Donjokredne emerzijske pojave u kamenolomu Selina kraj Svetog Lovreča

Ritossa, Anđelika

Master's thesis / Diplomski rad

2018

Degree Grantor / Ustanova koja je dodijelila akademski / stručni stupanj: **University of Zagreb, Faculty of Science / Sveučilište u Zagrebu, Prirodoslovno-matematički fakultet**

Permanent link / Trajna poveznica: https://urn.nsk.hr/urn:nbn:hr:217:264347

Rights / Prava: In copyright / Zaštićeno autorskim pravom.

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

Repository / Repozitorij:

Repository of the Faculty of Science - University of Zagreb

SVEUČILIŠTE U ZAGREBU

PRIRODOSLOVNO-MATEMATIČKI FAKULTET

GEOLOŠKI ODSJEK

ANĐELIKA RITOSSA

DONJOKREDNE EMERZIJSKE POJAVE U KAMENOLOMU SELINA KRAJ SVETOG LOVREČA

Diplomski rad

Zagreb, 2018.

SVEUČILIŠTE U ZAGREBU

PRIRODOSLOVNO-MATEMATIČKI FAKULTET

GEOLOŠKI ODSJEK

ANĐELIKA RITOSSA

DONJOKREDNE EMERZIJSKE POJAVE U KAMENOLOMU SELINA KRAJ SVETOG LOVREČA

Diplomski rad

predložen Geološkom odsjeku

Prirodoslovno-matematičkog fakulteta

Sveučilišta u Zagrebu

radi stjecanja akademskog stupnja

magistra geologije

Zagreb, 2018.

Ovaj diplomski izrađen je na Geološkom odsjeku Prirodoslovno-matematičkog fakulteta u Zagrebu pod vodstvom prof. dr. sc. Darka Tibljaša i izv. prof. dr. sc. Blanke Cvetko Tešović u sklopu diplomskog studija Mineralogije i petrologije, na Prirodoslovno-matematičkom fakultetu Sveučilišta u Zagrebu.

ZAHVALE:

Prof. dr. sc. Darku Tibljašu i izv. prof. dr. sc. Blanki Cvetko Tešović na mentorstvu i iskazanom povjerenju. Hvala Vam na razumijenjevanju, strpljenju te korisnim savjetima i komentarima tijekom izrade ovog diplomskog rada.

Gospodinu Sergeju Zvocaku na predloženoj temi za izradu diplomskog rada i tvrtki „KAMEN“ Pazin d.d. na mogućnosti terenskog istraživanja u kamenolomu Selina IV, te literaturi. Također zahvaljujem Davidu Ivaniniću za terenski rad , podijeljeno znanje i vrijeme.

Posebno zahvaljujem stručnoj savjetnici Štefici Kampić, tehničaru Deanu Vončiću i Željku Ištuku, Robertu Košćalu, poslijedoktorandu Frani Markoviću i asistentici Zvonki Gverić te svim ostalim profesorima i djelatnicima fakulteta na suradnji, stečenom znanju i ugodnom boravku.

Svim mojim dragim prijateljima i kolegama koji su bili uz mene tijekom cijelog studija.

Najveće hvala mojoj obitelji na ljubavi, podršci i vjeri u mene. ♡

TEMELJNA DOKUMENTACIJSKA KARTICA

Sveučilište u Zagrebu
Prirodoslovno-matematički fakultet
Geološki odsjek

Diplomski rad

DONJOKREDNE EMERZIJSKE POJAVE U KAMENOLOMU SELINA KRAJ SVETOG LOVREČA

Anđelika Ritossa

Rad je izrađen: Mineraloško-petrografski zavod, Geološki odsjek, Prirodoslovno-matematički fakultet, Sveučilište u Zagrebu, Horvatovac 102a

Sažetak: U kamenolomu Selina IV, istraživan je donjokredni slijed (gornji barem–gornji alb) naslaga deljine 27 m s dvije izražene emerzijske pojave. Glinovitim sedimentima emerzijskih nivoa određen je mineralni sastav, uvjeti postanka i podrijetlo. Metodom difrakcije redgentskih zraka na prahu utvrđena je prisutnost illita i miješanoslojnih I-S, koji su u donjem dijelu s manje illitne komponente (30–40%), a u gornjem s više (70%). Uz koje se pojavljuju kalcit, gips, jarosit i kalcijski feldspati. Modalnom analizom teške frakcije utvđena je prisutnost opakih minerala, pirita, markazita i goethita, te titanita, cirkona, turmalina, granata, biotita, epidota, dok su u lakoj utvrđeni kalcit, dolomit i muskovit. Može se pretpostaviti da je ishodišni materijal vulkanskog podrijetla koji je kasnije alteriran. Mikrofacijesnim i mikropaleontološkim analizama izdvojeno je 10 mikrofacijesnih tipova koji ukazuju na okoliše taloženja karbonatne platforme, a utvrđena mikrofosilna zajednica (bentičke foraminifere i alge) upućuje na stratigrafski raspon gornji barem–gornji alb. S obzirom na dobivene rezultate prva istraživana emerzijska faza je regionalna emerzija gornjaptske–donjoalbske starosti, dok je druga emerzijska pojava gornjoalbska, nastala kao posljedica taloženja tijekom oscilirajuće transgresije.

Ključne riječi: donja kreda (gornji barem–gornji alb), emerzijski glinoviti sedimenti, mikrofacijesni tipovi, mikrofosilne zajednice, Selina, Istra

Rad sadrži: XX + 97 stranica, 44 slika, 20 tablica, 6 tabli, 117 literaturna navoda

Jezik izvornika: hrvatski

Rad je pohranjen u: Središnja geološka knjižnica, Geološki odsjek, Prirodoslovno-matematički fakultet, Sveučilište u Zagrebu

Mentori: Darko Tibljaš, prof. dr. sc., Blanka Cvetko Tešović, izv. prof. dr. sc.

Ocjenjivači: prof. dr. sc. Darko Tibljaš

izv. prof. dr. sc. Blanka Cvetko Tešović

izv. prof. dr. sc. Marijan Kovačić

izv. prof. dr. sc. Damir Bucković

Datum završnog ispita: 28. veljače, 2018.

BASIC DOCUMENTATION CARD

University of Zagreb
Faculty of Science
Department of Geology

Graduate Thesis

EARLY CRETACEOUS SUBAERIAL SURFACE EXPOSURES RECORDED IN SELINA QUARRY NEAR SVETI LOVREČ

Anđelika Ritossa

Thesis completed in: Division of Mineralogy and Petrology, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zagreb, Horvatovac 102a

Abstract: In Selina quarry the Lower Cretaceous succession (Upper Barremian–Upper Albian) of 27 m thick deposits with two subaerial surface exposures are studied. The mineral composition, conditions of origin of the clay sediments were determined. XRD analyses revealed that illite and mixed layered-I-S, in lower part with less (30-40%) and higher part with more (70%) illite component, are main constituents. Other minerals that are found are calcite, gypsum, jarosite and potassium feldspar. The modal analysis of the heavy mineral fraction revealed the presence of opaque minerals (pyrite, markazite and goethite) and titanite, zircon, turmaline, garnet, biotite, epidote, while in the light fraction calcite, dolomite and muscovite were found. It can be assumed that the starting material of the volcanic origin was subsequently altered. Microfacies and micropaleontological analyses have identified 10 microfacies types that suggest depositional carbonate platform environments, and the identified microfossil assemblage (benthic foraminifers and algae) indicating stratigraphic range of the Late Baremian–Late Albian. Considering on the obtained results the first subaerial surface exposure is the regional exposure of he Late Aptian–Early Albian, while the second surface exposure of Late Albian is caused by deposition during oscillating transgression.

Keywords: Early Cretaceous (Late Barremian–Late Albian), subaerial surface exposure clay sediments, microfacies types, Selina, Istria

Thesis contains: XX + 97 pages, 44 figures, 20 tables, 6 plates, 117 references

Original in: Croatian

Thesis deposited in: Central Geological Library, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zagreb

Supervisors: PhD, Darko Tibljaš, Professor and PhD, Blanka Cvetko Tešović, Associate Professor

Reviewers: Professor Darko Tibljaš, PhD

Associate Professor Blanka Cvetko Tešović, PhD

Associate Professor Marijan Kovačić, PhD

Associate Professor Damir Bucković, PhD

Date of the final exam: 28th of February 2018

SADRŽAJ:

