



Sveučilište u Zagrebu

Rudarsko-geološko-naftni fakultet

Nikolina Bralić

**FACIJESI I MINERALOŠKO-KEMIJSKE
KARAKTERISTIKE NASLAGA
EOCENSKOGA FLIŠA OKOLICE SPLITA
(SREDNJA DALMACIJA) KAO SIROVINE
U CEMENTNOJ INDUSTRIJI**

DOKTORSKI RAD

Zagreb, 2026.



Sveučilište u Zagrebu

Rudarsko-geološko-naftni fakultet

Nikolina Bralić

**FACIJESI I MINERALOŠKO-KEMIJSKE
KARAKTERISTIKE NASLAGA
EOCENSKOGA FLIŠA OKOLICE SPLITA
(SREDNJA DALMACIJA) KAO SIROVINE
U CEMENTNOJ INDUSTRIJI**

DOKTORSKI RAD

Mentor:
dr.sc. Dunja Aljinović, red.prof.

Zagreb, 2026.



University of Zagreb

Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering

Nikolina Bralić

**FACIES, MINERALOGICAL AND
CHEMICAL FEATURES OF FLYSCH
DEPOSITS NEAR SPLIT (CENTRAL
DALMATIA): IMPLICATION FOR
CEMENT INDUSTRY**

DOCTORAL DISSERTATION

Supervisor:
PhD Dunja Aljinović, Full Prof.

Zagreb, 2026.

Informacije o mentoru:

Dr.sc. Dunja Aljinović, redovita profesorica u trajnom izboru

Zavod za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine

Rudarsko-geološko-naftni fakultet

Sveučilište u Zagrebu

Zahvale

Dr. sc. Dunji Aljinović zahvaljujem na ukazanom povjerenju, na nesebičnom prenošenju znanja te kontinuiranom stručnom vodstvu kroz sve faze ovog istraživanja. Posebno zahvaljujem na iznimnoj profesionalnoj i ljudskoj podršci, koja je uvelike pridonijela oblikovanju ovoga rada.

Akademiku Goranu Durnu zahvaljujem na usmjeravanju, poticanju kritičkog promišljanja te na vrijednim stručnim savjetima koji su značajno unaprijedili kvalitetu rada.

Akademkinji Vlasti Ćosović zahvaljujem na pruženoj prilici za sudjelovanje u projektu BREMECCO i na konstruktivnim sugestijama koji su pridonijeli unapređenju ovog rada.

Dr. sc. Urošu Barudžiji zahvaljujem na pažljivom čitanju rada te na stručnim primjedbama i preporukama koje su doprinijele njegovoj kvaliteti.

Dr. sc. Tomislavu Malviću zahvaljujem na angažmanu u izradi znanstvenih publikacija.

Dr. sc. Ivoru Perkoviću zahvaljujem na pomoći pri mineraloškim analizama, kao i na dijeljenju znanja i korisnim savjetima tijekom izrade rada.

Dr. sc. Petru Hrženjaku zahvaljujem na stručnoj podršci u području programiranja te na dugogodišnjoj uspješnoj suradnji.

Nevenu Tadeju, dipl.ing.geol. zahvaljujem na pomoći pri obradi mineraloških analiza.

Dr. sc. Stanislavu Jelaviću zahvaljujem na kolegijalnosti i pomoći s mineraloškim analizama.

Dr. sc. Stjepanu Ćoriću i Igoru Pejnoviću, mag.geol. zahvaljujem na suradnji i pomoći pri određivanju starosti stijena.

Dr.sc. Tamari Troskot Ćorbić zahvaljujem na analizi organske tvari u laboratoriju INA-e d.d.

Dr. sc. Michaeli Hruškovej Hasan, Branki Prši, Vinku Baranašiću i Mariu Valentu zahvaljujem na susretljivosti i pomoći u pripremi uzoraka.

Dr. sc. Dariju Perkoviću zahvaljujem na grafičkoj podršci.

Dr. sc. Željki Marić Đureković zahvaljujem na pomoći pri terenskim istraživanjima.

Dr. sc. Tomislavu Brenku zahvaljujem na pomoći pri kemijskim analizama.

Dr. sc. Duji Smirčiću i dr. sc. Davidu Rukavini zahvaljujem na stručnim raspravama.

Marijanu Zekiću, voditelju projekata i osiguranja kvalitete, zahvaljujem na razumijevanju i pruženoj potpori.

Damiru Prosi, specijalistu centralnog laboratorija, zahvaljujem na kolegijalnosti te značajnom uloženom trudu u pripremi više od 400 uzoraka.

Antunu Miškoviću, koordinatorsu proizvodnje u rudniku, zahvaljujem na pomoći pri terenskim obilascima, prikupljanju uzoraka te na stručnim raspravama.

Mehmedu Rustemoviću, specijalistu održavanja, zahvaljujem na doprinosu u području programiranja.

Zahvaljujem svim kolegama iz sektora Cementnih operacija na pomoći u pripremi i izradi ovoga rada.

Zahvaljujem obitelji i prijateljima na podršci i strpljenju.

SAŽETAK

FACIJESI I MINERALOŠKO-KEMIJSKE KARAKTERISTIKE NASLAGA EOCENSKOGA FLIŠA OKOLICE SPLITA (SREDNJA DALMACIJA) KAO SIROVINE U CEMENTNOJ INDUSTRIJI

Ključne riječi: flišne naslage, gravitacijski tok, Dinaridski predgorski bazen, eocen, dubokomorski okoliš, mineraloški sastav, kemijski sastav, cementni moduli, primijenjena geološka istraživanja

Flišne naslage u okolici Splita, u srednjoj Dalmaciji, sedimenti su Dinaridskog predgorskog bazena koji je u obliku uskog i izduženog dubokomorskog korita formiran kao posljedica izdizanja Vanjskih Dinarida. Taloženje flišnih facijesa vezano je uz razvoj i transformaciju gravitacijskih tokova tijekom njihova kretanja kroz taložni prostor, u kojem se sedimentacija odvijala najprije u dubokomorskom koritu (*foredeep basin*), a zatim u plicem, rubnom dijelu bazena (*wedge top basin*). Cilj provedenog istraživanja bio je definirati i korelirati različite flišne facijese te interpretirati mehanizme njihova taloženja. Provedene su petrološko-sedimentološke, te kemijsko-mineraloške analize flišnih naslaga. Istraživanje je obuhvatilo tri lokaliteta: eksploatacijsko polje „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ te uvale Kašjuni i Obojena svjetlost na poluotoku Marjan, s naglaskom na eksploatacijsko polje. Terenskim i mikropetrografskim metodama izdvojeno je osam litoloških jedinica, čije su asocijacije interpretirane kao tri facijesa (F-I, F-II i F-III). U facijesu F-I prisutne su litološke jedinice: izmjena lapora i pješčenjaka, kalcitom bogati lapor, biokalkrudit i biokalkarenit. U facijesu F-II prisutne su litološke jedinice: debritna breča, lapor s numulitima, biokalkrudit, biokalkarenit, biokalksilit i kalcitom bogati lapor. U facijesu F-III prisutna je litološka jedinica izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata. Facijes F-I taložen je u distalnom, najdubljem dijelu taložnoga prostora, facijes F-II predstavlja veliku sekvenciju positnjavanja taloženu nakon katastrofalnog urušavanja ruba taložnog prostora, a facijes F-III odražava taloženje u plicem dijelu bazena vezanom za deltne sustave. Litološke jedinice objašnjene su taloženjem iz gravitacijskih tokova od početnih kohezivnih detritnih tokova do razrijeđenih turbiditnih tokova male gustoće. Analizom planktonskih foraminifera starost istraživanih naslaga fliša određena je kao priabonska. Flišne naslage imaju ekonomski značaj te se na eksploatacijskom polju „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ koriste kao mineralna sirovina za proizvodnju cementa što je ovo istraživanje usmjerilo i prema primjeni rezultata sedimentoloških analiza. Iz definiranih facijesa izdvojeno je devet litotipova stijena na eksploatacijskom polju na kojima su provedene kemijske i mineraloške analize. Kemijski sastav i cementni moduli korišteni su za razlikovanje litotipova

prema njihovim tehnološkim obilježjima. Vrijednosti stupnja zasićenja ponajprije su povezane s udjelom CaO , odnosno karbonatne komponente, dok su vrijednosti silikatnog modula povezane s odnosom SiO_2 prema Al_2O_3 i Fe_2O_3 , odnosno s odnosom kvarcne i filosilikatne/mineraloške glinovite komponente. Mineraloške analize pokazale su da u karbonatno bogatim litotipovima dominiraju karbonati, dok s porastom nekarbonatne komponente raste relativni udio kvarca, feldspata te filosilikata/minerala glina. U glinovitim frakcijama lapora značajna je prisutnost smektita, uz ilitični materijal i klorit. Dobiveni rezultati omogućuju bolje povezivanje litološke građe, kemijskog sastava, mineraloškog sastava i tehnoloških svojstava flišnih sirovina za proizvodnju cementa. Rezultati kemijskih i kvantitativnih mineraloških analiza korišteni su kao ulazni podaci za razvoj računalne aplikacije *Mineral Predictor*, u kojoj je primijenjen model umjetne neuronske mreže za procjenu mineraloškog sastava stijena/sirovina na temelju kemijskog sastava koji se koristi u industrijskoj praksi. Model je razvijen kao industrijski usmjeren pilot-model za procjenu mineraloškog sastava unutar raspona kemijskih i mineraloških sastava obuhvaćenih analiziranim skupom podataka s eksploatacijskog polja „Sv. Juraj – Sv. Kajo“. Time je uspostavljena poveznica između rutinske kemijske kontrole sirovine i procjene njezina mineraloškog sastava, što može pridonijeti boljem praćenju kvalitete sirovine i optimizaciji njezine primjene u cementnoj industriji.

SUMMARY

FACIES, MINERALOGICAL AND CHEMICAL FEATURES OF FLYSCH DEPOSITS NEAR SPLIT (CENTRAL DALMATIA): IMPLICATION FOR CEMENT INDUSTRY

Key words: flysch deposits, gravity flow, Dinaric Foreland Basin, Eocene, deep-marine environment, mineralogical composition, chemical composition, cement modules, applied geological research

Flysch deposits in the Split area, Central Dalmatia, represent sediments of the Dinaric Foreland Basin, which developed as a narrow, elongated deep-marine trough formed as a consequence of the uplift of the External Dinarides. The deposition of various flysch-type deposits is related to gravity flows and their transformation during movement through the depositional basin. Sedimentation initially took place in a foredeep basin, and subsequently in a wedge-top basin. The aim of this study was to define and correlate different flysch facies and to interpret the depositional mechanisms of specific sediment types. Petrographic, sedimentological, mineralogical and chemical analyses of the flysch deposits were performed. The study included three localities: the “Sv. Juraj – Sv. Kajo” exploitation field and the Kašjuni and Obojena svjetlost coves on the Marjan Peninsula, with emphasis on the exploitation field. Based on field investigation and micropetrographic analysis, eight lithological units were distinguished, forming associations that enabled the differentiation of three facies (F-I, F-II, F-III). Facies F-I includes the following lithological units: marl-sandstone alternations, calcite-rich marl, biocalcirudite and biocalcarenite. Facies F-II comprises: debris-flow breccia, nummulitic marl, biocalcirudite, biocalcarenite, biocalcisiltite and calcite-rich marl. Facies F-III is characterized by alternations of marl and sandstones with rare intercalations of conglomerates. Facies F-I was deposited in the foredeep basin, facies F-II represents a thick fining-upward sequence deposited in a foredeep basin from gravity flows after a catastrophic collapse of the basin margin, whereas facies F-III reflects deposition in a wedge-top setting related to delta systems. The lithological units are interpreted as deposits of gravity flows ranging from cohesive debris flows in the initial phase to dilute, low-density turbidity currents in the final stage. Analysis of planktonic foraminifera indicated a Priabonian age for the investigated flysch deposits. Flysch deposits have significant economic importance and are excavated at the exploitation field as raw material for cement production, which also directed this research toward the applied use of sedimentological results. From the defined facies, nine rock lithotypes, distinguished at the exploitation field were subjected to chemical and mineralogical analyses. The chemical composition and cement moduli were used to differentiate lithotypes according to their

technological properties. The lime saturation factor primarily correlates with CaO content, i.e. the carbonate component, whereas the silica modul reflects the ratio of SiO_2 to Al_2O_3 and Fe_2O_3 , corresponding to the relationship between the quartz and phyllosilicate/clay-mineral components. Mineralogical analyses indicate that carbonate-rich lithotypes are dominated by carbonate minerals, while an increase in the non-carbonate component corresponds to a higher relative proportion of quartz, feldspars and phyllosilicates/clay minerals. In the clay fraction of marls, smectite is notably abundant, alongside illitic material and chlorite. The obtained results enable an improved correlation between lithological composition, chemical and mineralogical characteristics, and the technological properties of flysch raw materials used in cement production. Furthermore, the results of chemical and quantitative mineralogical analyses were used as input data for the development of the *Mineral Predictor* computer application, in which an artificial neural network model was applied to estimate the mineralogical composition of rocks/raw materials based on their chemical composition, as commonly used in industrial practice. The model was developed as an industry-oriented pilot model, applicable within the range of chemical and mineralogical compositions defined by the dataset from the “Sv. Juraj – Sv. Kajo” exploitation field. This establishes a link between routine chemical control of raw materials and the estimation of their mineralogical composition, contributing to improve monitoring of raw material quality and the optimization of its use in the cement industry.

SADRŽAJ

POPIS SLIKA

POPIS TABLICA

POPIS PRILOGA

1. UVOD	1
2. GEOLOŠKE KARAKTERISTIKE ISTRAŽIVANOG PODRUČJA	3
2.1. Geografski položaj istraživanih lokaliteta	7
3. PREGLED DOSADAŠNJIH ISTRAŽIVANJA	8
3.1. Geološka istraživanja flišnih naslaga srednje Dalmacije	8
3.2. Geološka istraživanja dubokomorskih naslaga - općenito	10
4. METODE ISTRAŽIVANJA	15
4.1. TERENSKE METODE	15
4.1.1. Lokalitet EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“	15
4.1.2. Lokalitet uvala „Kašjuni“	16
4.1.3. Lokalitet uvala „Obojena svjetlost“	16
4.2. PETROGRAFSKA ANALIZA	16
4.3. RENDGENSKA FLUORESCENCIJA (XRF).....	17
4.3.1. Cementni moduli	19
4.4. RENDGENSKA DIFRAKCIJSKA ANALIZA NA PRAHU (XRD)	20
4.5. MODEL UMJETNE NEURONSKE MREŽE	22
4.5.1. Računalna aplikacija Mineral Predictor za procjenu mineraloškog sastava stijena flišnih naslaga na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“	27
5. REZULTATI ISTRAŽIVANJA	31
5.1. EKSPLOATACIJSKO POLJE MINERALNE SIROVINE ZA PROIZVODNJU CEMENTA „SV. JURAJ – SV. KAJO“	31
5.1.1. Facijes F-I.....	35
5.1.2. Facijes F-II	44

5.1.3. Facijes F-III	55
5.2. UVALE KAŠJUNI I OBOJENA SVJETLOST, POLUOTOK MARJAN, SPLIT	66
5.3. BIOSTRATIGRAFIJA	83
5.4. REZULTATI KEMIJSKIH ANALIZA NA EP „SV. JURAJ – SV. KAJO“	83
5.4.1. Cementni moduli na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“	88
5.5. REZULTATI MINERALOŠKIH ANALIZA NA EP „SV. JURAJ – SV. KAJO“	91
5.5.1. Rezultati kvalitativne mineraloške analize	91
5.5.2. Rezultati kvantitativne mineraloške analize	97
5.6. PROCJENA MINERALOŠKOG SASTAVA	104
6. DISKUSIJA	110
6.1. TALOŽNI OKOLIŠ I MEHANIZMI TALOŽENJA FLIŠNIH NASLAGA	110
6.2. TALOŽNI MODEL	125
6.3. STAROST FLIŠA SREDNJE DALMACIJE	127
6.4. PRIMJENJENA GEOLOŠKA ISTRAŽIVANJA	128
6.4.1. KEMIJSKE ANALIZE I CEMENTNI MODULI	130
6.4.2. MINERALOŠKE ANALIZE FLIŠNIH NASLAGA	132
6.5. APLIKACIJA ZA PROCJENU MINERALOŠKOG SASTAVA SIROVINE ZA PROIZVODNJU CEMENTA	136
7. ZAKLJUČAK	139
8. LITERATURA	144
8.1. OBJAVLJENI RADOVI	144
8.2. NEOBJAVLJENI RADOVI	157

PRILOZI

ŽIVOTOPIS

POPIS RADOVA

POPIS SLIKA

Slika 2.1.A) Rasprostiranje fliša u Hrvatskoj ispred orogena Dinarida u pojasu Vanjskih Dinarida; B) Geološka karta šireg istraživanog područja (modificirana prema Marinčić et al., 1969; Marinčić et al., 1971) s označenim lokalitetima istraživanja i značajnijim tektonskim elementima; C) Tumač geološke karte (modificirano prema Magaš & Marinčić, 1973; Marinčić et al., 1977).....	5
Slika 2.2. Model predgorskog bazena na kojem se mogu izdvojiti tri glavne zone sedimentacije: najdublji dio bazena (<i>foredeep basin</i>), plići, rubni dio bazena (<i>wedge top</i>) i periferno topografsko izdignuće – rampa (<i>forebulge</i>) (modificirano prema Mutti et al., 2009).	6
Slika 2.3. Eksploatacijsko polje mineralne sirovine za proizvodnju cementa „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ (arhiva Cemex Hrvatska d.d.).	7
Slika 3.1. Transformacije gravitacijskog toka od početnog kohezivnog detritnog toka do turbiditnog toka male gustoće (modificirano prema Mutti, 1992).	12
Slika 3.2. Klasifikacijska shema turbiditnih facijesa (modificirano prema Mutti, 1992).	14
Slika 4.1. Model umjetnog neurona	23
Slika 4.2. Ikona aplikacije <i>Mineral Predictor</i>	27
Slika 4.3. Korisničko sučelje aplikacije <i>Mineral Predictor</i>	28
Slika 4.4. Odabir opcije <i>Material type</i> u aplikaciji <i>Mineral Predictor</i>	28
Slika 4.5. Prikaz rezultata procjene nakon odabira opcije <i>Calculate Minerals</i>	30
Slika 4.6. Prikaz koeficijenta determinacije minerala odabirom opcije <i>Help</i>	30
Slika 5.1. Karta facijesa EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ s označenim istraživanim lokacijama.	33
Slika 5.2. Rekonstruirani slijedovi sedimenata na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ na lokacijama proračunskih profila 5-5', 9-9', 12-12', 19-19' i 23-23' (Bralić, 2023).	34
Slika 5.3. Izdanak litološke jedinice izmjene lapora i pješčenjaka na južnom dijelu EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ s prepoznatljivom izmjenom tankih slojeva pjeskovito-siltoznih lapora i karbonatnih pješčenjaka.	35
Slika 5.4. Slijed sedimenata J1 u okviru facijesa F-I na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“. Prikazana je litološka jedinica izmjena lapora i pješčenjaka.	36

Slika 5.5. Slijed sedimenata J2 u okviru facijesa F-I na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“. Prikazana je litološka jedinica izmjena lapora i pješčenjaka te povremena pojava jedinice biokalkarenita s normalnom gradacijom (detalj).	37
Slika 5.6. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice izmjena lapora i pješčenjaka u okviru facijesa F-I na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“	40
Slika 5.7. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice biokalkarenita u okviru facijesa F-I na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“	40
Slika 5.8. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice kalcitom bogatog lapora u okviru facijesa F-I na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“	42
Slika 5.9. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice debritna breča u okviru facijesa F-II na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“	45
Slika 5.10. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice lapor s numulitima u okviru facijesa F-II na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“	47
Slika 5.11. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice biokalkrudita (numulitne breče) u okviru facijesa F-II na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“	49
Slika 5.12. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice biokalkarenita u okviru facijesa F-II na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“	50
Slika 5.13. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice biokalksilita u okviru facijesa F-II na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“	51
Slika 5.14. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice kalcitom bogati lapor u okviru facijesa F-II na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“	52
Slika 5.17. Litološka jedinica: izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata na radnoj etaži 180/170 na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.	56
Slika 5.15. Slijed sedimenata SZ1 u okviru facijesa F-III u litološkoj jedinici izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“	57
Slika 5.16. Slijed sedimenata SZ2 u okviru facijesa F-III u litološkoj jedinici izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“	58
Slika 5.18. Makroskopske karakteristike litološke jedinice izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata.	61

Slika 5.19. Mikrofotografije karbonatnih pješčenjaka iz litološke jedinice izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata	61
Slika 5.20. Položaj istraživanih lokacija u uvalama Kašjuni (1) i Obojena svjetlost (2) na poluotoku Marjan u Splitu na kojima su izrađeni slijedovi sedimenata; lokacija 1A – izdanak u moru (slijed Kašjuni A); lokacija 1B – ulaz na plažu (slijed Kašjuni B); lokacija 1C – plaža za pse (slijed Kašjuni C); lokacije 2A, B i C za generalni slijed Obojena svjetlost, dok je lokacija 2D izuzeta iz slijeda. Izvor: Google Maps (pristupljeno 24. studenoga 2025.)	66
Slika 5.21A. Slijed sedimenata Kašjuni A u uvali Kašjuni na poluotoku Marjan, Split.	68
Slika 5.21B. Slijed sedimenata Kašjuni B u uvali Kašjuni na poluotoku Marjan, Split.	69
Slika 5.21C. Slijed sedimenata Kašjuni C u uvali Kašjuni na poluotoku Marjan, Split.	70
Slika 5.22. Generalni slijed sedimenata Obojena svjetlost u uvali Obojena svjetlost na poluotoku Marjan, Split.....	71
Slika 5.23. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice izmjena lapora i pješčenjaka u okviru facijesa F-I u uvalama Kašjuni i Obojena svjetlost.....	73
Slika 5.24. Terenske fotografije litološke jedinice kalcitom bogati lapori u okviru facijesa F-I u uvali Obojena svjetlost	75
Slika 5.25. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice biokalkarenit u okviru facijesa F-I u uvalama Kašjuni i Obojena svjetlost.....	76
Slika 5.26. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice biokalkrudita u okviru facijesa F-I u uvalama Kašjuni i Obojena svjetlost.....	78
Slika 5.27. Raspodjela prosječnih vrijednosti glavnih oksida (CaO , SiO_2 , Al_2O_3 i Fe_2O_3) i sporednih oksida (MgO , SO_3 , Na_2O i K_2O) prema vrstama stijena	88
Slika 5.28. Rapodjela prosječnih vrijednosti cementnih modula prema vrstama stijena i sirovina na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.....	91
Slika 5.29. Trendovi prosječnih vrijednosti mineraloškog sastava stijena odnosno sirovina na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“	103
Slika 5.30. Odstupanja vrijednosti izmjerenih metodom Rietveldovog utočnjavanja i vrijednosti procijenjenih modelom računalne aplikacije <i>Mineral Predictor</i> , na skupu od 65 podataka koji su korišteni za učenje mreže.....	107

Slika 5.31. Odstupanja vrijednosti izmjerenih metodom Rietveldovog utočnjavanja i vrijednosti procijenjenih modelom računalne aplikacije <i>Mineral Predictor</i> , na skupu od 8 podataka koji nisu korišteni za učenje mreže.....	109
Slika 6.1. Generalni slijed sedimenata na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.....	112
Slika 6.2A. Početni stadij formiranja izduženog dubokomorskog korita predgorskog bazena.	113
Slika 6.2B. Taloženje jedinica izmjena lapor i pješčenjaka, biokalkarenit i kalcitom bogati lapor facijesa F-I kao sedimenata ispune dubokog korita. Ovu fazu karakterizira intenzivno pretaloživanje koje obično započinje slampiranjem. Taložni mehanizmi su detaljnije objašnjeni u tekstu.	116
Slika 6.2C. Taloženje facijesa F-II dogodilo se uslijed katastrofalnog urušavanja ruba dubokomorskog bazena. Nakon tog događaja formirao se gravitacijski tok iz čijeg su velikog primarnog volumena derivirane druge litološke jedinice uslijed transformacije toka (objašnjenje u tekstu).	119
Slika 6.2D. Taloženje litoloških jedinica lapor s numulitima, biokalkrudit (numulitna breča), biokalkarenit, biokalksilit i kalcitom bogati lapor facijesa F-II u krovini debritne breče s olistolitima. Procesi nastanka ovih sedimenata objašnjeni su u tekstu.	122
Slika 6.2E. Do taloženja facijesa F-III dolazi u znatno oplicalom taložnom prostoru, a taloženje se može povezati s proksimalnim fluvio-deltinim sustavima s razvojem turbiditnih asocijacija u distalnim zonama predgorskog bazena.	124

POPIS TABLICA

Tablica 5.1. Usporedba dosadašnjeg i novopredloženog nazivlja litoloških jedinica EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.	32
Tablica 5.2. Podjela stijena na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.	84
Tablica 5.3. Prosječni kemijski sastav analiziranih stijena s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.	85
Tablica 5.4. Prosječne vrijednosti cementnih modula stijena s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ s dodijeljenim tehnološkim obilježjima stijena.	89
Tablica 5.5. Rezultati kvalitativne i semikvantitativne mineraloške analiza na uzorcima lapora i karbonatnih pješčenjaka s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“; A) Oznake za semikvantitativnu analizu; B) Rezultati kvalitativne i semikvantitativne mineraloške analize originalnih uzoraka i netopivih ostataka; C) Rezultati kvalitativne i semikvantitativne mineraloške analize glinovite frakcije.	93
Tablica 5.6. Mineraloški sastav prema kristalokemijskim grupama minerala u sirovinama na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.	101
Tablica 5.7A. Relativna odstupanja modela od izmjerenih vrijednosti grupiranih minerala u stijenama kojima su dodijeljena tehnološka obilježja na skupu od 65 podataka koji su korišteni za učenje mreže.	105
Tablica 5.7B. Apsolutna odstupanja modela od izmjerenih vrijednosti grupiranih minerala u stijenama kojima su dodijeljena tehnološka obilježja na skupu od 65 podataka koji su korišteni za učenje mreže.	106
Tablica 5.8A. Relativna odstupanja modela od izmjerenih vrijednosti grupiranih minerala u stijenama kojima su dodijeljena tehnološka obilježja na skupu od 8 podataka koji nisu korišteni za učenje mreže.	108
Tablica 5.8B. Apsolutna odstupanja modela od izmjerenih vrijednosti grupiranih minerala u stijenama kojima su dodijeljena tehnološka obilježja na skupu od 8 podataka koji nisu korišteni za učenje mreže.	108

POPIS PRILOGA

PRILOG 1. Geološka karta eksploatacijskog polja „Sv. Juraj – Sv. Kajo“

PRILOG 2. Rekonstruirani slijedovi sedimenata na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ na lokacijama proračunskih profila 5-5', 9-9', 12-12', 19-19' i 23-23' (Bralić, 2023) s ucrtanim pozicijama uzorkovanja

PRILOG 3. Slijed sedimenata J1 u okviru facijesa F-I u litološkoj jedinici izmjena lapora i pješčenjaka na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“

PRILOG 4. Slijed sedimenata J2 u okviru facijesa F-I u litološkoj jedinici izmjena lapora i pješčenjaka na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“

PRILOG 5. Slijed sedimenata SZ1 u okviru facijesa F-III u litološkoj jedinici izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“

PRILOG 6. Slijed sedimenata SZ2 u okviru facijesa F-III u litološkoj jedinici izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“

PRILOG 7. Slijed sedimenata Kašjuni A u uvali Kašjuni, poluotok Marjan, Split

PRILOG 8. Slijed sedimenata Kašjuni B u uvali Kašjuni, poluotok Marjan, Split

PRILOG 9. Slijed sedimenata Kašjuni C u uvali Kašjuni, poluotok Marjan, Split

PRILOG 10. Slijed sedimenata Obojena svjetlost u uvali Obojena svjetlost, poluotok Marjan, Split

PRILOG 11. Rezultati kemijske analize uzorkovanih stijena na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“

PRILOG 12. Rezultati kvantitativne mineraloške analize uzorkovanih stijena na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“

PRILOG 13. Relativna odstupanja procijenjenih vrijednosti mineraloškog sastava stijena s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ dobivenih metodom neuronske mreže u aplikaciji *Mineral Predictor* i izmjerenih vrijednosti mineraloškog sastava Ritveldovom metodom utočnjavanja

PRILOG 14. Rezultati testiranja neuronske mreže za procjenu mineraloškog sastava stijena s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ u aplikaciji *Mineral Predictor*

PRILOG 15. Taložni model eocenskog fliša u okolici Splita

1. UVOD

Predmet ovog istraživanja su eocenske flišne naslage srednje Dalmacije na eksploatacijskom polju (EP) mineralne sirovine za proizvodnju cementa „Sv. Juraj – Sv. Kajo” na granici gradova Solina i Kaštel Sućurca, te na lokalitetima u uvalama južne obale Splita (poluotok Marjan). Cilj ovog istraživanja jest, na temelju sedimentoloških analiza, definirati facijese te interpretirati procese taloženja sedimentološki različitih flišnih naslaga uzimajući u obzir transformaciju gravitacijskih tokova i mehanizme njihovog taloženja na prijelazu iz dubokomorskog okoliša prema plicem dijelu predgorskog bazena.

Istraživane naslage predstavljaju sedimente Dinaridskog Predgorskog Bazena – DPB (*Dinaric Foreland Basin*, sensu Ćosović et al., 2018; Gobo et al., 2020) te čine dio približno od 800 do 1000 m debelog slijeda eocenskih flišnih naslaga (Magaš & Marinčić, 1973; Marjanac & Ćosović, 2000; Ćosović et al., 2018). Starost fliša je određena kao srednji do gornji eocen prema Magaš & Marinčić (1973), dok Marinčić (1981) navodi raspon od srednjeg eocena do donjeg oligocena. Taloženje fliša povezuje se s orogenezom i formiranjem Vanjskih Dinarida (Vlahović et al., 2005; Korbar, 2009; Balling et al., 2021). Interpretacija geneze sedimentološki vrlo različitih litoloških jedinica fliša ukazuje na kompleksne tektonsko-sedimentacijske uvjete. Taloženje je bilo snažno kontrolirano karakteristikama gravitacijskih tokova, pri čemu se sedimentološke karakteristike pojedinih jedinica i facijesa mogu tumačiti kao rezultat transformacije gravitacijskih tokova koji su se kretali u predgorskom bazenu.

Interpretacija uvjeta taloženja u predgorskim bazenima značajno se mijenjala tijekom posljednjih pedeset godina, pri čemu su neujednačena i često neadekvatna terminologija uvelike otežale njihovu međusobnu korelaciju (Mutti et al., 2009). U kontekstu toga provedba detaljnih terenskih istraživanja, zajedno s mikropetrografskim analizama, neizostavni su preduvjeti za suvremenu interpretaciju naslaga fliša. U sedimentološkom smislu, flišne naslage DPB-a ponajprije se interpretiraju kao turbiditni sustavi, čija se litofacijsna raznolikost objašnjavaju taloženjem iz gravitacijskih tokova od početnih kohezivnih detritnih tokova do razrijeđenih turbiditnih tokova male gustoće (Mutti, 1992; Mutti et al., 2003; Pickering & Corregidor, 2005). U ovom je radu prihvaćena koncepcija razvoja gravitacijskih tokova prema Mutti (1992) i Mutti et al. (2003), koji odražavaju različite faze toka. Brojni drugi autori (npr. Pickering & Corregidor, 2005 i pridružene reference) definiraju gravitacijske tokove samo kao masene tokove te upotrebljavaju termin *Mass-transport deposits* (MTD) kojim obuhvaćaju

taloženje širokog raspona dubokomorskih sedimenata različitog sastava i tekstura, no takva terminologija ne uzima u obzir specifičnosti pojedinih faza gravitacijskih tokova i s njim povezanih taložnih procesa.

Na istraživanim lokalitetima kod Splita i na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo” provedena su detaljna terenska i mikropetrografska istraživanja, u okviru kojih su izrađeni slijedovi sedimenata flišnih naslaga. Na osnovi različitih karakteristika sastava i teksture najprije su izdvojene litološke jedinice, a njihove specifične asocijacije potom su interpretirane kao pojedini facijesi (facijes I, II, III). Interpretacija facijesa uzela je u obzir razvoj taložnog prostora predgorskog bazena, promjene uvjeta u taložnom prostoru, te promjenu dubine taložnog prostora. Na temelju interpretacije facijesa i korelacije istraženih slijedova flišnih naslaga iz okolice Splita s naslagama s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ predložen je taložni model istraživano područja.

Ekonomski značaj flišnih naslaga proizlazi iz njihove upotrebe kao mineralne sirovine u industriji cementa. Zbog iznimno varijabilnog litološkog sastava flišnih naslaga, njihova kategorizacija za potrebe industrijske primjene tradicionalno je zasnovana na njihovom kemijskom sastavu, što je omogućilo kategoriziranje flišnih naslaga kao odgovarajuće sirovine za uporabu u procesu proizvodnje cementa. Takav je pristup bio u skladu s potrebama kontrole kvalitete i zahtjevima tržišta, budući da je udio karbonata predstavljao ključan parametar, dok se nekarbonatni mineraloški sastav tradicionalno nije sustavno analizirao jer nije imao presudnu ulogu u tadašnjem tehnološkom procesu. U kontekstu aktualnih globalnih trendova usmjerenih prema smanjenju ugljičnog otiska, u skladu s ciljem postizanja klimatske neutralnosti do 2050. godine, zahtjevi od strane osiguranja kvalitete sirovine postaju rigorozniji, što nameće potrebu za razvojem i novim istraživanjima, među kojima su svakako primjenjena geološka istraživanja.

Ovim istraživanjem provedene su kemijske te kvalitativne i kvantitativne mineraloške analize na reprezentativnim stijenama definiranih facijesa na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo”. U svrhu korelacije kemijskog i mineraloškog sastava stijena fliša razvijena je računalna aplikacija koja omogućuje procjenu mineraloškog sastava temeljem kemijske analize. Odredba mineraloškog sastava flišnih naslaga kao ulazne mineralne sirovine, koja se naslanja na dosadašnju industrijsku praksu određivanja kvalitete sirovine na temelju kemijskog sastava, doprinosi detaljnijem praćenju te pouzdanijem osiguranju kontinuirane kvalitete sirovine u procesu proizvodnje cementa.

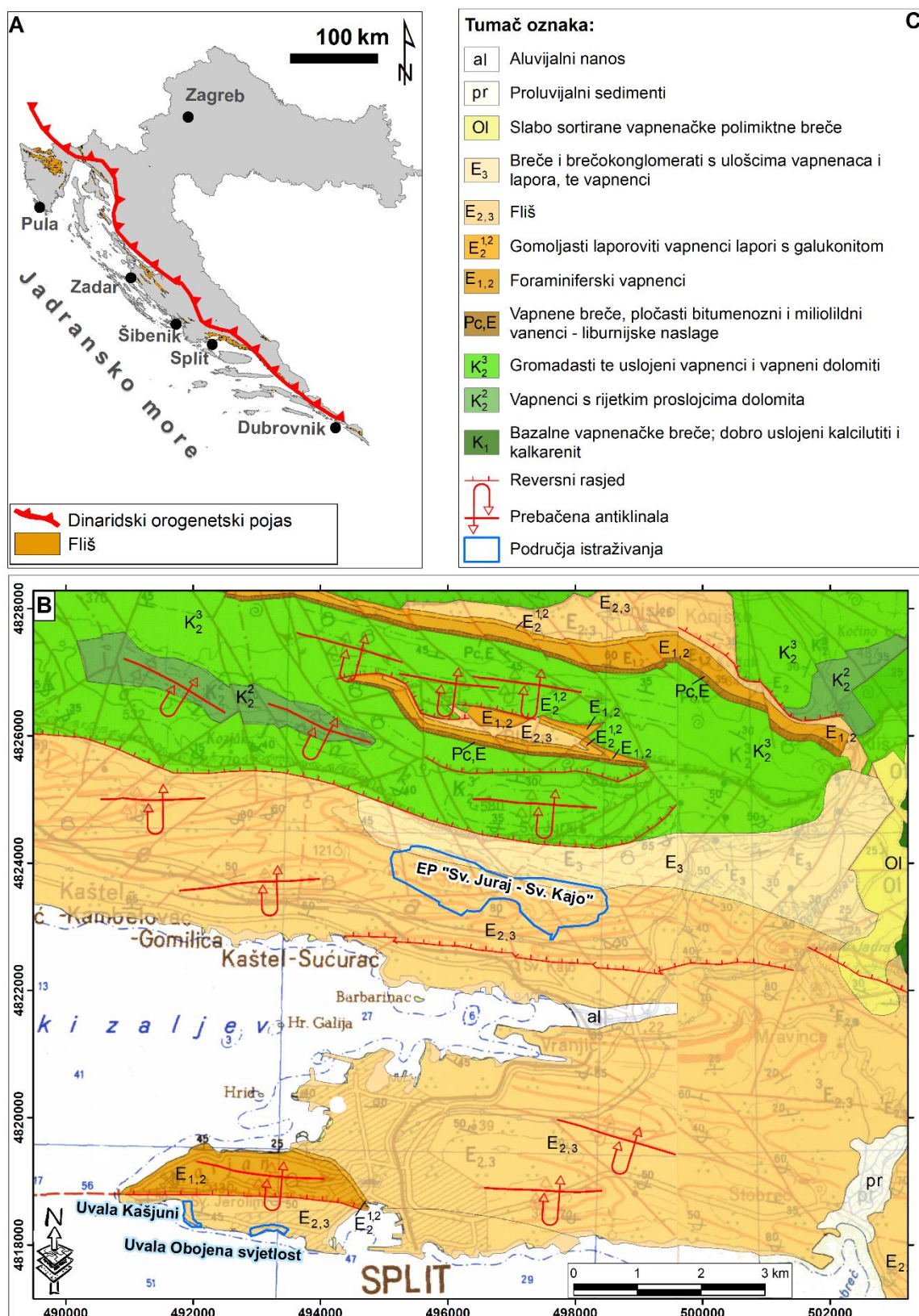
2. GEOLOŠKE KARAKTERISTIKE ISTRAŽIVANOG PODRUČJA

Dosadašnja istraživanja eocenskog fliša u Hrvatskoj bila su usmjerena na regionalno odvojena flišna područja duž obalne linije (Marinčić 1981, 2009), a koja su prema regijama sumirali Marjanac & Ćosović (2000) na fliš Istre (Petrinjak et al., 2021), fliš sjeverne Dalmacije (Ravni kotari) (Šikić, 1969; Babić & Zupanić, 1998, 2008; Španiček et al., 2017; Ćosović et al., 2018; Gobo et al., 2020; Brčić et al., 2023), fliš srednje Dalmacije (Kaštela-Split) (Dimitrijević, 1961; Marjanac, 1986, 1987, 1991, 1993, 1996, 2000; Marjanac et al., 1998; Marjanac & Ćosović, 2000), te fliš južne Dalmacije i Hercegovine (Šikić, 1965; Marjanac et al., 1998) (Slika 2.2A). Suprotno navedenom Šikić (1965), Magdalenić (1971) i Marinčić (1981) tretiraju fliš kao taloge jednog bazena. Prvu detaljniju geološku kartu Splita i okolice, u mjerilu 1:75 000, list Sinj-Split, izradio je Kerner (1914) na kojoj su izdiferencirane naslage kredne i paleogenske starosti. U tektonskom smislu Kerner (1914) je odijelio obalni rub izgrađen od flišnih naslaga s dominantnim sistemom strmih bora, te zaleđe s karakterističnim navlačenjima rudistnih vapnenaca na paleogenske naslage.

Na širem istraživanom području Splita i okolice najstarije naslage su karbonatne naslage kredne starosti (Slika 2.1B). Dok su u donjoj kredi dominantni vapnenci, gornju kredu izgrađuju vapnenci i dolomiti te vapnenačko-dolomitne stijene (Marinčić et al., 1989; Magaš & Marinčić, 1973; Marinčić et al., 1971; Marinčić et al., 1977). Gornjokredni karbonati generalno su alohtoni, mehanički akumulirani sedimenti s detritusom intrabazenskog porijekla, koji su nastali u plitkoj turbulentnoj marinskoj sredini (Magaš & Marinčić, 1973). Krajem krede dolazi do značajne tektonske aktivnosti, pri čemu se u plitkim pukotinama krednih vapnenaca lokalno pojavljuju boksiti bez ekonomskog značaja, zabilježeni na otoku Čiovu i sjeverno od Trogira (Magaš & Marinčić, 1973). Transgresivno i diskordantno na krednoj podlozi talože se donjopaleogenske Liburnijske naslage, u debljini ~30 m, koje su u litološkom smislu vapnenačke breče te pločasti, bituminozni i miliolidni vapnenci (Magaš & Marinčić, 1973). S produbljivanjem bazena u litoralnoj zoni na Liburnijske naslage superpozicijski se talože foraminiferski vapnenci, pretežno alveolinsko-numulitni vapnenci, od donjeg eocena do donjeg luteta, u ukupnoj debljini do 200 m (Magaš & Marinčić, 1973; Korolija et al, 1977; Marjanac & Ćosović, 2000). Daljnjim produbljivanjem bazena, na njima se u normalnom slijedu u maksimalnoj debljini do 40 m talože gomoljasti laporoviti vapnenci i lapori s glaukonitom. Zbog superpozicijskog položaja između foraminiferskih vapnenaca u podini i naslaga fliša

moгу se smatrati prijelaznim naslagama čija je starost lutetska (prema Magaš & Marinčić, 1973). Kontinuirano na gomoljastim laporovitim vapnencima i laporima s glaukonitom talože se klastične i karbonatne naslage eocenskog fliša, u obliku ritmičnih izmjena u sedimentaciji, od breča i brečokonglomerata preko kalkarenita do lapora u debljini od cca 800 m na području Trogira, Kaštela i Splita (Magaš & Marinčić, 1973) odnosno (generalno) 1000 m prema Ćosović et al. (2018). Temeljem mikropaleontoloških analiza ove klastične naslage imaju stratigrafski raspon od gornjeg luteta do priabona (Magaš & Marinčić, 1973). Krajem eocena, uslijed pojačane tektonske aktivnosti dolazi do oplicavanja bazena. Talože se breče i brečokonglomerati s ulošcima vapnenaca i lapora, s najvećom debljinom od cca 100 m kod Rupotina, koje karakterizira numulitno-diskociklinska asocijacija u bazalnom dijelu, a starost je priabonska (Magaš & Marinčić, 1973). Najmlađe stijene u tom istraživanom području su oligocenske polimiktne breče, čija debljina ne prelazi 150 m (Marinčić et al., 1977). Značajniji aluvijalni nanos, akumuliran na ušću rijeke Jadro, akumulirani je nevezani materijal krednih i paleogenskih karbonata, te breča i lapora (Magaš & Marinčić, 1973), a najmlađi kvartarni pješčano-muljeviti materijal sa šljunkom na ušću rijeke Žrnovnice kod Stobreča izdvojen je kao holocenski proluvijalni sediment (Marinčić et al., 1977).

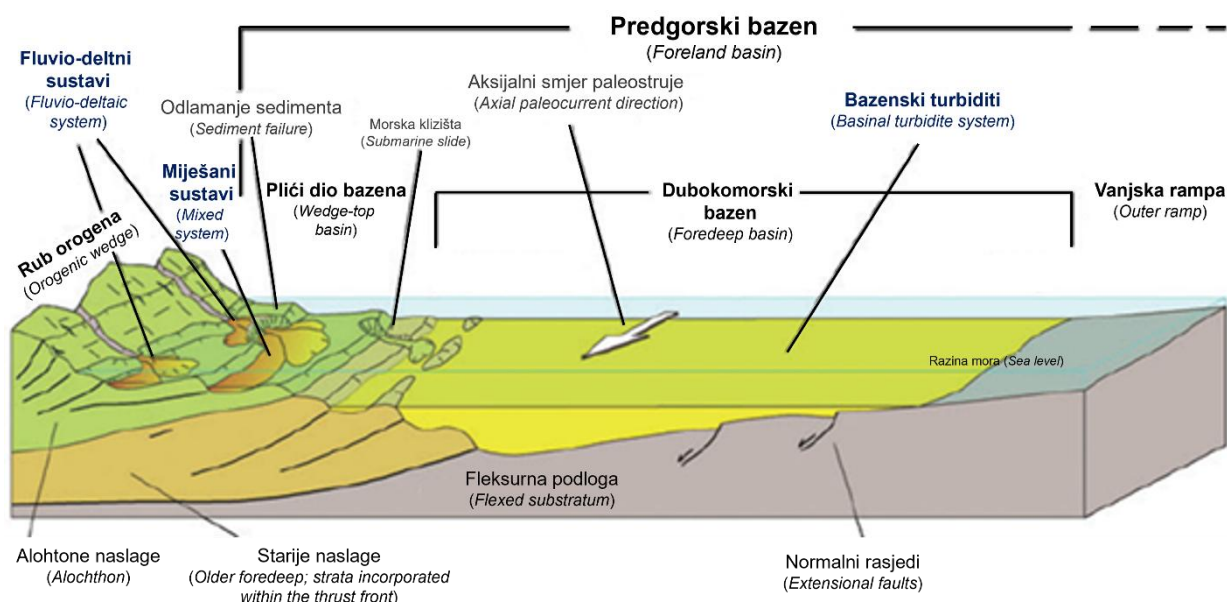
Dinaridski predgorski bazen – DPB (*Dinaric Foreland Basin* prema Ćosović et al., 2018) za koji se veže taloženje paleogenskih naslaga, formiran je u prostoru ispred izdižućih Dinarida, približno 700 km dugačak borano-navlačni pojasa smješten između Južnih Alpa na sjeverozapadu i Helenida na jugoistoku (Balling et al., 2021). Izdizanje Dinarida započelo je krajem krede kao posljedica kolizije Jadranske mikroploče, odnosno Jadranske karbonatne platforme (*Adriatic Carbonate Platform*, AdCP), s Europskom pločom (Vlahović et al., 2005; Handy et al., 2015). Ovakvi kolizijski pokreti uzrokovali su emerziju AdCP te kompresijsko navlačenje mezozojskih stijena (Stampfli, 2005; Vlahović et al., 2005; Placer et al., 2010; Ćosović et al., 2018; Gobo et al., 2020). Posljedično, rubni predgorski bazeni razvijaju se kao odgovor na opterećenje zadebljane kore koje je rezultat kolizije kontinenata (Dickinson, 1974; Beaumont, 1981; Allen et al., 1986; Sinclair, 1997). Pod težinom izdižućeg orogena dolazi do fleksurnih deformacija ispred napredujućih navlaka uslijed čega dolazi do produbljivanja prostora, odnosno formiranja predgorskog bazena (Mutti et al., 2003). Reversno rasjedanje i formiranje navlaka obilježili su razvoj DPB-a tijekom cijelog paleogena (Blašković, 1998, 1999; Stampfli, 2005; Vlahović et al. 2005; Placer et al., 2010, Ćosović et al., 2018), a tektonska aktivnost nastavlja se do danas (Korbar, 2009).



Slika 2.1.A) Rasprostranjenje fliša u Hrvatskoj ispred orogena Dinarida u pojasu Vanjskih Dinarida; B) Geološka karta šireg istraživanog područja (modificirana prema Marinčić et al., 1969; Marinčić et al., 1971) s označenim lokalitetima istraživanja i značajnijim tektonskim elementima; C) Tumač geološke karte (modificirano prema Magaš & Marinčić, 1973; Marinčić et al., 1977).

Razvoj DPB-a može se usporediti s modelom prema Mutti et al. (2003, 2009; Slika 2.2) prema kojem su bazenska korita izdužena i orijentirana paralelno navlačnom frontu Dinarida. Sedimentacija se odvijala istodobno u tri glavne zone u prostoru predgorskog bazena: u najdubljem dijelu bazena (*foredeep basin*) (1); zatim u plićem, rubnom dijelu navlačnog fronta (*wedge top basin*) (2); te na suprotnoj morfološkoj strukturi – karbonatnoj rampi povezanoj s perifernim topografskim izdignućem (*forebulge*) (Babić & Zupanič, 2008; Mrinjek et al., 2012; Španiček et al., 2017). S vremenom se taloženje turbidita postupno smanjuje i prelazi u fluvio-deltnu i aluvijalnu sedimentaciju (Covey, 1986). S rubova topografskih uzdignuća može se derivirati dio biogenog detritusa koji se nalazi u sastavu fliša, dok je dominantni donos sedimenta u formirano predgorsko korito iz zaleđa, odnosno iz izdižućeg orogena. Zbog velike debljine navlaka zaleđa dolazi do produbljivanja taložnog prostora u koji se talože dubokomorske flišne naslage. Zapunjavanjem, prema plićim rubnom području bazena talože se plitkomorske naslage, uglavnom donosom materijala u deltama.

Prostor taloženja eocenskih flišnih naslaga u okolici Splita može se interpretirati kao dio dubokog predgorskog korita (*foredeep basin*), s prijelazom prema plićem rubnom dijelu bazena (*wedge-top basin*).



Slika 2.2. Model predgorskog bazena na kojem se mogu izdvojiti tri glavne zone sedimentacije: najdublji dio bazena (*foredeep basin*), plići, rubni dio bazena (*wedge top*) i periferno topografsko izdignuće – rampa (*forebulge*) (modificirano prema Mutti et al., 2009).

2.1. GEOGRAFSKI POLOŽAJ ISTRAŽIVANIH LOKALITETA

Područja istraživanja u ovom radu su:

1. Eksploatacijsko polje mineralne sirovine za proizvodnju cementa „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ (u nastavku EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“) nalazi se u Kaštelanskom zaljevu, na području gradova Solina i Kašela u Splitsko-dalmatinskoj županiji (Slike 2.2B i 2.3). Prostire se u podnožju brda Kozjak, na nadmorskoj visini od 70 do 340 m izduženo u pravcu sjeverozapad-jugoistok. Ukupna površina EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ iznosi 215,85 ha, širina 0,9 km, a dužina 3,4 km. U vlasništvu je tvrtke Cemex Hrvatska d.d. sa sjedištem tvrtke u Meksiku.



Slika 2.3. Eksploatacijsko polje mineralne sirovine za proizvodnju cementa „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ (arhiva Cemex Hrvatska d.d.).

2. Uvala Kašjuni nalazi se na južnoj strani poluotoka Marjan u Splitu, a područje istraživanja obuhvatilo je područje s koordinatama od 491 891.66, 4 818 624.93 do 492 061.54, 4 818 294.23 (Slika 2.2B).

3. Uvala Obojena svjetlost nalazi se na južnoj strani poluotoka Marjan u Splitu, 50 metara istočno udaljena od uvale Kašjuni, a područje istraživanja obuhvatilo je područje s koordinatama od 492 996.01, 4 818 128.72 do 493 361.05, 4 818 154.89 (Slika 2.2B).

3. PREGLED DOSADAŠNJIH ISTRAŽIVANJA

3.1. GEOLOŠKA ISTRAŽIVANJA FLIŠNIH NASLAGA SREDNJE DALMACIJE

Flišne naslage srednje Dalmacije, točnije u okolini Splita, u stratigrafskom je smislu prvi podijelio Kerner (1903) na donju, srednju („zona klipa“) i gornju flišnu zonu, pri čemu je u srednjoj flišnoj zoni Blanchet (1970) prvi prepoznao i definirao olistolite. Kasnije je fliš na ovom području izdvojen kao jedna litostratigrafska jedinica, izgrađena od klastičnih i karbonatnih naslaga (Magaš & Marinčić, 1973). Geološku građu područja Splita i Kaštela ranije su opisivali brojni autori među kojima se osobito ističe Kerner (1903) svojom podjelom na flišne zone kao i geološkom kartom (Kerner, 1914), dok su Šikić (1965) i Marinčić (1970, 1981) ukazali na izraženu litološku i genetsku složenost eocenskog fliša područja Splita i Kaštela. Crnolatac (1951) je proučavao flišne naslage kao sirovinu za cementare u Solinu. Marinčić (1981) ističe da su istraživanja eocenskog fliša jadranskog pojasa često lokalno ograničena te ukazuje na problem neujednačenih kriterija njihove interpretacije.

Detaljna istraživanja flišnih naslaga srednje Dalmacije proveo je Marjanac (1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1991, 1993, 1996), a pregled svih istraživanja fliša prikazan je u Marjanac & Čosović (2000). Marjanac u navedenim radovima prepoznaje litološki različite megaslojeva (koje zove „megaturbiditi“, „olistostroma“, te kasnije „gigasloj“) te ih interpretira kao produkte velikih gravitacijskih tokova. Kao reprezentativan primjer megasloja („olistostrome“) koja razdvaja donju i gornju flišnu zonu prema Kerneru (1903), Marjanac (1987, 1990, 1993) opisuje kompleksni megasloj, za koji predlaže naziv „Kamen-Sutikva“, građen od donjeg debritnog i gornjeg turbiditnog dijela, nastao kao posljedica katastrofalnog razaranja ruba bazena, te navodi njegovu debljinu od 170 m. Na temelju analize paleotransporta, nagiba padine i mehanizama transporta sedimenata gravitacijskim tokom, Marjanac (1990, 1991, 1993) prikazuje evoluciju gravitacijskih tokova u flišnom bazenu srednje Dalmacije, a taj prostor dijeli na dva sub-bazena (Solinski i Splitski) koji su međusobno odijeljeni i ograničeni. U tim se bazenima pojavljuju megaslojevi koji ukazuju na promjene smjera paleotransporta i refleksije čela tokova od podmorskih prepreka i rubova bazena. Pritom je naglašena kompleksna topografija dna bazena kao i pojava „ujezerenih“ repova turbiditne struje u ograničenom okolišu na bazenskom dnu gdje su se nakon višekratnih refleksija gravitacijskih tokova mogli istaložiti debeli intervali lutita (lapora). Marjanac (1993) navodi da je prostor taloženja fliša srednje Dalmacije zaseban te da se taloženje razlikuje od drugih flišnih bazena, npr. u Istri i Sjevernoj Dalmaciji. Prema Marjanac & Čosović (2000) akomodacijski prostor u srednjoj Dalmaciji manji je nego u Istri.

Istražujući dalje pojavu megaslojeva Marjanac (1996) predlaže model u kojem smatra da se talozima fliša srednje Dalmacije (turdiditima) u podini i krovini megasloja nalaze lepezne delte s konglomeratima (*conglomeratic fan deltas*) odnosno da se tankoslojeviti turbiditi izmjenjuju s konglomeratima lepeznih delti. Također povezuje ulogu niske razine mora i subaersko trošenje s pojavom naslaga konglomerata. U istom radu (Marjanac, 1996) uspoređuje podjelu Kernerera iz 1903. godine s rezultatima svojih istraživanja te navodi da donja i gornja Kernerova zona predstavljaju fliš te da donja zone predstavlja sinriftnu tektonsku fazu, a gornja postriftnu. Smatra da se megaslojevi pojavljuju u donjoj flišnoj zoni kao i na početku Kernerove gornje flišne zone. Megaslojevi su taloženi kao posljedica urušavanja ruba šelfa, a njihov veliki volumen može se interpretirati dugim razdobljem primarne akumulacije detritusa te rijetkim pojavama dramatičnog urušavanja (Marjanac, 1996). Porijeklo skeletnog detritusa uglavnom veže za subaersko trošenje foraminiferskih vapnenaca (Marjanac, 1996). Marjanac & Čosović (2000) ističu nejasnoće u shvaćanju da li je fliš taložen u jednom ili više odvojenih bazena. Također daju pregled karakteristika taloženja tijekom paleogena u Dinaridskom predgorskom bazenu, pregled stratigrafskih raspona fliša u pojedinim flišnim prostorima (i prema različitim autorima) kao i usporedbu sa susjednim područjima. Za naslage fliša isti autori navode da se promjene facijesa ne trebaju tumačiti isključivo eustatskim promjenama ili postupnim produbljavanjem bazena, već lokalnim tektonskim događajima koji su mjestimično uzrokovali formiranje dubokih korita u kojima su se taložili turbiditi.

Starost flišnih naslaga duž jadranske obalne linije pokazuje izražene regionalne razlike, no općenito ga se može smatrati diakronim (pregled u Marjanac & Čosović, 2000). Dalmatinski fliš prema ranijim autorima obuhvaća razdoblje od kasnog eocena do ranog oligocena (Komatina, 1967), dok su mnogi lokaliteti svrstani u barton (srednji eocen, nanoplanktonska zona NP 17) (Benić, 1983, 1991). U Istri je zabilježen najširi stratigrafski raspon, od ranog ipra (kasnog kuizija, NP 13) (Pavšić, 1981) te srednjeg do kasnog luteta (NP 15/16) (Tari-Kovačić, 1997), do priabonske starosti (NP 18) (Benić, 1991). U Ravnim kotarima starost fliša definirana je u rasponu od kasnog luteta (NP 16) do bartona (NP 17) (Benić, 1983). Za srednju Dalmaciju, osobito područje Splita, Marjanac (1993) navodi pojavu miocenskih flišnih naslaga. Na otoku Hvaru fliš je datiran na prijelaz bartona u priabon (Krašeninnikov et al., 1968; Marinčić, 1981; Marjanac et al, 1998), dok Puškarić (1987) najmlađi fliš tumači kao naslage kasnooligocenske do ranomiocenske starosti. Detaljan pregled starosti fliša u okolini Splita dao je Marjanac (1987). Raniji autori fliš uglavnom svrstavaju u eocensko-oligocenski raspon (Grubić & Komatina, 1962/63), dok kasniji radovi određuju njegovu starost od gornjeg luteta do priabona

na temelju foraminiferskih vrsta (Blanchet, 1970; Magaš & Marinčić, 1973; Marinčić, 1981). Prema Marinčić et al. (1977), fliš okolice Splita obuhvaća razdoblje od gornjeg dijela srednjeg eocena do gornjeg eocena. Jerković & Martinić (1976) su prema nanoplanktonoj zonaciji svrstali fliš u okolini Splita u zone NP 17, 18, 19, 20, dok Benić (1983) u okolini Splita određuje nanoplanktonske zone NP 17, 18, 19 što odgovara rasponu od kasnog luteta do srednjeg priabona.

Osim znanstvenih istraživanja, dio istraživanja flišnih naslaga imao je izrazito praktičan karakter, vezan za njihovo korištenje kao mineralne sirovine za proizvodnju cementa. Prvu opsežnu statističku interpretaciju kemijskog sastava mineralne sirovine za cementnu industriju u Splitu dali su Matijaca (1983) i Matijaca & Vujec (1990), zatim Lukšić et al. (2008), a sličnu statističku interpretaciju dali su Bralić & Malvić (2022). Sustavna geološka istraživanja za potrebe cementne industrije započela je tvrtka „Dalmacijacement“ 1959. godine, uključujući istražna bušenja za proračun rezervi sirovine na tadašnjem eksploatacijskom polju „Partizan“ (danas dio EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“). U početnoj fazi eksploatacija je bila organizirana u dva odvojena površinska kopa koji su opskrbljivali dvije tvornice, Sv. Kajo u Solinu i Sv. Juraj u Kaštel Sućurcu. Dva neovisna polja objedinjenja su 1976. godine u jedno eksploatacijsko polje "Partizan - Prvoborac", koje od 1993. godine djeluje pod nazivom „Sv. Juraj - Sv. Kajo“.

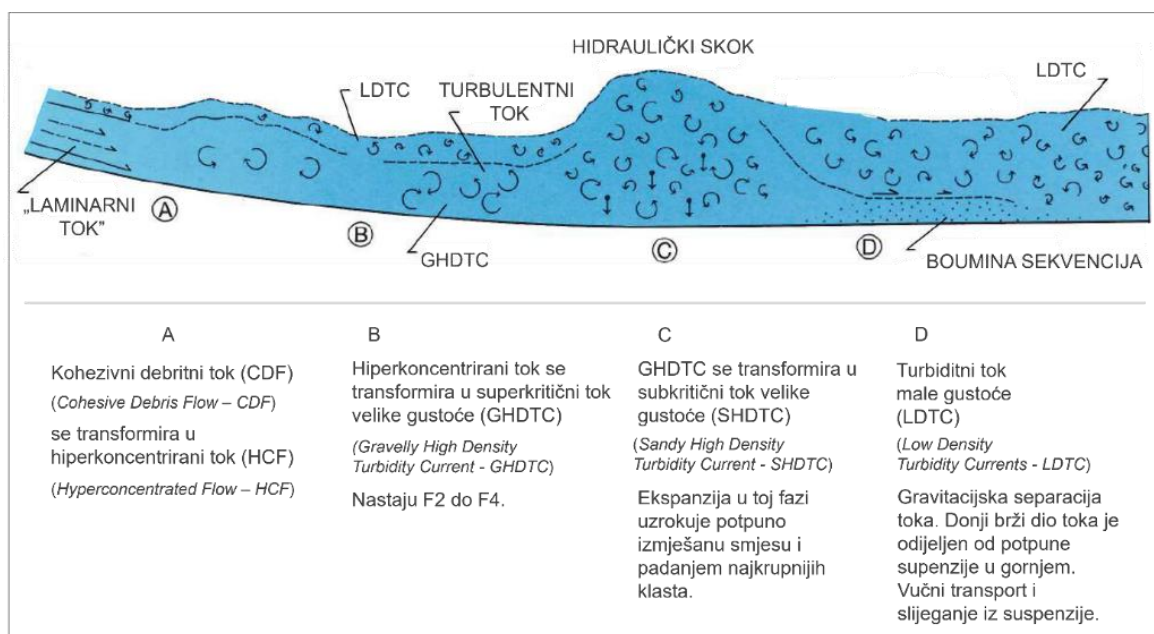
3.2. GEOLOŠKA ISTRAŽIVANJA DUBOKOMORSKIH NASLAGA - OPĆENITO

Sveobuhvatna interpretacija flišnih naslaga predgorskih bazena koja uključuje analizu facijesa, genezu i mehanizme taloženja predstavlja sintezu znanja o međudjelovanju globalnih i lokalnih čimbenika koji upravljaju sedimentacijom unutar predgorskih bazena (Garcia et al., 2015). Ranija istraživanja dubokomorskih okoliša u svijetu temeljila su se na istraživanjima izdanaka turbiditnih naslaga i bila su usmjerena na paleotokove, facijese i procese na (pasivnim) rubovima ploča (Mutti et al., 2003). U ranijim razdobljima interpretacije facijesa bile su uglavnom deskriptivne prirode, dok se u suvremenim pristupima facijesi interpretiraju kao rezultat transformacije inicijalnih gravitacijskih tokova tijekom njihova kretanja iz viših prema nižim dijelovima bazena ili uzdužno osi predgorskih korita (Mutti et al., 2003). Među prvim konceptima ističu se klasifikacija turbiditnih naslaga temeljena na mehanizmima djelovanja turbiditnih struja (Kuenen, 1957), te Boumina facijesna sekvencija, karakteristična za taloženje srednjeznatnih sedimenata iz turbiditnih struja (Bouma, 1962). Interpretacija uvjeta taloženja u predgorskim bazenima značajno se mijenjala tijekom posljednjih pedesetak godina, pri čemu

su neujednačena i često neadekvatna terminologija znatno otežavale usporedbu i korelaciju modela (Mutti et al., 2009). Taj problem naveo je mnoge autore na prepoznavanje zajedničkih elemenata građe bazena (Mutti & Normark, 1987; Mutti & Normark, 1991; Normark et al., 1993; Garcia et al., 2015). Razlikovanje asocijacija turbiditnih facijesa u drevnim bazenskim ispunama ali vezanim za aktivne kontinentalne rubove, obilježene navlačnom tektonikom, u odnosu na facijese recentnih turbiditnih lepeza pasivnih rubova dovelo je do različitih interpretacija, često ovisnih o mjerilu promatranja (Shaunmugam et al. 1988; Normark, 1970; Mutti & Ricchi Lucchi, 1972; Walker & Mutti, 1973). Model dubokomorske lepeze, razvijen prvenstveno za pasivne kontinentalne rubove, omogućio je diferencijaciju dubokomorskog taložnog prostora i njegovu primjenu u istraživanjima potencijalnih ležišta ugljikovodika (Mutti & Normark, 1987). S razvojem istraživanja pješčenjačkih tijela u predgorskim bazenima, osobito za potrebe naftne industrije, uvedene su napredne metode istraživanja predgorskih prostora poput seizmičkog profiliranja, izrade batimetrijskih karti i drugih parametara, temeljem kojih se razvila sekvencijska stratigrafija koja konkurira dosadašnjim istraživanjima dubokomorskih lepeza (pregled u Mutti et al., 2009). Najpoznatiji primjeri interpretacije flišnih naslaga su na području Francuske, Italije i Španjolske, uključujući eocensko-oligocenski fliš južne Francuske (Kuenen et al., 1957; Bouma, 1962; Sinclair, 1997) oligocenski i miocenski fliš sjeverne Italije (Piedmont bazen i sjeverozapadni Apenini), te eocenski fliš južno-središnjih Pireneja, osobito u okviru južnopirinejskog predgorskog bazena (Jaca i Pamplona; Payros et al., 1999).

Raznolikost facijesa gravitacijskih tokova odražava poremećaje ravnoteže između šelfne i bazenske sedimentacije, uzrokovane promjenama razine mora, lokalnom tektonikom te volumenom i dinamikom gravitacijskih tokova (Mutti, 1985). U ovom je radu prihvaćena shema postanka različitih litoloških jedinica (taloga gravitacijskih tokova) s obzirom na njihov granulometrijski sastav i teksturu kako predlaže Mutti (1992), pri čemu se litološki različite jedinice (facijesi) mogu razviti iz jednog primarnog gravitacijskog toka tijekom njegovog kretanja u bazenu, bilo da se radi o kretanju iz plićeg u dublji dio taložnog bazena (veliki bazeni) ili uzduž malih, uskih bazena. Prema shemi Muttija (1992) osim razvoja litološki različitih jedinica (facijesa) koji nastaju transformacijom tijekom kretanja toka, druga je osnovna pretpostavka da se šest granulometrijski različitih grupa facijesa može razviti samo ako su zrna svih dimenzija prisutna u sastavu primarnog toka. Različite granulometrijske grupe facijesa se separiraju kad čestice određenih dimenzija i ne mogu više biti prenošene tokom budućih da se i njegove karakteristike mijenjaju (Mutti, 1992). Ta je koncepcija (Mutti, 1992), prema kojoj

talozi različitih karakteristika (facijesi) nastaju kao posljedica razvoja više stadija primarnog (bazičnog) gravitacijskog toka tijekom kretanja u taložnom prostoru, prikazana na Slici 3.1 i prihvaćena u ovom radu. Vrlo pojednostavljeno prema koncepciji Mutti (1992) gravitacijski tokovi obično započinju kohezivnim detritnim tokovima, koji nastaju urušavanjem rubnih dijelova predgorskih bazena kao i klizanjem ili slampiranjem nestabilnog, nelitificiranog ili polulitificiranog sedimenta padine. U početnom inicijalnom dijelu gravitacijski tokovi imaju karakter kohezivnog detritnog toka te se postupno transformiraju u turbiditne tokove velike gustoće (*High Density Turbidity Currents* - HDTC), a potom u turbiditne tokove male gustoće (*Low Density Turbidity Currents* - LDTC). Početni kohezivni detritni tok (*Cohesive Debris Flow* – CDF) ima obilježja plastičnog toka i laminarnog je karaktera. Tijekom spuštanja prema bazenu uslijed prodora vode, tok se transformira u hiperkoncentrirani tok (*Hyperconcentrated Flow* – HCF). U toj fazi transformacije (A) uloga glinovitog matriksa slabi, a tok poprima turbulentna obilježja. Daljnjim kretanjem tok se transformira (B) u turbiditni šljunkoviti tok velike gustoće (*Gravelly High Density Turbidity Current* - GHDTTC). Nastavkom kretanja dolazi do prijelaza iz pijeskom bogatog superkritičnog u subkritični tok (*Sandy High Density Turbidity Current* - SHDTC) (C), pri čemu dolazi do hidrauličkog skoka. Taj proces dovodi do naglog usporavanja i ekspanzije toka te posljedično promjena u načinu taloženja sedimenta čija je granulacija sada bitno sitnija. U završnoj fazi transformacije, turbiditni tokovi postaju razrijeđene turbiditne struje male gustoće (LDTC) (D), koje se sastoje pretežno od suspendiranih pelitnih čestica.

