegzistenciju i kasnopermskih oblika. Trijaski oblici obuhvaćaju vrste *H. parvus, I. isarcica, I. lobata, I. staeschei, I. turgida* i *N. taylorae* dok su permski oblici predstavljeni vrstama *N. changxingensis, N. meishanensis, N. tulongensis, N. deflecta, N. carinata, N. planata, H. latidentatus* i *H. typicalis*. Očuvanost konodontnih fosila u ovome intervalu je veoma slaba. Fragmentiranost ukazuje na procese abrazije na morskome dnu, post-taložnu kompakciju ili na moguću preradu.

Zajednica 3 obuhvaća sloj 29 i okarakterizirana je prisustvom vrste *I. isarcica* te odsutnošću većine starijih vrsta roda *Neogondolella*. Rodovi *Hindeodus* i *Isarcicella* prevladavaju u intervalu uz prisutnost tek nekoliko vrsta roda *Neogondolella*.



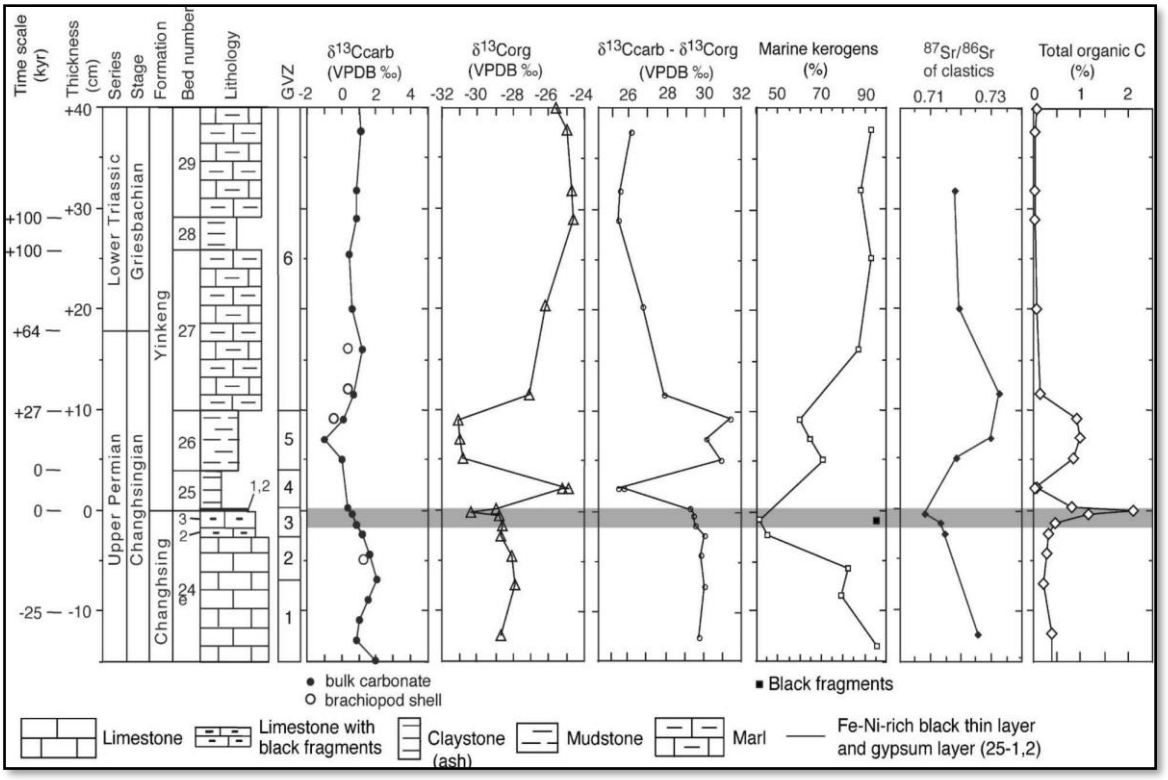
Slika 4-7. Rasprostranjenost konodontnih vrsta tijekom prijelaza perm – trijas u Meishan slijedu naslaga iz kamenoloma A (slika iz Jiang et al., 2007)

4.4. Geokemijske karakteristike utvrđene u slijedu Meishan

Permo – trijaska granica predstavlja jedan od najvažnijih geoloških događaja koji je obilježen značajnim geokemijskim promjenama u oceanima i atmosferi, što je za posljedicu imalo stvaranje veoma stresnih uvjeta u okolišu. Uvjete koji su vladali za vrijeme taloženja određujemo pomoću stabilnih izotopa ugljika i kisika iz karbonata ($\delta^{13}C_{carb}$ i $\delta^{18}O_{carb}$) te ugljika iz organske tvari ($\delta^{13}C_{org}$).

Novija istraživanja definirala su permo – trijasku granicu izraženim pomacima izotopa, $\delta^{13}C_{carb}$ i $\delta^{13}C_{org}$ prema negativnim vrijednostima koji su registrirani na lokalitetima diljem svijeta (pregled u Fio et al., 2009).

Prema Kaiho et al. (2009) varijacije između nekoliko geokemijskih signala ($\delta^{13}C_{carb}$, $\delta^{13}C_{org}$, prisutnost kerogena morskog porijekla, omjer $^{87}Sr/^{86}Sr$ i TOC) zabilježenih na Meishan profilu mogu se podijeliti u 6 zona. Svaka od zona obuhvaća određene slojeve slijeda, kao što je vidljivo na Slika 4-8.



Slika 4-8. Prikaz određenih geokemijskih signala ($\delta^{13}C_{carb}$, $\delta^{13}C_{org}$, prisutnost kerogena morskog porijekla, omjer $^{87}Sr/^{86}Sr$ i TOC) zabilježenih na Meishan profilu i podijeljenih u 6 zona (slika iz Kaiho et al., 2009).

Analiza stabilnih izotopa $\delta^{13}C_{carb}$ duž Meishan profila pokazuje nagli pad i postupni rast vrijednosti u više faza (podjela u zone označena kao GVZ na Slika 4-8). U prvoj zoni vidljiv je nagli pomak $\delta^{13}C_{carb}$ prema negativnim vrijednostima, kao i u trećoj te petoj zoni u kojoj je zabilježen najveći pomak prema negativnim vrijednostima (~ -1‰) nakon kojeg, idući prema vršnom dijelu profila, vrijednosti $\delta^{13}C_{carb}$ ostaju ujednačene.

Sličan trend pokazuju i vrijednosti $\delta^{13}C_{org}$ izuzev značajnijeg pomaka prema pozitivnim vrijednostima u sloju 25, kao posljedica prisutnosti bakterija u okolišu. Od sloja 27 naviše vrijednosti $\delta^{13}C_{org}$ pokazuju postupni rast zbog znatne prisutnosti (%) kerogena morskog porijekla.

Pad vrijednosti $\Delta^{13}C$ ($=\delta^{13}C_{carb}–\delta^{13}C_{org}$) na permo – trijaskoj granici ukazuje na promjene u biomasi, odnosno alge (cijanobakterije) bivaju zamijenjene sumpornim bakterijama u oceanima. U sloju 26 vidljiv je prekid i povećanje vrijednosti $\Delta^{13}C$ što ukazuje na prisutnost organske tvari kopnenog porijekla. U prilog tome ide i veći $^{87}Sr/^{86}Sr$ omjer koji dodatno ukazuje na veći donos siliciklastičnog materijala s kopna te manja prisutnost kerogena morskog porijekla.

Postupni negativni pomaci $\delta^{13}C_{carb}$ i $\delta^{13}C_{org}$ (~3‰) ukazuju na brzo otpuštanje lakšeg izotopa ugljika u sustav. Središnji dio u kojem dolazi do pomaka prema negativnim vrijednostima povezan je s masovnim izumiranjem krajem perma, čemu u prilog idu najveća zabilježena vrijednost ukupnog organskog ugljika (engl. *Total Organic Carbon* – TOC) te najmanja zabilježena vrijednost $^{87}Sr/^{86}Sr$ omjera. Do otpuštanja može doći uslijed donosa ugljika iz plašta, smanjenja biomase, raspadanja organske tvari morskog ili kopnenog porijekla, disocijacije metanskih hidrata te udara kometa. No, do postupnih pomaka prema negativnim vrijednostima na Meishan profilu dolazi, prema Kaiho et al. (2009), zbog disocijacije metanskih hidrata uslijed zagrijavanja, miješanjem anoksičnih voda oceana te razgradnjom organske tvari kopnenog porijekla.

U radu Shen et al. (2011) predstavljena je analiza 4 izotopa sumpora u piritima koji se nalaze u sedimentima Meishan slijeda naslaga.

Većina pirita pokazuje negativne vrijednosti $\delta^{34}S$ te pozitivne $\Delta^{33}S$ vrijednosti. Dobiveni rezultati ukazuju na to da su piriti formirani u vodenom stupcu ili u sedimentima (tzv. singenetski ili dijagenetski piriti) te na niski stupanj redukcije sulfata u otvorenim sustavima.

Pirit s negativnim $\delta^{34}S$ i negativnim $\Delta^{33}S$ vrijednostima može biti rezultat ograničenog donosa sulfata uslijed nestanka bioturbacije tijekom oplićavanja anoksičnih

voda. Ovakav izotopni potpis, koji je prisutan u nekim kristalima pirita iz Meishan slijeda naslaga, može ukazivati na povremeno pliće položenu granicu nivoa mora osiromašenog kisikom.

Prema dostupnim podacima iz Xie et al. (2007) u stijenama permske i trijaske starosti identificirani su biomarkeri, uključujući C_{14} – C_{35} n-alkane, pristan (Pr) i fitan (Ph), C_{19} – C_{29} triklinske terpane, C_{27} – C_{35} hopane i C_{27} – C_{29} sterane, unutar Meishan slijeda naslaga. Dominacija n-alkana s manjom molekularnom masom u kombinaciji s visokim udjelom sterana i hopana ukazuje da su alge i bakterije bile primarni izvori za nastanak organske tvari.

Changhsing formaciju karakteriziraju nevarijabilni i mali (~0,5‰) pomaci izotopa ugljika između C_{19} – C_{21} n-alkana, visoki Pr/Ph omjer, niski γ/C_{31}HP (gammaceran/C_{31} homohopan) indeksi te nizak Ts/Tm (C_{27}18α(H)-22,29,30-trinorneohopan/C_{27}17α(H)-22,29,30-trinorneohopan) omjer. Yinkeng formaciju karakteriziraju varijabilni i veliki (~2‰) pomaci izotopa ugljika između C_{19} – C_{21} n-alkana, niski Pr/Ph omjer, visoki γ/C_{31}HP indeksi te visoki ali varijabilni Ts/Tm omjer.

Ranije navedeni podaci ukazuju na velike promjene koje su se dogodile u donosu organske tvari i/ili sedimentacijskim okolišima tijekom ili nakon masovnog izumiranja na granici perm – trijas.

Postoji dugotrajno snižavanje Δ_B ($=\delta^{13}C_{carb}-\delta^{13}C_{alkan}$) vrijednosti isprekidano kraćim, ali usporedivo većim snižavanjem koje se poklapa s biotičkim promjenama i promjenama u okolišu, vjerojatno odražavajući promjene u frakcionaciji izotopa ugljika. Kratkotrajne fluktuacije (~9‰) u C_{19} $\delta^{13}C$ vrijednostima ukazuju na epizodne promjene u okolišnim uvjetima i/ili u izvoru donosa organskog materijala.

5. VLASTITA OPAŽANJA PRI ANALIZI SLOJA 27 (MEISHAN, KINA)

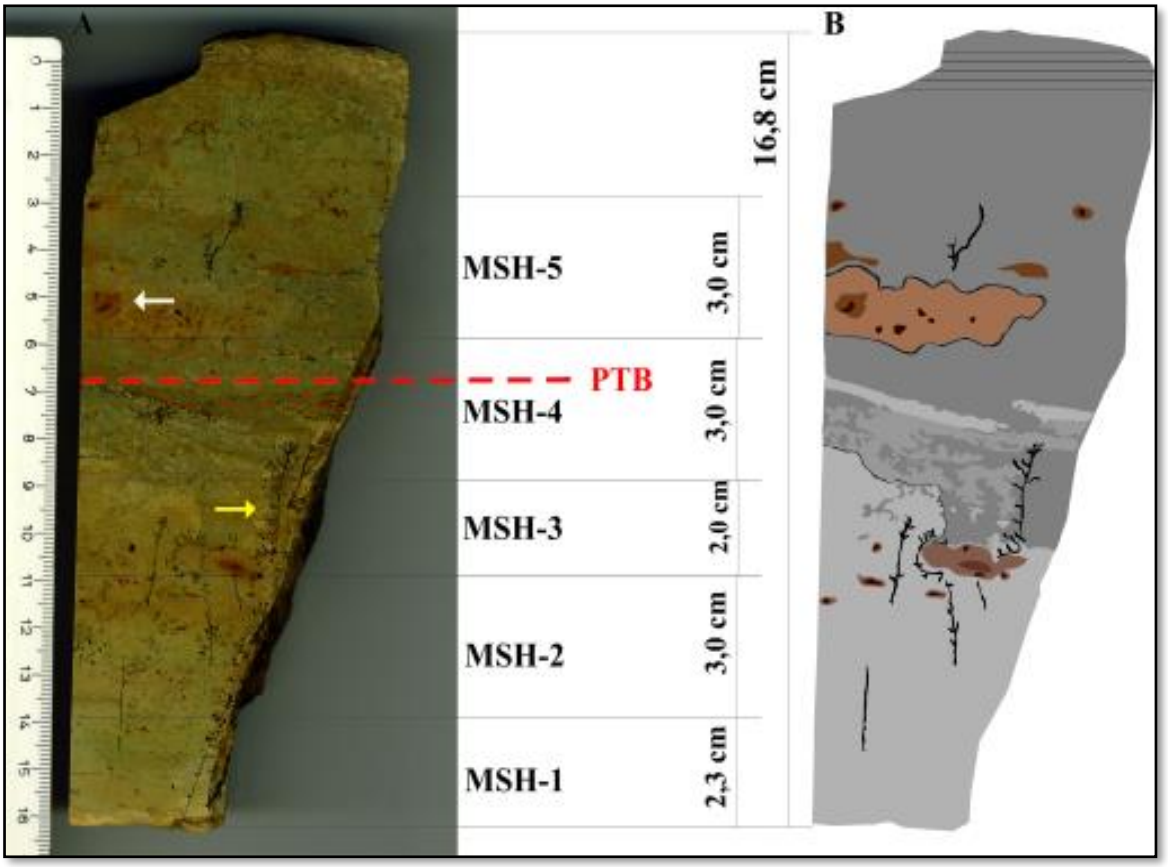
U zbirci petrografskih uzoraka Zavoda za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine nalazi se uzorak sloja 27 s lokaliteta Meishan. Sloj predstavlja prijelazni interval između perma i trijasa i poklapa se sa slojem 27 kako je opisano prema Zheng et al. (2013) u prethodnom poglavlju (4.1). Ovaj je uzorak uzet tijekom terenske ekskurzije na lokalitetu Meishan, a za analizu mi ga je ustupila prof.dr.sc. Dunja Aljinović.

Zbog iznimne važnosti ovog uzorka za petrografiju, ali i stratigrafiju pokazalo se opravdano detaljno opisati njegove petrografske karakteristike te ih usporediti s opisom prema Zheng et al., 2013. Tako analizirani uzorak s priloženim opisom predstavlja vrijedan doprinos u dokumentiranosti fundusa petrološke zbirke Zavodu za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine.

Kako je navedeno u poglavlju 3, uzorak je najprije prepiljen i od njega je načinjena polirana površina, a paralelno su napravljeni i petrološki preparati. Analizirana je polirana površina uzorka na kojoj su uglavnom promatrana teksturna svojstva ovog važnog sloja. Sloj je zatim prepiljen okomito na poliranu površinu i iz tog dijela su napravljeni mikroskopski preparati. Oni su označeni oznakama od MSH–1 do MSH–5 idući od donjeg dijela prema vršnom dijelu sloja. Pri petrografskoj analizi su najprije promatrane mikroskopske karakteristike pojedinog dijela sloja (na nabrusku), a zatim je na mikroskopskim preparatima promatran njegov mikropetrografski sastav i druge mikropetrografske karakteristike.