TEMELJNA DOKUMENTACIJSKA KARTICA IV

BASIC DOCUMENTATION CARD V

1. Uvod 1

2. Geografske i geomorfološke karakteristike Istre 3

3. Pregled dosadašnjih istraživanja i teorijska osnova 7

3.1. Pregled dosadašnjih istraživanja 7

3.2. Geološka građa Istre 8

3.3. Aptsko–albska emerzijska faza na području Istre 16

3.4. Istarski žuti 19

3.5. Paleogeografski odnosi i paleookolišne značajke tijekom krede 22

3.6. Illit, smektit, illit/smektit 28

4. Metode istraživanja 30

4.1. Terensko istraživanje 30

4.2. Laboratorijska istraživanja 33

4.2.1. Rendgenska difrakcijska analiza 33

4.2.2. Odvajanje teške i lake frakcije i izrada mikroskopskih preparata 35

4.2.3. Izrada mikroskopskih preparata i mikropaleontološka/mikrofacijesna analiza 36

5. Rezultati 37

5.1. Rezultati analize mineralnog sastava primjenom rendgenske difrakcije na prahu 37

5.1.1. Uzorak AR2 38

5.1.2. Uzorak AR3 41

5.1.3. Uzorak AR5 45

5.1.4. Uzorak AR7 49

5.1.5. Uzorak AR15 53

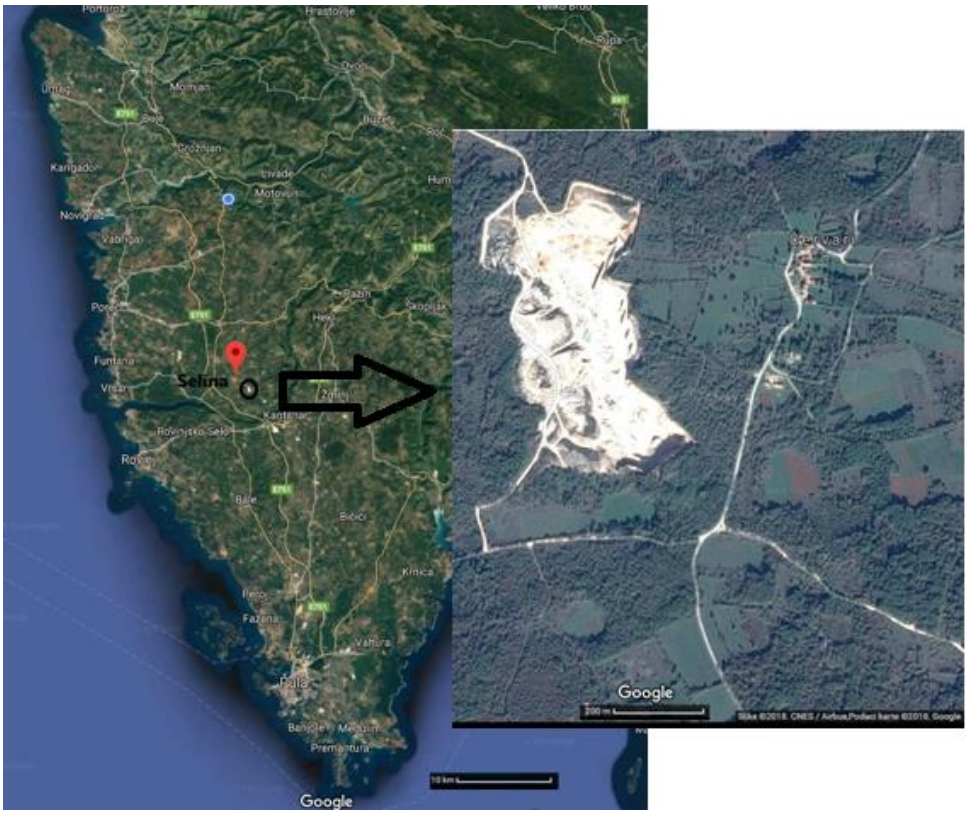
5.2. Rezultati modalne analize 58
5.2.1. Teška mineralna frakcija 58
5.2.2. Laka frakcija 62
5.3. Rezultati mikropaleontološke/mikrofacijesne analize 65
6. Rasprava 77
6.1. Sastav i postanak emerzijskih sedimenata 77
6.2. Okoliš taloženja i starost slijeda istraživanih naslaga 81
7. Zaključak 84
8. Literatura 86
9. Prilozi VIII

1. Uvod

Geološka obilježja Istre kao sjeverozapadnog dijela Jadranske karbonatne platforme predmet su dugogodišnjih istraživanja. Selina je malo naselje na uzvisini u blago valovitom krajoliku, smješteno 3 km jugoistočno od Svetog Lovreča (45°9′ N; 13°46′ E; 240 m nadmorske visine) na lokalnoj cesti Sv. Lovreč - Barat. Kraj Seline se nalaze napušteni kamenolomi (Selina I, II, III i Tri jezerca). U danas aktivnom kamenolomu Selina IV (Slika 1.1 i 1.2.), u posjedu firme Kamen d.d. Pazin iz Pazina, istraživan je odabran slijed donjokrednih naslaga.

Predmet istraživanja ovog rada su dva emerzijska nivoa s glinovitim sedimentima taloženim tijekom emerzijskih faza koje su česte pa stoga i istraživane u donjokrednim slijedovima na drugim lokalitetima Istre. Najpoznatija emerzija tijekom donje krede je regionalna emerzija čije je trajanje procjenjeno između 11 i 19 milijuna godina ovisno o istraživanom području Jadranske karbonatne platforme. Na ovu emerziju se nastavljaju gornjoalbske naslage s pojavom proslojaka glinovitog sedimenta kao posljedica taloženja tijekom tzv. trangresivne oscilacije.

Cilj istraživanja ovog rada je određivanje sastava glinovitih sedimenata te utvrđivanje njihovog podrijetla i uvjeta nastanka. S obzirom da se ti sedimenti pojavljuju u donjokrednom slijedu naslaga, cilj rada je i uzorkovanje i snimanje geološkog stupa koji obuhvaća krovinske i podinske naslage glinovitih sedimenata s emerzijskim obilježjima u stratigrafskom rasponu od gornjeg barema do u gornji alb pri čemu su mikropaleontološke/mikrofacijesne analize pomogle u određivanju starosti i okoliša taloženja. Takav pristup omogućio je usporedbu istraživanog lokaliteta s onima s onima već dobro istraživanim i opisanim u području Istre.



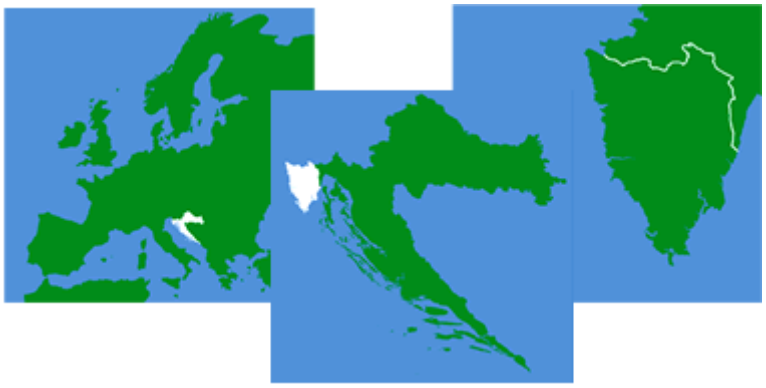
Slika 1.1. Smještaj istraživanog područja (preuzeto iz internetskog izvora Google maps).



Slika 1.2. Kamenolom Selina IV (visina izdanka je oko 20 m).

2. Geografske i geomorfološke karakteristike Istre

Na najzapadnijem dijelu Hrvatske na sjeverozapadnom dijelu obale Jadranskog mora, smješten je najveći hrvatski poluotok, Istra (Slika 2.1.). Njegova ukupna površina je 3558 km^2, od kojeg je 88% u Hrvatskoj, a ostatak u Sloveniji (Šavrini) i Italiji (Milje i Dolina). Najveći dio poluotoka pripada Istarskoj županiji (2815 km^2), a ostatak Primorsko-goranskoj županiji. Kopnena geografska granica se proteže od Miljskog poluotoka i naselja Doline (San Dorligo della Valle) na zapadu, sjevernim rubom Ćićarije do Klane, Kastva i uvale Preluke kraj Volovskog na istoku (http://www.enciklopedija.hr/natuknica.aspx?id=28002).



Slika 2.1. Geografski smještaj Istre (preuzeto iz internetskog izvora:https://www.istra-istria.hr/index.php?id=263; djelomično izmjenjeno)

Zasebno geomorfološko obilježje Istre njezine su obale. Današnje dubine priobalnoga mora duž istočne i zapadne obale Istre znatno su niže od pleistocenskih oscilacija morske razine. Istra je, zajedno sa Cresom, Lošinjem i ostalim otocima sjevernog Jadrana, prije 25.000 godina činila jedinstveno kopno. Stoga su obalni predjeli Istre vrlo mladi oblikovani porastom morske razine od zadnjeg ledenog doba, a traju još i danas. Starost istarske obale je različita; zapadna je obala mlađa i do prije 10.000 godina bila je sastavni dio naplavne ravnice sjevernog Jadrana, a u jugoistočni dio more je prodrlo ranije, stvorivši na ušćima rijeka duboke zaljeve (ušće rijeke Raše, Plominski zaljev i dr.). Potopljeni krški reljef karakterističan je za južnu i zapadnu obalu Istre. Na taj su način nastali Brijuni, manje otočne skupine uza zapadnu obalu, mnogobrojni specifični oblici između Medulina i Premanture, Limski zaljev te prirodna prostrana pulska luka. Duboki i uski Limski zaljev očiti je primjer potopljene riječne kanjonske doline u kršu, koju je svojom erozijskom snagom oblikovao Pazinski potok. Njime je u geološkoj prošlosti voda s Ćićarije otjecala u more. Zbog izdizanja kopna duž rasjeda (Pazinski ponor) voda koja dotječe Pazinskim potokom nastavlja svoje

otjecanje podzemnim tokovima. Mlađi fluvijalni procesi erozije i akumulacije djelomično su izmijenili obalni reljef. Rijeke nose i naplavljuju trošan materijal, nastao ispiranjem flišnih padina. Mirna je djelomično zatrpala potopljeni dio kanjonske doline i nataložila močvarnu ravnicu, a slično se dogodilo oko ušća Rižane, Dragonje i Raše. Prije presijecanja tektonskim pokretima i Pazinski je potok zatrpavao niže dijelove Limske drage. (http://istra.lzmk.hr/clanak.aspx?id=957).

Na temelju geološkog sastava i različitih vrsta tala Krebs (1907) odredio je tri reljefne cjeline (Slika 2.2.): brdoviti sjeverni rub *(Bijela Istra),* niže flišno pobrđe *(Siva Istra)* i niske vapnenačke zaravni *(Crvena Istra).*

Crvena Istra ime dobiva po karakterističnom tlu, vezanom za Istarsku karbonatnu zaravan, crvenici. Karbonatna zaravan jurske do eocenske starosti prostire se od zapadne obale od Umaga do samog juga Istre prema sjeveroistoku gdje obuhvaća prostor rijeke Raše i Pazin. U širem smislu ovo se područje poklapa sa zapadnoistarskom antiklinalom čiji nagib od istoka prema zapadu pada sa 400 m do razine mora i niže, Limski kanal (-31 m) čija dubina upućuje na nekad niži položaj morske razine (Roglić, 1981). Naknadnim postglacijalnim izdizanjem morske razine izdvojeni su mnogobrojni otoci i otočići, među kojima se nalaze i Brijuni, te Medulinski zaljev i Pulska luka. Istarske rijeke uglavnom nastaju u središnjem flišnom pojasu, a na kontaktu fliš-vapnenac one poniru (Pazinčica, Boljunčica). Rijeka Mirna iz gornjeg porječja erodira i donosi trošan materijal u niže dijelove toka kojim je zatrpala obalne dijelove te ih pretvorila u močvarnu nizinu. Rijeka Raša svojim je nanosima zatrpala dolinu Krapanskog jezera koje je postalo obradiva površina. Obzirom na podložnost karbonata ponajprije kemijskom trošenju te blagog nagiba u smjeru zapada, ovaj je prostor okarakteriziran pojavom krških oblika, pukotina, škrapa, ponikva, spilja i jama koje su nerijetko zapunjene crvenicom (http://istra.lzmk.hr/clanak.aspx?id=957).