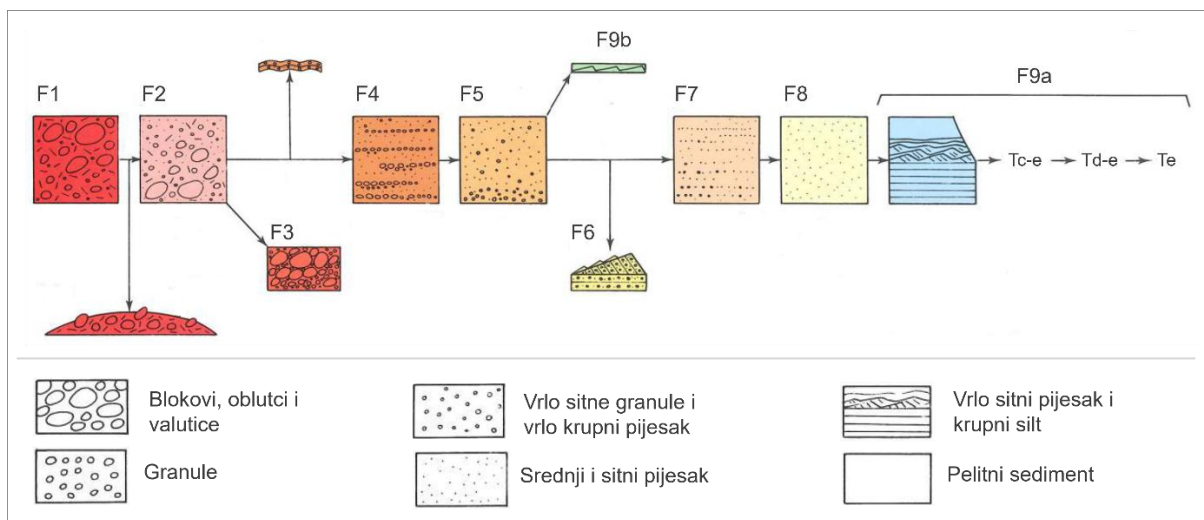


Slika 3.1. Transformacije gravitacijskog toka od početnog kohezivnog detritnog toka do turbiditnog toka male gustoće (modificirano prema Mutti, 1992).

Ovisno o načinu i stupnju transformacije početnog kohezivnog toka u razrijeđene turbiditne tokove, Mutti (1992) definira 9 karakterističnih turbiditnih facijesa (F1-F9) (Slika 3.2). Facijesi F1–F9 predstavljaju niz sedimentnih procesa koji su genetski povezani te odražavaju različitu gustoću i turbulentnost toka koja se mijenja s količinom prodora okolne vode u primarni tok i promjenom njegovog primarnog granulometrijskog sastava zbog taloženja dijela detritusa.

Početnu fazu predstavljaju debriti F1, nastali naglim zaustavljanjem kohezivnih, detritnih tokova bogatih muljem, u kojima su vrlo krupni klasti (blokovi, oblutci i valutice) uronjeni u pelitnom matriksu što detritus drži u kohezivnoj smjesi. Nastaju matriks potporni konglomerati (breče) koji nemaju erozijsku donju slojnu granicu, a krupniji klasti se nalaze pri vrhu sloja. Slijedi facijes F2 matriks potpornih konglomerata taloženih iz hiperkoncentriranog toka, često s erozijskim bazalnim kontaktima i *rip-up* klastima. Krupniji klasti koncentriraju se u donjem dijelu sloja. Talozi facijesa F2 odražavaju prijelaz iz kohezivnog u turbulentni režim toka. Daljnjim razrjeđenjem toka razvija se turbiditne struje velike gustoće (HDTTC). Taloži se facijes klast-potpornih konglomerata F3 koji može odražavati eroziju na donjoj slojnoj plohi, Slijedi taloženje iz turbulentnog toka u čijoj se smjesi nalaze valutice, granule i vrlo krupni pijesak. Nastaju facijesi F4, F5 i F6. Facijes F4 karakterizira izdvajanje krupnije frakcije zrna uz formiranje relativno debelih proslojaka tzv. vučenog tepiha (*traction carpet*). F5 ne pokazuje nikakvu unutarnju organizaciju (masivna tekstura) ili ima slabo izraženu gradaciju, a interpretira se taloženjem tijekom hidrauličkog skoka koji nastaje između superkritične i subkritične faze toka. U složenoj interpretaciji facijes F6, koji pokazuje horizontalnu ili kosu slojevitost, Mutti (1992) smatra da takvi talozi nastaju u gornjem strujnom režimu na prijelazu iz hiperkoncentriranog u superkritični turbiditni tok velike gustoće. Ovaj je facijes rijetko prisutan, a u njegovoj interpretaciji se Mutti oslanja i na mišljenja nekoliko drugih autora (Mutti, 1992 i pridružene reference). Daljnje razrjeđivanje toka rezultira taloženjem tzv. sitnozrnatih frakcija (od srednjezrnatog pijeska do gline). Facijesi koji se talože – F7, F8 i F9a nastaju nakon hidrauličkog skoka i općenito se smatraju produktom turbiditnih tokova male gustoće (*low-density turbidity currents*). To su tokovi koji se kreću relativno sporo te imaju karakter subkritičnog toka. Facijes F7 pokazuje izdvajanje krupnije frakcije zrna što se interpretira izdvajanjem krupnije frakcije koja se kreće (mekanizam „vučenog tepiha“) i taloženjem iz suspenzije. Facijes F8 predstavlja masivni srednje do sitnozrnati pijesak. Ponekad pokazuje normalnu gradaciju. Taloženje ovog facijesa prekriva vrlo veliku površinu (slično lepezi) i zato ga se na izdancima može pratiti na velikim udaljenostima. Iz potpuno razrijeđenog turbiditnog toka male gustoće i male brzine taloži se facijes F9a (vrlo sitni pijesak, silt i glina).

On predstavlja taloge kombinacije vučnog transporta i slijeganja iz suspenzije (*traction plus fallout processes*). Karakteristike ovog facijesa mogu se poistovjetiti s Bouminim turbiditnim intervalima Tc-Te (*base-missing Bouma sequences*). Pelitni intervali mogu biti značajne debljine. Ovaj facijes predstavlja najpoznatiji turbiditni facijes karakterističan za distalne turbidite koji prekrivaju veliku površinu, a razvili su se iz dovoljno dugačkog toka, obično velikog volumena.



Slika 3.2. Klasifikacijska shema turbiditnih facijesa (modificirano prema Mutti, 1992).

Za taloženje iz gravitacijskih tokova koji uključuju različite transformacije mnogi autori upotrebljavaju termine *Mass-transport complexes* - MTC's ili *Mass-transport deposits* - MTD's (pregled u Pickering & Corregidor, 2005; za Prominske naslage PDB-a Gobo et al., 2020; kao i za Friuli Basin Ogata et al., 2014). Ovim se terminima, na način sličan koncepciji Mutti (1992), shvaća transformacija gravitacijskih tokova tijekom svog kretanja, ali se promjene u toku ne definiraju tako detaljno. Prema Pickering & Corregidor (2005) upotreba termina MTC/MTD koja ne ulazi u detalje transformacije toka, upotrebljava se kako bi se izbjegle moguće terminološke nejasnoće ili kontradikcije.

4. METODE ISTRAŽIVANJA

U ovom istraživanju primijenjene su terenske, kabinetske, laboratorijske i računalne metode koje su opisane u posebnim podpoglavljima. Terenske metode obuhvaćale su detaljno snimanje slijedova sedimenata, uključujući osnovna petrološka obilježja, te prikupljanje uzoraka. Od kabinetskih i laboratorijskih metoda provedene su mikropetrografska analiza na izbruscima, metoda rendgenske fluorescencije (XRF analiza) i metoda rendgenske difrakcije na prahu (XRD analiza). U okviru računalnih metoda razvijena je računalna aplikacija (*Mineral Predictor*) za procjenu mineraloškog sastava.

4.1. TERENSKJE METODE

Terenska istraživanja provedena su na izdancima na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“, na granici gradova Kaštela i Solina, te u uvalama „Kašjuni“ i „Obojena svjetlost“ na području poluotoka Marjan, na južnoj obali Splita. Istraživanja su provedena u razdoblju od 2021. godine do 2025. godine. Terenskim istraživanjima utvrđene su makropetrografske karakteristike prisutnih sedimenata, uključujući teksturna i strukturna obilježja te su snimljeni slijedovi sedimenata s naglaskom na debljinu slojeva, način vertikalne izmjene te njihove lateralne promjene. Ukupno je prikupljen 291 uzorak za daljnje laboratorijske analize.

4.1.1. Lokalitet EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“

Posebna pozornost u istraživanjima posvećena je lokalitetu EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“. Ukupno je analizirano 9 slijedova sedimenata, od kojih je 5 slijedova rekonstruirano na temelju proračunskih profila korištenih u svrhu proračuna rezervi mineralne sirovine za proizvodnju cementa (Bralić, 2023), a 4 su snimljena izravno na izdancima. Na lokaciji proračunskog profila 5-5' rekonstruiran je slijed debljine 480 m, na profilu 12-12' slijed debljine 460 m, na profilu 19-19' slijed debljine 560 m, dok je na profilu 23-23' rekonstruiran slijed debljine 480 m (Slike 5.1 i 5.2; PRILOG 1 i 2). Generalni slijed sedimenata EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“, u ukupnoj debljini 400 m, rekonstruiran je na temelju podataka s proračunskog profila 9-9' i obuhvaća sve tipove naslage koje se nalaze na EP (Slika 6.1). Taj slijed ujedno predstavlja sintetski (generalni) slijed taloženja flišnih naslaga na području Splita i njegove okolice. U najjužnijem dijelu EP snimljena su 2 slijeda sedimenata, J1 debljine 10 m (Slika 5.4 i PRILOG 3) i J2 debljine 5 m

(Slika 5.5 i PRILOG 4). U najsjevernijem dijelu EP detaljno su snimljena 2 slijeda sedimenata, označena kao SZ1 debljine 7 m (Slika 5.15 i PRILOG 5) i SZ2 debljine 6 m (Slika 5.16 i PRILOG 6). S EP prikupljeno je ukupno 259 uzoraka za mikropetrografske, biostratigrafske, kemijske i mineraloške analize.

4.1.2. Lokalitet uvala „Kašjuni“

Na lokalitetu uvale Kašjuni flišne naslage istraživane su na 3 lokaliteta, na kojima su snimljena 3 slijeda sedimenata. Slijed Kašjuni A snimljen je u debljini od 10 m (Slika 5.21A i PRILOG 7), slijed Kašjuni B u debljini 5 m (Slika 5.21B i PRILOG 8), dok je slijed Kašjuni C snimljen u debljini od 10 m (Slika 5.21C i PRILOG 9). S lokaliteta Kašjuni prikupljena su ukupno 23 uzoraka za mikropetrografske analize.

4.1.3. Lokalitet uvala „Obojena svjetlost“

Na lokalitetu uvale Obojena svjetlost snimljen je slijed sedimenata Obojena svjetlost ukupne debljine 140 m (Slika 5.22 i PRILOG 10). S lokaliteta Obojena svjetlost prikupljeno je ukupno 9 uzoraka za mikropetrografske analize.

4.2. PETROGRAFSKA ANALIZA

Od dijela uzoraka prikupljenih na istraživanim lokalitetima izrađeni su mikropetrografski preparati (82 uzorka). Prema mikropetrografskim karakteristikama definirani su tipovi sedimenata što je u daljnjim fazama istraživanja korišteno kao osnova za definiranje litoloških jedinica, a asocijacija litoloških jedinica rezultirala je podjelom na facijese. Uzorci su pripremljeni u laboratoriju za analizu geoloških materijala (LaGeMa) na Zavodu za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine Rudarsko-geološko-naftnog fakulteta u Zagrebu. Priprema mikropetrografskih preparata obuhvaćala je piljenje uzoraka, njihovo lijepljenje i bojanje preparata upotrebom K-fericijanida i Alizarina crvenog S (Dickson, 1965) u svrhu razlikovanja minerala. Analiza preparata provedena je polarizacijskim mikroskopom Optika B 1000 POL, na kojem su izrađene i mikrofotografije.

U ovom radu litotipovi stijena fliša klasificirani su prema prema Pettijohn et al. (1972) i Tišljar (2001). Upotrijebljeni su termini: kalkrudit/biokalkrudit, kalkarenit/biokalkarenit i

kalksiltit/biokalksiltit. Tišljär (2001) predlaže upotrebu ove klasifikacije za detritične vapnence i vapnenačke akumulirane taloge građene od intrabazenskih karbonatnih zrna (intraklasta, ooida i peleta), odnosno kao općeniti naziv za mehanički taložene ili pretaložene detritične zrske vapnence. Ukoliko u sastavu dominiraju fragmenti fosila, Tišljär (2001) predlaže upotrebu prefiksa -bio. Srednjezrnati klastični sedimenti su određeni prema klasifikaciji Pettijohn et al. (1972). Za opisane litične arenite/grauvake upotrijebljen je naziv karbonatni pješčenjaci kako bi se naglasio dominantni udio karbonatnih klasta u ukupnom udjelu detritičnih, ali nefosilnih čestica. Sitnozrnati klastični sedimenti definirani su prema Tišljär (2004). Laporima su određeni prema definiciji iz Tišljär (2001), koji laporima smatra miješane karbonatno-glinovite sedimentne stijene sastavljene od 20-80% kalcita i 80-20% gline. Ako se u laporima s udjelom >10% pojavljuje smjesa čestica silta i pijeska, takve su stijene definirane kao pjeskovito-siltozni laporima. Laporima s udjelom karbonatne komponente ~80% definirani su kao kalcitom bogati laporima. Uzorci vapnenaca klasificirani su na temelju odnosa mikritnog i sparitnog veziva te vapnenačkih alokema prema klasifikaciji Folka (1959, 1962). Procjena postotnog udjela određene komponente napravljena je vizualnom usporedbom s etalonima prema Terry & Chilingar (1955). Udio karbonatne komponente u laporima napravljen je otapanjem pomoću 5% octene kiseline (Gault & Weiler, 1955) u laboratoriju RGNF-a LaGeMA. Na osnovi makro- i mikropetrografskih karakteristika stijena definirane su litološke jedinice, a na osnovi specifične asocijacije pojedinih litoloških jedinica i na osnovi položaja u vertikalnom slijedu sedimenata, definirani su facijesi.

4.3. RENDGENSKA FLUORESCENCIJA (XRF)

Za određivanje kemijskog sastava uzoraka prikupljenih na lokalitetu EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ primjenjena je metoda rendgenske fluorescencije (*X-Ray Fluorescence* – XRF). Uzorci su prikupljeni na izdancima reprezentativnih litotipova flišnih naslaga duž cijelog EP (PRILOG 1). Osnovno načelo XRF analize temelji se na emisiji karakterističnog rendgenskog zračenja iz materijala izloženog kratkovalnim rendgenskim zrakama, pri čemu dolazi do ionizacije atoma prisutnih u uzorku. Energija i intenzitet emitiranog zračenja specifični su za pojedine kemijske elemente. Obradom dobivenih signala, uz prethodnu kalibraciju mjernog uređaja, dobiveni signali preračunavaju se u masene udjele odgovarajućih elemenata, odnosno njihovih oksida prisutnih u analiziranom materijalu.

Priprema uzoraka za XRF analizu provedena je u laboratoriju tvornice cementa Sv. Kajo u Solinu. Za snimanje je korišteno rodijevo zračenje ($K\alpha$ 20.216 keV), a uvjeti snimanja su bili: $U = 40$ kV, $I = 75$ mA, broj kristala: 4, broj kolimatora: 2 (divergencija zračenja: $0,23^\circ$ i $0,46^\circ$), filteri: Cu: 0.3, 0.2mm, Al: 0.8, 0.5, 0.2, 0.1, 0.0125 mm; brzina snimanja: Si 12s, Fe 10s, Al 14s, Ca 10s, Mg 14s, S 12s, Na 14s, K 12s. Uzorci su najprije sušeni na temperaturi od 105°C , zatim drobljeni u tarioniku i drobilici Hertzog HSC 550, potom mljeveni u mlinu Hertzog HSM 100 te prešani u preši Hertzog HP-PS 2001. Dobiveni pločasti uzorci (tzv. prešane tablete) analizirani su na uređaju Bruker S8 Tiger 2024. Rezultati XRF analize izraženi su kao maseni udjeli oksida i to CaO, SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, SO₃, Na₂O i K₂O (%).

Budući da XRF metoda ne omogućuje detekciju elemenata s niskim atomskim brojem, ponajprije vodika (H) i ugljika (C), masa vezana uz strukturnu vodu i adsorbiranu vodu, CO₂ oslobođen iz karbonata, organsku tvar te ostale hlapljive komponente nije obuhvaćena mjernim signalom. Zbog toga zbroj oksida određen XRF metodom u pravilu odstupa od 100 %, dok razlika do ukupne mase uzorka predstavlja gubitak žarenjem (*Loss On Ignition*, LOI). Gubitak žarenjem definira se kao postotna razlika mase uzorka prije i nakon žarenja, najčešće na temperaturama između 950 i 1000°C . Tijekom procesa žarenja dolazi do dehidracije glinovitih minerala, termičkog raspada karbonata uz oslobađanje CO₂, oksidacije i izgaranja organske tvari te gubitka hlapljivih anorganskih komponenti. U ovom istraživanju vrijednosti LOI (%) procijenjene su primjenom industrijske empirijske jednadžbe za izračun gubitka žarenjem iz kemijskog sastava kalcijevog karbonata, temeljene na udjelu kalcijevog oksida (jednadžba 4.1; Hewlett, 2004):

$$\text{LOI} = (\text{CaO} / 0,56) \times 0,44 + [100 - (\text{CaO} / 0,56)] \times 0,07 \quad (4.1)$$

gdje 0,56 predstavlja maseni udio CaO u CaCO₃, zatim 0,44 maseni udio CO₂ u CaCO₃, dok koeficijent 0,07 predstavlja empirijsku korekciju za procjenu doprinosa preostale, nekarbonatne frakcije ukupnom gubitku žarenjem. Ova se korekcija rutinski primjenjuje u cementnoj industriji pri procjeni ukupnog gubitka žarenjem mineralne sirovine iz poznatog udjela CaO (Taylor, 1997; Hewlett, 2004). Pri tome treba imati u vidu da takav pristup najbolje opisuje karbonatno dominantne uzorke, dok kod litotipova s većim udjelom nekarbonatne komponente predstavlja aproksimaciju. Rezultati gubitka žarenjem izraženi su u masenim postotcima.

4.3.1. Cementni moduli

Flišne naslage na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ koriste se kao mineralna sirovina u tehnološkom procesu proizvodnje cementa. Kao sastavni dio sirovinske mješavine, zajedno s korektivnim materijalima, sirovina se termički obrađuje u rotacijskoj peći s ciljem dobivanja klinkera, poluproizvoda u proizvodnji cementa. Proces pečenja predstavlja složeni niz kemijskih reakcija tijekom kojih dolazi do transformacije početnih minerala sirovinske mješavine u cilju formiranja ciljanog mineralnog sastava klinkera. Osnovna kemijska obilježja sirovine koja ulazi u proces proizvodnje cementa definirana su masenim udjelima kalcijevog oksida (CaO), silicijevog oksida (SiO_2), aluminijevog oksida (Al_2O_3) i željezovog oksida (Fe_2O_3), budući da upravo ti oksidi izgrađuju glavne mineralne faze klinkera. Na temelju međusobnih masenih omjera navedenih oksida razvijeni su empirijski pokazatelji, poznati kao cementni moduli, koji se koriste za procjenu kvalitete sirovine i klinkera. Tri osnovna cementna modula su: stupanj zasićenja (SZ; jednačba 4.2), silikatni modul (SM; jednačba 4.3) i aluminatni modul (AM; jednačba 4.4). Njihov izračun temelji se na kemijskom sastavu sirovine, a poznavanje njihovih vrijednosti omogućuje procjenu prikladnosti materijala za odgovarajuće korištenje u tehnološkom procesu proizvodnje cementa.

Stupanj zasićenja (SZ) predstavlja odnos stvarnog sadržaja CaO i maksimalne količine CaO koja se pri uobičajenim uvjetima pečenja i hlađenja veže s ostalim oksidima (SiO_2 , Al_2O_3 i Fe_2O_3) (jednačba 4.2; Duda, 1985). Sirovine sa SZ u rasponu od približno 90 do 98 smatraju se tehnološki povoljnima za pečenje. Vrijednosti SZ veće od 100 ukazuju na višak slobodnog vapna (CaO_{sl}) u klinkeru, što može uzrokovati volumensku nestabilnost cementa. Suprotno tome, vrijednosti SZ manje od 90 olakšavaju proces pečenja, ali povećavaju sklonost stvaranju naljepa u rotacijskoj peći (naljep je mjestimično zadebljanje na stijenkama rotacijske peći uzrokovano lijepljenjem materijala) i sirovinskog prstena u rotacijskoj peći (prsten je zadebljanje cijelog oboda rotacijske peći uzrokovano lijepljenjem materijala).

$$\text{SZ} = \left(\frac{\text{CaO}}{2,8 \text{ SiO}_2 + 1,18 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0,65 \text{ Fe}_2\text{O}_3} \right) * 100 \quad (4.2)$$

Silikatni modul (SM) izražava omjer krute (SiO_2) i tekuće faze (Al_2O_3 i Fe_2O_3) u sustavu te se najčešće kreće u rasponu od 1,9 do 3,2 (jednačba 4.3; Duda, 1985). Smanjenjem silikatnog modula (≤ 2) povećava se udio tekuće faze (taline), što pogoduje procesu pečenja, ali i stvaranju debljih naljepa u rotacijskoj peći. Suprotno tome, pri višim vrijednostima SM (≥ 3) smanjuje se udio taline u peći, što dovodi do manje intenzivnog pečenja i formiranja tankog naljepa u rotacijskoj peći.

$$SM = \frac{SiO_2}{Al_2O_3 + Fe_2O_3} \quad (4.3)$$

Aluminatni modul (AM) predstavlja omjer aluminijevog (Al_2O_3) i željezovog oksida (Fe_2O_3) te ukazuje na odnos ovih dviju faza koje tvore talinu u rotacijskoj peći (jednadžba 4.4; Duda, 1985). Ovaj modul utječe na temperaturu početka taljenja i viskozitet taline te se kreće u rasponu od 1 do 2,5. Povećanjem aluminatnog modula povećava se viskozitet taline, što može otežati formiranje minerala klinkera. U slučaju prerane pojave tekuće faze može doći do preuranjenog formiranja minerala klinkera i stvaranja sirovinskog prstena u peći.

$$AM = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3} \quad (4.4)$$

Cementni moduli određuju kvalitetu stijena koje se koriste kao ulazna sirovina u procesu proizvodnje cementa i definiraju njihova tehnološka obilježja. Temeljni kriterij za klasifikaciju mineralne sirovine jest stupanj zasićenja (SZ), na temelju kojeg se stijene dijele na visoku, normalnu i nisku sirovinu. Visokom sirovinom smatraju se stijene čija je prosječna vrijednost SZ veća od 120 (-), normalnom sirovinom stijene sa SZ u rasponu od 80 do 120 (-), dok se niskom sirovinom smatraju stijene sa SZ manjim od 80 (-). Na svim uzorcima prikupljenim na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ za koje je određen kemijski sastav XRF metodom, izračunati su cementni moduli. Budući da predstavljaju omjere masenih udjela pojedinih oksida, cementni moduli su bezdimenzionalne vrijednosti (-).

4.4. RENDGENSKA DIFRAKCIJSKA ANALIZA NA PRAHU (XRD)

Za određivanje mineraloškog sastava stijena na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ primijenjena je metoda rendgenske difrakcije na prahu (*X-ray diffraction*, XRD). Osnovno načelo XRD metode temelji se na difrakciji monokromatskog rendgenskog zračenja na pravilno uređenim kristalnim rešetkama minerala prisutnih u uzorku. Pri interakciji rendgenskog zračenja s kristalnom strukturom dolazi do konstruktivne interferencije zračenja pri određenim kutovima, koji ovise o međumrežnim razmacima u kristalnoj rešetki. Položaj i intenzitet difrakcijskih maksimuma karakteristični su za pojedine minerale, što omogućuje njihovu identifikaciju, dok se usporedbom intenziteta difrakcijskih maksimuma može odrediti njihov relativni ili kvantitativni udio u uzorku.

Uzorci za mineralošku XRD analizu pripremljeni su u Laboratoriju za analizu geoloških materijala (LaGeMa) Zavoda za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine Rudarsko-

geološko-naftnog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu. Za analizu mineraloškog sastava odabrani su reprezentativni uzorci različitih stijena, prethodno definiranih mikropetrografskim analizama. Na odabranim uzorcima s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ provedene su kvalitativna i kvantitativna mineraloška analiza, pri čemu su, ovisno o vrsti uzorka i tipu analize, primijenjeni različiti postupci pripreme.

Kvalitativna rendgenska difrakcijska analiza provedena je na reprezentativnim uzorcima glavnih litotipova kako bi se pouzdano identificirale mineralne faze prisutne u istraživanim flišnim naslagama. Posebna pozornost posvećena je određivanju mineralnih faza u nekarbonatnoj komponenti, osobito minerala glina, s obzirom na njihovu važnost za interpretaciju mineraloškog sastava sirovine. Za određivanje kvalitativnog mineraloškog sastava odabrano je ukupno 11 reprezentativnih uzoraka, i to 6 uzoraka karbonatnih pješčenjaka (A0435–A0448) i 5 uzoraka lapora (A0562–A0574).

Uzorci za kvalitativnu mineralošku analizu usitnjeni su u prstenastom čeličnom mlinu Retsch RS200. Dobiveni prah punjen je u nosače za rendgensku difrakciju primjenom *back-loaded* tehnike, nakon čega su snimljeni difraktogrami izvornih, odnosno *bulk* uzoraka. U sklopu pripreme uzoraka provedeno je selektivno otapanje karbonatnih minerala u 5-postotnoj octenoj kiselini, prema postupku dobivanja netopivog ostatka iz karbonatnih stijena opisanom u radu Gault & Weiler (1955). Dobiveni netopivi ostatak korišten je za analizu nekarbonatne mineralne komponente uzorka. Prah netopivog ostatka punjen je u nosače primjenom *back-loaded* tehnike te analiziran rendgenskom difrakcijom na prahu.

Radi detaljnije identifikacije minerala glina, iz netopivih ostataka lapora izdvojena je frakcija čestica manjih od 2 μm metodom sedimentacije prema Stokesovu zakonu. Na izdvojenu frakciju <2 μm primijenjeni su standardni postupci za identifikaciju minerala glina: obrada klorovodičnom kiselinom u omjeru 1 : 1, žarenje uzorka na 650 °C, obrada etilen-glikolom i obrada glicerinom. Dobiveni difraktogrami korišteni su za razlikovanje pojedinih skupina minerala glina i njihovih međuslojnih varijeteta. Identifikacija minerala glina provedena je prema klasifikaciji Moore & Reynolds (1997).

Rezultati kvalitativne XRD analize izvornih uzoraka, netopivih ostataka i glinovite frakcije poslužili su kao mineralno-fazna osnova za daljnju kvantitativnu analizu. Time je najprije utvrđen skup mineralnih faza prisutnih u glavnim litotipovima istraživanog ležišta, a zatim su te faze korištene pri izradi modela kvantitativnog određivanja mineraloškog sastava većeg broja

uzoraka. Na taj je način osigurana metodološka povezanost između kvalitativnog određivanja mineralnih faza i kvantitativne procjene njihova udjela u širem skupu uzoraka.

Za određivanje kvantitativnog mineraloškog sastava odabrano je ukupno 65 uzoraka za koje je prethodno određen kemijski sastav XRF metodom. Priprema uzoraka za kvantitativnu mineralošku analizu provedena je mljevenjem u McCrone mlinu do granulacije manje od 10 μm , uz uporabu ahatnih valjaka i izopropanola kao otapala, u trajanju od 15 minuta. Nakon sušenja suspenzije na zraku primijenjena je metoda internog standarda, pri čemu je svakom uzorku dodan korund (Al_2O_3) tako da konačni uzorak sadrži 10 mas. % internog standarda. Dobivena suspenzija punjena je u nosače primjenom *back-loaded* tehnike, nakon čega su uzorci analizirani rendgenskom difrakcijom na prahu i korišteni za kvantitativni proračun mineralnog sastava.

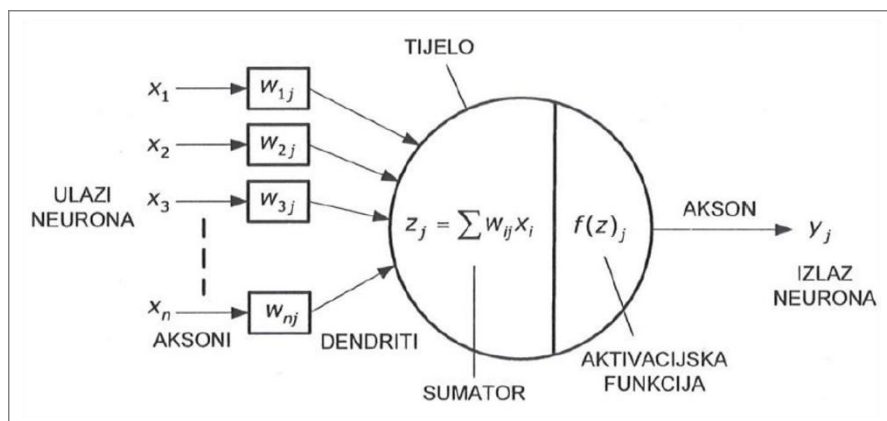
Difraktogrami za kvalitativnu i kvantitativnu mineralošku analizu snimani su na istom difraktometru, dok su se postupci pripreme uzoraka i interpretacije difraktograma razlikovali ovisno o vrsti analize. Svi uzorci analizirani su metodom praha na difraktometru Panalytical Empyrean. Za snimanje je korišteno bakreno zračenje ($K\alpha = 1,541874 \text{ \AA}$), a uvjeti snimanja bili su: $U = 45 \text{ kV}$, $I = 40 \text{ mA}$, raspon snimanja $3\text{--}70^\circ 2\theta$, veličina koraka $0,0131^\circ$, brzina snimanja $0,041683^\circ/\text{s}$, divergencija primarnog snopa $1/2^\circ$ te PIXcel3D-Medipix3 1×1 linijski detektor.

Snimljeni difraktogrami za kvalitativnu analizu mineralnog sastava interpretirani su pomoću računalnog programa HighScore Plus 4.9 (2020), uz korištenje baze podataka PDF-2. Difraktogrami za kvantitativnu analizu mineraloškog sastava interpretirani su primjenom računalnog programa Profex 5.0 (Doebelin & Kleeberg, 2015), metodom Rietveldova utočnjavanja. Pri kvantitativnoj obradi korištene su mineralne faze prethodno identificirane kvalitativnom XRD analizom reprezentativnih uzoraka.

4.5. MODEL UMJETNE NEURONSKE MREŽE

Najpoznatiji složeni matematički modeli koji se koriste u svrhu procjene željenih parametara u različitim znanstvenim i inženjerskim disciplinama su umjetne neuronske mreže. U kontekstu intenzivnog razvoja umjetne inteligencije, umjetne neuronske mreže važan su element njezina napretka, slično kao i ekspertni sustavi, neizrazita logika (*fuzzy logic*), metode

rezoniranja i dr. (Novaković et al., 2011). Struktura umjetnih neuronskih mreža temelji se na modelu umjetnog neurona, koji oponaša osnovne funkcije biološkog neurona. Umjetni neuron, u pravilu ima više ulaznih signala i jedan izlazni (Slika 4.1).



Slika 4.1. Model umjetnog neurona koji oponaša biološki neuron na način da se tijelo biološkog neurona zamjenjuje sumatorom, dendriti predstavljaju ulaz u sumator, izlaz sumatora je akson umjetnog neurona, a uloga praga osjetljivosti bioloških neurona preslikava se na tzv. aktivacijsku funkciju (modificirano prema Novaković et al., 2011).

Ulazni podatci, s dodijeljenim pripadajućim težinama (težinskim koeficijentima), zbrajaju se u sumatoru, a dobivena vrijednost prosljeđuje se aktivacijskoj funkciji. Aktivacijska funkcija transformira izlaz sumatora u izlazni podatak te može biti linearna i nelinearna, pri čemu se u praksi najčešće koriste nelinearne funkcije poput sigmoidalne, funkcije praga osjetljivosti, hiperbolične i drugih (Novaković et al., 2011). Paralelnim povezivanjem umjetnih neurona formiraju se jednoslojne ili višeslojne neuronske mreže, a njihove veze s okolinom ostvaruju se preko težinskih koeficijenata, što preslikava funkcije sinaptičkih veza biološkog neurona.

Neuronske mreže mogu se klasificirati prema arhitekturi (strukтури) mreže i načinu učenja (Haykin, 1999; Bishop, 2006). Osnovna podjela uključuje unaprijedne (perceptronske) neuronske mreže i neuronske mreže s radijalnim baznim funkcijama. Prema načinu učenja razlikuju se nadzirano učenje (*supervised learning*), nenadzirano učenje (*unsupervised learning*) i učenje koje je kombinacija prethodnih (*reinforcement learning*), a najčešće korišteno je nadzirano učenje. Proces određivanja intenziteta veza među neuronima i neurona s okolinom predstavlja proces učenja mreže (*training*). Kod nadziranog učenja mreže, najprije se definira struktura mreže što uključuje definiranje ulaznih i izlaznih neurona, te broj skrivenih slojeva i težina (sinapsi) mreže. Neuroni su organizirani u ulazne, skrivene i izlazne slojeve, pri čemu

skriveni slojevi omogućuju razdvajanje linearno neseparabilnih uzoraka (Novaković et al., 2011). Izlaz mreže predstavlja aproksimaciju željenog izlaza, čija kvaliteta ovisi o konfiguraciji mreže i odabranom algoritmu učenja.

Učenje mreže provodi se iterativno pomoću propagacije pogreške kroz mrežu, odnosno postupkom povratne informacije (*backpropagation*), pri čemu se težinski koeficijenti prilagođavaju sve dok se ne postigne optimalna veza između ulaznih i izlaznih vrijednosti (Malvić & Cvetković, 2009). Drugim riječima propagacija pogreške je mehanizam kojim mreža „uči“ iz vlastitih pogrešaka. Generirana pogreška mreže za prilagodbu težinskih faktora primjenjuje se korištenje odgovarajućeg algoritma učenja. Poznato je mnogo različitih algoritama učenja mreže, među kojima su najpoznatiji: generalizirano delta pravilo, algoritam povratnog propagiranja, Grossbergovo (Hebbianovo) učenje, primjena Lyapunovih funkcija, statističko učenje i dr. (Novaković et al., 2011). Nakon faze učenja slijedi proces testiranja ili validacije mreže (*validation*), koji se provodi s novim skupom podataka koji nisu bili korišteni u postupku učenja mreže, s ciljem procjene sposobnosti mreže da daje zadovoljavajuće rezultate i za skup ulaza kojim mreža nije bila učena.

U okviru ovog istraživanja razvijen je model umjetne neuronske mreže u programskom jeziku Python, korištenjem dostupne biblioteke PyTorch. Zbog svoje fleksibilnosti i dostupnosti znanstvenih biblioteka, Python se danas široko primjenjuje u području strojnog učenja (*machine learning*) i analize podataka (Rossum & Drake, 2009, Yu et al., 2019).

Za potrebe procjene mineraloškog sastava stijena na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ u ovom radu u implementirana je unaprijedna višeslojna neuronska mreža s kontroliranim suženjem središnjeg sloja (*bottleneck architecture*) i nadziranim učenjem, primjenom algoritma povratnog propagiranja (*backpropagation*). Struktura neuronske mreže konfigurirana je s 9 ulaznih podataka koje predstavljaju kemijski sastav uzoraka; (1) SiO_2 (%), (2) Al_2O_3 (%), (3) Fe_2O_3 (%), (4) CaO (%), (5) MgO (%), (6) SO_3 (%), (7) Na_2O (%), (8) K_2O (%) i (9) LOI (%). Budući da LOI u ovom radu nije izravno izmjeren, već je procijenjen iz udjela CaO primjenom industrijske empirijske jednadžbe, ne može se smatrati neovisnom varijablom. Time se u skup ulaznih podataka uvodi informacija koja je derivirana iz već prisutne varijable (CaO), što implicira izraženu kolinearnost. Takva struktura ulaza može dovesti do implicitnog „prelivanja“ informacije (*data leakage* u širem smislu), pri čemu model dodatno naglašava povezanost s karbonatnim mineralima, osobito s kalcitom. Unatoč tome, zadržavanje LOI-a u modelu može biti opravdano s obzirom na njegovu jasno definiranu industrijsku relevantnost.

Izlazni sloj mreže definiran je s 14 podataka koji predstavljaju masene udjele minerala: (1) kalcit (%), (2) dolomit (%), (3), kvarc (%), (4) albit (%), (5) ortoklas (%), (6) mikroklin (%), (7) kaolinit (%), (8), muskovit (%), (9) illit, (10) smektit (%), (11) klorit (%), (12) gips (%), (13) pirit (%) i (14) ostali minerali (%). Model sadrži 3 skrivena sloja s brojem neurona 64, 128 i 64.

Za uspostavu modela neuronske mreže definirani su parametri mreže, uključujući broj ciklusa učenja, brzinu učenja (*learning rate*), optimizacijski algoritam, raspored promjene brzine učenja (*sceduler*) te funkciju pogreške. Kao optimalan broj iteracija odabrano je 2000 ciklusa kako bi model stigao naučiti složene nelinearne veze između ulaznih podataka te kako bi se zaustavio u pravo vrijeme da ne počne „pamtiti“ podatke umjesto da ih generira (*overfitting*). Brzina učenja odnosno iznos učenja koji definira koliko veliki korak napravi mreža pri svakom ažuriranju tijekom procesa učenja, postavljena je na vrijednost 0,005 koja je odabrana kao empirijski optimum. Kao optimizacijski algoritam korišten je Adam (*Adaptive Moment Estimation*), algoritam koji ažurira težine mreže tijekom učenja mreže. Za raspored iznosa učenja odabrano je kosinusno smirenje (*Cosine Annealing Scheduler*), pri čemu se iznos učenja postupno smanjuje po kosinusnoj krivulji što omogućuje brzo učenje na početku i precizno podešavanje modela u završnoj fazi učenja. Kao funkcija propagacije pogreške korištena je srednja kvadratna pogreška (*Mean Squared Error* - MSE), kojom se kvantificira razlika između procijenjenih i izmjerenih vrijednosti tijekom učenja mreže. Kao završni korak u postupku učenja mreže, provedena je evaluacija neuronske mreže primjenom koeficijenta determinacije (R^2) koji služi kao mjera uspješnosti modela i izračunava se zasebno za svaki mineral prema jednadžbi (4.5):

$$R^2 = 1 - \frac{SS_{\text{res}}}{SS_{\text{tot}}} \quad (4.5)$$

gdje je:

SS_{res} rezidualna suma kvadrata (jednadžba 4.6) izračunava se prema izrazu:

$$SS_{\text{res}} = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 \quad (4.6)$$

SS_{tot} ukupna suma kvadrata odstupanja izmjerenih vrijednosti od njihove srednje vrijednosti (jednadžba 4.7) računa se prema izrazu:

$$SS_{\text{tot}} = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \quad (4.7)$$

gdje su:

y_i – izmjerena vrijednost,

$\hat{y}_i$ – predviđena vrijednost,

$\bar{y}$ – srednja vrijednost svih izmjerenih podataka.

Nakon uvježbavanja mreže proveden je postupak testiranja mreže. U fazi učenja mreže korišteno je 65 uzoraka, dok je za testiranje modela korišteno 8 uzoraka, što se s obzirom na veličinu skupa podataka smatra metodološki prihvatljivim. Kod manjih skupova podataka neovisni testni skup koji obuhvaća približno 10–20 % ukupnog broja uzoraka dovoljan je za procjenu sposobnosti generalizacije modela, pod uvjetom da nije uključen u proces učenja (Haykin, 1999; Bishop, 2006). Nakon testiranja mreže provedena je procjena odstupanja između procijenjenih i izmjerenih vrijednosti izračunom relativne pogreške (jednadžba 4.8):

$$\varepsilon_{\text{rel}} = \frac{\hat{y}_i - y_i}{y_i} * 100 \quad (4.8)$$

gdje su:

ε_{rel} - relativna pogreška izražena u postocima,

$\hat{y}_i$ - procijenjena vrijednost,

y_i - izmjerena vrijednost.

S obzirom da relativno odstupanje snažno ovisi o apsolutnoj vrijednosti promatrane varijable, za one varijable koje su zastupljene u vrlo malim udjelima, relativno odstupanje može poprimiti izrazito visoke vrijednosti. U takvim slučajevima relativna odstupanja od 100 % ili više ne moraju nužno odražavati značajnu pogrešku modela, već su često posljedica vrlo niskih početnih koncentracija, pri čemu i mala apsolutna razlika rezultira velikim relativnim odstupanjem. Kako bi se dodatno unaprijedila procjena uspješnosti modela, u analizi je korištena srednja apsolutna pogreška (*Mean Absolute Error*, MAE) prema izrazu (jednadžba 4.9):

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |y_i - \hat{y}_i| \quad (4.9)$$

gdje su:

MAE – srednja apsolutna pogreška izražena u postotnim bodovima (*percentage points*, pp),

$\hat{y}_i$ - procijenjena vrijednost,

y_i - izmjerena vrijednost.

MAE predstavlja prosječnu vrijednost apsolutnih odstupanja između procijenjenih i izmjerenih vrijednosti te, za razliku od relativnih mjera, nije osjetljiva na niske apsolutne vrijednosti pojedinih mineralnih komponenti. Ova metrika omogućuje kvantifikaciju tipične veličine pogreške modela izražene u postotnim bodovima, čime se dobiva jasnija slika o njegovoj stvarnoj preciznosti.

4.5.1. Računalna aplikacija *Mineral Predictor* za procjenu mineraloškog sastava stijena flišnih naslaga na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“

Kao rezultat implementacije modela umjetne neuronske mreže u programskom jeziku Python, u okviru ovog istraživanja razvijena je računalna aplikacija nazvana *Mineral Predictor*. Model povezuje klasično određivani kemijski sastav sirovine s procijenjenim mineraloškim sastavom, što ima jasnu i neposrednu industrijsku primjenu. Međutim, s obzirom na relativno ograničen broj uzoraka te složenost primijenjene arhitekture neuronske mreže, model nije primjereno interpretirati kao univerzalni alat za procjenu mineraloškog sastava svih flišnih naslaga. Umjesto toga, prikladnije ga je definirati kao pilot-model razvijen na ograničenom industrijskom skupu podataka s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ čiji se rezultati mogu interpretirati prvenstveno unutar raspona kemijskih i mineraloških sastava obuhvaćenih analiziranim skupom podataka.

Svrha aplikacije je omogućiti jednostavnu i pristupačnu primjenu razvijenog modela krajnjim korisnicima. Poseban naglasak stavljen je na intuitivno korisničko sučelje, čime je korištenje aplikacije omogućeno i bez poznavanja osnova programiranja i funkcioniranja neuronskih mreža. Korištenje aplikacije *Mineral Predictor* odvija se kroz pet jasno definiranih koraka. Aplikacija se pokreće otvaranjem ikone na zaslonu računala (Slika 4.2) nakon čega se otvara glavno korisničko sučelje aplikacije (Slika 4.3).



Slika 4.2. Ikona aplikacije *Mineral Predictor*.

Mineral Predictor

Material type: Quarry raw material

Oxide Composition		
SiO ₂	(%)	0
Al ₂ O ₃	(%)	0
Fe ₂ O ₃	(%)	0
CaO	(%)	0
MgO	(%)	0
SO ₃	(%)	0
Na ₂ O	(%)	0
K ₂ O	(%)	0
LOI	(%)	0

Cement Modules

LSF	(-)	—
SM	(-)	—
AM	(-)	—

Predicted Minerals

Calcite	(%)	—
Dolomite	(%)	—
Quartz	(%)	—
Albite	(%)	—
Orthoclase	(%)	—
Microcline	(%)	—
Kaolinite	(%)	—
Muscovite	(%)	—
Illite	(%)	—
Smectite	(%)	—
Chlorite	(%)	—
Gypsum	(%)	—
Pyrite	(%)	—
Other minerals	(%)	—
CARBONATES	(%)	—
QUARTZ	(%)	—
FELDSPARS	(%)	—
CLAY MINERALS	(%)	—
S-BEARING MINERALS	(%)	—

Buttons: Calculate Minerals, Clear, Help

Slika 4.3. Korisničko sučelje aplikacije *Mineral Predictor*.

U prvom koraku u padajućem izborniku *Material type*, potrebno je odabrati opciju *Quarry raw material*, koja se odnosi na analizirane stijene flišnih naslaga na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ (Slika 4.4). Preostale opcije Ostale opcije (*Material 2* i *Material 3*) trenutačno nemaju svrhu te su predviđena za buduću primjenu na drugim vrstama materijala na kojima bi se vršila procjena mineraloškog sastava.

Mineral Predictor

Material type: Quarry raw material

Oxide Composition

Quarry raw material
Material 2
Material 3

Slika 4.4. Odabir opcije *Material type* u aplikaciji *Mineral Predictor*.

U drugom koraku omogućuje se unos ulaznih podataka koji predstavljaju kemijski sastav uzoraka izražen u masenim postotcima. Vrijednosti pojedinih oksida i LOI unose se u prozoru *Oxide Composition*, u predviđena polja uz svaki oksid i LOI (Slika 4.3).

U trećem koraku odabirom opcije *Calculate Minerals* aplikacija provodi postupak procjene mineraloškog sastava. Kao rezultat, u prozoru *Predicted Minerals* prikazuju se maseni udjeli 14 minerala (Slika 4.5). Radi preglednosti prikaza, navedeni minerali su zbrojeni u 5 grupa:

- 1) CARBONATES zbrojene su vrijednosti za minerale kalcit i dolomit (%),
- 2) QUARTZ je prepisana vrijednost kvarca (%),
- 3) FELDSPARS zbrojene su vrijednosti za minerale albit, ortoklas i mikroklin (%),
- 4) CLAY MINERALS zbrojene su vrijednosti za minerale kaolinit, illit, smektit i klorit (%). U ovu skupinu uključen je i muskovit, koji nije mineral glina u užem smislu, nego tinjac.
- 5) S-BEARING MINERALS zbrojene vrijednosti za minerale gips i pirit (%).

Minerali svrstani u kategoriju *Other minerals* nisu uključeni u navedene grupe jer njihov udio u analiziranim uzorcima iznosi manje od 1%. Prilikom prikaza rezultata procjene mineraloškog sastava, u prozoru *Cement Modules* prikazuju se rezultati izračunatih vrijednosti cementnih modula koji se u aplikaciji računaju prema jednadžbama (4.2, 4.3 i 4.4) (Slika 4.5). Cementni moduli ne predstavljaju ulazne podatke u model mreže, već dodatnu informaciju pri interpretaciji rezultata procjene.

U četvrtom koraku omogućena je provjera uspješnosti modela odabirom opcije *Help* (Slika 4.6). Otvara se novi prozor u kojem su prikazane vrijednosti koeficijenta determinacije (R^2) za svaki predviđeni mineral (Slika 4.6). Vrijednosti R^2 prikazane su numerički i bojama koje označavaju razinu uspješnosti modela: zelenom bojom označene su vrijednosti koeficijenta determinacije $R^2 \geq 0,90$ (odlična procjena), narančastom vrijednosti koeficijenta determinacije $R^2 \geq 0,70$ (prihvatljiva procjena), dok crvena boja označava vrijednosti $R^2 < 0,70$ (slaba procjena).

U posljednjem koraku, odabirom opcije *Clear*, omogućuje se brisanje unesenih podataka i oslobađa prostor za unos novih vrijednosti kemijskog sastava (Slika 4.5).

Mineral Predictor

Material type: Quarry raw material

Oxide Composition		
SiO ₂ (%)		3.30
Al ₂ O ₃ (%)		0.83
Fe ₂ O ₃ (%)		0.36
CaO (%)		52.45
MgO (%)		0.89
SO ₃ (%)		0.11
Na ₂ O (%)		0.06
K ₂ O (%)		0.15
LOI (%)		41.65

Calculate Minerals

Clear

Help

Predicted Minerals		
Calcite	(%)	96.7
Dolomite	(%)	0.0
Quartz	(%)	1.0
Albite	(%)	0.0
Orthoclase	(%)	0.3
Microcline	(%)	0.0
Kaolinite	(%)	0.6
Muscovite	(%)	0.3
Illite	(%)	0.3
Smectite	(%)	0.1
Chlorite	(%)	0.4
Gypsum	(%)	0.1
Pyrite	(%)	0.1
Other minerals	(%)	0.0

Cement Modules		
LSF	(-)	501.75
SM	(-)	2.77
AM	(-)	2.31

CARBONATES	(%)	96.7
QUARTZ	(%)	1.0
FELDSPARS	(%)	0.4
CLAY MINERALS	(%)	1.7
S-BEARING MINERALS	(%)	0.2

Slika 4.5. Prikaz rezultata procjene nakon odabira opcije *Calculate Minerals*.

Help — R² Explained

Model Quality (Training R²)

Calcite	R ² =	0.999
Dolomite	R ² =	0.996
Quartz	R ² =	0.997
Albite	R ² =	0.994
Orthoclase	R ² =	0.996
Microcline	R ² =	0.996
Kaolinite	R ² =	0.992
Muscovite	R ² =	0.998
Illite	R ² =	0.998
Smectite	R ² =	0.996
Chlorite	R ² =	0.994
Gypsum	R ² =	0.993
Pyrite	R ² =	0.991

● GREEN (R² ≥ 0.90) — Excellent fit.
 The model reliably predicts this mineral.

● ORANGE (R² ≥ 0.70) — Acceptable fit.
 Predictions are useful but have moderate error.

● RED (R² < 0.70) — Poor fit.
 Predictions for this mineral are unreliable.
 This usually happens when the mineral has very low concentrations or weak correlation with oxides.

Slika 4.6. Prikaz koeficijenta determinacije minerala odabirom opcije *Help*.

5. REZULTATI ISTRAŽIVANJA

Rezultati istraživanja biti će prikazani prema posebnim cjelinama. Prvi dio rezultata obuhvaća mikropetrografske i sedimentološke rezultate istraživanih lokaliteta. Biostratigrafski rezultati prikazuju određene biostratigrafske zone definirane temeljem analiza planktonskih vrsta iz uzoraka sakupljenih na EP, uvali Kašjuni i Obojena svjetlost. Rezultati su dobiveni ljubaznošću Igora Pejnovića, mag. geol. s PMF-a Sveučilišta u Zagrebu. Rezultati primjene XRF metode prikazuju rezultate kemijskih analiza, na temelju kojih su izračunate vrijednosti cementnih modula. Rezultati mineraloških analiza podijeljeni su u dvije skupine: kvalitativne, dobivene interpretacijom rendgenograma i kvantitativne, određene metodom Rietveldovog utočnjavanja. Rezultati primjene računalne metode prikazani su kroz aplikaciju *Mineral Predictor*, razvijenu za procjenu mineraloškog sastava stijena s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.

5.1. EKSPLOATACIJSKO POLJE MINERALNE SIROVINE ZA PROIZVODNJU CEMENTA „SV. JURAJ – SV. KAJO“

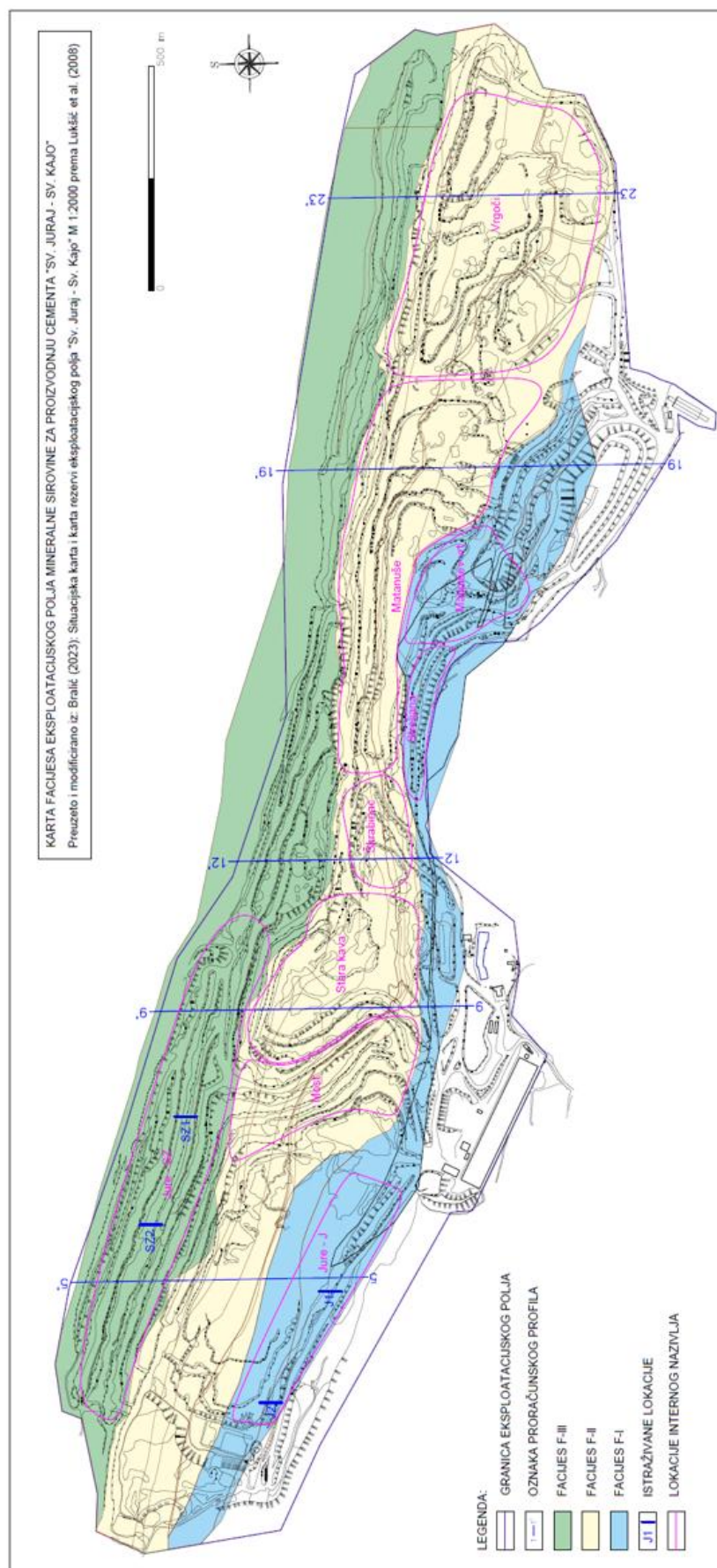
Eksploatacijsko polje (EP) „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ izgrađuju slojevi dominantno nagnuti prema sjeveru, odnosno sjeveroistoku s prosječnim nagibom od 30° do 40°. Fronta EP pruža se poprečno na pružanje slojeva. Slijedovi sedimenata prikazani u ovom radu dijelom su izrađeni izravnim terenskim opažanjima, a dijelom su rekonstruirani na temelju podataka s ukupno 26 paralelnih vertikalnih geoloških profila koji ujedno predstavljaju proračunske profile (Bralić, 2023) (PRILOG 1). Ti su profili izrađeni na osnovi podataka istražnih bušenja provedenih u svrhu proračuna rezervi mineralne sirovine za proizvodnju cementa (Lukšić et al., 2008). U sklopu tih istraživanja opsežnim terenskim istraživanjima izrađena je geološka karta EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ (PRILOG 1). Prethodni autori ove karte (Lukšić et al., 2008) su definirali 6 litoloških jedinica na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ i to (1) debritna serija, (2) lapori s numulitima, (3) numulitične breče i kalkareniti, (4) glinoviti vapnenci (kalksiltiti), (5) vapneni lapori – tupina, (6) izmjena lapora i pješčenjaka (Tablica 5.1). U cilju interpretacije sedimentnih procesa i korelacije facijesa s ostalim istraživanim lokalitetima, na temelju terenskih i laboratorijskih istraživanja, uočene su razlike u odnosu na dosadašnju podjelu litoloških jedinica. Stoga je na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ u ovom radu definirano 8 litoloških jedinica u odnosu na prijašnjih 6 (Tablica 5.1). Zbog uvriježenosti upotrebe terminologije korištene tijekom dugogodišnje eksploatacije, novo predloženo nazivlje litoloških jedinica moguće je uspoređivati s prijašnjima

(Tablica 5.1). Na geološkoj karti EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ prikazane su novo definirane litološke jedinice (PRILOG 1).

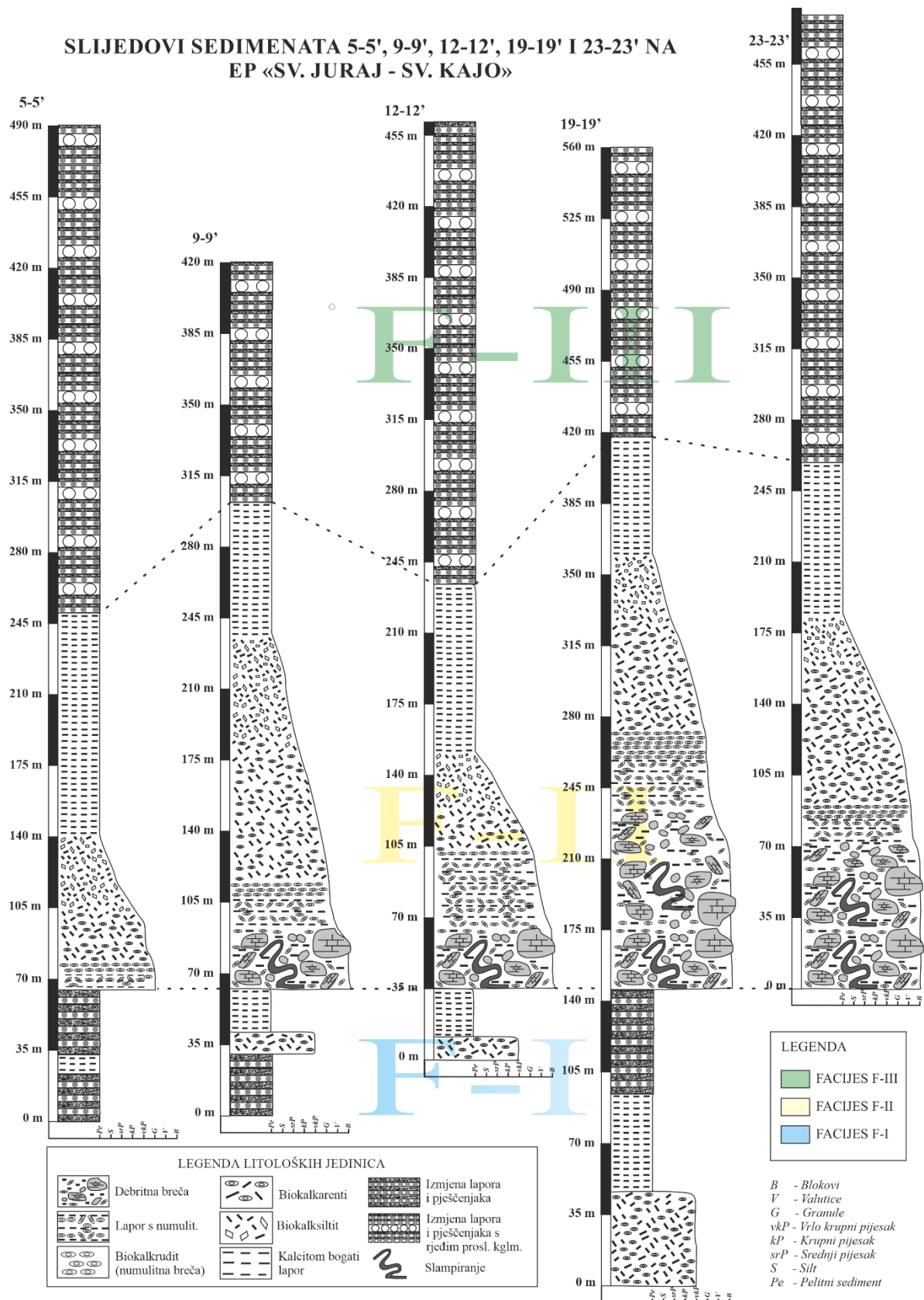
Tablica 5.1. Usporedba dosadašnjeg i novopredloženog nazivlja litoloških jedinica EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.

Lukšić et al. (2008)		Istraživanje ove disertacije				
RBr.	Litološka jedinica	RBr.	Litološka jedinica	Facijesi		
				I	II	III
1	Debritna serija (VM, V4)	1	Debritne breče (debrit)			
2	Lapori s numulitima (V1)	2	Lapor s numulitima			
3	Numulitične breče i kalkareniti (V3)	3	Biokalkrudit (numulitne breče)			
		4	Biokalkarenit			
4	Glinoviti vapnenaci (kalksiliti) (V2)	5	Biokalksilit			
5	Vapneni lapori (tupina) (No1, No2)	6	Kalcitom bogati lapor (tzv. „tupina“)			
6	Izmjena lapora i pješčenjaka (N1, N2)	7	Izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata			
		8	Izmjena lapora i pješčenjaka			

S obzirom na njihove sedimentološke karakteristike, temeljem terenskih i mikropetrografskih istraživanja, definiranih 8 litoloških jedinica izdvojeno je u 3 facijesa F-I, F-II i F-III (Tablica 5.1, Slika 5.1). Facijes F-I obuhvaća 3 litološke jedinice; dominantnu litološku jedinicu predstavlja izmjena lapora i pješčenjaka, a uz nju je prisutna i jedinica biokalkarenit i kalcitom bogati lapor. Facijes F-II obuhvaća 6 litoloških jedinica; debritna breča, lapor s numulitima, biokalkrudit, biokalkarenit, biokalksilit i kalcitom bogati lapor. Facijes F-III obuhvaća jedinicu izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata. Izdvojena 3 facijesa mogu se pratiti kao konkordantno položene cjeline duž cijelog EP (Slika 5.1). Na temelju toga, na profilima 5-5', 9-9', 12-12', 19-19' i 23-23' rekonstruirano je 5 istoimenih slijedova sedimenata čime je omogućeno praćenje litoloških promjena u lateralnom kontinuitetu (Slika 5.2). Prema podacima s 26 geoloških profila određene su prosječne debljine pojedinih litoloških jedinica. Uzorkovanje za mikropetrografske analize provedeno je na 9 frekventnih lokacija internog nazivlja unutar EP; (1) Jure – sjeverozapad (SZ), (2) Jure – jug (J), (3) Most, (4) Stara kava, (5) Škrabinac, (6) Streljana, (7) Matijašev vrt, (8) Matanuše i (9) Vrgoči (Slika 5.1). Na EP ukupno je prikupljeno 50 uzoraka za mikropetrografske analize, od čega 16 iz facijesa F-I (PRILOG 3 i 4), 21 iz facijesa F-II (PRILOG 2) i 13 iz facijesa F-III (PRILOG 5 i 6).



Slika 5.1. Karta facijesa EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ s označenim istraživanim lokacijama.



Slika 5.2. Rekonstruirani slijedovi sedimenata na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ na lokacijama proračunskih profila 5-5', 9-9', 12-12', 19-19' i 23-23' (Bralić, 2023).

5.1.1. Facijes F-I

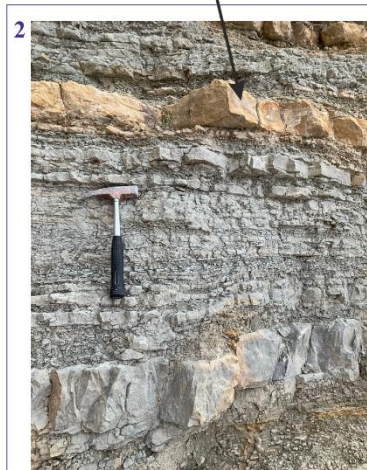
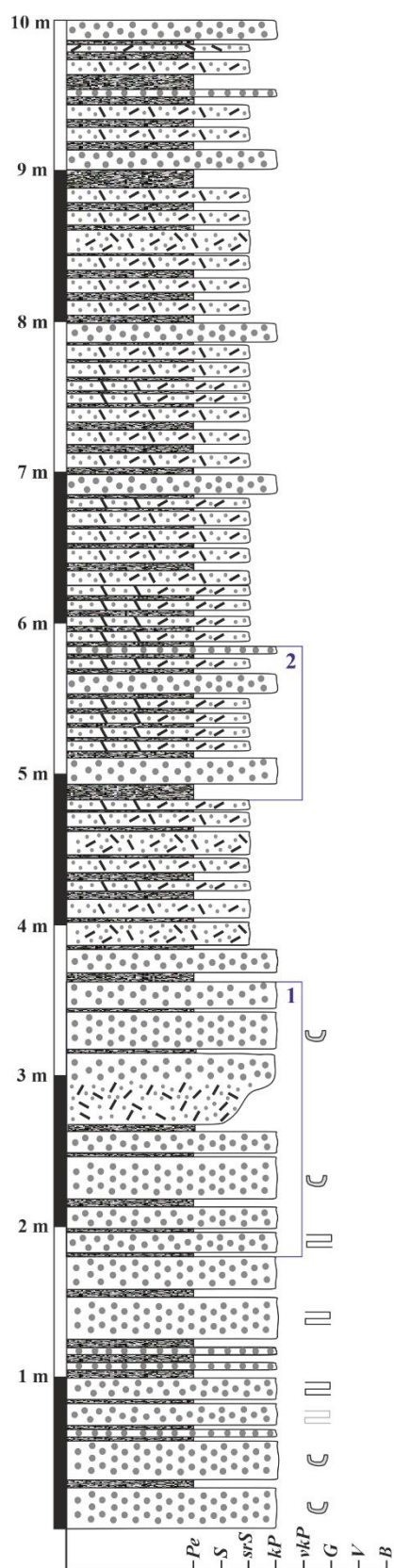
Facijes F-I na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ prisutan je na slijedovima 5-5', 9-9', 12-12', 19-19' u prosječnoj debljini 105 m (PRILOG 1), a čine ga litološke jedinice **izmjena lapora i pješčenjaka, biokalkarenit i kalcitom bogati lapor** (Tablica 5.1). Naslage facijesa F-I detaljnije su prikazane na slijedovima sedimenata J1 u ukupnoj debljini 10 m (Slike 5.1 i 4) i J2 u ukupnoj debljini 5 m (Slike 5.1 i 5).