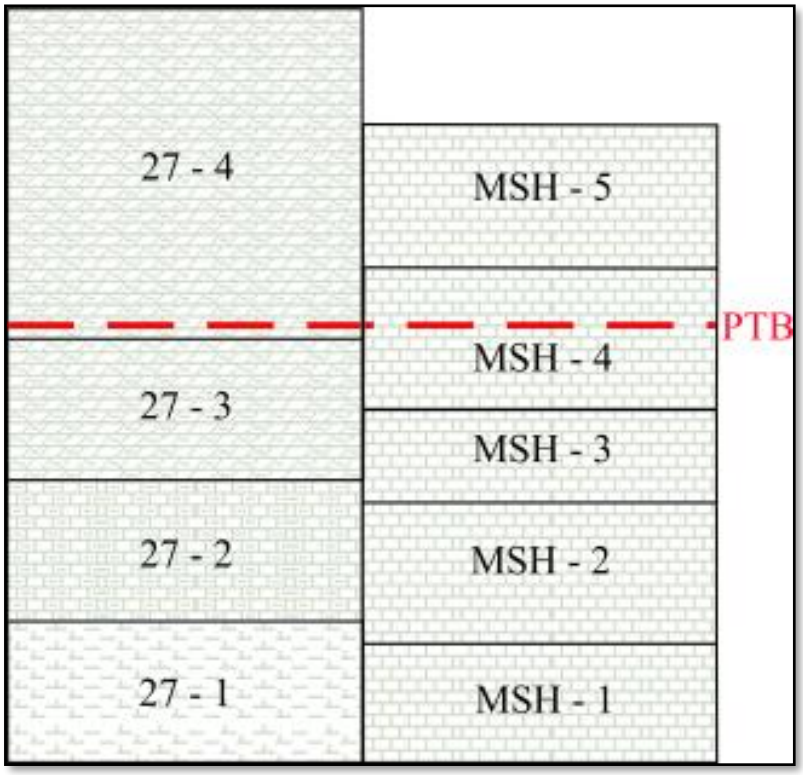
Uzorak Meishan 27 predstavlja sloj 27 (Slika 5-1). Uzorak je orijentiran, a linijom je označena prva pojava vrste *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA) što se ujedno smatra granicom perm – trijas (Slika 5-1a). Debljina uzorka je 16,8 cm (Slika 5-1a). Uzorak je nehomogen u smislu da se vide različito obojeni proslojci, bioturbacija, intraklasti i dijagenetske tvorbe. Važno je napomenuti da između proslojaka (u radu Zheng et al., 2013 dijelovi sloja 27 su imenovani *podslojevima*) nisu razvijene slojne plohe.

Dijelovi uzorka Meishan 27 kojima odgovaraju izrađeni mikropetrografski preparati također su označeni na slici kao MSH–1, MSH–2, MSH–3, MSH–4 i MSH–5 (Slika 5-1a).



Slika 5-1. Uzorak Meishan 27 s podjelom na mikropetrografski analizirane dijelove (MSH–1 do MSH–5). Linijom je označena granica perma i trijasa; dendroidna tvorba označene su žutom strelicom, a oksidirani pirit bijelom strelicom.

U uzorku prevladavaju različite nijanse žute boje. Mjestimično je na uzorku prisutno smeđe mrljasto obojenje koje odgovara oksidiranom piritu (Slika 5-1). U čitavom uzorku prisutne su i dendroidne tvorbe (Slika 5-1). U nastavku će biti opisani dijelovi sloja 27 prema toj podjeli i prema pripadajućim mikropetrografskim osobinama.



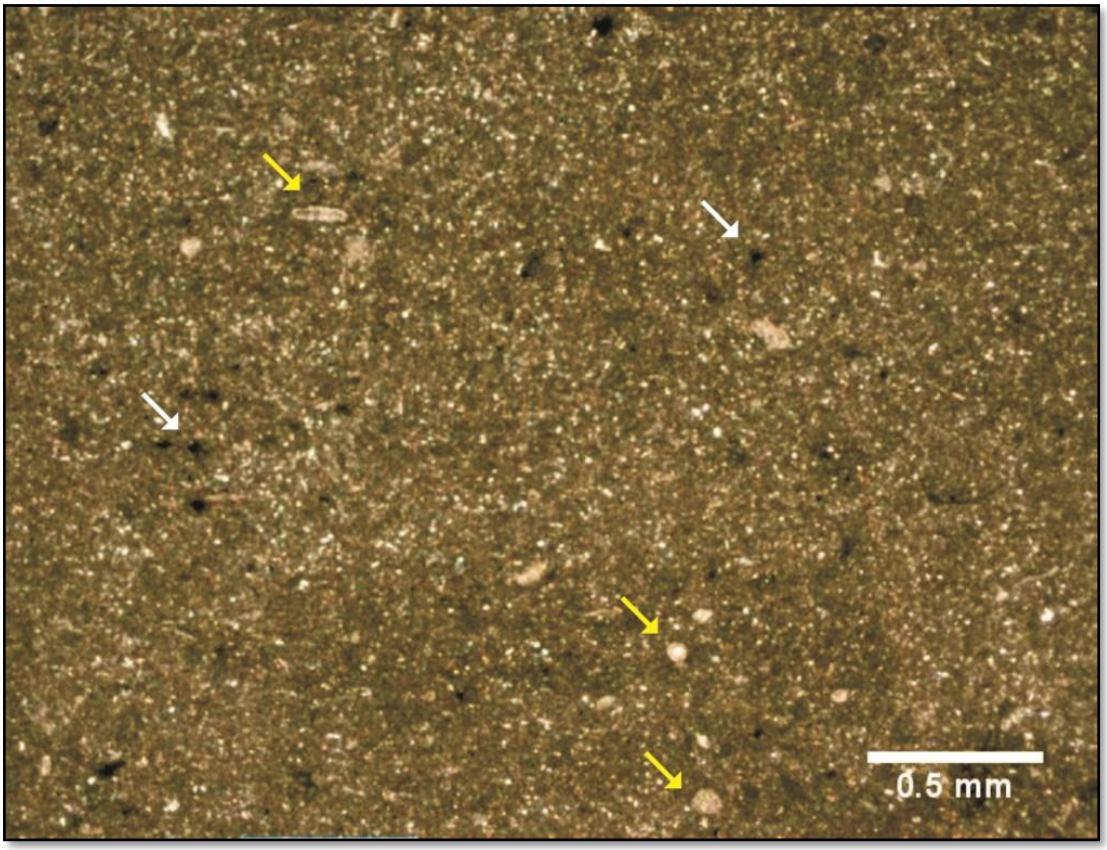
Slika 5-2. Odnos debljina podslojeva (27–1 do 27–4) Meishan slijeda naslaga i mikropetrografskih preparata (MSH–1 do MSH–5). Crvenom linijom označena je permo – trijaska granica (PTB).

Uzorak MSH–1

Ovom uzorku odgovara 2,3 cm u donjem dijelu. U tom dijelu uzorak je uglavnom homogene građe. Uzorak se može determinirati kao madston.

Mikropetrografski ovaj dio sloja 27 je determiniran kao **mikrit s fosilima**. U mikropetrografskom sastavu utvrđena je dominacija karbonatnog mulja u kojem se nalaze bioklasti. Karbonatni mulj nije homogen već grudičast (Slika 5-3). Sitne grudice bi mogle odgovarati peloidima ili sitnim intraklastima, no u većem su dijelu uzorka slijepljene zajedno te više liče na karbonatni mulj. Udio bioklasta je procijenjen, prema Terry & Chilingaru (1955), na 3%. Među bioklastima se mogu prepoznati ljušture ostrakoda, brahiopoda, foraminifera, kalcisfera (Slika 5-3) te fragmentirani dijelovi školjkaša i ježinaca. Dio fosila je silicificiran. Mikritna osnova djelomično je rekristalizirana. Udio siliciklastične komponente, dimenzije silta, je mali. Procijenjen je usporedbom, prema Terry & Chilingaru (1955), na ~ 5%. U sastavu siliciklasta dominantno su zastupljena uglata, ušiljena zrna kvarca. Također, važno je napomenuti i prisutnost framboidalnog pirita ili okruglih piritnih kristala šireg raspona dimenzija (Slika 5-3). Oko većih kristala

pirita širi se smećkasto obojenje koje vjerojatno odgovara limonitu, nastalom uslijed oksidacije pirita.



Slika 5-3. Madston/mikrit s fosilima (preparat MSH–1). U sastavu je vidljiva grudičasta mikritna osnova te bioklasti (žute strelice) i framboidalni piriti (bijele strelice).

Interpretacija:

Ovaj uzorak odražava taloženje najsitnijeg karbonatnog materijala – karbonatnog mulja i/ili sitnih karbonatnih peloida odnosno intraklasta. Prisutnost kalcisfera (pučinskih organizama) u sastavu bioklasta ukazuje na taloženje u otvorenom okolišu dubljeg mora, moguće na padini.

Ostali bioklastični detritus (usitnjeni fragmenti brahiopoda, školjkaša, ježinaca i foraminifera), a moguće i sitni peloidi/intraklasti, ukazuju na pretaloživanje detritusa koji se prethodno nakupljao u plitkom dijelu karbonatne platforme. Pretaloživanje nije bilo masovno već su pojedini skeletni fragmenti povremeno, vjerojatno slabim strujama, dospijevali na padinu. Zajedno s njima taložio se i siliciklastični materijal dimenzija silta.

Zbog uglatih i ušiljenih oblika zrna siltnih dimenzija, kao i njihovog malog udjela, moglo bi se zaključiti da se taj materijal taložio padanjem iz zraka odnosno da može ukazivati na utjecaj vulkanizma prilikom taloženja. Vulkansko porijeklo siliciklastičnog

materijala je vjerojatno, jer je u vrijeme taloženja lokalitet Meishan predstavljao obode karbonatne platforme Yangtze gdje u pravilu nema utjecaja terigenog donosa.

Prisustvo framboidalnog pirita (dimenzija do 50 μm) ukazuje na nukleaciju pirita u vodenom stupcu i vodi siromašnoj kisikom. Ova pretpostavka odgovara pretpostavci o taloženju u dubljem moru. Veći kristali pirita (dimenzija > 50 μm) vjerojatno su produkt dijageneze i kristalizacije u sedimentu ili neposredno ispod površine sedimenta. Dakle, može se zaključiti da, ovisno o dimenziji, piritni kristali ukazuju na postanak u sedimentu ili u vodenom stupcu uz anoksične uvjete. Trošenjem pirita, oko zrna se stvaraju limonitni smeđi obrubi. Dio silicificiranih bioklasta također bi mogao ukazivati na taloženje na padini gdje se ostvaruje veza s dubljim morem odnosno na dubljevodno porijeklo silicija.

Usporedba s opisom sloja 27 prema Zheng et al. (2013):

Opisani dio uzorka Meishan 27 odgovara podsloju 27–1 (debljine 3 cm) prema Zheng et al. (2013). U radu Zheng et al. (2013) podsloj 27–1 je determiniran kao lapor bogat bioklastima.

Određeni su fragmenti brahiopoda i ostrakoda, te skeletni fragmenti ježinaca i malih foraminifera u gornjem dijelu sloja što se uglavnom poklapa s nalazom fosilnih skupina u analiziranom uzorku MSH–1 (ljušture ostrakoda, brahiopoda, foraminifera i kalcisfera te fragmenti školjkaša i ježinaca). Jedina razlika je prisutnost kalcisfera koje su pronađene u uzorku MSH–1, a nisu dokumentirane u podsloju 27–1 prema Zheng et al. (2013).

Obzirom na ihnofosile, u analiziranom uzorku MSH–1 oni nisu uočeni, dok se u podsloju 27–1 navode rodovi *Planolites* i *Thalasinoides*.

U analiziranom uzorku MSH–1 uočena je prisutnost framboidalnih i većih kristala pirita koji nisu zasebno determinirani i opisani po podslojevima u radu Zheng et al. (2013) već je njihov udio u ukupnom sastavu izračunat za cjelokupni sloj 27 te iznosi oko 7 – 8%.

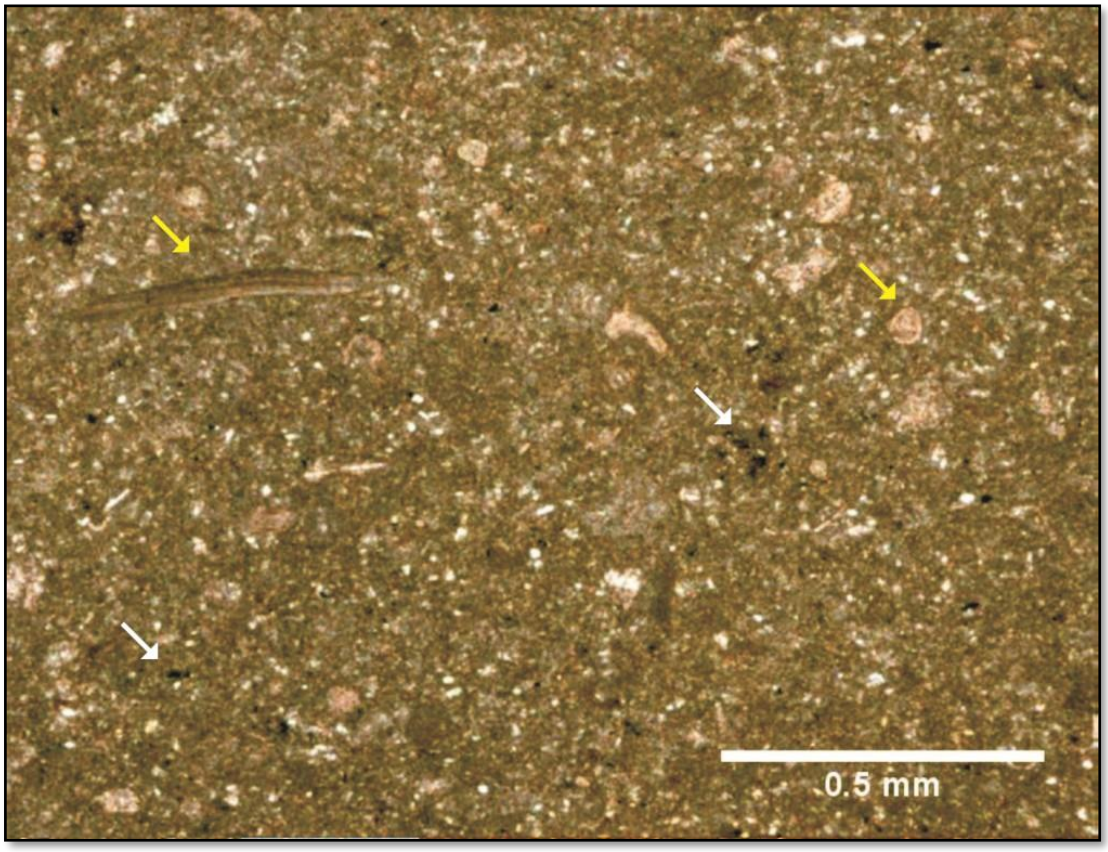
Siltna komponenta zastupljena ušiljenim zrnima kvarca prisutna je u analiziranom uzorku MSH–1 no ne spominje se u analizi podsloja 27–1. U podsloju 27–1 siliciklastična komponenta je zastupljena glinom jer autori (Zheng et al., 2013) determiniraju ovaj podsloj kao lapor.

Uzorak MSH – 2

Uzorku odgovara narednih 3 cm u nastavku uzorka MSH–1. Uzorak MSH–2 (Slika 5-1) je determiniran kao madston. Na površini ovog dijela uzorka vidljive su centimetarske dendroidne tvorbe (Slika 5-1).

Mikropetrografski uzorak MSH–2 odgovara **mikritu s fosilima**. Analizom uzorka MSH–2 utvrđen je veoma sličan sastav kao u uzorku MSH–1, no s većim udjelom bioklasta (oko 10%), među kojima se ističu ježinci te fragmenti brahiopoda, ostrakodi i foraminifere. Od pučinskih organizama prisutne su kalcisfere. Bioklasti se nalaze u mikritu koji ponekad ima grudičasti izgled te je moguće da su u osnovi prisutni peloidi/sitni intraklasti (Slika 5-4). Siliciklasti su zastupljeni ušiljenim uglatim fragmentima kvarca s udjelom od 5%, frakcijom dimenzije silta. U uzorku je također uočena prisutnost pirita. Dio piritnih kristala je izrazito velikih dimenzija (Slika 5-5).

U ovom su uzorku prisutne i razgranate dendroidne tvorbe koje su vidljive i makroskopski (Slika 5-5).



Slika 5-4. Madston/mikrit s fosilima (preparat MSH–2). U sastavu su vidljivi bioklasti (žute strelice) i framboidalni piriti (bijele strelice) te grudičasto mikritno vezivo.