Visoka zona Istre poznata je kao *Bijela Istra* zbog gologa krša i vapnenačkih goleti, koje su nastale uglavnom krčenjem šuma. Obuhvaća gorski hrbat Učke (Vojak 1401 m) i gorsku skupinu Ćićarije (Planik 1272 m), koji čine krajnji sjeverozapadni i sjeveroistočni dio Istarskog poluotoka, a obilježeni su borano-ljuskavo-navlačnom i blokovskom strukturom. Gorski hrbat Učke ima meridijalni smjer pružanja. Istočna granica prati obalnu crtu od uvale Rabac do rta Mašnjak kraj Plomina, odnosno pretpostavljeni rasjed u moru, koji je paralelan sa smjerom pružanja obale, dok zapadnu granicu čine strme, mjestimično liticama obilježene padine južnog dijela Učke. One duž kontakata sa zavalom Čepićkoga polja prate morfološki nagib, na kojem su naselja Plomin, Vozilići i Šušnjevica, a duž kontakata sa zavalom Boljunskoga polja crtu koja povezuje naselja Boljun i Vranja. Morfografski se razlikuju tri

cjeline gorskoga hrpta Učka; hrbat sjeverne, srednje i južne Učke, Ćićarija ima dinarski smjer pružanja (sjeverozapad-jugoistok), a od gorskoga hrpta Učke odvaja ga linija Opatija-Vranja i prijevoj Poklon (922 m). Sjeveroistočna granica je na kontaktu s brežuljkastim reljefom Ćićarijskoga zagorja i pobrđem Brkina. Ćićarija ima složenu orografsku strukturu obilježenu nizom hrptova, čiji su vršni dijelovi na različitim visinama međusobno odvojeni udolinama. Vrlo jaki tektonski pokreti obilježili su taj dio Istre različitim pravcima pružanja slojeva. U brdskom dijelu područje oskudijeva obradivim zemljištem, a zbog okršenosti vapnenaca nema površinske vode; u dijelovima vodonepropusnoga fliša ima dovoljno plodne zemlje te vode (http://istra.lzmk.hr/clanak.aspx?id=957).

Zbog naslaga fliša, a s obzirom na veliku zastupljenost gline i njezine sive boje, središnja se Istra naziva i *Siva Istra*. Obuhvaća središnji dio poluotoka, koji je odvojen od visoke zone Istre rasjednim odsjekom visokim i do 100 m. Zbog vodonepropusnosti flišnih naslaga prostor je znatno snižen erozijom i razdijeljen mnogim tekućicama u mnogobrojne jaruge niz koje se slijevaju oborinske vode. Važan su element reljefa tog dijela Istre kompozitne (složene) doline rijeka Mirne i Raše s pritocima, a njihovo je oblikovanje uvjetovano sastavom stijena. U predjelima u čijem sastavu prevladavaju mekše stijene (naslage fliša), rijeke imaju razgranatu mrežu pritoka, s kojima su oblikovale prostrana proširenja. U predjelima u čijem sastavu prevladavaju karbonatne stijene, rijeke su uz usjekle duboke i strme kanjone (kanjonske doline). Tragovi erozije su mnogobrojni, a vidljivi su u suhim potočnim koritima (npr. pritoci Raše i Boljunšćice s nekoliko desetaka potoka) te na golim flišnim padinama izbrazdanim mnoštvom vododerina i jaruga (Roglić, 1981). Selektivnom denudacijom flišnih naslaga zaostale su uzvišice od čvrstih proslojaka u flišu. Tijekom prošlosti na njima su izgrađena akropolska naselja. Istarsko pobrđe na sjeveroistoku graniči s morfostrukturom gorske skupine Ćićarije, na istoku sa zavalama Boljunskoga i Čepićkoga polja, te na jugu i jugozapadu sa Zapadnoistarskom zaravni. Uz jugozapadnu granicu Istarsko pobrđe „presječeno“ je reljefno višim, vapnenačkim ravnjakom Savudrija-Buzet na sjeverozapadu. Morfološke značajke sjeverozapadnog dijela su rebrasti reljef i pojava slijepih dolina (dolina Pazinskoga potoka i potok Brestovac). Pobrđe je izduženo u smjeru sjeverozapad-jugoistok i tu su oblikovane glavne doline tokova Mirne, Dragonje, Pazinskoga potoka i Boljunšćice. Veći dio tih riječnih dolina predisponiran je rasjedima, pa su one reljefno disecirale pobrđe. Moguće je izdvojiti tri mikrogeomorfološke cjeline koje imaju različite reljefne karakteristike, od sjeverozapada prema jugoistoku, a to su Momjansko, Dragućko i Gradinjsko-grobničko pobrđe. Prosječna je visina istarskoga pobrđa oko 400 m. Na mnogim mjestima središnjeg dijela Istre, osobito oko Pazina i Buzeta, prisutne su ogoljele

uzvisine s nerazvijenim tlima, izbrazdane jarugama i drobinom koja se skuplja u podnožju padina. Zbog bujne vegetacije taj je kraj poznat i pod nazivom Zelena Istra, a u njemu prevladavaju uglavnom poljoprivredne površine (http://istra.lzmk.hr/clanak.aspx?id=957).



Slika 2.2. Geomorfološka podjela Istre (preuzeto iz internetskog izvora: http://istra.lzmk.hr/clanak.aspx?id=957).

3. Pregled dosadašnjih istraživanja i teorijska osnova

3.1. Pregled dosadašnjih istraživanja

Geologija Istre je prvi put prikazana na preglednoj geološkoj karti Haidinger (1845) u mjerilu 1:846.000. Stache (1859) daje stratigrafsku podjelu krednih naslaga u Istri, a kratki prikaz opće geološke građe se objavljuje u radu Stache (1864). Isti autor je na geološkoj karti (mjerilo 1:1 008.000) prikazao kredne naslage cijelog područja zapadne Istre (Stache, 1867), a kasnije objavljuje rad o Liburnijskim naslagama i njihovim granicama Stache (1889). Početkom 20-og stoljeća geološke radove u Istri objavljuje austrijski geolog Waagen (1906; 1916), a između dva svjetska rata geološka kartiranja provode talijanski geolozi Sacco (1924), D'Ambrosi (1931, 1939) i Lipparini (1924–1928). Kredna makrofauna 60-ih godina postaje novo područje istraživanja (Polšak 1965, 1967) pri čemu u svom radu Polšak (1965) objavljuje podatke o stratigrafiji jurskih i krednih naslaga središnje Istre. Tijekom kartiranja za OGK, publicirana je geološka karta (Polšak i Šikić, 1969) i geološki vodič (Polšak i Šikić, 1973) za List Rovinj u mjerilu 1:100.000 uz ostale listove OGK koji pokrivaju područje Istre. Daljni značajan doprinos geološkoj građi Istre i razvoju donjokrednih naslaga na Jadranskoj karbonatnoj platformi donose Tišljar i dr. (1995, 2002), Velić i dr. (1987, 1989, 1995, 2002), Vlahović i dr. (2002, 2005) i drugi. Rad o istraživanju onkoidnog vapnenca „Istarski žuti" sjeverno od Limske drage objavili su Marković i Galović (1976), a nazvali su ih vapnencima „Lakovići-Selina". Prema fotometrijskim snimkama zaključeno je da se ti vapnenci nastavljaju i prema jugu, pa su Velić i dr. (1984) obavili potpuno geološko kartiranje i opisali izbušene jezgre koje su sadržavale slojeve „Istarskog žutog". Donjokrednu tektoniku su opisali Prelogović (1981), Marinčić i Matičec (1991), Matičec (1994), Tišljar i dr. (1994), Matičec i dr. (1996), Koić (2000) i drugi. Litološke karakteristike plitkomorskog karbonatnog sustava Tetisa kao rezultat OAE 1a (oceanskog anoksičnog događaja) u donjem aptu Istre opisali su Huck i dr. (2010) na području Kanfanara. Donjokredne mikrofacijese i mikrofosilne zajednice u rasponu od barema do u alb obradila je Cvetko Tešović (2000), a integriranu biostratigrafiju i stratigrafiju na temelju ugljikovih izotopa donjokrednih naslaga (barem–alb) Cvetko Tešović i dr. (2011).

Istraživanja glinovitih sedimenata taloženih tijekom aptsko–albske emerzijske faze istraživali su Ottner i dr. (1999), Durn i dr. (2003, 2006) na području Seline (kamenolom Tri jezerca), Kanfanara i Bala, dok su rezultati istraživanja s lokaliteta Lakovići i Kanfanar prikazana u radu Mileusnić (2007).

3.2. Geološka građa Istre

Jadranska karbonatna platforma (AdCP) jedna je od najvećih mezozojskih karbonatnih platforma Perimediteranske regije. Njezine naslage čine glavni dio karbonatnog slijeda hrvatskih Krških (unutarnjih ili vanjskih) Dinarida, mjestimične debelog i više od 8.000 m, taloženog u vremenskom rasponu od srednjeg perma (ili čak gornjeg karbona) do eocena. Međutim, samo se naslage taložene u razdoblju od gornjeg dijela donje jure (toarcija) do kraja krede mogu pripisati Jadranskoj karbonatnoj platformi koja je definirana kao izolirana paleogeografska cjelina. Od karbona do srednjeg trijasa taložene su mješovite siliciklastično-karbonatne naslage duž gondvanskog ruba, na prostranoj epiričnoj karbonatnoj platformi. Nakon tektonske aktivnosti, koja je uzrokovala regionalni srednjotrijaski vulkanizam zabilježen na Jadranskoj mikroploči (afrički promontorij), formirana je velika izolirana karbonatna Južnotetijska megaplatforma (Vlahović i dr., 2005). Buduća Jadranska karbonatna platforma smještena je u njenom unutarnjem dijelu. Tektonikom, megaplatforma se raspala tijekom srednje do gornje jure što je rezultiralo nastajanjem nekoliko karbonatnih platformi (uključujući Jadransku, Apeninsku i Apulijsku) odvojenih novim dubljim morskim područjima (uključujući Jadranski bazen kao vezu između Jonskog i Belunskog bazena, Lagonegrovski bazen i područje slovenskih i bosanskih kanala) (Vlahović i dr., 2005).

Od toarcija (donja jura–prije oko 180 milijuna godina) do kraja krede, platforma je bila okružena dubokim oceanom Tetis, što znači da je bila izolirana od kopnenih utjecaja. Dominantna je bila plitkomorska sedimentacija, no bilo je kraćih i dužih perioda izronjavanja koji su bili posljedica eustatičkih promjena i sinsedimentacijske tektonike. Tijekom cijelog tog razdoblja od 125 milijuna godina odvijala se karbonatna sedimentacija što je rezultiralo taloženjem između 3.500 i 5.000 m gotovo „čistih“ plitkomorskih sedimenta (Jelaska, 2003; Vlahović i dr., 2005).

U vrijeme donje krede Jadranska mikroploča se nalazila na 15 do 25 stupnjeva sjeverne geografske širine (Stampfli i Borel, 2002; Masse i dr., 2004). Kretala se prema istoku sve do gornje krede kad je započela kolizija s Euroazijom (Vlahović i dr., 2005; Husinec i Sokač, 2006) te je platforma dezintegrirana uz mjestimični nastanak dubokomorskih korita i izdizanje planinskih lanaca: Dinarida, Helenida, Apenina i južnih Alpa. Danas, veliki dio te platforme prekriven je Jadranskim morem, a naslage su analizirane geofizičkim profilima i dubokim bušotinama približno do sredine Jadrana (Vlahović i dr., 2005).