Najzastupljenija među jedinicama facijesa F-I je izmjene lapora i pješčenjaka, karakterizirana izmjenom tankih slojeva pjeskovito-siltoznih lapora i karbonatnih pješčenjaka (Slika 5.3). Rijetko se vide slojevi biokalkarenita koji postupno prelaze u karbonatne pješčenjake (Slika 5.5). Prosječna debljina jedinice izmjena lapora i pješčenjaka prema podacima s proračunskih profila iznosi 53 m (PRILOG 1). Površine na EP izgrađene od litoloških jedinica biokalkarenit i kalcitom bogati lapor danas su uglavnom prekrivene deponijima i nasipima ili predstavljaju završne etaže eksploatacije. Zbog toga ih nije bilo moguće kontinuirano promatrati u slijedu, već su iz tih litoloških jedinica prikupljeni uzorci, dok su podatci o njihovim debljinama rekonstruirani na temelju podataka iz profila. Prema podacima iz profila prosječna debljina jedinice biokalkarenit iznosi 20 m, dok prosječna debljina litološke jedinice kalcitom bogatog lapora iznosi 32 m (Slika 5.2).



Slika 5.3. Izdanak litološke jedinice izmjene lapora i pješčenjaka na južnom dijelu EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ s prepoznatljivom izmjenom tankih slojeva pjeskovito-siltoznih lapora i karbonatnih pješčenjaka.

SLIJED SEDIMENATA J1 NA EP «SV. JURAJ - SV. KAJO» (Etaža 90/80)



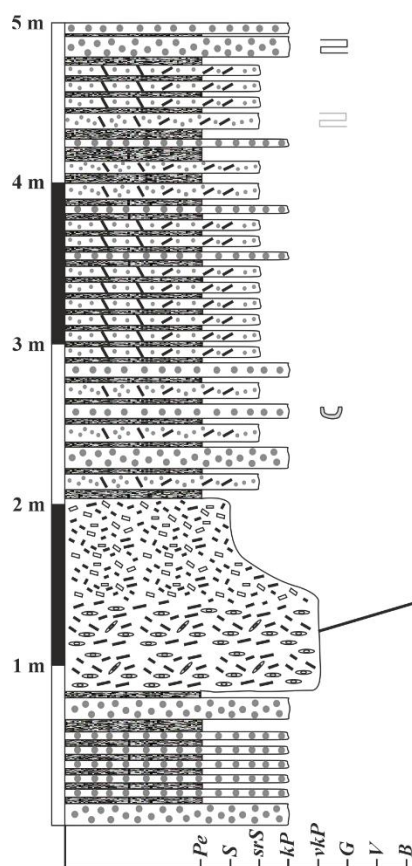
LEGENDA

	Krupnozrnati karbonatni pješčenjak		Paralelna laminacija
	Srednjezrnati karb. pješčenjak s biljnim detritusom		Paralelna laminacija (slabo vidljiva)
	Pjeskovito-siltozni lapor		Ilnofosili na slojnim plohama

Pe - Pelitni sediment; *S* - Silt; *srP* - Srednji pijesak; *kP* - Krupni pijesak;
vkP - Vrlo krupni pijesak; *G* - Granule; *V* - Valutice; *B* - Blokovi

Slika 5.4. Sljed sedimenata J1 u okviru facijesa F-I na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“. Prikazana je litološka jedinica izmjena lapora i pješčenjaka.

SLIJED SEDIMENTATA J2 NA EP «SV. JURAJ - SV. KAJO» (Etaža 90/80)



LEGENDA

	Krupnozrnati karbonatni pješčenjak		Paralelna laminacija
	Srednjezrnati karb. pješčenjak s biljnim detritusom		Paralelna laminacija (slabo vidljiva)
	Pjeskovito-siltozni lapor		Ihnofosili na slojnim plohama
	Biokalkarenit		
	Biokalksilit		

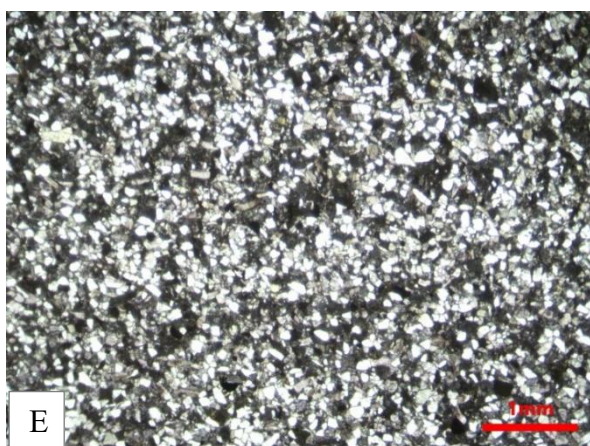
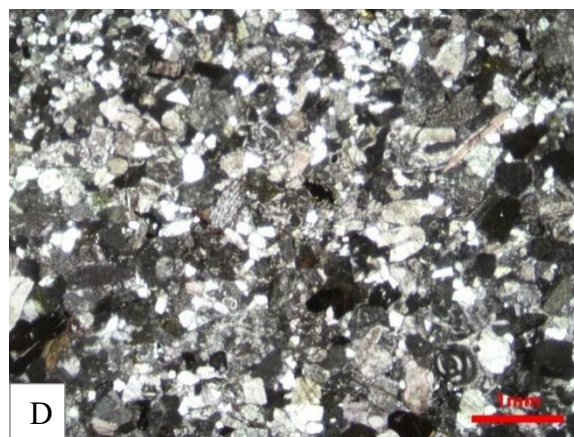
Pe - Pelitni sediment; *S* - Silt; *srP* - Srednji pijesak; *kP* - Krupni pijesak; *vkP* - Vrlo krupni pijesak; *G* - Granule; *V* - Valutice; *B* - Blokovi

Slika 5.5. Slijed sedimentata J2 u okviru facijesa F-I na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“. Prikazana je litološka jedinica izmjena lapora i pješčenjaka te povremena pojava jedinice biokalkarenita s normalnom gradacijom (detalj).

U litološkoj jedinici **izmjena lapora i pješčenjaka** dominantni su pločasti slojevi karbonatnog pješčenjaka i slojevi pjeskovito-siltoznog lapora koji se učestalo vertikalno izmjenjuju. Debljina slojeva je uglavnom centimetarska (Slika 5.4 i 5.5) i odgovara tanko do srednje debelim slojevima, no uočena je i rijetka pojava slojeva metarske debljine. U pješčenjačkim slojevima česta je horizontalna laminacija. Rijetko se pojavljuju varijeteti pješčenjaka s većim udjelom bioklastičnog detritusa koji čine prijelazne varijetete prema biokalkarenitu (Slika 5.5). Prema granulometrijskom sastavu karbonatni pješčenjaci odgovaraju krupnozrnatim i srednjezrnatim varijetetima. Generalno krupnozrnati pješčenjaci su na terenu podložni slabijem trošenju u odnosu na srednjezrnate pješčenjake. Slojevi krupnozrnatog pješčenjaka najčešće su pločasti, debljine nekoliko centimetara do 40-tak centimetara, te se nepravilno izmjenjuju s centimetarskim proslojcima pjeskovito-siltoznog lapora (Slika 5.6A), a kontakt je oštar. Slojne plohe pješčenjaka su ravne, blago povijene, rijetko valovite (riplovi) (Slika 5.6A, B). Kontakt krupnozrnatih i srednjezrnatih pješčenjaka može biti i postupan, odnosno uočeno je postupno taloženje koje započinje krupnozrnatijim varijetetima pješčenjaka, a završava pjeskovito-siltoznim laporom. Slojevi su uglavnom kontinuirani, rijetko deformirani ili lećasti (Slika 5.6B). Na plohama srednjezrnatih pješčenjaka prisutno je vrlo sitno biljno trunje, milimetarskih dimenzija. Tragovi organizama uočeni su samo na slojnim plohama (Slika 5.6C).

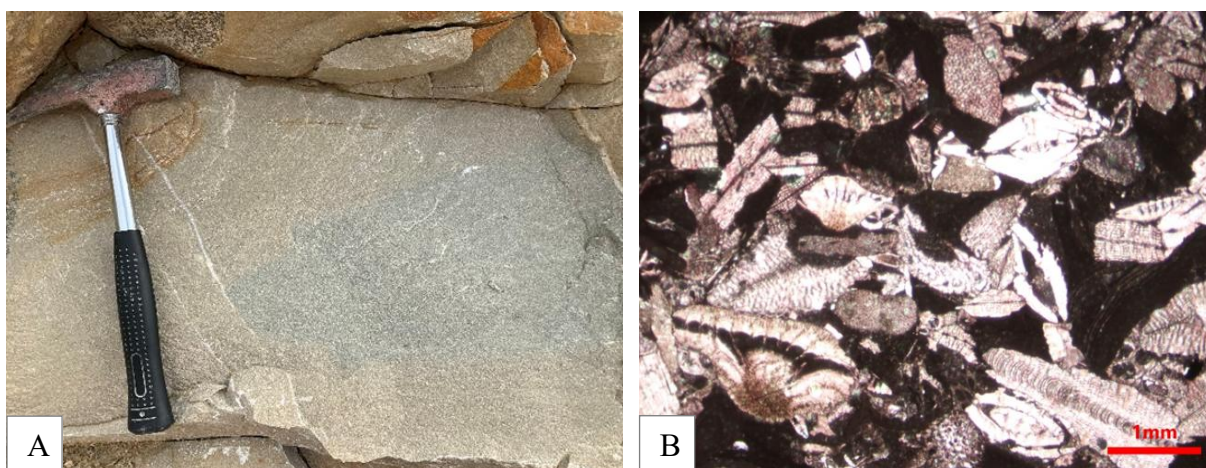
Karbonatni pješčenjaci iz ove litološke jedinice prema granulometriji odgovaraju krupnozrnatim i srednjezrnatim varijetetima. Iz mikropetrografskih sastava karbonatnih pješčenjaka vidljiva je litoklastična komponenta s udjelom 70-80%, te bioklastična komponenta s udjelom 20-30%. U sastavu klasta krupnozrnatih pješčenjaka zastupljeni su krupniji karbonatni klasti (klasti vapnenaca različitih tipova madstona i vekstona) dimenzija do 1,0 mm, te sitniji siliciklasti (dominantno kvarc, podređeno litični fragmenti silikatnih stijena i feldspati prisutni u najmanjem udjelu), prosječnih dimenzija od 0,15 mm (Slika 5.6D). Bioklasti su obično dimenzija krupnog pijeska i u njihovom se sastavu jasno mogu prepoznati fragmenti velikih bentičkih staklastih foraminifera (numulitida i ortofragmina) te fragmenti koralinacejskih algi, ježinaca i školjkaša. Prisutne su i ljušturice planktonskih foraminifera. Vezivo je teško definirati, čak i pod mikroskopom. U njemu se ponekad može prepoznati željezoviti kalcitni cement ili karbonatni matriks. Stoga su ovi pješčenjaci definirani kao karbonatni pješčenjaci – litični areniti/grauvake. U sastavu srednjezrnatih pješčenjaka siliciklastičnu komponentu čine sitniji klasti prosječnih dimenzija od 0,15 do 0,4 mm, koji uglavnom odgovaraju sitnom i srednjem pijesku (Slika 5.6E). Može se uočiti laminacija pri čemu su prisutne lamine s krupnijim pješčanim detritusom izgrađene od karbonatnih klasta i

biodetritusa koji po veličini obično odgovaraju srednjem do vrlo krupnom pijesku. Dominantno vezivo u ovom varijetetu pješčenjaka je karbonatni matriks. Stijena je determinirana kao karbonatni pješčenjak – litična grauvara. U slojevima pjeskovito-siltoznog lapora dominira mikritna karbonatno-glinovita osnova u kojoj se nalaze siliciklastični detritus pješčanih i siltnih dimenzija (Slika 5.6F). Planktonske foraminifere su rijetke ili ih nema.



Slika 5.6. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice izmjena lapora i pješčenjaka u okviru facijesa F-I na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“; A) Slojevi krupnozrnatog karbonatnog pješčenjaka u oštroj izmjeni sa slojevima pjeskovito-siltoznog lapora; B) Ravne, blago povijene slojne plohe karbonatnog pješčenjaka; C) Tragovi organizama na slojnim plohama karbonatnih pješčenjaka; D) U sastavu krupnozrnatog karbonatnog pješčenjaka u litoklastičnoj komponenti prevladavaju krupniji karbonatni klasti, dok je siliciklastični detritus znatno sitnijih dimenzija, manjih od 0,15 mm (uzorak J-3); E) Srednjezrnati karbonatani pješčenjak (uzorak J-4); F) U sastavu pjeskovito-siltoznih lapora vidljiva je dominantna karbonatno-glinovita osnova u kojoj je vidljiv siliciklastični detritus pješčanih i siltnih dimenzija (uzorak J-2024-3a).

Glavna karakteristika litološke jedinice **biokalkarenita** u okviru facijesa F-I je njihova homogena građa, najčešće sive do karakteristične plave boje (Slika 5.7A). U donjim dijelovima slojeva biokalkarenita često su prisutni veliki, plosnati muljni klasti, koji po svom sastavu odgovaraju klastima glinom bogatog lapora. Njihova pojava je ograničena na uski donji dio sloja. Iz mikropetrografskih preparata također je vidljiva homogena struktura biokalkarenita. Sastoji se od gusto zbijenog i dobro sortiranog fosilnog detritusa koji čine fragmenti bentičkih foraminifera (ortofragmine, numulitidi) te ježinaca i koralinacejski algi (Slika 5.7B). Prema veličini biodetritus odgovara srednjem do vrlo krupnom pijesku. Mjestimično su prisutne planktonske foraminifere. S bitno manjim udjelom u sastavu se pojavljuje i biodetritus ruditnih dimenzija (do 3 mm). U mikropetrografskom sastavu biokalkarenita procjenjuje se vrlo mali udio siliciklastičnog detritusa (do 10%). Zbog izrazito gustog pakiranja i jakog zbijanja vezivo je teško odrediti, a pretpostavljeno je da se radi o matriksu.

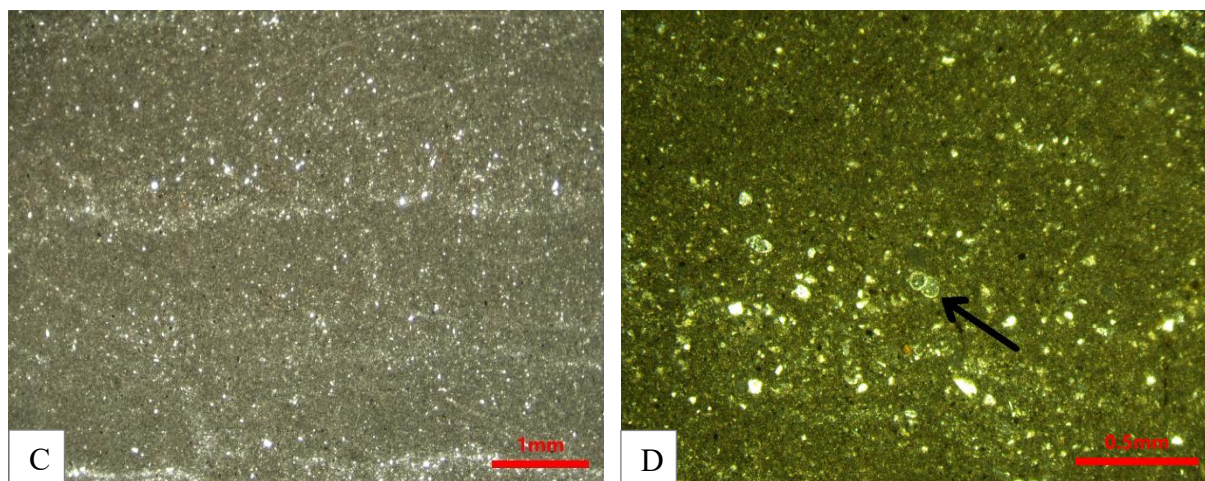


Slika 5.7. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice biokalkarenita u okviru facijesa F-I na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“; A) Homogena građa biokalkarenita s vidljivom promjenom boje iz tamnosive u žućkasto-smeđu, nastalom kao posljedica oksidacijskih procesa duž tektonskih pukotina; B) Gusto zbijeni fosilni detritus biokalkarenita većinski sastavljen od

fragmenata bentičkih foraminifera (*Nummulites* sp., *Discocyclina* sp.), ježinaca, koralinacejskih algi, a mjestimično su prisutne i planktonske foraminifere (uzorak J-2024-4).

U okviru facijesa F-I biokalkarenit se pojavljuje u oštrom kontaktu s **kalcitom bogatim laporom** (uvriježeni naziv je „tupina“ zbog tupog zvuka prilikom udarca čekićem). Nekada, ovaj tip stijene je predstavljao glavnu sirovinu koja se koristila u proizvodnji cementa. Kalcitom bogati lapor je izrazito homogene strukture. Karakteristične je tamnosive do plave boje, te žućkasto-smeđe duž pukotina kroz koje je prolazila oborinska voda (Slika 5.8A). Lako se raspoznaje na osnovi školjkastog loma (Slika 5.8B). Osim kemijskog trošenja koje se manifestira kroz pojave oksidacijskih zona duž pukotinskih sustava, kalcitom bogati lapor izrazito je podložan mehaničkom trošenju. Dugotrajna izloženosti utjecaju različitih atmosferilija prepoznaje se na otvorenim izdancima stijene koja postaje „mekša“ odnosno lakše se drobi već na sam dodir, u odnosu na svježi izdanak kalcitom bogatog lapora. Krajnji rezultat mehaničkog trošenja stijene je stvaranje sipara u podnožju izdanaka što je vidljivo na slici 5.8A. Iz mikropetrografskih preparata vidljivo je da lapori imaju homogenu građu, pri čemu udio karbonatne komponente iznosi ~ 80 % (Slika 5.8C). U mikropetrografskim izbruscima kalcitom bogatih lapora uočene su rijetke, vrlo sitne planktonske foraminifere u homogenoj osnovi koju čini mikrit i glina (Slika 5.8D).





Sika 5.8. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice kalcitom bogatog lapora u okviru facijesa F-I na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“; A) Izdanak 10-metarske etaže kalcitom bogatog lapora homogenih teksturnih obilježja, sa siparima u podnožju etaže; B) Karakterističan školjkasti lom u kalcitom bogatom laporu; C) Dominantno karbonatna homogena građa kalcitom bogatog lapora vidljiva iz mikropetrografskog preparata (uzorak J-2024-1); D) U mikropetrografskim izbruscima kalcitom bogatih lapora vrlo rijetke planktonske foraminifere u homogenoj osnovi od mikrita i gline (crna strelica) (uzorak J-2024-1).

Interpretacija taloženja facijesa F-I

Izmjena pješčenjačkih i pelitnih sedimenata, koja dominira ovim facijesom, pokazuje karakteristike taloženja iz turbiditnih struja (moguće Baumini turbiditi Tb-d) čije je taloženje obično vezano za tzv. distalne turbidite i predstavlja karakterističnu „background“ sedimentaciju bazenskog prostora (Mutti, 1992). Pretpostavlja se da izmjena pješčenjaka i pelitnih sedimenata predstavlja kratke cikluse taloženja od intervala Tb do Te. Pritom, paralelna laminacija, iako rijetko vidljiva, definira turbiditni Tb interval, dok tekstura karakteristična za definiranje Tc intervala (kosa laminacija) nije uočena. Međutim, povremeno prisutni valoviti oblik gornje slojne plohe (interpretiran kao riplovi) ukazuju na prisustvo ovog intervala. Proslojci pjeskovito-siltoznog lapora vjerojatno objedinjuju taloženje Td-e intervala. Talози ovakvih karakteristika nastaju u završnom dijelu transformacije gravitacijskog toka (Slika 3.1) te odgovaraju facijesu F9a prema Mutti (1992) (Slika 3.2). U spomenutoj fazi dolazi do taloženja pješčanog materijala uz vučni transport, a zatim do suspenzijske sedimentacije slijeganjem što odgovara taloženju pjeskovito-siltoznih lapora (*traction plus fall-out*). Turbiditne struje iz kojih se moguće talože ovako organizirani sediment (koje mnogi autori zovu i *classical turbidites*) predstavljaju potpuno vodom razrijeđenu smjesu čestica koja se sporo kreće. Veličina zrna koje još podržava ova turbulentna suspenzija odgovara turbiditima male gustoće (*low density turbidity currents* - LDTC). To su sitnozrnati pijesci, silt i glina.

Prisustvo nešto krupnije pješčane frakcije uočene na profilima J1 i J2 predstavlja nešto krupniji detritus nego što je teoretski opisao Mutti (1992), no treba uzeti u obzir da dio detritusa dimenzija krupnog pijeska u istraživanim krupnozrnatim pješčenjacima odgovara bioklastima. Hidrodinamično ponašanje skeletnih karbonatnih čestica ne ovisi samo o njihovim dimenzijama već i o njihovoj gustoći koja reflektira mikrostrukturu bioklasta (Lewis & McConchie, 1994). Ako pretpostavimo da krupnijoj pješčanoj frakciji u istraživanim pješčenjacima uglavnom odgovaraju bioklasti (hidrodinamski uvjetovani mikrostrukturom svojih ljušturica), može se smatrati opravdanim njihovo prisustvo (kao krupnije frakcije) u sastavu turbidita male gustoće nego što definira Mutti (1992). Prisustvo vrlo sitnog biljnog detritusa akumuliranog po plohama pješčenjaka ukazuje na njegovo porijeklo s kopna, ali i na usitnjavanje tijekom transporta. Taloženje dominantno pelitnog materijala (proslojci pjeskovito-siltoznog lapora) ukazuju na uspostavljanje kratkotrajnih dubokovodnih bazenskih uvjeta sedimentacije kada dno dubokoga mora nastanjuju organizmi uočeni kroz prisustvo biogenih tragova.

Povremeno prisutni više metarski intervali pelita – kalcitom bogatog lapora, uočeni u ovom facijesu kroz bušotinske podatke, mogu se objasniti na dva načina: 1) dugotrajno taloženje u uvjetima bez donosa klastičnog materijala gravitacijskim strujama ili 2) taloženje iz potpuno razrijeđenog turbiditnog toka koji se zadržava u ograničenom prostoru. Zadržavanje u ograničenom prostoru može se tumačiti istaknutim reljefom morskoga dna odnosno tzv. „ujezerivanjem“ toka što znači da morfologija dna taložnog bazena ne dozvoljava da se turbiditni tok širi (Marjanac, 1987,1990,1991,1993). Naslage jedinice kalcitom bogatog lapora („tupine“) odgovaraju facijesu F9a (Mutti, 1992).

U ovom facijesu prisutni su i metarski slojevi biokalkarenita uočeni u profilu J2. Podatci s geoloških profila ukazuju i na znatno veće debljine biokalkarenita. Biokalkareniti profila J2 pokazuju normalnu gradaciju prema vrhu. Pretpostavlja se da taloženje ovog sedimenta predstavlja povremene prekide normalne bazenske sedimentacije (izmjena tankih slojeva pješčenjaka i pjeskovito-siltoznog lapora) odnosno da predstavlja taloženje iz volumno moćnijih gravitacijskih tokova. Takvi tokovi obiluju bioklastima što ukazuje da potječu vjerojatno pokretanjem nelitificiranog skeletnog detritusa prethodno nakupljenog u plicem dijelu taložnog okoliša. Biokalkareniti svojom većom debljinom i teksturom normalne gradacije odgovaraju fazi taloženja koja nastupa rekonzentracijom turbiditne struje nakon hidrauličkog skoka odnosno odgovara taloženju facijesa F8 prema Mutti (1992) (Slika 3.2).

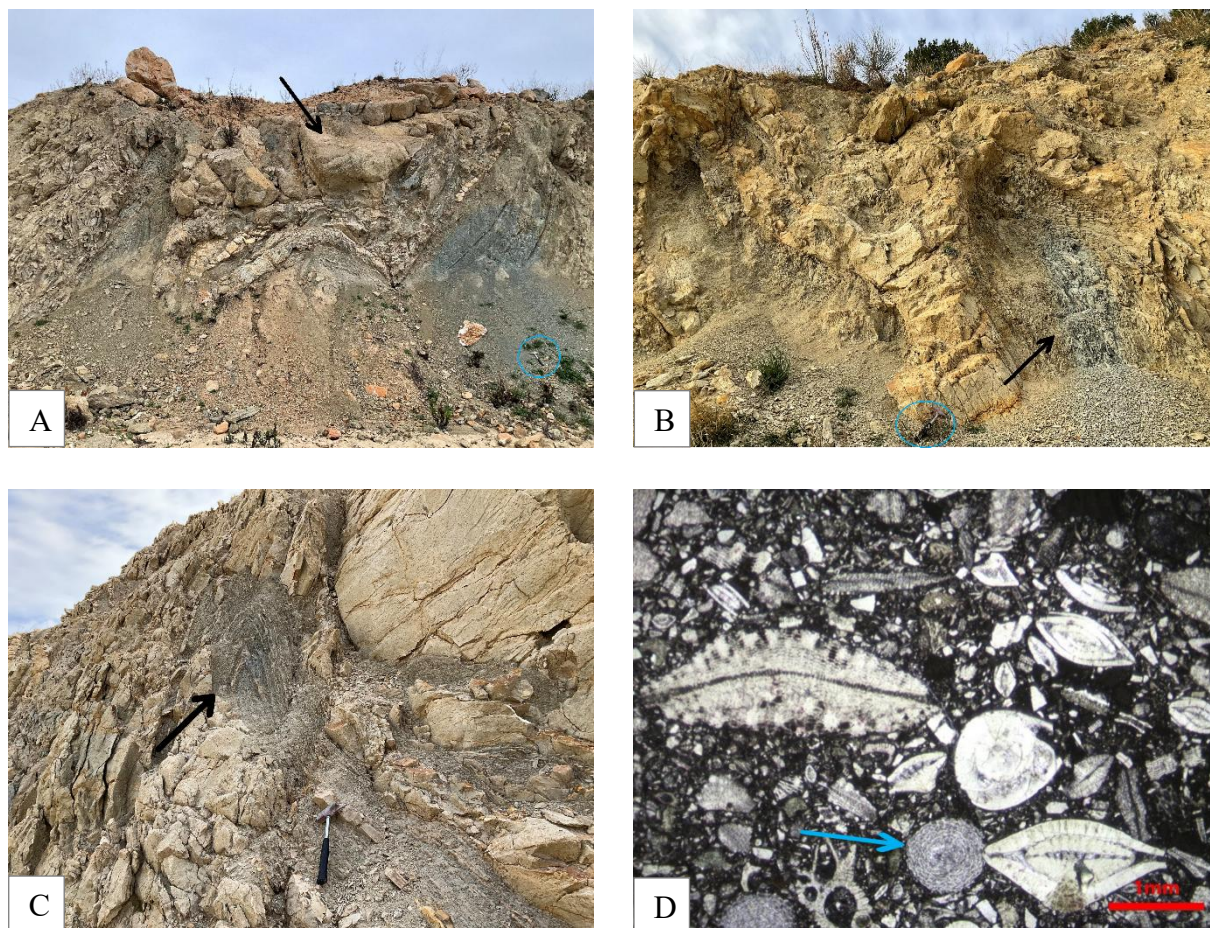
Stijene opisane u slijedovima sedimenata J1 i J2 predstavljaju vjerojatno distalno područje taloženja turbiditanih struja odnosno tzv. bazenske turbidite. Na taloženje u distalnom (dubokom) dijelu taložnog prostora, moguće ukazuju i planktonske foraminifere.

5.1.2. *Facijes F-II*

Facijes F-II na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ prisutan je na slijedovima 5-5', 9-9', 12-12', 19-19' i 23-23' (Slika 5.2) te je volumenom najzastupljeniji facijes. Prosječna debljina facijesa iznosi 220 m (PRILOG 1), a čine ga sljedeće litološke jedinice: **debritne breče (debrit), lapor s numulitima, biokalkrudit (numulitna breča), biokalkarenit, biokalksiltit, kalcitom bogati lapor** (tzv. „tupina“). Na temelju rekonstruiranih slijedova sedimenata te mogućnosti praćenja pružanja facijesa duž cijelog EP, razvidno je da naslage facijesa F-II predstavljaju jednu sekvenciju positnjavanja od debritnih breča do kalcitom bogatog lapora.

Facijes F-II započinje taloženjem **debritnih breča** koje su tijekom dugogodišnje eksploatacije nazivane debritima. Prosječna debljina jedinice debritne breče unutar EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ iznosi 70 m (Slika 5.2). Glavno obilježje ove jedinice jest izrazito kaotičan raspored blokova i klasta unutar matriksne potpore. Krupniji sediment izgrađuju veliki blokovi višemetarskih dimenzija (olistoliti) koji dominantno pripadaju eocenskim foraminiferskim vapnencima, dok se među klastima do metarske veličine pojavljuju biokalkareniti i biokalksiltiti. Olistoliti se jasno ističu na izdanku (Slika 5.9A). Prema Lukšić et al. (2008), u ovoj se jedinici lokalno nalaze i kredni vapnenci s kršjem rudista te donjokredni biospariti s orbitolinama i zelenim algama. Ovim istraživanjem sedimenti ove starosti nisu uočeni. Matriks debritnih breča izgrađen je od varijeteta pelitnog sedimenta koji odgovara glinom bogatom laporu, kalcitom bogatom laporu te pjeskovito-siltoznom laporu (Slika 5.9B). U pelitnoj osnovi pojavljuju se fragmenti foraminifera, mjestimice dobro očuvani i krupniji, promjera i do 4 cm. Uz njih se u matriksu javljaju i nodule rožnjaka. U ovoj jedinici vidljivi su i slampovi, koji se prepoznaju kao plastično defirmirani slojevi tankouslojenih karbonantih pješčenjaka i pjeskovito-siltoznih lapora (Slika 5.9C). Može se uočiti da je udio muljne osnove povećan u gornjem dijelu dok olistoliti zaostaju u donjim dijelovima jedinice. Za mikropetrografsku analizu odabran je olistolit foraminiferskog vapnenca (Slika 5.9D). Olistoliti foraminiferskog vapnenca isključivo su prisutni u sastavu debritnih breča. U njihovom mikropetrografskom sastavu dominiraju dobro očuvane foraminifere (numulitidi i ortofragmine) te podređeno koralinacejske alge.

Planktonske foraminifere su vrlo rijetke. Vezivo je mikrit i sitno zdrobljeni biodetitus. Stijena je determinirana kao foraminiferski vapnenac - biomikrudit.

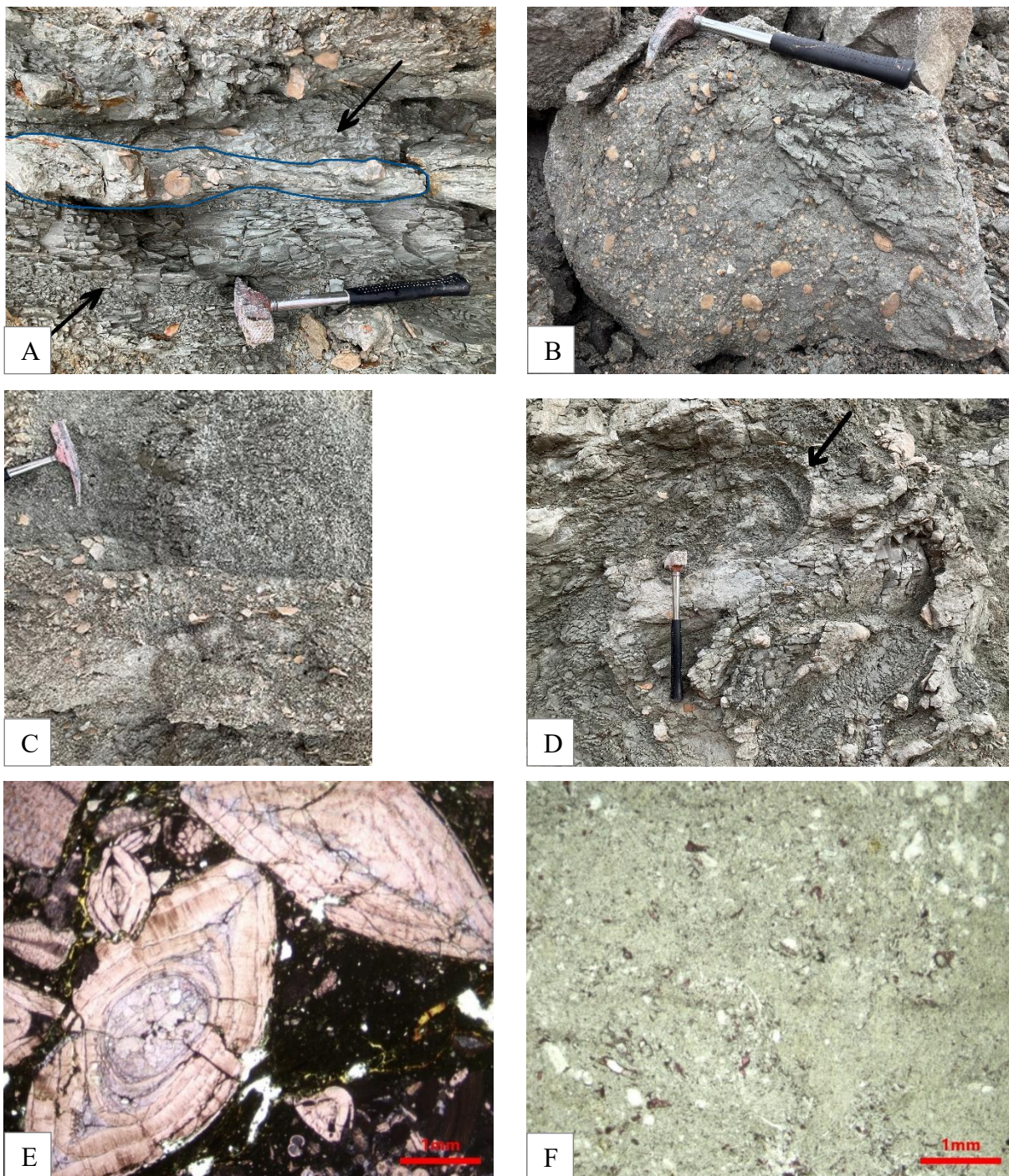


Slika 5.9. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice debritna breča u okviru facijesa F-II na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“; A) Kaotična građa debritnih breča u kojoj se ističu metarski olistoliti (označeni crnom strelicom; čekić kao mjerilo); B) Matriks od kalcitom bogatog lapora u debritnoj breči (označeni crnom strelicom; čekić kao mjerilo); C) Slampovi tankouslojenih karbonantih pješčenjaka i pjeskovito-siltoznih lapora (označeni crnom strelicom); D) U sastavu olistolita dominiraju foraminiferski vapnenici s dobro očuvanim foraminiferama (numulitidi, sferogipsine i ortofragmine), podređeno koralinacejske alge dok su planktonske foraminifere vrlo rijetke; mikritno vezivo se sastoji od sitno zdrobljenog biodetitusa i mikrita.

Debritna breča postupno prelazi u **lapor s numulitima**, litološku jedinicu koja se na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ pojavljuje u prosječnoj debljini 40 m (Slika 5.2). Karakteristika ove jedinice je prisustvo nepravilno raspoređenih nakupina bioklasta (ljuštura foraminifera i njihovih zdrobljenih fragmenata) unutar pelitne osnovne. Nakupine bioklasta su izgrađene dominantno od kršja ljuštura foraminifera te podređeno od dobro očuvanih kućica numulitida i

ortofragmina. Detritus je organiziran u veća ili manja nepravilna gnijezda unutar pelitne osnove (Slika 5.10A, B). Dobro očuvane kućice numulita mogu dosezati dimenzije do 4 cm (Slika 5.10B). Orijentacija kućica varira, ponegdje se uočava preferirana orijentacija dok su drugdje potpuno nepravilno raspoređene. Osnova u kojoj su nepravilno akumulirane kućice numulita izgrađena je od homogenog pelitnog sedimenta koji ne sadrže foraminiferski detritus, te je determiniran kao glinom bogati lapor (Slika 5.10A i C). Pelitni intervali često formiraju slampove (Slika 5.10D). Često su debljine ovih homogenih pelitnih intervala koji ne sadrže numulite, (češće u gornjem dijelu jedinice, Slika 5.10C). Unutar glinom bogatog lapora s nepravilno koncentriranim nakupinama numulita vrlo su česte i nodule rožnjaka.

Mikropetrografske karakteristike jedinice lapora s numulitima ilustriraju uzorci SK-1 i SK-1A koji su definirane kao fosilnim detritusom bogati biokalklutit (SK-1) i silicificirani biokalklutit (SK-1A). U mikropetrografskom sastavu uzorka SK-1 dominiraju skeleti bentičkih foraminifera, uglavnom numulita i ortofragmina. Po veličini, fosilni ostatci foraminifera variraju od ruditnih do arenitnih dimenzija. Očuvanost kućica varira. Uglavnom se radi o nepravilnim krhotinama, povremeno se vide dobro sačuvane. Osim velikih bentičkih foraminifera, u bitno podređenoj količini u sastavu su prisutni i fragmenti koralinacejskih algi, planktonskih foraminifera, malih bentičkih foraminifera, ježinaca i mahovnjaka. Pelitna osnova se sastoji od karbonatnog mikrita, gline i čestica sitno zdrobljenog fosilnog kršja (Slika 5.10E). U uzorku je prisutna i siliciklastična komponenta, uglavnom zastupljena nezaobljenim ili loše zaobljenim česticama kvarca (0,08-0,16 mm). Udio klasta kvarca u uzorku se procjenjuje na ~1%. Uzorak SK-1A se dominantno sastoji od silicificirane pelitne osnove (Slika 5.10F).

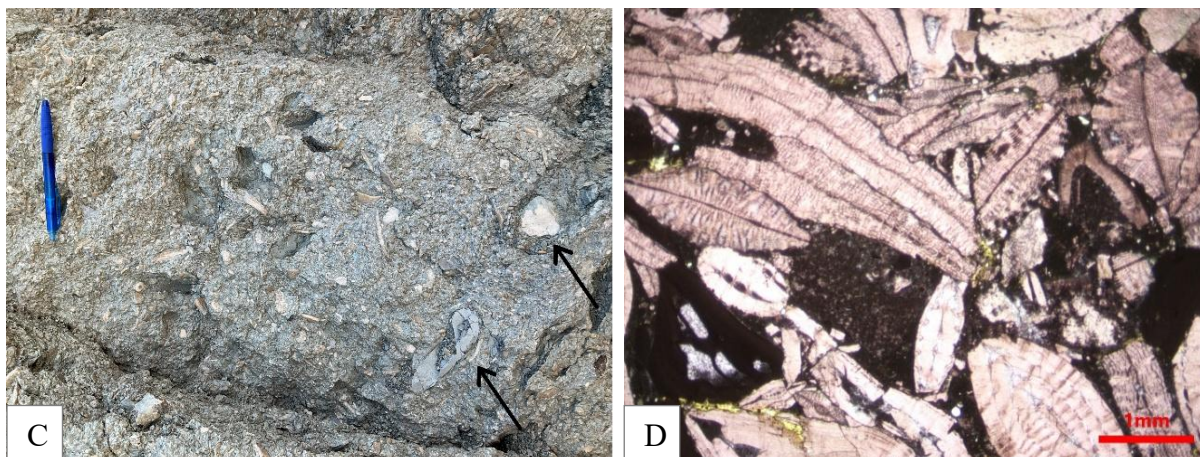


Slika 5.10. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice lapor s numulitima u okviru facijesa F-II na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“; A) Nakupine nepravilno akumuliranog kršja i dobro očuvanih ljuštura numulita (odijeljene plavom bojom); B) Kršje krupnih ljuštura školjaka i kućice numulita; C) Glinom bogati lapor kao osnova sedimenta (lijevo) i akumulirani numulitni detritus (desno); D) Deformirani slojevi glinom bogatog lapora - slampovi formirani oko nakupina numulita (označeno crnom strelicom); E) Fosilnim detritusom bogati biokalklutit koji se sastoji od velikih bentičkih foraminifera (*Nummulites* sp., *Asterigerina* sp.) i matriksa koji se sastoji od mikrita, gline i sitnozdrobljenog fosilnog kršja (uzorak SK-1); F) Silicificirana pelitna osnova (dominantno karbonatni matriks s malim udjelom gline) (uzorak SK-1A).

U krovini lapora s numulitima nalazi se litološka jedinica **biokalkrudit (numulitna breča)**. Granica između jedinica je ponegdje oštra, a ponegdje nepravilna (Slika 5.11A). Biokalkrudit je normalno graduiran te postupno prelazi u biokalkarenit. Prijašnja podjela litoloških jedinica (Lukšić et al., 2008) objedinila je ovu jedinicu zajedno s biokalkarenitom, no autori su prepoznali dio jedinice prosječne debljine 10 m građen od velikog broja numulitnih kućica. Zbog toga što su izgrađeni dominantno od kršja numulita, za ove se stijene udomaćio naziv „numulitna breča“, iako nemaju nikakvu genetsku vezu s brečama.

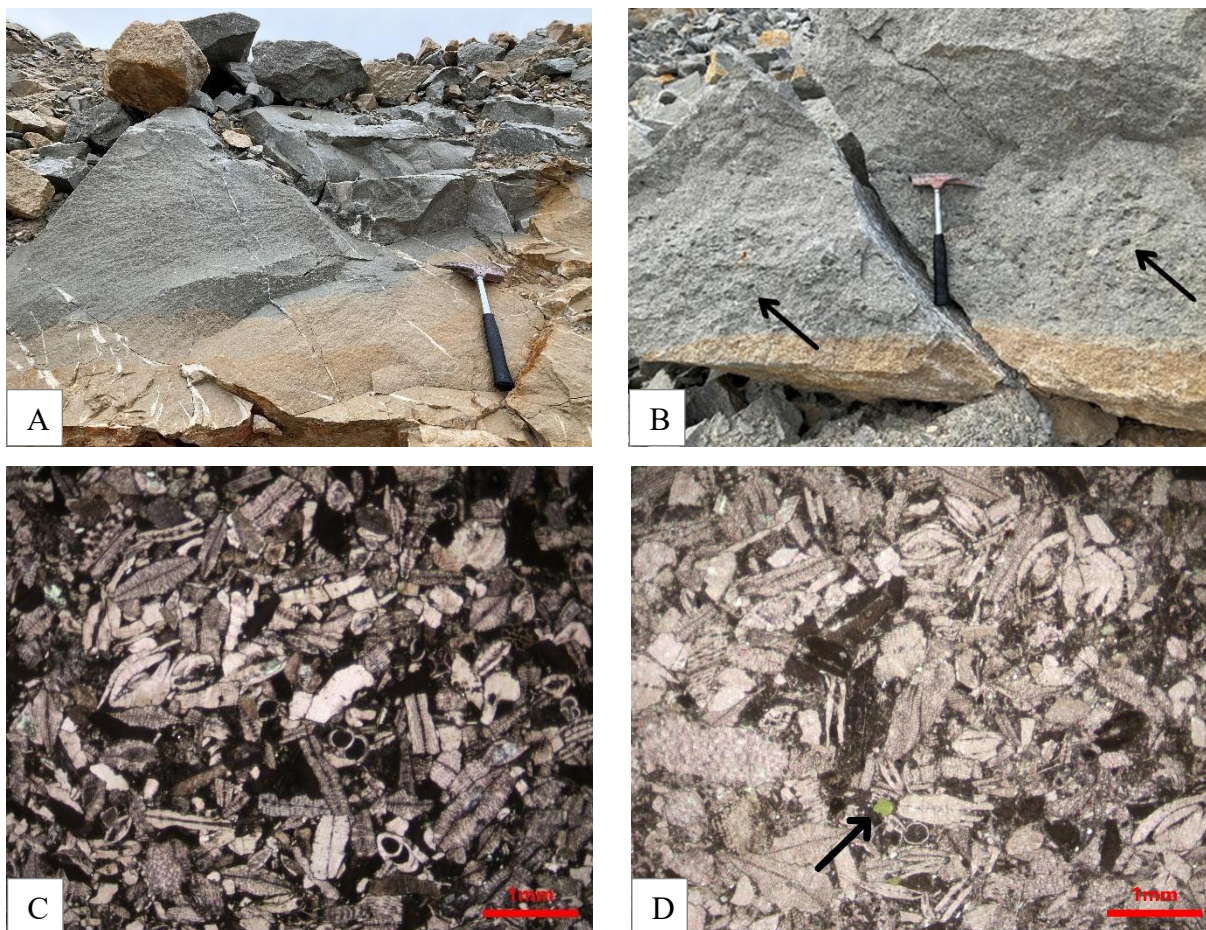
Biokalkrudit se sastoji dominantno od detritusa numulitida ruditnih dimenzija te bitno manje klasta vapnenaca. Kućice numulita su dobro očuvane i ponegdje se može uočiti njihova preferirana orijentacija (Slika 5.11B) paralelno slojevitosti. U vezivu je dominantno bioklastično kršje. Česti su muljni klasti i do decimetarskih dimenzija te klasti vapnenca ruditnih dimenzija (Slika 5.11C). Mikropetrografskom analizom u sastavu ovih stijena uočavaju se dobro očuvani ili fragmentirani ostatci numulitida i ortofragmina te podređeno fragmenti koralinacejskih algi (Slika 5.11D) kao i litoklasti vapnenaca ruditnih dimenzija. Rjeđe su prisutne planktonske foraminifere, te fragmenti ježinaca i mahovnjaka. Gusto pakirani krupni biodetritus nalazi se u matriksu koji se sastoji od mikrita i zdrobljenih čestica biodetritusa. Siliciklastična komponenta je zastupljena s udjelom koji se procjenjuje na ~ 1%, a čine ju loše zaobljene čestice kvarca.





Slika 5.11. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice biokalkrudita (numulitne breče) u okviru facijesa F-II na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“; A) Nepravilna granica lapora s numulitima i biokalkrudita (označeno plavom linijom); B) Kršje numulita i mjestimično dobro očuvane krupne ljuštore numulita centimetarskih dimenzija; C) Muljni klasti decimetarskih dimenzija i manji vapnenaca u biokalkruditu (označeni crnim strelicama); D) Mikrofotografija biokalkrudita s krupnim fragmentima numulita i ortofragmina te podređeno koralinacejskih algi u mikritnom matriksu koji čini zdrobljeni biodetritus (uzorak T-2).

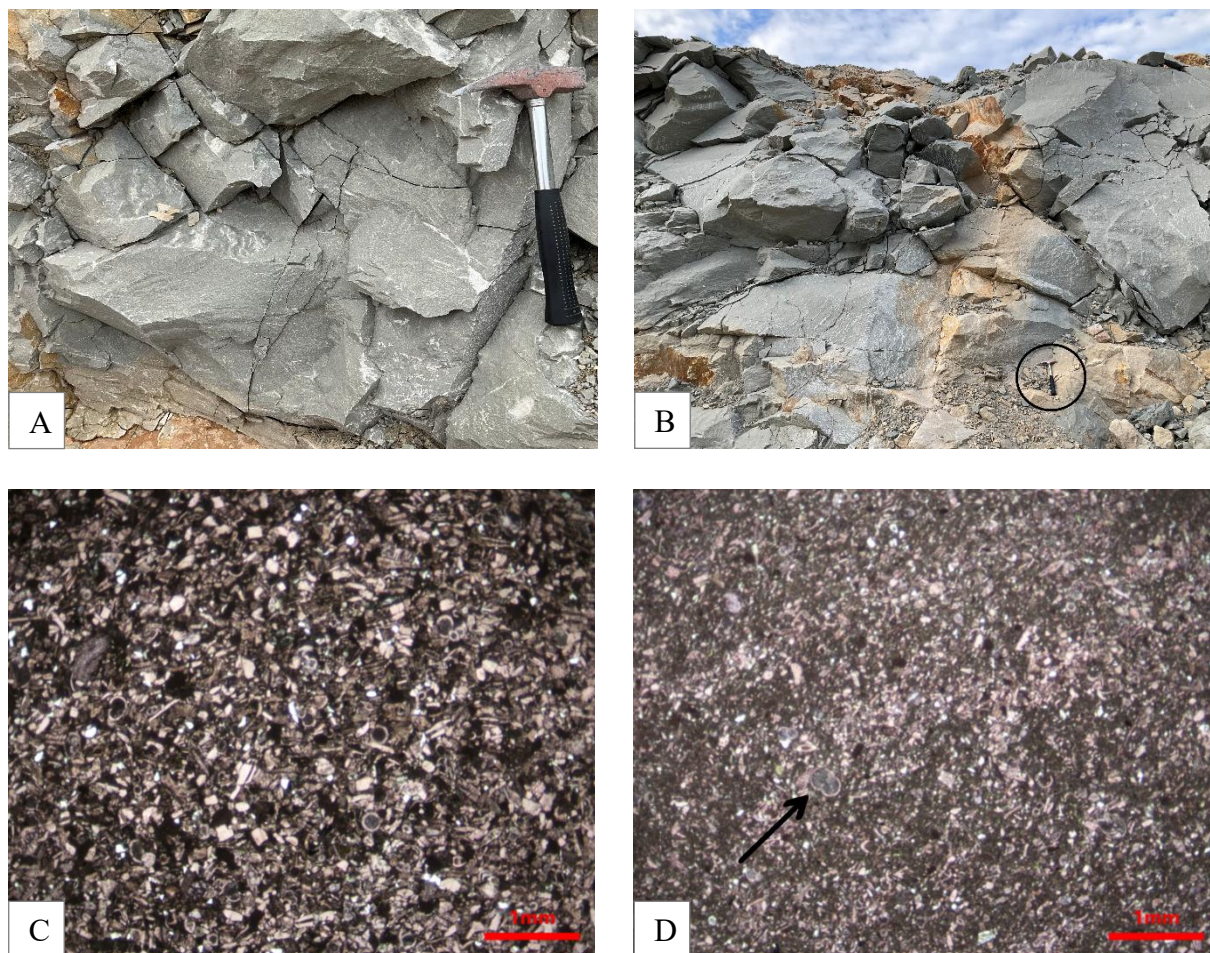
U okviru facijesa F-II, na prethodno opisani biokalkrudit kontinuirano se taloži jedinica **biokalkarenit**. Riječ je o litološki ekvivalentnoj jedinici biokalkarenita čije su makro- i mikropetrografske karakteristike prethodno opisane unutar facijesa F-I. Prema podacima s profila prosječna debljina ove jedinice unutar facijesa F-II iznosi 36 m. U njoj nisu uočeni slojevi već čitava jedinica predstavlja interval izrazito homogene građe (Slika 5.12A). Boja svježe stijene je tamnosiva do plava, a alterirane žućkasto-smeđa. Muljni klasti vidljivi su u donjem dijelu intervala (Slika 5.12B). Mikropetrografski sastav odgovara gusto pakiranom detritusu dominantno foraminifera i koralinacejskih algi dimenzija krupnog pijeska. Osim bentičkih foraminifera, u sastavu je prisutan i relativno mali udio planktonskih foraminifera (Slika 5.12C). Vrlo rijetko u sastavu je prisutan glaukonit (Slika 5.12D). Vezivo je teško definirati, no mjestimično se vidi da se radi o matriksu u čijem sastavu je prisutan karbonatni mulj. Specifične pojave unutar ove jedinice u okviru facijesa F-II su kaverne dekametarskih do metarskih dimenzija i povremeno pojavljivanje „džepova“ gline u manjim ili većim pukotinama koje su interpretirane kao dijagenetska pojava. Temeljem mineraloške analize na uzorku glinovitog materijala utvrđen je dioktaedrijski smektit, vjerovatno montmorilonit s udjelom većim od 20% ukupnog sastava.



Slika 5.12. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice biokalkarenita u okviru facijesa F-II na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“; A) Homogena građa biokalkarenita; B) Sitni muljni klasti u biokalkarenitu (označeno crnim strelicama); C) U mikropetrografskom sastavu biokalkarenita vidljive su gusto pakirane cijele ili fragmentirane kućice bentičkih foraminifera, koralinacjeskih algi i planktonskih foraminifera (uzorak T-3); D) Vrlo rijetka pojava glaukonita u mikropetrografskom sastavu biokalkarenita (strelica) (uzorak SK-4).

U krovini biokalkarenita kontinuirano se taloži **biokalksiltit**, a prijelaz je postupan. Prosječna debljina biokalksiltita unutar EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ iznosi 32 metra. Ranija odredba (Lukšić et al., 2008) ovog tipa stijene kao glinoviti vapnenac nije prihvaćena prije svega zato što ovo nije autohtoni vapnenac već se radi o pretaloženom detritusu, zbog čega stijeni više odgovara termin biokalksiltit. Također, udio gline u ovom tipu stijene je vrlo mali (procijenjen na 5%) zbog čega ona ne može nositi prefiks *glinoviti*. Glavna karakteristika biokalksiltita je također homogena građa, kao i kod biokalkarenita. Razlika ove dvije jedinice može se vidjeti u blago školjkastom lomu svježije stijene biokalksiltita u odnosu na oštri lom biokalkarenita (Slika 5.13A). Boje se, kao i u biokalkarenitu, izmjenjuju od tamnosive i plave do žućkasto-smeđe uz sustave pukotina (Slika 5.13B). Mikropetrografski, u sastavu biokalksiltita prisutni su gusto zbijeni fragmenti fosila siltnih dimenzija i mikritni matriks (Slika 5.13C). Pojedini varijeteti

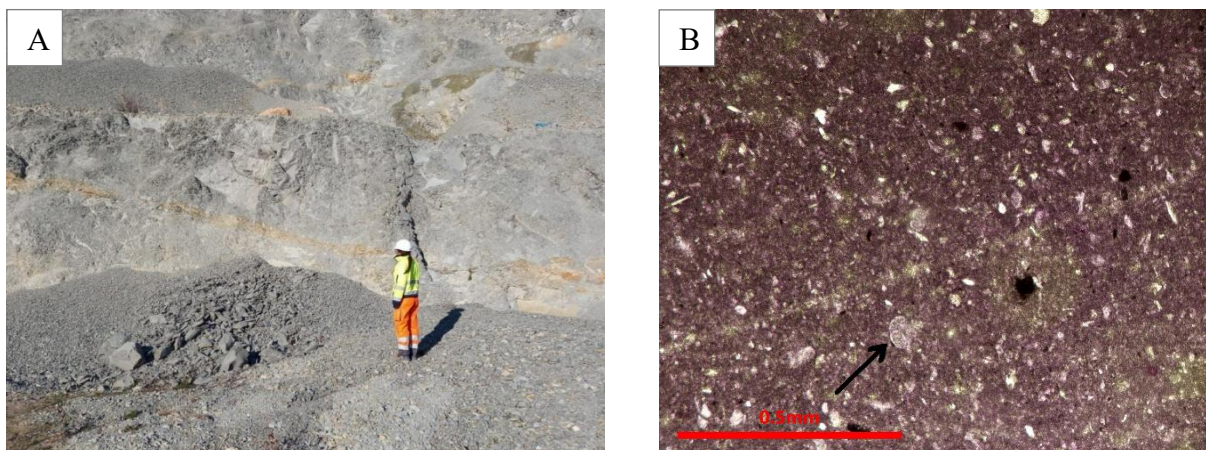
sadrže nešto više mikrita (Slika 5.13D). Osim fragmenata staklastih bentičkih foraminifera, u sastavu su prisutni i fragmenti ježinaca te u znatnoj količini planktonske foraminifere. Biodetritus je dobro sortiran. Siliciklastična komponenta također je prisutna u sastavu, a sastoji se od čestica kvarca čiji je udio procijenjen na 5%.



Slika 5.13. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice biokalksilita u okviru facijesa F-II na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“; A) Homogena građa biokalksilita s blagim školjkastim lomom; B) Karakteristična tamnosiva i plave boja biokalksilita koja se uz sustave pukotina mijenja u žućkasto-smeđu; C) U mikropetrografskom sastavu biokalksilita prisutne su zbijene krhotine fragmenata staklastih bentičkih foraminifera, ježinaca, u znatnoj količini planktonske foraminifere te siliciklastična komponenta procijenjena na 5% (uzorak T-4); D) Varijetet biokalksilita sitnijeg sastava biodetritusa (planktonske foraminifere; crna strelica) s većim udjelom mikrita (uzorak T-5).

Unutar facijesa F-II biokalksilit postupno prelazi u litološku jedinicu kalcitom bogati lapor, s prosječnom debljinom unutar facijesa F-II na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ 67 m. Stijena je izrazito homogena, a predstavlja tip stijene koji je nekada bio glavna sirovinska komponenta u

proizvodnji cementa (Slika 5.14A). Lako se raspoznaje na osnovi dominantno pelitnog i izrazito homogenog sastava te školjkastog loma. U mikropetrografskim izbruscima kalcitom bogatog lapora uočene su rijetke, vrlo sitne planktonske foraminifere (Slika 5.14B). U krovini jedinice kalcitom bogatog lapora taloži se facijes F-III. Granica s facijesom F-III je oštra.



Slika 5.14. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice kalcitom bogati lapor u okviru facijesa F-II na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“; A) Izrazito homogena građa sedimenta koji je često podložan utjecaju atmosferilija zbog čega je česta pojava sipara; B) U sastavu kalcitom bogatog lapora uočene su vrlo rijetke i sitne planktonske foraminifere (uzorak SK-5a).

Interpretacija taloženja facijesa F-II

Sediment litološke jedinice debritna breča taložen je iz detritnog toka na što ukazuju prisutnost velikih blokova, kaotični raspored klasta, neuređena struktura te obilje matriksa koji daje potporu krupnom detritusu. Detritni tok predstavlja gravitacijski tok koji zbog obilja glinovitog matriksa ima unutrašnju koheziju pa se klasti kreću u kohezivnoj smjesi. Prema tome, može se zaključiti da je u slučaju taloženja jedinice debritnih breča došlo do pretaloživanja mehanizmom toka stijenskog kršja iz plićeg dijela taložnoga okoliša (šelfa/rampe/gornjeg dijela padine) u dublji, pelagički okoliš (duboko korito predgorskog bazena). Ti dijelovi šelfa/rampe/gornjeg dijela padine su u tom trenutku bili izgrađeni od foraminiferskih nelitificiranih ili djelomično litificiranih taloga. Do pokretanja detritnog toka došlo je najvjerojatnije uslijed snažne tektonske aktivnosti. Slično utvrđuje i Marjanac (1987). Mjestimično vidljivi fragmenti slampova u debritu ukazuju na mogući početak kretanja detritnog toka klizanjem i/ili slampiranjem duž strme padine kao što navodi Mutti (1992), koji ovako organizirane naslage naziva „seizmoturbiditima“. Nije isključeno da je do taloženja jedinice debritne breče došlo i urušavanjem ruba šelfa/rampe/gornjeg dijela padine na prijelomu

iz relativno plitkog u dublji marinski okoliš te do prvotnog odrona već litificiranih stijena na tom rubu (Marjanac, 1987). Jasno je i da je procesu odlamanja ruba plitkomorskog područja morala prethoditi izraženija tektonika (Marjanac, 1987). Iako se ne radi o konglomeratima već o breči, ovaj se tip sedimenta zbog mehanizma taloženja iz kohezivnog detritnog toka može smatrati facijesom F1/F2 prema Mutti (1992).

Na osnovi dominantnog prisustva pelitnog materijala u sastavu jedinice lapor s numulitima može se zaključiti da je tip sedimenta koji izgrađuje jedinicu lapora s numulitima taložen iz toka nešto manje kohezije slično hiperkoncentriranom toku što odgovara facijesu F3 (prema Mutti, 1992). Prisustvo planktonskih foraminifera upućuje na taloženje u pelagičkom, dubokomorskom okolišu ili na pretaloživanje planktonske biote iz nešto plićih dijelova prostora. Na taloženje u dubljem okolišu ukazuje i intenzivna silicifikacija uočena u uzorku SK-1A. Pritom se prisutnost fragmentiranih bentičkih foraminifera, čije je taloženje karakteristično za pliće okoliše, može interpretirati kao pretaloživanje još nevezanog detritusa, prethodno akumuliranog na rampi/šelfu, koji se resedimentira zajedno s pelitnim materijalom podloge (padine) duž koje se detritni tok premještao. Tijekom transformacije može se formirati i čvrsti pokrovni čep (*rigid plug*) sastavljen od biodetritusa i gline, dok se iznad detritnog toka uslijed istiskivanja vode iz detritnog toka kao i miješanja s okolnom vodom formira tok koji ima karakter turbiditnog toka velike gustoće. Turbiditni tok ima erozivni karakter i može dovesti do kidanja čvrstog pokrovnog čepa u podini (izgrađenog od nakupina numulita) i do miješanja otkinutih fragmenata s matriksom u podini. Nepravilne nakupine kućica numulita u jedinici lapor s numulitima mogle su nastati upravo tim mehanizmom. Prema navedenim makropetrografskim karakteristikama lapora s numulitima, a u usporedbi s facijesima prema Mutti (1992), može se smatrati facijesom F3.

Iz literature je poznata i interpretacija ovakvog muljem bogatog taloga taloženog iz gravitacijskog toka koja se temelji na koloidnim ponašanju gline (Talling et al., 2012). Spomenuti autori interpretiraju transformaciju toka, koja može ići od početnog gustog detritnog toka i prijeći u razrijeđeni tok (slično objašnjava Mutti, 1992), no može se dogoditi i obrnuti prijelaz od razrijeđenog ponovno u gusti (kohezivni) detritni tok. Takva interpretacija, dakle, objašnjava kako se tok transformira u prostoru, ali ne naglašava ulogu upijanja vode (razrjeđivanje toka) već ulogu gline u njemu. Upravo zato što je u opisanoj jedinici lapora s numulitima naglašen povišeni sadržaj gline, smatram da je interpretacija prema (Talling et al., 2012) vjerojatna i moguća. Pelitni sediment upućuje na taloženje iz suspenzije, u kojoj su u ovom slučaju zaostale i kućice numulita.

Nakon taloženja debritnih breča (F1/F2) tok se transformirao u uvjete iz kojih se taloži detritus sitniji nego u debritu no još uvijek > 2 mm (krupni fragmenti foraminiferskih kućica). Nastaje facijes F3 – lapor s numulitima, na prijelazu hiperkoncentriranog u turbiditni tok. Uočeno gušće slaganje fragmenata foraminifera ruditnih dimenzija, preferirana orijentacija plosnatih ljuštura te malo matriksa u biokalkruditu ukazuje na njihovo taloženje iz potpuno fluidnog turbiditnog toka velike gustoće. To ujedno pretpostavlja transformaciju primarnog detritnog toka u turbiditni tok velike gustoće. Takav je tok potpuno fluidan i turbulentan, a veći klasti talože se iz njega jer zbog svoje veličine ne mogu više biti podržavani u turbulentnoj smjesi čestica i vode. Izdvajaju se kao „slojevi“ (*traction carpet*) po kojima se vuku manji klasti. Istovremeno, takav tok je erozivan te može erodirati podlogu po kojoj teče uz formiranje muljnih klasta. Prisustvo muljnih klasta i preferirana orijentacija plosnatih ljuštura foraminifera dozvoljava mogućnost pretpostavke da se radi o takvom karakteru toka odnosno o facijesu F4/F5 prema Mutti (1992).

Budući da porijeklo detritusa biokalkarenita ukazuje na plitko područje kontinentškog šelfa/rampe, može se zaključiti da je materijal donesen iz takvog okoliša. Na resedimentaciju nakon stanovitog transporta ukazuje i dobra sortiranost detritusa, zbijenost i usitnjenost dominantno fosilnih čestica. Na dubljemorski, otvoreni, pelagički okoliš također ukazuje i prisustvo planktonskih foraminifera. Mehanizam pretaloživanja bio je gravitacijski tok iniciran u plićem dijelu taložnog prostora. Zbog kontinuiranog taloženja biokalkrudita, a zatim i biokalkarenita (povrh inicijalnog debrita) može se pretpostaviti da je došlo do transformacije primarnog gravitacijskog toka koji je započeo dramatičnim urušavanjem plićega dijela taložnog prostora. Iz njega se najprije talože debritne breče, zatim lapor s numulitima, a potom biokalkrudit i biokalkarenit. Čestice veličine vrlo krupnog i krupnog pijeska u biokalkarenitu prenošene su i taložene iz turbiditnih tokova velike gustoće. Pritom homogenost i velika debljina ove jedinice mogu ukazivati na taloženje iz subkritičnog turbidita velike gustoće, što odgovara facijesu F8 – homogeni pijesak (prema Mutti, 1992) (Slika 3.2). Naime, u taložnim uvjetima u kojima se superkritični tok transformira u subkritični dolazi do hidrauličkog skoka odnosno ekspanzije toka. Nastaje potpuno turbulentna suspenzija vode i čestica pješćanih dimenzija, uz istovremeno taloženje koje se manifestira homogenom strukturom sedimenta.

U jedinici biokalksilitit zbijenost dominantno fosilnih čestica dimenzija silta ukazuje na pretaloživanje uglavnom biogenog detritusa na sličan način kao što je opisano za jedinicu biokalkarenita. Taloženje se događalo u dubljim marinskim uvjetima, o čemu izravno svjedoči velika zastupljenost planktonskih foraminifera. Biodetritus je pretaložen s područja rampe/šelfa

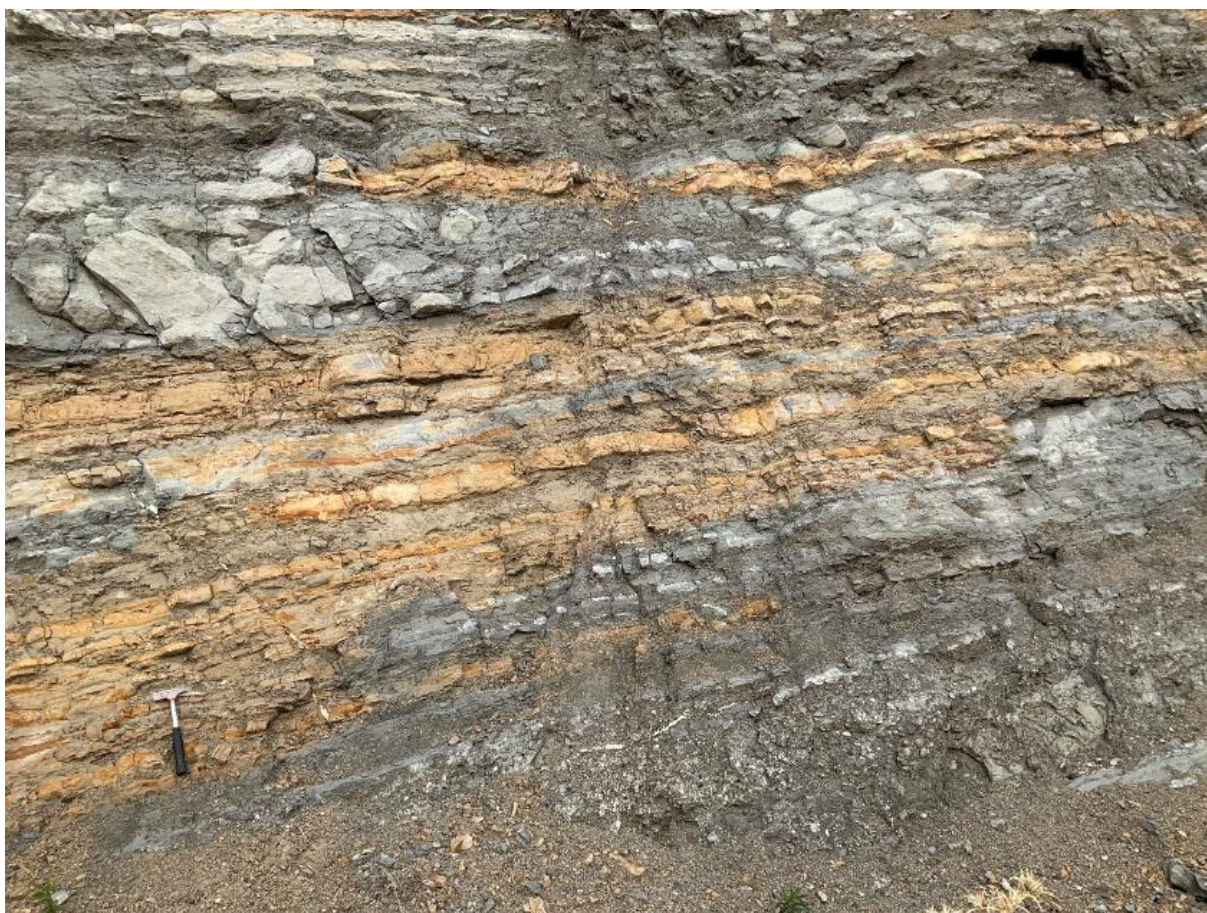
turbiditnim strujama, a taloženje se događalo prilikom transformacije toka iz turbiditne struje velike gustoće u turbidit male gustoće, odnosno taloženje biokalksilita se može shvatiti kao prijelaz iz facijesa F8 u F9a (Mutti, 1992) (Slika 3.2). Gravitacijski tok je u tom trenutku primio u sebe toliko vode da je postao potpuno razrijeđen i još uvijek potpuno turbulentan. Proces taloženja se može interpretirati kao slijeganje iz suspenzije koja se još uvijek kreće.