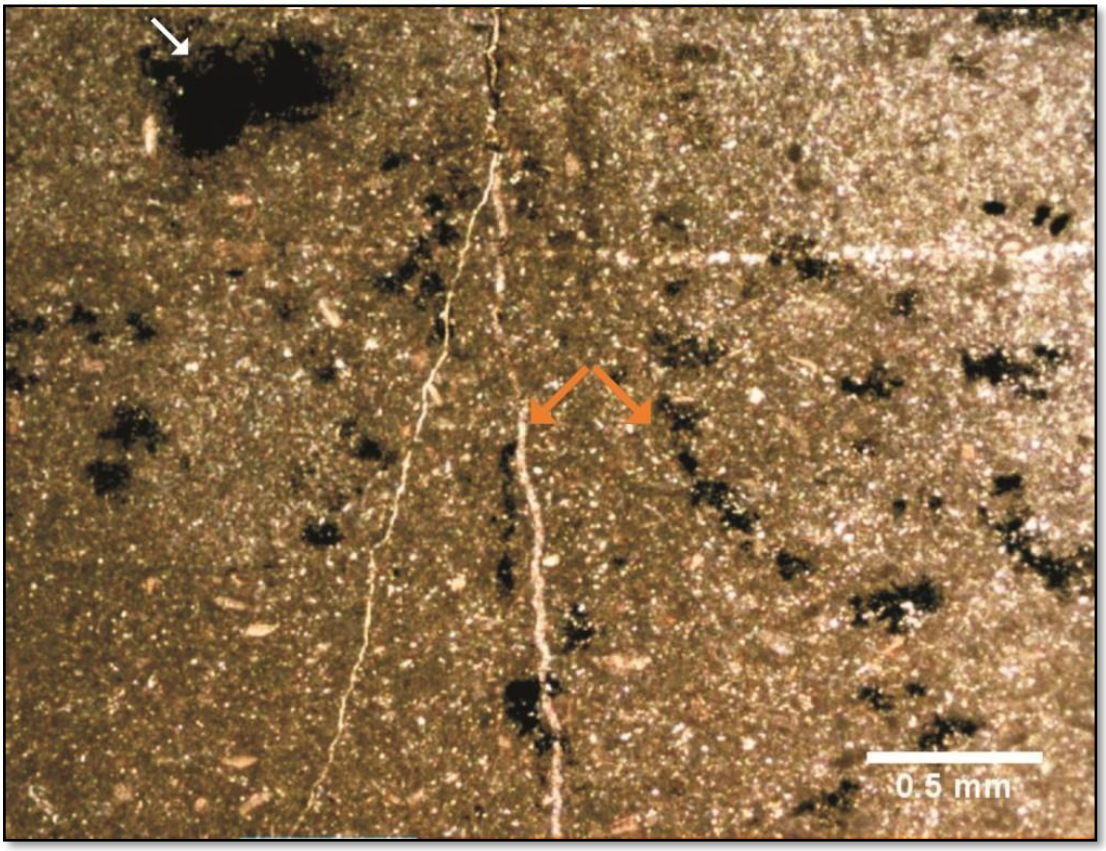
Interpretacija:

Uzorak odražava taloženje karbonatnog mulja i/ili sitnih peloida/intraklasta odnosno najsitnijeg karbonatnog materijala jednako kao i uzorak MSH–1.

Prisutnost pučinskih organizama (kalcisfera) ukazuje na taloženje u otvorenom dubokomorskom okolišu. Na povremeno pretaloživanje materijala iz plićih dijelova karbonatne platforme ukazuje prisutnost bioklastičnog detritusa, odnosno fragmentirani ostaci ježinaca, brahiopoda, ostrakoda i foraminifera te sitni peloidi/intraklasti.

Istovremeno dolazi do taloženja siliciklastičnog materijala koji je uglavnom zastupljen kvarcom. Specifičan oblik kvarca (ušiljeni i uglati fragmenti) ukazuje na mogući utjecaj vulkanizma prilikom taloženja.

Prisutnost pirita većeg raspona dimenzija ukazuje na postanak u sedimentu, a male dimenzije framboidalnog pirita ukazuju na mogućnost postanka u vodenom stupcu uz anoksične uvjete.



Slika 5-5. Na mikrofotografiji prikazana je dendroidna forma (narančasta strelica) te pirit (bijela strelica) u preparatu MSH–2.

Usporedba s opisom sloja 27 prema Zheng et al. (2013):

Interpretirani dio uzorka Meishan 27 uglavnom odgovara podsloju 27–2 koji je determiniran kao bioklastični glinoviti vapnenac prema Zheng et al. (2013).

Prema Zheng et al. (2013), u podsloju 27–2 određeni su fosilni ostaci ježinaca, foraminifera, brahipoda i ostrakoda što se djelomično podudara s pronađenim fosilnim ostacima u analiziranom uzorku MSH–2. Razlika je u prisutnosti kalcisfera u analiziranom uzorku MSH–2.

Prema Zheng et al. (2013), u navedenim podslojevima javljaju se tragovi ihnorodova *Planolites*, *Thalasinoides* i *Glossifungites* koji bi trebali ukazivati na oksidativne uvjete. Ihnofosili nisu uočeni u analiziranom uzorku MSH–2.

Također, u analiziranom uzorku MSH–2 uočena je prisutnost šireg raspona dimenzija pirita, među kojima se ističu zrna veličine > 50 μm (Slika 5-5). Obzirom da pirit može ukazivati na anoksične uvjete, analizom uzorka MSH–2 u kojem ima mnogo pirita, moglo bi se također zaključiti o anoksičnim uvjetima. Suprotno tome Zheng et al. (2013) navode ihnorodove koji izravno ukazuju na organizme koji su živjeli uz prisutnost kisika. Zbog toga bi se sav pirit prisutan u ovom uzorku mogao smatrati kasnodijagenetskim.

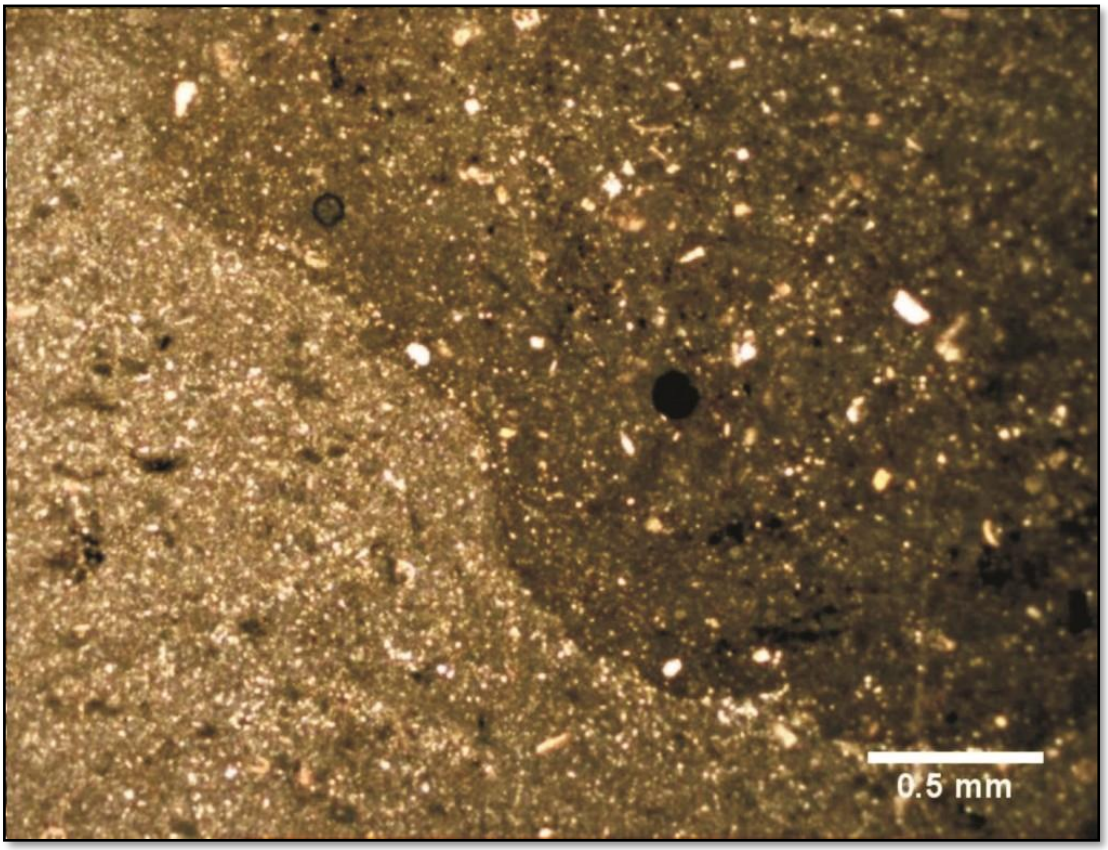
Prema Zheng et al. (2013), u podsloju 27–2 navodi se pojava *hardground* površine. Ona nije utvrđena u analiziranom uzorku MSH–2.

Uzorak MSH – 3

Uzorak MSH–3 predstavlja slijedećih 2 cm sloja Meishan 27 i nalazi se neposredno iznad uzorka MSH–2. Ovaj uzorak je makroskopski izrazito nehomogen. Vide se svjetliji i tamniji dijelovi (Slika 5-1).

Uočeni su dijelovi izbruska determinirani kao vekston te dijelovi opisani kao madston. Mikropetrografski, ovaj dio sloja 27 je determiniran kao **biomikrit/mikrit s fosilima** (Slika 5-7). U uzorku je vidljiva promjena mineralnog sastava jer se osim crveno obojenih kristala kalcita vide i neobojeni mikrokristali dolomita. Udio siliciklastične komponente u oba tipa vapnenca procijenjen je na ~ 3%. Dio uzorka koji odgovara mikritu s fosilima (madstonu) svjetlije je boje i u njemu je zabilježen manji udio bioklasta (~ 5%). Dio uzorka određen kao vekston je tamniji s većom količinom bioklasta (15%), a određene su slijedeće skupine fosila: foraminifere, brahiopodi, ostrakodi, ježinaci i kalcisfere. Između dva opisana mikrotipa stijene uočena je jasna granica – površina koja bi mogla odgovarati *hardground* površini (Slika 5-6). U jednom dijelu stijene postoji okrugla forma

(Slika 5-7) koja predstavlja organogeni trag – ihnofosil. Valja napomenuti da su uz rub ove okrugle forme koncentrirani piriti, što još jasnije upućuje na mikroreduktivne sredine nastale uslijed organske, životne aktivnosti organizama u sedimentu. Piriti su i dalje prisutni i kao veliki oksidirani kristali.



Slika 5-6. Na mikrofotografiji prikazana je površina koja bi mogla odgovarati *hardground* površini između dva mikrotipa stijene, biomikrita (tamnije desno) i mikrita s fosilima (svjetlije lijevo).

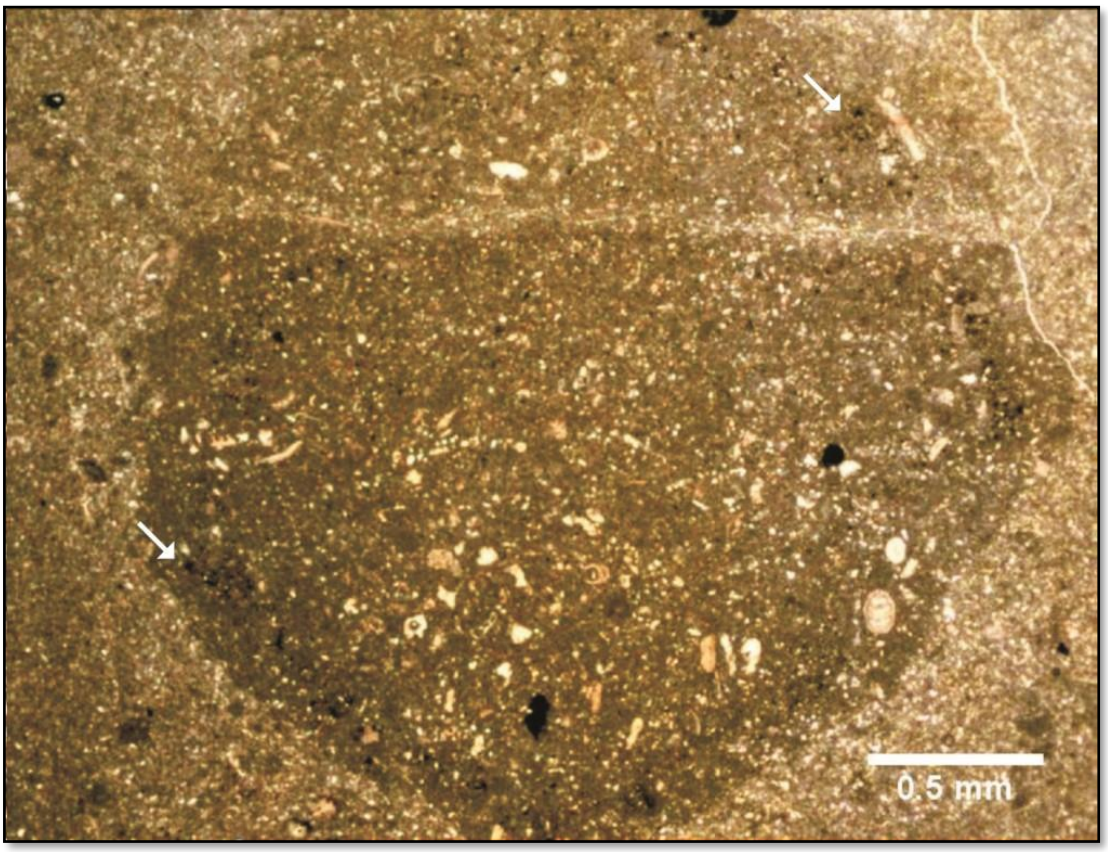
Interpretacija:

U uzorku se odražava promjena očvrsnutosti sedimenta odnosno moguće je uočiti *hardground* površinu, koja se manifestira jasno vidljivom granicom između dva mikrotipa sedimenta. *Hardground* površina markira neznatnu promjenu u litološkom sastavu (koja se vidi u različitom udjelu bioklasta). Može se uočiti tamniji mikrotip sedimenta s većim udjelom bioklasta u kontaktu sa svjetlijim s manjim udjelom bioklasta, što bi moglo ukazivati na određene promijene u paleookolišu, odnosno na ranodijagenetsku litifikaciju na granici sediment – voda, moguće uslijed prekida u sedimentaciji ili vrlo male rate sedimentacije.

Sediment su vjerojatno nastanjivali organizmi, a njihova se prisutnost može vidjeti u formi tragova, što dokumentiraju Slika 5-1 i Slika 5-7. Ako su u sredini živjeli

organizmi, sredina je imala kisika tako da se geneza piritnih kristala ne može tumačiti anoksijom okoliša.

Prisutnost pirita velikih dimenzija ukazuje na postanak tijekom kasne dijageneze dok se sitni framboidalni piriti mogli nastati u mikroreduktivnim uvjetima, moguće tijekom životne aktivnosti organizama.



Slika 5-7. Na mikrofotografiji je prikazana okrugla forma koja predstavlja ihnofosil. Uz rub forme prisutni su framboidalni piriti (bijela strelica).

Usporedba s opisom sloja 27 prema Zheng et al. (2013):

Opisani dio uzorka Meishan 27 odgovara bioklastičnom glinovitom vapnencu odnosno podsloju 27–3 koji je klasificiran kao glinoviti dolomit prema Zheng et al. (2013).

U uzorku MSH–3 također je ustanovljena prisutnost dolomita (prva pojava dolomita u slijedu) što se podudara s nalazom u podsloju 27–3. Međutim udio dolomita u MSH–3 nije takav da bi se čitava stijena mogla determinirati kao dolomit jer je vidljivo da se oba opisana mikrotipa sastoje i od kalcita. Udio gline nije utvrđen u analiziranom uzorku MSH–3 tako da se analizirani uzorak MSH–3 ne bi mogao interpretirati kao glinoviti. Umjesto gline utvrđena je mala količina siliciklastične siltne komponente zastupljene kvarcom.

U navedenim podslojevima u radu Zheng et al. (2013) bioklastični detritus sastavljen je od fragmenata ježinaca, foraminifera, brahiopoda i ostrakoda, što odgovara pronađenim fosilnim ostacima u analiziranom uzorku MSH–3. Također, valja napomenuti da su i u ovom analiziranom uzorku pronađene kalcisfere koje se ne spominju u radu Zheng et al. (2013). U uzorku MSH–3 nisu uočeni tragovi ihnofosila koje bi bilo moguće determinirati, dok se u podsloju 27–3 navodi ihnorod *Planolites* (prema Zheng et al., 2013).