Tektonska aktivnost se može podijeliti na aktivna i po geometriji struktura prepoznatljiva razdoblja na istarskom dijelu Jadranske karbonatne platforme. Najstariji zapis

predstavljaju strukture nastale sinsedimetacijskom tektonikom naslaga u batu, srednja jura. Njihovi elementi upućuju na kompresijski karakter deformacija s pravcem 40°–220° (Velić i dr., 2003). Subtajdalna sedimentacija krovinskih naslaga slijedi nakon boranja i kratkotrajnih emerzija, te se zapunjava i izravnava reljef. Ponovno se javlja regionalna emerzija u gornjem kimeridžu koja je posljedica jake radijalne i ekstenzijske tektonike po pravcu 30°–210° (Velić i dr., 2003).

Tijekom gornje krede Jadranska karbonatna platforma se kretala u smjeru zapad–sjeverozapad zbog djelovanja geodinamskih sila. Na zapadnom dijelu Istre je kredna tektonika rezultirala velikom, niskoamplitudnom sinklinalom i antiklinalnom strukturom okarakterizirana plitkim kutom uranjanja koji je iznosio između 0 i 20 stupnjeva (M*á*rton i dr., 2008). Ta je struktura poznatija kao zapadnoistarska antiklinala nastala kao otpor djelovanju geodinamskih sila te poprima pravac pružanja sjever-sjeveroistok – jug-jugozapad (Polšak i Šikić, 1973; Matičec, 1989). Dio zapadnoistarske antiklinale čine jurske naslage u njenom centru, a dalje se rasprostiru berijski do santonski plitkovodni karbonati do linije Labin, Učka, Ćićarija (Polšak i Šikić, 1973; Marinčić i Matičec, 1991).

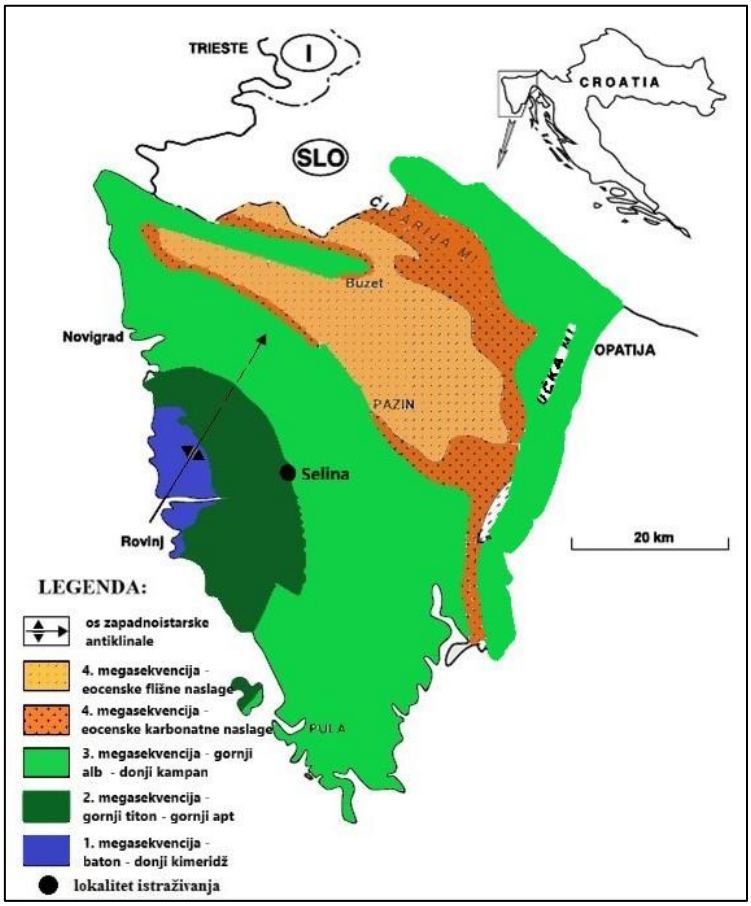
Za razliku od ostalih dijelova Jadranske karbonatne platfome, deformacije koje su se odvijale tijekom paleogena nisu utjecale na Istru, ostala je stabilna u odnosu na ostatak platforme (Márton i dr., 2008). Tektonski događaji koji su se odvijali tijekom mlađe Alpske orogeneze nisu prekrili krednu tektoniku, a rezultirali su orogenezom Vanjskih Dinarida (Velić i dr., 2003). Došlo je do promjene smjera kretanja platforme pa pritisci djeluju po pravcu sjeveroistok-jugozapad, te tako nastaju "dinarske" strukture pružanja sjeverozapad-jugoistok (ljuskava struktura Ćićarije, navlake Učke i Pazinski bazen). Krajem miocena započinje neotektonsko razdoblje koje traje i danas, a održavalo se horizontalnim, vertikalnim i rotacijskim pokretima većih strukturnih blokova različitog intenziteta i predznaka (Prelogović i dr., 1981). Također njegovo najvažnije obilježje su deformacijske strukture pružanja istok-zapad (Tišljar i dr., 2003; Vlahović i dr., 2005) koje je posljedica globalnog naprezanja pravca sjever-jug (Marinčić i Matičec, 1991).

Pregled geološke građe terena Istre temelji se na podacima o stratigrafiji, tektonskoj aktivnosti, sirovinama i povijesti stvaranja terena u tumačima OGK za listove: Pula (Polšak, 1970), Cres (Magaš, 1973), Labin (Šikić i Polšak, 1973), Rovinj (Polšak i Šikić, 1973), Trst (Pleničar i dr., 1973) i Ilirska Bistrica (Šikić i Pleničar, 1975).

Na temelju dosadašnjih istraživanja karbonatni i flišni sedimenti Istre se mogu podijeliti u četiri sedimentacijske cjeline ili megasekvencije (Velić i dr., 1995). One su međusobno odjeljene značajnim emerzijskim površinama koje predstavljaju hijatus u trajanju

od 11 do 19 milijuna godina (Vlahović i dr., 2002). Izdvojene megasekvencije taložene u sljedećim stratigrafskim rasponima su (Slika 3.1.):

(1) megasekvencija bat – donji kimeridž,
(2) megasekvencija gornji titon – gornji apt,
(3) megasekvencija gornji alb – donji kampan i
(4) megasekvencija paleocen – eocen.



Slika 3.1.Geografski položaj Istre s naznačenim lokalitetom istraživanja i megasekvencijama (Velić i dr., 1995; djelomično izmijenjeno).

Najstarija regresivna megasekvencija bat–donji kimeridž (približno prije 168–155 milijuna godina) obuhvaća naslage debljine oko 160 m koje sačinjavaju jezgru zapadnoistarske antiklinale, a temeljna značajka je trend oplićavanja i pokrupnjavanja naviše. Na taj trend ukazuje *Monsena* jedinica (Velić i Tišljar, 1988) koja je taložena u okolišima zaštićenih plićaka u plitkom subtajdalu i lagunama gdje su taloženi debelo slojeviti madstoni i

fosiliferni vekstoni. Zatim *Lim* jedinica (Velić i Tišljar, 1988) predstavlja taloženje peloidnih pekstona i vekstona ujednačene teksture i načina slaganja čestica. Tijekom srednjeg i mlađeg oksforda formirani su pješčani prudovi (*tidal bars*, Velić i Tišljar, 1987; *Mućа* jedinica) ooidnih i bioklastičnih detritusa koji postupno progradiraju, a karakterizira ih i prisustvo ciklusa pokrupnjavanja naviše te se pojavljuju u visokoenergetskim plićacima i uz rubove laguna (unutarnji, zaštićeni dio platforme). U najmlađem dijelu te jedinice pronalazimo pretaložene fosilne ostatke hidrozoa, koralja, školjkaša, stromatoporoida i drugih, koji su nastali razaranjem organogenih grebena. Tendencija oplićavanja se nastavila, što je naznačeno u vršnom dijelu jedinice pojavom regresivnih *Rovinj i Vrsar* breča te konačno okopnjavanjem i okršavanjem (Velić i Tišljar, 1988). Ta emerzija različitog trajanja (približno 6–9 milijuna godina) objašnjena je snažnim izdizanjem tog dijela Jadranske platforme jer ostali dijelovi platforme ne bilježe u to vrijeme prekid plitkomorske sedimentacije (Tišljar i dr., 1994). U dubljim se dijelovima tako nastalog reljefa unutar tektonske ploče nakuplja ishodišni alumosilikatni materijal za nastanak glinovitih boksita tijekom kasnije dijageneze (Durn i dr., 2003).

Slijedi druga megasekvencija gornji titon–gornji apt (otprilike prije 147–115 milijuna godina) debljine od 465 do 495 m, koju karakteriziraju transgresivno–regresivni slijed i velike facijesne raznolikosti. Taloženje ove megasekvencije započelo je postupnim preplavljivanjem tadašnjeg kopna i nastankom prostranih plimnih ravnica i zaštićenih plićaka. Oscilirajućom transgresijom, odnosno nastavkom cikličkog taloženja nastali su muljeviti vapnenci koji se i danas eksploatiraju kao izvrstan arhitektonsko-građevni kamen zvan „Kirmenjak“. U istoimenom kamenolomu pojavljuju se mnogobrojne pukotine isušivanja te otisci tragova stopala dinosaura na gornjoj slojnoj plohi (Mezga i dr., 2006) što svjedoči o plitkim taložnim okolišima tijekom titona. Generalno globalno snižavanje morske razine od gornje jure rezultira evaporizacijom u donjoj kredi, točnije berijasu kada dolazi do ranodijagenetske dolomitizacije, a zatim i kasnodijagenetske. Najljepši izdanak dolomitiziranih vapnenaca nalazi se u kamenolomu „Fantazija“ kraj Rovinja, također proglašeni prirodnom geološkom baštinom. Tijekom berijasa, valanginija i hauterivija taložni se okoliši izmjenjuju od plitkog potplimnog do natplimnog uz kratkotrajne emerzije i taloženje vapnenaca sa slijedom oplićavanja naviše. Karakteristike tih okoliša je taloženje peloidno-intraklastičnih grejnstona s LLH-stromatolitima, zatim stilolitiziranih madstona uz izmjenu s LLH-stromatolitima i emerzijskim brečama, a u kasnijim ciklusima naviše pojavljuju se fenestralni madstoni te plimne i olujne breče. Nanovo se pojavljuju otisci stopala dinosaura u baremskim vapnencima na Velom Brijunu i dijelovi njihovih kostura unutar nekadašnjih močvarnih okoliša otkriveni