U jedinici kalcitom bogati lapor taloženje ovako velike količine pelitnog (sitnozrnatog) materijala događalo se slijeganjem iz suspenzije, odnosno iz vodom jako razrijeđenog turbiditnog toka (turbiditnog toka male gustoće). Ovakav tip taloženja, odnosno dominacija taloženja pelita, obično se veže za taloženje u završnoj fazi turbiditnog toka. Budući da se na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ kalcitom bogati lapor taloži u kontinuitetu iznad biokalksilita, smatra se da ovdje njegovo pojavljivanje predstavlja završnu fazu taloženja tijekom jednog dramatičnog taložnog događaja koji prati taloženje iz jedinstvenog, izuzetno moćnog subakvatskog mutnog toka (*mass transport deposit - MTD*). Slične tokove u drugim dijelovima Dinaridskog predgorskog bazena spominju Gobo et al. (2020) i Ćosović et al. (2018), a u prostoru Alpa i Apenina - Ogata et al. (2014) i Festa et al. (2016). Taloženje u završnoj fazi kretanja moćnog mutnog toka zbiva se slijeganjem iz „repa“ mutne struje. Pritom treba uzeti u obzir i pretpostavku o relativno uskom dubokovodnom predgorskom koritu u kojem se takva struja naprosto „ujezerila“, kako to opisuje Marjanac (1986, 1987, 1990). Isti autor smatra da je uzrok tome bila refleksija turbiditnog toka na vanjskom rubu taložnog bazena. Iako sastavljena samo od kalcitom bogatog lapora, ova bi jedinica mogla odgovarati facijesu F9a (Mutti, 1992) (Slika 3.2).

5.1.3. Facijes F-III

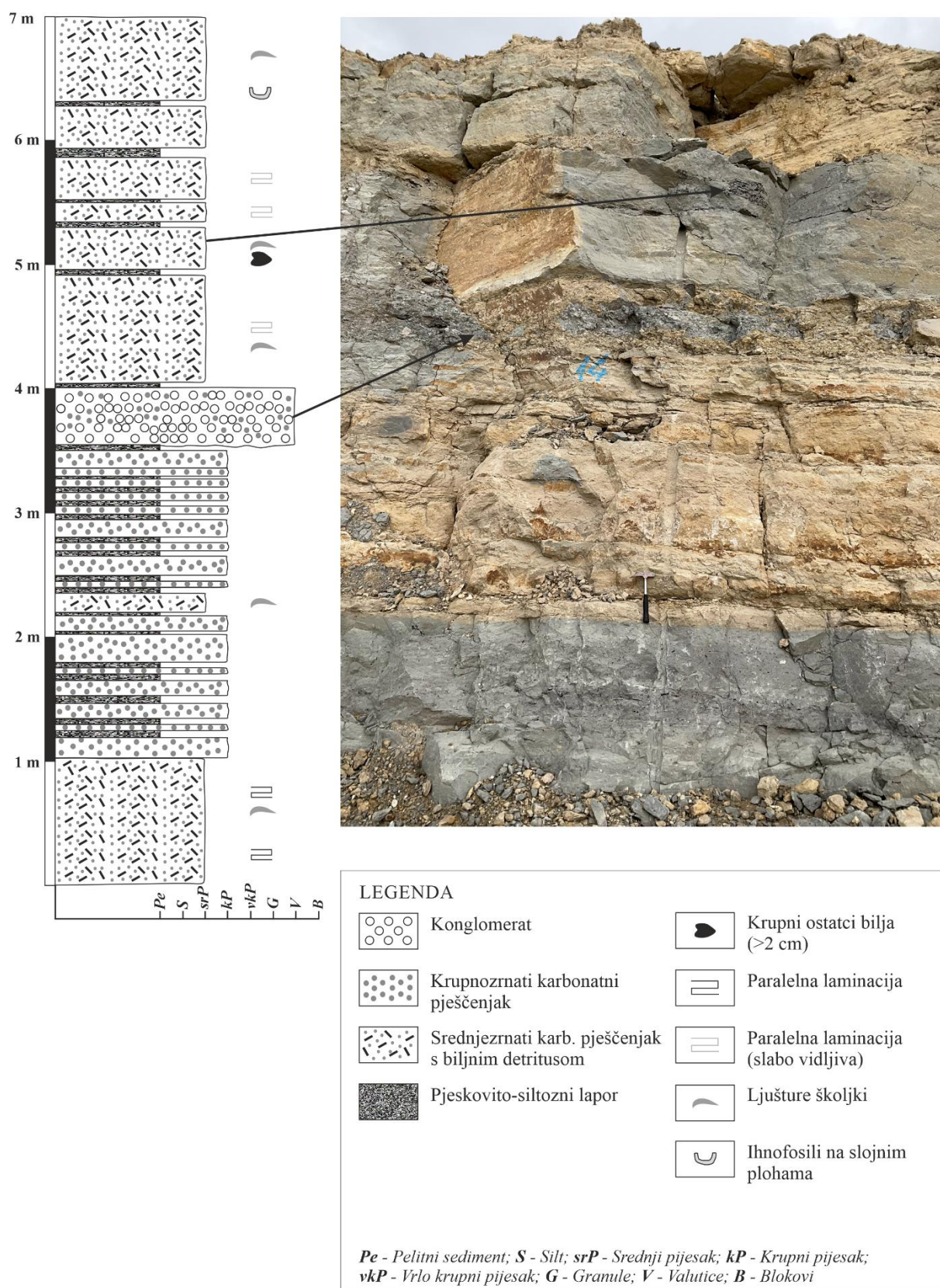
Facijes F-III na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ je vršni i stratigrafski najmlađi dio slijeda istraživanih flišnih naslaga (označen kao E3 prema Magaš & Marinčić, 1973, Slika 2.2.). Facijes F-III prisutan je na slijedovima 5-5', 9-9', 12-12', 19-19' i 23-23'. Prosječna debljina je 176 m (PRILOG 1), a čini ga litološka jedinica **izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata**. Naslage facijesa F-III detaljnije su prikazane na slijedovima sedimenata SZ1 u ukupnoj debljini 7 m (Slika 5.15) i SZ2 u ukupnoj debljini 6 m (Slika 5.16). Snimljeni detaljni slijedovi su relativno kratki zbog nemogućnosti pristupanja višim dijelovima radnih etaža.

Ovaj se facijes nalazi u najsjevernijem dijelu EP (Slika 5.2). Izdvojenu litološku jedinicu izgrađuju slojevi pjeskovito-siltoznih lapora, srednje i krupnozrnatih karbonantih pješčenjaka i slojevi konglomerata. Navedeni slojevi (među kojima su konglomerati najrjeđe prisutni) se izmjenjuju nepravilno u vidu tanjih (1-5 cm) i debljih slojeva (metarske dimenzije). Nije uočena pravilnost izmjene odnosno izdvajanje u pravilne sekvencije (Slika 5.17). Vrlo rijetko između navedenih tipova sedimenata pojavljuju se izolirani slojevi kalcitom bogatih lapora i biokalkarenita. Te su litološke jedinice detaljno opisani u prethodna dva facijesa, a njihova pojava unutar facijesa F-III ne pokazuje dodatne specifičnosti sastava, strukture i teksture u odnosu na ranije definirane, a i zbog njihove iznimno rijetke pojave neće biti posebno opisane. Slojne granice najčešće su oštre i jasno izražene, no mogu biti i postupne.



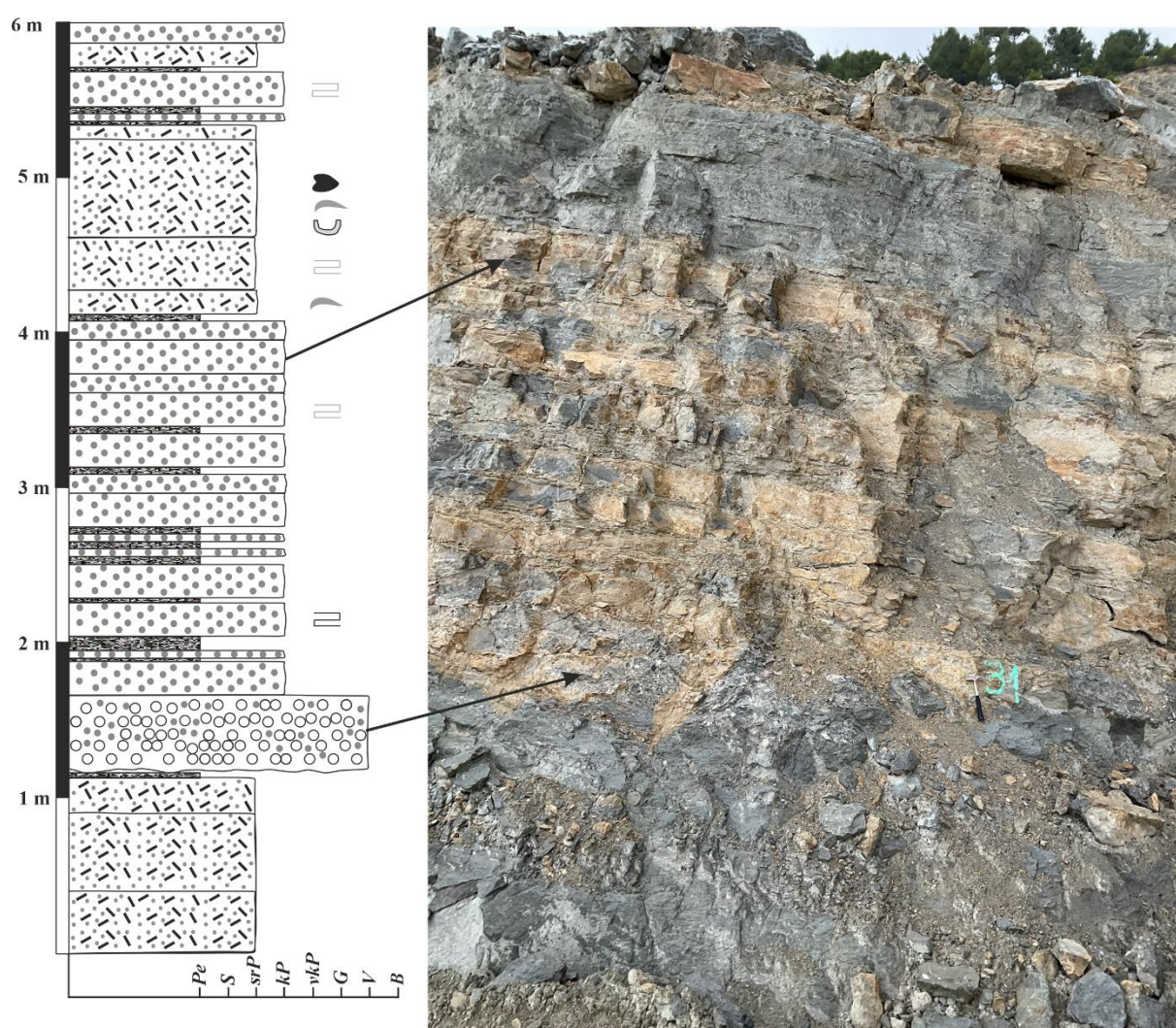
Slika 5.17. Litološka jedinica: izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata na radnoj etaži 180/170 na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.

SLIJED SEDIMENATA SZ1 NA EP «SV. JURAJ - SV. KAJO» (Etaža 170/160)



Slika 5.15. Slijed sedimenata SZ1 u okviru facijesa F-III u litološkoj jedinici izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.

SLIJED SEDIMENATA SZ2 NA EP «SV. JURAJ - SV. KAJO» (Etaža 170/160)



LEGENDA

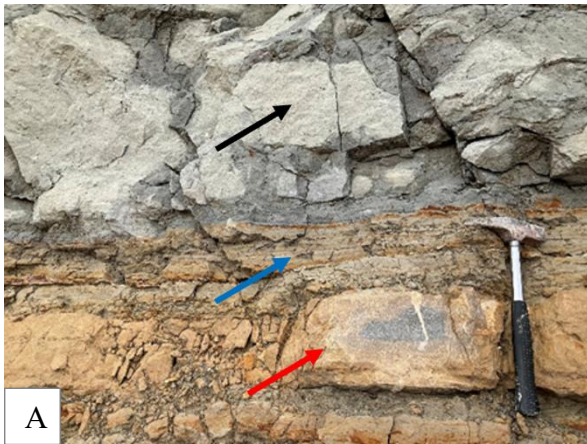
	Konglomerat		Krupni ostatci bilja (>2 cm)
	Krupnozrnati karbonatni pješčenjak		Paralelna laminacija
	Srednjezrnati karb. pješčenjak s biljnim detritusom		Paralelna laminacija (slabo vidljiva)
	Pjeskovito-siltozni lapor		Ljuštore školjki
			Ihnofosili na slojnim plohama

Pe - Pelitni sediment; *S* - Silt; *srP* - Srednji pijesak; *kP* - Krupni pijesak; *vkP* - Vrlo krupni pijesak; *G* - Granule; *V* - Valutice; *B* - Blokovi

Slika 5.16. Slijed sedimenata SZ2 u okviru facijesa F-III u litološkoj jedinici izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.

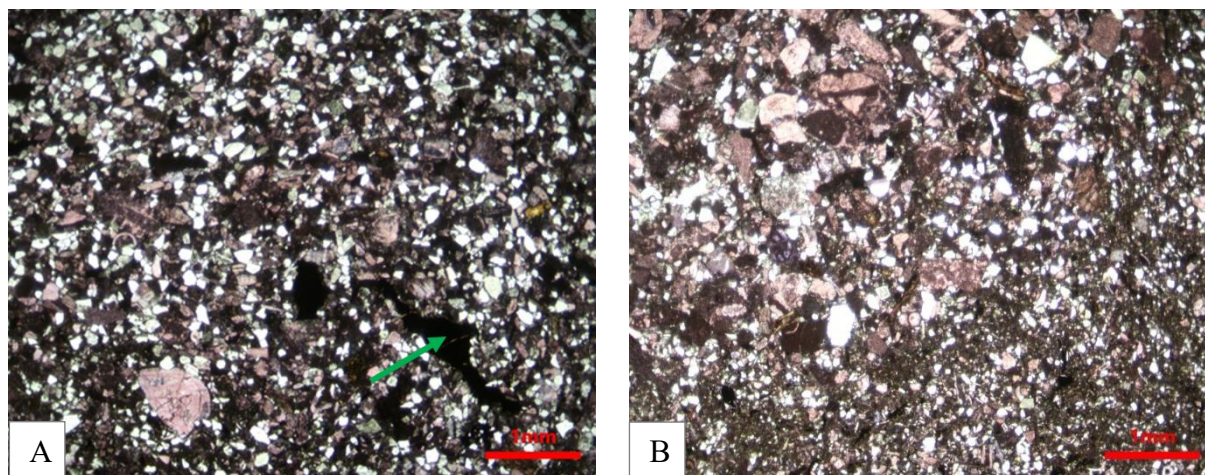
U litološkoj jedinici **izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata** dominantni su slojevi srednjezrnatih, krupnozrnatih do vrlo krupnozrnatih karbonatnih pješčenjaka, zatim slojevi pjeskovito-siltoznog lapora, dok su slojevi konglomerata rjeđe prisutni (Slike 5.15 i 16). Kao rezultat detaljnog terenskog istraživanja u okviru ovog rada, kao i dugogodišnjeg iskustva rada na eksploatacijskom polju, prepoznate su makroskopske karakteristike temeljem kojih je bilo moguće razlikovati ove, naizgled, vrlo slične sedimente, poglavito među karbonatnim pješčenjacima. Na slikama 5.18 A i B prikazani su karakteristični slojevi različitih debljina ove litološke jedinice – srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (crna strelica), krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (crvena strelica) i pjeskovito-siltozni lapori (plava strelica).

U slojevima srednjezrnatih karbonatnih pješčenjaka obilno je prisutan biljni detritus sačuvan kao biljno trunje i krupni fragmenti (Slika 5.18C). Analizom organske tvari dobivenom ljubaznošću T. Troskot Čorbić (Laboratorij INA d.d.) utvrđeno je da se radi o huminitnim maceralima nešto više zrelosti, te da je porijeklo organske tvari terigeno. Vrlo krupni, dobro očuvani fragmenti ukazuju na više kopneno bilje. Osim krupnih biljnih ostataka na plohama se mogu vidjeti i ljuštore krupnih školjakaša (Slika 5.18D). U slojevima krupnozrnatih pješčenjaka, često izrazite homogene građe, biljni detritus najčešće izostaje ili je prisutan u tragovima. U takvim slojevima često se može uočiti paralelna laminacija kao i normalna ili inverzna gradacija (Slika 5.18E). Slojevi pjeskovito-siltoznih lapora najčešće se pojavljuju između slojeva pješčenjaka (Slika 5.18A i B), variraju po svojoj debljini, a mogu biti prisutni i kao lamine u srednjezrnatim karbonatnim pješčenjacima (Slika 5.18F). U srednjezrnatim pješčenjacima te djelomično i u pjeskovito-siltoznim laporima, naročito na njihovim slojnim plohama mogu se primijetiti brojni biogeni tragovi (Slika 5.18G). Unutar nepravilne izmjene pješčenjačkih i pjeskovito-siltoznih lapora vrlo rijetko se pojavljuju slojevi kalcitom bogatog lapora i biokalkarenita. Slojne granice su najčešće jasno izražene. Slojevi kalcitom bogatog lapora su rijetki, ali se pojavljuju u debljini i do pola metra. Konglomerati se također pojavljuju rijetko. Prisutni su kao slojevi centimetarskih i decimetarskih dimenzija, a na hipsometrijski višim etažama i do metarskih dimenzija. Nerijetko se može uočiti normalna ili inverzna gradacija. Konglomerati su masivni, klastopotporni, dobro zaobljenih valutica, a u njihovom sastavu dominiraju valutice karbonatnih stijena (najčešće vapnenaca) (Slika 5.18H).



Slika 5.18. Makroskopske karakteristike litološke jedinice izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata; A) Slojevi srednjezrnatog karbonantog pješčenjaka (crna strelica), pjeskovito-siltoznog lapora (plava strelica) i krupnozrnatog karbonatnog pješčenjaka (crvena strelica); B) Slojevi krupnozrnatog karbonatnog pješčenjaka (crvena strelica), centimetarski slojevi pjeskovito-siltoznog lapora (plava strelica) i decimetarski sloj srednjezrnatog karbonantog pješčenjaka (crna strelica); C) Vrlo krupni biljni fragment u srednjezrnatom karbonatnom pješčenjaku; D) Ljušture školjkaša na plohama srednjezrnatih karbonantih pješčenjaka (označeno crnom strelicom); E) Paralelna laminacija u krupnozrnatom karbonatnom pješčenjaku; F) Laminirani interval pjeskovito-siltoznog lapora gdje je dominantan pjeskovito siltozni lapor, ali se vide vrlo tanki proslojci srednjezrnatog karbonatnog pješčenjaka; G) Biogeni tragovi na donjoj slojnoj plohi srednjezrnatog karbonatnog pješčenjaka; H) Klastotoporni konglomerati dobro zaobljenih valutica.

Mikropetrografske karakteristike pješčenjaka ove jedinice pokazuju da se radi o karbonatnim pješčenjacima (litičnim grauakama). Ovi se pješčenjaci sastoje od litoklasta vapnenaca i siliciklastičnog detritusa (kvarca i uglavnom fragmenata metamorfnih stijena) te biodetritusa arenitnih dimenzija (Slika 5.19). Litoklasti vapnenaca su loše zaobljeni i nepravilna oblika. Udio siliciklastičnog detritusa je procijenjen na 20%. Biodetritus se po sastavu ne razlikuje bitno od sastava biokalkarenita (prisutni su fragmenti bentičkih foraminifera, ježinaca te rjeđe planktonskih foraminifera). U sastavu se može prepoznati i veliki udio organske komponente, vjerojatno ostaci bilja koji su izduženi, opaki i nepravilnih oblika.



Slika 5.19. Mikrofotografije karbonatnih pješčenjaka iz litološke jedinice izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata; A) Sastav srednjezrnatog karbonatnog pješčenjaka u kojem dominira karbonatni i siliciklastični detritus, ali i krupno biljno trunje (označeno zelenom strelicom) (uzorak SZ-7); B) Nehomogeni krupnozrnati karbontani pješčenjak s izmjenom lamina koje su bogatije krupnijim karbonatnim litoklastima i bioklastima, a rjeđe siliciklastima, te lamina u kojima dominira sitniji siliciklastični detritus (uzorak SZ-5).

Interpretacija taloženja facijesa F-III

Prema Kernerovoj podjeli na tri flišne zone (Kerner, 1903), facijes F-III predstavljao bi gornju flišnu zonu, koju je Marjanac podijelio na tri člana; donji, srednji (pješčenački) i gornji (konglomeratičan) te zasebnu litostratigrafsku jedinicu konglomerate Klisa (Marjanac, 1986, 1993) koje je na području Kaštela i Splita (konkretno od Kaštel Štafilića do Stobreča) istražio u ukupnoj debljini od 860 m. Marjanac (1993, 1996) je naglasio kako konglomerati, iako nisu dominantni u ukupnoj debljini, predstavljaju najznačajniji litofacijsni član jer izgrađuju nekoliko debelih sedimentnih tijela. Istraživanja Marjanca (1993) su provedena uz sjeverni rub tada istraživanog područja (od Kaštel Štafilića do Stobreča), na južnoj i istočnoj padini Kozjaka te na zapadnoj padini Mosora. Većinu konglomeratnih tijela čija debljina prelazi 100 m, Marjanac (1996) interpretira kao taloge genetski vezane uz taloženje u konglomeratima bogatoj lepeznoj delti te navodi da se, prema toj osobini, ove naslage mogu usporediti s Promina formacijom sjeverne Dalmacije. Ove naslage predstavljaju najmlađe taloge. Također navodi kako bi se dijelovi najmlađih sedimentnih tijela mogli interpretirati kao talozi proksimalne aluvijalne lepeze.

Zbog svoje znatno manje debljine, iako sličnog sastava, konglomerati istraženi u okviru facijesa F-III na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“, se ne mogu usporediti s debelim konglomeratnim tijelima iz slijedova prikazanih u radu Marjanac (1993, 1996). S obzirom da facijes F-III kontinuirano slijedi na facijesu F-II (Slika 5.2), moguće je da se slijedovi SZ1 i SZ2 podudaraju sa slijedovima iz Marjanac (1996) samo u početnom (najstarijem) dijelu. Opisane strukturne i teksturne karakteristike grupa facijesa (1 - izmjena tankouslojenih kalkarenita i lapora; 2 - pjeskoviti lapori s pješčenačkim proslojcima i 3 - pjeskoviti kalkareniti tj. „pješčenjaci“) iz rada Marjanac (1993, 1996) mogu se poistovjetiti sa stijenama opisanima u okviru facijesa F-III, usprkos terminološkim razlikama. Za ovakve sedimente Marjanac (1996) smatra da se talože u postriftnoj fazi ispune bazena (Marjanac, 1991). Osim konglomerata i facijesa tankih slojeva koje navodi Marjanac (1993, 1996), u gornjoj flišnoj zoni opisuje turbidite koje klasificira kao „klasične“ Boumine sekvencije u rasponu debljine od 0,2 do 8,6 m. Naglašava kako su u okolici Solina najčešći Tc-e turbiditi, dok se u okolici Splita pojavljuju Ta-e, Tb-e i Tc-e što ukazuje na potrebu da se prostori promatraju odvojeno kao zasebni sub-bazeni.

Karakteristike opažene na stijenama izdvojenima kao facijes F-III na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ generalno upućuju na pješčane sekvencije koje se mogu povezati s deltnim sustavima (bilo da su to fluvijalne ili lepezne delte) koji imaju i elemente taloženja turbidita. Takvo taloženje može se shvatiti kao taloženje u distalnom dijelu delte snažno utjecano povremenim poplavnim

događajima. Taloženje je povezano s hiperpiknalnim tokovima. Slični mehanizmi taloženja na rubovima predgorskih bazena u literaturi su opisani u rasjedno-navlačnim zonama npr. miocenski Marnoso-Arenacea u sjevernim Apeninima (Ricci Lucchi, 1986) i eocenska Hecho grupa u južno-centralnim Pirenejima (Mutti, 1985; Mutti et al., 1999). Asocijacije turbiditnih facijesa sa znatnim udjelom konglomerata, krupnozrnatih pješčenjaka i pelitnih sedimenata mogu biti produkt zrnskih odnosno hiperpiknalnih tokova generiranih poplavama u sustavu delti, a predstavljaju impozantnu akumulaciju sedimenata u plićem, unutrašnjem dijelu predgorskog bazena (*inner foreland basin, wedge top*) (Mutti et al., 1999). Facijesi razvijeni u sustavima lepeznih delti interpretirani su mnogobrojnim modelima lepeznih delti, a zbog njihove prostorne vezanosti uz rubne dijelove predgorskih bazena, dinamika taloženja takvih sustava, uvelike je pod kontrolom tektonske aktivnosti te klimatskih oscilacija. Upravo zbog izraženog tektonskog utjecaja koji igra važnu ulogu u donosu velike količine sedimenta, ali i eustatskih cikličnih varijacija, na razvoj taložnih sekvencija u lepeznim deltama, kako u fluvio-delnim sustavima tako i u dubokomorskim deltama (Mutti & Ghibaudo, 1972), mnogi su autori ukazivali na potrebu razlikovanja taložnih prostora u tektonski aktivnim rasjedno-navlačnim područjima te na pasivnim rubovima kratona (Normark, 1970; Mutti & Ricci Lucchi, 1972; Walker, 1978).

U rubnim deltnim sustavima, sedimentacijom dominiraju hiperpiknalni tokovi generirani poplavama koji stvaraju debele akumulacije pješčenjačkih slojeva (Mutti et al., 2003). Takvi primjeri poplavama utjecanih lepeznih delti u kojima su taloženi 400 m debeli pješčenjaci s konglomeratima su eocenski Santa Liestra pješčenjaci u južnim i centralnim Pirenejima (Mutti et al., 2003). Važnost ovakvih hiperpiknalnih tokova generiranih poplavama je u tome da mogu redistribuirati deltnu sedimentaciju, što ne bi bilo moguće snagom valova i plimnih struja koje bi prenosile samo pijesak u dublje dijelove (Mutti et al., 1996). Spuštajući se prema dubljim dijelovima bazena hiperpiknalni tokovi mogu potaknuti slampiranje, eroziju podloge te se transformirati u turbiditne struje (Mutti et al. 1996). Ovisno o lokalnim uvjetima bazena ovi će se tokovi ili zaustaviti u plićim dijelovima bazena (*flood-generated shelfal lobes*) ili poprimiti karakter turbiditnih tokova u najdubljim dijelovima bazena (Mutti et al, 1999). Milliman & Syvitski (1992) su usporedili model fluvijalne sedimentacije pasivnih i aktivnih kontinentalnih rubova te raspravljali o važnosti transporta sedimenta povezanog s malim rijekama u okruženjima aktivnog ruba (Mutti et al., 2009). Mulder & Syvitski (1995) navode kako male planinske rijeke (nazvane "prljave rijeke") znatno povećavaju transport sedimenta u more kroz poplave pri čemu sediment može zaostati na ušćima rijeka, stvarajući potom hiperpiknalne

tokove. Usporedba procesa taloženja proksimalnih fluvio-deltnih sustava s razvojem turbiditnih asocijacija u distalnim zonama predgorskog bazena (Mutti et al., 1999) ukazuje na snažnu genetsku povezanost tih dvaju okoliša (Walker, 1967; Mutti et al., 1996; Mutti et al., 1999). Slijedom takvih zapažanja, Mutti et al. (1996) uvode pojam „fluvio-turbiditnih“ sustava, a u radu Mutti et al. (2009), naglašavaju da su vertikalni i lateralni odnosi facijesa u fluvijalno-deltnim i turbiditnim procesima isprepleteni te da predstavljaju kontinuum sedimentacijskih mehanizama unutar istog bazenskog sustava.

Duž nestabilnih rubova rampe/šelfa/padinskog područja, tijekom razdoblja niske razina mora, dolazi do ustrmljavanja, a posljedično i erozije i resedimentiranja sedimenata lepeznih delti bogatih pijeskom transportiranih hiperpiknalnim tokovima uslijed čega se talože nezreli, krupnozrnati turbiditni sustavi, obično ograničeni unutar lokalnih strukturnih depresija. Oni mogu biti zadržani u distalnom, prednjem dijelu delte, gdje tvore tzv. „miješani taložni sustav“ (*„mixed depositional systems“*) (prema Mutti et al., 2003, slika 2). U tektonski aktivnim bazenima, gdje se mogu uspostaviti vertikalni i lateralni stratigrafski odnosi između bazenskih turbidita i rubnih deltnih sustava, potonji su uglavnom pod dominacijom poplava, što sugerira da su susjedni bazenski turbiditi također taloženi uglavnom sličnim strujama generiranim poplavama (Mutti et al., 1999, 2003).

Među mnogim varijacijama facijesa miješanih sustava u radu Mutti et al. (2003; slika 10) predstavljena je idealizirana vertikalna taložna sekvencija A-tipa miješanog sustava. S A-tipom miješanog sustava u Agrentini (jurske naslage, Neuquen bazena), sastavljenog od učestale izmjene metarskih pješčenjačkih slojeva i pelitnih facijesa, s mjestimičnim lokalnim pojavama obilja biljnih fragmenata (Mutti et al. 2003; slika 11), mogu se usporediti stijene interpretirane kao facijes F-III na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.

Slojevi masivnih klastpotpornih konglomerata s dobro zaobljenim valuticama (dominantno valuticama vapnenaca) mogu se interpretirati kao talozi krupnozrnatih gustih tokova (*gravelly dense flow*) koji izgrađuju donji dio intervala A1 (Mutti et al. 2003). Taloženje konglomerata ukazuje na taloženje u plićim dijelovima bazena. Valutice konglomerata su ekstrabazenskog porijekla. Interval A1 postupno prelazi u krupno do srednjezrnati pješčenjački sloj intervala A2 sa slabo izraženom horizontalnom laminacijom i rijetkim deformacijskim laminama (konvolucijom) (Mutti et al., 2003 slike 11B, C). S ovim se intervalom može poistovjetiti taloženje karbonatnih pješčenjaka ovog facijesa. Pritom se rijetki decimetarski slojevi biokalkarenita mogu shvatiti kao varijetet karbonatnih pješčenjaka s više biogenog detritusa, odnosno manje siliciklasta. Interval A2 u oštrom je kontaktu s intervalom A3 koji predstavlja

sitnije zrnati pješčenjački sloj karakteriziran horizontalnom laminacijom s mjestimičnim pelitnim proslojcima te pojavom organske tvari (Mutti et al., 2003, slika 11D). Taloženje ovog intervala je vezano za gustu suspenziju koja se razvija na rubnim dijelovima deltnog sustava (čelo delte ili prodelta). Završna A4 sekvencija predstavlja pelitni interval taložen iz suspenzije. Taloženjem iz suspenzije može se objasniti taloženje slojeva pjeskovito-siltoznog lapora. U ovom facijesu, povremeno su prisutni metarski slojevi kalcitom bogatog lapora, koji predstavljaju specifični varijetet pelitnog sedimenta koji je taložen također iz suspenzije, ali bez donosa pjeskovito-siltozne komponente.

Prema Mutti et al., (2003) sekvencije A1–A3 odražava taloženje iz trodijelnog gravitacijskog toka (*tripartite flow*) koji se iz početnog, gustog stadija postupno transformira u razrijeđeni turbulentni tok. A1 i A2 su rezultat gustog toka i prijelazne sedimentom obogaćene suspenzije, dok A3 nastaje samo ako postoji dovoljno turbulentne energije i sitnijeg materijala. Ovakav slijed ukazuje na tokove koji nisu bili dovoljno ubrzani da erodiraju podlogu niti da razviju efikasnu turbulentnu komponentu.

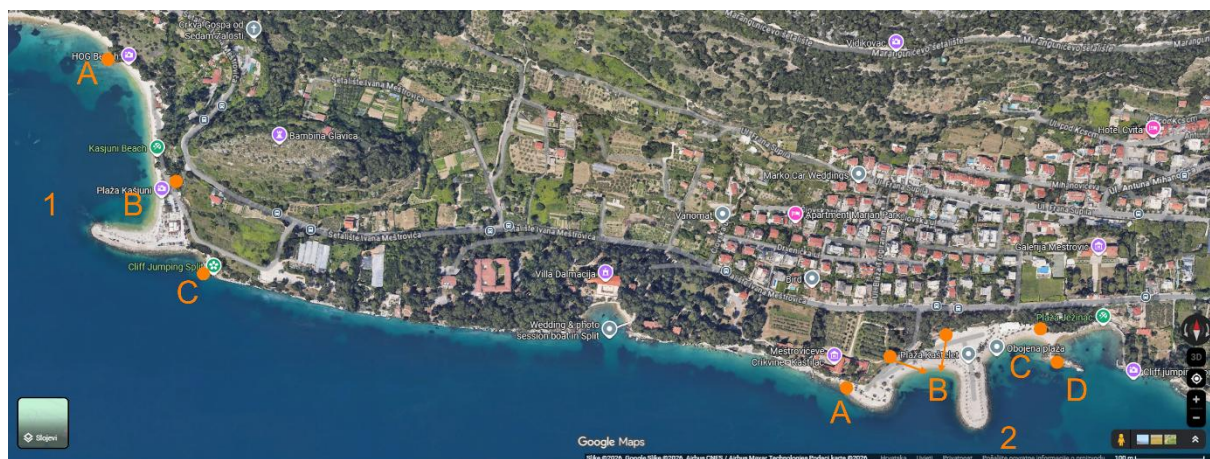
Dobra očuvanost i velike dimenzije fragmenata kopnenog bilja facijesa F-III upravo potvrđuju pretpostavku o kratkom transportu i taloženju miješanog sustava u blizini kopna. Moguća je, dakle, pretpostavka o oplicćalim uvjetima taloženja facijesa F-III, vezanim za distalnu deltu. Također, dobro očuvane ljuštore krupnih školjakaša uočene na plohama krupnozrnatih karbonantih pješčenjaka isključivo u facijesa F-III kao i obilje biogenih tragova ukazuju na uvjete pogodne za život organizama. Takvi su se uvjeti vjerojatno stvorili nakon oplicćavanja odnosno tijekom taloženja facijesa F-III u plitkom marinskom okolišu *wedge-top-a*.

Za taloženje sedimenata opisanih u slijedovima SZ1 i SZ2 prepoznatim kao taložne sekvencije miješanog sustava A1-A4, Mohring & Marr (2003) smatraju da nastaju i razvijaju se iz početnog detritnog toka ili turbidita velike gustoće (HDTC) koji sadrži proporcionalno mali udio pelitnog materijala. Takvi tokovi prilikom svog kretanja niz padinu ne postižu dovoljno ubrzanje da bi u tok erozijom uklopili još više pelitnog sedimenta podloge. Posljedično, ovakvi tokovi ne mogu se transformirati (ekspandirati) u turbiditnu struju velikog volumena iz koje se materijal transportira vučenjem uz istovremeno taloženje (*tractive carpet*), već su to pješčani hiperpiknalni (gusti) tokovi koji postupno slabe taložeći materijal. U miješanim sustavima mogu se prepoznati karakteristike slične bazenskim „pravim“ turbiditima, no od njih se razlikuju zbog nedovoljno razvijenih karakteristika turbidita (*cf. „poorly-efficient turbidity systems“* – Mutti, 1979; Mutti et al., 2003). Koncept učinkovitosti toka (Mutti & Johns, 1978; Mutti, 1979) uveden je kako bi se razlikovali mali i pijeskom bogati sustavi od velikih i muljem

bogatih sustava (Mutti et al. 2009). Učinkovitost je „sposobnost toka da nosi sediment prema bazenu i da učinkovito odvoji intervale različitih veličina zrna s udaljenošću“ (Mutti et al., 1999, 2009). Uz sve ostale uvjete, čini se da učinkovitost uvelike ovisi o količini sitnih čestica koju je izvorno tok nosio ili erodirao na čelu toka. Učinkovitosti toka u novijoj literaturi ponovno se razmatra pri čemu se naglasak stavlja na razmatranje veličine taložnog bazena te morfologiju bazenskog dna. Najdublji dijelovi predgorskog bazena, koji su ujedno i najveći (*foredeep*) razvijaju facijese koji odražavaju visoko učinkovite tokove, dok se u manjim, tektonski zatvorenim i plićim dijelovima bazena (*piggy back* bazeni) razvijaju facijesi povezani s tokovima niske učinkovitosti (Tinterri, 2025). Ovakvi sustavi koji su opskrbljivani iz područja delte tek slične turbiditima, a na njima se obično talože sedimenti s obilježjima deltnih pješčanih taloga čela delte ili prodelte.

5.2. UVALE KAŠJUNI I OBOJENA SVJETLOST, POLUOTOK MARJAN, SPLIT

Na južnim padinama poluotoka Marjan u Splitu istraživane su uvale Kašjuni i Obojena svjetlost (Slika 5.20). Na obje lokacije identificirane su litološke jedinice karakteristične za facijes F-I, koje su prethodno opisane na istražnom prostoru EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“. Izdvojene su 4 litološke jedinice: **izmjena lapora i pješčenjaka (1), kalcitom bogati lapor (2), biokalkarenit (3), biokalkrudit (numulitna breča) (4).**



Slika 5.20. Položaj istraživanih lokacija u uvalama Kašjuni (1) i Obojena svjetlost (2) na poluotoku Marjan u Splitu na kojima su izrađeni slijedovi sedimenata; lokacija 1A – izdanak u moru (slijed Kašjuni A); lokacija 1B – ulaz na plažu (slijed Kašjuni B); lokacija 1C – plaža za pse (slijed Kašjuni C); lokacije 2A, B i C za generalni slijed Obojena svjetlost, dok je lokacija 2D izuzeta iz slijeda. Izvor: Google Maps (pristupljeno 24. studenoga 2025.)

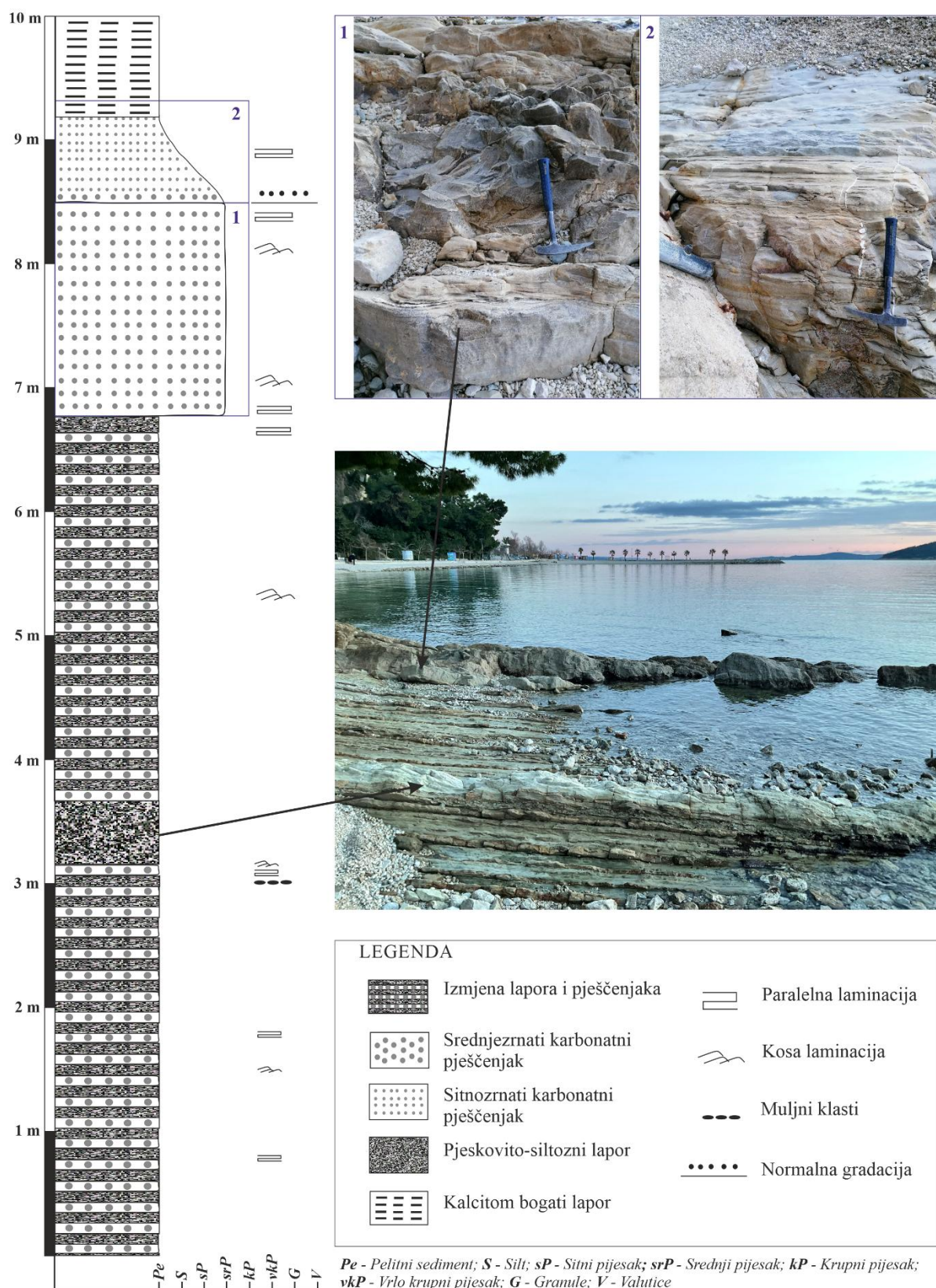
U uvali Kašjuni dokumentirana su 3 slijeda sedimenata ukupne debljine 25 m, dok je u uvali Obojena svjetlost zabilježen generalni slijed debljine 140 m.

Istraživane naslage prikazane su na slijedu sedimenata Kašjuni A u ukupnoj debljini 10 m na lokaciji 1A (Slike 5.20, 5.21A, PRILOG 7), slijedu Kašjuni B u ukupnoj debljini 5 m na lokaciji 1B (Slike 5.20, 5.21B, PRILOG 8) te slijedu Kašjuni C u ukupnoj debljini 10 m na lokaciji 1C (Slike 5.20, 5.21C, PRILOG 9).

U slijedu Kašjuni A prisutne su litološke jedinice: izmjena lapora i pješčenjaka (1) i kalcitom bogati lapor (2); u slijedu Kašjuni B prisutne su izmjena lapora i pješčenjaka (1), kalcitom bogati lapor (2) i biokalkarenit (3), dok su na slijedu Kašjuni C prisutni biokalkarenit (3) i biokalkrudit (numulitna breča) (4).

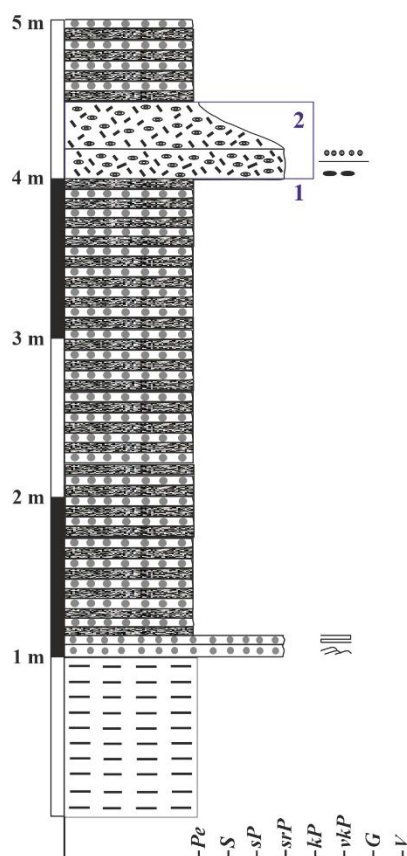
Istraživane naslage prikazane su na slijedu Obojena svjetlost u ukupnoj debljini 140 m na lokacijama 2A, 2B i 2C (Slike 5.20, 5.22, PRILOG 10) i to izmjena lapora i pješčenjaka (1), kalcitom bogati lapor (2) i biokalkarenit (3). Na lokaciji 2D istraživan je biokalkrudit (numulitna breča) (4), koji nije prikazan na generalnom slijedu Obojena svjetlost. Uzorkovana su ukupno 32 uzorka za mikropetrografske analize.

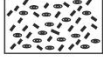
SLIJED SEDIMENATA KAŠJUNI A



Slika 5.21A. Sljed sedimenata Kašjuni A u uvali Kašjuni na poluotoku Marjan, Split.

SLIJED SEDIMENATA KAŠJUNI B

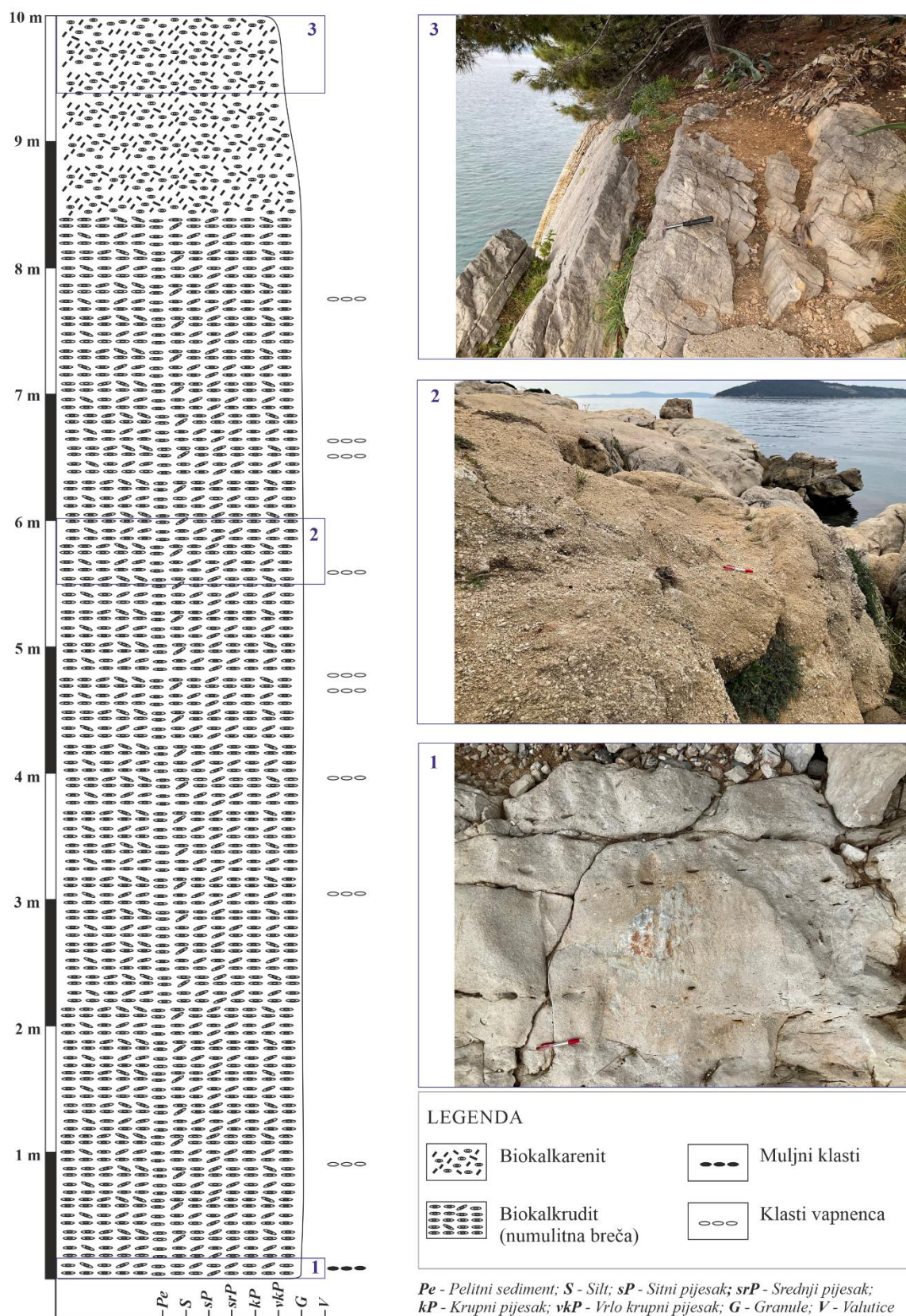


LEGENDA			
	Izmjena lapora i pješčenjaka		Normalna gradacija
	Kalcitom bogati lapor		Muljni klasti
	Biokalkarenit		Pozicija uzorka za petrografiju
	Karbonatni pješčenjak		
	Paralelna laminacija		
	Kosa laminacija		

Pe - Pelitni sediment; *S* - Silt; *sP* - Sitni pijesak; *srP* - Srednji pijesak; *kP* - Krupni pijesak; *vkP* - Vrlo krupni pijesak; *G* - Granule; *V* - Valutice

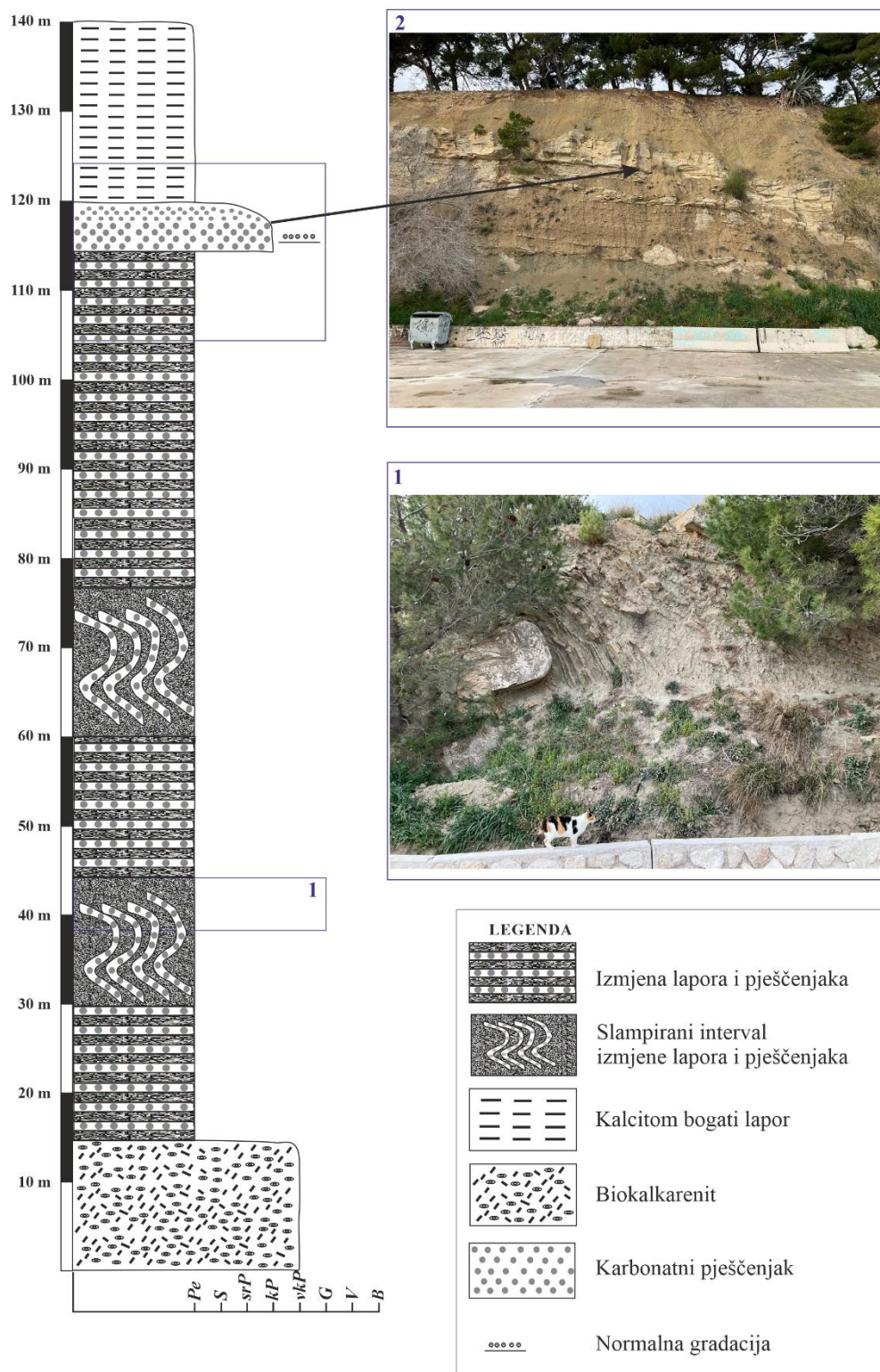
Slika 5.21B. Slijed sedimenata Kašjuni B u uvali Kašjuni na poluotoku Marjan, Split.

SLIJED SEDIMENATA KAŠJUNI C



Slika 5.21C. Slijed sedimenata Kašjuni C u uvali Kašjuni na poluotoku Marjan, Split.

GENERALNI SLIJED SEDIMENATA OBOJENA SVJETLOST

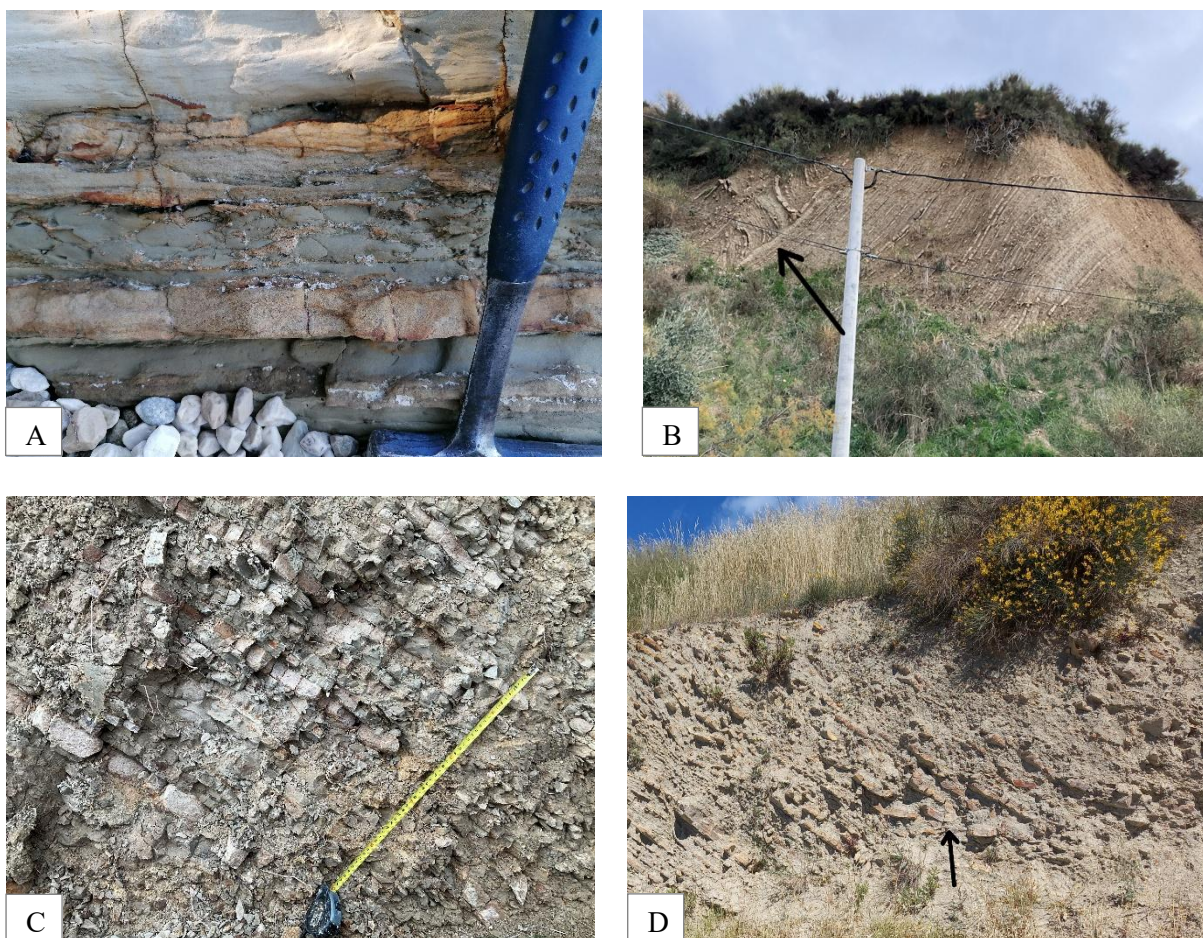


Slika 5.22. Generalni slijed sedimenata Obojena svjetlost u uvali Obojena svjetlost na poluotoku Marjan, Split.

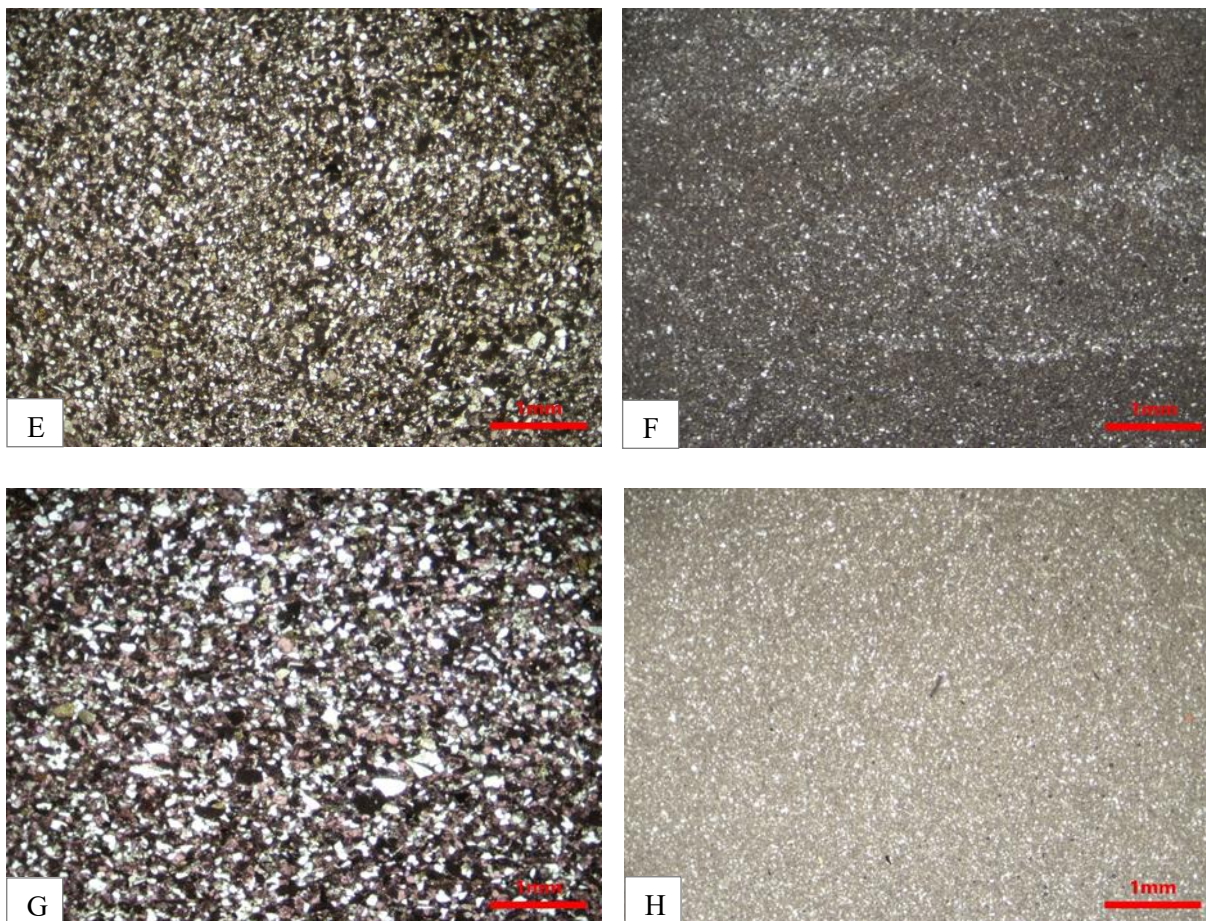
Na slijedovima Kašjuni A i Kašjuni B uočena je **jedinica izmjena lapora i pješčenjaka**. Za ovu jedinicu su karakteristični tanki slojevi karbonatnih pješčenjaka u izmjeni s tankim slojevima pjeskovito-siltoznog lapora (Slika 5.21A, B). Tek iznimno prisutni su deblji slojevi karbonatnog pješčenjaka (metarskih dimenzija) koji imaju tendenciju postinjavanja detritusa od srednjezrnatog pijeska u kalcitom bogati lapor (vidljivo u gornjem dijelu slijeda Kašjuni A, Slika 5.21A). U spomenutom debljem sloju može se uočiti paralelna laminacija u bazi sloja (interval Tb) koja navise prelazi u kosu laminaciju (interval Tc), zatim ponovo paralelna laminacija (Td interval) te kontinuirani prijelaz u kalcitom bogati lapor (Te). Tanji slojevi (centimetarskih dimenzija) pokazuju nejasnu kosu i/ili paralelnu laminaciju dok su proslojci pjeskovito-siltoznog lapora između njih homogeni ili prerađeni organizmima (bioturbirani) (Slika 5.23A). Iznimno se pojavljuju deblji slojevi pjeskovito-siltoznog lapora (vidljivo u donjem dijelu slijeda Kašjuni A (Slika 5.21A)). U slijedu Kašjuni B karakteristični su iznimno tanki slojevi učestale izmjene karbonatnih pješčenjaka i pjeskovito-siltoznog lapora koja dominira većim dijelom slijeda (Slika 5.21B). U njima je zabilježena pojava slampiranja nedaleko od istraživanog slijeda Kašjuni B (Slika 5.23B). Unutar slijeda pojavljuje se decimetarski sloj biokalkarenita, nakon čijeg pojavljivanje se izmjena karbonatnih pješčenjaka i pjeskovito-siltoznih lapora ponovo nastavlja. Dominantni interval na generalnom slijedu sedimenata u uvali Obojena svjetlost je izmjena lapora i pješčenjaka u ukupnoj debljini od oko 140 m (Slika 5.22). U sastavu su prisutni 10-tak centimetara debeli slojevi sitno do srednjezrnatih karbonatnih pješčenjaka s nešto debljim slojevima pjeskovito-siltoznog lapora (jedinica izmjena lapora i pješčenjaka). Slojevi su pločasti i kontinuirani (Slika 5.23C). Unutar izmjene tankih pješčenih i pelitnih slojeva uočena je pojava njihovog slampiranja u intervalima od 30. do 45. metra i 62. do 77. metra (Slika 5.22 i Slika 5.23D). Slampirani intervali se nalaze između konkordantno položenih intervala tankoslojevitih izmjene lapora i pješčenjaka.

Karbonatni pješčenjaci iz ove litološke jedinice prema granulometriji odgovaraju srednjezrnatim i sitnozrnatim varijetetima. Detritus je dobro sortirani. U mikropetrografskim preparatima uočava se dominantna klastična komponenta, koja čini približno 70-80% sastava sedimenta, dok bioklastična komponenta čini 20-30% sastava. U sastavu pješčenjaka dominiraju litoklasti karbonata (Slika 5.23E). Uz karbonatne klaste prisutan je i siliciklastični detritus sitnijih dimenzija od karbonatnog, zastupljen dominantno kvarcom, dok su litični fragmenti silikatnih stijena i feldspati zastupljeni podređeno, s približno jednakim udjelima. Bioklasti su pretežito usitnjeni i fragmentirani te se mjestimice mogu prepoznati fragmenti velikih bentičkih foraminifera (numulitidi i ortofragmine) te fragmenti koralinacejskih algi,

ježinaca i školjkaša. Prisutne su i kućice planktonskih foraminifera i glaukonitna zrna. Vrstu veziva je teško jasno definirati, zbog gustog pakiranja detritusa. Prema sastavu pješčenjaci se mogu definirani/klasificirati kao karbonatni pješčenjaci – litični areniti/grauvake. U slojevima pjeskovito-siltoznog lapora dominira mikritna karbonatno-glinovita osnova, unutar koje je raspršen siliciklastični detritus pješčanih i siltnih dimenzija s udjelom $> 10 \%$ (Slika 5.23F). Planktonske foraminifere su rijetko zastupljene.