Hardground površina se u radu Zheng et al. (2013) spominje u podsloju 27–2, no ona je uočena u uzorku MSH–3 koji odgovara podsloju 27–3. Ona se u podsloju 27–3 ne spominje već je navedena u podsloju 27–2. Moguće je da se ova razlika dogodila radi nepodudaranja debljine podslojeva 27–2 i 27–3 i analiziranih uzoraka MSH–2 i MSH–3. Generalno se može reći da je u analiziranim uzorcima ona utvrđena u približno istom intervalu i da svjedoči o djelomičnoj ranodijagenetskoj litifikaciji površine sedimenta.

Uzorak MSH – 4

Uzorku MSH–4 predstavlja najinteresantniji interval sloja 27 jer je u njemu pozicionirana permo – trijaska granica, PTB (označena linijom na Slika 5-1). Makroskopski, ovaj interval je izrazito nehomogen. Sastoji se od svijetlog sedimenta i tamnog sedimenta, kao u uzorku MSH–3. Međutim, ovdje se vide nepravilne, mrljaste svijetle nakupine koje predstavljaju primarnu stijenu (Slika 5-1). U primarnoj stijeni su prisutni tamniji dijelovi koji predstavljaju biogene tragove. Djelomično su ti tragovi vertikalni (Slika 5-1).

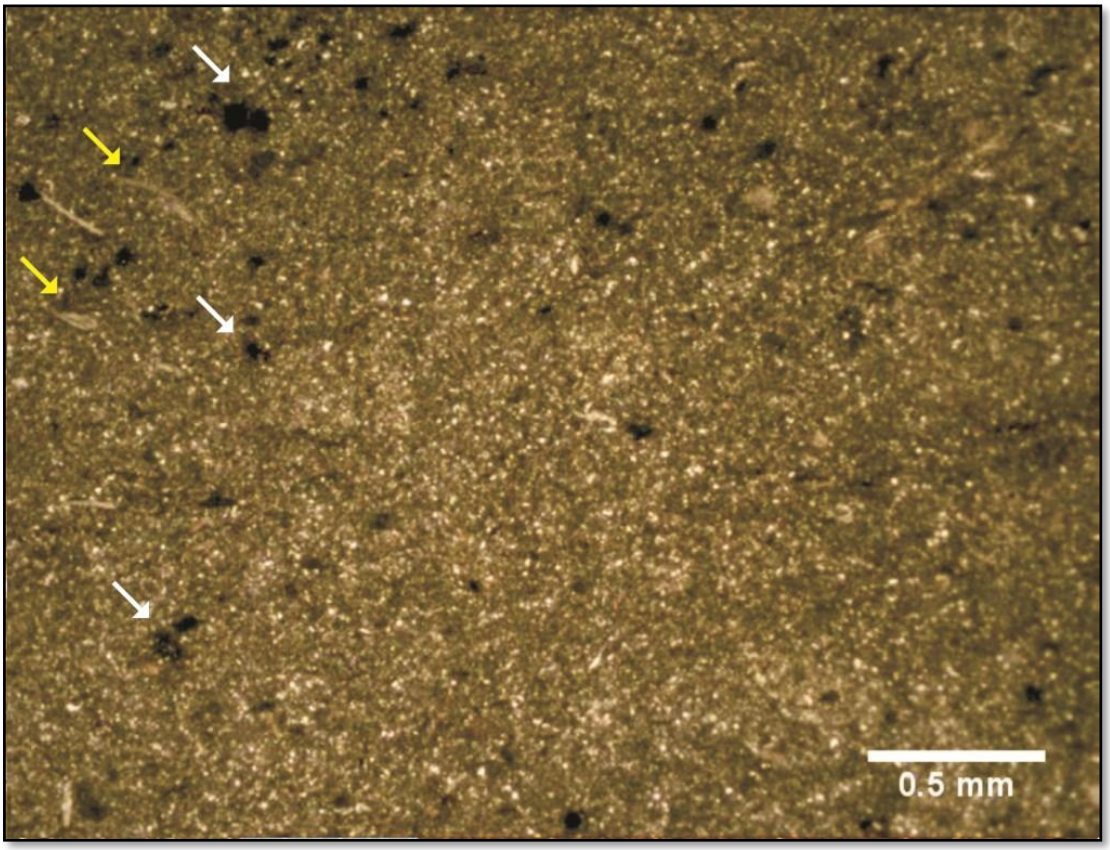
U mineraloškom smislu, analizirani uzorak MSH–4 predstavlja mješavinu kalcita i dolomita što je vidljivo uslijed obojenja. Količinu kalcita nije bilo moguće procijeniti mikropetrografski i to zbog mikrokristalaste osnove. Zato sam upotrijebila razrijeđenu 3% solnu kiselinu. Kapanjem kapi ove slabe kiseline mogla se uočiti burna reakcija iz čega se moglo zaključiti da je količina kalcita prisutna u uzorku znatna, tako da uzorak MSH–4 nikako nisam mogla klasificirati kao dolomit (slično odredbi prema Zheng et al., 2013).

Uočeni su dijelovi opisani kao madston te dijelovi opisani kao pekston. Ovaj dio sloja 27 mikropetrografski je determiniran kao **mikrit s fosilima** (Slika 5-8). Mikropetrografski, uzorak MSH–4 ne pokazuje jasno uočljivu nehomogenost koja se može

uočiti makroskopski. U sastavu se vidi tamnija ili svjetlija mikritna osnova (ponekad ona ima mrvičasti izgled) te rijetki bioklasti. Udio bioklasta iznosi ~ 5%, a uglavnom se sastoje od fragmentiranih ljuštura brahiopoda, foraminifera i ježinaca (Slika 5-8). U mikrokristalastoj osnovi su djelomično primjetni kristali dolomita, a djelomično kalcita. Ljušture fosila su uglavnom ostale kalcitne.

U vršnom dijelu preparata uočena je jedna deblja lamina/proslojak (oko 5 mm) s velikom koncentracijom bioklasta (50 – 60%). Makroskopski se vidi da debljina te lamine/ proslojka varira od nekoliko mm do 1 cm. Ova je lamina/proslojak bitno drugačijeg sastava nego ostali dio uzorka. Bioklasti dominiraju, jako su fragmentirani, ali krupniji nego u ostalom dijelu sedimenta. Dobro su sortirani, a među njima se mogu prepoznati ljušture brahiopoda, foraminifera, mahovnjaka (briozoa) i ježinaca, koje su povezane matriksom. Po svom sastavu ovaj proslojak odgovara biomikritu/pekstonu (Slika 5-9).

U preparatu su prisutni piriti šireg raspona dimenzija (Slika 5-8).

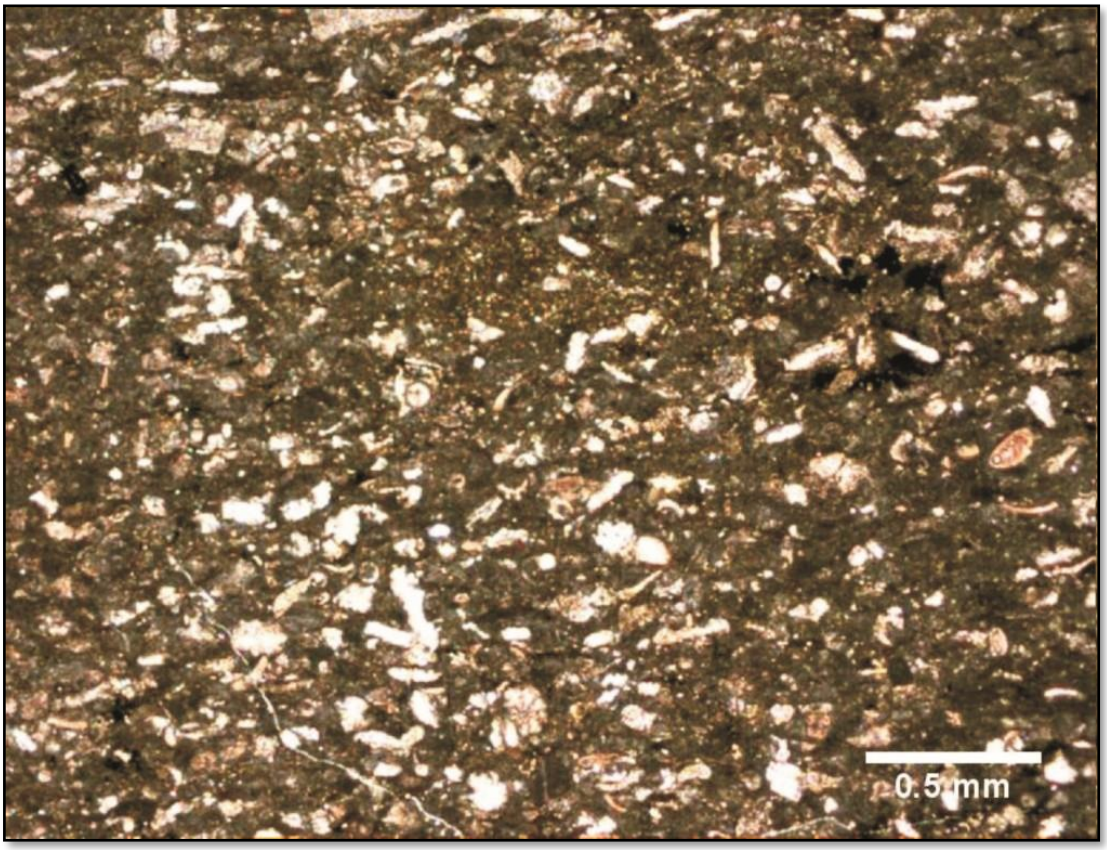


Slika 5-8. Na mikrofotografiji je prikazan sastav mikrita s fosilima (žute strelice) uzorka MSH-4. Često su prisutni kristali pirita (bijele strelice) šireg raspona dimenzija.

Interpretacija:

Prema brojnim, makroskopski vidljivim, biogenim tragovima na poliranoj površini uzorka Meishan 27 možemo pretpostaviti da je ova sredina bila nastanjena organizmima (Slika 5-1). Biogeni tragovi su posljedica njihove životne aktivnosti (stanovanje, hranjenje). Prisutnost organizama ukazuje na oksidativne uvjete u okolišu. Stoga, možemo pretpostaviti da je dio pirita većih dimenzija nastao tijekom kasne dijageneze. Sitni framboidalni piriti mogli su nastati u blago reduktivnim uvjetima koji su se stvorili u okolišu.

Do taloženja lamine/proslojka biomikrita – pekstona moglo je doći zbog promjene energije vode posredstvom olujnih valova. Dolazi do naglog podizanja sedimenta i fosilnih zajednica s morskog dna te do njihove prerade. U prilog tome ide i razvijena oštra granica sa slojem u podini koja ukazuje na eroziju morskog dna. Stoga bi se ova lamina/proslojak mogla interpretirati kao tempestit koji je taložen oko osnovice valova olujnog vremena.



Slika 5-9. Na mikrofotografiji je prikazana lamina biomikrita/pekstona (tempestitna lamina/proslojak). U sastavu su prisutni su bioklasti većih dimenzija, a vezivo je mikritno.

Usporedba s opisom sloja 27 prema Zheng et al. (2013):

Opisani uzorka MSH–4 odgovara vršnom dijelu podsloja 27–3, koji je klasificiran kao glinoviti dolomit te donjem dijelu podsloja 27–4, koji je klasificiran kao glinoviti dolomit bogat bioklastima, prema Zheng et al. (2013).

Prema Zheng et al. (2013), u donjem dijelu podsloja27–4 prisutna je lamina/proslojak unutar koje su vapnenački bioklasti koncentrirani i čvrsto zbijeni. Matriks između bioklasta uglavnom čine kristali dolomita i u manjoj mjeri vapnenački mulj. Lamina/proslojak interpretirana je kao tempestitni sloj koji je u baznom dijelu razvio oštru erozijsku površinu i normalnu gradaciju. Gotovo identična osobina odnosno tanki proslojak/lamina tempestita bogatog bioklastima prisutan je i u analiziranom uzorku MSH–4. Postoji i mineraloška razlika u odnosu na podsloj 27–3 i 27–4 koji su klasificirani kao glinoviti dolomiti dok je uzorak MSH–4 determiniran kao vapnenac.

U navedenim podslojevima bioklastični detritus čine fragmenti ježinaca, foraminifera i brahiopoda što odgovara pronađenim fosilnim ostacima u analiziranom uzorku MSH–4. Jedina razlika između podslojeva 27–3 i 27–4 je u udjelu bioklasta, koji je u podsloju 27–4 znatno veći (Zheng et al., 2013). U olujnoj lamini/proslojku pronađeni su i ostaci mahovnjaka (briozoa), dok su u cjelokupnom analiziranom uzorku MSH–4 pronađene i kalcisfere. Navedene skupine fosila ne spominju se u radu Zheng et al. (2013).

Makroskopski su uočeni tragovi ihnofosila, u podsloju 27–3 koji odgovara području ispod tempestita, a koji bi mogli odgovarati ihnorodu *Planolites* kako se i navodi u radu Zheng et al. (2013). Uz tragove ihnoroda *Planolites* utvrđeni su i tragovi koji bi mogli odgovarati ihnorodu *Thalasinoides*. Ostali tragovi ihnofosila nisu determinirani. Izrazita nehomogenost vidljiva u uzorku Meishan 27 također je interpretirana kao biogeni tragovi koji su posljedica stanovanja i/ili hranjenja organizama.

Uzorak MSH – 5

Uzorku odgovara narednih 3 cm u nastavku uzorka MSH–4. Uzorak MSH–5 može se determinirati kao vekston. Makroskopski na dijelu uzorka Meishan 27 koji prekriva prostor analiziranog uzorka MSH–5 vidljive su dvije, jasno izražene granice koje bi teoretski mogle odgovarati *hardground* površinama. Na gornjoj *hardground* površini vidljive su pukotine (Slika 5-1 a,b). Također, makroskopski je vidljivo i žućkasto mrljasto obojenje, koje je nastalo oksidacijom pirita između dvije *hardground* površine.

Mikropetrografski, ovaj dio sloja 27 je determiniran kao **biomikrit**. U analiziranom uzorku MSH–5 udio bioklasta iznosi nešto više od 10%, a uglavnom se sastoje od ljuštura brahiopoda, foraminifera, ježinaca i kalcisfera. Fragmenti fosila su uglavnom ostali kalcitni, budući da su se prilikom standardnog postupka bojenja karbonata obojili u crveno (Slika 5-10). U mikropetrografskom sastavu vidi se mikritna osnova, koja je svjetlija ili tamnija tvoreći deblje ili tanje lamine. U mikrokristalastoj osnovi su prisutni i kristali kalcita i dolomita.

Također, valja napomenuti da uz prisutne raspršene kristale pirita, u analiziranom uzorku MSH–5 vidi se i jedna lamina bogata framboidalnim piritima (Slika 5-11).