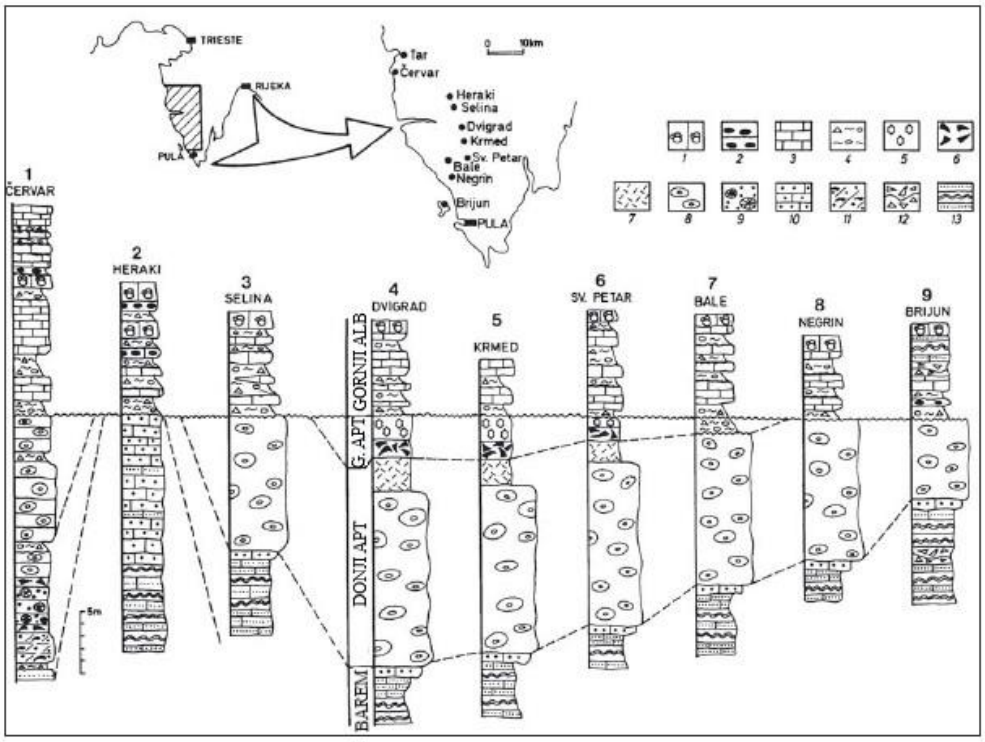
u današnjem podmorju zapadne Istre (uvala Bale; Dalla Vecchia, 1998). Na prijelazu u apt promjenili su se taložni uvjeti te su tadašnji izrazito plitkomorski okoliši zamijenjeni dubljevodnijim lagunskim u kojima se talože velike količine vapnenačkog mulja i algalnih gruda (onkoidi). Rezultat toga su žućkasti masivni madstoni i floatstoni poznatiji kao arhitektonsko-građevni kamen – „Istarski žuti" koji se i dan danas eksploatira u okolici Kanfanara, a nekada se vadio u mnogobrojnim kamenolima, a primjeri su Tri jezerca, Selina (I, II, III), Lakovići, Heraki, Bale i Negrin (Vlahović i dr., 2002). Za vrijeme gornjeg apta značajno je ubrzano oplićavanje te okopnjavanje zbog međusobnog djelovanja eustatičkih promjena i tektonskih pokreta na istarskom dijelu karbonatne platforme koje je slabije izraženo na drugim dijelovima Jadranske karbonatne platforme (Velić i dr., 1989, 1995, 2002, 2003). Ta emerzija nije započela na cijelom području Istre istovremeno (Velić i dr., 1989; Slika 3.2.) i trajala je otprilike između 11 i 19 milijuna godina te ju karakteriziraju zelenkastosive gline koje se uglavnom nalaze kao ispuna u udubinama paleoreljefa (Durn i dr., 2003). Prijelazna zona između plitkovodnih karbonata i izronjenih dijelova platforme obilježena je taloženjem emerzijskih breča, konglomerata, glina i lapora ili obalnim močvarama nastalim u reduktivnim uvjetima s puno biljnih ostataka, crnih valutica (*black pebbles*) te formiranjem pirita posredstvom bakterija koje reduciraju sulfate (Tišljar i dr., 1995). Naslage ove megasekvencije dokazane su od Poreča do Punte Furlan (Červar), odakle se lučno protežu zapadno od Heraka, Seline, Kanfanara, Bala, Negrina pa sve do obale - od Zlatnog Rta u Rovinju do Barbarige i Velog Brijuna (Velić i dr., 1995).

Treća, transgresivno–regresivna megasekvencija (gornji alb–donji kampan) ima veliku debljinu (više od 1200 m), a karakterizira je i vrlo različiti lateralni i vertikalni facijesni razvoj (Velić i dr., 1995). Zbog toga je različitog trajanja pa se tako u području sjeverne Istre, gdje je došlo prije do izdizanja, taloženje prekinuto krajem cenomana (94 milijuna godina), dok se u području južne Istre i Učke taloženje nastavilo još nekih 10 milijuna godina (gornji santon). Nakon emerzije koja je završila u donjem albu, započinje taloženje tankoslojevitih vapnenaca u plitkomorskom taložnom okolišu na što ukazuju pukotine isušivanja, stromatoliti, plitkovodni vapnenci olujnih karakteristika, plimni kanali te tragovi dinosaura (Velić i dr., 1989; Tišljar i dr., 1995). Krajem alba Istra je, kao dio Jadranske karbonatne platforme, bila u tri ciklusa zasipana vrlo sitnim pepelom donešenim vjetrom s udaljenijih područja s prisutnom vulkanskom aktivnošću. Ta pepeo je ishodišna tvar za postanak kvarcnih dijagenetskih sedimenata (Vlahović i dr., 2008). Različiti uvjeti i okoliši taloženja, odnosno morfološke promjene, uvjetovani su sinsedimentacijskom tektonskom aktivnošću (Velić i dr., 1995). Tijekom cenomana dolazi do diferencijacije prethodno jedinstvenog okoliša, tako da su

uspostavljeni taložni sustavi peritajdala, plitkovodnog pješčanog pruda blago položene unutarnje karbonatne rampe. Zanimljivost ove jedinice predstavljaju tragovi dinosaura na gornjim slojnim plohama bioklastičnih vekstona otočića Fenoliga (Gogala, 1975). Lokalnim produbljivanjem taložnog prostora taloži se sitno rudistno kršje, dok se na uzvišenjima smještaju rudistni grebeni (biostrome) koji tijekom srednjeg i gornjeg cenomana progradiraju i formiraju rudistne klinoforme u dubljevodnijim prostorima. Pojava nodula i leća rožnjaka, spikula spužvi i radiolarija ukazuje na sve izraženiji dubljevodni prostor u koji se nastanjuju amoniti te drugi pučinski organizmi kao što su globotrunkane i globigerine. Kraj cenomana i početak turona južne Istre obilježen je sustavom potopljene platforme što je zabilježeno na velikom dijelu Jadranske karbonatne platforme. Kraj ove megasekvencije u gornjem turonu prepoznaje se po dobroslojevitim vapnencima taloženim u plitkomorskom platformnom taložnom sustavu uz čestu pojavu rudistnih kokina. Najmlađi dio krednih naslaga nedostaje uslijed okopnjavanja vezanog za laramijsku orogenetsku fazu (Velić i dr., 1995), koja počinje ranije u sjevernoj Istri kao posljedica tektonskih pokreta koji definiraju orijentaciju zapadnoistarske antiklinale. Trajanje te faze je ponovno različito, ali svugdje se odvijao proces paleokarstifikacije, uz pogodne klimatske uvjete i za lateritizaciju. U tipičnom krškom reljefu se u udolinama i ponikvama taložio terigeni detritus i boksit.

Postupnim preplavljivanjem tektonski deformiranog kopna započela je četvrta megasekvencija paleogenske starosti. Izdizanje morske razine uvjetovano je izdizanjem slatke podzemne vode u najniže dijelove reljefa koji su postali močvare. U njima, uz karbonatne sedimente, taložen je i izvorišni materijal za debele naslage ugljena (rudnici u Labinu). Ova megasekvencija obuhvaća razmjerno veliki paket karbonatnih i klastičnih naslaga, koje se dijele na: *liburnijske naslage, foraminiferske vapnence* (*miliolidni, alveolinski*, *numulitni* i *diskociklinski* vapnenci), *prijelazne naslage* i *fliš* (Velić i dr., 1995). Uslijed daljnjeg porasta morske razine uspostavljaju se plitkovodni taložni okoliši u kojima se talože velike količine ljušturica različitih foraminifera (redom: miliolide, alveoline, numuliti, diskocikline) po kojima je slijed tih naslaga dobio naziv (Vlahović i dr., 2008). Istodobno, tektonskim deformacijama cjelokupnog područja Jadranske karbonatne platforme zbog sažimanja prostora povezanog s Alpama i Karpatima, stvaraju se duboka korita u kojima su se taložile klastične naslage. Fliš je najzastupljeniji sediment ove sekvencije, a karakteriziran je alteracijom hemipelagičnog lapora i taložina gravitacijskog tečenja (Velić i dr., 2003), a na njega se nastavlja ritmička izmjena autohtonih bazenskih naslaga i tankih proslojaka vapnenačkih pješčenjaka. Pješčenjaci koji sadrže veći udio nekarbonatnih, siliciklastičnih zrna pojavljuju se u najmlađem dijelu fliša. Megasekvencija završava zadnjom fazom emerzije

koja traje i danas (kraj eocena/početak oligocena, prije otprilike 35 milijuna godina) kada je cijela Istra okopnjela. Izdignute su stijene podvrgnute procesima trošenja i erozije koji i danas dovode do nastanka mnogobrojnih površinskih i podpovršinskih krških oblika, a dijelom je sve to pokriveno najmlađim sedimentima kao što su crvenica, spiljske naslage, eolski materijal, kvartarne crvene breče, željezovite gline, aluvijalni i bujični nanosi, siparišno kršje i jezerski sedimenti (Polšak, 1970; Polšak i Šikić, 1973). Najveći dio paleocensko–eocenskih naslaga Istre nalazimo u području Pazinskog bazena.



Slika 3.2. Korelacija donjokrednih naslaga (barem–gornji alb) u Istri s različitim trajanjem aptsko/albske emerzije (Velić i dr., 1989; djelomično izmijenjeno).