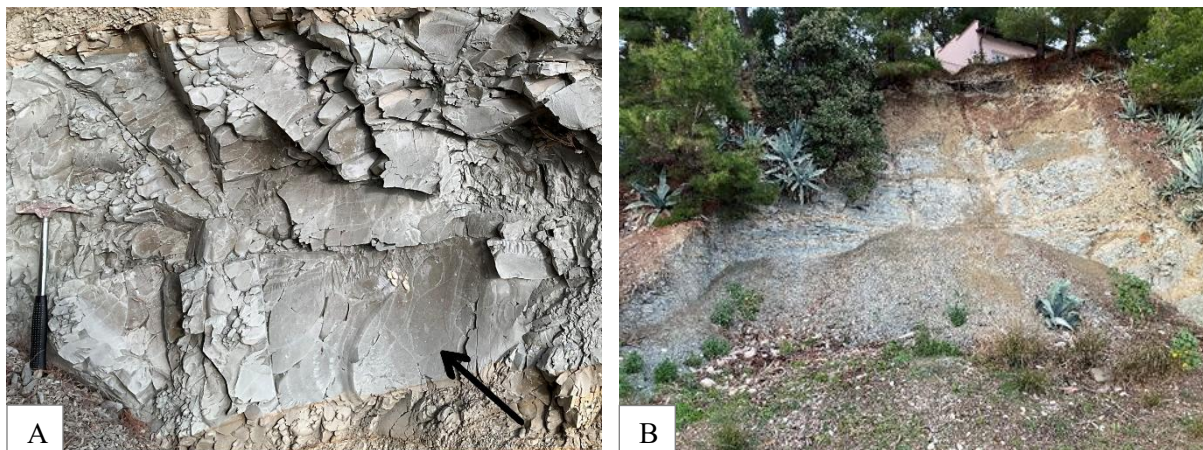
Slika 5.23. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice izmjena lapora i pješčenjaka u okviru facijesa F-I u uvalama Kašjuni i Obojena svjetlost; A) Centimetarski slojevi karbonatnih pješčenjaka s nejasnom kosom i/ili paralelnom laminacijom u izmjeni s homogenim ili organizmima prerađenim (bioturbiranim) proslojcima pjeskovito-siltoznog lapora u slijedu Kašjuni A; B) Slampirani intervali u izmjeni slojeva pjeskovito-siltoznih lapora i srednje do sitnozrnatih karbonatnih pješčenjaka na lokaciji Kašjuni B; C) Pločasti slojevi sitno do srednjezrnatih karbonatnih pješčenjaka centimetarskih dimenzija u izmjeni s pjeskovito-siltoznim laporima na lokaciji 2B; D) Slampovi u slijedu Obojena svjetlost na lokaciji 2B (označeni crnom strelicom);



Slika 5.23. (nastavak) E) U sastavu srednjezrnatog karbonatnog pješčenjaka dominantnu klastičnu komponentu čine klasti karbonata, te podređeno sitniji siliciklasti (uzorak KŠ-4); F) U sastavu pjeskovito-siltoznog lapora dominantna mikritna karbonatno-glinovita osnova u kojoj se nalazi detritus pješćanih do siltnih dimenzija (uzorak KAŠ-2a); G) Srednjezrnati karbonatni pješčenjak u uvali Obojena svjetlost (uzorka OB-3); H) Pjeskovito-slitozni lapor u uvali Obojena svjetlost (uzorak OBO-2b).

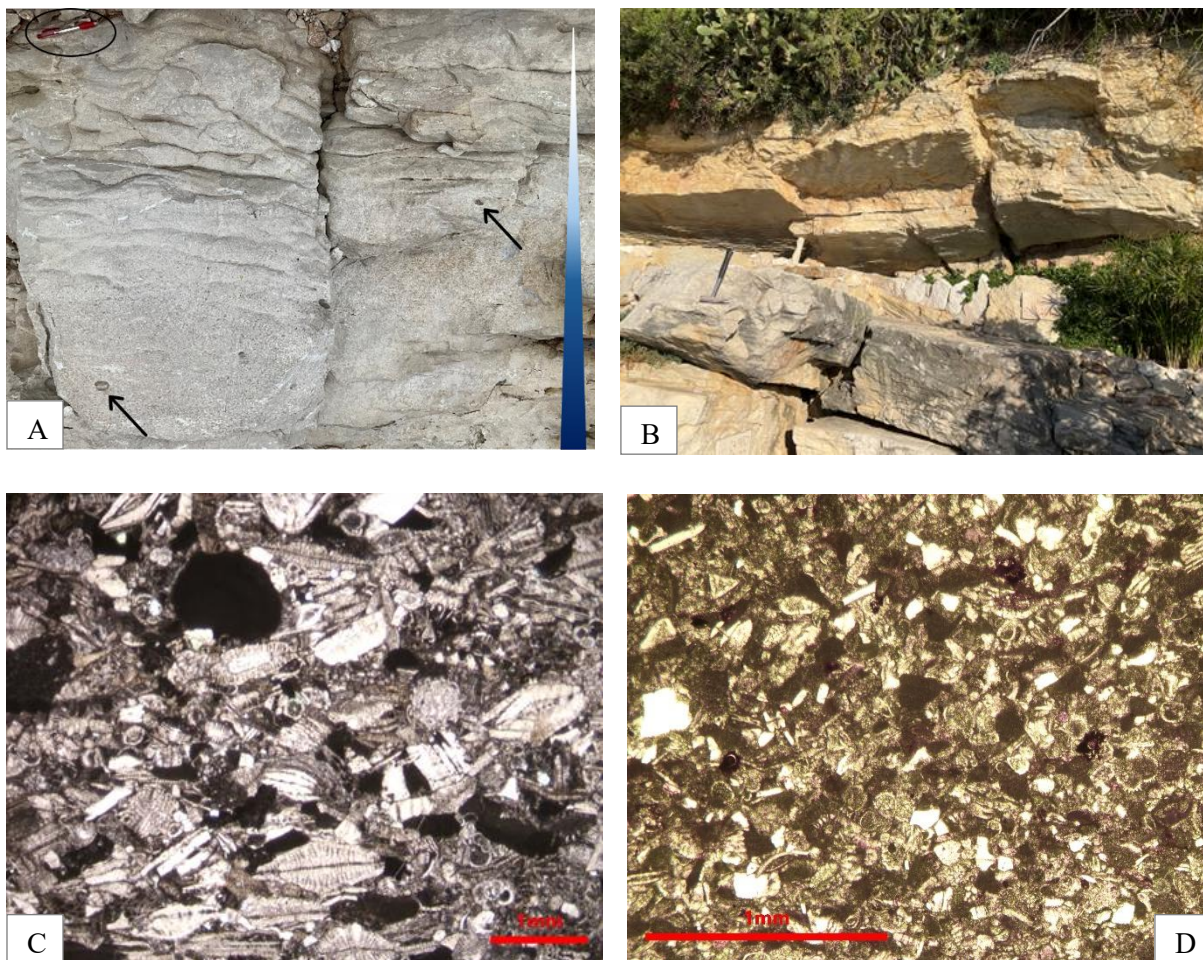
Kalcitom bogati lapor pojavljuje se na slijedovima Kašjuni A i B te generalnom slijedu Obojena svjetlost, kao podinski i krovinski sediment litološke jedinice izmjene lapora i pješčenjaka (Slike 5.21A, B i Slika 5.22). Glavna karakteristika kalcitom bogatih lapora jest njihova homogena građa i karakterističan školjkasti lom (Slika 5.24A). Slojevi kalcitom bogatog lapora su u velikoj mjeri prekriveni vegetacijom te je na svim lokacijama uočena izražena pojava sipara, nastala uslijed njihovog mehaničkog trošenja (Slika 5.24B). Na slijedu Kašjuni A kalcitom bogati lapor pojavljuje se u vršnom dijelu slijeda kao završetak višemetarske sekvencije postupnog positnjavanja (Slika 5.21A). Na slijedu Kašjuni B kalcitom bogati lapor javlja se u početnom dijelu slijeda, pri čemu kontakt s krovinskim sedimentom nije postupan već oštar (Slika 5.21B), dok se u debljini oko 20 m nalazi u vršnom dijelu slijeda Obojena svjetlost (Slika 5.22). U mikropetrografskom sastavu kalcitom bogatog lapora ističe

se dominacija homogenog mikrita u osnovi te nešto gline. Udio pjeskovito – siltozne detritične komponente je procijenjen na $< 10\%$.



Slika 5.24. Terenske fotografije litološke jedinice kalcitom bogati lapori u okviru facijesa F-I u uvali Obojena svjetlost; A) Za kalcitom bogati lapor vidljiv je nešto slabije izražen školjkasti lom jer stijena nije svježi izdanak u generalnom slijedu Obojena svjetlost na lokaciji 2C (crna strelica); B) Karakteristična pojava sipara u vršnom dijelu generalnog slijeda Obojena svjetlost na lokaciji 2C.

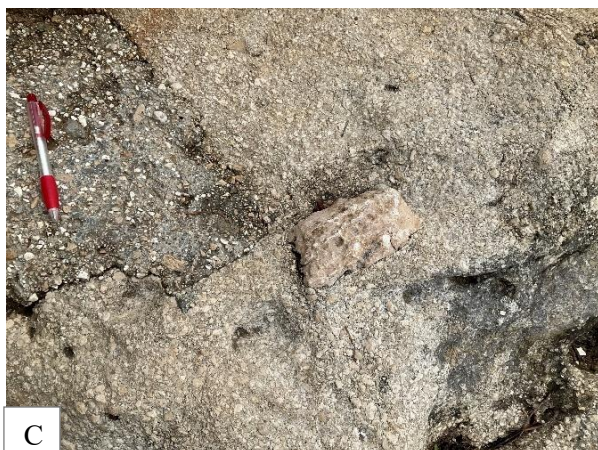
Biokalkarenit se pojavljuje u slijedovima naslaga Kašjuni B i C te generalnom slijedu Obojena svjetlost. Zajednička karakteristika pojavljivanja slojeva biokalkarenita jest tendencija positnjavanja, od vrlo krupnog prema krupnom klastičnom detritusu (Slika 5.25A). U vršnom dijelu slijeda Kašjuni B decimetarski sloj biokalkarenita nalazi se „uronjen“ u kontinuiranoj izmjeni lapora i pješčenjaka (Slika 5.21B). U bazi sloja vide se izduženi muljni klasti (Slika 5.21B). U slijedu Kašjuni C metarski sloj biokalkarenita pojavljuje se kao završna faza positnjavanja biokalkrudita (numulitne breče) (Slika 5.21C). U slijedu Obojena svjetlost biokalkarenit metarskih dimenzija je u početnom dijelu slijeda te se na terenu jasno prepoznaje (Slika 5.22 i Slika 5.25B). U sastavu biokalkarenita dominira biodetritus (numulitidi, ortofragmine, planktonske foraminifere, fragmenti ježinaca, koralinacejskih algi, koralja) (Slika 5.25C). U odnosu na bioklastični detritus bitno manje ima litoklasta različitih tipova vapnenaca. Siliciklastični detritus (zastupljen zrnima kvarca) neznatno je prisutan u ovom tipu stijene (procjena $< 1\%$). Uočena je preferirana orijentacija plosnatih ljuštura paralelno slojevitosti i gusto pakiranje biodetritusa.

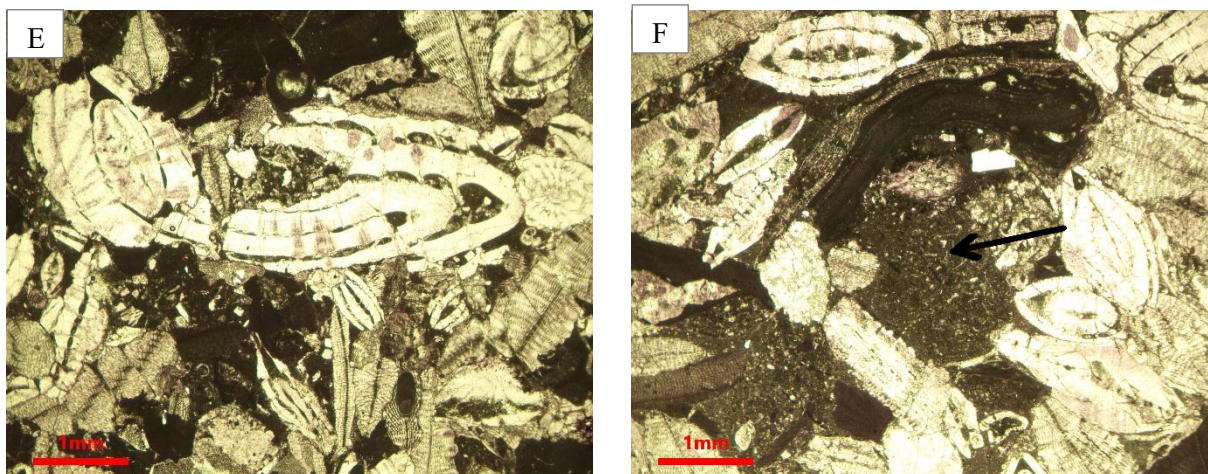


Slika 5.25. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice biokalkarenit u okviru facijesa F-I u uvalama Kašjuni i Obojena svjetlost; A) Positnjavanje detritusa biokalkarenita (na slici desno ilustrativno označena postupna gradacija positnjavanja) te u sastavu vidljivi muljni klasti (označeni crnim strelicama) na lokaciji 1C u uvali Kašjuni; B) Homogena građa biokalkrudita u baznom dijelu generalnog slijeda Obojena svjetlost na lokaciji 2A; C) U sastavu biokalkarenita dominira biodetritus (numulitidi, ortofragmine, sferogipsine, planktonske foraminifere, fragmenti ježinaca, koralinacejskih algi) u odnosu na litoklaste vapnenaca dok je udio siliciklastičnog detritusa zanemariv (uzorak OB-2); D) U sastavu biokalkarenita uočene su rijetke planktonske foraminifere (uzorak OB-3-25-OB-6).

Biokalkrudit (numulitna breča) se pojavljuju kao višemetarski sloj u slijedu Kašjuni C (Slika 5.21C) te na izdvojenoj lokaciji 2D u uvali Obojena svjetlost (Slika 5.20). Biokalkrudit (numulitna breča) je dominantni sloj u slijedu Kašjuni C. Donji dijelovi sloja karakterizirani su vrlo krupnim karbonatnim detritusom koji se sastoji od numulitida te litoklasta vapnenaca ruditnih dimenzija. Prema vrhu sloja uočava se smanjenje udjela litoklasta (Slika 5.26A). Prijelaz biokalkrudita u biokalkarenit je postupan i manifestira se smanjenjem veličine bioklastičnog detritusa. Dominantna karakteristika uočena duž cijelog sloja je nepravilna koncentracija numulitnih kućica, koje su ponekad koncentrirane u nepravilna „gnijezda“

centimetarskih do decimetarskih dimenzija (Slika 5.26B). Litoklasti u sastavu biokalkrudita su loše zaobljeni, a po dimenzijama variraju od centimetarskih do decimetarskih dimenzija (Slika 5.26C). U slojevima su prisutni i krupni muljni klasti. Na lokaciji 2D u uvali Obojena svjetlost biokalkrudit je debljine ~ 5 metara (izdanak u moru). Vidljiva je normalna gradacija biodetritusa (Slika 5.26D), uglavnom kućica numulitida pomiješanih s bitno manjim udjelom klasta vapnenaca (dimenzija granula i valutica) koji navise prelazi u nejasnu horizontalnu slojevitost. U mikropetrografskom sastavu ističe se dominacija bioklastičnog detritusa (numulitidi i ortofragmine) ruditnih dimenzija. Pakiranje je gusto. U manjoj količini prisutni su fragmenti koralinacejskih algi. Bioklasti su ponekad dobro očuvani, ponekad fragmentirani (Slika 5.26E). Može se uočiti biogeno trošenje fosilnih ostataka (tragovi bušenja mikroorganizama ili mekušaca). U sastavu su prisutni i litoklasti vapnenaca različita sastava koji ponekad sadrže planktonske foraminifere, što moguće ukazuje na formiranje litoklasta iz sedimenta podloge (Slika 5.26 F). Vezivo je sitnozrnati karbonatni matriks u kojem su ponekad vidljive planktonske foraminifere.





Slika 5.26. Terenske fotografije i mikrofotografije litološke jedinice biokalkrudita u okviru facijesa F-I u uvalama Kašjuni i Obojena svjetlost; A) Slijed Kašjuni C: u donjem dijelu sloja prisutni su vrlo krupni fragmenti numulita kao i litoklasti (svijetlo) koji u gornjem dijelu sloja prelaze u arenitni detritus; B) Slijed Kašjuni C: nepravilne koncentracije („gnijezda“) foraminifera, decimetarskih dimenzija; C) Loše zaobljeni klast vapnenca uklopljen u bioklastični sastav numulitne breče; D) Positnjavanje detritusa biokalkrudita u uvali Obojena svjetlost; E) Dobro očuvani do fragmentirani bioklasti (numulitidi, ortofragmine) u sastavu biokalkrudita (uzorak K-1-25); F) U sastavu vidljivi litoklasti vapnenaca (strelica) (uzorak O-4-25).

Interpretacija taloženja facijesa F-I u uvalama Kašjuni i Obojena svjetlost

Karakteristike naslaga opisane u slijedovima Kašjuni A, B, C te slijedu Obojena svjetlost dozvoljavaju usporedbu s naslagama opisanim na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ izdvojenim kao facijes F-I. Za taj facijes, kako je opisano u njegovoj interpretaciji na EP, pretpostavlja se taloženje u distalnom dijelu dubokovodnog morskog prostora (flišnom bazenu). Prisustvo velikog udjela planktonskih foraminifera u sastavu biodetritusa karbonatnih pješčenjaka i biokalkarenita kao i prisustvo glaukonita u proslojcima pješčenjaka potvrđuju pretpostavku o taloženju u dubokomorskom prostoru.

Litološke jedinice koje su prisutne u slijedovima Kašjuni A, B i Obojena svjetlost su, temeljem svojih makro- i mikropetrografskih karakteristika, potpuno usporedive s litološkim jedinicama uočenim na slijedovima J1 i J2 (EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“). To su: jedinice izmjena lapora i pješčenjaka, kalcitom bogati lapor te biokalkarenit. Razliku čini nekoliko metara debeli interval biokalkrudita (numulitne breče) koji kontinuirano prelazi u biokalkarenit uz tendenciju positnjavanja arenitnog detritusa u slijedu Kašjuni C, te prisustvo slampova u slijedu Obojena svjetlost. Također, omjer ukupne količine pijeska naspram gline (*sand-to-shale ratio*, Mutti, 1992) manji je na slijedovima Kašjuni i Obojena svjetlost u odnosu na naslage slijedova J1 i J2

(EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“). Općenito, prisustvo tankih pločastih slojeva (jedinica izmjene lapora i pješčenjaka), manji omjer pješčane frakcije naspram glinovite, interkalacije debelih intervala kalcitom bogatih lapora uočenim u slijedovima Kašjuni i Obojena svjetlost ukazuju da se radi o elementima taloženja gravitacijskim strujama u distalnom dijelu flišnog bazena (slično Remacha & Fernández, 2003). Pritom se distalnim dijelom flišnog bazena ne smatra bazenska ravnica u smislu taloženja na pasivnom kontinentalnom rubu (Walker, 1978) već, u ovom slučaju, udaljeni dio taložnog prostora, općenito.

Litološka jedinica izmjena lapora i pješčenjaka koja se dominantno sastoji od tankih slojeva srednje do sitnozrnatih dobro sortiranih karbonatnih pješčenjaka te proslojaka pjeskovito-siltoznih lapora odražava taloženje iz turbiditnih struja male gustoće u udaljenom (distalnom) dijelu dubokovodnog prostora. Paralelna i blaga kosa laminacija dozvoljavaju pretpostavku o taloženju Tb-e, Tc-e ili Td-e Bouminih turbiditnih intervala odnosno o taloženju F9a facijesa prema Mutti (1992) (Slika 3.2). Naslage facijesa F9a predstavljaju potpuno strujno laminirane taloge vrlo sitnog pijeska i krupnog silta u čijoj se krovini ponekad nalaze masivni madstoni (Mutti, 1992). Na istraženim lokalitetima Kašjuni A, B i Obojena svjetlost ovakvo taloženje odgovara taloženju litološke jedinice izmjena lapora i pješčenjaka, ali i taloženju debelih slojeva kalcitom bogatog lapora. Ovakve naslage predstavljaju volumno najzastupljeniji tip turbiditne bazenske ispune (Mutti, 1992; Ramacha & Fernández, 2003).

Generalno, slojevi F9a facijesa prema Mutti (1992) pretpostavljaju taloženje iz turbiditne struje male gustoće (LDTC) uz vučni transport te slijeganje iz suspenzije (*traction plus fall-out processes*) (Slika 3.1). Takvi se procesi pojavljuju u različitim stadijima slabljenja (zaustavljanja) turbiditne struje male gustoće. Facijesom F9a smatraju se klasični *base-missing* intervali Boumine turbiditne sekvencije (Tb-e) koji se talože iz tokova velikog volumena i nose veliku količinu suspendiranog pelitnog materijala te se sporo zaustavljaju (Mutti, 1992). Takvi LDTC tokovi nastaju kao dio sustavne transformacija toka kroz miješanje s okolnom vodom, a sposobni su prenositi najveći dio sitnog sedimenta u distalne dijelove bazena, posebice u prostorno ograničenim (uskim, stisnutim) bazenima. Taj dio toka nastaje kroz snažnu transformaciju (obogaćenje vodom) na čelu toka ili na njegovoj gornjoj površini (Mutti, 1992). Može biti većeg ili manjeg volumena i predstavlja tzv. „rep“ toka. „Rep“ male gustoće može biti relativno tanak te vjerojatno prenosi samo malu količinu suspendiranog sedimenta. Volumno manji dio takvog razrijeđenog toka nastaje u proksimalnijim dijelovima bazena. Suprotno tome, u distalnom dijelu prostora, na samom kraju toka, takva razrijeđena struja predstavlja glavno tijelo toka. Turbiditne struje male gustoće mogu u ovoj fazi doseći znatnu

debljinu, (nekoliko stotina metara, Piper et al., 1988). Kao što tvrde Mutti & Johns (1978) mnoge bazenske ravnice imaju vrlo debele facijese F9a. U omeđenim bazenima struje velikog volumena mogu skretati i reflektirati se što će rezultirati složenim vertikalnim sekvencijama unutar kojih se mogu čak vidjeti suprotni smjerovi toka (Pickering & Hiscott, 1985; Marjanac, 1988, 1989, 1990, 1991, 1993, 2000).

S obzirom na pretpostavku taloženja iz volumno velikih LDTC tokova iz kojih se talože debeli intervali jedinica izmjena lapora i pješčenjaka i kalcitom bogati lapor u slijedu Kašjuni A, B te Obojena svjetlost smatra se da njihovo taloženje nije u vezi s formiranjem lepeznih delti (Marjanac, 1996) već su to pravi distalni turbiditi. Tu pretpostavku također potvrđuje i pojava debelih slojeva biokalkarenita te izrazito debelog intervala biokalkrudita (numulitne breče). U sastavu ova dva tipa sedimenta dominiraju bioklasti (arenitne/ruditne veličine čestica), a u sastavu bioklasta najveći je udio ljušturica velikih bentičkih foraminifera (najčešće numulitidi, ortofragmine) te fragmenti koralinacejskih algi. Biodetritus biokalkarenita i biokalkrudita potječe vjerojatno od biogenih, nelitificiranih nakupina koje su se pretaložile iz plićeg dijela taložnog okoliša, vjerojatno uslijed tektonskih događaja. Na pretaloživanje ukazuje preferirana orijentacija plosnatih ljuštura paralelno slojevitosti i gusto pakiranje biodetritusa kao i tragovi ubušivanja mekušaca u kućice foraminifera što znači da su se fragmenti neko vrijeme zadržali u fotičkoj, litoralnoj zoni prije pretaloživanja. S obzirom na to da se biodetritus sastoji od kućica numulitida, diskociklina i fragmenata koralinacejskih algi, interpretacija primarnog okoliša u kojem su ovi organizmi živjeli nije jednoznačna.

Distribucija velikih bentičkih foraminifera ovisi o dubini (prvenstveno o količini svjetla), energiji okoliša, tipu i dostupnosti staništa, vrsti podloge, kao i o lokalnim uvjetima. Iz tog se razloga njihova se raspodjela ne može strogo koristiti kao pokazatelj paleodubina, već kao relativni pokazatelj (plići vs. dublji okoliš, Beavington-Penney & Racey 2004). Distribucija numulitidita (dominantno roda *Nummulites*) ukazuje na zonaciju duž karbonantne rampe, dublje, otvorenije uvjete karakteriziraju veće i plosnate kućice, često u zajednici s rodovima *Assilina* i *Discocyclina*. Manje i lećaste kućice karakteristične su za pliće, unutarnje dijelove rampe/šelfa, često u zajednici s predstavnicima roda *Alveolina*, dok plićake (sprudove, *banks*) u prijelaznim dijelovima rampe/šelfa grade dominantno kućice srednjih do velikih lećastih i kuglastih oblika (Racey, 2001; Beavington-Penney & Racey 2004; Giraldo Gómez et al., 2025). Izvorni prostor odakle detritus numulita potječe je unutrašnji ili srednji dio karbonatne rampe visoke energije (slično primjeru naslaga kasnog ipru u Vanjskim Dinaridima, Španiček, 2017). Prema tome, porijeklo biodetritusa odražava primarne fotičke, litoralne uvjete taloženja.

Pretpostavlja se da je u određenim periodima došlo do nestabilnosti tog dijela šireg taložnog prostora, vjerojatno uslijed tektonike te se još nelitificirani biodetritus pretaložio mehanizmom gravitacijskog toka. Prisustvo litoklasta (centimetarskih dimenzija) u donjem dijelu intervala biokalkrudita (na slijedu Kašjuni C te lokalitetu Obojena svjetlost D) govori u prilog djelomičnom pretaloživanju i već litificiranih ili polulitificiranih taloga uz formiranje klasta. Mali udio siliciklasta ukazuje na neznatni donos materijala s kopna.

Taloženje debelih naslaga biokalkrudita (numulitne breče) sugerira taloženje iz gravitacijskog toka s karakteristikama detritnog toka na prijelazu u hiperkoncentrirani ili turbiditni tok (Mutti, 1992). Pritom, tijekom kretanja ovakvog toka dolazi do formiranja muljnih klasta erozijom podloge. Postanak nejednolikih koncentracija numulitidnih ljuštura u formi većih ili manjih „gnijezda“ kakve su uočene u donjem dijelu biokalkrudita mogu se interpretirati kao formiranje „klasta“, uslijed erozije (odlamanja) vršnog dijela hiperkoncentriranog taloga. Zbog potpore klasta (u ovom slučaju skeleta foraminifera) ovaj se facijes može poistovjetiti s facijesom F3 prema Mutti (1992) (osobito ako se uzme u obzir i gradacija koja se očituje u prisustvu velikih litoklasta u bazi intervala koji postupno naviše nestaju) ili F4/F5 ako se tok shvati kao potpuno turbulentan (kako je prethodno interpretirano za facijes F-II na EP).

Biokalkruditi ovog facijesa se mogu interpretirati i kao talozi masenih tokova (MTD). Takvi tokovi imaju karakteristike i detritnih i turbiditnih tokova. U inicijalnom trenutku predstavljaju debrite koji se transformiraju u turbidite velike gustoće (HDTC). U ovakvom tipu toka detritus dimenzija šljunka se koncentrira na čelu toka gdje se stvara intenzivna turbulencija dok u tijelu toka dominira visoka koncentracija smjese čestica dimenzija pijeska i gline (Pickering & Corregidor, 2005). Nakon taloženja detritusa ruditnih dimenzija, u gornjem dijelu toka zaostaju čestice krupnozrnatih i srednjezrnatih arenitnih fragmenata (biodetritusa) u turbulentnoj smjesi vode i čestica. MTD predstavljaju tokove pokrenute na padini ili rubu šelfa procesima kao što su klizanje, slampiranje ili detritni tokovi, obično u periodima kad je donos s kopna bio neznatan odnosno zadržan moguće u deltnom okolišu (Pickering & Corregidor, 2005).

Taloženje jedinice biokalkarenita može se interpretirati ili kao taloženje iz potpuno turbulentnog toka velike gustoće kakav može nastati transformacijom nakon taloženja biokalkrudita, dakle iz početno većeg i snažnijeg toka, ili iz povremenih manjih tokova u kojima dominira detritus arenitnih dimenzija. Na taloženje iz potpuno turbulentnog (erozivnog) toka kojim nastaje jedinica biokalkarenita ukazuje prisustvo izduženih, krupnih muljnih klasta u bazi ovih slojeva (Kašjuni B). Po tim karakteristikama kao i po normalnoj graduiranosti detritusa biokalkareniti se mogu smatrati facijesom F8 prema Mutti (1992) (Slika 3.2).

Pretpostavlja se da ukoliko je volumen ishodišnog toka bio velik može nastati interval biokalkrudita (F3/F4/F5), a uz transformaciju takvog toka u turbidite velike gustoće i taloženje biokalkarenita (F8), što se vidi u gornjem dijelu slijeda Kašjuni C (Slika 3.2). U slučaju debelog sloja biokalkarenita na slijedu Kašjuni B, koji se nalazi „uklopljen“ unutar izmjene lapora i pješčenjaka pretpostavlja se primarno mali volumen inicijalnog toka i primarni sastav dominantno arenitnih čestica.

Kako se jedinice biokalkrudita i biokalkarenita u vertikalnom slijedu izmjenjuju s jedinicom izmjena lapora i pješčenjaka koja je interpretirana kao talog distalnog dijela dubokomorskog prostora, može se smatrati da su i jedinice biokalkrudita i biokalkarenita taložene u distalnom dijelu bazena. Da bi krupniji detritus dospio u distalni dio bazena moraju biti zadovoljeni određeni uvjeti. Pokretanje materijala započinje iz plićeg dijela prostora uslijed tektonskih događaja. Nastali gravitacijski tokovi imaju veliki volumen. Tijekom dovoljno dugog puta mogu se transformirati tako da se na kraju talože naslage distalnih turbidita (F9a).

Pretpostavlja se da su talozi opisani u slijedovima Kašjuni A, B, C i Obojena svjetlost primjer dubokovodne sedimentacije distalnoga dijela flišnog bazena uz povremeni donos krupnijeg sedimenta koji iniciraju kratkotrajni tektonski događaji. Takvi su tokovi tada volumno veći te imaju veliki raspon veličine detritusa. Da bi se dogodila potpuna transformacija inicijalnog toka mora se pretpostaviti dugački put potreban za transformaciju. Dugački put uz transformacije toka moguće je pretpostaviti u slučaju skretanja toka u duga uska „korita“ bazena, čija je os paralelna pružanju navlačne fronte Dinarida. Taloženje u takvim koritima uz refleksiju tokova i njihovo „ujezerivanje“ interpretira i Marjanac (1988, 1989, 1990, 1991, 1993, 2000). Uz pretpostavku povremenih, ali snažnih tektonskih događaja (koji dovode do ustrmljivanja) može se povezati i postanak slampova prisutnih u dva intervala na slijedu Obojena svjetlost (slično kako opisuju Ramacha & Fernández, 2003 u španjolskim Pirinejima).

5.3. BIOSTRATIGRAFIJA

Biostartigrafske značajke istraživanih flišnih naslaga u ovom radu određene su interpretacijom zajednica planktonskih foraminifera u laporima. Za određivanje vrsta planktonskih foraminifera korišteni su radovi Pearson et al. (2006) i Wade et al. (2018). Biostratigrafska odredba starosti stijena temeljena je na biozonacijskoj shemi prema Wade et al. (2011). Uzorci su pripremljeni i analizirani na Geološkom odsjeku Prirodoslovno-matematičkog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu. Nepublicirani rezultati su dobiveni ljubaznošću Igora Pejnovića, mag.geol.

Uzorci su prikupljeni na eksploatacijskom polju (EP) „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ prilikom zajedničkog rada na HRZZ projektu BREMEECO (voditeljica projekta: dr.sc. Vlasta Čosović). Odabrani su reprezentativni uzorci različitih vrsta lapora (pjeskovito-siltozni lapori, kalcitom bogati lapori i glinom bogati lapori) s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“. Na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ na lokacijama Stara kava (glinom bogati lapori iz jedinice lapor s numulitima – KAV 3/22, kalcitom bogati lapor KAV 10/22) i Matanuše (glinom bogati lapori MAT 5/22 i MAT 6/22 iz gornjeg dijela debritne breče i početka lapora i s numulitima) (Slika 5.1) uzorkovani su lapori facijesa F-II, dok su na lokaciji Jure – SZ uzorkovani lapori facijesa F-III (pjeskovito-siltozni lapori – Sj 2a/22, Sj 3b/22).

Starost istraživanih lapora odgovara priabonu, planktonskim zonama E15- E16 (35,8 – 33,7 milijuna godina, Wade et al., 2011).

5.4. REZULTATI KEMIJSKIH ANALIZA NA EP „SV. JURAJ – SV. KAJO“

Na temelju makro- i mikropetrografskih analiza u okviru detaljnih sedimentoloških istraživanja, opisanih u prethodnim poglavljima, u facijesima F-I, F-II i F-III na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ definirano je 9 tipova stijena: (1) foraminiferski vapnenac (kao olistolit), (2) biokalkrudit (numulitne breče), (3) biokalkarenit, (4) biokalksilit, (5) kalcitom bogati lapor, (6) glinom bogati lapor, (7) pjeskovito-siltozni lapor, (8) srednjezrnati karbonatni pješčenjak i (9) krupnozrnati karbonatni pješčenjak (Tablica 5.2).

Tablica 5.2. Podjela stijena na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.

Facies			RBr.	Litološka jedinica	RBr.	Stijene
I	II	III				
			1	Debritne breče (debrit)	(1)	Foraminiferski vapnenac
			2	Lapor s numulitima	(6)	Glinom bogati lapor
			3	Biokalkrudit (Numulitne breče)	(2)	Biokalkrudit
			4	Biokalkarenit	(3)	Biokalkarenit
			5	Biokalksilit	(4)	Biokalksilit
			6	Kalcitom bogati lapor (tzv. „tupina“)	(5)	Kalcitom bogati lapor (tzv. „tupina“)
			7	Izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata	(7)	Pjeskovito-siltozni lapor
			8	Izmjena lapora i pješčenjaka	(8)	Srednjezrnati karbonatni pješčenjak
					(9)	Krupnozrnati karbonatni pješčenjak

Na temelju takve litološke podjele uspostavljen je plan uzorkovanja za provedbu kemijskih analiza. Pri tome je osigurana reprezentativna zastupljenost uzoraka svih litoloških tipova, kao i njihova prostorna raspodjela unutar EP. Za uzorkovanje je odabrano 9 frekventnih lokacija na EP, s kojih je prikupljeno ukupno 130 uzoraka (Slika 5.1 i PRILOG 1).

Rezultati kemijskih analiza obuhvaćaju vrijednosti glavnih oksida (CaO , SiO_2 , Al_2O_3 i Fe_2O_3), sporednih oksida (MgO , SO_3 , Na_2O i K_2O) te procijenjeni gubitak žarenjem (LOI), izračunat primjenom industrijske empirijske jednadžbe na temelju udjela CaO . Rezultati su izraženi u masenim postotcima (mas. %). Rezultati kemijskih analiza pojedinačnih uzoraka prikazani su u PRILOGU 11. Njihova je interpretacija provedena na temelju prosječnih vrijednosti kemijskih analiza unutar pojedinih litoloških tipova stijena, kako bi se omogućila preglednija interpretacija podataka, s obzirom da nije bilo većih odstupanja unutar pojedinih skupina podataka.

Slijedom toga, rezultati prosječnih vrijednosti kemijskog sastava stijena na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ (PRILOG 11) prikazane su u Tablici 5.3. te su u nastavku objašnjeni.

Tablica 5.3. Prosječni kemijski sastav analiziranih stijena s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.

RBr	Stijena	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	SO ₃ (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	LOI (%)
1	Foraminiferski vapnenac	0,58	0,21	0,13	54,05	0,62	0,05	0,02	0	42,71
2	Biokalkruditi (numulitna breča)	4,38	0,95	0,46	51,61	0,9	0,12	0,07	0,21	41,1
3	Biokalkareniti	4,31	1	0,43	50,84	0,9	0,11	0,07	0,19	40,59
4	Biokalksiliti	8,76	1,88	0,82	48,34	1,15	0,15	0,13	0,43	38,94
5	Kalcitom bogati lapor	15,08	3,33	1,7	43,21	1,39	0,07	0,18	0,79	35,55
6	Glinom bogati lapor	21,19	4,71	2,49	37,81	1,91	0,07	0,28	1,1	31,98
7	Pjeskovito-siltozni lapor	23,32	4,16	1,87	37,46	1,15	0,19	0,21	0,86	31,75
8	Srednjezrnati karbonatni pješčenjak	20,83	2,71	1,22	38,78	1,02	0,49	0,2	0,59	32,63
9	Krupnozrnati karbonatni pješčenjak	17,49	1,51	0,86	41,45	0,75	0,24	0,17	0,37	34,38

Prosječni sadržaj SiO₂ u analiziranim stijenama varira od 0,58 do 23,32 mas. %, pri čemu najvišu vrijednost imaju pjeskovito-siltozni lapori, dok najnižu vrijednost imaju foraminiferski vapnenci (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Viši sadržaj SiO₂ također imaju glinom bogati lapori (21,19 mas. %) te srednjezrnati (20,83 mas %) i krupnozrnati (17,49 mas. %) karbonatni pješčenjaci. Prosječni sadržaj SiO₂ u kalcitom bogatim laporima (tzv. „tupini“) je 15,08 mas. %. Prosječni sadržaj SiO₂ manji od 10 mas. % imaju biokalksiliti (8,76 mas. %), biokalkruditi (4,38 mas. %) te biokalkareniti (4,31 mas. %).

Prosječni sadržaj Al₂O₃ u analiziranim stijenama varira od 0,21 do 4,71 mas. %, pri čemu najvišu vrijednost imaju glinom bogati lapori, a najnižu vrijednost imaju foraminiferski vapnenci (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Viši sadržaj Al₂O₃ također imaju pjeskovito-siltozni lapori (4,16 mas. %). Prosječni sadržaj Al₂O₃ u kalcitom bogatim laporima (tzv. „tupini“) je 3,33 mas. %, dok u srednjezrnatim karbonatnim pješčenjacima iznosi 2,71 mas. %. Prosječni sadržaj Al₂O₃ manji od 2 mas. % imaju biokalksiliti (1,88 mas. %), krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (1,51 mas. %), biokalkareniti (1,00 mas. %) i biokalkruditi (0,95 mas. %).

Prosječni sadržaj Fe₂O₃ u analiziranim stijenama varira od 0,13 do 2,49 mas. %, pri čemu najviši prosječni sadržaj Fe₂O₃ od svih stijena imaju glinom bogati lapori (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Prosječne vrijednosti Fe₂O₃ manje od 2 mas. % imaju pjeskovito-siltozni lapori (1,87 mas. %), kalcitom bogati lapori (1,70 mas.%) i srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (1,22 mas. %). Prosječne vrijednosti Fe₂O₃ manje od 1 mas. % imaju biokalksiliti (0,82 mas. %), krupnozrnati

karbonatni pješčenjaci (0,86 mas.%), biokalkruditi (0,46 mas. %), biokalkareniti (0,43 mas. %), te foraminiferski vapnenci (0,13 mas. %).

Prosječni sadržaj CaO u analiziranim stijenama varira od 37,46 do 54,05 mas. %, pri čemu najvišu vrijednost imaju foraminiferski vapnenci, a najnižu pjeskovito-siltozni lapori (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Visoki sadržaj CaO imaju biokalkruditi (51,61 mas. %) i biokalkareniti (50,84 mas %), dok je prosječni sadržaj CaO u biokalksilitima nešto niži i iznosi 48,34 mas. %. Prosječni sadržaj CaO u kalcitom bogatim laporima (tzv. „tupini“) je 43,21 mas. %. Prosječni sadržaj CaO u krupnozrnati karbonatni pješčenjacima je 41,45 mas. %, a prosječni sadržaj CaO manji od 40 mas. % imaju srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (38,78 mas. %), glinom bogati lapori (37,81 mas. %) i pjeskovito-siltozni lapori (37,46 mas. %).

Prosječni sadržaj MgO u analiziranim stijenama varira od 0,62 do 1,91 mas. %, pri čemu najvišu vrijednost imaju glinom bogati lapori, dok najnižu vrijednost imaju foraminiferski vapnenci (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Prosječni sadržaj MgO veći od 1 mas. % imaju kalcitom bogati lapori (1,39 mas. %), pjeskovito-siltozni lapori i biokalksiliti (1,15 mas. %) te srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (1,02 mas. %). Prosječni sadržaj MgO manji od 1 mas. % imaju biokalkruditi i biokalkareniti (0,90 mas. %), krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (0,75 mas. %) te foraminiferski vapnenci (0,62 mas. %).

Prosječni sadržaj SO₃ u analiziranim stijenama varira od 0,05 do 0,49 mas. % (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Najvišu prosječnu vrijednost SO₃ imaju srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (0,49 mas. %), zatim krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (0,24 mas. %) te pjeskovito-siltozni lapori (0,19 mas. %). Niže prosječne vrijednosti SO₃ imaju biokalksiliti (0,15 mas. %), biokalkruditi (0,12 mas. %), biokalkareniti (0,11 mas. %), kalcitom bogati lapori i glinom bogati lapori (0,07 mas. %) te foraminiferski vapnenci (0,05 mas. %).

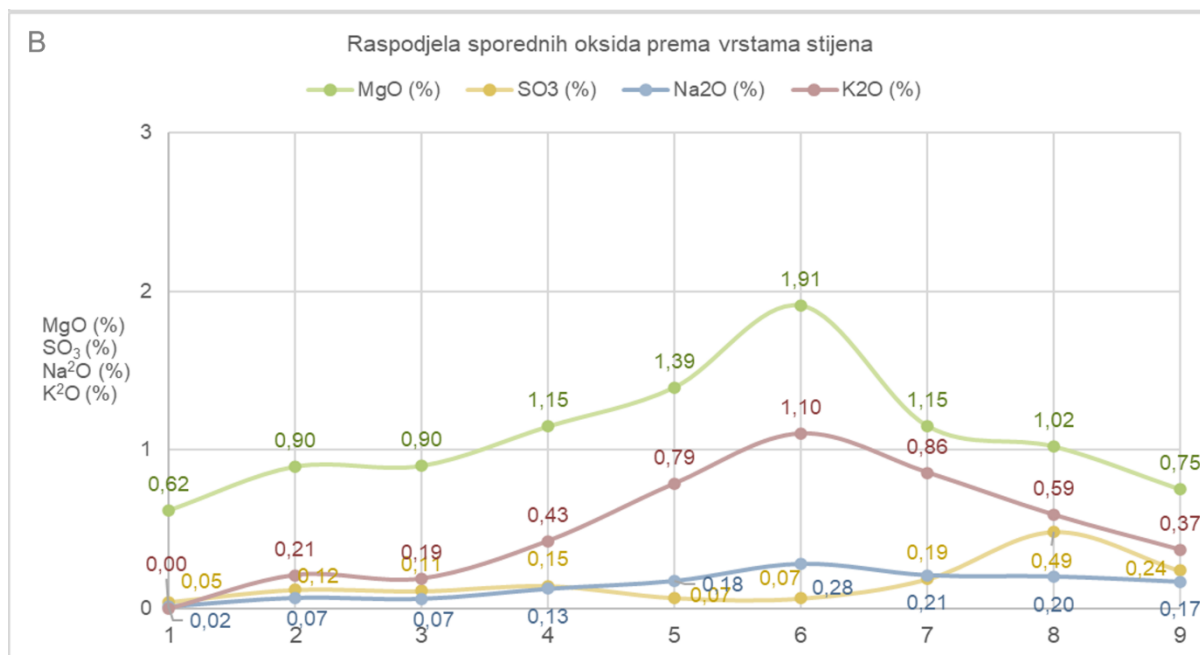
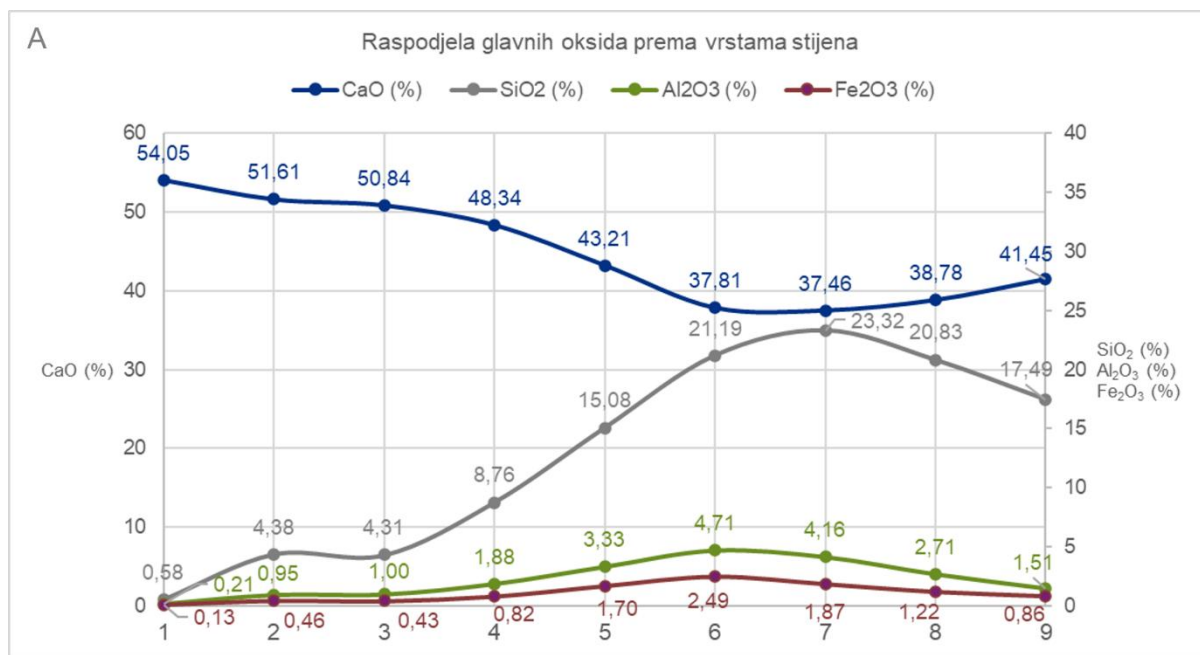
Najviši **prosječni sadržaj Na₂O** imaju glinom bogati lapori (0,28 mas. %), zatim pjeskovito-siltozni lapori (0,21 mas. %), srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (0,20 mas. %), kalcitom bogati lapori (0,18 mas. %), krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (0,17 mas. %) i biokalksiliti (0,13 mas. %) (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Prosječne vrijednosti Na₂O manje od 0,10 mas. % imaju biokalkareniti i biokalkruditi (0,07 mas.%) te foraminiferski vapnenci (0,02 mas. %).

Najviši **prosječni sadržaj K₂O** imaju glinom bogati lapori (1,10 mas. %) zatim pjeskovito-siltozni lapori (0,86 mas. %), kalcitom bogati lapori (0,79 mas. %) i srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (0,59 mas. %) (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Vrijednosti manje od 0,50 mas. % imaju

biokalksiliti (0,43 mas. %), krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (0,37 mas. %), biokalkruditi (0,21 mas.%) biokalkareniti (0,19 mas. %) i foraminiferski vapnenci (0,00 mas. %).

Prosječni sadržaj gubitka žarenjem (LOI) u analiziranim stijenama varira od 31,75 do 42,71 mas. % (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Najviši prosječni sadržaj LOI imaju foraminiferski vapnenci, zatim biokalkruditi (41,10 mas.%), biokalkareniti (40,59 mas.%) te biokalksiliti (38,94 mas.%). U kalcitom bogatim laporima prosječni sadržaj LOI iznosi 35,55 mas. %. Prosječne vrijednosti LOI manje od 35 mas. % imaju krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (34,38 mas. %), srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (32,63 mas. %), glinom bogati lapori (31,98 mas. %) te pjeskovito-siltozni lapori (31,75 mas. %).

Slijedom navedenog, uočava se jasan trend kontinuiranih promjena prosječnih vrijednosti glavnih oksida duž niza litotipova (Slika 5.27A). Najviši udio CaO ima foraminiferski vapnenac (1), uz vrlo niske udjele SiO_2 , Al_2O_3 i Fe_2O_3 . Visoki udjeli CaO zadržavaju se u biokalkruditu (numulitna breča) (2), biokalkarenitu (3) i biokalksilitu (4), uz istodoban porast udjela SiO_2 , Al_2O_3 i Fe_2O_3 . Prijelazom preko kalcitom bogatog lapora (5) prema glinom bogatom laporu (6) bilježi se smanjenje udjela CaO i porast nekarbonatne komponente. U prijelazu iz glinom bogatog lapora (6) u pjeskovito-siltozni lapor (7) udjeli CaO ostaju približno stabilni, dok SiO_2 pokazuje blagi porast, a Al_2O_3 i Fe_2O_3 opadaju. Daljnjim prijelazom od pjeskovito-siltoznog lapora (7) prema srednjezrnatom karbonatnom pješčenjaku (8) i krupnozrnatom karbonatnom pješčenjaku (9) ponovno raste udio CaO, uz istodobni pad SiO_2 te izraženije smanjenje Al_2O_3 i Fe_2O_3 . Sporedni oksidi (MgO , Na_2O i K_2O) također pokazuju kontinuirane promjene među litotipovima (Slika 5.27B), s porastom od foraminiferskog vapnenca (1) do glinom bogatog lapora (6), nakon čega slijedi smanjenje prema karbonatnim pješčenjacima (8-9). Vrijednosti SO_3 ostaju niske u svim tipovima stijena, uz lokalno povišene vrijednosti u srednjezrnatim (8) te blago povećanje u krupnozrnatim karbonatnim pješčenjacima (9).



Slika 5.27. Raspodjela prosječnih vrijednosti glavnih oksida (CaO, SiO₂, Al₂O₃ i Fe₂O₃) i sporednih oksida (MgO, SO₃, Na₂O i K₂O) prema vrstama stijena; (1) foraminiferski vapnenac, (2) biokalkrudit (numulitne breče), (3) biokalkarenit, (4) biokalksilit, (5) kalcitom bogati lapor, (6) glinom bogati lapor, (7) pjeskovito-siltozni lapor, (8) srednjezrnati karbonanti pješčenjak i (9) krupnozrnati karbonatni pješčenjak; A) vrijednosti glavnih oksida; B) vrijednosti sporednih oksida.

5.4.1. Cementni moduli na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“

Dobiveni rezultati kemijskih analiza (Tablica 5.3 i PRILOG 11) korišteni su u empirijskim jednadžbama (4.2, 4.3 i 4.4) za izračun cementnih modula: stupanj zasićenja (SZ),

silikatni modul (SM) i aluminatni modul (AM). Sukladno dobivenim vrijednostima cementnih modula, stijenama su dodijeljena tehnološka obilježja prema klasifikaciji sirovina s obzirom na vrijednost stupnja zasićenja (SZ), pri čemu su kategorizirane kao visoka, normalna ili niska sirovina. Rezultati dobivenih vrijednosti cementnih modula te pripadajuća tehnološka kategorizacija sirovina za pojedinačne uzorke prikazani su u PRILOGU 11, a prosječne vrijednosti pojedinih tipova stijena prikazane su u Tablici 5.4. Analizirane stijene EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ podijeljene su prema tehnološkim obilježjima na (Tablica 5.4 i PRILOG 11):

- visoku sirovinu – (1) foraminiferski vapnenac, (2) biokalkrudit, (3) biokalkarenit i (4) biokalksilit;
- normalnu sirovinu – (5) kalcitom bogati lapor;
- nisku sirovinu – (6) glinom bogati lapor, (7) pjeskovito-siltozni lapor, (8) srednjezrnati karbonatni pješčenjak i (9) krupnozrnati karbonatni pješčenjak.

Tablica 5.4. Prosječne vrijednosti cementnih modula stijena s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ s dodijeljenim tehnološkim obilježjima stijena.

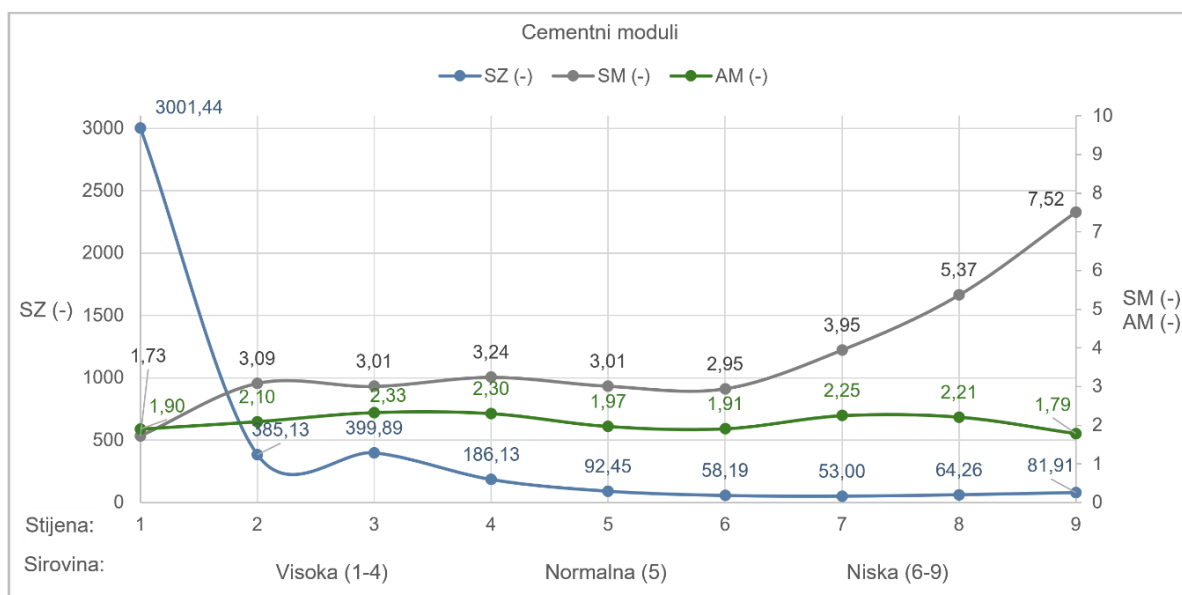
RBr	Stijena	SZ (-)	SM (-)	AM (-)	Tehnološka obilježja stijena
1	Foraminiferski vapnenac	3001,44	1,73	1,90	Visoka sirovina
2	Biokalkrudit (numulitna breča)	385,13	3,09	2,10	
3	Biokalkarenit	399,89	3,01	2,33	
4	Biokalksilit	186,13	3,24	2,30	
5	Kalcitom bogati lapor	92,45	3,01	1,97	Normalna sirovina
6	Glinom bogati lapor	58,19	2,95	1,91	Niska sirovina
7	Pjeskovito-siltozni lapor	53,00	3,95	2,25	
8	Srednjezrnati karbonatni pješčenjak	64,26	5,37	2,21	
9	Krupnozrnati karbonatni pješčenjak	81,91	7,52	1,79	

Prosječne vrijednosti stupnja zasićenja (SZ) u analiziranim stijenama variraju od 53,00 do 3001,44 (-), pri čemu najvišu prosječnu vrijednost SZ imaju foraminiferski vapnenci (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Visoke prosječne vrijednosti SZ također imaju biokalkareniti (399,89 (-)), biokalkruditi (385,13 (-)), dok nešto nižu vrijednosti imaju biokalksiliti 186,13 (-). Prosječna vrijednost SZ u kalcitom bogatim lapora odnosno „tupine“ iznosi 92,45 (-). Prosječne vrijednosti SZ manje od 80 (-) imaju krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (~80 (-)), srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (64,26 (-)), glinom bogati lapori (58,19 (-)) i pjeskovito-siltozni lapori (53,00 (-)).

Prosječne vrijednosti silikatnog modula (SM) u analiziranim stijenama variraju od 1,73 do 7,52 (-) (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Najvišu prosječnu vrijednost SM imaju krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (7,52 (-)), zatim srednjezrnati karbonatni pješčenjaci SM (5,37 (-)), te pjeskovito-siltozni lapori 3,95 (-). Prosječna vrijednost SM u biokalksilitima iznosi 3,24 (-), u kalcitom bogatim laporima 3,01 (-), u biokalkruditu (3,09 (-)) te u biokalkarenitu (3,01 (-)). Najnižu vrijednost SM imaju foraminiferski vapnenci (1,73 (-)).

Prosječne vrijednosti aluminatnog modula (AM) u analiziranim stijenama variraju od 1,79 do 2,33 (-) (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Prosječne vrijednosti AM veće od 2 (-) imaju biokalkareniti (2,33 (-)), biokalksiliti (2,30 (-)), pjeskovito-siltozni lapori (2,25 (-)), srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (2,21 (-)) i biokalkruditi (2,10 (-)). Prosječne vrijednosti AM manje od 2 (-) imaju kalcitom bogati lapori (1,97 (-)), glinom bogati lapori (1,91 (-)), foraminiferski vapnenci (1,90 (-)) i krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (1,79 (-)).

Trendovi cementnih modula pokazuju sustavne promjene među stijenama, odnosno sirovinama (Slika 5.28). Stupanj zasićenja (SZ) bilježi vrlo visoke vrijednosti u foraminiferskom vapnencu (1), nakon čega slijedi izražen pad vrijednosti prema biokalkruditu (2), te potom blaži pad vrijednosti prema biokalkarenitu (3) i biokalksilitu (4). Trend opadanja vrijednosti stupnja zasićenja (SZ) nastavlja se prema normalnoj sirovini, (kalcitom bogati lapor (5)) te niskim sirovinama (glinom bogati lapor (6) i pjeskovito-siltozni lapor (7)) u kojima SZ doseže najniže vrijednosti (53 -) nakon čega se bilježi porast SZ prema srednjezrnatom karbonatnom pješčenjaku (8) te nešto izraženiji porast SZ prema krupnozrnatom karbonatnom pješčenjaku (9). Iako SZ za krupnozrnati karbonatni pješčenjak iznosi 81,91 (-) ovaj litotip je u industrijskoj klasifikaciji zadržan u skupini niskih sirovina zbog ukupnih tehnoloških obilježja i varijabilnosti pojedinačnih uzoraka. Paralelno s time, silikatni modul (SM) raste od vrlo niske vrijednosti u foraminiferskom vapnencu do vrijednosti oko 3 (-) u biokalkruditu (2) nakon čega se stabilizira u preostalim visokim sirovinama, biokalkarenitu (3) i biokalksilitu (4) i normalnom sirovini (kalcitom bogatom laporu, 5). Najniže vrijednosti SM ima niska sirovina glinom bogati lapor (6) nakon čega čega SM u preostalim niskim sirovinama kontinuirano raste (7-9). Vrijednosti aluminatnog modula (AM) ostaju relativno stabilne duž cijelog niza stijena, u rasponu od približno 1,8 do 2,3 (-). Takvo ponašanje AM posljedica je ujednačenog i međusobno uravnoteženog porasta i pada udjela Al_2O_3 i Fe_2O_3 , čiji se omjeri mogu kontinuirano pratiti kroz sve vrste sirovina.



Slika 5.28. Rapodjela prosječnih vrijednosti cementnih modula prema vrstama stijena i sirovina na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“: Visoka sirovina: (1) foraminiferski vapnenac, (2) biokalkruditi (numulitne breče), (3) biokalkarenit, (4) biokalksilit; Normalna sirovina: (5) kalcitom bogati lapor, Niska sirovina: (6) glinom bogati lapor, (7) pjeskovito-siltozni lapor, (8) srednjeznati karbonatni pješčenjak i (9) krupnoznati karbonatni pješčenjak.

5.5. REZULTATI MINERALOŠKIH ANALIZA NA EP „SV. JURAJ – SV. KAJO“

U dominantno karbonatnim flišnim stijenama udio netopivog ostatka generalno je nizak, što ograničava provođenje detaljne kvalitativne mineraloške analize. Stoga su za kvalitativnu mineralošku analizu odabrani uzorci normalne sirovine (kalcitom bogati lapor) te niskih sirovina (glinom bogati lapor, pjeskovito-siltozni lapor, srednjeznati karbonatni pješčenjak i krupnoznati karbonatni pješčenjak) (Tablica 5.4). Dobiveni rezultati primijenjeni su na širi skup uzoraka za kvantitativno određivanje mineraloškog sastava metodom Ritveldovog utočnjavanja, a rezultati su prikazani u Tablici 5.5.

5.5.1. Rezultati kvalitativne mineraloške analize

U sklopu kvalitativne identifikacije mineralnih faza (na osnovi kutova karakterističnih pikova u difraktogramu) provedena je i semikvantitativna procjena njihovog relativnog udjela u analiziranim stijenama. Procjena se temeljila na intenzitetima karakterističnih difrakcijskih linija pojedinih minerala, a njihova relativna zastupljenost u uzorku kvantificirana je oznakama minus (-), plus (+) i upitnik (?) prema sljedećim kriterijima (Tablica 5.5A):

- (–): mineral nije detektiran u uzorku;
- (+): mineral je prisutan, a njegova zastupljenost može varirati od vrlo male (<5%), male (<10%), preko znatne (10-20%) do dominantne (>20%) u odnosu na ostale minerale;
- (?): postoje slabe indikacije prisutnosti minerala u vrlo maloj količini (<5%), no prisutnost se ne može pouzdano potvrditi u ovoj fazi istraživanja.

U slučajevima pouzdanije semikvantitativne procjene, uz oznake je naveden i okvirni maseni udio (%). Za minerale s jasno definiranim i dobro izraženim difrakcijskim maksimumima, poput kalcita i kvarca, relativni intenziteti karakterističnih maksimuma korišteni su za procjenu njihove zastupljenosti u uzorku.

Od uzoraka srednjezrnatih i krupnozrnatih karbonatnih pješčenjaka interpretirani su difraktogrami originalnih uzoraka (bulk snimke), netopivih ostataka i dodatno tretiranih netopivih ostataka (otapanje HCl u omjeru 1:1, žarenje na 650 °C, obrada etilen-glikolom i glicerinom) (Tablica 5.5B). Od uzoraka kalcitom bogatih lapora, glinom bogatih lapora i pjeskovito-siltoznih lapora interpretirani su difraktogrami originalnih uzoraka, netopivih ostataka te dodatno tretirane glinovite frakcije (Tablica 5.5C). Na ukupno 11 uzoraka, prikupljenih s 5 lokacija unutar EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“, određen je udio netopivog ostatka te semikvantitativni mineraloški sastav, a rezultati su objašnjeni u nastavku (Tablica 5.5B).

Udio netopivog ostatka u analiziranim uzorcima varira od 19 do 44 %. Najvišu vrijednost ima uzorak glinom bogatog lapora (oko 44 %), a najniže vrijednosti imaju uzorci kalcitom bogatog lapora (u prosjeku 20%). Prosječna vrijednost netopivog ostatka u pjeskovito-siltoznim laporima je oko 34%, dok niže vrijednosti imaju srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (oko 28 %) i krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (oko 21 %).

Tablica 5.5. Rezultati kvalitativne i semikvantitativne mineraloške analiza na uzorcima lapora i karbonatnih pješčenjaka s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“;
A) Oznake za semikvantitativnu analizu; B) Rezultati kvalitativne i semikvantitativne mineraloške analize originalnih uzoraka i netopivih ostataka;
C) Rezultati kvalitativne i semikvantitativne mineraloške analize glinovite frakcije.

Tablica 5.5A. Oznake za semikvantitativnu analizu

Oznaka	Opis	Udio
-	Nema	0
?	Nije sigurno	<5%
+	Vrlo malo	<5%
++	Malo	<10%
+++	Znatno	10-20%
++++	Dominantno	>20%

* Fe-dolomit ili ankerit

** Muskovit ili ilitični materijal

*** Ilit ili snjesa ilita i interstratificiranog ilit-smektit s dominantnim udjelom ilita (ili visokoilitični ilit-smektit)

**** NIM - nepravilno interstratificirani minerali

Tablica 5.5B. Rezultati kvalitativne i semikvantitativne mineraloške analize originalnih uzoraka i netopivih ostataka

RBr.	Oznaka uzorka	Lokacija uzorka	Udio karbonata (%)	Udio netp.ost. (%)	Kalcit (%)	Aragonit (-)	Dolomit (-)	Gips (-)	Kvarc _{org.} (%)	Kvarc _{n.o.} (%)	K-feldspat (-)	Plagioklas (-)	Pirit (-)	Hematit (-)	Goethit (-)	Klorit (-)	Kaolinit (-)	**Tinjčast i min. (-)	Smektit (-)	****NIM (-)	Amorfna tvar (-)	
(5) KALCITOM BOGATI LAPOR																						
1	A0562	Matijašev vrt 100/90	78,58	21,42	79	-	-	-	2,16	2,65	+ (0-1%)	+ (1-2%)	-	?	?	+	-	+	++	-	+	
2	A0572	Stara kava 100/90	80,95	19,05	81	-	-	-	2,00	2,53	+ (0-1%)	+ (1-2%)	+ (0-1%)	?	?	+	-	+	++	-	+	
(6) GLINOM BOGATI LAPOR																						
3	A0571	Matanuše 120/110	56,03	43,97	≤50	-	+/+	-	4,60	4,70	+	+	+ (3-4%)	-	-	-	+/+	-	++	++	+	+
(7) PJESKOVITO-SILTOZNI LAPOR																						
4	A0573	Jure - SZ 180/170-5	64,79	35,21	≥60	-	+	+	7,10	8,20	+	+ (3-4%)	+	-	-	+	+	+/+	++	+	+	
5	A0574	Jure - SZ 180/170-6	66,39	33,61	<65	-	-	+	7,70	8,80	+	+ (3-4%)	+	?	?	+	+	+/+	++	-	+	
(8) SREDNJEZRNATI KARBONATNI PJESČENJAK																						
6	A0444	Jure - SZ 180/170-5	72,79	27,21	≥65	+	+	-	9,00	12,00	+	+ (3-4%)	+	-	-	+	?	+	+	-	+	
7	A0446	Jure - SZ 180/170-5	69,28	30,72	>65	+	+	-	9,00	12,00	+	+ (3-4%)	+	-	-	+	+	+	+	-	+	
8	A0448	Jure - SZ 180/170-5	72,76	27,24	>70	+	+	*	9,00	10,00	+	+ (3-4%)	+	-	-	+	+	+	+	+	+	
(9) KRUPNOZRNATI KARBONATNI PJESČENJAK																						
9	A0435	Jure - J 90/80-1	81,01	18,99	≥75	+	+	+	9,00	10,00	+	+	+	-	-	+	(1-2%)	-	+	+	?	+
10	A0437	Jure - J 90/80-1	75,57	24,43	≤75	-	+	-	9,00	15,00	+	+	?	-	-	+	-	+	+	?	+	
11	A0439	Jure - J 90/80-1	80,20	19,80	>75	+	+	-	5,00	10,00	+	+	(1-2%)	?	-	+	-	+	+	+	+	+

Tablica 5.5C. Rezultati kvalitativne i semikvantitativne mineraloške analize glinovite frakcije

RBr.	Oznaka uzorka	Lokacija uzorka	Kvarc _{fr.} (%)	K-feldspat (-)	Plagioklas (-)	Pirit (-)	Hematit (-)	Goethit (-)	Klorit (-)	Kaolinit (-)	***Ilitični mat. (-)	Smektit (-)	****NIM (-)	Amorfna tvar (-)
(5) KALCITOM BOGATI LAPOR														
1	A0562	Matijašev vrt 100/90	5,65	-	+	-	-	-	10-15%	-	10-15%	>50%	-	+
2	A0572	Stara kava 100/90	5,00	-	+	-	-	-	10-15%	-	10-15%	>50%	-	+
(6) GLINOM BOGATI LAPOR														
3	A0571	Matanuše 120/110	6,00	?	+	-	-	-	+++	-	+++	++++	+	+
(7) PJESKOVITO-SILTOZNI LAPOR														
4	A0573	Jure - SZ 180/170-5	5,00	?	?	-	?	?	++	+	++	++++	+	+
5	A0574	Jure - SZ 180/170-6	5,00	?	+	-	?	?	+	+	+++	++++	-	+

Lapori

U originalnim uzorcima **kalcitom bogatih lapora** (A0562 i A0572) kalcit je određen kao dominantni karbonatni mineral, s udjelom od približno 80 %. Udio netopivog ostatka u analiziranim uzorcima iznosi približno 19–21 %, što potvrđuje da je riječ o karbonatno dominantnim laporima s manjim, ali jasno prisutnim nekarbonatnim udjelom (Tablica 5.5B).