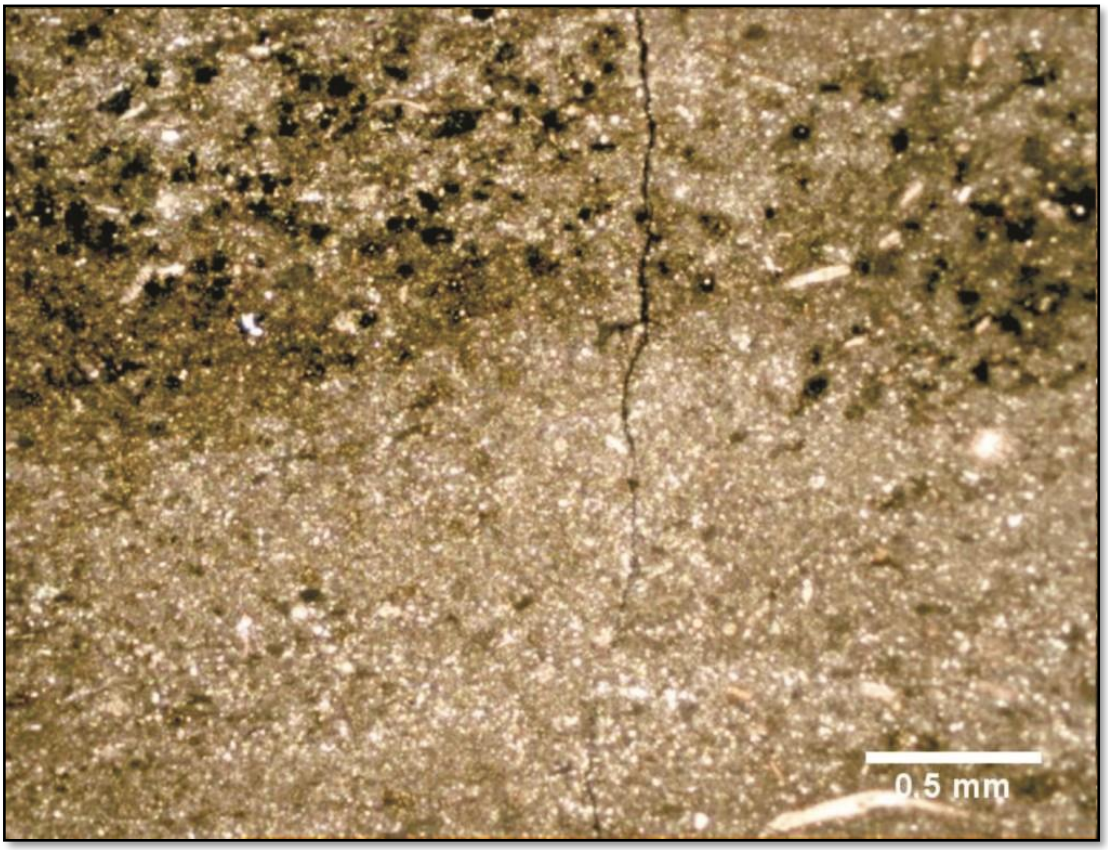


Slika 5-10. Na mikrofotografiji su prikazani bioklasti (žuta strelica) i piriti (bijela strelica) prisutni u sastavu biomikrita uzorka MSH–5. Osnova je mikritna.

Interpretacija:

Prisutnost *hardground* površina mogla bi ukazivati na litifikaciju na granici sediment – voda uslijed smanjene rate sedimentacije ili njezinog prekida. Između *hardground* površina utvrđena prisutnost oksidiranih željeznih oksida što može ukazivati na otapanje na morskom dnu prilikom prekida sedimentacije. Također, prisutnost kalcisfera u sastavu bioklasta ukazuje na taloženje u otvorenom okolišu dubljeg mora.

Lamina bogata framboidalnim piritima ukazuje na uspostavu kratkotrajnih reduktivnih uvjeta u niskoenergetskom okolišu. U prilog tome ide i nedostatak bioturbacije, odnosno odsutnost tragova nastalih posredstvom životnih aktivnosti organizama.



Slika 5-11. Uzorak MSH–5. Na mikrofotografiji je prikazana lamina bogata piritom (gornji dio). Osnovni sediment odgovara biomikritu (donji dio fotografije).

Usporedba s opisom sloja 27 prema Zheng et al. (2013):

Opisani dio uzorka Meishan 27 odgovara podsloju 27–4 koji je determiniran kao glinoviti dolomit bogat bioklastima, prema Zheng et al. (2013).

U uzorku MSH–5 ustanovljena je prisutnost mikrokristala dolomita i kalcita. No, zastupljenost dolomita je nedovoljna za klasifikaciju stijene kao dolomit. Jednako kao i u uzorcima MSH–3 i MSH–4, udio gline nije utvrđen stoga se analizirani uzorak MSH–5 ne bi mogao interpretirati kao glinoviti.

U radu Zheng et al. (2013), u navedenom podsloju je bioklastični detritus sastavljen od fragmenata foraminifera, ježinaca, brahiopoda i ostrakoda što odgovara pronađenim fosilnim ostacima u analiziranom uzorku MSH–5. Fragmenti fosilnih organizama jednaki

su podsloju 27–3, a jedina razlika je njihov veći udio. Također, valja napomenuti da su i u ovom uzorku pronađene kalcisfere, koje se ne spominju u radu Zheng et al. (2013).

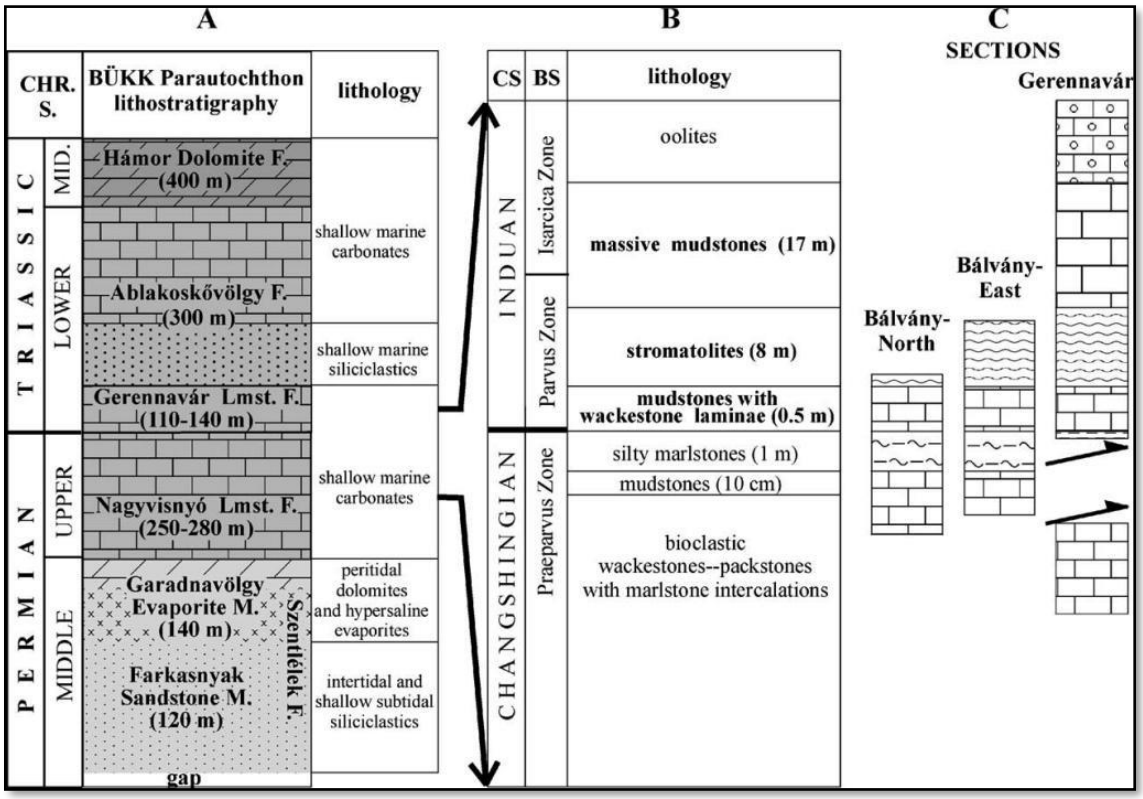
Prema Zheng et al. (2013) u sredini podsloja 27–4 javljaju se dvije *hardground* površine, a uz njih je moguća i pojava intraklasta iz donjih podslojeva koji mogu biti veličine do 1 cm u promjeru. Makroskopski je na uzorku Meishan 27, kao što je i ranije navedeno, utvrđena je prisutnost dviju *hardground* površina, ali intraklasti nisu uočeni.

6. KARAKTERISTIKE PERMO-TRIJASKOG PRIJELAZNOG INTERVALA NA PROFILU BÁLVÁNY–NORTH (MAĐARSKA)

Prema Haas et al. (2007), kasni perm na lokalitetima planine Bükk zastupljen je Nagyvisnyó formacijom vapnenaca. Sastoji se od tanko slojevitog vapnenca s dolomitom u donjem dijelom te s laporom u gornjem dijelu. Nagyvisnyó formacija bogata je bioklastima, među kojima su zastupljene vapnenačke alge, foraminifere, spužve, školjkaši, puževi, nautilidi, ostrakodi, trilobiti, brahiopodi, ježinci te konodonti. Starost formacije je kapitanij – čangsingij (srednji do kasni perm).

Na vapnenac Nagyvisnyó formacije naliježe glinoviti siltit (engl. *marly siltstone* poznati kao BSB – *Boundary Shale Bed*, prema Hass et al., 2007) na koji pak naliježe stromatolitni vapnenac koji predstavlja podinu Gerennavár formacije.

Gerennavár formacija sastoji se od madstona u podini te ooidnog vapnenca tipa madston do vekston u krovini. Idući prema gore, povećava se debljina slojeva bioklastičnog grejnstona (Haas et al., 2007).



Slika 6-1. Stratigrafski odnosi formacija kasno permske do rano trijaske starosti na prostoru planine Bükk. (a) shematski prikaz permske do rano/srednje trijaske litostratigrafije; (b) litološke jedinice i biostratigrafske podjedinice kasnog perma – ranog trijasa; CS: kronostratigrafija, BS: biostratigrafija. (c) pojednostavljeni prikazi geoloških stupova istraživanih sljedova naslaga (preuzeto iz Haas et al., 2007).

Prema Haas et al. (2007), unutar Nagyvisnyó formacije sedimentne strukture su savršeno očuvane. Primarna sedimentna tekstura očuvana je i u sloju graničnog šejla (glinovitog siltita), iako je zabilježena pojava folijacije i značajnih alteracija minerala glina. Pomoću tih karakteristika određen je niski stupanj regionalnog metamorfizma koji je zahvatio područje planine Bükk tijekom krede. Unutar karbonatnih slojeva, u podini Gerennavár formacije primijećene su dijagenetske promjene koje se očituju zamjenom primarnog marinskog cementa neomorfnim sparitom. Uz stilolite, lokalno je uočena pojava dolomita. Dolomitizacija je interpretirana kao posljedica zalijeganja.

6.1. Litološke karakteristike Bálvány–North slijeda naslaga

Detaljna analiza potpunog intervala prijelaznih naslaga iz perma u trijas, pronađenog na lokalitetu Bálvány–North, izložena je u radovima Haas et al. (2007) i Hips & Haas (2006) te su ti radovi korišteni prilikom opisivanja te za usporedbu s dva uzorka s ovog lokaliteta koje mi je za analizu ustupila prof.dr.sc. Dunja Aljinović.

Interval od sloja 1 do sloja 3 koji predstavlja najniži dio Bálvány–North slijeda, prema Haas et al. (2007), sastoji se od tamno sivog do crnog vapnenca bogatog bioklastima (tipa vekston). Među bioklastima dominiraju fragmenti krinoida, brahiopoda, školjkaša, puževa, foraminifera, ostrakoda te vapnenačkih algi. Interval između slojeva 1 i 3 bogat je konodontima i bodljikašima.

Sloj 4 čini izmjena tamno sivog vapnenca (bioklastični vekston) s ljubičastim do crvenkasto – smeđim laporom koji sadrži nodule vapnenca promjera 0,5 do 5 centimetara. Veličina bioklasta je manja nego u starijim slojevima, veličine srednje do sitnozrnatog pijeska ili silta (Haas et al., 2007).

Sloj 5 čini tamno sivi, bioturbirani vapnenac (bioklastični vekston). Među bioklastima se ističu fragmenti puževa, školjkaša, bodljikaša, brahiopoda, ostrakoda te nekoliko vrsta foraminifera. Pronađena su i zrna polena permske starosti.

Sloj 6.1 čine pločasti glinoviti vapnenac i kalcitom bogati lapor s bioklastima (tipa vekston do pekston). Među bioklastima dominiraju fragmenti mekušaca i brahiopoda, te bodljikaša i ostrakoda. U ovome sloju zabilježena je velika brojnost foraminiferske vrste *Hemigordius*.

Slojevi 6.2 i **6.3** determinirani su kao glinoviti i siltni vapnenac tipa madston. Unutar navedenih slojeva primjetan je pad udjela biogene komponente, iako nema istaknute promjene litologije. Među bioklastima, veličine sitnog pijeska do silta, nalaze se fragmenti ježinaca i ostrakoda te foraminiferske vrste *Hemigordius*.

Sloj 7 koji je klasificiran kao glinoviti siltit (engl. *marly siltstone* prema Haas et al., 2007) ili sloj „graničnog šejla" tzv. BSB – *Boundary Shale Bed*. Ovaj sloj naliježe na sloj madstona (sloj 6.3). Debljina sloja 7 iznosi 94 centimetara. On je, obzirom na litološke karakteristike, podijeljen na šest dijelova. U vršnih 30 centimetara sloja 7 pronađene su brojne spore koje ukazuju na trijasku starost.

Sloj 7.1 čini smeđi do sivi siltozni lapor u kojem se nalaze dobro očuvani fragmenti školjkaša. Udio bioklasta manji je od 1%, a zastupljeni su fragmentima ježinaca, ostrakoda i brahiopoda. Udio pirita koji se javljaju u različitim oblicima odnosno širokom rasponu dimenzija je velik. Također, u navedenom sloju zabilježena je lamina bogata kvarcom i tinjcima debljine od 1 do 3 milimetra.

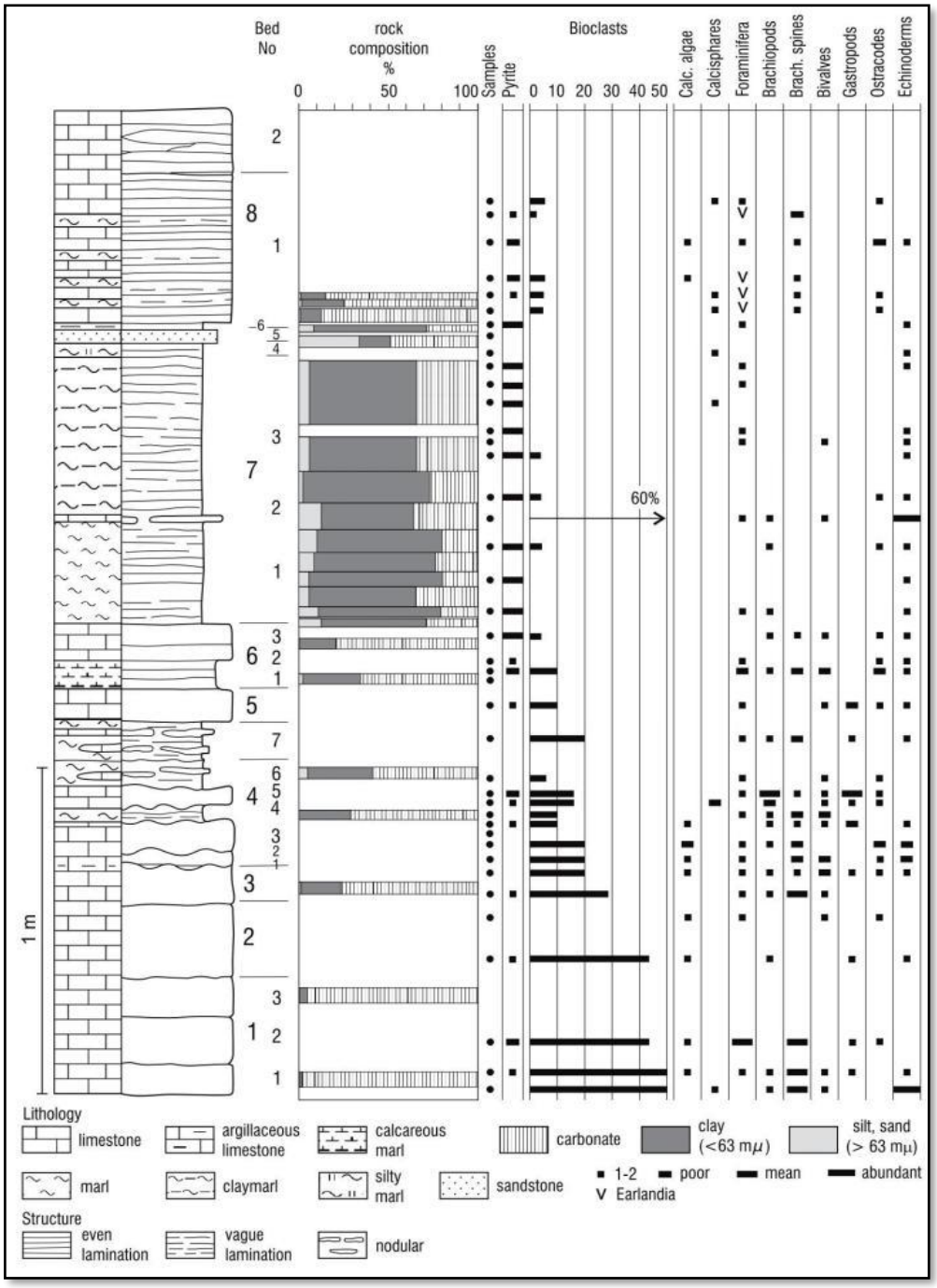
Sloj 7.2 čini svijetlo sivi glinoviti do siltozni vapnenac debljine 2 centimetra, unutar kojeg se nalazi lamina sastavljena od krinoida, debljine 4 milimetra, unutar BSB–a.