Legenda:

1) Foraminiferski biomikrit/biosparit
2) Breča s crnim valuticama
3) Mikrit i fenestralni mikrit
4) Emerzijska breča i/ili konglomerat s valuticama mulja
5) Algalni biomikrit/biosparit
6) Kokina
7) Dobro sortirani biosparit
8) Masivni onkolit/mikrit (*Istarski žuti*)
9) Biosparrudit (kortoidi, koralji i dr.)
10) Intrasparit
11) Koso slojeviti biosparit
12) Visokoenergijska breča/konglomerat
13) Stromatolit/pelmikrit

3.3. Aptsko–albska emerzijska faza na području Istre

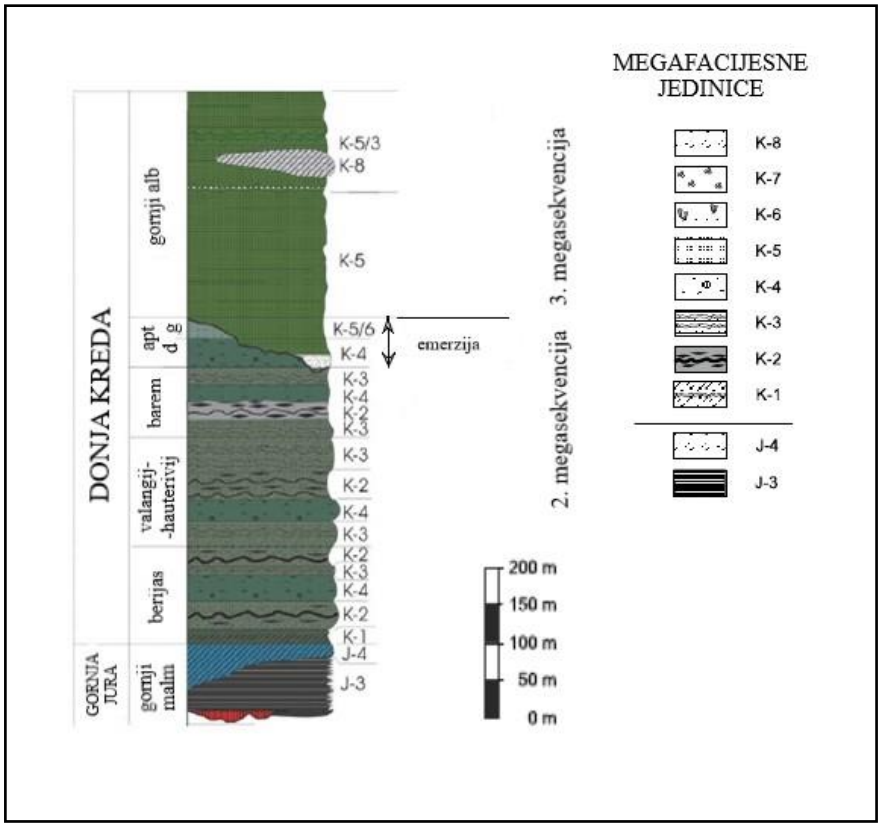
Apt i alb su doba gornjeg dijela donje krede. Apt je trajao od prije 125c112 milijuna godina nakon kojeg slijedi alb trajanja do prije 99,6 milijuna godina, te se uvrštavaju u vremenski „najdulja“ doba fanerozoika (Ogg i dr., 2004).

Početkom apta se na Istarskom dijelu platforme, zbog oplićavanja, formiraju prostrane plićine i velike lagune s niskom energijom vode u kojima se talože velike količine sitnog karbonatnog detritusa. Prvih 2–5 m taložnog slijeda karakterizirano je promjenjivim količinama ljuštura rudista, većinom *Toucasia sp.*, različitih bentičkih foraminifera, brojnih onkoida veličine 5–80 mm, te ljuštura gastropoda u najnižem dijelu. Taj dio aptskog slijeda poznat je kao arhitektonsko-građevni kamen „Istarski žuti”, a karakterizira ga ritmična izmjena madstona i onkoidnog floutstona koja je podijeljena u kratke i duge ritmove (Tišljar, 1978). Kratke ritmove obilježavaju slojevi madstona, debljine od 25 do 50 cm, s rijetkim onkoidima i slojevima onkolita. Obilježja dugih ritmova su deblji slojevi mikrita, taloženi tijekom veće rate akumulacije karbonatnog detritusa, i nekoliko kratkih ritmova koji čine debljinu od 150–280 cm. Cijela je ta jedinica karakterizirana taloženjem u relativno dubljim lagunskim okolišima koji su ponegdje bili povezani s otvorenim morem. Takvi okoliši su rezultirali puno nižom akumulacijom materijala, čak do tri puta nižom od prosjeka za naslage donjeg apta u Istri (Vlahović, 1999). Posljedica različite debljine donjoaptskih onkolitnih vapnenaca je razlika u početku i trajanju regionalne emerzije u aptu i donjem albu na istarskom dijelu Jadranske karbonatne platforme (Velić i dr., 1989). Pred kraj donjeg apta započela je regionalna emerzija koja je bila različitog trajanja, ovisno o paleogeografskim obilježjima terena. U Istri je ona potrajala do gornjega alba. Karakteristike gornjoaptskih naslaga su njihova debljina do oko 10 m i relativno ograničeno protezanje od Bala do Seline gdje potpuno isklinjavaju. Ovisno o paleogeografskom položaju pojedinog lokaliteta, trajanje te faze je određeno između 11 i 19 milijuna godina. Do potpune emerzije je došlo zbog relativno brzog oplićavanja koje je bilo rezultat relativnog snižavanja morske razine uzrokovanog sinsedimentacijskom tektonikom i interakcijom s eustatičkim promjenama (Velić i dr., 1989). Tektonska aktivnost je bila izražena vjerojatno u obliku boranja malih amplituda (Tišljar i dr, 1995), a kretanja su rezultirala promjenjivim trajanjem plitkovodnih okoliša na različitim dijelovima platforme kao različitim intenzitetom erozije podinskih (aptskih i baremskih) naslaga. Tako da se lokaliteti razlikuju zbog različitih količina erodiranih naslaga i dubina okršavanja što je prikazano na slikama 3.2 i 3.3.. Pretpostavljena najveća stratigrafska praznina se nalazi u okolici Heraka (iako neka novija istraživanja

pokazuju drugačije rezultate, Cvetko Tešović i dr., 2011) i Baderne gdje se na baremske naslage nastavlja gornji alb, dok se najmanja nalazi u Limskoj dragi i Kanfanaru, gdje na gornjem aptu leži gornji alb (Velić i dr., 1989). Zanimljivo je da su u okolici Baderne, gdje je najveća stratigrafska praznina, pronađeni tragovi boksita na erodiranoj i okršenoj podlozi baremskih vapnenaca.

Kraj megasekvencije je označen taloženjem emerzijskih konglomerata i breča s glinom te crnim močvarnim talozima. U krškim se udubljenjima talože zelenosive gline debljine oko 1 m i breče s glinovitim i/ili laporovitim matriksom. U prijelaznoj zoni između plitkovodnih karbonata i izronjenog dijela platforme, kao što je već navedeno, nalazimo gline i lapore ili obalne močvare nastale u reduktivnim uvjetima s taloženjem crnih sedimenata (*black pebbles*) obogaćenih biljnim ostacima i piritom. Oni su formirani posredstvom bakterija koje reduciraju sulfate (Tišljar, 1986; Tišljar i dr., 1995).

Na emerzijski nivo nastavlja se gornji alb taložen tijekom oscilirajuće transgresije odnosno postupnog potapanja kopna na kojem se talože peritajdalni vapnenci i visokoenergijski periplimski konglomerati (Tišljar i dr., 1995). Unutar tih oscilirajuće taloženih sedimenata postoje zone sa zelenosivim glinama i zelenožutim glinama te emerzijskim brečama koje su posljedica tri do šest gornjoalbskih kratkotrajnih emerzija. Tom transgresijom započinje taloženje treće megasekvencije (gornji alb–donji kampan).



Slika 3.3. Shematski geološki stup zapadne i južne Istre s emerzijskom granicom apt–alb (Tišljar i dr., 2002; Mileusnić, 2007; djelomično izmijenjeno).

Legenda megafacijesnih jedinica:

K-8) kasnodijagenetski dolomiti

K-7) vapnenci potopljene platforme s pelagičkom faunom

K-6) rudistni vapnenci (vekstoni, pekstoni, floutstoni/radstoni s rudistnim bioklastima, mjestimično rudistnim biostromama i/ili litosomama

K-5) „*foreshore-shoreface*“ peloidni i skeletni grejnstoni/pekstoni

K-4) muljeviti vapnenci laguna i plitkog subtajdala

K-3) periplimni vapnenci ravnice (peletni i skeletni vekstoni/pekstoni), LLH stromatoliti, česti ciklusi oplićavanja naviše

K-2) peritajdalni i vadozni vapnenci u izmjeni s emerzijskim i „*black pebble*“ brečama i džepovima gline

K-1) izmjene ranodijagenetskih i kasnodijagenetskih dolomita (ciklusi oplićavanja naviše pretežno se sastoje od kasnodijagenetskih dolomitiziranih sedimenata subtajdala-intertajdala i supratajdalnih ranodijagenetskih dolomita s fenestralnim stromatolitima, desikacijskim pukotinama i erozijskim površinama

J-4) kasnodijagenetski dolomiti (kasnodijagenetska dolomitizacija vapnenca megafacijesne jedinice J-3)

J-3) peritajdalni ciklusi oplićavanja (većinom stilolitizirani madstoni i fenestralni madstoni s erozijskim površinama ili desikacijskim pukotinama, često prikriveni sedimentima olujnih plima s vadoznom dijagenezom

3.4. Istarski žuti

Istraživanjima u okviru ovog rada na lokalitetu Selina (kamenolom Selina IV) obuhvaćen je i najzastupljeniji kamen iz Istre, onkolitni vapnenac donjokredne starosti poznat pod nazivima Kanfanar, Bale, Krška ruža, Valle, i najčešće pod općenitim nazivima Istarski žuti ili *Giallo d'Istria* Dundo (2007). Najveća ležišta arhitektonsko-građevnog kamena u Istri vezana su za područje zapadnoistarske jursko-kredne antiklinale. Za cijeli taj eksploatacijski bazen karakteristične su tri grupe ležišta koje su potpuno različite po pojavnosti, boji, rudarsko-tehnološkim elementima eksploatacije i po komercijalnim učincima ostvarenim njihovom eksploatacijom. U kontinuiranom slijedu donjokrednih naslaga zapadnoistarske antiklinale Istarski žuti stratigrafski pripada naslagama donjeg apta. Te su naslage predstavljene deblje uslojenim vapnencima žućkaste boje. Naslage se protežu od Brijunskog otočja, preko otoka Sv. Jerolima, Bala, Čabrunića, Kanfanara, Korenića, pa sve do Seline. Danas su aktivni kamenolomi Kanfanar (tri površinska i dva podzemna) i kamenolom Selina, a u pripremi za reaktiviranje su kamenolomi Bale i Tri jezerca. Kamen se eksploatira po slojevima, a estetski se razlikuje šest eksploatacijskih slojeva. Broje se od gore prema dolje i nose brojeve od I do VI (Zvocak i Buić, 2016). Slojevi su međusobno razdijeljeni „slojnicama", a razlikuje se „otvorene" ili „zatvorene". Otvorene slojnice su diskontinuiteti koji predstavljaju sedimentacijsku granicu i sadrže ostatke glinovitog veziva i ne predstavljaju čvrstu vezu između dva sloja. Zatvorene slojnice su diskontinuiteti koji označavaju prekid litološke jedinice nastale tijekom sedimentacijskog procesa i one utječu na estetski izgled kamena i načina rezanja. Od ostalih diskontinuiteta rjeđe se susreću kalcitne vene i zatvorene pukotine. Prema fizičko-mehaničkim svojstvima kamen *Selina* spada u najtvrđe inačice vapnenca Istarski žuti, relativna tvrdoća po Mohsu je oko 4. Po sastavu je rekristalizirani organogeni vapnenac – biosparmikrit, a makroskopski je svijetlosmeđe boje, a u svjetlijoj osnovi uočavaju se zaobljeni i izduženi onkoidi tamnije boje. Paralelno sa slabo naglašenom slojevitošću uočavaju se stilolitski šavovi. Više o Istarskom žutom i njegovim karakteristikama piše Dundo (2007).