U originalnim uzorcima semikvantitativno procijenjeni udio kvarca iznosi oko 2 %. Uz kvarc, na difraktogramima su zabilježeni plagioklasi, tinjčasti minerali i 14 Å minerali glina, dok je prisutnost K-feldspata vrlo slaba ili upitna. Gips, aragonit i dolomit nisu utvrđeni u analiziranim uzorcima kalcitom bogatih lapora (Tablica 5.5B).

U netopivim ostacima kalcitom bogatih lapora semikvantitativno procijenjeni udio kvarca iznosi približno 3 %, izraženo u odnosu na masu netopivog ostatka. Od ostalih nekarbonatnih mineralnih faza prisutni su K-feldspat u tragovima te plagioklas u vrlo malom udjelu, okvirno 1–2 %. Među filosilikatnim fazama zabilježeni su smektit, tinjčasti minerali i klorit, pri čemu je smektit izraženiji, dok su tinjčasti minerali i klorit slabije zastupljeni. Kaolinit nije utvrđen. Pirit je zabilježen samo u jednom od dva analizirana uzorka, i to u vrlo malom udjelu, dok je prisutnost hematita i goethita upitna i ne može se sa sigurnošću potvrditi. Amorfna tvar prisutna je u vrlo malom udjelu (Tablica 5.5B).

U glinovitoj frakciji kalcitom bogatih lapora dominantna mineralna faza je smektit, koji je u oba analizirana uzorka semikvantitativno procijenjen u udjelu većem od 50 %. Uz smektit su prisutni klorit i ilitični materijal, svaki u približnom udjelu od 10 do 15 %. Semikvantitativno procijenjeni udio kvarca u glinovitoj frakciji iznosi približno 5 %, dok su plagioklasi i amorfna tvar prisutni samo u vrlo malom udjelu. K-feldspat, kaolinit, nepravilno interstratificirani minerali glina, pirit, hematit i goethit nisu zabilježeni u glinovitoj frakciji kalcitom bogatih lapora (Tablica 5.5C).

U originalnom uzorku **glinom bogatog lapora** (A0571) kalcit je određen kao dominantni karbonatni mineral, s udjelom od približno ≤ 50 %, dok udio dolomita iznosi približno 5–10 %. Udio netopivog ostatka u uzorku glinom bogatog lapora iznosi približno 44 %, što je ujedno najveći zabilježeni udio netopivog ostatka među svim analiziranim uzorcima (Tablica 5.5B).

U originalnim uzorcima semikvantitativno procijenjeni udio kvarca iznosi oko 5 %. Također, na difraktogramima su zabilježeni plagioklasi, tinjčasti minerali i 14 Å minerali glina, dok je

prisutnost K-feldspata vrlo slaba ili upitna. Gips i aragonit nisu utvrđeni u analiziranom uzorku glinom bogatog lapora (Tablica 5.5B).

U netopivom ostatku glinom bogatog lapora semikvantitativno procijenjeni udio kvarca iznosi približno 5 %, izraženo u odnosu na masu netopivog ostatka. Od ostalih nekarbonatnih mineralnih faza prisutni su K-feldspat u vrlo malom udjelu, okvirno 1-2 %, te plagioklas u udjelu, okvirno 3–4 %. Među filosilikatnim fazama zabilježeni su smektit, tinjčasti minerali i klorit, pri čemu su smektit i tinjčasti minerali zastupljeni u podjenakom udjelu, približno 10 %, dok je klorit slabije zastupljen. Nepravilno interstratificirani minerali glina prisutni su u vrlo malom udjelu. Kaolinit nije utvrđen. Pirit, hematit i goethit također nisu utvrđeni. Amorfna tvar prisutna je u vrlo malom udjelu (Tablica 5.5B).

U glinovitoj frakciji glinom bogatog lapora dominantna mineralna faza je smektit, koji je semikvantitativno procijenjen u udjelu većem od 50 %. Uz smektit su prisutni klorit i ilitični materijal, svaki u znatnom udjelu, okvirno 10-20 %. Prisutnost klorita potvrđena je i u ostatku na cilindru. Semikvantitativno procijenjeni udio kvarca u glinovitoj frakciji iznosi približno 6 %, dok su plagioklasi, nepravilno interstratificirani minerali glina i amorfna tvar prisutni samo u vrlo malom udjelu. Prisutnost K-feldspat je upitna i ne može se sa sigurnošću potvrditi. Kaolinit, pirit, hematit i goethit nisu zabilježeni u glinovitoj frakciji glinom bogatog lapora (Tablica 5.5C).

U originalnim uzorcima **pjeskovito-siltoznih lapora** (A0573 i A0574) kalcit je određen kao dominantni karbonatni mineral, s udjelom od približno 60-65 %. Dolomit je zabilježen samo u jednom od dva analizirana uzorka, i to u vrlo malom udjelu. Udio netopivog ostatka u analiziranim uzorcima iznosi približno 34–35 % (Tablica 5.5B).

U originalnim uzorcima semikvantitativno procijenjeni udio kvarca iznosi 7-8 %. Uz kvarc, na difraktogramima su zabilježeni gips, K-feldspat, plagioklasi, tinjčasti minerali, 14 Å minerali glina i pirit. Prisutnost hematita i goethita je vrlo slaba ili upitna, dok aragonit nije utvrđen u analiziranim uzorcima pjeskovito-siltoznih lapora (Tablica 5.5B).

U netopivim ostatecima pjeskovito-siltoznih lapora semikvantitativno procijenjeni udio kvarca iznosi približno 8-9 %, izraženo u odnosu na masu netopivog ostatka. Od ostalih nekarbonatnih mineralnih faza prisutni su gips i K-feldspat u vrlo malom udjelu, te plagioklas u udjelu, okvirno 3–4 %. Među filosilikatnim fazama zabilježeni su smektit, tinjčasti minerali, klorit i kaolinit, pri čemu je smektit najizraženiji, zatim tinjčasti minerali dok su klorit i kaolinit slabije zastupljeni. Nepravilno interstratificirani minerali glina prisutni su u vrlo malom udjelu. Pirit

je zabilježen u vrlo malom udjelu, dok se prisutnost hematita i goethita ne može se sa sigurnošću potvrditi. Amorfna tvar prisutna je u vrlo malom udjelu (Tablica 5.5B).

U glinovitoj frakciji pjeskovito-silzotnih lapora dominantna mineralna faza je smektit, koji je u oba analizirana uzorka semikvantitativno procijenjen u udjelu većem od 50 %. Uz smektit su prisutni ilitični materijal, u približnom udjelu 10-20 %, klorit u približnom udjelu 5-10 %, te kaolinit u vrlo malom udjelu. Semikvantitativno procijenjeni udio kvarca u glinovitoj frakciji iznosi približno 5 %, dok su plagioklasi i nepravilno interstratificirani minerali glina zabilježeni samo u jednom od dva analizirana uzorka u vrlo malom udjelu. Prisutnost pirita nije zabilježena, dok se prisutnost K-feldspat, hematita i goethita ne može se sa sigurnošću potvrditi. Amorfna tvar prisutna je u vrlo malom udjelu (Tablica 5.5C).

Karbonatni pješčenjaci

U originalnim uzorcima **srednjezrnatnih karbonatnih pješčenjaka** (A0444, A0446 i A0448) kalcit je određen kao dominantni karbonatni mineral, s udjelom od približno većim od 65 %. Aragonit i dolomit zabilježeni su u vrlo malom udjelu, a u jednom analiziranom uzorku moguće je da se radi o Fe-dolomitu ili ankeritu. Udio netopivog ostatka u analiziranim uzorcima iznosi približno 27–31 % (Tablica 5.5B).

U originalnim uzorcima semikvantitativno procijenjeni udio kvarca iznosi 9 %. Uz kvarc, na difraktogramima su zabilježeni K-feldspat, plagioklasi, tinjčasti minerali, 14 Å minerali glina i pirit. Prisutnost gipsa, hematita i goethita nije utvrđena u analiziranim uzorcima srednjezrnatnih karbonatnih pješčenjaka (Tablica 5.5B).

U netopivim ostacima srednjezrnatnih karbonatnih pješčenjaka semikvantitativno procijenjeni udio kvarca iznosi približno 10-12 %, izraženo u odnosu na masu netopivog ostatka. Od ostalih nekarbonatnih mineralnih faza prisutni su K-feldspat u vrlo malom udjelu, te plagioklas u udjelu, okvirno 3–4 %. Među filosilikatnim fazama zabilježeni su smektit, tinjčasti minerali, klorit, kaolinit i nepravilno interstratificirani minerali glina. Smektit, tinjčasti minerali i klorit prisutni su u vrlo malom udjelu, kao i kaolinit u dva analizirana uzoraka, dok se u trećem uzorku prisutnost kaolinita ne može sa sigurnošću potvrditi. U jednom analiziranom uzorku zabilježena je prisutnost nepravilno interstratificiranih minerala glina. Pirit je zabilježen u vrlo malom udjelu, dok prisutnost hematita i goethita nije zabilježena. Amorfna tvar prisutna je u vrlo malom udjelu (Tablica 5.5B).

U originalnim uzorcima **krupnozrnatih karbonatnih pješčenjaka** (A0435, A0437 i A0439) kalcit je određen kao dominantni karbonatni mineral, s udjelom od približno većim ili manjim od 75 %. Dolomit je zabilježen u vrlo malom udjelu, a u dva analizirana uzorka zabilježena je prisutnost aragonita (Tablica 5.5B). Udio netopivog ostatka u analiziranim uzorcima iznosi približno 19–25 % (Tablica 5.5B).

U originalnim uzorcima semikvantitativno procijenjeni udio kvarca iznosi 5-9 %. Uz kvarc, na difraktogramima su zabilježeni gips, K-feldspat, plagioklasi, tinjčasti minerali, 14 Å minerali glina i pirit. Prisutnost hematita i goethita nije utvrđena u analiziranim uzorcima krupnozrnatih karbonatnih pješčenjaka (Tablica 5.5B).

U netopivim ostacima srednjezrnatih karbonatnih pješčenjaka semikvantitativno procijenjeni udio kvarca iznosi približno 10-15 %, izraženo u odnosu na masu netopivog ostatka. Od ostalih nekarbonatnih mineralnih faza prisutni su K-feldspat u vrlo malom udjelu, te plagioklas u udjelu okvirno 1–2 %. Među filosilikatnim fazama zabilježeni su smektit, tinjčasti minerali, klorit i nepravilno interstratificirani minerali glina. Kaolinit nije zabilježen. Smektit, tinjčasti minerali i klorit prisutni su u vrlo malom udjelu. U jednom analiziranom uzorku zabilježena je prisutnost nepravilno interstratificiranih minerala glina. Pirit je zabilježen u jednom uzorku vrlo malom udjelu, dok se prisutnost hematita i goethita nije zabilježena. Amorfna tvar prisutna je u vrlo malom udjelu (Tablica 5.5B).

5.5.2. Rezultati kvantitativne mineraloške analize

Na uzorcima za koje je prethodno određen kemijski sastav provedena je kvantitativna mineraloška analiza metodom Rietveldovog utočnjavanja. Odabrano je 65 uzoraka različitih tipova stijena na kojima je identificirano ukupno 13 minerala kako slijedi: (1) kalcit (%), (2) dolomit (%), (3), kvarc (%), (4) albit (%), (5) ortoklas (%), (6) mikroklin (%), (7) kaolinit (%), (8), muskovit (%), (9) smektit (%), (10) klorit (%), (11) gips (%), (12) pirit (%) i (13) anatas (%) (PRILOG 12). Budući da illit nije bio zasebno kvantificiran Rietveldovom metodom, njegova je vrijednost za potrebe modela izvedena iz ukupne vrijednosti tinjčastih minerala primjenom radne pretpostavke o podjednakom udjelu muskovita i illitičnog materijala. Zbog toga se rezultati za illit trebaju interpretirati kao modelna aproksimacija, a ne kao izravno izmjerena mineralna faza. Njihova je interpretacija provedena na temelju prosječnih vrijednosti kvantitativnog mineraloškog sastava unutar pojedinih litotipova stijena te je u nastavku objašnjena.

Prosječni sadržaj kalcita u analiziranim stijenama varira od 67,7 do 98,4 mas. %, pri čemu najvišu vrijednost imaju foraminiferski vapnenci (1), dok najnižu vrijednost imaju pjeskovito-siltozni lapori (PRILOG 12). Prosječni sadržaj kalcita veći od 90 mas. % imaju biokalkareniti (95,1 mas. %), biokalkruditi (92,7 mas. %) i biokalksiliti (90,6 mas. %). Prosječni sadržaj kalcita u kalcitom bogatim laporima (tzv. „tupini“) je 82,4 mas. %. Prosječni sadržaj kalcita manji od 80 mas. % imaju krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (79,1 mas. %), srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (71,2 mas. %) i glinom bogati lapori (70,2 mas. %).

Prosječni sadržaj dolomita u analiziranim stijenama ne premašuje 2 mas. %, a najvišu vrijednost imaju glinom bogati lapori (1,4 mas. %) (PRILOG 12). Prosječni sadržaj dolomita manji od 1 mas. % imaju krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (0,8 mas. %), srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (0,4 mas. %), kalcitom bogati lapori (0,3 mas. %), biokalksilit (0,2 mas. %) i pjeskovito-siltozni lapori (0,1 mas. %). Foraminiferski vapnenci, biokalkruditi i biokalkareniti u prosjeku ne sadrže dolomit ili je prisutan u tragovima.

Prosječni sadržaj kvarca u analiziranim stijenama varira od 0,3 do 15,8 mas. %, pri čemu najvišu vrijednost imaju srednjezrnati karbonatni pješčenjaci, a najnižu vrijednost imaju foraminiferski vapnenci (PRILOG 12). Prosječni sadržaj kvarca veći od 10 mas. % imaju krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (14,3 mas. %) i pjeskovito-siltozni lapori (13,8 mas. %). Prosječni sadržaj kvarca manji od 10 mas. % imaju glinom bogati lapori (6,0 mas. %), kalcitom bogati lapori (tzv. „tupina“) (4,4 mas. %), biokalksiliti (3,0 mas. %), biokalkruditi (1,8 mas. %) i biokalkareniti (1,6 mas. %).

Prosječni sadržaj albita u analiziranim stijenama ne premašuje 2 mas. %. Prosječni sadržaj albita veći od 1 mas. % imaju pjeskovito-siltozni lapori (1,6 mas. %), glinom bogati lapori (1,5 mas. %) i srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (1,4 mas. %) (PRILOG 12). Prosječni sadržaj albita manji od 1 mas. % imaju krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (0,7 mas. %), kalcitom bogati lapori (0,6 mas. %), biokalksiliti (0,3 mas. %), biokalkruditi (0,2 mas. %), dok biokalkareniti i foraminiferski vapnenci imaju po 0,1 mas. %.

Prosječni sadržaj ortoklasa u analiziranim stijenama maksimalno iznosi 2 mas. % i to u pjeskovito-siltoznim laporima (PRILOG 12). Prosječni sadržaj ortoklasa veći od 1 mas. % imaju srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (1,9 mas. %), glinom bogati lapori (1,8 mas. %), a krupnozrnati karbonatni pješčenjaci i kalcitom bogati lapori imaju po 1,4 mas. %. Prosječni sadržaj ortoklasa manji od 1 mas. % imaju biokalksiliti (0,9 mas. %), biokalkruditi (0,7 mas. %), biokalkareniti (0,5 mas. %) te foraminiferski vapnenci (0,1 mas. %).

Prosječni sadržaj mikrokлина u analiziranim stijenama ne premašuje 2 mas. % (PRILOG 12). Prosječni sadržaj mikrokлина oko 1 mas. % imaju pjeskovito-siltozni lapori (1,1 mas. %) i srednjeznati karbonatni pješčenjaci (1,0 mas. %). Prosječni sadržaj mikrokлина manji od 1 mas. % imaju glinom bogati lapori (0,8 mas. %), krupnoznati karbonatni pješčenjaci (0,7 mas. %) i kalcitom bogati lapori (0,3 mas. %). Foraminiferski vapnenci, biokalkruditi, biokalkareniti i biokalksiliti u prosjeku ne sadrže mikroklin ili je u tragovima.

Prosječni sadržaj kaolinita u analiziranim stijenama ne premašuje 3 mas. %, a najvišu vrijednost imaju glinom bogati lapori (2,9 mas. %) (PRILOG 12). Prosječni sadržaj kaolinita veći ili jednak 1 mas. % imaju pjeskovito-siltozni lapori (1,6 mas. %), kalcitom bogati lapori (1,5 mas. %), srednjeznati karbonatni pješčenjaci (1,2 mas. %) i biokalksiliti (1,0 mas. %). Prosječni sadržaj kaolinita manji od 1 mas. % imaju biokalkruditi (0,9 mas. %), biokalkareniti i krupnoznati karbonatni pješčenjaci po 0,6 mas. % te foraminiferski vapnenci (0,5 mas. %).

Prosječni sadržaj muskovita u analiziranim stijenama varira od 0,1 do 8,4 mas. %, među kojima najvišu vrijednost imaju glinom bogati lapori (PRILOG 12). Ostale stijene prosječno sadrže muskovit u udjelu manjem od 5 mas. % kako slijedi: pjeskovito-siltozni lapori (4,8 mas. %), kalcitom bogati lapori (4,2 mas. %), srednjeznati karbonatni pješčenjaci (2,9 mas. %), biokalkruditi (2,1 mas. %), biokalksiliti (1,8 mas. %), krupnoznati karbonatni pješčenjaci (1,1 mas. %), biokalkareniti (0,9 mas. %) te foraminiferski vapnenci (0,1 mas. %).

Prosječni sadržaj smektita u analiziranim stijenama varira od 0,1 do 6,1 mas. %, među kojima najvišu vrijednost imaju pjeskovito-siltozni lapori (PRILOG 12). Ostale stijene sadrže smektita u udjelu manjem od 5 mas. % kako slijedi: glinom bogati lapori (4,7 mas. %), kalcitom bogati lapori (3,8 mas. %), srednjeznati karbonatni pješčenjaci (2,5 mas. %), biokalksiliti (1,4 mas. %), biokalkruditi (0,8 mas. %), biokalkareniti (0,5 mas. %), krupnoznati karbonatni pješčenjaci (0,4 mas. %) te foraminiferski vapnenci (0,1 mas. %).

Prosječni sadržaj klorita u analiziranim stijenama ne premašuje 2 mas. %, a najvišu vrijednost imaju glinom bogati lapori (1,8 mas. %) (PRILOG 12). Prosječni sadržaj klorita manji od 1 mas. % imaju pjeskovito-siltozni lapori (0,8 mas. %), kalcitom bogati lapori (0,7 mas. %), srednjeznati karbonatni pješčenjaci, biokalksiliti i biokalkruditi (0,6 mas. %), krupnoznati karbonatni pješčenjaci i biokalkareniti (0,4 mas. %) te foraminiferski vapnenci (0,3 mas. %).

Prosječni sadržaj gipsa u analiziranim stijenama ne premašuje 0,5 mas. %, a najvišu vrijednost imaju srednjeznati karbonatni pješčenjaci (0,4 mas. %), zatim kalcitom bogati lapori (0,3 mas. %), potom krupnoznati karbonatni pješčenjaci i pjeskovito-siltozni lapori (0,2 mas. %), te

glinom bogati lapori, biokalksiliti i biokalkareniti (0,1 mas. %). Foraminiferski vapnenci i biokalkruditi u prosjeku ne sadrže gips ili je on u tragovima.

Prosječni sadržaj pirita u analiziranim stijenama ne premašuje 1 mas. %, a najvišu vrijednost imaju srednjezrnati karbonatni pješčenjaci (0,4 mas. %) (PRILOG 12). Prosječni sadržaj pirita manji od 0,5 mas. % imaju pjeskovito-siltozni lapori (0,3 mas. %), glinom bogati lapori (0,3 mas. %) i krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (0,2 mas. %). Prosječne vrijednosti pirita u udjelu 0,1 mas. % imaju kalcitom bogati lapori, biokalksiliti, biokalkareniti, biokalkruditi i foraminiferski vapnenci.

Prosječni sadržaj anatasa u analiziranim stijenama ne premašuje 0,5 mas. % (PRILOG 12). Prosječne vrijednosti anatasa u udjelu 0,2 mas. % imaju glinom bogati lapori i pjeskovito-siltozni lapori, a vrijednosti od 0,1 mas. % imaju krupnozrnati i srednjezrnati karbonatni pješčenjaci, kalcitom bogati lapori, biokalksiliti i biokalkruditi. Foraminiferski vapnenci i biokalkareniti ne sadrže anatas.

Rezultati kvantitativnih mineraloških analiza sumirani su prema kristalokemijskim obilježjima u **šest grupa minerala**: (1) **karbonati** (kalcit i dolomit), (2) **kvarc** (izdvojen kao zasebna skupina), (3) **feldspati** (albit, ortoklas i mikroklin), (4) **filosilikati/minerali glina** (kaolinit, muskovit, smektit i klorit), (5) **minerali koji sadrže sumpor** (gips i pirit) i (6) **ostali minerali** (anatas). Prosječnim vrijednostima kvantitativnog mineraloškog sastava prema navedenim grupama svih litotipova dodijeljena su tehnološka obilježja stijena (PRILOG 12). Tako objedinjeni rezultati prikazani su u Tablici 5.6, a njihova interpretacija dana je u nastavku poglavlja.

Tablica 5.6. Mineraloški sastav prema kristalokemijskim grupama minerala u sirovinama na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.

RBr	Stijena	Karbonati (%)	Kvarc (%)	Feldspati (%)	Filosilikati / min. glina (%)	Minerali sa sumporom (%)	Ostali min. (%)	Tehnološka obilježja stijena
1	Foraminiferski vapnenac	98,4	0,3	0,3	1	0,1	0	Visoka sirovina
2	Biokalkkrudit (numulitna breča)	92,7	1,8	0,9	4,4	0,1	0,1	
3	Biokalkarenit	95,1	1,6	0,6	2,5	0,2	0	
4	Biokalksilit	90,8	3	1,3	4,8	0,2	0,1	
5	Kalcitom bogati lapor	82,7	4,4	2,3	10,2	0,5	0,1	Normalna sirovina
6	Glinom bogati lapor	71,6	6	4	17,7	0,4	0,2	Niska sirovina
7	Pjeskovito-siltozni lapor	67,8	13,8	4,7	13,3	0,4	0,2	
8	Srednjezrnati karb. pješčanjak	71,6	15,8	4,3	7,2	0,9	0,1	
9	Krupnozrnati karb.pješčanjak	79,9	14,4	2,8	2,5	0,4	0,1	

Prosječni sadržaj karbonata u analiziranim stijenama varira od 67,8 do 98,4 mas. % (Tablica 5.6). Najviši prosječni udjeli karbonata, veći od 90 mas. %, utvrđeni su u stijenama klasificiranim kao visoke sirovine, i to u foraminiferskim vapnencima (1) (98,4 mas. %), biokalkarenitima (3) (95,1 mas. %), biokalkkruditima (2) (92,7 mas. %) i biokalksilitima (4) (90,8 mas. %). Prosječni sadržaj karbonata u kalcitom bogatim laporima (5), koji predstavljaju normalnu sirovinu, iznosi 82,7 mas. %. Niske sirovine karakterizira prosječni sadržaj karbonata manji od 80 mas. %, pri čemu su najniže vrijednosti zabilježene u pjeskovito-siltoznim laporima (7) (67,8 mas. %), nešto više u glinom bogatim laporima (6) i srednjezrnatim karbonatnim pješčanjacima (8) (71,6 mas. %) te u krupnozrnatim karbonatnim pješčanjacima (9) (79,9 mas. %).

Prosječni sadržaj kvarca kao što je prethodno objašnjeno, u analiziranim stijenama varira od 0,3 do 15,8 mas. %, pri čemu najvišu vrijednost ima niska sirovina (srednjezrnati karbonatni pješčanjaci (8), a najnižu vrijednost ima visoka sirovina (foraminiferski vapnenci (1) (Tablica 5.6). Prosječni sadržaj kvarca veći od 10 mas. % imaju ostale niske sirovine, krupnozrnati karbonatni pješčanjaci (9) (14,3 mas. %) i pjeskovito-siltozni lapori (7) (13,8 mas. %). Prosječni sadržaj kvarca manji od 10 mas. % imaju preostala niska sirovina, glinom bogati lapori (6) (6,0

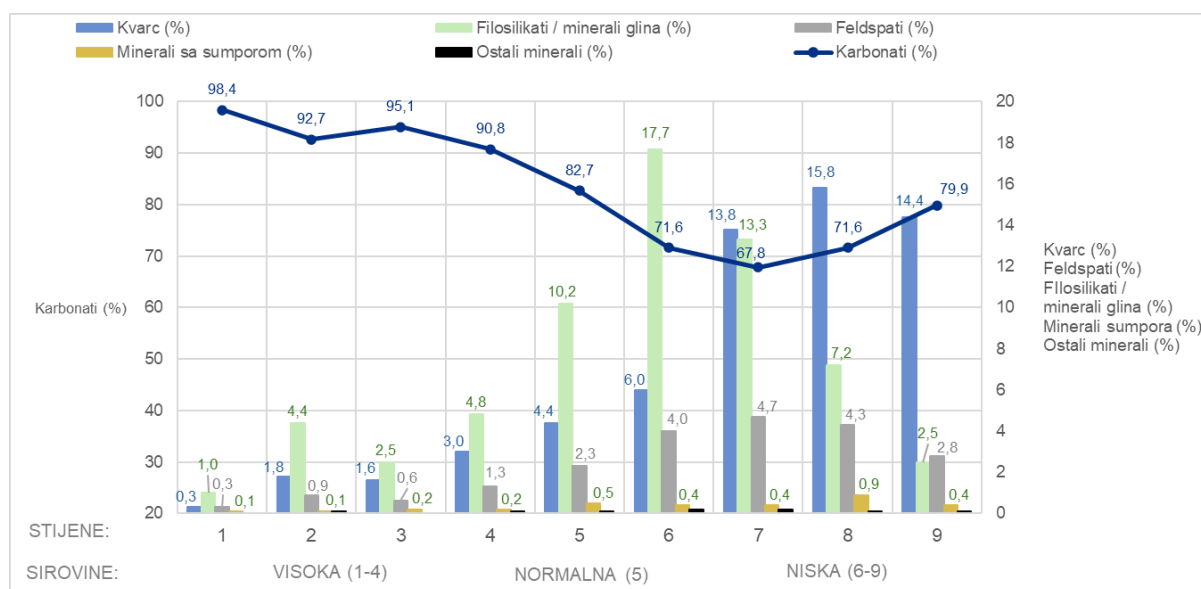
mas. %), zatim normalna sirovina, kalcitom bogati lapor (5) (4,4 mas. %) te visoke sirovine: biokalksiliti (4) (3,0 mas. %), biokalkruditi (2) (1,8 mas. %) i biokalkareniti (3) (1,6 mas. %).

Prosječni sadržaj feldspata u analiziranim stijenama varira u rasponu od 0,3 do 4,7 mas. % (Tablica 5.6). Najviši prosječni udjeli feldspata zabilježeni su u stijenama klasificiranim kao niske sirovine i to u pjeskovito-siltoznim laporima (7) (4,7 mas. %), srednjezrnatim karbonatnim pješčenjacima (8) (4,3 mas. %), glinom bogatim laporima (6) (4,0 mas. %) te krupnozrnatim karbonatnim pješčenjacima (9) (2,8 mas. %). Normalna sirovina, kalcitom bogati lapori (5), pokazuje niži prosječni sadržaj feldspata koji iznosi 2,3 mas. %. Najniže vrijednosti feldspata, manje od 2 mas. %, utvrđene su u visokim sirovinama i to biokalksilitima (3) (1,3 mas. %), biokalkruditima (2) (0,9 mas. %), biokalkarenitima (3) (0,6 mas. %) te foraminiferskim vapnencima (1) (0,3 mas. %).

Prosječni sadržaj filosilikata/minerala glina u analiziranim stijenama varira od 1,0 do 17,7 mas. % (Tablica 5.6). Najviši prosječni udjeli glina, veći od 10 mas. %, utvrđeni su dijelom u stijenama klasificiranim kao niske sirovine i to u glinom bogatim laporima (6) (17,7 mas. %) i pjeskovito-siltoznim laporima (7) (13,3 mas. %), kao i u normalnoj sirovini odnosno kalcitom bogatim laporima (5) (10,2 mas. %). Prosječni sadržaj glina manji od 10 mas. % pojavljuje se u niskim sirovinama, srednjezrnatim karbonatnim pješčenjacima (8) (7,2 mas. %) te u visokim sirovinama, biokalksilitima (4) (4,8 mas. %) i biokalkruditima (2) (4,4 mas. %). Isto tako, prosječni sadržaj glina manji od 3 mas. % pojavljuje se u niskim sirovinama, krupnozrnatim karbonatnim pješčenjacima (9) (2,5 mas. %) te u visokim sirovinama, biokalkarenitima (3) (2,5 mas. %) te foraminiferskim vapnencima (1) (1,0 mas. %).

Prosječni sadržaj minerala koji sadrže sumpor u analiziranim stijenama ne premašuje 1 mas. % (Tablica 5.6). Unutar tako niskih vrijednosti, najviši sadržaj minerala koji sadrže sumpor zabilježen je u niskoj sirovini, pri čemu se među ostalima ističu srednjezrnatim karbonatni pješčenjaci (8) (0,9 mas. %). Prosječni sadržaj minerala sumpora od 0,5 mas. % ima normalna sirovina odnosno kalcitom bogati lapor (5). Prosječne vrijednosti minerala koji sadrže sumpor u udjelu od 0,4 mas. % zabilježene su u ostalim niskim sirovinama, i to u glinom bogatim laporima (6), pjeskovito-siltoznim laporima (7) i krupnozrnatim karbonatnim pješčenjacima (9). Najniže vrijednosti minerala sumpora utvrđene su u visokim sirovinama, pri čemu biokalkareniti (3) i biokalksiliti (4) sadrže 0,2 mas. %, dok biokalkruditi (2) i foraminiferski vapnenci (1) imaju udio od 0,1 mas. %. Prosječni sadržaj ostalih minerala u analiziranim stijenama ne prelazi 0,2 mas. %, što predstavlja zanemariv udio te ne omogućuje detaljniju interpretaciju (Tablica 5.6).

Slijedom navedenog, analizirana je promjena raspodjele prosječnih udjela mineralnih grupa među stijenama odnosno sirovinama (Slika 5.29). Udio karbonata (%) zadržava visoke vrijednosti od izrazito visokih u foraminiferskom vapnencu (1) do visokih u ostalim visokim sirovinama (2-4). Prijelazom prema normalnoj sirovini (5), bilježi se smanjenje udjela karbonata, koje se nastavlja preko niske sirovine, glinom bogatog lapora (6) do minimalnih vrijednosti u pjeskovito-siltoznom laporu (7), nakon čega blago mijenja smjer prema ostatku niskih sirovina (8-9). Udio kvarca (%), od najnižih vrijednosti u foraminiferskom vapnencu (1), kontinuirano raste do maksimalne vrijednosti u srednjezrnatom karbonatnom pješčenjaku (8), nakon čega zadržava visok udio i u krupnozrnatom karbonatnom pješčenjaku (9). Udio filosilikata/minerala glina (%) od najnižih vrijednosti u visokim sirovinama (1-4) kontinuirano raste preko normalne sirovine (5) do maksimalne vrijednosti u glinom bogatom laporu (6) nakon čega se u preostalim niskim sirovinama (7-9) bilježi kontinuirani pad ukupnog udjela glina. Udio feldspata (%) ostaje nizak u visokim sirovinama (1-4) preko normalne sirovine (5) i niske sirovine (6) te doseže maksimalne vrijednosti u pjeskovito-siltoznom laporu (7), nakon čega postupno opada u karbonatnim pješčenjacima (8-9). Minerali sa sumporom (%) imaju nizak prosječni udio u svim stijenama, uz lokalno povišene vrijednosti u srednjezrnatom karbonatnom pješčenjaku (8). Udio ostalih mineralnih faza ostaje zanemariv kroz cijeli niz.



Slika 5.29. Trendovi prosječnih vrijednosti mineraloškog sastava stijena odnosno sirovina na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“; Visoka sirovina: (1) foraminiferski vapnenac, (2) biokalkkrudit (numulitna breča), (3) biokalkarenit, (4) biokalksilit; Normalna sirovina: (5) kalcitom bogati lator; Niska sirovina: (6) glinom bogati lator, (7) pjeskovito-siltozni lator, (8) srednjezrnat karbonatni pješčenjak i (9) krupnozrnat karbonatni pješčenjak.

5.6. PROCJENA MINERALOŠKOG SASTAVA

Procjena mineraloškog sastava stijena s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo” provedena je primjenom računalne aplikacije *Mineral Predictor* koja koristi metodu neuronskih mreža. Ulazni podaci za učenje neuronske mreže obuhvaćali su izmjerene vrijednosti kemijskih i kvantitativnih mineraloških analiza 65 uzoraka stijena. Pri odabiru uzoraka vodilo se računa o njihovoj litološkoj raznolikosti, kao i o prostornoj zastupljenosti unutar eksploatacijskog polja, s ciljem dobivanja reprezentativnog skupa podataka. Prije odabira ulaznih podataka mineraloškog sastava za unos u aplikaciju provedena je detaljna analiza rezultata kvalitativnog i kvantitativnog mineraloškog sastava temeljem kojih su doneseni zaključci o izboru odgovarajućih ulaznih podataka.

Naime, analiza mineraloškog sastava određena metodom Rietveldovog utočnjavanja pokazala je prisutnost nekoliko tinjčastih minerala, pri čemu su za daljnju analizu razmatrani muskovit i illit. Na difraktogramima originalnih uzoraka i netopivih ostataka zabilježeni su refleksi koji upućuju na prisutnost tinjčastih/filosilikatnih minerala. Zbog preklapanja difrakcijskih refleksa u tim uzorcima nije bilo moguće jednoznačno razlikovati muskovit od illita, odnosno ilitičnog materijala. Stoga se u prikazu rezultata za originalne uzorke i netopive ostatke koristi širi radni naziv „tinjčasti minerali”, koji obuhvaća muskovit i ilitični materijal. U glinovitoj frakciji muskovit nije izdvojen kao zasebna mineralna faza. Umjesto toga, identificiran je ilitični materijal, koji može obuhvaćati illit i/ili interstratificirani illit–smektit s dominantnim udjelom illita, odnosno visokoilitični illit–smektit. Takvo razlikovanje naziva uvedeno je zato što je muskovit očekivanije izražen u krupnijim frakcijama, dok se u frakciji čestica glina pouzdanije interpretira prisutnost ilitičnog materijala.

S obzirom na navedenu neizvjesnost, za potrebe procjene pretpostavljeni su podjednaki udjeli muskovita i illita, na način da je izmjerena ulazna vrijednost muskovita u ulaznim podacima u aplikaciji podijeljena na dva jednaka dijela, od kojih je jedan pridružen muskovitu, a drugi illitu. Sukladno tome, u ulazne podatke za procjenu, uz muskovit je uključen i illit, iako illit nije bio zasebno kvantificiran u mineraloškoj analizi provedenoj metodom Rietveldovog utočnjavanja. Nadalje, Rietveldovom metodom u uzorcima je utvrđena prisutnost anatasu u udjelima manjim od 1 %. Budući da je u tom rasponu udjela vjerojatna prisutnost više mineralnih faza koje pojedinačno ne prelaze prag pouzdane kvantifikacije, u postupku procjene anatas je svrstan u kategoriju „ostali minerali”. Takva formulacija primjerenije odražava stvarni mineraloški sastav uzoraka u području vrlo niskih koncentracija, pri čemu anatas predstavlja jednu od mogućih, ali ne i jedinu prisutnu mineralnu fazu.

Procjena odstupanja između procijenjenih i izmjerenih vrijednosti mineraloškog sastava definirane su kao relativna pogreška modela te su izračunate prema jednadžbi (4.8), a rezultati su prikazani u Tablici 5.7A i PRILOGU 13. Karbonati pokazuju najmanji raspon relativnih odstupanja (od -0,5 % do +0,7 %), zatim feldspati (od -4,8 % do +14,6 %), filosilikati/minerali glina (od -1,6 % do 20,9 %), minerali sa sumporom (od -7,1 % do +16,7 %), kvarc (od -1,9 % do +131,7 %) i ostali minerali (od do -37,5 % do +128,6 %).

Prema jednadžbi (4.9) izračunato je prosječno apsolutno odstupanje procijenjenih vrijednosti od izmjerenih vrijednosti, bez obzira na to je li model pojedinu vrijednost precijenio ili podcijenio, a rezultati su prikazani u Tablici 5.7B. Ovo je korisna dopuna relativnim odstupanjima jer je izražena u postotnim bodovima (*percentage points*, pp) i zato jasnije pokazuje stvarnu veličinu pogreške modela. To je posebno važno kod mineralnih grupa prisutnih u malim udjelima, gdje relativna pogreška može biti vrlo velika, iako je apsolutno odstupanje zapravo malo, kao što je vidljivo na primjeru kvarca i ostalih minerala (Tablica 5.27A). Prosječna apsolutna odstupanja procjene u odnosu na izmjerene vrijednosti ne prelaze 0,5 postotnih bodova (pp) i to zabilježena za grupu karbonata (0,3 pp), grupe kvarca i filosilikata/mineralna glina (0,2 pp), kod grupa feldspata i ostalih minerala (0,1 pp), dok u grupi minerala koji sadrže sumpor apsolutna odstupanja nisu zabilježena (Tablica 5.7B).

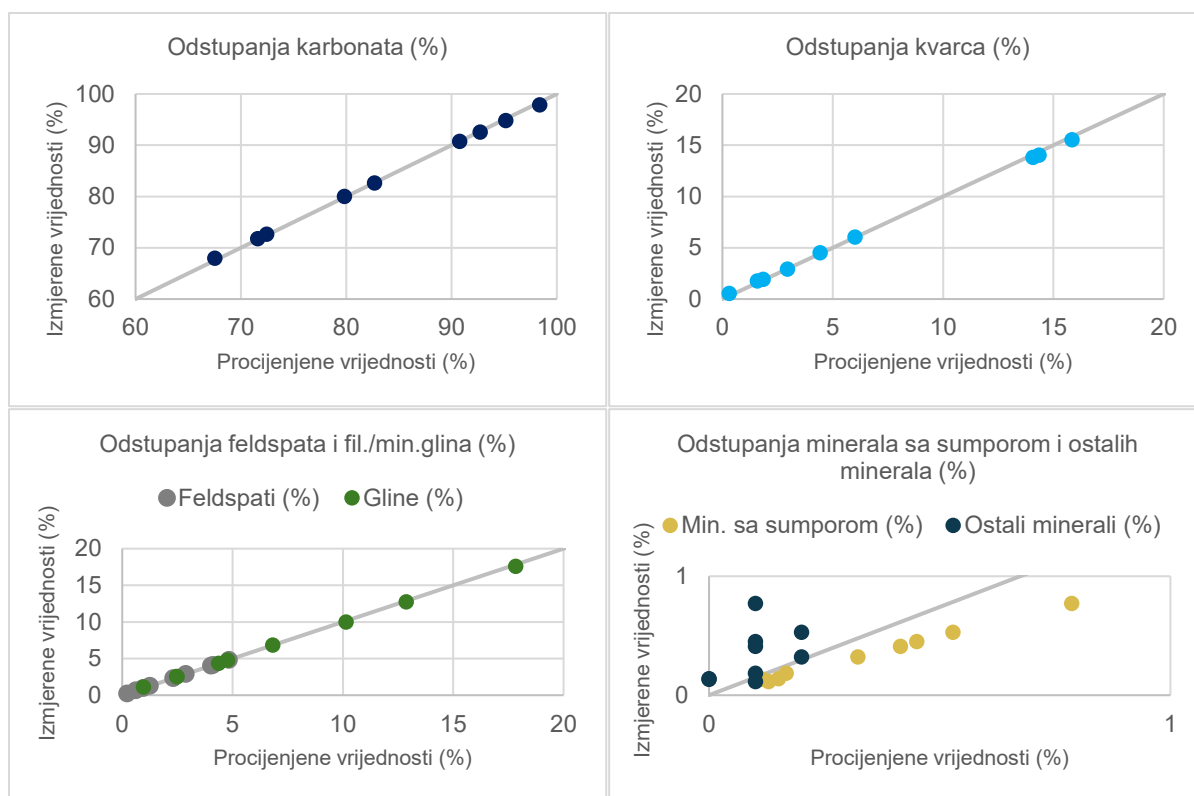
Tablica 5.7A. Relativna odstupanja modela od izmjerenih vrijednosti grupiranih minerala u stijenama kojima su dodijeljena tehnološka obilježja na skupu od 65 podataka koji su korišteni za učenje mreže.

RBr	RBr.	Karbonati (%)	Kvarc (%)	Feldspati (%)	Filosilikati/min. glina (%)	Min.sa sumporom (%)	Ostali min. (%)	Tehnološka obilježja stijena
1	Foraminiferski vapnenac	-0,5	131,7	-4,8	20,9	16,7	0	Visoka sirovina
2	Biokalkrudit (numulitna breča)	-0,1	5,6	14,6	-1,4	-7,1	-28,6	
3	Biokalkarenit	-0,3	18,8	7,9	2,2	-6,3	-37,5	
4	Biokalksilit	0	-0,2	2,5	1,1	16,7	-16,7	
5	Kalcitom bogati lapor	0	2,9	0,4	-1,6	-0,4	128,6	Normalna sirovina
6	Glinom bogati lapor	0,3	1,2	0,2	-1,4	0	6,5	Niska sirovina
7	Pjeskovito-siltozni lapor	0,7	-1,7	-1,2	-0,8	3,7	-25	
8	Srednj. karb. pješ.	0,4	-1,8	-0,6	0,3	-0,8	-7,1	
9	Krupnoz. karb. pješ.	0,3	-1,9	-0,6	3,3	0	-12,5	

Tablica 5.7B. Apsolutna odstupanja modela od izmjerenih vrijednosti grupiranih minerala u stijenama kojima su dodijeljena tehnološka obilježja na skupu od 65 podataka koji su korišteni za učenje mreže.

RBr	RBr.	Karbonati (pp)	Kvarc (pp)	Feldspati (pp)	Filosilikati/mi n. glina (pp)	Min.sa sumporom (pp)	Ostali min. (pp)	Tehnološka obilježja stijena
1	Foraminiferski vapnenac	0,4	0,3	0	0,2	0	0	Visoka sirovina
2	Biokalkrudit (numulitna breča)	0,2	0,2	0	0,2	0	0	
3	Biokalkarenit	0,3	0,3	0,1	0,1	0	0	
4	Biokalksilit	0,1	0,2	0,1	0,2	0	0	
5	Kalcitom bogati lapor	0,2	0,2	0,1	0,2	0	0,1	Normalna sirovina
6	Glinom bogati lapor	0,3	0,2	0,1	0,3	0	0,2	Niska sirovina
7	Pjeskovito-siltozni lapor	0,5	0,2	0,1	0,2	0	0,1	
8	Srednj. karb. pješ.	0,4	0,3	0	0	0	0,1	
9	Krupnoz. karb. pješ.	0,5	0	0,1	0,3	0	0	
Prosjek (pp)		0,3	0,2	0,1	0,2	0,0	0,1	

Odstupanja rezultata koji su korišteni za učenje mreže su prikazana na grafu u apsolutnom iznosu kao udaljenost od pravca $y=x$ na kojem je na osi x prikazana procijenjena vrijednosti (%), a na osi y je izmjerena vrijednost (%) (Slika 5.30).



Slika 5.30. Odstupanja vrijednosti izmjerenih metodom Rietveldovog utočnjavanja i vrijednosti procijenjenih modelom računalne aplikacije *Mineral Predictor*, na skupu od 65 podataka koji su korišteni za učenje mreže.

Vrijednosti koeficijenta determinacije (R^2) određene na skupu ulaznih podataka za učenje neuronske mreže nalaze se u rasponu od 0,990 do 0,999, kako slijedi: kalcit (0,999), dolomit (0,996), kvarc (0,997), albit (0,994), ortoklas (0,996), mikroklin (0,996), kaolinit (0,992), muskovit (0,998), illit (0,998), smektit (0,996), klorit (0,994), gips (0,993) i pirit (0,991). S obzirom da je izmjerena vrijednost muskovita Rietveldovom metodom u ulaznim podacima podijeljena je na dva jednaka dijela, pri čemu je jedan dio pridružen muskovitu, a drugi illitu, vrijednosti R^2 za muskovit i illit pokazuju jednake vrijednosti. Takav raspon vrijednosti koeficijenta determinacije ukazuje na vrlo visoku razinu usklađenosti između procijenjenih i izmjerenih podataka korištenih za učenje mreže, dok se njegova sposobnost generalizacije treba procjenjivati prvenstveno na uzorcima koji nisu bili uključeni u postupak učenja, što je prikazano rezultatima testiranja mreže u nastavku.

Postupak testiranja mreže proveden je na 8 uzoraka koji nisu bili uključeni u postupku treniranja mreže, pri čemu nisu zastupljeni svi litotipovi izdvojeni na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ što pokazuju ponašanje modela na ograničenom broju neovisnih uzoraka. Relativna odstupanja prikazana su u Tablici 5.8A i PRILOGU 14. Karbonati pokazuju najmanji raspon relativnih

odstupanja (od -8,7 % do +3,8 %), kvarc (od -15,5 % do +8,3 %), filosilikati/minerali glina (od -48,4 % do +86,4 %), minerali sa sumporom (od -66,7 % do +100 %), ostali minerali (od -100 % do 0 %) i feldspati (od -25 % do +200 %).

Prema jednadžbi (4.9) izračunato je prosječno apsolutno odstupanje procijenjenih vrijednosti od izmjerenih vrijednosti podataka za testiranje mreže, a rezultati su prikazani u Tablici 5.8B i izraženi u postotnim bodovima (pp). Prosječna apsolutna odstupanja procjene u odnosu na izmjerene vrijednosti ne prelaze 3 postotnih bodova (pp), a najveća su zabilježena za grupu filosilikata/minerala glina (2,7 pp), zatim grupa karbonata (2,4 pp), kvarc (0,7 pp), grupa feldspata (0,6 pp), te su najmanja zabilježena za grupe minerala koji sadrže sumpor i ostalih minerala apsolutna odstupanja (0,1 pp) (Tablica 5.8B).

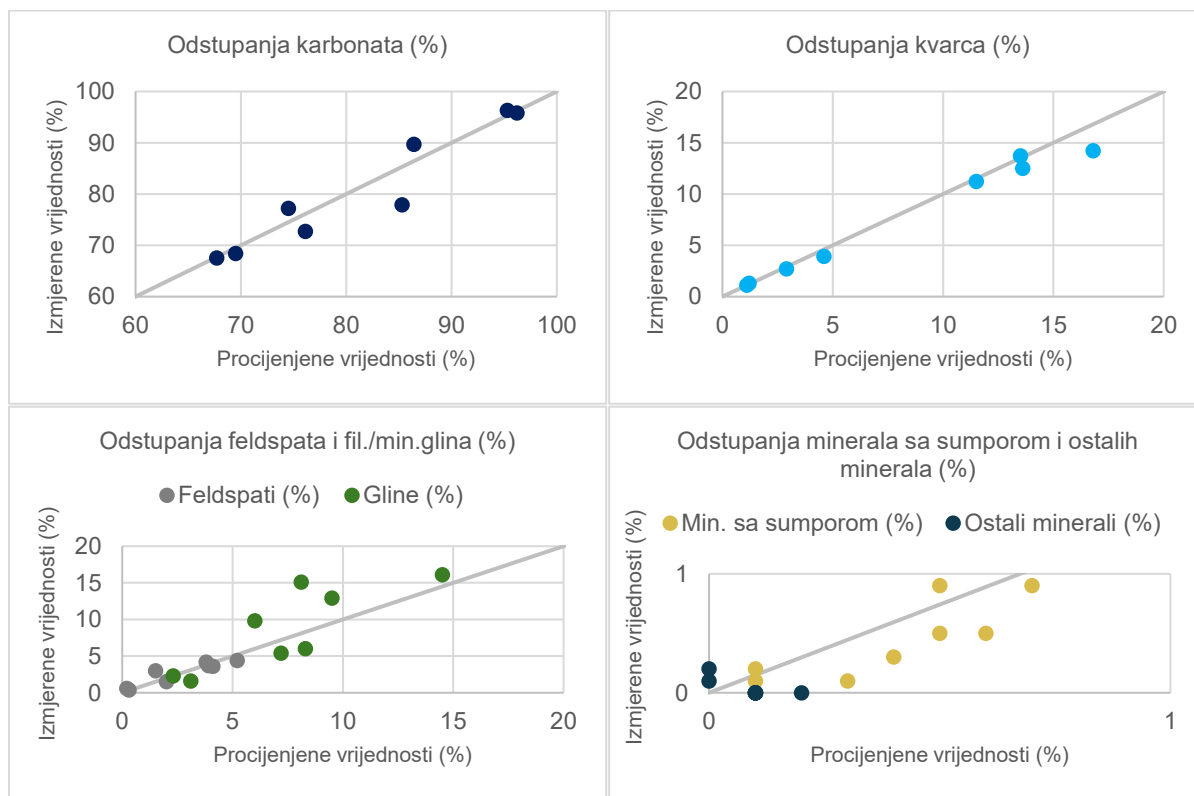
Tablica 5.8A. Relativna odstupanja modela od izmjerenih vrijednosti grupiranih minerala u stijenama kojima su dodijeljena tehnološka obilježja na skupu od 8 podataka koji nisu korišteni za učenje mreže.

RBr	Stijena	Karbonati (%)	Kvarc (%)	Feldspati (%)	Filosilikati/min. glina (%)	Min.sa sump. (%)	Ostali min. (%)	Tehnološka obilježja stijena
1	Biokalkrudit	1,0	8,3	33,3	-48,4	0,0	0,0	Visoka sirovina
2	Biokalkarenit	-0,4	0,0	200,0	0,0	100,0	0,0	
3	Biokalksilit	3,8	-6,9	-25,0	-27,7	-66,7	-100,0	
4	Kalcitom bogati lapor	-8,7	-15,2	100,0	86,4	-25,0	-100,0	Normalna sirovina
5	Pjesk.-silt. lapor	-1,6	-2,6	-5,1	11,0	0,0	-100,0	Niska sirovina
6	Srednj. karb. pješ.	-0,3	-15,5	-15,4	35,8	28,6	-100,0	
7	Srednj. karb. pješ.	-4,5	-8,1	10,5	63,3	80,0	-100,0	
8	Krupz. karb. pješ.	3,6	1,5	-12,2	-25,0	-16,7	-100,0	

Tablica 5.8B. Apsolutna odstupanja modela od izmjerenih vrijednosti grupiranih minerala u stijenama kojima su dodijeljena tehnološka obilježja na skupu od 8 podataka koji nisu korišteni za učenje mreže.

RBr	Stijena	Karbonati (pp)	Kvarc (pp)	Feldspati (pp)	Filosilikati/min. glina (pp)	Min.sa sump. (pp)	Ostali min. (pp)	Tehnološka obilježja stijena
1	Biokalkrudit	1	0,1	0,1	1,5	0	0	Visoka sirovina
2	Biokalkarenit	0,4	0	0,4	0	0,1	0	
3	Biokalksilit	3,3	0,2	0,5	2,3	0,2	0,1	
4	Kalcitom bogati lapor	7,4	0,7	1,5	7	0,1	0,1	Normalna sirovina
5	Pjesk.-silt. lapor	1,1	0,3	0,2	1,6	0	0,2	Niska sirovina
6	Srednj. karb. pješ.	0,2	2,6	0,8	3,4	0,2	0,1	
7	Srednj. karb. pješ.	3,4	1,1	0,4	3,8	0,4	0,1	
8	Krupz. karb. pješ.	2,7	0,2	0,5	1,8	0,1	0,1	
Prosjeak (pp)		2,4	0,7	0,6	2,7	0,1	0,1	

Odstupanja rezultata koji su korišteni za testiranje mreže su prikazana na grafu u apsolutnom iznosu kao udaljenost od pravca $y=x$ na kojem je na osi x prikazana procijenjena vrijednost (%), a na osi y je izmjerena vrijednost (%) (Slika 5.31).



Slika 5.31. Odstupanja vrijednosti izmjerenih metodom Rietveldovog utočnjavanja i vrijednosti procijenjenih modelom računalne aplikacije *Mineral Predictor*, na skupu od 8 podataka koji nisu korišteni za učenje mreže.

6. DISKUSIJA

U Vanjskim Dinaridima fliš predstavlja glavnu litostratigrafsku jedinicu koja prati početak orogenetskih deformacija Dinarida krajem krede i tijekom paleogena (Chorowitz, 1970; Babić & Zupanić, 1983; Korbar, 2009). Postoje značajne razlike u karakteristikama fliša različitih područja Vanjskih Dinarida te različita mišljenja treba li fliš tretirati kao jednu litostratigrafsku jedinicu na čitavom prostoru Vanjskih Dinarida u kojoj su izdanci genetski povezani i sjedinjuju različite oblike jedinstvene sedimentacije (Marinčić, 1981) ili treba načiniti podjelu na litološki (možda i litostratigrafski) različite flišne zone (Kerner, 1903; Marjanac, 1987, 1990, 1991, 1996; Marjanac & Čosović, 2000). U povijesnom smislu termin „fliš“ („*flysch*“) se koristio u lokalnom govoru u središnjoj Švicarskoj gdje su se njime opisivali tereni izgrađeni od sedimentnih stijena koje se lako troše te često formiraju nestabilne planinske padine, a takve stijene ne odgovaraju određenoj stratigrafskoj formaciji (Bates & Jackson 1987; Mutti et al., 2009). Izvorni kontekst iz kojeg potječe termin „fliš“ odnosi se na Alpski orogen, što upućuje na činjenicu da je fliš genetski vezan za kolizijske uvjete postanka i u tom smislu ga treba smatrati tektofacijesom (sukladno Mutti et al., 2009).

Kompleksna tektonika znatno je otežavala i prošla i sadašnja istraživanja fliša okolice Splita. Flišne su naslage odijeljene navlačnim rasjednim ploham, a nedostatak cjelovitog, referentnog slijeda gotovo onemogućuje usporedbu slijedova različitih lokaliteta kao što je to bilo učinjeno (i moguće) u velikim flišnim bazenima, npr. u Pirinejima ili Apeninima (skraćeni prikazi u Mutti, 1992). Istraživanje otežava i intenzivna urbanizacija šire okolice Splita, Solina i Kaštela.

6.1. TALOŽNI OKOLIŠ I MEHANIZMI TALOŽENJA FLIŠNIH NASLAGA

Flišne naslage u okolini Splita proučavali su brojni autori koji su ih različito diferencirali i interpretirali njihovu genezu, debljinu i stratigrafski interval njihovog taloženja (pregled u Marinčić, 1981; Marjanac, 1986, 1987, 1990, 1991, 1993, 1996). U flišnim naslagama okolice Splita ističe se specifičnost povezana s impozatnom pojavom naslaga debrita (debritnih breča), unutar kojih su prisutni olistoliti uglavnom eocenskog foraminiferskog vapnenca dimenzija i do nekoliko desetaka metara. Prvi je ovu pojavu uočio Kerner (1903), dok ju je Marjanac detaljno opisao u svojim radovima (predlaže naziv olistostroma/megasloj Kamen-Sutikva; 1986, 1987, 1990, 1991, 1993, 1996). Posebnu karakteristiku fliša splitskog područja svakako predstavlja i pojava iznimno debelog slijeda naslaga koje se dominantno sastoje od

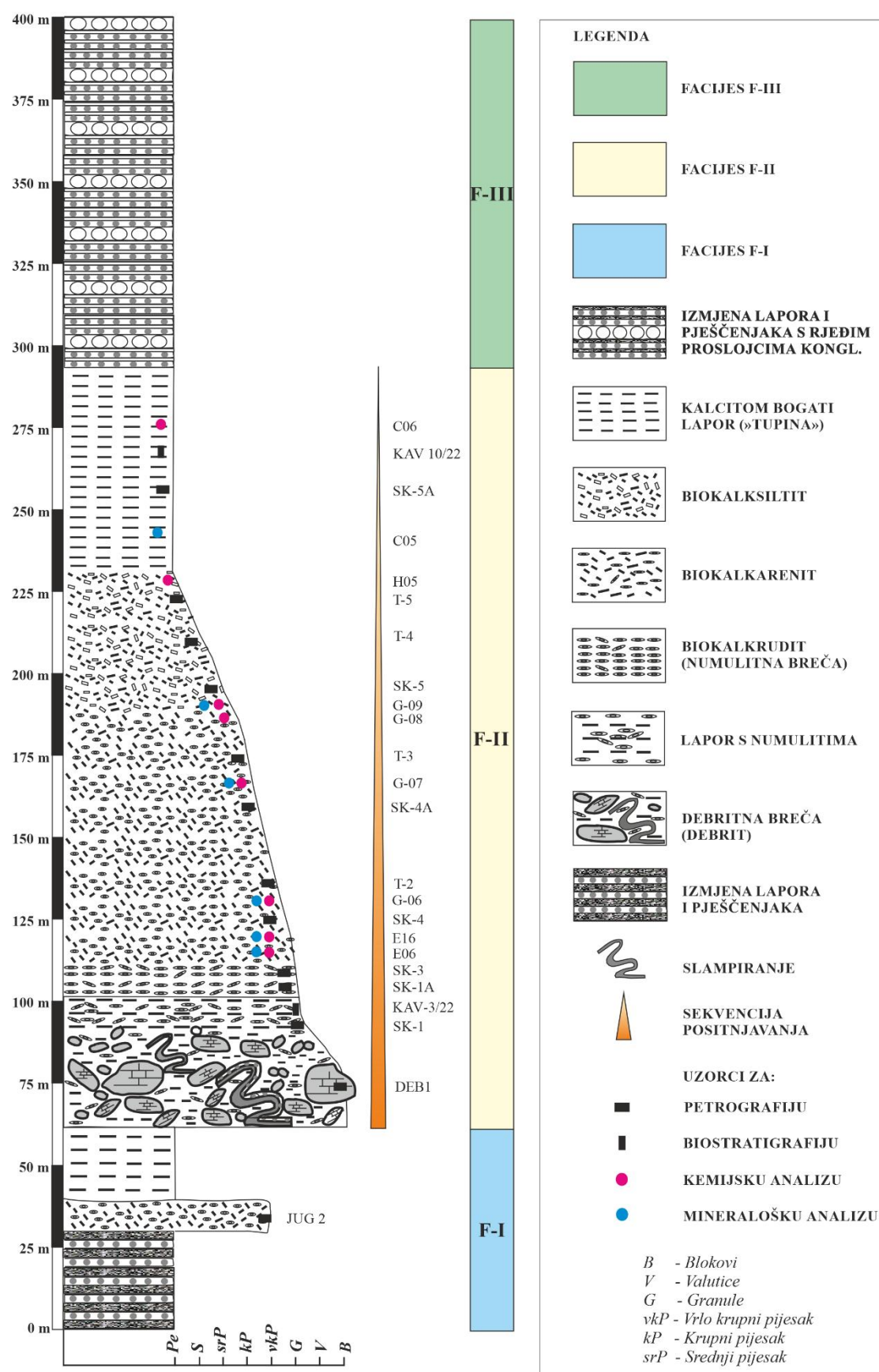
pretaloženog skeletnog detritusa, uglavnom foraminifera (numulitida i ortofragmina, te manje koralinacejskih algi) koje su u ovom radu izdvojene u nekoliko litoloških jedinica: lapori s numulitima, biokalkruditi (numulitne breče), biokalkareniti, biokalksiltiti te karbonatni pješčenjaci koji se sastoje od značajne količine bioklastičnog i litoklastičnog karbonatnog detritusa (uz manji udio siliciklastičnog detritusa).

Istraživanja provedena u ovom radu opisuju značajke flišnih naslaga kakve su donedavno bile vidljive na EP „Sv. Juraj - Sv. Kajo“, interpretirane na temelju podataka iz bušotina na tom području, ali i uočene u širem okolnom području, uključujući poluotok Marjan.

U ovom je radu izdvojeno 8 litoloških jedinica. S obzirom na specifične karakteristike izdvojenih litoloških jedinica, njihovu asocijaciju kao i položaj u vertikalnom slijedu, koji je rekonstruiran na otvorenoj fronti EP-a i iz podataka s geoloških profila (Slika 6.1), u ovom se radu predlaže podjela fliša na tri facijesa čija se vertikalna sukcesija može pratiti, a postanak genetski objasniti razvojem flišnog bazena (Slika 6.2A, B, C, D, E). To su facijes F-I taložen u distalnom, najdubljem dijelu taložnoga prostora, facijes F-II koji predstavlja taloženje nakon katastrofalnog urušavanja ruba taložnog prostora (rampe/šelfa/gornjeg dijela padine) i facijes F-III koji odražava taloženje u plićem dijelu bazena tzv. *wedge-topu*, odnosno odražava uvjete koji se djelomično odnose na taloženje u distalnom dijelu lepezne delte (Slika 6.2A, B, C, D, E i PRILOG 15).

Čitav se okoliš taloženja fliša okolice Splita može vizualizirati kao taloženje u Dinaridskom predgorskom bazenu - DPB (*Dinaric Foreland Basin, sensu* Ćosović et al., 2018; Gobo et al., 2020). Kao rezultat tektonske aktivnosti krajem krede ispred navlačnoga fronta Dinarida (pružanja SZ-JI) formiralo se dubokomorsko izduženo korito ili korita (Šikić, 1965; Magdalenić, 1971; Marinčić, 1981; Herak, 1986), čija duža os prati isto pružanje. Neki istraživači su pretpostavili da postoji nekoliko istovremenih ali odijeljenih područja taloženja fliša (flišnih bazena) (Šikić, 1965; Babić & Zupanić, 1990; Marjanac, 1990, 1991, 1993; Marjanac & Ćosović, 2000).

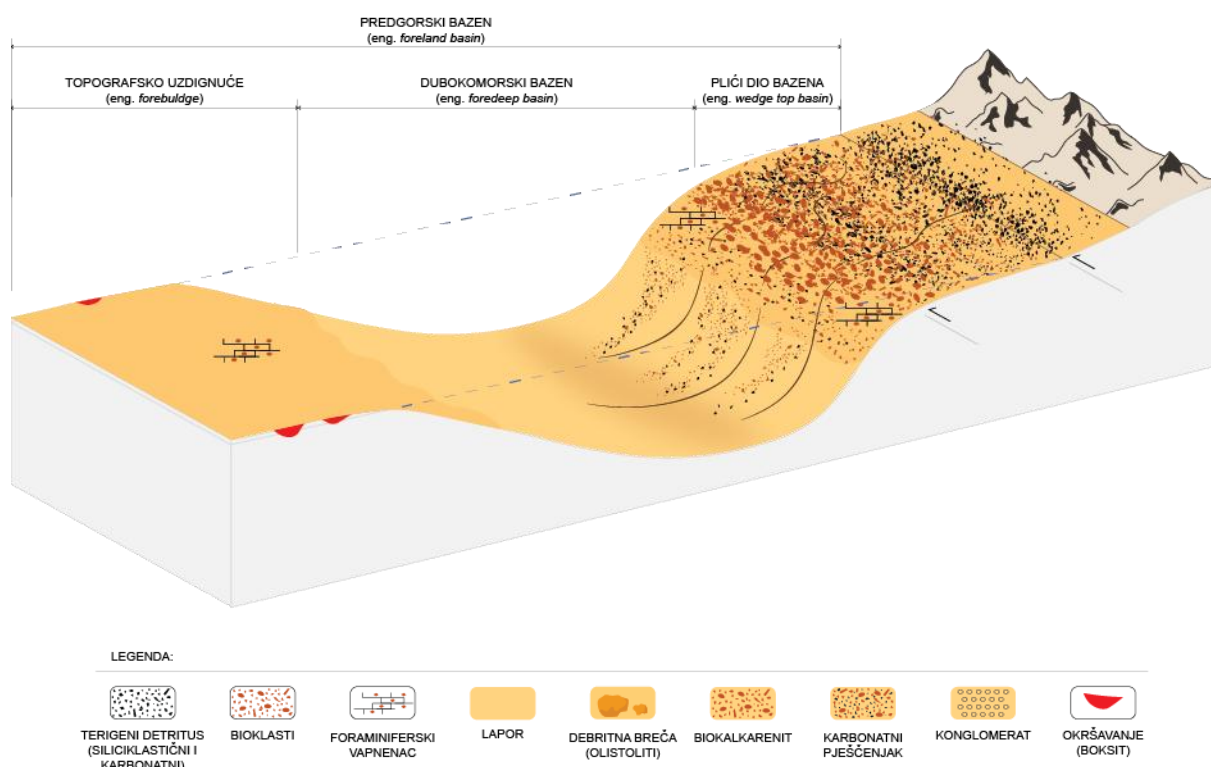
GENERALNI SLIJED SEDIMENTATA EP «SV. JURAJ - SV. KAJO»



Slika 6.1. Generalni slijed sedimentata na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“.

Formirani taložni prostor (flišno korito) bio je izrazito uzak, ali je dimenzija njegove duže osi (os korita) bila višestruko veća. Zato se pretpostavlja da su gravitacijski tokovi koji su opskrbljivali dubokomorski prostor nominalno dolazili s područja tektonski izdignutih Dinarida, iz smjerova S, SZ, SI (poprečno pružanju duže osi bazena). Zbog ograničenosti prostora tokovi su skretali s primarne putanje, te su kretanja nastavljali paralelno pružanju duže osi korita SZ-JI, odnosno prevladavao je uzdužni transport gravitacijskih struja (Orehek, 1972; Babić & Zupanić, 1996). Štoviše, Marjanac je u svojim radovima (1990, 1991) pretpostavio kompleksni paleotransport za fliš srednje Dalmacije i višestruke reversije toka. Tijekom istraživanja provedenog u ovom radu nije bilo provedeno mjerenje smjerova paleotransporta, ali se podržava ideja o postojanju izduženog korita (Slika 6.2A).

Tijekom dugog transporta inicijalnog gravitacijskog toka uzdužno koritu, stvarali su se uvjeti za hidrauličke transformacije toka, što je rezultiralo nastankom flišnih naslaga specifičnih teksturnih karakteristika koje odražavaju procese tih transformacija (Mutti, 1992).



Slika 6.2A. Početni stadij formiranja izduženog dubokomorskog korita predgorskog bazena.