Sloj 7.3 čini sivi glinoviti siltit. Bioklasti su zastupljeni u znatno manjem broju i čine ih fragmenti ježinaca, foraminifera, mekušaca i ostrakoda.

Sloj 7.4 sastoji se od izmjene lamina kalcitom bogatog lapora i lamine siltita, ukupne debljine 5 centimetara. Udio bioklasta značajno je reduciran te je pronađeno svega nekoliko bioklasta ježinaca, ostrakoda i foraminifera.

Sloj 7.5 klasificiran je kao svijetlo sivi pjeskoviti lapor koje se javlja u vršnom dijelu BSB–a. Sastoji se od zrna kvarca veličine pijeska i u manjoj mjeri tinjaca koji su povezani mikrosparitom.

Sloj 7.6 čini glinoviti siltit debljine 2 centimetra koji ujedno čini i krovinu sloja „graničnog šejla" (BSB).



Slika 6-2. Litologija, sastav stijena te udio i sastav bioklasta u Bálvány–North slijedu naslaga (slika iz Haas et al., 2004).

Sloj 8.1 sastavljen je od pločastog glinovitog vapnenca, debljine 45 centimetara, s tankim proslojcima šejla u donjem dijelu (Hips & Haas, 2006). Slojevi vapnenca sastavljeni su od mikrita s malim udjelom bioklasta među kojima dominiraju fragmenti brahiopoda, ostrakoda i foraminifera. Javljaju se karakteristične „mrlje“ milimetarskih do centimetarskih dimenzija, koje su najvjerojatnije uzrokovane bioturbacijom. Lamina bogata siliciklastima veličine silta (kvarc i tinjci) pronađena je 25 centimetara iznad baze

ovoga sloja. Unutar opisanog sloja, točnije u njegovim podinskim naslagama pronađene su konodontne vrste *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA) i *H. praeparvus* (KOZUR). To je izuzetno važno, budući da se GSSP za permo – trijasku granicu određuje prvom pojavom konodontne vrste *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA). Narednih 8 metara proteže se sloj mikrobijalnih vapnenaca – stromatolita koji je podijeljen na dva dijela. Donji dio sloja je tanko uslojen i ravnomjerno laminiran dok je gornji dio debelo uslojen s valovitim laminama koje postupno nestaju idući prema gore.

Sloj 8.2 predstavljen je mikrobijalnim naslagama – stromatolitima debljine 20 centimetara. Ukupna debljina stromatolita je bitno veća no na ovom profilu nalazi se tek početak jedinice stromatolita.

Mikrobijalni vapnenci (stromatoliti) su pronađeni uz permo – trijasku granicu na mnogim lokalitetima (pregled u Kershaw et al., 2012) te se smatraju facijesom karakterističnim za period nakon velikog izumiranja krajem perma. Zbog toga će neki elementi mikrobijalne građe biti posebno opisani u ovome radu.

Važno je napomenuti da su unutar gotovo svih slojeva pronađeni piriti, često u djelomično ili potpuno oksidiranim formama (pseudomorfoze getita). Na Bálvány–North profilu moguće je razlikovati tri generacije pirita: mali, euhedralni kristali pirita (0,1 – 0,2 mm) koji su prisutni u cijelom profilu, veliki kristali pirita (1 – 2 mm) koji su karakteristični za vršni dio slojeva vapnenaca Nagyvisnyó formacije te za sloj „graničnog šejla“ (BSB) i framboidalni piriti, koji se prvi put pojavljuju unutar sloja „graničnog šejla“ i nestaju unutar vapnenca koji čini podinu Gerennavár formacije (Haas et al., 2007).

6.1.1. Stromatoliti

Mikrobijalni vapnenci koji se pojavljuju na granici perm – trijas zamjenjuju plitkomorske karbonate permske starosti. Mikrobijaliti se razvijaju direktno na permskim vapnencima otvorenog šelfa uz oštru granicu ili na oolitičnim bioklastičnim grejnstonima do vekstonima koji su se istaložili u vrlo kratkom periodu nakon izumiranja. U mikrobijalitima s lokaliteta Bálvány–North mogu se prepoznati sljedeći elementi mikrostrukture koji izravno ukazuju na posredstvo mikroba pri nastajanju ovog tipa

vapnenaca. To su: **mikrit nastao posredstvom mikroba, kalcificirani skeleti mikroba, te grudičaste, peloidne i nitaste mikrostrukture**.

Na prostoru planinskog područja Bükk, horizontalno laminirani mikrobijalni karbonati javljaju se iznad sloja pločastog glinovitog vapnenca. Kao što je ranije navedeno, stromatolitni interval može se makroskopski podijeliti na dva dijela: tanko slojevit i ravnomjerno laminirani donji dio (debljine 4,3 metra) te debelo slojeviti gornji dio s valovitom laminacijom (debljine 3,7 metara) koja postupno nestaje idući prema gore. U podini i krovini sloja stromatolita nije pronađena erozijska površina (diskordancija) kao ni dokaz o prekidu sedimentacije (Hips & Haas, 2006).

Prema Hips & Haas (2006) stromatolitne mikrostrukture okarakterizirane su izmjenom tamnih, gustih ili grudičastih mikritom bogatih lamina i svijetlih, masivnih, mikrokristalastih lamina. Najčešće je prisutna izmjena parova tamnih i svijetlih lamina. Hips & Haas (2006) interpretiraju kristalasti karbonatni materijal iz svijetlih lamina kao detritični. Mikritom bogate lamine su mikrobijalnog porijekla, a okrugle forme pritom ukazuju na kalcificirane skelete mikroba ili na kalcificirane forme mikroba ili općenito na medijaciju mikroba u postanku vapnenaca.

Prema Hips & Haas (2006), mikrobijalni stromatoliti su nastali u relativno niskoenergetskim, otvorenim marinskim okolišima na prostoru dublje rampe. Sedimenti koji čine detritusne lamine najvjerojatnije su transportirani slabim pridnenim olujnim strujama.

6.2. Interpretacija taložnog okoliša na profilu Bálvány–North

Interpretacija lokalnih i globalnih promjena u okolišu detaljno je opisana u radu Haas et al. (2007). Prema istim autorima interpretacija je slijedeća:

Interval od sloja 1 do sloja 3 Nagyvisnyó formacije sastoji se od tamno sivih bioklastičnih vapnenaca tipa vekston do pekston s proslojcima lapora i kalcitnog lapora. Taloženje slojeva veže se uz niskoenergetski okoliš, kisikom zasićeno toplo more normalnog saliniteta, odnosno uz njegovu eufotičku zonu.

Sloj 4 predstavlja izmjena tamno sivog vapnenca s ljubičastim do crvenkasto – smeđim laporom. Obilježen je promjenom u litološkom sastavu, dolazi do povećanja udjela siliciklastične komponente dimenzija gline te do smanjenja udjela bioklasta, što ukazuje na taloženje u neznatno dubljem morskom okolišu.

Slojevi 5 i **6.1** koje čine bioturbirani vapnenci i pločasti glinoviti vapnenci u izmjeni s vapnenačkim laporom bogati su bioklastima, što ukazuje na raznoliku bentičku faunu plitkomorskog okoliša.

Slojevi 6.2 i **6.3** koji su determinirani kao glinoviti i siltozni vapnenac, obilježeni su značajnim padom i redukcijom veličine bioklasta (dimenzije pijeska ili silta), bez značajnije promjene u udjelu karbonata. Nestanak mnogih vrsta karakterističnih za Nagyvisnyó formaciju može ukazivati na događaje krajem perma koji su doveli do masovnog izumiranja. Klimatološke promjene koje su nastupile dovele su do promjena i u vegetaciji, što je za posljedicu imalo povećanje erozije i većeg donosa siliciklastičnog detritusa s kopna.

Sloj 7 koji je determiniran kao glinoviti siltit karakterizira znatno povećanje udjela siliciklastične komponente. Nema značajnije promjene u udjelu bioklasta u odnosu na niže slojeve. Sedimentne karakteristike glinovitog siltita i relativno dobro očuvane ljušture školjkaša i brahiopoda ukazuju na taloženje u niskoenergetskom okolišu. Tanka lamina krinoida koja se javlja u sloju 7.2 interpretirana je kao distalni olujni talog. Unutar sloja 7.4 očuvana je tanka lamina siltita koja je mogla nastati gravitacijskim tokom niz rampu potaknutim olujnim valovima. Očuvanost laminacije ukazuje na odsutnost bioturbacije.

Pojava framboidalnih pirita u ovome sloju ukazuje na osiromašenje kisikom pridnenih voda. Također, u vršnom dijelu sloja 7 zabilježen je nestanak makrofosila (školjkaši, brahiopodi) koji ukazuje na novu krizu kisika.

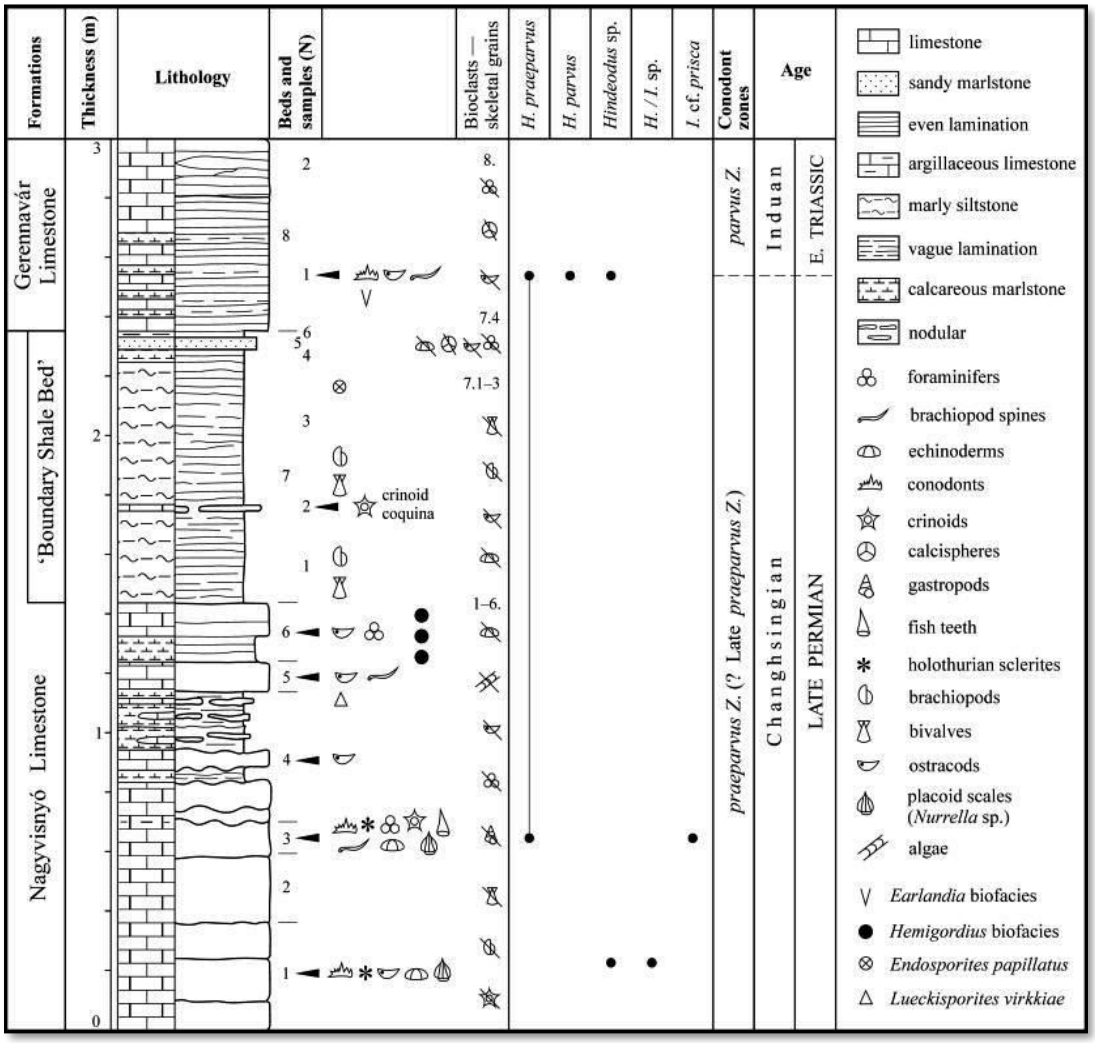
Sloj 8.1 zastupljen vapnencima tipa madstona. Tanka lamina tipa vekston u donjem dijelu sloja (madston) sadrži abradirane sitne bioklaste, interpretirana je kao plitkomorski sediment koji je naknadno prerađen rano trijaskim olujama.

Sloj 8.2 sastoji se od mikrobijalnih karbonata (stromatolita) koji postaju dominantni, što ukazuje na značajne promjene u postanku karbonata u odnosu na karbonate iz Nagyvisnyó formacije. Nedostatak dokaza o izloženosti stromatolitnih slojeva ukazuje na taloženje u subtajdalnim/potplimnim okolišima.

6.3. Biostratigrafske karakteristike Bálvány–North slijeda naslaga

U Bálvány–North slijedu naslaga uzeto je sedam uzoraka pomoću kojih su određene fosilne skupine organizama te prisutnost konodontnih vrsta pomoću kojih je definirana biostratigrafija kao što je opisano u radu Sudar et al. (2008). Uzeti uzorci prikazani su na
Slika 6-3. Samo unutar tri uzorka (slojevi 1, 3 i 8.1) pronađeni su konodonti dok su u ostalim uzorcima pronađeni ostrakodi, foraminifere, bodljikaši, krinoidi, zubi riba i brahiopodi.

Unutar slojeva 1 i 3, koji predstavljaju podinu Nagyvisnyó formacije pronađene su konodontne vrste *Hindeodus praeparvus* (KOZUR), *Hindeodus* sp., *Hindeodus/Isarcicella* sp. i *Isarcicella* sp. *prisca*. Unutar intervala od sloja 4 do sloja 7 nisu pronađene konodontne vrste. Određene konodontne vrste i odsutnost konodontne vrste *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA) ukazuju da Nagyvisnyó formacija, uključujući i sloj 7 – sloj „graničnog šejla“, pripada *H. praeparvus* zoni (kasni čangsingij).



Slika 6-3. Geološki stup Bálvány–North slijeda naslaga s prikazanim prisutnim fosilnim zajednicama i konodontnom biostratigrafijom (slika iz Sudar et al., 2008).

Prva pojava konodontne vrste *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA), 20 centimetara iznad baze Gerennavár formacije, u asocijaciji s vrstama *Hindeodus praeparvus* (KOZUR), *Hindeodus* sp. označava početak *H. parvus* zone (rani induan).

Također, važno je napomenuti da u Bálvány–North slijedu naslaga nije zabilježena pojava gondolelloida.