Huck i dr. (2010), prema makroskopskim i mikroskopskim teksturama stijene odredili su 13 facijesnih tipova koje predstavljaju 3 facijesne zone ili taložne okoliše. Prema Wilsonovim (1975) shemama facijesnih zona i definicijama iz Read (1985) izvojena su tri taložna okoliša, a to su subtajdal/laguna, intertajdal i supratajdal/terestički. Prva facijesna zona obuhvaća sivkasto do smećkasti *Lithocodium*-

Bacinella floutston, vekston i pekston, kao i peloidalni madston i vekston. U izmjenama se pojavljauju podređeni facijesi grejnstona i radstona, sa zaobljenim mikritiziranim klastima i agregiranim zrnima. Okoliš taloženja je otvorena laguna unutar izolirane platforme. Epizodno, vidljiva je stratigrafska promjena prema više zaštićenim i ograničenim uvjetima taloženja na što ukazuje masovno pojavljivanje *Lithocodium-Bacinella* onkoida, uz puno miliolida i orbitolinidnih foraminifera u potplimnim okolišima s višom energijom vode. Dobro sortirani i ravnomjerni peloidni matriks ukazuje na stabilan niskoenergijski okoliš. Smanjenom količinom biogenskog sadržaja i većim brojem ostrakoda opisuju se ograničeni restriktivni uvjeti koji se sporadično pojavljuju. Druga facijesna zona sadrži uglavnom sitnozrnate stijene nastale u plimnoj zoni s jasnim i nejasnim mikrobnim laminacijama oblikovanim od peloidnih vekstona i pekstona. Karakteristike vršnog potplimnog i plimnog facijesa su mikrobni slojevi, fenestralne šupljine, tempestiti i rijetki usječeni plimni kanali čija je ispuna radston i facijes kokina. Suboksični močvarni okoliš izložen povremenim poplavama i sušama karakterističan je za treću facijesnu zonu. Indikativne značajke su izloženost subaerske površine ipovršinskog dijela krša, pedogeneza i pocrnjen periplimni karbonat (*black pebble*). Dominiraju nodularne zelene do crvene gline i lapori, te klasti zelenkastih do smeđih vekstona (vrh slijeda tipičnog Istarskog žutog) i madstona od prve i druge facijesne zone.

Osnovni *Lithocodium-Bacinella* morfotipovi iz donjoaptskog plitkomorskog karbonata su sljedeći: onkoidi, grumeni, laminarni, masivni, „krpasto-oblačasti" (*patchy cloudy*) i „krpasto-stupičasti" (*patchy columnar*). Hidrodinamika utječe na pojavu i oblik morfotipova koji su usko povezani s okolišnim parametrima, a to su stupanj sedimentacije, prisutnost tropskih uvjeta i razina alkalnosti. Nekoliko intervala i intenzivnija pojava *Lithocodium-Bacinella* prepoznati su i korelirani na udaljenosti i do nekoliko kilometara. Pojavnost ovisno o okolišnim parametrima (stupanj oksidacije, temperatura mora i alkalnost) razlikuju se u stratigrafskom slijedu u morfologiji rasta. Ti okolišni parametri ovise o količini dostupnog sedimenta što je povezano s niskom razinom vode i količinom nutrijenata u obalnim vodama. To je povezano s OAE 1a (oceanskim anoksičnim događajem) koji za posljedicu ima različite oblike pojavljivanja *Bacinelle* i *Lithocodiuma* (Huck i dr., 2010).

Lithocodium aggregatum i *Bacinella irregularis* su „zagonetni" organizmi koji su prisutni s drugim korasto obraštajućim mikroorganizmima, od gornjeg trijasa do srednje krede u plitkim morima Tetisa i onima nastalim otvaranju Atlantskog oceana. *Bacinella irregularis* je po prvi put opisala Radoičić (1959) i prema mnogim autorima, danas ju se smatra kalcificiranom cijanobakterijom (Camoin i Maurin, 1988; Riding, 1991; Schmid i Leinfelder,

1996). Suprotno od toga, *Lithocodium aggregatum* još uvijek nema svoju taksonomsku poziciju. Prvi put je ovaj oblik opisao Elliott (1956) kao misteriozni oblik života koja je možda povezana s porodicom *Codiaceae* (vapnenačka zelena alga). Flügel (2004) ju je opisao kao misteriozni obraštajući mikroorganizam nepoznatog taksonomskog podrijetla, a u ovom je radu korišten izraz *Lithocodium-Bacinella* kao opisni pojam korišten prema prethodnim autorima (Dupraz i Strasser, 1999). Prema Schlagintweit i dr. (2010) teksturu koju tvore prema Dunhamu (1962) klasificirana je kao bajndstone.

3.5. Paleogeografski odnosi i paleookolišne značajke tijekom krede

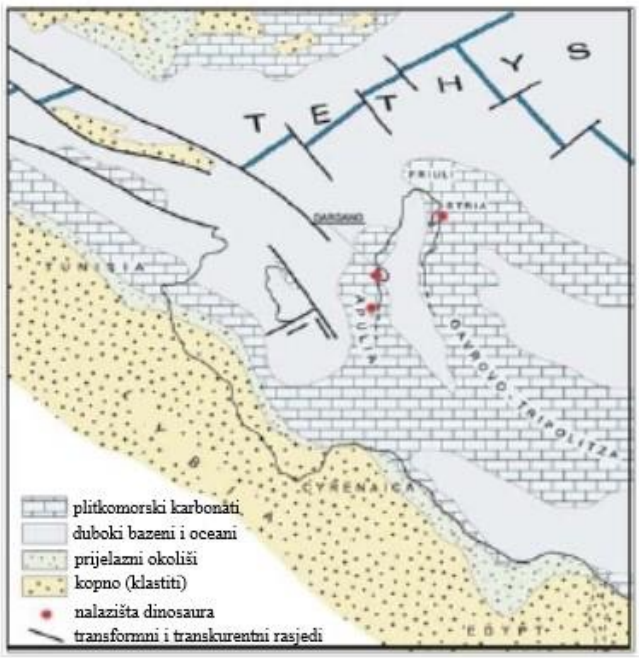
Kreda je trajala 80 milijuna godina te je najduže razdoblje u fanerozoiku. Glavne karakteristike za kredu su značajno viša morska razina od današnje, toplija i vlažnija klima koja je bila uzrok efekta staklenika i prostirala se do visokih zemljopisnih širina, zatim mnoge karbonatne platforme u nižim zemljopisnim širinama, vulkanska aktivnost, posebno značajna u Pacifiku, te globalni oceanski anoksični uvjeti (Skelton i dr., 2003). U donjoj kredi počinje dezintegracija Gondvane, a kasnije i Laurazije čime je počelo stvaranje Atlanskog oceana, dok se s druge strane Tetis zatvara. Krajem krede su izvojeni današnji kontinenti. Veliki broj vapnenačkog nanoplanktona i foraminifera u toplim morima je omogućio taloženje debelih naslaga kredne starosti. Zbog efekta staklenika kojeg je prouzročila jaka podmorska vulkanska aktivnost, značajno se podiže morska razina (preko 200 m u odnosu na danas). Taj maksimum je dosegla prije 90–80 milijuna godina. Na kopnu su dominirale kritosjemenjače i dinosauri. Kreda završava velikim izumiranjem.

Što se tiče paleogeografije tijekom donje krede, bitno je spomenuti da su iz velikih kontinentalnih masa nastali današnji kontinenti. Atlanski ocean se tek počeo stvarati, a uz Pacifik, ocean koji dominira je Tetis koji je imao oblik klina i nalazio se između dviju velikih kopnenih masa: Laurazije i Gondvane (Skelton, 2003). Karakteristike Tetisa su južni pasivni rub, subdukcijska zona na sjevernom dijelu te mikrokontinentalni blokovi koji su sadržavali i podržavali karbonatne platforme u središnjem dijelu (ekvatorijalni pojas). Rast i ekspanzija karbonatnih platformi u kredi bili su značajniji nego danas zbog velike produkcije bentičkih organizama s ljušturama. Nekoliko se puta taj rast prekida velikim krizama koje su se podudarale s razdobljima rasprostranjenog taloženja organskih sedimenata uzrokovanog anoksičnim uvjetima u oceanima.

Postoje različite interpretacije (npr. Masse i dr., 1993; Bosselini, 2002; Stampfli i Hochard, 2009; Graziano i dr., 2016) paleogeografske situacije današnjeg centralnog mediteranskog područja tijekom krede. To je područje karakteristično po kompleksnom sklopu manjih jedinica koje su uglavnom uključene u Jadransku mikroploču. Na njoj su taložene plitkomorske i dubljemorske naslage koje su podrijetlom iz afričkog promontorija. Širenjem Tetisa odvojena je od afričkog kopna, Gondvane, te se kretala sjeverozapadno sve do konvergencije i na kraju kolizije s europskim kopnom. Dugo su vremena ploču okruživali oceani te su zbog toga većinom geodinamički modeli plitkomorskih i izronjenih područja Jadranske ploče bili prikazivani odvojeno od Laurazije i Gondvane.

Manje platforme nastale dezintegracijom Jadranske mikroploče, različito su prikazivane po veličini i položaju prema različitim autorima. No, periodička izranjanja koja prepoznajemo po naslagama boksita i cikličnošću platformnih sekvenci s izloženim područjima, povezivana su s Milankovićevim ciklusima (D'Argenio i dr., 1999). U tom su razdoblju postojala područja niske razine mora što je zaključeno prema tragovima dinosaura. Jedno od objašnjenja postojanja tih tragova je međusobna povezanost karbonatnih platformi koje su odvojene nekontinuiranim bazenima. Prema drugom tadašnje snižavanje morske razine od maksimalno 200 m bilo je premalo za stvaranje nekog prolaza preko bazenskih područja, pa se naglašava značaj tektonike koja je utjecala na relativni položaj morske razine.