Karakteristike naslaga najstarijeg facijesa F-I izdvojenog na EP potpuno se podudaraju sa sedimentima poluotoka Marjana što je omogućilo njihovu korelaciju. Sukladno tome, flišne

naslage poluotoka Marjana također su izdvojene kao facijes F-I (Slike 6.1., 5.21A, B, C i 5.22). Taloženje ovog facijesa odražava taloženje u najdubljem dijelu taložnog prostora. Uvjete dubokomorskog prostora predgorskog bazena (flišnog korita) potvrđuje uočeni kontakt flišnih naslaga facijesa F-I s autohtonim dubokomorskim sedimentom u podini – gomoljastim laporovitim vapnencem i laporom s glaukonitom, mogućim ekvivalentom prijelaznih naslaga, koji se može odrediti kao rani srednji eocen na sjeverozapadnoj strani Marjana, nedaleko uvale Spinut (*Acarinina bullbrooki* zona prema Magaš & Marinčić, 1973, što odgovara *Guembelitroides nuttalli* zoni prema Wade et al., 2011). Nalijeganje flišnih naslaga facijesa F-I na prijelazne naslage sukladno je modelu razvoja predgorskog bazena prema Sinclair (1997). U početnoj fazi stvaranja dubokomorskog predgorskog bazena prisutne su tri stratigrafske jedinice koje u superpozicijskom slijedu tvore: donju jedinicu - karbonate pasivnog ruba; srednju jedinicu – hemipelagičke muljeve udaljene od pasivnog ruba i gornju jedinicu – dubokomorske turbidite (Sinclair, 1997). Prema istom autoru, ove tri jedinice čine trojstvo nepotpuno ispunjenog predgorskog bazena tzv. „*underfilled trinity*“. Na području poluotoka Marjan donja jedinica nije prisutna, srednjoj jedinici (prijelaznim naslagama prema Sinclairu, 1997) mogli bi odgovarati gomoljasti laporoviti vapnenci i lapori s glaukonitom (Magaš & Marinčić, 1973), a naslage facijesa F-I, koje su u kontaktu s prijelaznim naslagama, mogle bi se poistovjetiti s gornjom jedinicom – dubokomorski turbiditi.

Asocijacija litoloških jedinica koje su izdvojene na slijedovima fliša poluotoka Marjan i na početku slijeda taloženja fliša na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ (slijedovi J1 i J2; Slike 5.4 i 5.5) kao facijes F-I odražavaju taloženje u dubokomorskom prostoru te zbog toga, a i zbog svog superpozicijskog položaja, ne predstavljaju taloge vezane uz lepeznu deltu (suprotno Marjanac, 1996). Facijes F-I predstavlja početak taloženja fliša u predgorskom bazenu odnosno početak razvoja dubokomorskog prostora (korita), ujedno i početak taloženja fliša okolice Splita.

Facijes F-I čini asocijacija sljedećih litoloških jedinica: izmjena lapora i pješčenjaka, kalcitom bogati lapor, biokalkkrudit (numulitna breča) i biokalkarenit.

Dominantne naslage izdvojene kao litološka jedinica izmjene lapora i pješčenjaka interpretirane su kao facijes F9a (prema Mutti, 1992) koji se taloži iz potpuno razrijeđenog turbiditnog toka (turbiditni tok male gustoće, LDTC) odnosno toka koji se kretao do udaljenih dijelova dubokomorskog flišnog korita i pokazuje karakteristike Bouminih turbidita (Tb-e). Taloženje ovakvog tipa sedimenata se obično veže za tzv. distalne turbidite i predstavlja karakterističnu tzv. „*background*“ sedimentaciju dubokomorskog prostora (Slika 6.2B). Učestale karakteristične izmjene pelitnog i pješčanog detritusa odgovaraju taloženju pješčanog

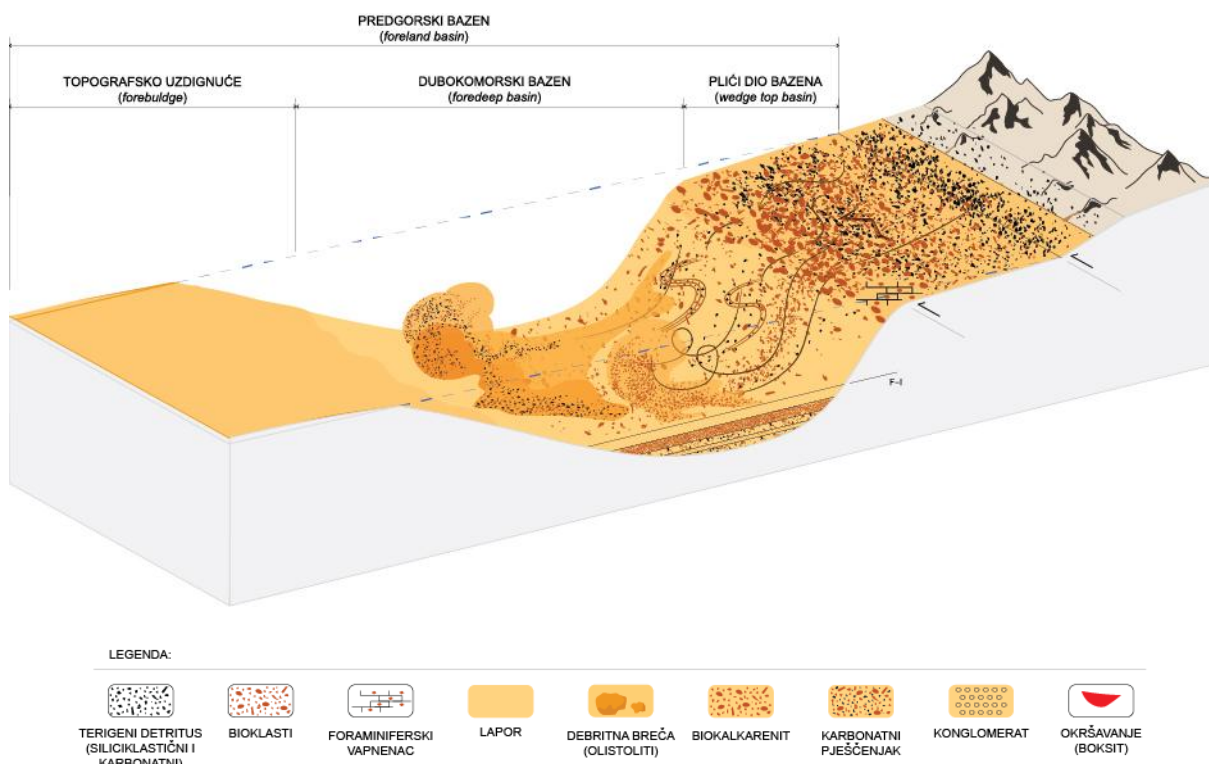
materijala uz vučni transport te suspenzijsku sedimentaciju slijeganjem što odgovara taloženju pjeskovito-siltoznih lapora (*traction plus fall-out*). Ovakvi tokovi sposobni su prenositi najveći dio sitnog sedimenta u udaljene (distalne) dijelove bazena, posebice u prostorno ograničenim (uskim) bazenima. Volumno manji dio takvog razrijeđenog turbiditnog toka zaostaje u proksimalnom dijelu bazena, dok se u distalnom dijelu prostora iz krajnjeg dijela toka može istaložiti sediment znatne debljine (Mutti & Johns, 1978). U uskim bazenima tok može skretati i reflektirati se, što često rezultira složenim vertikalnim sekvencijama i suprotnim smjerovima toka (Pickering & Hiscott, 1985; Marjanac, 1988, 1989, 1990, 1991, 1993, 2000). S obzirom na pretpostavku taloženja iz volumno velikih LDTC tokova iz kojih se talože debeli intervali jedinica izmjena lapora i pješčenjaka te kalcitom bogati lapor smatra se da njihovo taloženje nije u vezi s formiranjem lepeznih delti (suprotno Marjanac, 1996) već su to distalni turbiditi taloženi iz tokova koji se kreću u uskim koritima uzdužno (Slika 6.2B). Jedinica kalcitom bogati lapor odgovara facijesu F9a i predstavljaju taloženje iz potpuno razrijeđenog turbiditnog toka.

Povremeno se u facijesu F-I, unutar izmjene tankih slojeva pjeskovito-siltoznih lapora i karbonatnih pješčenjaka, pojavljuju i debeli slojevi biokalkrudita (numulitnih breča) i biokalkarenita (jasno vidljivo u slijedovima Kašjuni C i Obojena svjetlost), koji ne predstavlja taloge turbiditne struje male gustoće. Nepravilno pojavljivanje debelih intervala biokalkrudita (numulitnih breča) i biokalkarenita unutar jedinice izmjene lapora i pješčenjaka usmjerila je ovo istraživanje na zaključak da su se takvi sedimenti taložili iz gravitacijskih tokova drugačijeg karaktera – turbiditnih tokova velike gustoće (HDTC). Takvi tokovi formirali su se povremeno i bili su većeg volumena, erozivnog karaktera te drugačijeg sastava ishodišnog materijala u odnosu na turbiditne tokove male gustoće. Iz turbiditnih tokova velike gustoće inicijalno se taložio ruditni i krupni arenitni materijal, nakon čega se prilikom nastavka kretanja tok razrijeđivao te se iz takvog toka taložio sitniji sediment (srednji, sitni pijesak, silt i glina). Ovakve promjene posljedica su promjena hidrodinamike gravitacijskog toka (Mutti & Ricci Lucchi, 1975; Mutti, 1992; Remacha & Fernández, 2003), zbog čega je facijese taložene iz turbiditnih tokova velike gustoće moguće interpretirati kao facijese F3/F4/F5 (Mutti, 1992).

Karakteristike jedinice biokalkrudit (numulitne breče) ukazuju na taloženje iz gravitacijskog toka s karakteristikama detritnog toka na prijelazu u hiperkoncentrirani ili turbiditni tok velike gustoće (Mutti, 1992). To su uočena potpora klasta (u ovom slučaju kućica foraminifera), formiranje „gnijezda“ numulita i preferirana orijentacija ljuštura, zbog čega se ovaj facijes može interpretirati kao mogući facijesi F3/F4/F5 prema Mutti (1992).

Taloženje jedinice biokalkarenit može se interpretirati kao taloženje iz potpuno turbulentnog toka velike gustoće kakav može nastati transformacijom nakon taloženja jedinica biokalkruditi ili iz povremenih manjih turbiditnih tokova i dalje velike gustoće, ali u kojima dominira detritus arenitnih dimenzija. Na taloženje iz turbulentnog i erozivnog toka velike gustoće ukazuje prisustvo izduženih, krupnih muljnih klasta u bazi slojeva biokalkarenita (Kašjuni B) i normalna gradacija detritusa (Kašjuni B, J2), zbog čega se biokalkarenit može smatrati facijesom F8 prema Mutti (1992) (Slika 6.2B).

Pretpostavlja se da ukoliko je volumen ishodišnog toka bio velik, iz takvog toka taloži se interval biokalkrudita (F3/F4/F5) a iz daljnje transformacije takvog turbiditonog toka velike gustoće talože se biokalkarenit (F8). Takav kontinuirani prijelaz može se vidjeti u gornjem dijelu slijeda Kašjuni C (Slika 5.21C). U slučaju kada se debeli sloj biokalkarenita nalazi „uklopljen“/izoliran unutar izmjene lapora i pješčenjaka, kao što je uočeno na slijedu Kašjuni B, pretpostavlja se da je taložen iz ishodišnog turbiditnog toka primarno malog volumena u kojemu je primarni sastav dominantno arenitnih dimenzija.



Slika 6.2B. Taloženje jedinica izmjena lapora i pješčenjaka, biokalkarenit i kalcitom bogati lapor facijesa F-I kao sedimenata ispune dubokog korita. Ovu fazu karakterizira intenzivno pretaloživanje koje obično započinje slampiranjem. Taložni mehanizmi su detaljnije objašnjeni u tekstu.

Mnogi autori pretpostavljaju sličan razvoj gravitacijskog toka od detritnog u turbiditni, što rezultira različitim tipovima naslaga koje su produkt transformacije (npr. Payros et al., 1999; Sohn et al., 2002; Pickering & Corregidor, 2005) pri čemu su takvi tokovi često bili interpretirani kao *mass-flow deposits* (MFD). U poglavljima koja su prethodila ovom, detaljno su prikazane karakteristike pojedinog dijela toka, kao i taložni procesi koji su uvjetovali taloženje naslaga određenih (specifičnih) karakteristika.

Prisustvo tankih pločastih slojeva (jedinica izmjene lapora i pješčenjaka i jedinica kalcitom bogati lapor) ukazuju da se radi o elementima taloženja gravitacijskim strujama u distalnom dijelu flišnog bazena (slično Remacha & Fernández, 2003). Pritom se distalnim dijelom flišnog bazena ne smatra bazenska ravnica u smislu taloženja na pasivnom kontinentalnom rubu (Walker, 1978) već izduženo dubokomorsko korito u čijem se udaljenom (distalnom) dijelu taloži ova jedinica. Pritom se tok transformira krećući se duž uskog korita.

U sastavu litološke jedinice biokalkrudita i biokalkarenita dominiraju bioklasti (arenitne/ruditne veličine čestica), koji potječu vjerojatno od nelitificiranih nakupina takvog detritusa primarno akumuliranog na rampi/šelfu odakle se on pretaložio mehanizmom gravitacijskih tokova u dublji, udaljeniji dio taložnog prostora. Na primarno taloženje u plićem prostoru ukazuju tragovi ubušivanja mekušaca u kućice numulita što znači da su se fragmenti, prije pretaloživanja, neko vrijeme zadržali u fotičkoj zoni. Do pretaloživanja dolazi u određenim periodima nestabilnosti, vjerojatno uslijed tektonike. Prisustvo centimetarskih litoklasta u donjem dijelu intervala biokalkrudita (vidljivo na slijedu Kašjuni C te lokalitetu Obojena svjetlost D) govori u prilog djelomičnom pretaloživanju i već litificiranih ili polulitificiranih taloga uz formiranje klasta. Mali udio siliciklasta ukazuje na neznatni donosa materijala s kopna.

Facijes F-II se gotovo u potpunosti može poistovjeriti s megaslojem koji opisuje Marjanac (1986, 1987, 1990, 1993), osim znatne korekcije debljine (u ovom je radu utvrđena debljina veća od 200 m; Slike 6.1 i 5.2) i uočenih specifičnosti vezanih za izdvojenu litološku jedinicu lapor s numulitima.

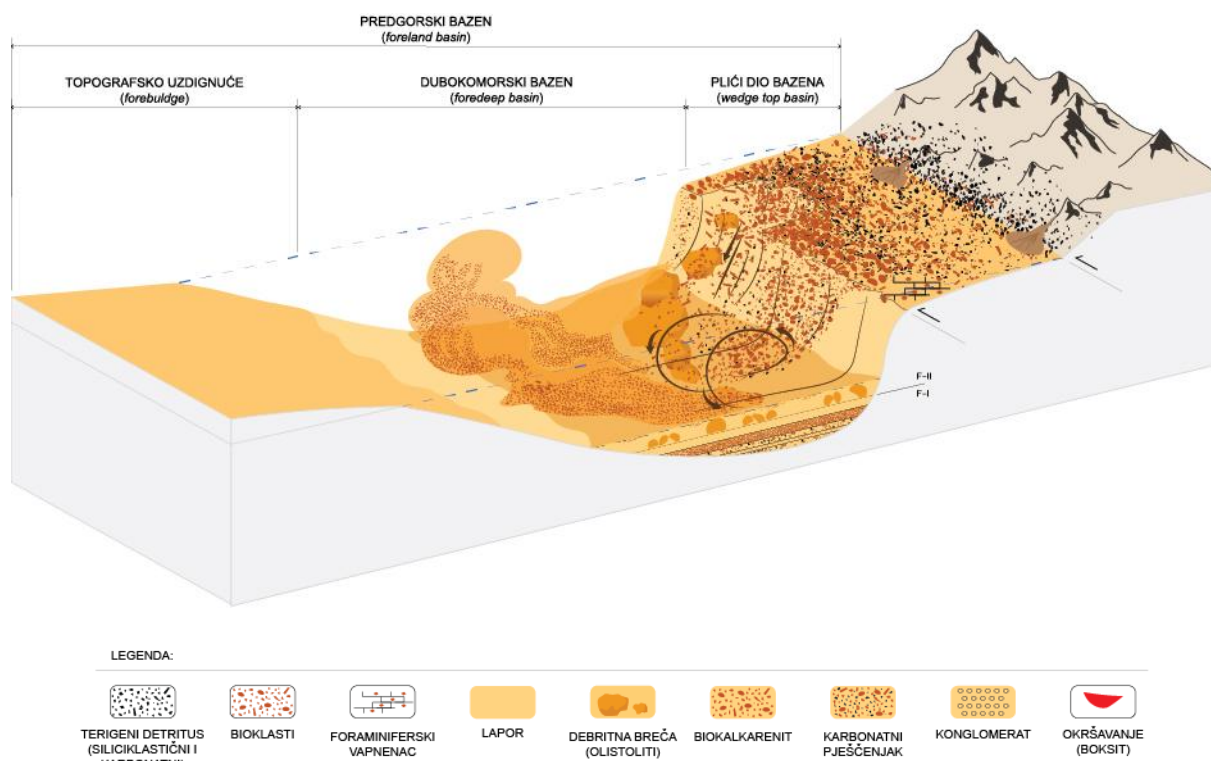
Pojava megaslojeva (slojeva iznimno velike debljine) plijenila je pažnju mnogih istraživača fliša (pregled u Petrinjak et al., 2021). U području Splita ovakve su slojeve opisali Kerner (1903 „srednja flišna zona“) i Marjanac (1986, 1987, 1990, 1993 „olistostroma Kamen-Sutikva“). U svojim istraživanjima Marjanac (1991) opisuje slijed (u ovom radu izdvojen kao facijes F-II) kao “kompleksni sloj” koji se sastoji od: 1) donjeg člana (olistostroma – predstavlja “kaotični

sediment debeo 76-80 m koji sadrži klase plitkovodnih vapnenaca i prijelaznih naslaga te bazenskih sedimenata koji su raspršeni u muljnoj osnovi”), 2) srednjeg člana megasloja koji predstavlja normalno građirani kalkarenit (debljine 27-60 m) u čijem se donjem dijelu nalazi “numulitna breča” (debljine oko 10 m), te 3) gornjeg člana megasloja predstavljenog masivnim laporom (debljine 30-60 m). Usporedba s Kernerovom podjelom ovih tipova sedimenata nalazi se u radu Marjanac (1996). Već u ranijim istraživanjima (Marjanac, 1987, 1991) navodi da se najdeblji megasloj (ili kompleksni sloj) nalazi na lokalitetu Kamen-Sutikva te predlaže ovakav naziv za ovaj megasloj.

Tijekom ovog istraživanja uočene su karakteristike opisanog megasloja (Marjanac, 1987, 1991), koje su izdvojene kao litološke jedinice facijesa F-II, taložene u kontinuitetu u debljini većoj od 200 metara, koji ujedno predstavlja jednu izrazito veliku sekvenciju positnjavanja. U facijesu F-II izdvojeno je 6 litoloških jedinica: (1) debritna breča, (2) lapor s numulitima, (3) biokalkrudit (numulitna breča), (4) biokalkarenit, (5) biokalksiltit te (6) kalcitom bogati lapor („tupina“). Slijedom uočenih kontinuiranih promjena u sastavu među litološkim jedinicama facijesa F-II, opravdano ih je promatrati kao jedan kompleksni interval (sekvenciju ili sloj), sukladno interpretaciji Marjanac (1991) u kojoj se taloženje megasloja tumači taloženjem u okviru jednog jedinstvenog taložnog događaja. Prilikom tog događaja došlo je do kolapsa rampe/šelfa /gornjeg dijela padine uz formiranje gravitacijskog toka iznimno velikog volumena. Do pokretanje gravitacijskog toka došlo je najprije klizanjem i slampiranjem, a zatim se razvija detritni tok, koji prelazi u turbiditni tok velike, a zatim i male gustoće.

Naslage sekvencije talože se najvjerojatnije u dnu padine na prijelazu u distalni dio, ali se kreću i do distalnog dijela flišnog bazena. Taloženje facijesa F-II ukazuje na jedinstveni događaj pretaloživanja odnosno urušavanje pličeg rubnog dijela taložnog okoliša katastrofalnih razmjera (Slika 6.2C).

Slično organizirane naslage predgorskog bazena iznimne debljine (preko 200 m) opisane su i u predgorskom bazenu južnih Pireneja pod različitim nazivima (megaturbidit - LaBaume et al., 1987; Puigdefabregas, 2003; MTD – *mass-transport deposits* Pickering & Corregidor, 2005). U području Alpa veliku debljinu pojedinih slojeva unutar fliša spominju Tunis & Venturini (1992) te Ogata et al. (2014).



Slika 6.2C. Taloženje facijesa F-II dogodilo se uslijed katastrofalnog urušavanja ruba dubokomorskog bazena. Nakon tog događaja formirao se gravitacijski tok iz čijeg su velikog primarnog volumena derivirane druge litološke jedinice uslijed transformacije toka (objašnjenje u tekstu).

Sediment jedinice debritna breča taložen je iz detritnog toka te se može zaključiti da je u slučaju taloženja ove jedinice došlo do pretaloživanja iz plićeg dijela taložnoga okoliša u dublji, pelagički okoliš (duboko korito predgorskog bazena) (Slika 6.2C). U sastavu debritnih breča u ovom su slučaju utvrđeni dominantno olistoliti i manji fragmenti eocenskih foraminiferskih vapnenaca, a u matriksu breča detritus eocenskih foraminifera. Takav sastav ukazuje da je na rampi/šelfu u trenutku dramatičnog urušavanja bio akumuliran još nelitificirani foraminiferski detritus.

Specifični sastav biogenih fragmenata u vezivu debritnih breča kao i sastav detritusa biokalkrudita (numulitidi, ortofragmine, koralinacejske alge) ukazuje na primarne taloge ovakvog sastava koji su postojali na unutrašnjoj i srednjoj rampi, moguće na *bankovima* (nasipima, sprudovima) sa snažnom cirkulacijom vode, ali ograničenim donosom siliciklastičnog detritusa (Rasser & Piller, 2004). Takve su rampe graničile s istraživanim eocenskim flišnim bazenom (koritom). U trenutku urušavanja dijela rampe, dio taloga (biodetritus) bio je nelitificiran, no olistoliti te manji ili veći klasti u brečama bili su odlomljeni iz submarinskog prostora kao već litificirani ili nepotpuno litificirani talozi (slično kao što tvrdi

Marjanac, 1991). Pretaloživanje se, u shvaćanju taloženja facijesa F-II, može smatrati striktnim vremenskim događajem, a taloženje svih litoloških jedinica koje u kontinuitetu formiraju opisanu sekvenciju facijesa F-II može se interpretirati transformacijom iz jednog gravitacijskog toka ekstremno velikog početnog volumena (Marjanac, 1987). Najprije vjerojatno dolazi do ustrmljivanja uslijed tektonike, a zatim do klizanja i slampiranja koji dovode do stvaranja detritnih tokova koji se transformiraju u turbiditne tokove. Klizanjem i slampiranjem dolazi i do uklapanja dijela sedimenta podloge u detritni tok (opisani su fragmenti slampova). Sediment podloge djelomično odgovara akumuliranim (nelitificiranim) kućicama foraminifera (dominantno numulitidi) iz plićeg dijela rampe, a zatim i fragmentima tankih slojeva karbonatnih pješčenjaka te pjeskovito-siltoznog lapora, primarno vjerojatno taloženih na padini. Istovremeno, detritus foraminifera se prenosi u detritnom toku kao ruditna frakcija. Zbog velike količine pelitne komponente detritni tok ima najprije karakter kohezivnog detritnog toka. Uslijed pojačanog trenja iz takvog se toka najprije taloži sediment s gušćom distribucijom blokova i klasta dok se njegov gornji dio obogaćuje matriksom. Upravo je u gornjem dijelu debritne breče facijesa F-II uočeno obogaćenje matriksom odnosno pelitnom komponentom pa se može pretpostaviti da je i prilikom taloženja jedinice debritnih breča došlo do slične separacije. Matriksotporne breče se mogu izdvojiti kao facijes F1/F2 prema Mutti (1992), uz pretpostavku transformacije toka (obogaćenja matriksom) kako to navode Payros et al. (1999).

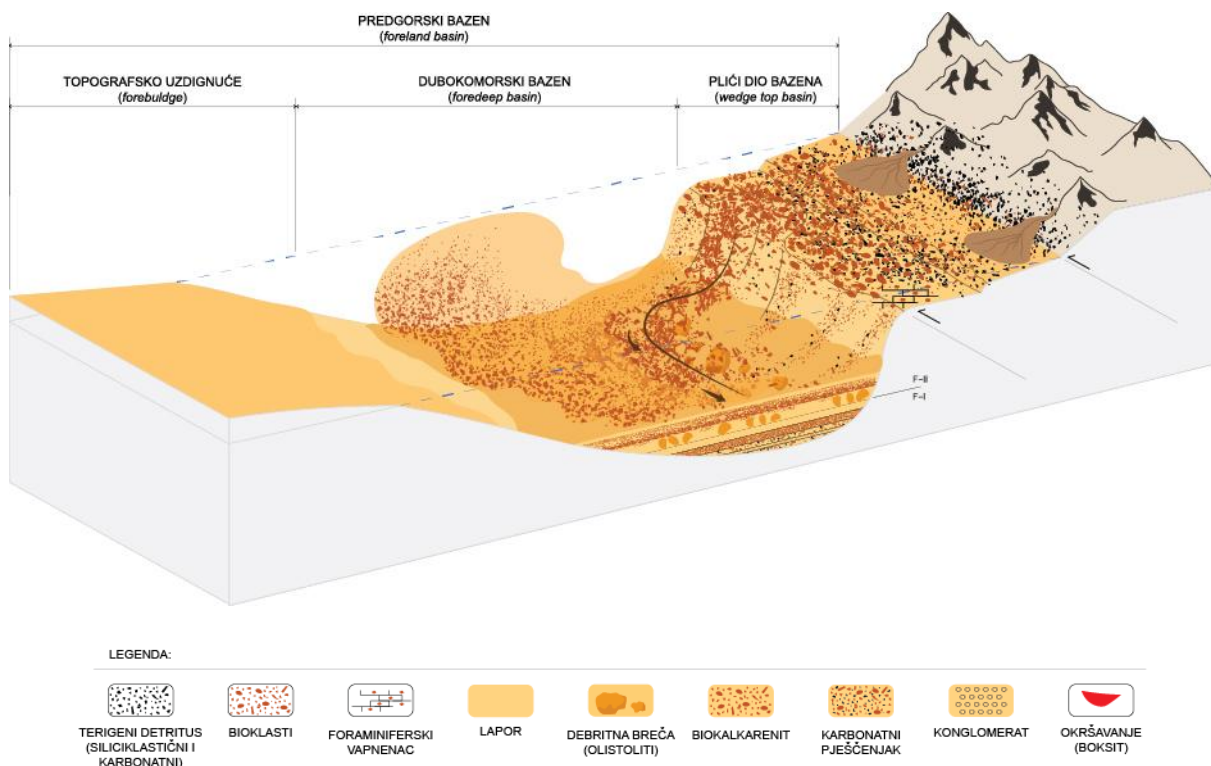
Biodetritus (numulitidi, ortofragmine, fragmenti koralinacejskih algi) ruditnih i arenitnih dimenzija akumulira se u vršnom dijelu takvog toka. Pretpostavlja se da dominantno plosnate bioklaste u toku podržava uzgon smjese vode i matriksa. Akumulacija velikih plosnatih ljuštura foraminifera u gornjem dijelu toka se može objasniti upravo reologijom toka u kojem je prisutno obilje detritusa plosnata oblika. Takav nakupljeni detritus može se i dalje kretati kao detritni tok (nešto manje kohezije, odnosno većeg viskoziteta), slično hiperkoncentriranom toku. U manje kohezivnom detritnom toku s nakupljenim detritusom prodire voda mehanizmom istiskivanjem vode iz zaostalog detritnog toka te prodorom iz okoline u kojoj se tok kreće. Takva promjena rezultira promjenom karaktera toka koji se transformira u turbiditni tok velike gustoće. Formirani tok je erozivnog karaktera, zbog čega dolazi do kidanja i uklapanja detritusa iz podine (*rigid plug*) i njihovog miješanja s matriksom. Takve karakteristike upućuju na uočena "gnijezda" numulita uklopljena u glinom bogate lapore iz jedinice lapor s numulitima. Prema navedenim makropetrografskim karakteristikama lapora s numulitima, a u usporedbi s facijesima prema Mutti (1992), talozi jedinice lapor s numulitima se mogu smatrati talozima facijesa F3.

Iznad lapora s numulitima kontinuirano se taloži jedinica biokalkrudita (numulitne breče). Na osnovi sastava u kojem dominiraju fragmentirane i djelomično abradirane ljuštore velikih bentičkih foraminifera (numulitidi i ortofragmine), koje inače obitavaju u plićem dijelu taložnog prostora (rampi/šelfu), može se zaključiti da je došlo do njihova pretaloživanja u dublji okoliš. Nakon taloženja litološke jedinice debrita i lapora s numulitima zaostaje biodetritus ruditnih, arenitnih i lutitnih dimenzija. Uočeno gušće slaganje fragmenata foraminifera ruditnih dimenzija, preferirana orijentacija plosnatih ljuštura te malo matriksa ukazuje na njihovo taloženje iz turbiditnog toka velike gustoće. To ujedno pretpostavlja transformaciju primarnog detritnog toka u turbiditni tok velike gustoće. Ponašanje toka u kojem dominiraju plosnati, a ne izometrični klasti teško je usporediti s transformacijom toka kakva je poznata u literaturi, a odnosi se na izometrični detritus (npr. Mutti, 1992). Tek se može pretpostaviti da ove naslage karakteriziraju tok u kojem se izdvajaju ruditni klasti u formi vučenog tepiha (*traction carpet*) jer takve karakteristike toka prate pretvorbu ruditnog detritnog u ruditni turbiditni tok velike gustoće uslijed obogaćenja vodom (Mutti, 1992). Takav je tok potpuno fluidan i turbulentan, a veći klasti talože se iz njega jer zbog svoje veličine ne mogu više biti podržavani u turbulentnoj smjesi čestica i vode. Izdvajaju se kao „slojevi“ (*traction carpet*) po kojima se vuku manji klasti. Istovremeno, takav tok je erozivan te može erodirati podlogu po kojoj teče uz formiranje muljnih klasta. Jedino prisustvo muljnih klasta dozvoljava mogućnost pretpostavke da se radi o takvom karakteru toka odnosno o facijesu F4/F5 prema Mutti (1992). Dio megasloja sličnih karakteristika kao u opisanim biokalkruditima (numulitnim brečama) opisuju Pyros et al. (1999) i Pickering & Corregidor (2005) u španjolskim Pirenejima.

Jedinica biokalkarenit taloži se kontinuirano na jedinicu biokalkrudita. Sastav biodetritusa ukazuje na donos iz plićeg dijela taložnog prostora. Detritus veličine vrlo krupnog i krupnog pijeska prenošen je i taložen iz turbiditnih tokova velike gustoće. Pritom homogena građa i velika debljina ove jedinice mogu ukazivati na taloženje u uvjetima u kojima se superkritični tok transformira u subkritični te dolazi do hidrauličkog skoka. Taloženje karakterizira homogena tekstura, a nastaje facijes F8 – homogeni pijesak (prema Mutti, 1992).

Taloženje litološke jedinice biokalksilita također karakterizira pretaloživanje biogenog detritusa siltnih dimenzija na sličan način kao što je opisano za jedinicu biokalkarenita. Taloženje se događalo prilikom transformacije toka iz turbiditne struje velike gustoće u turbiditnu struju male gustoće, odnosno taloženje biokalksilita se može shvatiti kao prijelaz iz facijesa F8 u F9 (Mutti, 1992). Gravitacijski tok je u tom trenutku primio u sebe toliko vode da je postao potpuno razrijeđen, ali je još uvijek potpuno turbulentan, no subkritičan. Proces

taloženja se može interpretirati kao slijeganje iz suspenzije koja se još uvijek kreće. Velika količina planktonskih foraminifera ukazuje da se ovaj vrlo sitnozrnati detritus segregirao u ovom dijelu toka te na koncu iz njega i istaložio.



Slika 6.2D. Taloženje litoloških jedinica lapor s numulitima, biokalkrudit (numulitna breča), biokalkarenit, biokalksilit i kalcitom bogati lapor facijesa F-II u krovini debrитne breče s olistolitima. Procesi nastanka ovih sedimenata objašnjeni su u tekstu.

U jedinici kalcitom bogati lapor taloži se iznimno velika količina pelitnog materijala koji se sliježe iz suspenzije, odnosno iz vodom jako razrijeđenog turbiditnog toka (turbiditnog toka male gustoće). Ovakav tip taloženja, obično se veže za taloženje u završnoj fazi turbiditnog toka te se može interpretirati kao taloženje facijesa F9a (prema Mutti, 1992). Taloženje kalcitom bogatog lapora na vrhu sekvencije positnjavanja predstavlja završnu fazu taloženja tijekom jednog dramatičnog taložnog događaja, a interpretiran je kao hemiturbiditni talog. Velika debljina facijesa F-II, a naročito velika debljina jedinice kalcitom bogati lapor ukazuje na to da se taložni okoliš nakon ovog taložnog događaja znatno zapunio, a time i oplicao.

Kompleksni slojevi znatnije debljine (megaslojevi) opisani su i u flišu Istre (Petrinjak et al., 2021). Od šest opisanih megaslojeva, slojevi Kaldir i Koromačno (Petrinjak et al., 2021) naročito pokazuju sličnost karakteristika kako je opisano u facijesu F-II u ovom istraživanju.

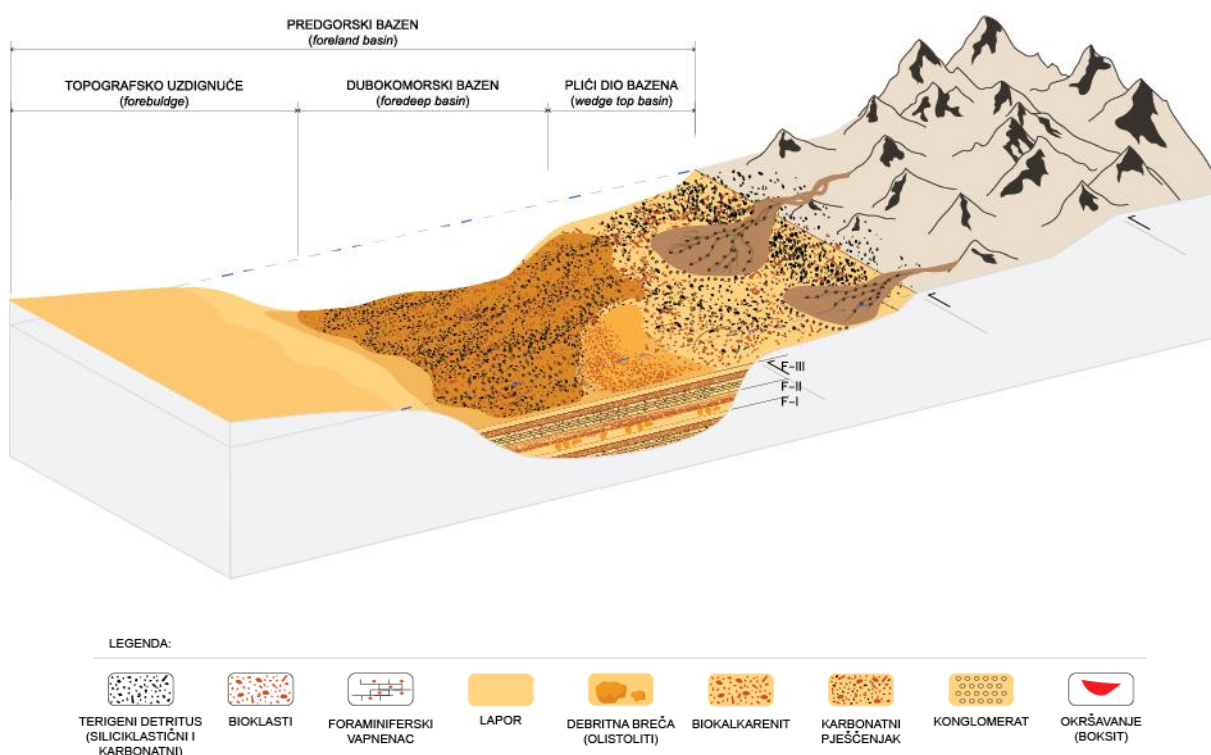
Istraživanja Petrinjaka et al. (2021) također pokazuju da su sinsedimentacijska tektonika te potresi uzrokovali submarinsko urušavanje duž karbonatne rampe te da je taloženje svakog megasloja vezano za lokalno urušavanje. Urušavanje rampe ili padine uzrokovao je mutne tokove kojima su transportirane ogromne količine karbonatnog materijala i bioklasta u dubokomorski flišni bazen.

Facijes F-III koji se kontinuirano taloži iznad F-II, što je vidljivo na EP „Sv. Juraj- Sv. Kajo“, predstavlja najmlađi dio slijeda, a moguće se podudara s početnim dijelom slijedova koje opisuje Marjanac (1996) u kojima dominiraju debeli slojevi ekstrabazenskih konglomerata (nisu obuhvaćeni ovim istraživanjem). Pritom isti autor smatra da se debele naslage ekstrabazenskih konglomerata mogu interpretirati kao talozi fan (lepezne) delte, a nalaze se i u krovini i u podini megasloja Kamen-Sutikva (facijes F-II u ovom istraživanju). Ovakva interpretacija nije sukladna interpretaciji fliša u ovom istraživanju.

Karakteristike sedimenata izdvojenih kao facijes F-III upućuju na taloženje koje se može povezati s deltnim sustavima (bilo da su to fluvijalne ili lepezne delte) koje imaju, međutim, elemente taloženja turbidita. Takvo taloženje može se shvatiti kao taloženje u distalnom dijelu delte snažno utjecano povremenim poplavnim događajima i povezano s hiperpiknalnim tokovima (Slika 6.2.E). Talloženje proksimalnih fluvio-deltnih sustava s razvojem turbiditnih asocijacija u distalnijim zonama predgorskog bazena (Walker, 1967; Mutti et al., 1999) ukazuje na snažnu genetsku povezanost tih dvaju okoliša (Mutti et al., 1996; Mutti et al., 1999). Slijedom takvih zapažanja, Mutti et al. (1996) uvode pojam „fluvio-turbiditnih“ sustava (Mutti et al., 1999; Mutti et al., 2009) odnosno „miješanih“ turbiditnih sustava (Mutti et al., 2003). Bitno je napomenuti da se lepezne delte formiraju u najplićem dijelu šireg okoliša, u tzv. *wedge-top-u* te da su snažno utjecane mehanizmima taloženja turbidita (distalni dijelovi delte) kao i aluvijalnom sedimentacijom. Uz ovu činjenicu mora se voditi računa o promjeni okoliša taloženja od prvotnog dubokomorskog flišnog bazena (aksijalnog dubokomorskog dijela predgorskog bazena – *foredeep basin*) do taloženja u plitkom dijelu bazena.

U plićim dijelovima taložnog okoliša dolazi do ustrmljavanja te do resedimentiranja sedimenata delti bogatih pijeskom koji se transportiraju hiperpiknalnim tokovima, uslijed čega se talože nezreli, krupnozrnati turbiditni sustavi, obično ograničeni unutar lokalnih strukturnih depresija i tvore tzv. „miješani taložni sustav“ („*mixed depositional systems*“; Mutti et al., 2003). U miješanim sustavima mogu se prepoznati karakteristike slične bazenskim „pravim“ turbiditima, no od njih se razlikuju zbog nedovoljno razvijenih karakteristika turbidita (Mutti, 1979; Mutti et al., 2003). Sustavi koji su opskrbljivani iz područja delte tek sliče turbiditima, a

na njima se obično talože sedimenti s obilježjima deltnih pješčanih taloga čela delte ili prodelte. Prema Mutti et al. (2003), uz navedene uvjete nastaju tri intervala A1–A3 koji odražavaju taloženje iz trodijelnog gravitacijskog toka (*tripartite flow*) koji se iz početnog, gustog stadija postupno transformira u razrijeđeni turbulentni tok. Intervali A1 i A2 su rezultat gustog toka i prijelazne sedimentom obogaćene suspenzije, dok interval A3 nastaje samo ako postoji dovoljno turbulentne energije i sitnijeg materijala. Ovakav slijed ukazuje na tokove koji nisu bili dovoljno ubrzani da erodiraju podlogu niti da razviju efikasnu turbulentnu komponentu.



Slika 6.2E. Do taloženja facijesa F-III dolazi u znatno oplicalom taložnom prostoru, a taloženje se može povezati s proksimalnim fluvio-delnim sustavima s razvojem turbiditnih asocijacija u distalnim zonama predgorskog bazena.

Dobra očuvanost i velike dimenzije fragmenata kopnenog bilja facijesa F-III upravo potvrđuju pretpostavku o kratkom transportu i taloženju miješanog sustava u blizini kopna. Moguća je, dakle, pretpostavka o oplicanim uvjetima taloženja facijesa F-III, vezanim za distalnu deltu. Također, dobro očuvane ljuštore krupnih školjki, uočene na plohama krupnozrnatih karbonatnih pješčenjaka isključivo u facijesa F-III kao i obilje biogenih tragova, ukazuju na uvjete pogodne za život organizama. Takvi su se uvjeti vjerojatno stvorili nakon oplicavanja odnosno tijekom taloženja facijesa F-III u plitkom marinskom okolišu *wedge-top-a*.

6.2. TALOŽNI MODEL

Predgorski bazen nastaje tijekom kontinentalne kolizije, a formira se kao rezultat višestrukog opterećenja na strani navlačnog fronta (Sinclair, 1997 i pridružene reference). Tako se neposredno uz zonu kolizije započeo formirati Dinaridski Predgorski Bazen koji obilježava reversno rasjedanje i navlačna tektonika tijekom čitavog paleogena (pregled u Ćosović et al., 2018). U takvim se tektonskim uvjetima formiraju dubokomorska predgorska izdužena korita - *foredeep basin sensu* Mutti et al. (2003), sa svojim plićim dijelom tzv. *wedge-top* bazenom *sensu* Mutti et al. (2003). Dubokomorska predgorska korita su prostori u kojima se talože naslage fliša, a zajedno s prijelaznim naslagama i plitkomorskim karbonatima u svojoj podini čine trojstvo nepotpuno ispunjenog bazena (*underfilled trinity sensu* Sinclair, 1997).

Taloženje u ovakvom tipu bazena (flišu srednje Dalmacije) nema razvijene značajke taloženja turbiditne lepeze karakteristične za taloženje na pasivnom kontinentalnom rubu tj. u ekstenzijskim uvjetima (*sensu* Marjanac, 1991). Stoga smatram da model taloženja vezan za riftnu fazu (Marjanac 1991) nije adekvatan, već sam sklonija prikloniti se hipotezi Heraka (1986, 1989) o nastanku fliša i razvoj bazena u kompresijskim uvjetima.

Formiranje korita posljedično uzrokuje i formiranje topografskih izdignuća (*forebulge*) na strani kratona *sensu* Sinclair (1997) (Ćosović et al. 2018; Babić & Zupanić, 2008, 2012, 2016). Obronci topografskih izdignuća koji su okrenuti prema izdižućem orogenu predstavljaju blago nagnute rampe s karbonatnom sedimentacijom dominantno foraminiferskih vapnenaca (Španiček, 2017). Dio biogenog detritusa prisutnog u naslagama fliša mogao je biti podrijetlom s ovih područja. Povremeni uvjeti emerzije topografskog izdignuća (*forebulga*) (npr. krajem ipresa) objašnjavaju povremene diskontinuitete uz pojavu boksita (Sakač 1960, 1969; Ćosović et al., 2004; Drobne et al., 2011, Babić & Zupanić, 2016; Ćosović et al., 2018). U formirano predgorsko korito donose se ogromne količine okolnih sedimenata. Uslijed pritiska materijala vjerojatno dolazi do spuštanja tj. produbljivanja prostora.

Prostor u kojem su se sedimentirali facijesi fliša F-I i F-II okolice Splita može se objasniti taloženjem u dubokom predgorskom koritu (*foredeep basin*) (Slika 6.2.A, B, C, D, i PRILOG 15) dok se u plićem rubnom području (*wedge-top basin*) taložio facijes F-III (Slika 6.2.E i PRILOG 15). Taloženje facijesa F-III moglo bi se interpretirati završnom fazom taloženja i naslagama ispunjenog bazena (*overfilled basin sensu* Sinclair, 1997). Takvo taloženje vezano za plići okoliš i lepeznu deltu karakterizira i taloženje Prominskih naslaga (Babić & Zupanić, 2016). Sličan prostor opisuju Mutti et al. (2003) koji navode da velika debljina naslaga i njihovo

ujednačeno prostiranje karakteriziraju taloženje iz turbiditnih tokova u dubokomorskom predgorskom koritu. Donos materijala u bazen se dramatično pojačava tijekom tektonskog izdizanja u zaleđu predgorskog bazena ili u periodima niske razine mora (*low-stand system tract* - LST) prilikom intenzivnije erozije, što je inače značajno za formiranje turbidita.

Donos materijala facijesa F-II u bazen tumači se katastrofalnim urušavanjem ruba dubokomorskog prostora izazvanog seizmikom uslijed tektonske aktivnosti (slično interpretaciji Marjanac, 1987, 1990 i Gobo et al., 2020 u interpretaciji jedinice Korlat sjeverne Dalmacije) (Slika 6.2C i D i PRILOG 15). Pritom se urušavanje ruba bazena vjerojatno događalo na više odvojenih područja koje zajedno predstavljaju linearni izvor. Danas je to vidljivo u jedinici debrita na liniji: kop Sv. Juraj – Sv. Kajo, područje Kamen, Sutikva, Kila te Park Mladeži (Marjanac, 1987). Marjanac (1987, 1990) smatra da se urušavanje događalo tijekom niske razine mora (LST-a), što se može zaključiti iz činjenice da dio blokova predstavlja blokove litificiranih foraminiferskih vapnenaca. Ipak, Mutti et al. (2009) navode da taloženje turbidita u kompresijskim uvjetima ne bi trebalo vezati za eustatske pokrete jer su tektonski pokreti, ustrmljivanje kao i potresi bitno važniji čimbenici, a njihovo je pojavljivanje nasumično i nepredvidivo.

Detritus foraminifera, akumuliran u matriksu debrita, ali i neposredno iznad debrita (u jedinici lapora s numulitima i biokalkrudit) ukazuje da su se istovremeno taloženju turbidita u distalnom dijelu dubokomorskog bazena (*foredeep basin*), taložili foraminiferski vapnenci u plićem dijelu bazena (*wedge-top*) i na suprotnoj strani u području rampe topografskog izdignuća (*forebulge*). U trenutku urušavanja foraminiferski detritus nije bio litificiran. Postoji također mogućnost da je donos numulita u taložni prostor bio s dviju suprotnih strana bazena, slično kao što smatraju Remacha & Fernández (2003) za turbidite južnih i centralnih Pireneja.

6.3. STAROST FLIŠA SREDNJE DALMACIJE

Starost fliša u čitavom Dinaridskom području određuje se rasponom rani do kasni eocen (Marjanac et al., 1998; Tari, 2002; Ćosović et al., 2018). Na jugu Hrvatske taloženje fliša se nastavilo u području Jadranskog odobalja (*Adriatic offshore*) kroz oligocen i miocen (Tari-Kovačić, 1997 i Tari-Kovačić et al., 1998). Blanchet (1970) je prvi autor koji je Kernerove “klipove” nazvao olistolitima te im odredio starost kasni lutet.

Starost fliša u okolini Splita određena u ovom radu temelji se na determinaciji planktonskih foraminiferskih vrsta dobivenih ljubaznošću Igora Pejnovića, mag. geol. iz uzoraka prikupljenih na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ prilikom zajedničkog terenskog istraživanja. Naime, u slijedu na EP (Slika 6.1) je izdvojen facijes F-II koji predstavlja 6 litoloških jedinica taloženih u kontinuiranom slijedu koji je shvaćen kao jedna taložna sekvencija. Njeno taloženje inicirano je urušavanjem rampe/šelfa/gornjeg dijela padine, a iz ukupnog urušenog sedimenta formirao se gravitacijski tok koji ima najprije karakteristike detritnog, a zatim i turbiditnog toka (opis i interpretacija facijesa F-II nalaze se u poglavlju 5.). U svakom slučaju, urušavanje predstavlja početak jednog događaja i indicira vrijeme prije početka urušavanja. Uzorci pelitnog sedimenta s planktonom, iz početka facijesa F-II, dakle, predstavljaju vrijeme prije urušavanja (oznaka uzorka KAV 3/22) dok uzorci pelitnog sedimenta (oznaka uzorka KAV 10/22) s vrha taložne sekvencije (s vrha facijesa F-II) predstavljaju završetak taložnog događaja. Iz ovih uzoraka određene su planktonske vrste *Turborotalia pomeroli*, *Dentoglobigerina venezuelana* i *Pseudohastigerina naguewichienensis* koje ukazuju na biozonu priabonsku E15 (35,8 - 34,3 milijuna godina). Događaj vezan za taloženje F-II može se s velikom sigurnošću vezati za navedeni vremenski interval. Sličan pristup vremenskog definiranja flišnih naslaga prema jednom taložnom događaju primijenili su u svojim istraživanjima i Remacha & Fernández (2003) smatrajući ovakav pristup najpouzdanijim načinom vremenske determinacije fliša. Uzorci pelitnog sedimenta s planktonom iz facijesa F-III (Sj 2a/22 i Sj 3b/22) predstavljaju mlađe sedimente. Iz uzorka Sj 2a/22 određene su planktonske vrste *Dentoglobigerina venezuelana* i *Turborotalia cerroazulensis* koje indiciraju biozonu E15-E16 (35,8 - 33,7 milijuna godina).

Prisustvo vrste *Turborotalia cunialensis*, kasnog predstavnika evolucijskog niza *Turborotalia cerroazulensis*, je potvrdilo priabonsku starosti prema biozonijskoj shemi Wade et al. (2018).

6.4. PRIMJENJENA GEOLOŠKA ISTRAŽIVANJA

Detaljne sedimentološke analize provedene u okviru ovog istraživanja, koje su obuhvaćale terenska istraživanja i mikropetrografske analize, omogućile su preciznu podjelu stijena u 9 litotipova. Podjela u litološkom smislu predstavlja prijelaz od foraminiferskog vapnenaca (1), bioklastičnih sedimenata; biokalkrudita (2), biokalkarenita (3) i biokalksilita (4), kalcitom bogatih lapora (tupina) (5), glinom bogatih lapora (6), pjeskovito-siltoznih lapora (7) te karbonatnih pješčenjaka; srednjezrnatih varijeteta (8) i krupnozrnatih varijeteta (9). Prilikom razdvajanja stijena koje pripadaju prethodno detaljno definiranim litološkim jedinicama, posebna je pozornost usmjerena na jedinicu izmjene lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata. Unutar ove litološke jedinice, na temelju mikropetrografskih analiza, bilo je moguće pouzdano diferencirati srednjezrnate i krupnozrnate karbonatne pješčenjake (8–9). Premda su razlike u udjelima nekarbonatnih komponenti između navedenih litotipova relativno male u apsolutnim vrijednostima (Tablica 5.5 i PRILOG 12), pokazalo se da takve varijacije rezultiraju mjerljivim razlikama u tehnološkim parametrima, prvenstveno u vrijednosti silikatnog modula. Naime, uzorci krupnozrnatih karbonatnih pješčenjaka (9) karakterizirani su višim vrijednostima silikatnog modula u odnosu na srednjezrnate varijetete (8) (Tablica 5.4, Slika 5.28 i PRILOG 11). To ukazuje da je viša vrijednost SM u krupnozrnatim karbonatnim pješčenjacima povezana s promijenjenim odnosom SiO_2 prema Al_2O_3 i Fe_2O_3 , odnosno s relativnim smanjenjem alumosilikatne/filosilikatne komponente u odnosu na kvarcnu komponentu.

Prethodna detaljna geološka istraživanja provedena na EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ u svrhu proračuna rezervi mineralne sirovine za proizvodnju cementa, u okviru kojih su provedene kompletne kemijske analize na uzorcima 2-metarskih intervala istražnih bušotina na ispuh, izdvajaju jednu vrstu karbonatnih pješčenjaka (Lukšić et al., 2008). U kontekstu vremena provedbe tih istraživanja i tadašnjih zahtjeva osiguranja kvalitete ulazne sirovine takav je pristup bio opravdan.

Litološka podjela provedena u okviru ovog istraživanja, poslužila je kao osnova za izradu sustavnog plana uzorkovanja stijena u svrhu određivanja kemijskog, a potom i mineraloškog sastava stijena. S obzirom na različite specifičnosti u pojavljivanju promatranih stijena, a koje su rezultat niza transformacija i različitih mehanizama taloženja ovih sedimenata, sa stajališta osiguranja njihove kvalitete u tehnološkom procesu razvidno je da je riječ o velikom broju ulaznih komponenti, odnosno sirovina. Cilj osiguranja kvalitete je kontinuirano praćenje njihovog sastava. Kontroliranim miješanjem različitih sirovina dobiva se mješavina materijala

sa zadanim parametrima koja potom ulazi u daljnji proces proizvodnje cementa. Prilikom praćenja promjena u sastavu sirovina posebna se pažnja odnosi na one sirovine koje imaju ekstremne vrijednosti kemijskog sastava, a time i ekstremne vrijednosti cementnih modula. U praksi, ekstremnim vrijednostima pokazale su se vrijednosti stupnja zasićenja (SZ) veće od 1000 (-) i silikantog modula (SM) većeg od 7 (-), dok aluminatni modul (AM) ne pokazuje nikakve ekstreme.

Ekstremne vrijednosti stupnja zasićenja (SZ) ima foraminiferski vapnenac (1). Na terenu se foraminiferski vapnenci pojavljuju kao veliki blokovi (olistoliti) unutar litološke jedinice debritna breča te upravo zbog svojih metarskih dimenzija na terenu se lako uočavaju, zbog čega se u operativnom smislu mogu pratiti. Samim time se u proizvodnom procesu mogu i kontrolirati, čime se uspješno osigurava njihovo korištenje. Ekstremne vrijednosti silikatnog modula (SM) imaju krupnozrnati karbonatni pješčenjaci (9) koji se nalaze u okviru litološke jedinice izmjene lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata te se pojavljuju kao centimetarski do decimetarski slojevi u nepravilnoj ritmičnoj izmjeni s pjeskovito-siltoznim laporima (7) i srednjezrnatim karbonatnim pješčenjacima (8). Ovakva ritmična izmjena otežava njihovo precizno izdvajanje i prepoznavanje. Sukladno tradicionalnoj podjeli stijena prema stupnju zasićenja (SZ) ove stijene kategoriziraju se kao niska sirovina. Tradicionalna podjela prema stupnju zasićenja (SZ) ne uzima u obzir vrijednost silikatnog modula (SM), jer za tim nije bilo potrebe. Posljednjih godina raste potreba za korištenjem sirovine s visokim vrijednostima silikatnog modula (SM) kao posljedica sve rigoroznijih zahtjeva sustava osiguranja kvalitete sirovina, u skladu s aktualnim globalnim trendovima usmjerenih prema dekarbonizaciji procesa proizvodnje i smanjenju ugljičnog otiska, u cilju postizanja klimatske neutralnosti do 2050. godine (Vijeće Europske unije, 2025).

U tom smislu, detaljna geološka istraživanja predstavljaju temelj za razumijevanje intenziteta promjena u sastavu stijena i omogućuju prepoznavanje promjena u sastavu stijena, čime ostvaruju primjenu u procesu proizvodnje cementa. Razumijevanje uzročno-posljedičnih odnosa u promjenama mineraloškog sastava, a time i kemijskog, doprinosi preciznijem praćenju promjena u operativnom smislu, čime se osigurava kontinuirana kvaliteta sirovina u proizvodnom procesu te donošenju strateških odluka o daljnjem razvoju eksploatacije i proizvodnje.

6.4.1. KEMIJSKE ANALIZE I CEMENTNI MODULI

Rezultati kemijskih analiza i iz njih izračunatih cementnih modula pokazuju jasan kontinuitet u promjeni sastava analiziranih stijena, a time i konzistentne trendove promjena tehnoloških obilježja razmatranih sirovina kao ulaznih komponenti u proizvodnom procesu (Slike 5.27 i 5.28). Budući da su početne vrijednosti pojedinih oksida u izrazito karbonatnim litotipovima vrlo niske, velike relativne promjene treba interpretirati zajedno s apsolutnim vrijednostima oksida. Iako trendovi kretanja vrijednosti glavnih oksida i cementnih modula jasno potvrđuju kontinuitet promjena, ne omogućavaju razlučivanje uzročno-posljedičnih odnosa između promjena pojedinih oksida i vrijednosti cementnih modula. Budući da su cementni moduli definirani kao omjeri, slične vrijednosti ili kontinuirani trendovi mogu se ostvariti različitim varijacijama u udjelima glavnih oksida CaO , SiO_2 , Al_2O_3 i Fe_2O_3 . Vrijednost stupnja zasićenja (SZ) dominantno je kontrolirana udjelom CaO (jednadžba 4.2). Nasuprot tome, vrijednost silikatnog modula (SM) predstavlja omjer SiO_2 , prema zbroju Al_2O_3 i Fe_2O_3 (jednadžba 4.3). Stoga je analiza relativnih promjena pojedinih udjela oksida među sirovinama nužna za interpretaciju utjecaja kemijskog sastava stijena na promjene njihovih tehnoloških obilježja.

Odnosi među visokim sirovinama pokazuju da se prijelaz od stijena (1), s vrlo visokim udjelom CaO (54,05 %) i zanemarivim udjelima preostalih oksida SiO_2 (0,6 %), Al_2O_3 (0,2 %), Fe_2O_3 (0,1 %), do stijena (2–4) očituje relativnim smanjenjem CaO (~ -5 –11 %) i povećanjem udjela SiO_2 ($\sim +650$ –1400 %) te Al_2O_3 ($\sim +350$ –800 %) i Fe_2O_3 ($\sim +230$ –530 %) (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Ovakve promjene upućuje na to da se u okviru visokih sirovina nekarbonatne komponente u sastavu sirovine uvode dominantno putem SiO_2 , dok su Al_2O_3 i Fe_2O_3 imaju sekundarni utjecaj.

Prijelaz iz visokih sirovina u normalnu sirovinu, iz (2–4) u (5) obilježen je daljnjim smanjenjem udjela CaO (~ -10 –16 %), udio SiO_2 raste ($\sim +70$ –250 %), kao i Al_2O_3 ($\sim +80$ –250 %) i Fe_2O_3 ($+100$ –300 %) (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Kao posljedica uravnoteženog rasta brojnika (SiO_2) i nazivnika (Al_2O_3 i Fe_2O_3) postižu se vrijednosti silikatnog modula (SM) u iznosu 3 (-).

Prijelaz iz normalne u nisku sirovinu, iz (5) u (6) obilježen je daljnjim smanjenjem udjela CaO ($\sim -12,5$ %), uz porast udjela SiO_2 ($\sim +40$ %) te sličan porast Al_2O_3 i Fe_2O_3 ($\sim +40$ –45 %) (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Uravnotežen odnos SiO_2 prema ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) rezultira zadržavanjem silikatnog modula (SM) na vrijednostima oko 3 (-).

U daljnjem prijelazu niskih sirovina iz (6) u (7) udio CaO mijenja se vrlo malo, za približno 1 %, udio SiO₂ se povećava ($\sim +10\%$), a Al₂O₃ se smanjuje ($\sim -12\%$) kao i Fe₂O₃ ($\sim -25\%$) (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Takvo relativno smanjenje (Al₂O₃ + Fe₂O₃) u odnosu na SiO₂ je uzrok zamjetnog porasta silikatnog modula (SM) ($s \sim 3$ na ~ 4 -).

U daljnjem prijelazu niskih sirovina, iz (7) u (8) dolazi do blagog porasta udjela CaO ($\sim +3-4\%$), dok se SiO₂ blago smanjuje ($\sim -10\%$), a istodobno Al₂O₃ i Fe₂O₃ se značajnije smanjuju (Al₂O₃ $\sim -35\%$, Fe₂O₃ $\sim -35\%$), što rezultira izraženijim porastom silikatnog modula (SM) ($s \sim 4$ na $5,4$ -) (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Ovo upućuje na zaključak da je porast silikatnog modula (SM) kontroliran izraženijim smanjenjem (Al₂O₃ + Fe₂O₃) u odnosu na SiO₂.

U daljnjem prijelazu niskih sirovina, iz (8) u (9) obilježen je daljnjim porastom CaO ($\sim +7\%$), pad udjela SiO₂ ($\sim -16\%$) te izraženije smanjenje Al₂O₃ ($\sim -45\%$) i Fe₂O₃ ($\sim -30\%$) (Tablica 5.3 i PRILOG 11). Kao posljedica dominantnog smanjenja Al₂O₃ i Fe₂O₃, silikatni modul (SM) bilježi dodatni izražen porast vrijednosti ($s \sim 5,4$ na $7,5$ -). Time se potvrđuje da je u karbonatnim pješčenjacima, osobito u krupnozrnatim varijetetima, porast silikatnog modula (SM) primarno uvjetovan relativnim osiromašenjem sustava Al₂O₃ i Fe₂O₃, a ne apsolutnim porastom SiO₂.

Uz trendove glavnih oksida i cementnih modula razmotreno je i ponašanje sporednih oksida (Slika 5.27B). Sporedni oksidi pokazuju jasne međusobne odnose među sirovinama, iako njihove apsolutne vrijednosti ostaju niske. Alkalijski oksidi rastu izraženije od MgO te dosežu najviše vrijednosti u laporima, pri čemu je u svim sirovinama K₂O dominantan u odnosu na Na₂O. SO₃ ne pokazuje kontinuitet s ostalim oksidima, već lokalne varijacije bez vidljivog utjecaja na vrijednosti cementnih modula. Relativni odnosi sporednih oksida odražavaju promjene mineraloškog sastava sirovina, ali ne predstavljaju kontrolni čimbenik promjena cementnih modula.

Slijedom navedenog proizlazi da se, sukladno tradicionalnoj podjeli sirovina prema vrijednostima stupnja zasićenja (SZ), promjena udjela CaO sukladna je promjeni SZ koja se može pratiti u kontinuitetu. S obzirom da je riječ o dominantno karbonatnim sedimentima, promjene udjela CaO su očekivane. Za razliku od toga, iste vrijednosti silikatnog modula (SM) mogu se ostvariti različitim uzročno-posljedičnim odnosima između SiO₂ te Al₂O₃ i Fe₂O₃. Analiza relativnih promjena kemijskog sastava među sirovinama pokazala je da je porast silikatnog modula (SM) primarno kontroliran relativnim smanjenjem udjela Al₂O₃ i Fe₂O₃ u odnosu na SiO₂, dok apsolutni porast SiO₂ ima sekundarni značaj.

6.4.2. MINERALOŠKE ANALIZE FLIŠNIH NASLAGA

Sustavno provedene kemijske analize bile su osnova za provedbu mineraloških analiza, prvenstveno zbog prethodne podjele stijena. Dosadašnje kvalitativne mineraloške analize sirovina periodički su se provodile iz zakonske obaveze u sklopu izrada elaborata o rezervama mineralnih sirovina za proizvodnju cementa na reprezentativnim uzorcima definiranih sirovina, metodama optičke mikroskopije i simultane termičke analize (Krašić, 2003; Bralić, 2023). Nastavno na podjelu stijena utvrđenih provedenim sedimentološkim analizama, a koja se pokazala sustavnom u provedbi kemijskih analiza na dostatnom broju uzoraka, u cilju određivanja mineraloškog sastava istih, provedena je kvalitativna odnosno semikvantitativna analiza lapora (5-7) i karbonatnih pješčenjaka (8-9), sukladno udjelu njihovog netopivog ostatka za koji takva analiza ima smisla. Ovakav pristup omogućio je detaljan uvid u mineraloški sastav flišnih naslaga na razini eksploatacijskog polja, na kojem je uzorkovanje za potrebe ovih analiza provedeno na više lokacija unutar površine od 215 ha.

Temeljem kvalitativne mineraloške analize uočene razlike unutar niza lapora (5-7) očituju se u udjelima netopivog ostatka, koji u kalcitom bogatom laporu (5) prosječno iznosi 20 %, u glinom bogatom laporu (6) približno 44 %, dok se u pjeskovito-siltoznom laporu (7) udio smanjuje na 34 % (Tablica 5.5). Dominantni karbonat je kalcit, s udjelom od približno 80 % u kalcitom bogatom laporu (5) do oko 50 % u glinom bogatom laporu (6). U uzorcima s povišenim udjelima netopivog ostatka zabilježena je i pojava dolomita, pri čemu njegov maksimalni udio ne prelazi 10 %.

U originalnim uzorcima i netopivim ostatcima prisutni su tinjčasti minerali u približnom udjelu od oko 5–15 %. Budući da se u tim uzorcima difrakcijski refleksi muskovita i illita, odnosno ilitičnog materijala, mogu preklapati, njihovo jednoznačno razlikovanje nije uvijek moguće. Zato pojam „tinjčasti minerali” obuhvaća muskovit i/ili ilitični materijal kada ih nije moguće pouzdano razlučiti.

U netopivim ostatcima i glinovitim frakcijama lapora dominantna mineralna faza je smektit, dok je njegov udio u originalnim, cjelokupnim uzorcima manji, što je posljedica njegove fine granulacije i koncentriranja tijekom izdvajanja glinovite frakcije. U svim analiziranim uzorcima riječ je o dioktaedrijskom smektitu. U netopivom ostatku udio smektita ne prelazi 10 %, dok u glinovitoj frakciji prelazi 50 %. Od ostalih minerala glina zastupljeni su ilitični materijal (illit i/ili visokoilitični illit-smektit) te klorit, u približno sličnim udjelima od oko 5–15 %. Sporadično su zabilježeni difrakcijski maksimumi koje mogu upućivati na nepravilno

interstratificirane minerale glina, vjerojatno povezane s 14 Å fazama i ilitičnim materijalom, no njihova precizna identifikacija nije moguća samo na temelju dobivenih difraktograma. Kaolinit se pojavljuje isključivo u pjeskovito-siltoznim laporima (7), u netopivim ostatcima i glinovitoj frakciji, u vrlo malim udjelima (< 5 %).

Kroz niz lapora (5–7) uočava se sustavan porast udjela kvarca, s približno 2 % na oko 7–8 % u originalnim uzorcima, te s približno 3 % na oko 8–9 % u netopivim ostatcima. Pritom kvarc nije proporcionalan ukupnom udjelu netopivog ostatka, budući da maksimum netopivog ostatka (44 %) odgovara glinom bogatom laporu (6), dok je najveći udio kvarca zabilježen u pjeskovito-siltoznom laporu (7), pri manjem ukupnom udjelu netopivog ostatka (~ 34 %). U svim uzorcima udio plagioklasa dvostruko je veći u odnosu na udio K-feldspata, iako su obje faze prisutne u vrlo malim udjelima (do približno 5 %). Pirit izostaje u glinom bogatom laporu (6), za razliku od ostalih litotipova (5 i 7), dok prisutnost željeznih oksida i/ili hidroksida nije moguće sa sigurnošću potvrditi ni u jednom uzorku.

Prijelaz lapora (5–7) u karbonatne pješčenjake (8–9) očituje se kroz smanjenje udjela netopivog ostatka, koji u srednjezrnatim varijetetima (8) iznosi približno 28 %, dok su u krupnozrnatim varijetetima (9) vrijednosti niže, približno 21 %. Dominantni karbonatni mineral je kalcit, čiji udio doseže najmanje 65 %. U odnosu na lapore (5–7), u karbonatnim pješčenjacima (8–9) izraženija je prisutnost dolomita, iako u vrlo malim količinama (< 5 %). Razlike između varijeteta (8–9) očituju se u općenito manjem udjelu dolomita u krupnozrnatim varijetetima (9), u kojima je zabilježen i vrlo mali udio aragonita te sporadična pojava gipsa. Istodobno se uočava porast udjela kvarca u odnosu na lapore (7), pri čemu u srednjezrnatim karbonatnim pješčenjacima iznosi oko 9 %, dok u krupnozrnatima varira u rasponu 5–9 %. U netopivim ostatcima udio kvarca raste s približno 8–9 % (7) na oko 10–12 % u karbonatnim pješčenjacima (8–9) (Tablica 5.5). Uz kvarc, na difraktogramima (8) su zabilježeni K-feldspat, plagioklasi, tinjčasti minerali, 14 Å minerali glina i pirit, kao i na (9) na kojima je uočena i gips.