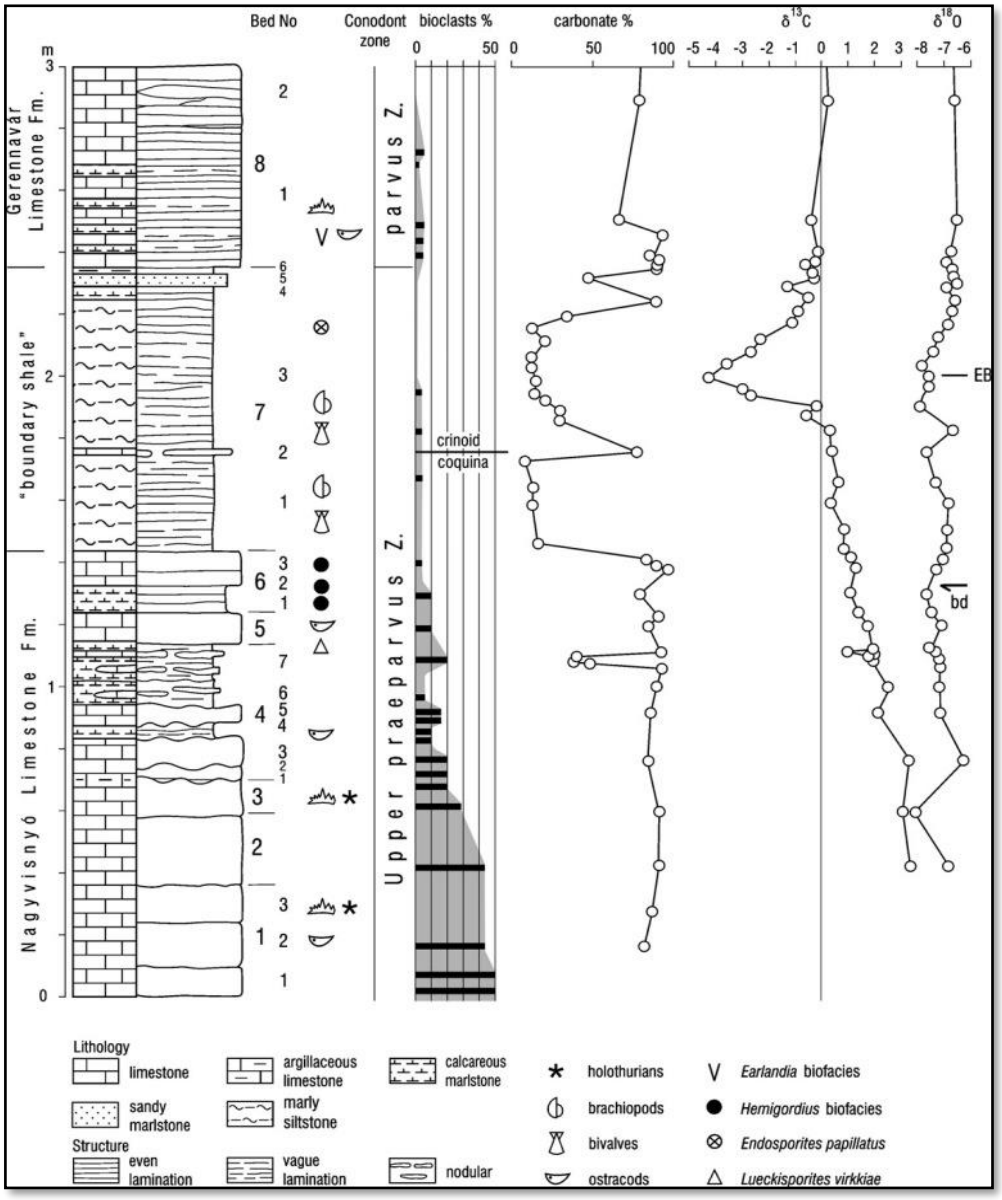
6.4. Geokemijske karakteristike Bálvány–North slijeda naslaga

Kao što je ranije navedeno u poglavlju 4.4, permo – trijasku granicu moguće je definirati prema izraženim pomacima izotopa, $\delta^{13}C_{carb}$ i $\delta^{13}C_{org}$ prema negativnim vrijednostima. Također, uvjete u kojima je dolazilo do taloženja određujemo pomoću stabilnih izotopa ugljika i kisika iz karbonata ($\delta^{13}C_{carb}$ i $\delta^{18}O_{carb}$).

Prema Haas et al. (2007), unutar Nagyvisnyó formacije, točnije unutar sloja 2, zabilježene su pozitivne vrijednosti $\delta^{13}C_{carb}$ od ~3‰ (Slika 6-4). Idući prema gore vrijednosti se postupno smanjuju, a paralelno sa smanjenjem $\delta^{13}C_{carb}$ vrijednosti smanjuje se i udio bioklasta. Unutar sloja 4 Nagyvisnyó formacije primjetan je značajniji $\delta^{13}C_{carb}$ pomak prema negativnim vrijednostima (s 2‰ na 1‰). U podini sloja 7 (BSB) Gerennavár formacije primjetan je značajan pad udjela karbonata, što označava promjenu u litologiji jer vapnenac prelazi u glinoviti siltit. Unatoč značajnom padu udjela karbonata u stijeni, $\delta^{13}C_{carb}$ vrijednosti su i dalje u postupnom padu, ~ -1‰. U sloju 7.3 zabilježen je veliki i nagli pomak $\delta^{13}C_{carb}$ (Slika 6-4) prema negativnim vrijednostima (s -1‰ na -4‰). Nakon toga, u vršnom dijelu sloja 7.3 dolazi do naglog pomaka $\delta^{13}C_{carb}$ prema pozitivnim vrijednostima te su zabilježene vrijednosti $\delta^{13}C_{carb}$ jednake onima u donjem dijelu sloja 7 (~ -1‰). U naliježećim slojevima $\delta^{13}C_{carb}$ vrijednosti ostaju gotovo ujednačene, uz blagi pomak prema pozitivnim vrijednostima (~0,5‰) u sloju 8.2.

Zabilježene vrijednosti $\delta^{18}O_{carb}$ u slijedu naslaga Bálvány–North, prema Haas et al. (2007), znatno su homogenije, s prosječnom vrijednosti od -7,1 ± 0,4‰ u cijelom profilu (Slika 6-4). Iako $\delta^{13}C_{carb}$ vrijednosti pokazuju sistematične promjene, ne može ih se dovesti u korelaciju s $\delta^{18}O_{carb}$ vrijednostima. Primjetna razlika zabilježena je samo između donjih i gornjih dijelova na ovome profilu. Prosječne vrijednosti $\delta^{18}O_{carb}$ iznose -7,3 ± 0,4‰ ispod izraženog pomaka prema negativnim vrijednostima $\delta^{13}C_{carb}$ dok iznad iznose -6,8 ± 0,2‰.

Iz dostupnih podataka može se zaključiti da postupni pad $\delta^{13}C_{carb}$ prema negativnim vrijednosti, kao i izraženi negativni pik $\delta^{13}C_{carb}$ unutar Bálvány–North slijeda naslaga, ukazuju na promjene uvjeta u okolišu. Ne postoji korelacija između $\delta^{13}C_{carb}$ i $\delta^{18}O_{carb}$ te smanjenja udjela karbonata u stijeni koja bi značajan i brzi pomak $\delta^{13}C_{carb}$ prema negativnim vrijednostima (negativni pik) objasnila kao dijagenetsku i/ili metamorfnu karakteristiku (Haas et al., 2007).



Slika 6-4. Bálvány–North slijed naslaga. Prikazani su određeni parametri: litologija, konodontna biostratigrafija, biofacijesi, udio bioklasta, udio karbonata te izotopi ugljika i kisika. Kratice: bd – početak izumiranja; EB – „granični događaj" (slika iz Haas et al., 2007).

Unutar ranije opisanih generacija pirita (poglavlje 6.1) izmjerene su $\delta^{34}S$ vrijednosti. U generaciji malih kristala pirita izmjerene su $\delta^{34}S$ vrijednosti u rasponu od -16‰ do -18‰ koje ukazuju na formiranje pirita posredstvom bakterija tijekom početne faze zalijeganja. Unutar generacije velikih kristala pirita izmjerena $\delta^{34}S$ vrijednost iznosi 8‰ te je utvrđena prisutnost inkluzija sfalerita, što ukazuje da se formiranje pirita odvijalo na malo povišenim temperaturama tijekom kasne dijageneze ili u post-dijagenetskoj fazi. Unutar generacije framboidalnih pirita zbog oksidacije nije moguće odrediti $\delta^{34}S$ vrijednosti. No, karakteristična morfologija kristala pirita ukazuje na postanak posredstvom bakterija u suboksičnom okolišu (prema Haas et al., 2007).

7. VLASTITA OPAŽANJA PRI ANALIZI UZORAKA S PROFILA BÁLVÁNY–NORTH (MAĐARSKA)

Kako je navedeno u ranijem poglavlju 3, mikroskopski preparati su petrografski analizirani, prilikom čega je promatran njihov mikropetrografski sastav i građa.

Uzorak T4 microbial

U ovome uzorku vidljiva je izmjena horizontalno laminiranih parova tamnih i svijetlih lamina. Analizirani uzorak može se determinirati kao **stromatolitni baundston (bindston)** (Slika 7-1).

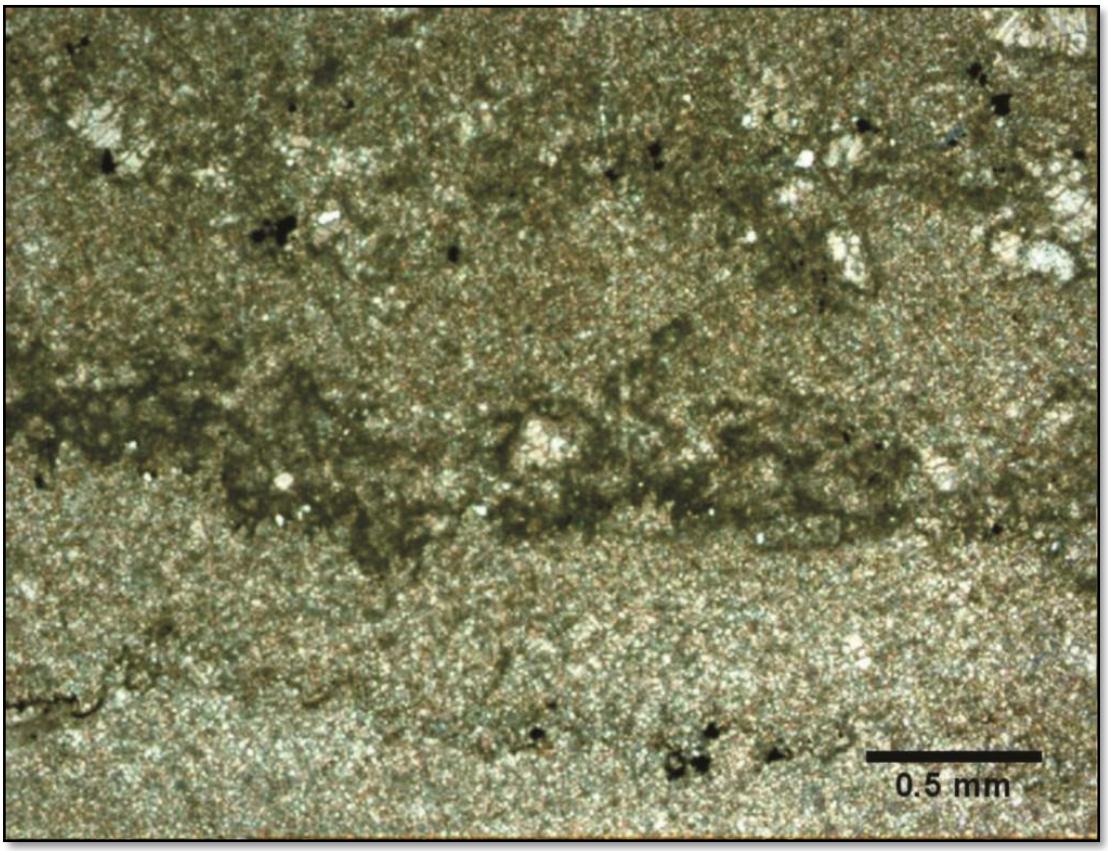
Tamne lamine su bogate mikritom, a svijetle mikrokristalastim kalcitom. Unutar tamnih lamina mogu se prepoznati mikrobijalne tvorbe kao izdužene valovite niti (engl. *prostrate threads* prema Hips & Haas, 2006) (Slika 7-1) kao i guste mikritne lamine (engl. *dense micrite laminae* prema Hips & Haas, 2006) te šupljine. Šupljine su ispunjene kristalima kalcita većih dimenzija (Slika 7-1). Ponekad se u mikrobijalnim laminama mogu vidjeti nakupine sitnih pravilnih okruglih tvorbi (engl. *sphere clusters* prema Hips & Haas, 2006), koje bi mogle predstavljati kalcificirane bakterije. Svijetle lamine koje predstavljaju detritične karbonatne lamine sastavljene su od sitnih kristala kalcita i dolomita. U analiziranom mikropetrografskom preparatu vidljivi su i stiloliti. Također, u uzorku su prisutni i oksidi željeza (karakteristično crvenkasto obojenje kao posljedica oksidacije).

Interpretacija:

Izmjena svijetlih i tamnih lamina ukazuje na učestalu izmjenu tankih lamina, koje su nastale posredstvom mikroba i svijetlih lamina, koje bi mogle odgovarati detritičnim karbonatnim kristalima ili su precipitirani izravno iz morske vode (prema Hips & Haas, 2006). Uočena mikrostruktura niti i sitnih okruglih nakupina izravno ukazuje na mikrobijalno porijeklo pa se prema tome pretpostavlja da je postanak svih mikritnih lamina bio pod utjecajem mikroorganizama (Hips & Haas, 2006). U uzorku je vidljiva dominacija sitnog karbonatnog materijala (svijetle lamine), što Hips & Haas (2006) tumače na način da povremeno dolazi do akumulacije sitnog kristalastog ali detritičnog materijala. Te su lamine, međutim, mogle nastati i pojačanom anorganskom precipitacijom.

Povremeni prekidi u sedimentaciji i/ili smanjena rata sedimentacije omogućuje razvoj mikrobijalnih prevlaka na prostoru rampe, a povišeni donos karbonatnog materijala pomoću olujnih struja ukazuje na povremene prekide njihovog razvoja (prema Hips & Haas, 2006).

Očuvanost mikrobijalnih mikrostruktura i mala veličina kristala kalcita i dolomita ukazuje na relativno brzu kristalizaciju i ranu litifikaciju mikrobnih prevlaka.



Slika 7-1. Na mikrofotografiji je prikazana izmjena tamnih i svijetlih lamina. Unutar tamnih lamina prepoznaje se struktura mikrobijalnih niti (engl. *prostrate threads)* u sredini uzorka te stiloliti i oksidi željeza u donjem dijelu.

Usporedba sa slijedom Bálvány–North:

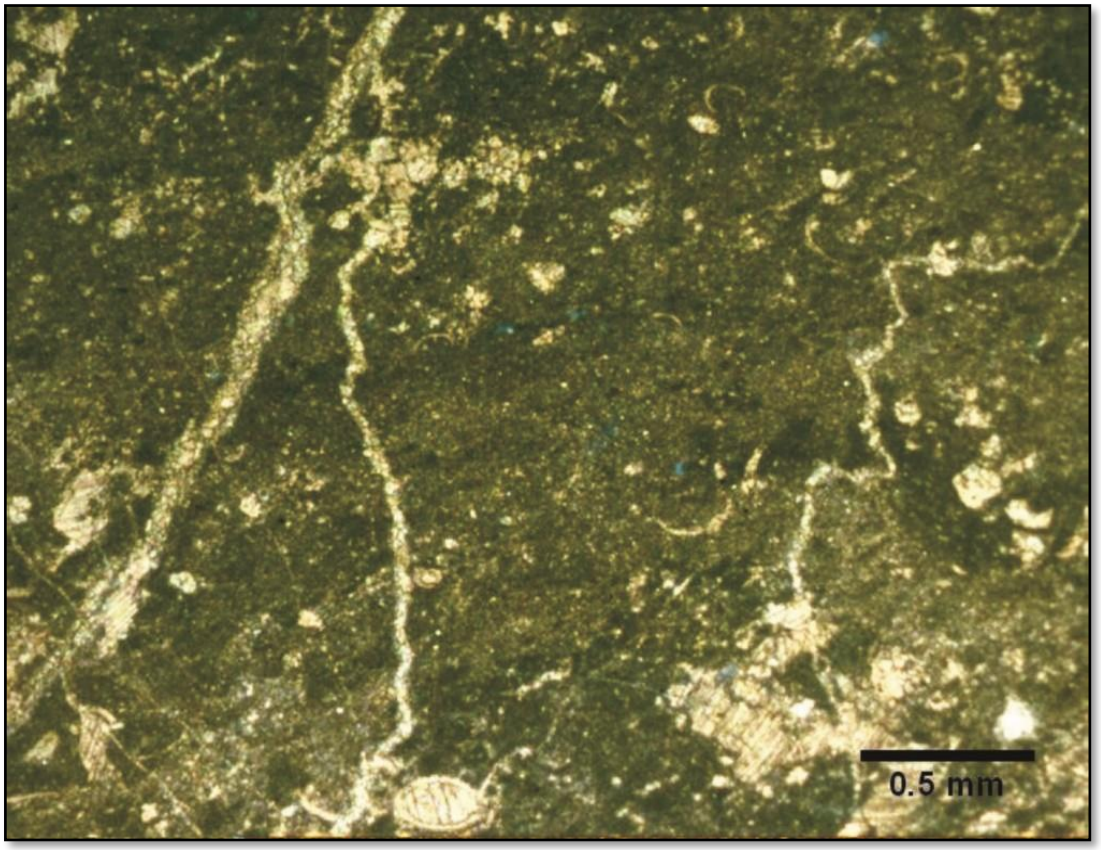
Analizirani uzorak pokazuje karakteristike stromatolita iz sloja 8.2, kako je opisano u slijedu Bálvány–North prema Hips & Haas, 2006.

Uzorak laminiti

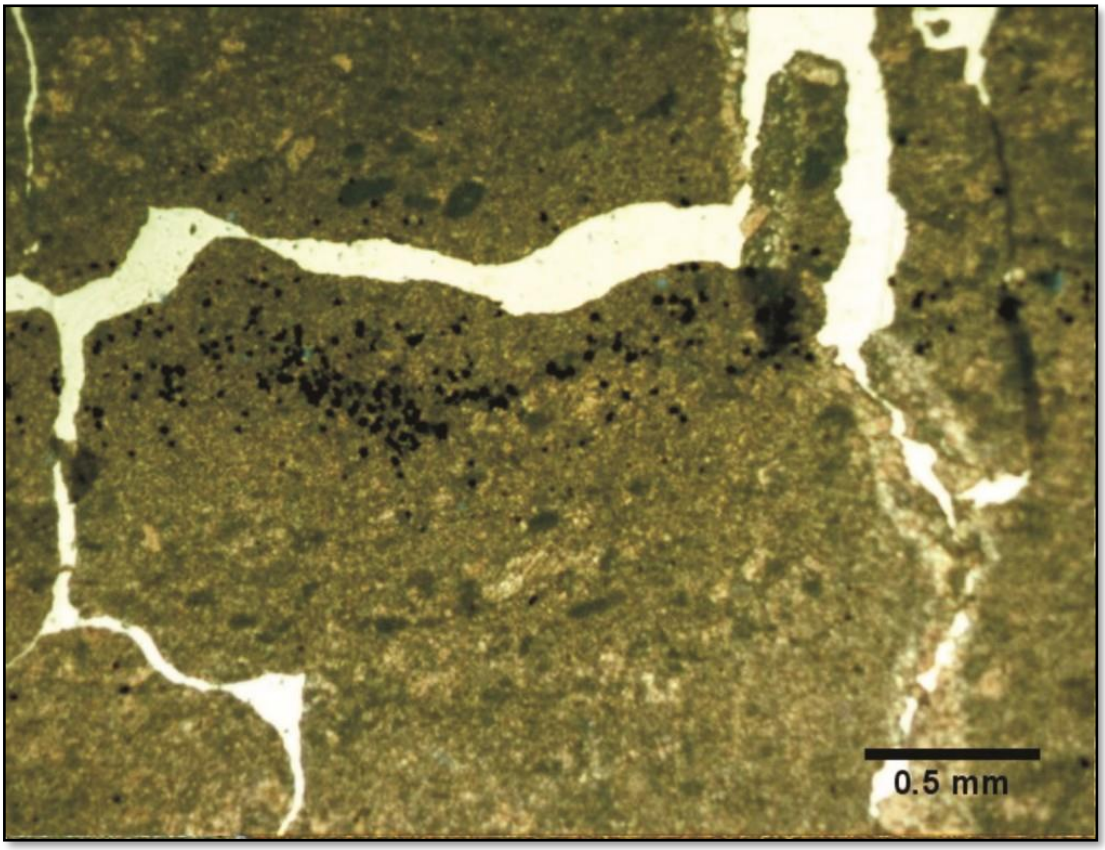
U ovome uzorku vidljiva je izmjena horizontalno laminiranih parova tamnih i svijetlih lamina. Analizirani uzorak može se determinirati kao **stromatolitni baundston (bindston)**.

Neke lamine bogate su mikritom, a u njima se vide nepravilne šupljine i pore (Slika 7-2). One su vjerojatno mikrobijalnog porijekla. Unutar tamnih mikrobijalnih lamina mjestimično su prepoznati peloidi (engl. *micrite clots* prema Hips & Haas, 2006) (Slika 7-3). Prostor između peloida ispunjen je mikrosparitom (Slika 7-3). Šupljine su ispunjene kristalima kalcita većih dimenzija, dok su pore ispunjene djelomično dolomitiziranim kalcitom. Unutar mikrobijalnih lamina prisutni su bioklasti. U analiziranom mikropetrografskom preparatu utvrđena je i značajna količina željeza budući da se dio kalcitnih kristala obojio u ljubičasto, a dio dolomitnih kristala u plavu boju. Također, valja napomenuti da je u uzorku uočen framboidalni pirit (Slika 7-3).

Svijetla detritična lamina sastavljena je od minerala kalcita i dolomita.



Slika 7-2. Mikrobijalna lamina ispresijecana porama unutar kojih je djelomično dolomitizirani kalcit.



Slika 7-3. Na mikrofotografiji prikazani su peloidi i framboidalni piriti u mikrobijalnoj lamini.

Interpretacija:

Debljina mikrobijalne lamine ukazuje na fluktuaciju donosa detritičnog karbonatnog materijala. Prisustvo mikritnih peloida također ukazuje na mikrobijalno porijeklo (prema Hips & Haas, 2006).

Oštri rubovi kristala kalcita većih dimenzija koji ispunjavaju šupljine ukazuju na njihov dijagenetski postanak alteracijom skeletnih aragonitnih fragmenata, čemu u prilog ide i sama prisutnost bioklasta unutar mikrobijalne lamine (prema Hips & Haas, 2006).

Usporedba sa slijedom Bálvány–North:

Analizirani uzorak pokazuje karakteristike stromatolita iz sloja 8.2, kako je opisano u slijedu Bálvány–North, prema Hips & Haas, 2006.

8. DISKUSIJA I ZAKLJUČAK

Sljedovi Meishan i Bálvány–North, iako predstavljaju isto vrijeme taloženja – PTB/permo – trijasku granicu, imaju sasvim različite petrološke i sedimentološke karakteristike.

Slijed Meishan, podslojevi 27–1 do 27–5 (Zheng et al., 2013), pokazuje dominaciju mikrita u sastavu te nešto bioklastičnog materijala. Karbonatna komponenta zastupljena je kalcitom (permski dio graničnog intervala) i dolomitom (trijaski dio graničnog intervala). Uočena je pojava *hardground* površina te su opisani ihnofosili (sedam ihnorodova).

PTB interval slijeda Bálvány–North karakterizira pojava glinovitog siltita na koji se kontinuirano talože mikrobijalni vapnenci – stromatoliti (Hips & Haas, 2006).

Razlike ova dva opisana slijeda proizlaze iz razlike u taložnim okolišima. Meishan slijed odražava karakteristike taloženja u dubljem marinskom prostoru, na karbonatnoj padini, dok su talozi slijeda Bálvány–North vezani za središnji dio karbonatne rampe na zapadnom rubu Tethysa.

O taloženju u dubljem marinskom okolišu slijeda Meishan govore i konodontne vrste gdje dominiraju pelagički gondolelloidi, dok u Bálvány–North slijedu nema gondolelloida već dominira rod *Hindeodus* koji nije okolišno uvjetovan. U oba je slijeda permo – trijaska granica pozicionirana, međutim, na prvu pojavu vrste *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA), kako je propisano kriterijima za postavljanje PT granice.

U oba slijeda uz samu PT granicu vidi se negativan pomak vrijednosti izotopa ugljika ($\delta^{13}C_{carb}$). Točnije, vide se dva negativna pomaka u oba opisana slijeda (Zheng et al., 2013; Haas et al., 2007) pa stoga ovaj kriterij također može biti važan za odredbu same granice.

U vlastitim analiziranim uzorcima sloja Meishan 27 dominira sedimentacija karbonatnog mulja s malim udjelom bioklastičnog i siliciklastičnog materijala, što je vrlo slično sedimentu opisanom u podslojevima 27–1 do 27–5. U sastavu vlastitih analiziranih uzoraka MSH–3, MSH–4 i MSH–5 (trijaski dio intervala) utvrđena je dominacija kalcita i tek mali udio dolomita što čini razliku u odnosu na opisani sastav podslojeva 27–4 i 27–5 koji su određeni kao glinoviti dolomiti (Zheng et al., 2013). Također, mikropetrografski su identificirane kalcisfere u sastavu bioklastičnog detritusa, a nisu navedene u opisanom slijedu Meishan (Zheng et al., 2013). Nalaz kalcisfera potvrđuje taloženje u pelagičkom okolišu.

Zheng et al. (2013) opisuju prisustvo ihnofosila te ih determiniraju kao ihnorodove *Chondrites*, *Zoophycos*, *Planolites*, *Palaeophycus*, *Phycosiphon*, *Thalasinoides* i *Glossifungites*. Analizom sloja Meishan 27 (makroskopski) uočeni su samo nejasni biogeni tragovi s nemogućnošću da ih se preciznije odredi.

U slijedu Meishan pronađene su *hardground* površine (podslojevi 27–2 i 27–4). Nejasna *hardgound* površina utvrđena je i u analiziranim uzorcima: mikropetrografski uzorak MSH–3, a u uzorku MSH–5 jedino makroskopski.

U uzorku MSH–4 prisutna je lamina/proslojak izrazito obogaćen bioklastima. Ista karakteristika je opisana u slijedu Meishan, točnije u podsloju 27–4. Ona se može interpretirati kao tempestitni sloj odnosno taložni događaj vezan za oluju.

Dendritične tvorbe, koje vjerojatno odgovaraju piritu, vidljive su u nabrusku uzorka Meishan 27, a nisu uočene niti opisane u uzorcima slijeda Meishan (prema Zheng et al., 2013). Vjerojatno predstavljaju sekundarne tvorbe.

U vlastitim analiziranim uzorcima prisutan je siliciklastični detritus zastupljen ušiljenim zrnima kvarca siltnih dimenzija. Oblik kvarcnih zrna mogao bi ukazivati na utjecaj piroklastičnog (vulkanskog) materijala koji je u dominantno karbonatnom okolišu taložen padanjem iz zraka. Utjecaj vulkanizma vidi se i u opisanom slijedu Meishan, prema Zheng et al. (2013), ali kao izdvojeni sloj vulkanskog pepela (sloj 25) te kao pojava unutar gornjeg dijela podsloja $24e_8$.

U vlastitim analiziranim uzorcima kao i u opisu slijeda Meishan prisutan je pirit, koji je opisan kao framboidalni ili krupno kristalasti pirit.

Uzorci iz profila Bálvány–North pokazuju karakteristike mikrobijalne – stromatolitne sedimentacije pri čemu se izmjenjuju tamne, dominantno mikritne (mikrobijalne) lamine i svijetle lamine izgrađene od sitnih kristala kalcita. Karakteristike mikrobijalne građe – niti, nakupine sitnih okruglih tvorbi te peloidi prepoznati su i na vlastitim analiziranim uzorcima te se mogu usporediti s karakteristikama kako ih opisuju Hips & Haas (2006).

9. LITERATURA

CAO, C.Q., ZHENG Q.F. (2009): Geological event sequences of the Permian – Triassic transition recorded in the microfacies in Meishan section. Science in China Series D: Earth Sciences, 52(10), str. 1529 – 1536.

CHEN, Z.Q., YANG, H., LUO, M., BENTON, M.J., KAIHO, K., ZHAO, L., HUANG, Y., ZHANG, K., FANG, Y., JIANG, H., QIU, H., LI, Y., TU, C., SHI, L., ZHANG, L., FENG, X., CHEN, L. (2015): Complete biotic and sedimentary records of the Permian–Triassic transition from Meishan section, South China: Ecologically assessing mass extinction and its aftermath. Earth–Science Reviews, 149, str. 67 – 107.

EVAMY, B.D., SHERMAN, D.J. (1962): The application of chemical staining techniques to the study of diagenesis in limestones. Proceedings of the Geological Society of London, 1599, 102.

FIO, K., SPANGENBERG, J.E., VLAHOVIĆ, I., SREMAC, J., VELIĆ, I., MRINJEK, E. (2010): Stable isotope and trace element stratigraphy across the Permian–Triassic transition: A redefinition of the boundary in the Velebit Mountain, Croatia. Chemical Geology, 278, str. 38 – 57.

FOREL, M.−B., CRASQUIN, S., HIPS, K., KERSHAW, S., COLLIN, P.−Y., AND HAAS, J. (2013): Biodiversity evolution through the Permian–Triassic boundary event: Ostracods from the Bükk Mountains, Hungary. Acta Palaeontologica Polonica, 58(1), str. 195 – 219.

HAAS, J., HIPS, K., ZAJZON, N., TARDI – FILÁCZ, E., PELIKÁN, P., GÖTZ, A.E. (2004): Facies analysis of marine Permian/Triassic boundary section in Hungary. Acta Geologica Hungarica, 47(4), str. 297 – 340.

HAAS, J., DEMÉNY, A., HIPS, K., ZAJZON, N., WEISZBURG, T.G., SUDAR, M., PÁLFY, J. (2007): Biotic and environmental changes in the Permian–Triassic boundary

interval recorded on a western Tethyan ramp in the Bükk Mountains, Hungary. Global and Planetary Change, 55, str. 136 – 154.

HIPS, K., HAAS, J. (2006): Calcimicrobial stromatolites at the Permian–Triassic boundary in a western Tethyan section, Bükk Mountains, Hungary. Sedimentary Geology, 185, str. 239 – 253.

HONGFU, Y., KEXIN, Z., JINNAN, T., ZUNYI, Y., SHUNBAO, W. (2001): The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian–Triassic Boundary. Episodes, 24(2), str. 102 – 114.

JIANG, H., LAI, X., LUO, G., ALDRIDGE, R., ZHANG, K., WIGNALL, P. (2007): Restudy of conodont zonation and evolution across the Permian/Triassic boundary at Meishan section, Changxing, Zhejiang, China. Global and Planetary change, 55, str. 39 – 55.

KAIHO, K., CHEN, Z.Q., SAWADA, K. (2009): Possible causes for a negative shift in the stable carbon isotope ratio before, during and after the end–Permian mass extinction in Meishan, South China. Australian Journal of Earth Sciences, 56, str. 799 – 808.

KERSHAW, S., CRASQUIN, S., LI, Y., COLLIN, P.J., FOREL, M.B., MU, X., BAUD, A., WANG, Y., XIE, S., MAURER, F., GUO, L. (2012): Microbialites and global environmental change across the Permian–Triassic boundary: a synthesis. Geobiology, 10, str. 25 – 47.

LAI, X.L., MEI, S.L. (2000): On zonation and evolution of Permian and Triassic conodonts. U: Yin, H.F., Dickins, J.M., Shi, G.R., Tong, J.N.: Permian–Triassic Evolution of Tethys and Western Circum-Pacific. Elsevier Science B.V., str. 371 – 392.

SHEN, W.J., LIN, Y.T., XU, L., LI, J., WU, Y., SUN, Y. (2007): Pyrite framboids in the Permian–Triassic boundary section at Meishan, China: Evidence of dysoxic deposition. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 253, str. 323 – 331.

SHEN, Y., FARQUHAR, J., ZHANG, H., MASTERSON, A., ZHANG, T., WING, B.A. (2011): Multiple S-isotopic evidence for episodic shoaling of anoxic water during Late Permian mass extinction. Nature Communications, 2(210).

SUDAR, M., PERRI, M.C., HAAS, J. (2008): Conodonts across the Permian–Triassic boundary in the Bükk Mountains (NE Hungary). Geologica Carpathica, 59(6), str. 491 – 502.

TERRY, R.D., CHILINGAR, G.V. (1955): Summary of „Concerning some additional aids in studying sedimentary formations". U: Shvetsov, M.S. Journal of Sedimentary Research, 25(3), str. 229 – 234.

TIŠLJAR, J. (1994): Sedimentne stijene. Zagreb: Školska knjiga, str. 422

XIE, S., PANCOST, R.D., HUANG, X., JIAO, D., LU, L., HUANG, J., YANG, F., EVERSHED, R.P. (2007): Molecular and isotopic evidence for episodic environmental change across the Permo/Triassic boundary at Meishan in South China. Global and Planetary change, 55, str. 56 – 65.

ZHENG, Q.F., CAO, C.Q., ZHANG, M.Y. (2013): Sedimentary features of the Permian–Triassic boundary sequence of the Meishan section in Changxing, County, Zhejiang Province. Science China: Earth Sciences, 56, str. 956 – 969.

Web izvori:

HASIOTIS, S., Trace Fossils
URL: http://ichnology.ku.edu/tracefossils.html (20.01.2017.)

ĆOSOVIĆ, V., (2015, 2016): Predavanja iz predmeta „Paleoekologija"
URL: https://www.pmf.unizg.hr/geol/predmet/pal (20.01.2017.)