U netopivom ostatku karbonatnih pješčenjaka kvarc i minerali glina približno su jednako zastupljeni, pri čemu kvarc doseže prosječne udjele od oko 10–12 %, dok udio smektita iznosi do približno 5 %, a tinjčasti minerali i klorit prisutni su u približno sličnim udjelima (< 5 %), pri čemu u srednjezrnatim varijetetima (8) dominira muskovit. U oba varijeteta zabilježeni su nepravilno interstratificirani minerali glina, pri čemu je jedna faza sigurno klorit, dok druga vjerojatno uključuje smektit, što se ne može pouzdano potvrditi. Kaolinit je prisutan samo u srednjezrnatim varijetetima (8), u vrlo malim udjelima (< 5 %), dok u krupnozrnatima izostaje. Pirit je u karbonatnim pješčenjacima prisutan u vrlo malim udjelima (< 5 %).

Rezultati semikvantitativnih analiza bili su osnova za provedbu kvantitativnih mineraloških analiza na 65 uzoraka stijena s EP (Tablica 5.6 i PRILOG 12). Utvrđeno je da je kalcit dominantni karbonatni mineral, dok je dolomit s pojedinačno najvećim izmjerenim udjelom od 4 % (PRILOG 12). Nekarbonatnu komponentu čini kvarc, s pojedinačno najvećim izmjerenim udjelom od 19 %, zatim feldspati, među kojima je najzastupljeniji ortoklas, s najvećim izmjerenim udjelom 3 %, koji je zajedno s mikroklinom približno dvostruko zastupljeniji od plagioklasa. Od filosilikata/minerala glina najzastupljeniji su tinjčasti minerali (muskovit) (max. 12 %), potom smektit (max. 8 %), kaolinit (max. 4 %) te klorit (max. 2 %). Najveće izmjerene vrijednosti gipsa su 2 %, a pirita 1 %. Ostali minerali, među kojima dominantno anatas, zajedno ne prelaze 1 %.

Relativni odnosi mineraloškog sastava stijena (1–9) pokazuju da se s padom udjela karbonata (minimum u 6–7, uz porast u 8–9) istodobno povećavaju kvarc, feldspati i filosilikati/minerali glina, dok minerali sa sumporom dosežu lokalni maksimum u srednjezrnatim karbonatnim pješčenjacima (8), a ostali minerali imaju zanemariv udio (Tablica 5.6 i Slika 5.29). Takve raspodjele minerala među različitim vrstama sirovina izravno se odražavaju na varijacije cementnih modula.

Prijelaz među visokim sirovinama od (1) do (2–4) obilježen je blagim smanjenjem udjela karbonata ($\sim - 3-6 \%$) uz snažan relativni porast kvarca ($\sim + 430-500 \%$), dok filosilikati/minerali glina ($\sim + 150-340 \%$) i feldspati ($\sim + 200-350 \%$) rastu podređeno (Tablica 5.6). Takav mineraloški odnos odražava se u porastu udjela SiO_2 te generalno niskih udjela Al_2O_3 i Fe_2O_3 ($< 2\%$), što rezultira stabilnim vrijednostima silikatnog modula ($\text{SM} \sim 3 -$).

Prijelaz iz visokih u normalnu sirovinu od (2-4) do (5) karakterizira pad udjela karbonata ($\sim - 11-13 \%$), uz porast kvarca ($\sim + 140-175 \%$), snažnog porasta filosilikata/minerala glina ($\sim + 130-300 \%$) te porast feldspata ($\sim + 150-280 \%$) (Tablica 5.6). Dominantan porasta udjela filosilikata/minerala glina osigurava uravnotežen odnos s kvarcom, čime se osigurava stabilan silikatni modul $\text{SM} (\sim 3 -)$.

Prijelaz iz normalne u nisku sirovinu (5-6) obilježen je daljnjim padom udjela karbonata ($\sim - 13 \%$) i porastom udjela kvarca ($\sim + 36 \%$), dok raste udio filosilikata/minerala glina ($\sim + 75 \%$) i feldspata ($\sim + 74 \%$), čime se zadržava stabilna vrijednost silikatnog modula $\text{SM} (\sim 3 -)$ (Tablica 5.6).

U daljnjem prijelazu niskih sirovina (6-7) dolazi do blagog pada udjela karbonata ($\sim - 5 \%$), udio kvarca vrlo snažno raste ($\sim + 130 \%$), a udio filosilikata/minerala glina se smanjuje ($\sim -$

25 %), uz slabiji porast udjela feldspata ($\sim + 18\%$) (Tablica 5.6). Posljedično, SM raste ($s \sim 3$ na ~ 4 -) zbog dominantnog porasta udjela kvarca.

Prijelaz u srednjezrnati karbonatni pješčenjak (7-8) obilježen je blagim porastom udjela karbonata ($\sim + 6\%$), umjerenim porastom udjela kvarca ($\sim + 15\%$), daljnjim izraženijim smanjenjem udjela filosilikata/minerala glina ($\sim - 46\%$) i feldspata ($\sim - 13-15\%$) (Tablica 5.6). Posljedično, dolazi do značajnijeg porasta SM ($s \sim 4$ na $\sim 5,4$ -) koji je dominantno uvjetovan smanjenjem udjela filosilikata/minerala glina.

Završni prijelaz u krupnozrnati karbonatni pješčenjak (8-9) karakterizira blagi porast udjela karbonata ($\sim + 10\%$), uz smanjenje udjela kvarca ($\sim - 9\%$) te izraženije smanjenje udjela filosilikata/minerala glina ($\sim - 65\%$) i feldspata ($\sim - 29\%$) (Tablica 5.6). Uz stabilan udio kvarca i značajnije smanjenje udjela filosilikata/minerala glina dolazi do snažnijeg porasta SM ($s \sim 5,4$ na $\sim 7,5$ -), koji je dominantno uvjetovan smanjenjem udjela filosilikata/minerala glina.

Minerali koji sadrže sumpor prisutni su u vrlo niskim udjelima kroz sve litološke tipove (1–9), uz blagi lokalni maksimum u srednjezrnatim karbonatnim pješčenjacima (8), dok su ostali minerali konstantno zastupljeni u zanemarivim udjelima, bez izraženog trenda i značajnog utjecaja na varijacije cementnih modula.

Dio niskih sirovina, koji obuhvaća pjeskovito-siltozne lapore (7), srednjezrnate karbonatne pješčenjake (8) i krupnozrnate karbonatne pješčenjake (9), pripada litološkoj jedinici izmjene lapora i pješčenjaka, mjestimično s proslojcima konglomerata. Za ovu jedinicu karakteristične su najviše vrijednosti silikatnog modula među svim analiziranim sirovinama, no zbog česte i prostorno neujednačene izmjene laporovitih i pješčenjačkih slojeva, vrijednosti silikatnog modula (SM) pokazuju izraženu varijabilnost. Analiza uočenih trendova u promjeni mineraloškog sastava pokazuje da su varijacije silikatnog modula (SM) u ovoj litološkoj jedinici primarno uvjetovane smanjenjem ukupnog udjela filosilikata/minerala glina, dok udio kvarca ostaje relativno stabilan. Budući da su filosilikati/minerali glina glavni mineralni nositelji Al_2O_3 i Fe_2O_3 , a udjeli tih oksida u kemijskom sastavu analiziranih litotipova relativno su niski, i manje promjene u udjelu filosilikatne komponente mogu imati izražen učinak na vrijednost SM.

6.5. APLIKACIJA ZA PROCJENU MINERALOŠKOG SASTAVA SIROVINE ZA PROIZVODNJU CEMENTA

Procjena mineraloškog sastava na temelju kemijskih analiza poznati je koncept koji se prvenstveno primjenjivao u analizama magmatskih stijena (pod nazivom normativna mineralogija), s ciljem dobivanja rezultata mineraloškog sastava primjenom unaprijed definiranih pravila ili algoritama (Werma et al., 2003). Rjeđe je primjenjivan u sedimentnim stijenama zbog njihovog izrazito varijabilnog sastava (Cohen & Ward, 1991; Ward et al., 1999; Bjørlykke, 2014; Hupp & Donovan, 2018). Koncept se počeo intenzivnije razvijati za potrebe naftnih i plinskih istraživanja u kojima su se procjenjivale karakteristike pješčenjaka kao potencijalnih rezervoara nafte i plina (Bjørlykke & Jahren, 2010). Iako su razvijeni programi koji koriste velike baze podataka za sedimentne stijene, heterogenost njihova sastava i dalje predstavlja ograničavajući faktor za njihovo korištenje (Rosen et al., 2004; Kackstaetter, 2014).

Procjena mineraloškog sastava stijena s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo” provedena primjenom aplikacije *Mineral Predictor* pokazala je visoku razinu usklađenosti između procijenjenih i izmjerenih vrijednosti, što potvrđuju visoke vrijednosti koeficijenta determinacije ($R^2 = 0,990$ – $0,999$). Visoke vrijednosti R^2 pokazuju da model vrlo dobro opisuje odnose unutar skupa podataka korištenog za učenje mreže. Međutim, prediktivna sposobnost modela za nove uzorke mora se procjenjivati na temelju uzoraka koji nisu bili uključeni u učenje mreže. Princip funkcioniranja neuronskih mreža temelji se na sposobnosti učenja mreža prema datim ulaznim podatcima. Svaki ulaz posjeduje težinu koja se propagira na sljedeći sloj kroz aktivacijsku funkciju i na taj način se dobivaju izlazni podatci (Hajba et al., 2023). U procesu učenja odnosno treniranja mjeri se generirana pogreška temeljem koje se mijenjaju parametri mreže sve dok se ne postigne dovoljno „mala pogreška“. Kemijski sastav i mineraloški sastav sirovine međusobno su povezani jer su glavni oksidi raspoređeni u određenim mineralnim fazama. Neuronska mreža u ovom slučaju ne računa mineraloški sastav na temelju unaprijed zadanih stehiometrijskih pravila, nego uči empirijske odnose između kemijskog sastava i kvantitativno određenog mineraloškog sastava analiziranih uzoraka. Upravo zbog toga su kemijske i mineraloške analize dobri kandidati kao ulazni podatci u neuronskoj mreži. U prilog tomu ide činjenica da je u okviru ovog rada, također u programskom jeziku Python, testirana metoda linearne regersije na istim ulaznim podatcima. Koeficijenti determinacije (R^2) određeni na skupu ulaznih podataka za učenje modela procjene metodom linearne regresije pokazali su veći raspon vrijednosti u odnosu na koeficijente determinacije (R^2) određene na skupu ulaznih podataka za učenje neuronske mreže (od 0,990 do 0,999). Koeficijenti determinacije (R^2)

određeni na skupu ulaznih podataka za učenje modela metodom linearne regresije bili su u rasponu od 0,462 do 0,973, kako slijedi: kalcit (0,9565), dolomit (0,818), kvarc (0,973), albit (0,898), ortoklas (0,870), mikroklin (0,788), kaolinit (0,847), muskovit (0,923), illit (0,923), smektit (0,683), klorit (0,812), gips (0,562) i pirit (0,462). Izmjerena vrijednost muskovita Rietveldovom metodom u ulaznim podacima podijeljena je na dva jednaka dijela, pri čemu je jedan dio pridružen muskovitu, a drugi illitu, vrijednosti R^2 za muskovit i illit pokazuju jednake vrijednosti. Usporedba s linearnom regresijom pokazuje da neuronska mreža bolje opisuje odnose unutar analiziranog skupa podataka. Ipak, budući da su vrijednosti R^2 za oba pristupa određene na skupu za učenje, usporedbu treba shvatiti kao pokazatelj boljeg prilagođavanja modela analiziranim podacima, a ne kao potpunu neovisnu potvrdu prediktivne sposobnosti.

Najmanja relativna odstupanja procijenjenih od izmjerenih vrijednosti minerala grupiranih u kristalokemijske grupe minerala na skupu podataka koji su korišteni za učenje mreže, zabilježena su kod procjene karbonata. Ekstremno visoka odstupanja uočena su kod kvarca (približno 132 %) te povišena kod filosilikata/minerala glina (približno 21 %) u foraminiferskom vapnencu (Tablica 5.7A), što je posljedica njihovih izrazito malih apsolutnih udjela, pri čemu apsolutna odstupanja iznose svega 0,3 postotna boda za kvarc, odnosno 0,2 pp za filosilikate/minerale glina (Tablica 5.7B). Rezultate za foraminiferski vapnenac treba tumačiti oprezno jer se radi o izrazito karbonatnom i mineraloški rubnom litotipu, u kojem male apsolutne količine nekarbonatnih faza mogu proizvesti velika relativna odstupanja. U praktičnoj primjeni aplikacije taj litotip može se tretirati kao rubni slučaj ili izdvojena kategorija. U preostalim visokim sirovinama procjena kvarca pokazuju nešto viša odstupanja (približno 19 %, odnosno 0,3 pp) u odnosu na ostale sirovine, u kojima su odstupanja kvarca uglavnom manja od 3 % odnosno 0,1 pp (Tablice 5.7A i B). Procjena feldspata i minerala glina pokazuje umjerena odstupanja (do 15%), ponajprije u visokim sirovinama (Tablica 5.7A), što se može povezati s njihovim niskim stvarnim udjelima (0,1 pp; tablica 5.7B). Kod filosilikata/minerala glina dodatni izvor nesigurnosti proizlazi iz pojednostavljene grupacije faza (npr. muskovit-illit), u svrhu realnijeg prikaza stvarnog mineraloškog sastava. Relativna odstupanja zabilježena kod minerala koji sadrže sumpor i skupine ostalih minerala odražavaju efekt malih apsolutnih vrijednosti, a ne stvarnu netočnost modela. Takva odstupanja prvenstveno odražavaju ograničenja kvantifikacije minornih mineralnih faza, kako korištenjem Rietveldovog utočnjavanja, tako i u modelu procjene te ih je potrebno tumačiti s oprezom.

Relativna odstupanja na skupu podataka koji nije korišten za učenje mreže (Tablica 5.8A) pokazuju povećanu varijabilnost u odnosu na skup podataka za učenje, osobito kod grupa

minerala s niskim udjelima, gdje su zabilježena vrlo visoka odstupanja (npr. feldspati do +200 % te minerali sa sumporom i ostali minerali do -100 %). Također, pojedine glavne mineralne skupine mogu pokazivati povišena relativna odstupanja (npr. kvarc do ± 15 %), što je posljedica njihove varijabilnosti i osjetljivosti modela izvan skupa učenja. Budući da je testiranje provedeno na ograničenom broju uzoraka, dobivene rezultate treba promatrati kao početnu provjeru prediktivne sposobnosti modela, a ne kao konačnu validaciju za sve litotipove i sve moguće varijacije sastava.

Međutim, apsolutna odstupanja (Tablica 5.8B) ostaju relativno niska (prosječno 0,6–2,7 pp za glavne mineralne skupine), što potvrđuje da su stvarne pogreške modela i dalje umjerene. Najveća odstupanja zabilježena su kod karbonata i filosilikata/minerala glina, dok su za kvarc i feldspate ona manja, a za minerale koji sadrže sumpor i ostale minerale zanemariva. Odstupanja izmjerenih i procijenjenih vrijednosti upućuju da model zadržava zadovoljavajuću prediktivnu sposobnost i izvan skupa za učenje, pri čemu povišena relativna odstupanja prvenstveno odražavaju učinak malih apsolutnih vrijednosti i prirodnu varijabilnost sustava.

Ovakvi rezultati ukazuju na nedostatke u provedenoj procjeni, koji mogu biti iz nekoliko izvora. Broj ulaznih podataka svakako utječe na učenje mreže, a time i na točnost procjene. Iako je 65 podataka opravdalo funkcioniranje procjene, zasigurno bi veći broj ulaznih podataka dao preciznije rezultate na testiranju podataka. Nadalje, konfiguracija neuronske mreže podložna je promjeni zadanih parametara, od odabira broja skrivenih slojeva do broja iteracija i/ili brzina stopa učenja. Također, pogreške prilikom uzorkovanja stijena, pogotovo uzorci iz centimetarskih slojeva pjeskovito-siltoznih lapora koji mogu imati milimetarske proslojke karbonatnih pješčenjaka ili pak uzorci glinom bogatih lapora koji mogu imati izazito mali udio numulita, također značajno mijenjaju sliku uzorka. Moguća su odstupanja i kao rezultat pogreške mjernih uređaja koje su realne u svih istraživanjima te pogreške u interpretaciji rendgenograma metodom Rietveldovog utočnjavanja na mineralima s vrlo malim udjelom u ukupnom sastavu stijene.

Razvijena aplikacija *Mineral Predictor* pokazala se kao učinkovit alat za brzu procjenu mineraloškog sastava na temelju kemijskog sastava stijena, osobito za dominantne mineralne skupine. Procjene minornih mineralnih faza zahtijevaju dopunu klasičnim mineraloškim analizama. Na taj je način po prvi puta omogućeno povezivanje kemijskog sastava sirovine (koji se provodi kao standardni postupak u procesu proizvodnje cementa) sa stvarnim mineraloškim sastavom stijena koje se eksploatiraju. Ovaj postupak će ujedno omogućiti precizniji način praćenja sastava mineralne sirovine, ukoliko je to potrebno.

7. ZAKLJUČAK

1. Primarni lokalitet u ovom istraživanju bilo je eksploatacijsko polje mineralne sirovine za proizvodnju cementa „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ u okolici Splita. Naslage fliša na eksploatacijskom polju korelirane su s flišnim naslagama na lokalitetima poluotoka Marjan (uvale Kašjuni i Obojena svjetlost).

2. Na osnovi terenskih i mikropetrografskih karakteristika izdvojeno je 8 litoloških jedinica; debritne breče (debrit) (1), lapor s numulitima (2), biokalkrudit (numulitna breča) (3), biokalkarenit (4), biokalksilit (5), kalcitom bogati lapor (tzv. „tupina“) (6), izmjena lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata (7) te izmjena lapora i pješčenjaka (8). S obzirom na njihov položaj u vertikalnom slijedu i karakteristične asocijacije jedinica, definirana su 3 facijesa: F-I, F-II i F-III, a njihov postanak objašnjen je razvojem eocenskog flišnog bazena (Slika 6.2A, B, C, D, E i PRILOG 15).

3. Taloženje definiranih flišnih facijesa posljedica je izdizanja navlačnog masiva Dinarida, uslijed čega je formiran Dinaridski predgorski bazen (DPB) u formi uskog dubokomorskog korita izduženog paralelno pružanju izdižućeg orogena. Novoformirani bazen/korito postupno se zapunjavao donosom materijala gravitacijskim tokovima iz zaleđa. Takvi su tokovi, sastavljeni dominantno od intrabazenskog karbonatnog detritusa i bitno manje od terigenog siliciklastičnog detritusa, prilikom svog kretanja mijenjali smjer te se nastavljali kretati uzduž formiranog korita. Pri tom su se tijekom transporta postupno transformirali. Sedimentacija se najprije odvijala u najdubljem dijelu bazena (*foredeep basin*), a u završnoj fazi u plićem dijelu bazena (*wedge top basin*).

4. Taloženje izdvojenih litoloških jedinica facijesa F-I i F-II interpretirano je kao sedimentacija iz gravitacijskih tokova koji su uslijed transformacija taložili različite tipove sedimenata (litološke jedinice), ovisno o promjeni sastava i zaustavljanju toka nakon dužeg ili kraćeg transporta. Ovisno o načinu i stupnju transformacije inicijalnog gravitacijskog toka, definirani su karakteristični facijesi (F1-F9) prema Mutti (1992). Definirani facijesi odražavaju niz genetski povezanih sedimentacijskih procesa koji su uvjetovani razlikama u gustoći i turbulentnosti toka, odnosno njegovoj učinkovitosti, kao i promjenama koje nastaju uslijed prodora okolne vode u inicijalni tok, što u konačnici dovodi do promjena u granulometrijskom sastavu transportiranog materijala.

5. Facijes F-I predstavlja asocijaciju litoloških jedinica: izmjena lapora i pješčenjaka (8), kalcitom bogati lapor (6), biokalkrudit (numulitna breča) (3) i biokalkarenit (4). Dominantna litološka jedinica u ovom facijesu je izmjena lapora i pješčenjaka, koja se taloži kao produkt potpuno razrijeđenog turbiditnog toka iz turbiditne struje male gustoće (LDTC), a koji se kreće do distalnih dijelova dubokomorskog korita. Taloženje ovog pretežno pelitnog sedimenta kombinacija je mehanizma taloženja vučnog transporta i slijeganja iz suspenzije (*traction plus fallout processes*). Ovakav mehanizam taloženja odgovara facijesu F9a (Mutti, 1992). Naslage ovog facijesa mogu se poistovjetiti s Bouminim turbiditnim intervalima Tb-e. I naslage jedinice kalcitom bogatih lapora („tupine“) talože se iz potpuno razrijeđenog turbiditnog toka male gustoće i odgovaraju facijesu F9a. Nasuprot tome, litološke jedinice biokalkrudita (numulitnih breča) i biokalkarenita talože se iz povremeno formiranih gravitacijskih tokova velike gustoće (HDTC), koji su inicijalno prenosili dominantno bioklastični materijal ruditnih i krupni arenitnih dimenzija, zajedno sa sitnijim detritusom (srednji i sitni pijesak, silt i glinu). Taloženje biokalkrudita odgovara transformaciji detritnog toka na prijelazu u turbiditni ili hiperkoncentrirani tok te se može poistovjetiti s facijesom F3/F4/F5 prema Mutti (1992). Ukoliko se takav tok transformira u potpuno turbulentni tok velike gustoće taloži se jedinica biokalkarenita koja pokazuje homogenu teksturu ili normalnu gradaciju biodetritusa, što odgovara karakteristikama facijesa F8 (prema Mutti, 1992).

6. Facijes F-II predstavlja asocijaciju litoloških jedinica: debritna breča (1), lapor s numulitima (2), biokalkrudit (numulitna breča) (3), biokalkarenit (4), biokalksilit (5), te kalcitom bogati lapor („tupina“) (6) koje zajedno činu izrazito veliku sekvenciju positnjavanja (više od 200 m). Sekvencija je nastala iz jednog događaja koji je započeo katastrofalnim urušavanjem plićih dijelova taložnog prostora uslijed čega je nastao gravitacijski tok iznimno velikog volumena koji je svoje kretanje započeo najprije klizanjem i slampiranjem u gornjem dijelu padine/na vanjskoj rampi, a zatim se razvija u detritni tok, koji prvo prelazi u turbiditni tok velike, a zatim i male gustoće. Jedinica debritna breča (uključujući dekameterske olistolite) taloži se iz kohezivnog detritnog toka koji predstavlja inicijalnu fazu gravitacijskog toka. Debitne breče interpretirane su kao facijesi F1/F2 (prema Mutti, 1992). U gornjem dijelu toka akumulira se biodetritus, koji se uz matriks obogaćuje okolnom vodom i nastavlja se kretati kao manje kohezivan detritni tok. Takav tok uslijed dodatnog obogaćivanja vodom transformira se u turbiditni tok velike gustoće. Novoformirani tok, s potporom matriksa, erozivnog je karaktera zbog čega može otkidati sedimente u podini, u kojima su zaostali numuliti. Takvom transformacijom toka može se interpretirati jedinica lapor s numulitima koja odgovara facijesu

F3 (Mutti, 1992). Pretpostavlja se da daljnjim kretanjem turbiditnog toka velike gustoće u njemu zaostaje biodetritus ruditnih dimenzija koji se izdvaja u formi vučenog tepiha ili je homogen. Taloži se litološka jedinica biokalkkrudit koja je definirana kao facijes F4/F5 (Mutti, 1992). Zaostali detritus arenitnih dimenzija taloži se iz turbiditne struje velike gustoće kao jedinica biokalkarenit. U ovoj fazi dolazi do transformacije superkritičnog toka u subkritični i hidrauličkog skoka. Za ovu fazu karakteristična je homogena tekstura, kakva je prisutna u jedinici biokalkarenit, definiranoj kao facijes F8 (Mutti, 1992). Krećući se dalje, turbiditna struja velike gustoće transformira se u struju male gustoće turbulentnog karaktera, što odgovara prijelazu biokalkarenita u jedinicu biokalksilit, odnosno prijelazu iz facijesa F8 u F9 (Mutti, 1992). Daljnjim kretanjem i upijanjem vode, tok ostaje turbulentan i potpuno se razrjeđuje, a taloženje iz takvog toka interpretira se kao taloženje iz suspenzije kojom se interpretira jedinica kalcitom bogati lapor, izdvojen kao facijes F9a (Mutti, 1992).

7. Facijes F-III predstavlja jednu litološku jedinicu izmjenu lapora i pješčenjaka s rjeđim proslojcima konglomerata (7). Karakteristike uočene u ovoj jedinici, poput dobro očuvanih fragmenata kopnenog bilja velikih dimenzija i ljuštura školjki te obilje biogenih tragova, upućuju na povezanost s deltnim sustavima što implicira oplicavanje bazena odnosno taloženje u plicem dijelu bazena (*wedge top*). U ovakvim rubnim deltnim sustavima, sedimentacijom dominiraju hiperpiknalni tokovi, najčešće generirani poplavama, koji mogu redistribuirati deltnu sedimentaciju u distalnije dijelove bazena. Iz ovakvih tokova mogu se taložiti nezreli, krupnozrnati turbiditni sustavi, obično ograničeni unutar lokalnih strukturnih depresija. Ovakvo taloženje upućuje na vezu deltnih sustava s razvojem turbiditnih sekvencija u distalnim dijelovima bazena te ih se zbog toga opravdano naziva „miješanim taložnim sustavima“ (prema Mutti et al., 2003).

8. Facijes F-I taložen je u distalnom, najdubljem dijelu taložnoga prostora, facijes F-II predstavlja taloženje nakon katastrofalnog urušavanja ruba taložnog prostora (rampe/šelfa/gornjeg dijela padine), a facijes F-III odražava taloženje u plicem dijelu bazena tzv. *wedge-topu*, odnosno odražava uvjete koji su nastupili nakon zapunjavanja bazena (Slika 6.2A, B, C, D, E i PRILOG 15). Na lokalitetima uvala Kašjuni i Obojena svjetlost uočene su karakteristike naslaga ekvivalentne facijesu F-I na EP.

9. U sastavu litološke jedinice biokalkkrudita i biokalkarenita dominiraju bioklasti koji potječu od nelitificiranih nakupina takvog detritusa primarno akumuliranog u plicem dijelu taložnog okoliša, rampi/šelfu, odakle se on pretaložio mehanizmom gravitacijskih tokova u dublji, udaljeniji dio taložnog prostora. Na primarno taloženje u plicem prostoru ukazuju tragovi

ubušivanja mekušaca u kućice numulita, što znači da su se fragmenti prije pretaloživanja neko vrijeme zadržali u litoralnoj zoni. Do pretaloživanja dolazi u određenim periodima nestabilnosti, uslijed tektonike. Siliciklastični detritus deriviran je iz zaleđa.

10. S obzirom na zajednicu planktonskih foraminifera starost istraživanih naslaga fliša određena je kao priabon.

11. Na osnovi provedenih sedimentoloških analiza, stijene s EP „Sv. Juraj – Sv. Kajo“ podijeljene su u 9 litotipova: (1) foraminiferski vapnenac (kao olistolit), (2) biokalkrudit (numulitne breče), (3) biokalkarenit, (4) biokalksilit, (5) kalcitom bogati lapor, (6) glinom bogati lapor, (7) pjeskovito-siltozni lapor, (8) srednjezrnati karbonatni pješčenjak i (9) krupnozrnati karbonatni pješčenjak. Ovakva podjela stijena omogućila je sustavni pristup uzorkovanju, usmjeren na daljnju mineraloško-kemijsku analizu stijena.

12. Interpretacija kemijskih analiza stijena bila je usmjerena na razumijevanje uzročno-posljedičnih odnosa među relativnim udjelima oksida koji definiraju tehnološka obilježja stijena, čime se iste kategoriziraju kao mineralna sirovina. Sukladno dosadašnjoj podjeli stijena u kategorije visoke, normalne i niske sirovine, prema visokom, normalnom i niskom udjelu karbonatnih komponenti u stijenama, provedene analize su potvrdile da varijacije u udjelu CaO proporcionalno definiraju vrijednosti cementnog modula stupanja zasićenja (SZ). Interpretacija relativnih promjena udjela SiO_2 , Al_2O_3 i Fe_2O_3 pokazala je da su konstantne vrijednosti silikatnog modula (SM) u visokim sirovinama i normalnoj sirovini produkt uravnoteženog odnosa SiO_2 naprema zbroju Al_2O_3 i Fe_2O_3 , dok je povišenje vrijednosti silikatnog modula u niskim sirovinama posljedica relativnog smanjenja udjela Al_2O_3 i Fe_2O_3 u odnosu na SiO_2 , odnosno smanjenja udjela alumosilikatne/filosilikatne komponente u odnosu na kvarcnu komponentu.

13. Mineraloškom analizom utvrđeno je da je kalcit dominantan, a dolomit podređen karbonatni mineral. Nekarbonatnu komponentu u sastavu stijena čine kvarc, albit, ortoklas, mikroklin, muskovit i ilitični materijal, pri čemu je illit u modelu tretiran kao izvedena varijabla, a ne kao zasebno izravno kvantificirana faza smektit, kaolinit, klorit, gips, pirit te ostali minerali. Interpretacijom relativnih odnosa promjena udjela minerala među sirovinama utvrđeno je da su varijacije silikatnog modula (SM) primarno su povezane s promjenom odnosa kvarca prema filosilikatima/mineralima glina, odnosno s promjenama udjela mineralnih nositelja SiO_2 u odnosu na mineralne nositelje Al_2O_3 i Fe_2O_3 . Budući da filosilikati/minerali glina predstavljaju glavne mineralne nositelje Al_2O_3 i Fe_2O_3 i relativno male varijacije u udjelima ovih oksida

rezultiraju zapaženom promjenom tehnoloških obilježja sirovine u vidu promjene silikatnog modula (SM).

14. U cilju omogućavanja učinkovitijeg praćenja varijacija u sastavu stijena/sirovina, uz istodobnu uštedu vremena potrebnog za pripremu uzoraka za analizu, u ovom je radu razvijena aplikacija *Mineral Predictor* za procjenu mineraloškog sastava na temelju poznatog kemijskog sastava uzorka sirovine kakav se koristi u industrijskoj praksi. Validacija aplikacije pokazala je dobru pouzdanost procjene za definirane kristalokemijske grupe minerala, a njeno testiranje potvrdilo je da postoji prostor i za njezino poboljšanje. Primijenjena grupacija minerala adekvatna je za primjenu u industrijskoj praksi. S razvojem novih tehnologija otvaraju se nove mogućnosti praćenja promjena u kvaliteti sirovina koje ulaze u proces proizvodnje cementa koje će zasigurno dati doprinos savladavanju sve većih zahtjeva za osiguranjem kontinuirane kvalitete u kontekstu globalnih politika smanjenja emisija ugljičnog otiska iz cementne industrije. Razvijena metodologija u svrhu izrade aplikacije za procjenu mineraloškog sastava primjenjiva je i na druge vrste materijala, ali uz odgovarajuću prilagodbu modela, novo učenje na reprezentativnom skupu podataka i neovisnu validaciju za svaki novi materijalni sustav, čime se otvaraju nove mogućnosti da primijenjena geološka istraživanja budu u korak s razvojem suvremenih tehnologija.

8. LITERATURA

8.1. OBJAVLJENI RADOVI

Allen, P.A., Homewood, P.W. & Williams, G.D. (1986) Foreland basins: An introduction. U: Allen, P.A., & Homewood, P. (eds.) *Foreland basins*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 8, Blackwell, Oxford, str. 3-12.

Babić, Lj. & Zupanić, J. (1983) Paleogene clastic formations in northern Dalmatia. In: Babić, Lj. & Jelaska, V. (eds.): *Contributions to Sedimentology of Some Carbonate and Clastic Units of the Coastal Dinarides*. Excursion Guide-book, 37-61. 4th International Association of Sedimentologists, Regional Meeting, Split.

Babić Lj. & Zupanić J. (1990) Progradacijski slijedovi u paleogenskom klastičnom bazenu Vanjskih Dinarida, od sjeverne Dalmacije do zapadne Hercegovine. *Rad Jug. akad. znan. umj.* 449 (24), 319-343, Zagreb.

Babić, Lj. & Zupanić, J. (1996) Coastal Dinaric Flysch Belt: Paleotransport model for the Pazin Basin and the role of a foreland uplift. *Natura Croatica*, 5, 4, 317-327.

Babić, Lj. & Zupanić, J. (1998) Nearshore Deposits in the Middle Eocene Clastic Succession in Northern Dalmatia (Dinarides, Croatia). *Geologia Croatica.*, 51 (2) 175-193.

Babić, Lj. & Zupanić, J. (2008) Evolution of a river-fed foreland basin fill the North Dalmatian flysch revisited (Eocene, Outer Dinarides). *Natura Croatica*, 17 (4), 357-374.

Babić, Lj. & Zupanić, J. (2012) Laterally variable development of a basin-wide transgressive unit of the North Dalmatian foreland basin (Eocene, Dinarides, Croatia). *Geologia Croatica*, 65 (1), 1-27.

Babić, Lj. & Zupanić, J. (2016) The youngest stage in the evolution of the Dinaric Carbonate Platform: the Upper Nummulitic Limestones in the North Dalmatian Foreland, Middle Eocene, Croatia. *Natura Croatica*, 25 (1), 55-71.

Balling, P., Tomljenović, T., Schmid, S. M. & Ustaszewski, K. (2021) Contrasting along-strike deformation styles in the central external Dinarides assessed by balanced cross-sections: Implications for the tectonic evolution of its Paleogene flexural foreland basin system. *Global and Planetary Change*, 205, 1-24. doi:10.1016/j.gloplacha.2021.103587.

Bates, R.L. & Jackson, J.A. (1987) *Glossary of Geology* (3rd ed.). American Geological Institute, Alexandria, Virginia.

Beaumont, C. (1981) Foreland basins. *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, 137, 291–329.

Beavington-Penney, S.J. & Racey, A. (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67, 3–4, 219–265. doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.02.005.

Benić, J. (1983) Vapnenački nanoplankton i njegova primjena u biostratigrafiji krednih i paleogenskih nuslaga Hrvatske, doktorska disertacija, Prirodoslovno-matematički fakultet, Zagreb.

Benić, J. (1991) The age of the Adriatic flysch formations based on calcareous nannofossils. In: *Geologija Dalmacije, Zbornik radova*. Split, str. 11–13.

Bishop, C.M. (2006) *Pattern recognition and machine learning*. Springer, New York.

Bjørlykke, K. & Jahren, J. (2010) Sandstones and Sandstone Reservoirs Petroleum. In: Bjørlykke, K. (ed.) *Petroleum Geoscience*. From Sedimentary Environments to Rock Physics, Springer-Verlag, str. 113–140.

Bjørlykke, K. (2014) Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, 301, 1–14.

Blanchet, R. (1970) Sur un profil des Dinarides, de l'Adriatique (Split – Omiš, Dalmatie) au Bassin Pannonique (Banja Luka - Doboj, Bosnie). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 12/6, 1010–1027.

Blašković, I. (1998) The two stages of structural formation of the coastal belt of the External Dinarides. *Geologia Croatica*, 51 (1), 75–89.

Blašković, I. (1999) Tectonics of part of the Vinodol Valley within the model of the continental crust subduction. *Geologia Croatica*, 52 (2), 153–189. doi:10.4154/GC.1999.13.

Bouma, A.H. (1962) *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach To Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam.

Bralić, N. & Malvić, T. (2022) Interpretation of Chemical Analyses and Cement Modules in Flysch by (Geo)Statistical Methods, Example from the Southern Croatia. *Processes*, 10, (5) 813.

Brčić, V., Dunkl, I., Mindszenty, A., Brlek, M., Trinajstić, N., Bajo, P., Bauluz, B., Mišur, I., Karius, V., Šuica, S., Kukoč, D., Yuste, A., Laita, E., Von Eynatten, H. & Zeh, A. (2023) A time-space window between Eocene karst bauxite genesis and the first molasse deposition in the Dinaric Foreland Basin in the North Dalmatia, Croatia. *Front. Earth Sci.*, 11. doi: 10.3389/feart.2023.1224164.

Covey, M. (1986) The evolution of foreland basins to steady state: evidence from the western Taiwan foreland basin. In: Allen P. A. & Homewood P. (eds.): *Foreland Basins*. International Association of Sedimentologists Special Publication 8, Blackwell, Oxford, str. 77–90.

Cohen, D. & Ward, C.R. (1991) SEDNORM—a program to calculate a normative mineralogy for sedimentary rocks based on chemical analyses. *Computers & Geosciences*, 17, 9, 1235–1253.

Crnolatac, I. (1951) Neka opažanja o eocenskom flišu okolice Splita. *Geološki vjesnik*, 2/4, 45–51.

Ćosović, V., Drobne, K. & Moro, A. (2004) Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). *Facies*, 50, 61–75. doi.org/10.1007/s10347-004-0006-9.

Ćosović, V., Mrinjek, E., Nemec, W., Španiček, J. & Terzić, K. (2018) Development of Transient Carbonate Ramps in an Evolving Foreland Basin. *Basin Research*, 30, 746–765, doi: 10.1111/bre.12274.

Dickinson, W.R. (1974) Plate tectonics and sedimentation. U: Dickinson, W. R. (ed.) *Tectonics and sedimentation*. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication, 22, 1–27.

Dickson, J.A.D. (1965) A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205, 4971, 587.

Dimitrijević, M. (1961) *Nekoliko sedimentnih tekstura u eocenskom flišu okoline Splita i Omiša*. Sedimentologija I, Beograd.

- Drobne, K., Čosović, V., Moro, A. & Bucković, D. (2011) The Role of the Palaeogene Adriatic Carbonate Platform in the Spatial Distribution of Alveolinids. *Turkish Journal of Earth Sciences* 20 (6), 721-751. doi.org/10.3906/yer-0911-76.
- Doebelin, N. & Kleeberg, R. (2015) Profex: a graphical user interface for the Rietveld refinement program BGMN. *Journal of Applied Crystallography*, 48 (5), 1573-1580.
- Duda, W.H. (1985) *Cement-data-book: International process engineering in the cement industry*. Bauverlag.
- Festa, A., Ogata, K., Pini, G.A., Dilek, Y. & Alonso, J.L. (2016) Origin and significance of olistostromes in the evolution of orogenic belts: a global synthesis. *Gondwana Research*, 39, 180-203.
- Folk, R.L. (1959) Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 43, 1-38.
- Folk, R.L. (1962) Spectral subdivision of limestone types. In: Ham, W.E. (ed.) *Classification of Carbonate Rocks – A Symposium*. American Association of Petroleum Geologists (AAPG), 1, str. 62–84.
- García, M., Hernández-Molina, F. J., Alonso, B., Casas, D., Ercilla, G. & Vázquez, J. T. (2015) Deep-water turbidite systems: a review of their elements. *Boletín Geológico y Minero*, 126 (2-3), 189-218.
- Gault, H.R. & Weiler, K.A. (1955) Studies of carbonate rocks. III. Acetic acid for insoluble residues. *Proceedings of the Pennsylvania Academy of Science*, 29, 181–185.
- Giraldo Gómez, V., Briguglio, A., Baucon, A., Papazzoni, C., Pignatti, J., Gandolfi, A. & Piazza, M. (2025) Benthic ecosystem variations along the middle Eocene Provençal drowning ramp. *Rivista Italiana Di Paleontologia E Stratigrafia*, 131, 2, 281-304.
- Gobo, K., Mrinjek, E. & Čosović, V. (2020) Mass-transport deposits and the onset of wedge-top basin development: an example from the Dinaric Foreland Basin, Croatia. *Journal of Sedimentary Research*, 90, 1527-1548. doi: org/10.2110/jsr.2019.192.
- Grubić, A. & Komatina, M. (1962/63) Osobine eocensko-oligocenskog fliša između Splita i Makarske. *Sedimentologija*, 2-3, 21-38.

- Hajba, M., Pejović, G. & Špoljarić, M. (2023) Neuronske mreže – aproksimatori funkcija. *Math.e*, 44 (1), 1-17.
- Handy, M.R., Ustaszewski, K. & Kissling, E. (2015) Reconstructing the Alps–Carpathians–Dinarides as a key to understanding switches in subduction polarity, slab gaps and surface motion. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 1-26. doi: 10.1007/s00531-014-1060-3.
- Haykin, S. (1999) *Neural Networks: A Comprehensive Foundation*. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.
- Hewlett, P.C. (2004) *Lea's Chemistry of Cement and Concrete*, 4. izdanje. Elsevier Butterworth-Heinemann.
- Herak, M. (1986) A New Concept of Geotectonics of the Dinarides. *Prirodosl.istraž. Acta-geol.*, 16/1, 1-42.
- Herak, M. (1989) Relationship between Adriatic and Dinaric carbonate platforms. *Mem. Soc. geol. It.*, 40, 289-293.
- Hupp, B.N. & Donovan, J.J. (2018) Quantitative mineralogy for facies definition in the Marcellus Shale (Appalachian Basin, USA) using XRD-XRF integration. *Sedimentary Geology*, 371, 16-31. doi:10.1016/j.sedgeo.2018.04.007.
- Jerković, L. & Martinić, M. (1976) Calcareous nannofossils of the Eocene flysch in the surroundings of Split. 8. jugoslavenski geološki kongres, Ljubljana.
- Kackstaetter, U.R. (2014) SEDMIN - Microsoft Excel™ spreadsheet for calculating fine-grained sedimentary rock mineralogy from bulk geochemical analysis. *Central European Journal of Geosciences*, 6 (2), 170-181. doi:10.2478/s13533-012-0170-3.
- Kerner, F. (1903) Gliederung der Spalatiner Flyschformation. *Verh. geol. R. A.*, Wien.
- Kerner, F. (1914) Geologische Spezialkarte der Österr-Ungar. Monarchie 1:75000, zone 31 kol XV, Sinj und Spalateo. Wien.
- Komatina, M. (1967) Prilog stratigrafiji i paleogeografiji eocena i oligocena u unutrašnjim i spoljašnjim Dinaridima. *Vjesnik Zavoda za geološka i geofizička istraživanja, Serija A*, knj. 24/25, Beograd.

- Korbar, T. (2009) Orogenic evolution of the External Dinarides in the NE Adriatic region: a model constrained by tectonostratigraphy of Upper Cretaceous to Paleogene carbonates. *Earth-Science Reviews*, 96, 4, 296-312. doi: org/10.1016/j.earscirev.2009.07.004.
- Korolija, B., Borović, I., Grimani, I., Marinčić, S., Jagačić, N., Magaš, N. & Milanović, M. (1977) Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Tumač za listove Lastovo, Korčula i Palagruža. Institut za geološka istraživanja Zagreb, Savezni geološki zavod Beograd.
- Krašeninnikov, V. A., Muldini-Mamužić, S. & Džodžo-Tomić, R. (1968) Significance of Planktonic Foraminifera for Division of the Paleogene of Yugoslavia and Comparison with the Institutions of Other Regions. *Geološki vjesnik*, 21.
- Kuenen, P.H. (1957) Sole markings of graded greywacke beds. *Journal of Geology*, 65, 231-258.
- Labauve, P., Mutti, E., Seguret, M., Rosell, J. (1983) Megaturbidites carbonates du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, 15, 927-941.
- Lewis, D.W. & McConchie, D. (1994) *Analytical Sedimentology*. Chapman and Hall, London.
- Magaš, N. & Marinčić, S. (1973) Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000: Tumač za listove Split i Primošten. Institut za geološka istraživanja, Zagreb i Savezni geološki zavod, Beograd.
- Magdalenčić, Z. (1971) Sedimentologija eocenskog fliša srednje Dalmacije, doktorska disertacija, Prirodoslovno-matematički fakultet, Zagreb.
- Malvić, T. & Cvetković, M. (2009) *Neuronski alati u geologiji ležišta ugljikovodika*. Hrvatsko geološko društvo, Geomatematički odsjek, Zagreb.
- Marinčić, S. (1970) Paleogenske breče šireg područja Mosora. *Geološki vjesnik*, 23, 113-119.
- Marinčić, S., Magaš, N. i Borović, I. (1969) Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Split. Institut za geološka istraživanja, Zagreb i Savezni geološki zavod, Beograd.
- Marinčić, S., Korolija, B. i Majcen, Ž. (1971) Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Omiš. Institut za geološka istraživanja, Zagreb i Savezni geološki zavod, Beograd.
- Marinčić, S., Korolija, B., Mamužić, P., Magaš, N., Majcen, Ž., Brkić, M. & Benček, Đ. (1977) Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000: Tumač za list Omiš. Institut za geološka istraživanja, Zagreb i Savezni geološki zavod, Beograd.
- Marinčić, S. (1981) Eocenski fliš jadranskog pojasa. *Geološki vjesnik*, 34, 27-38.

- Marjanac, T. (1986) Sedimentologija dubokovodnih klastita paleogena sjevernog i istočnog zaleđa Solina.- Unpubl. M. Sc. Thesis, Prirodoslovno-matematički fakultet, Sveučilište u Zagrebu, 1-98.
- Marjanac, T. (1987) Sedimentacija Kernerove "srednje fliške zone" (paleogen, okolica Splita). *Geološki vjesnik*, 40, 177-194.
- Marjanac, T. (1988) Reflected megabeds in Paleogene flysch of Middle Dalmatia (Yugoslavia). *Abstracts, 9th European Regional Meeting of the International Association of Sedimentologists*. Leuven, str. 136-137.
- Marjanac, T. (1989) Ponded megabeds and some characteristics of the Eocene Adriatic basin (Middle Dalmatia, Yugoslavia). *Mem.Soc.geol.It.*, 40, 241-249.
- Marjanac, T. (1990) Reflected sediment gravity flows and their deposits in flysch of Middle Dalmatia, Yugoslavia. *Sedimentology*, 37, 5, 921-929.
- Marjanac, T. (1991) Importance of megabeds for reconstruction of Paleogene flysch basin in Split hinterland (Middle Dalmatia). *Geološki vjesnik*, 44, 201-213.
- Marjanac T. (1993) Evolucija eocensko-miocenskog fliškog bazena srednje Dalmacije (Evolution of Eocene-Miocene flysch basin of Central Dalmatia, Croatia), doktorska disertacija, Prirodoslovno-matematički fakultet, Zagreb, 1-348.
- Marjanac, T. (1996) Deposition of megabeds (megaturbidites) and sea-level change in a proximal part of Eocene-Miocene flysch of central Dalmatia (Croatia). *Geology*, 24/6, 543-546.
- Marjanac T., Babac D., Benić J., Čosović V., Drobne K., Marjanac Lj., Pavlovec R. & Velimirović Z. (1998) Eocene Carbonate Sediments and Sea-level Changes on the NE Part of Adriatic Carbonate Platform (Island of Hvar and Pelješac Peninsula, Croatia). U: Hottinger, L. & Drobne, K. (eds) *Paleogene shallow benthos of the Tethys 2* Dela SAZU, 34/2, Ljubljana, str. 243-254.
- Marjanac, T. (2000) Giant beds - impact induced deep-marine deposits. U: *Abstracts Catastrophic events & mass extinctions: Impacts and beyond*. Vienna, LPI Contribution No. 1053, str. 125-126.
- Marjanac, T. & Čosović, V. (2000) Tertiary depositional history of Eastern Adriatic realm. *Vijesti Hrvatskog geološkog društva*, 37 (2), 93-1.

- Matijaca, M. (1983) Ocjena kvalitete cementnih sirovina okolice Splita statističkim postupkom na osvrtnom na površinski kop „Partizan“, magistarski rad, Rudarsko-geološko-naftni fakultet u Zagrebu i Metalurški fakultet u Sisku.
- Matijaca, M. & Vujec, S. (1990) Statistička interpretacija sirovina za cementnu industriju u Splitu. *Rudarsko-geološko-naftni zbornik*, 2, 1, 75-81.
- Milliman, J.D. & Syvitski, J.P. M. (1992) Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *The Journal of Geology*, 100 (5), 525–544.
- Moore, D.M. & Reynolds, R.C.Jr. (1997) *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*, 2. izdanje. New York, Oxford University Press.
- Mrinjek, E., Nemec, W., Pecinger, V., Mikša, G., Vlahović, I., Čosović, V., Velić, I., Bergant, S. & Matičec, D. (2012) The Eocene–Oligocene Promina Beds of the Dinaric Foreland Basin in northern Dalmatia. In: Gawlick, H.J. & Lein, R. (eds.): *29th IAS Meeting of Sedimentology – Schlading, Field Trip Guides*. Wien, Geoautria, str. 409–451.
- Mohring, D. & Marr, J.G. (2003) Constraining the efficiency of turbidity current generation from submarine debris flows and slides using laboratory experiments. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 883–899.
- Mulder, T. & Syvitski, J.P.M. (1995) Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *The Journal of Geology*, 103 (3), 285–299.
- Mutti, E. & Ghibaudo, G. (1972) Un esempio di torbiditi di conoide esterna: le Arenarie di S. Salvatore (Formazione di Bobbio, Miocene) nell'Appennino di Piacenza. *Mem. Acc. Sci. Torino, Cl. Sci. Fis. Mat. Nat.*, 16, 1–40.
- Mutti, E. & Johns, D.R. (1978) The role of sedimentary bypassing in offshore systems. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 18, 33–48.
- Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. (1972) Turbidites of the northern Apennines: Introduction to facies analysis (English translation by T.H. Nilson, 1978). *International Geology Review*, 20, 125-166.
- Mutti, E. & Ricci Lucchi, F. (1975) Turbidite facies and facies associations. In: Mutti, E., Parea, G.C., Ricci Lucchi, F., Sagri, M., Zanzucchi, G., Ghibaudo, G. & Iaccarino, S. (eds.) *Examples of turbidite facies associations from selected formations of Northern Apennines*. IX International Congress of Sedimentology, Nice, France, Field Trip Guidebook, A11, str. 21-36.

- Mutti, E. (1979) Turbidities et cones sous-margins profonds. In: P. Homewood (ed.) *Sedimentation Detritique (Fluviatile, littorale et Marine)*. Fribourg, Institute Gologique Universite de Fribourg, str. 353-419.
- Mutti, E. (1985) Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: G. G. Zuffa (ed.) *Provenance of Arenites*. NATO-ASI Series, D. Reidel Publishing Co., str. 65-93.
- Mutti, E. & Normark, W.R. (1987) Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and Artículo 1 ART. El material tipo de la 22/06/15 08:46 Página 215 concepts. In: Legget, J.R. & Zuffa, G.G. (eds.) *Marine Clastic Sedimentology: Concepts And Case Studies*. London, G. Graham and Trotman, str. 1-37.
- Mutti, E. & Normark, W.R. (1991) An integrated approach to the study of turbidite systems. In: Weimer, P. & Link, H. (eds.) *Seismic Facies And Sedimentary Processes Of Submarine Fans And Turbidite Systems*. New York, Springer, str. 75-106.
- Mutti, E. (1992) *Turbidite Sandstones*. San Donato Milanese, Agip-Istituto di Geologia, Universita di Parma, Parma.
- Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S. & Fava, L. (1999) An Introduction to the Analysis of Ancient Turbidite Basins from an Outcrop Perspective. *AAPG Course Notes*, 39, 93.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Biase, D.D. & Cavanna, G. (2003) Deltaic, Mixed and Turbidite Sedimentation of Ancient Foreland Basins. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 733–755. doi:10.1016/j.marpetgeo.2003.09.001.
- Mutti, E., Bernoulli, D., Ricci-Lucchi, F. & Tinterri, R. (2009) Turbidites and turbidity currents from Alpine “Flysch” to the exploration of continental. *Sedimentology*, 56, 267-318. doi: 10.1111/j.1365-3091.2008.01019.x.
- Normark, W.R. (1970) Growth patterns of deep sea fans. *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 54, 2170-2195.
- Normark, W.R., Posamentier, H. & Mutti, E. (1993) Turbidite systems: state of the art and future directions. *Review of Geophysics*, 31, 2, 91-116.
- Novaković, B., Majetić, D. & Široki, M. (2011) *Umjetne neuronske mreže*. Sveučilište u Zagrebu, Fakultet strojarstva i brodogradnje.

Orehek, S. (1972) Eocenski fliš Pivske kotline in Brkinov. *7. kongres geol. Jugosl.* Zagreb, str. 253-270.

Ogata, K., Pogačnik, Ž., Pini, G.A., Tunis, G., Festa, A., Camerlenghi, A. & Rebesco, M. (2014) The carbonate mass transport deposits of the Paleogene Friuli Basin (Italy/Slovenia): Internal anatomy and inferred genetic Processes. *Marine Geology*, 356, 88-11.

Pavšič, J. (1981) Nannoplankton v eocenskih skladih pri Splitu. *Geologija*, 24/1.

Payros, A., Pujalte, V. & Orue-Etxebarria, X. (1999) The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from the Pamplona Basin. *Sedimentary Geology*, 125, 165–194.

Pearson, P.N., Olsson, R.K., Huber, B.T., Hemleben, C. & Berggren, W.A. (2006) Atlas of Eocene planktonic foraminifera. Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Special publication 41, 508 str.

Petrinjak, K., Budić, M., Bergant, S. & Korbar, T. (2021) Megabeds in Istrian Flysch as Markers of Synsedimentary Tectonics within the Dinaric Foredeep (Croatia). *Geologia Croatica*, 74, 99–120. doi: 10.4154/gc.2021.07.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R. (1972) *Sand and Sandstone*. Berlin, Springer-Verlag,.

Pickering, K.T. & Hiscott, R.N. (1985) Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Chloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune Hypothesis. *Sedimentology*, 32, 373-394.

Pickering, K.T. & Corregidor, J. (2005) Mass-Transport Complexes (MTCs) and Tectonic Control on Basin-Floor Submarine Fans, Middle Eocene, South Spanish Pyrenees. *Journal of Sedimentary Research*, 75 (5), 761–783. doi:10.2110/jsr.2005.062.

Piper, D.J.W., Clarke, J.E.H. & Shor, A.N. (1988) The 1929 Grand Banks earthquake, slump and turbidity current. *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.*, 229, 77–92.

Placer, L., Vrabec, M. & Celarc, B. (2010) The bases for understanding of the NW Dinarides and Istria Peninsula tectonics. *Geologija*, 53 (1), 55-86.

Puškarić, S. (1987) Kalcitni nanoplankton eocenskog fliša šireg područja Splita. *Geološki vjesnik*, 40, 165-176.

- Pyros, A., Pujalte, V. & Orue-Etxebarria, X. (1999) The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from the Pamplona Basin. *Sedimentary Geology*, 125, 165-194.
- Remacha, E. & Fernández, L.P. (2003) High-resolution correlation patterns in the turbidite system of the Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain). *Marine and Petroleum Geology*, 20, 711-726.
- Ricci Lucchi, F. (1986) The Oligocene to recent foreland basins of the Northern Apennines. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 8, 105-139.
- Rosen, O.M., Abbyasov, A.A. & Tipper, J.C. (2004) MINLITH—an experience-based algorithm for estimating the likely mineralogical compositions of sedimentary rocks from bulk chemical analyses. *Computers & Geosciences*, 30, 6, 647-661. doi.org/10.1016/j.cageo.2004.03.011.
- Rossum, G.V. & Drake, F.L. (2009) Python 3 Reference Manual. Scotts Valley, CA, CreateSpace.
- Sakač, K. (1960) Geološka građa i boksitne pojave područja Novigrad-Obrovac u sjevernoj Dalmaciji. *Geološki vijesnik*, 14, 323-345.
- Sakač, K. (1969) Analiza eocenskog paleoreljefa i tektonskih zbivanja u području Drniša u Dalmaciji s obzirom na postanak ležišta boksita. *Geološki vijesnik*, 23, 163-179.
- Sinclair, H.D. (1997) Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: An Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin*, 109 (3), 324-341. doi:10.1130/0016-7606(1997)109<0324:TMFUPF>2.3.CO;2.
- Sohn, Y.K., Choe, M.Y. & Jo, H.R. (2002) Transition from debris flow to hyperconcentrated flow in a submarine channel (the Cretaceous Cerro Toro Formation, southern Chile). *Terra Nova*, 14, 405-415.
- Stampfli, G.M. (2005) Plate tectonic of the Apulia-Adria microcontinents. U: Finetti, J.R. (ed.) *CROP Project: Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy*. Amsterdam, Elsevier, str. 747-766.
- Šikić, D. (1965) Geologija područja s paleogenskim naslagama Istre, Hrvatskog primorja i Dalmacije, doktorska disertacija, Rudarsko-geološko-naftni fakultet, Zagreb.

Šikić, D. (1969) O razvoju paleogena i lutetskim pokretima u sjevernoj Dalmaciji. *Geološki vijesnik*, 22, 309-331.

Španiček, J. (2017) Paleogenski karbonatni facijesi nižeg dijela naslaga dinaridskoga predgorskoga bazena sjeverne Dalmacije, doktorska disertacija, Prirodoslovno-matematički fakultet, Zagreb.

Španiček, J., Čosović, V., Mrinjek, E. & Vlahović, I. (2017) Early Eocene evolution of carbonate depositional environments recorded in the Čikola Canyon (North Dalmatian Foreland Basin, Croatia). *Geologia Croatica*, 70 (1), 11-25. doi: 10.4154/gc.2017.05.

Talling, P.J., Masson, D.G., Sumner, E.J. & Malgesini, G. (2012) Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. *Sedimentology*, 59, 7, 1937-2003.

Tari-Kovačić, V. (1997) Prilog poznavanju eocenskog fliša na otoku Braču i u okolici Splita. Zbornik radova, Prvi hrvatski geološki kongres, Opatija.

Tari-Kovačić, V. (1998) Geodynamics of the Middle Adriatic offshore area, Croatia, based on stratigraphic and seismic analysis of Paleogene beds. *Acta Geologica Hungarica*, 41, 3, 313–326.

Tari, V. (2002) Evolution of the Northern and Western Dinarides: A Tectonostratigraphic Approach. *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 1, 223–236.

Taylor, H.F.W. (1997) *Cement Chemistry*, 2. izdanje. London, Thomas Telford Publishing.

Terry, R.D. & Chilingar, G.V. (1955) Summary of “Concerning some additional aids in studying sedimentary formations” by M. S. Shvetsov. *Journal of Sedimentary Petrology*, 25 (3), 229–234.

Tinterri, A. (2025) The evolution of the Northern Apennine foreland basin system: Sedimentology and stratigraphy of syn-tectonic turbidite deposits. In: (eds. various) *Geology of the Northern Apennines*. Elsevier/Springer.

Tišljar, J. (2001) *Sedimentologija karbonata i evaporita*. Zagreb, Institut za geološka istraživanja.

Tišljar, J. (2004) *Sedimentologija klastičnih i silicijskih taložina*. Institut za geološka istraživanja, Zagreb.

- Toumarkine, M. & Luterbacher, H. (1985) Paleocene and Eocene Planktic Foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K. (eds.) *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, Cambridge, str. 87-154.
- Tunis, G. & Venturini, S. (1992) Evolution of the Southern Margin of the Julian Basin with Emphasis on the Megabeds and Turbidites Sequence of the Southern Julian Prealps (NE Italy). *Geologia Croatica*, 45 (1), 127-150. doi.org/10.4154/GC.1992.10.
- Vlahović, I., Tišljarić, J., Velić, I. & Matičec, D. (2005) Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: paleogeography, main events and depositional dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 220, 333–360. doi:10.1016/j.palaeo.2005.01.011.
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A. & Pälike, H. (2011) Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, 104, 111-142.
- Wade, B.S., Olsson, R.K., Pearson, P.N., Huber, B.T. & Berggren, W.A. (2018) Atlas of Oligocene planktonic foraminifera. Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication, 46, str. 524.
- Walker, R.G. (1967) Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Journal of Sedimentary Research*, 37 (1), 25–43.
- Walker, R.G. & Mutti, E. (1973) Turbidite facies and facies associations. In: G.V. Middleton G.V. & Bouma, A.H. (eds.) *Turbidites and Deep-water Sedimentation*. Los Angeles, Pacific Section SEPM, Short Course Anaheim, str. 119–157.
- Walker, R.G. (1978) Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bulletin*, 62 (6), 932–966.
- Ward, C.R., Taylor, J.D. & Cohen, D.R. (1999) Quantitative mineralogy of sandstones by X-ray diffractometry and normative analysis. *Journal of Sedimentary Research*, 69 (5), 1050-1062. doi.org/10.2110/jsr.69.1050.
- Werma, S.P., Torres-Alvarado, I.S. & Velasco-Tapia, F. (2003) A revised CIPW norm. *Journal of Geosciences Supplement*, 83 (2), 197-216.

8.2. NEOBJAVLJENI RADOVI

Bralić, N. (2023) Elaborat o rezervama mineralnih sirovina za proizvodnju cementa na eksploatacijskom polju „Sv. Juraj - Sv. Kajo“ – Treća obnova. Kaštel Sućurac: Arhiv Cemex Hrvatska d.d. Elaborat.

Krasić, O. (2003) Elaborat o rezervama sirovine za proizvodnju cementa na eksploatacijskom polju „Sv. Juraj - Sv. Kajo“ – obnova. Zagreb: Arhiv Cemex Hrvatska d.d. Elaborat.

Lukšić, B., Pencinger, V., Ožanić, M., Crnogaj, S., Dedić, Ž. & Jurić, A. (2008) Elaborat o rezervama mineralnih sirovina za proizvodnju cementa na eksploatacijskom polju „Sv. Juraj - Sv. Kajo“ – obnova. Zagreb: Arhiv Cemex Hrvatska d.d. Elaborat.

Vijeće Europske unije (2025) Pariški sporazum o klimatskim promjenama. Dostupno na: <https://www.consilium.europa.eu/hr/policies/paris-agreement-climate/> Pristupljeno: 16.06.2026.

ŽIVOTOPIS

Nikolina Bralić je rođena 22. prosinca 1990. godine u Šibeniku.

Srednju školu (Prirodoslovno-matematičku gimnaziju Antuna Vrančića i Glazbenu školu Ivana Lukačića, smjer klasična gitara) završila je u Šibeniku gdje je i maturirala u obje škole 2009. godine.

Iste godine upisuje studij geologije na Rudarsko-geološko-naftnom fakultetu Sveučilišta u Zagrebu. Diplomirala je 2015. godine (smjer: Hidrogeologija i inženjerska geologija). Za vrijeme diplomskog studija u okviru Erasmus programa, jedan semestar pohađala je AGH University of Science and Technology u Krakowu, Poljska.

Od prosinca 2020. do danas upisana je na Poslijediplomski doktorski studij Primijenjene geoznanosti, rudarsko i naftno inženjerstvo, smjer: Geologija na Rudarsko-geološko-naftnom fakultetu Sveučilišta u Zagrebu. Za vrijeme pohađanja istog, od veljače 2023. godine do prosinca 2023. godine završila je Združeni poslijediplomski specijalistički studij Geologije – „CO₂ Geological Storage“ na Sapienza University of Rome i Rudarsko-geološko-naftnom fakultetu Sveučilišta u Zagrebu.

Od rujna 2015. godine zaposlena je u tvrtki Cemex Hrvatska d.d. sa sjedištem u Kaštel Sućurcu, koja je dio grupacije Cemex sa sjedištem u Meksiku.

U odjelu Proizvodnje kao Upravljač tehnološkog procesa u centralnoj kontrolnoj sobi, od 09/2015 do 01/2018 samostalno je upravljala postrojenjima mlinova sirovine, cementa i ugljena te rotacijskom peći u tehnološkom procesu proizvodnje cementa.

U odjelu Rudnika kao Geološki inženjer, od 01/2018 do 09/2020 radila je na izradi proračuna rezervi mineralne sirovine za proizvodnju cementa te izradi godišnjeg plana eksploatacije u skladu s rudarskim projektom i zahtjevima kontrole kvalitete.

U središnjem laboratoriju za istraživanje i razvoj CEMEX Global R&D sa sjedištem u Švicarskoj, od 07/2024 do 10/2024 radila je na projektima dekarbonizacije kroz karakterizaciju materijala i optimizaciju postojećih procesa u cilju smanjenje emisija CO₂ u proizvodnji cementa.

U odjelu Kontrole kvalitete zaposlena je od 09/2020 gdje radi na osiguranju kvalitete glavne ulazne sirovine u proizvodnji cementa te koordinaciji istraživačko-razvojnih projekata unutar cementare, s naglaskom na inovacije i optimizaciju procesa.

Sudjelovala je na 1 znanstvenom projektu i 4 znanstvena skupa. Do sada je u koautorstvu objavila 3 znanstvena rada i 1 znanstveni rad u zbornicima skupova.

2018. godine položila je Stručni ispit za samostalno obavljanje geoloških istraživanja pri Ministarstvu znanosti i obrazovanja Republike Hrvatske.

2018. godine položila je ispit za certificiranog internog auditora prema zahtjevima ISO 9001:2015.

2018. godine je završila internacionalni certificirani program Six Sigma Green Belt.

Članica je Hrvatskog geološkog društva.

POPIS RADOVA

Saftić, B., Bralić, N., Rukavina, D., Kolenković-Močilac, I. & Cvetković, M. (2024) Prospects for Geological Storage of CO₂ in Carbonate Formations of the Adriatic Offshore. *Minerals*, 14(4), 409. Dostupno na: <https://doi.org/10.3390/min14040409>. Pristupljeno: 17.4.2024.

Bralić, N. & Malvić, T. (2022) Cement raw material reserve calculation – geological sections vs. structural maps approaches, case study from Southern Croatia. *Minerals*, 12(8), 1056. Dostupno na: <https://doi.org/10.3390/min12081056>. Pristupljeno: 17.4.2024.

Bralić, N. & Malvić, T. (2022) Spatial analytical set of methods applied in the cement raw material deposit, case study exploitation field “St. Juraj – St. Kajo”. U: Malvić, T. & Ivšinović, J. (ur.) *Mathematical methods and terminology in geology 2022: Proceedings of the 4th Croatian scientific congress on geomathematics and terminology in geology*, str. 59-67. Rudarsko-geološko-naftni fakultet Sveučilišta u Zagrebu. Dostupno na: <https://repozitorij.rgn.unizg.hr/islandora/object/rgn:2161>. Pristupljeno: 17.4.2024.

Bralić, N. & Malvić, T. (2022) Interpretation of Chemical Analyses and Cement Modules in Flysch by (Geo)Statistical Methods, Example from the Southern Croatia. *Processes*, 10 (5), 813. Dostupno na: <https://doi.org/10.3390/pr10050813>. Pristupljeno: 17.4.2024.

Bralić, N. & Malvić, T. (2021) Interpretacija kemijskih analiza flišnih naslaga južnih padina Kozjaka na eksploatacijskom polju tvrtke Cemex Hrvatska odabranim statističkim metodama: poster, Sveučilište u Zagrebu, Rudarsko-geološko-naftni fakultet, Dostupno na: <https://www.rgn.unizg.hr/hr/studiji/poslijediplomski-studij/dan-doktoranada-rgnf-a/2021>. Pristupljeno: 17.4.2024.