Jedna od najvećih mezozojskih platformi perimediteranskog područja, Jadranska karbonatna platforma protezala se od sjeveroistočne Italije do Turske (Vlahović i dr., 2005). Bila je manje-više izolirana od toarcija do kraja krede, a pružanje joj je bilo od približno 20 do 5 stupnjeva sjeverne zemljopisne širine. Tijekom mezozoika ima pružanje SZ-JI, a sa zapadne, sjeverne i istočne strane je okružena dubokim morskim bazenima. Bila je mnogo šira nego što je to danas vidljivo s obzirom na izdanke karbonatnih stijena, a razlog je kenozojska kompresijska tektonika. Tijekom oligocena–miocena je maksimalni stres orijentacije JZ-SI utjecao na orijentaciju današnjih Dinarida. Prisutnost dinosaura na Jadranskoj karbonatnoj platformi tijekom donje krede (gornjeg barema i alba) pokazuje povezanost platforme, a ne izoliranost što je prikazano na slici 3.4. (Bosselini, 2002). Oni su mogli migrirati u ova područja za vrijeme emerzijskih faza dok su vladali kopneni uvjeti, te je za to vrijeme moralo postojati prostrano kopneno područje s bujnom vegetacijom i slatkom vodom kako bi bio moguć opstanak takvih terestričkih kralježnjaka. Prema Vlahović i dr. (2005), platforma je bila potpuno izolirana tijekom apta i alba, dok je ranije bila povezana s Gondvanom, a kasnije povremeno s Laurazijom (u vrijeme krede).



Slika 3.4. Paleogeografski položaj perijadranskog područja, Jadranske karbonatne platforme i istraživanog područja tijekom donje krede (Bosselini, 2002; djelomično izmijenjeno).

Klima u kredi je mnogo toplija od današnje, polarne kape gotovo da nisu postojale, a morska razina je bila značajno viša od današnje. Zbog efekta staklenika uzrokovanim jakom tektonskom i vulkanskom aktivnošću, na visokim zemljopisnim širinama su se nalazile guste borealne šume i vladale su duge polarne noći. U području oko ekvatora vladala je tropska klima na platformama i obalama dok je na kopnu bila aridna klima. Donedavno se smatralo da je tijekom krede vladala ujednačena i topla i vlažna klima, ali nova su istraživanja dokazala tijekom valangija i apta ledeno doba u visokim zemljopisnim širinama. Smatra se da je to zahlađenje na granici apta/alba trajalo i do nekoliko stotina tisuća godina (Wiessert i Lini, 1991). U skladu s tim Husinec i dr. (2012) su na temelju kemostratigrafskih podataka ugljikovih izotopa iz stijena zaključili da je relativno topla aptska klima na Jadranskoj karbonatnoj platformi bila prekinuta periodima zahlađenja i pojavama kontinentalnog leda. Promjena iz suhe u vlažnu klimu smatra se i uzrokom taloženja velike količine organskog materijala u oceanima, a ujedno i pojavom anoksičnih uvjeta. Prvi se takav događaj, poznat kao i oceanski anoksični događaj (OAE1), dogodio upravo u kredi na granici apta i alba, a ne isključuje se i mogućnost da je ledeno doba imalo utjecaja na tu pojavu (Skelton, 2003). Prema kosoj slojevitosti se zaključilo, da je zbog visokih površinskih paleotemperatura mora, intenzitet oluja bio tada najjači. Tijekom modeliranja klime srednje krede zaključeno je da, u

slučaju ledenog doba, na visokim i srednjim zemljopisnim širinama uz aridnu klimu vladala dominacija smektitnih glina (Price i dr., 1998).



Slika 3.5. Paleogeografija zapadno-središnjeg Tetisa u donjem aptu (~ 125 milijuna godina) (izmjenjeno nakon R. Blakey, http://cpgeosystems.com/125_Cret_EurMap_sm.jpg) i paleopozicija (označeno sa zvijezdicom) Apeninske karbonatne platforme (ApCP), a dok je crvenom kružnicom označena je Jadranska karbonatna platforma (Graziano i dr., 2016; djelomično izmijenjeno).

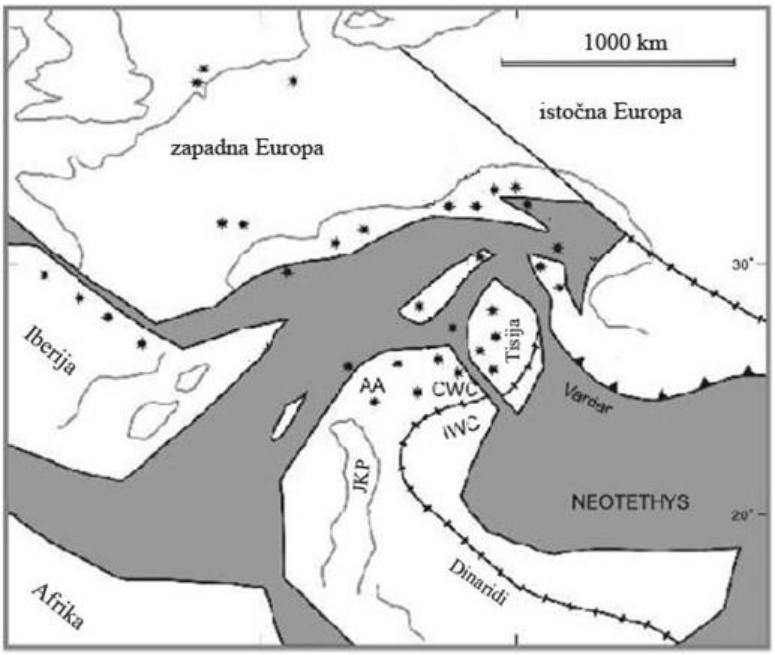
Skraćenice: A, Apulijska karbonatna platforma; Ad, Jadranska karbonatna platforma; Be, Betikovska karbonatna platforma; G, Gavrovska karbonatna platforma; He, Helvetičko područje; Ib, Iberijska karbonatna platforma; Io, Jonski bazena; L, Lagonegrovski bazen; M, Menderesovska karbonatna platforma; Ma, Maestratski bazen; Mo, Moesia; Or, Orbatska karbonatna platforma; Pa, Panormidska karbonatna platforma; Pe, Peniniski ocean; Pel, Pelagonska karbonatna platforma; Pi, Pijemontski ocean; Pr, Provencionalna karbonatna platforma; S, Sardinija; Sa, Saharska karbonatna platforma; Ti, Tisa; U, Umbria-Marche bazen; V, Vokontijski bazen

Što se tiče vulkanske aktivnosti u kredi, vladalo je vrlo aktivno razdoblje te je poznato da je tijekom apta i alba bilo pojačano širenje oceana i pojačana vulkanska aktivnost (Larson, 1991). Posljedica su veće količine ugljikovog dioksida i sumpora u atmosferi što je dovodilo do stvaranja kiselih kiša. Ujedno, ako vulkanska aktivnost doista povećava količinu ugljikovog dioksida u atmosfersko-oceanskom sustavu, onda to mora utjecati i na kemiju oceana. Tijekom donje krede biokalcifikacija u neritičkim i pelagičkim uvjetima bile su povezane s vulkanizmom (ujedno i koncentracijom ugljikovog dioksida), dostupnosti

nutrijenata i temperaturom površinskih voda. Geološki podaci pokazuju da je ugljikov dioksid najvažniji faktor koji kontrolira produkciju karbonata.

U središnjoj Europi mezozojski je vulkanizam vezan uz otvaranje Peninskog rifta, a stijene koje su nastale alkalnim vulkanizmom rasprostranjene su na području Panonskog bazena, Alpa i Karpata. Kredne vulkanske stijene iz središnjih i zapadnih Karpata se protežu na području današnjih država: Austrije, Mađarske, Poljske, Češke, Slovačke, Ukrajine i Rumunjske. Geokronološki i biostratigrafski podaci pokazuju da je alkalni vulkanizam započeo tijekom donje krede, otprilike prije 140 milijuna godina, i doživio svoj vrhunac tijekom apta i donjeg alba, između 125–100 milijuna godina. Vulkanska aktivnost je objašnjena na temelju ekstenzijskog modela u središnjim i vanjskim zapadnim Karpatima koji pokazuje da su se vulkanska tijela razvila duž pasivne kontinentalne granice oko peninskog rifta, kada je magma intrudirala iz plašta kroz duboke tenzijske pukotine. Karakteristika krede je otvaranje oceana, pa prema tome je vulkanski materijal bazičan, a predstavljen je podmorskim tokovima lave, vulkanoklastičnim stijenama, dajkovima i silovima (pretpostavljene lokacije vulkanske aktivnosti prikazane su na slici 3.6.) (Spišiak i dr., 2011).

Dokazi o eksplozivnom, eventualno subdukcijskom vulkanskom djelovanju pružaju dodatne informacije o kronostratigrafskim, paleogeografskim i paleoklimatskim rekonstrukcijama na početku velike geodinamičke faze na području Tetisa. Između 121 i 112 milijuna godina započinje alpska orogeneza čime dolazi do promjene u aktivnoj orogenskoj zoni u Transdanubijskom području i sjeverno od njega, kao i razvoju Vardarskog intraoceanskog „back-arc“ sustava (Stampfli i Hochard, 2009). Na stvaranje tog sustava i orogenog vulkanizma na području Balkana je utjecao Austroalpski orogeni klin u gornjem aptu koji migrira prema sjeverozapadu (Stampfli i Hochard, 2009). Ovaj glavni orogeni događaj u okviru Austroalpske faze zabilježeni su u sedimentima albsko–cenomanske starosti i naizgled predstavlja najbolji uzrok eksplozivnog vulkanizma tijekom gornjeg apta na proučavanoj Apeninskoj karbonatnoj platformi (Graziano i dr., 2016; slika 3.5).



Slika 3.6. Paleogeografska rekonstrukcija zapadnog Tetisa tijekom „srednje“ krede. Bijela boja označava kontinentalnu koru (AA - austroalpinska jedinica, CWC - središnji zapadni Karpati, IWC - unutarnji zapadni Karpati, JKP - Jadranska karbonatna platforma). Siva boja označava područja oceanske kore. Zvjezdice označavaju pretpostavljene lokacije alkalne vulkanske aktivnosti (Spišiak i dr., 2011; djelomično izmijenjeno).

3.6. Illit, smektit, illit/smektit

Glina je prirodni materijal građen od sitnozrnatih minerala manjih od 2 μm koji generalno postaje plastičan uz dodatak određene količine vode i koji će se skrutiti nakon sušenja ili žarenja. Mineral gline se definira kao filosilikat ili neki drugi mineral koji uzrokuje plastičnost gline i postaje krut nakon sušenja i pečenja. Odnose se na skupinu hidratiziranih alumosilikata i klasificirani su većinom kao filosilikati (grčki: *phyllon*-list) zbog svoje uslojene i krhke strukture, a temeljna strukturna jedinica je SiO_4 tetraedar. Podjela filosilikata s naglaskom na minerale glina se temelji na tipu sloja, odnosno načinu slaganja paketa (struktura) i kemijskom sastavu , pa prema tome se razlikuju 1:1 (jedan tetraedarski i oktaedarski sloj-TO) i 2:1 tip (oktaedarski sloj između dva tetraedarska-TOT). Minerale tipa 1:1 čini grupa kaolin-serpentin, a u minerale tipa 2:1 spadaju grupa pirofilit-talk, pravi tinjci, smektiti, kloriti, illiti i vermikuliti. Miješanoslojne gline nisu uključene jer se smatra da komponente koje ih stvaraju su već prisutne u toj podjeli. Unutar svake grupe postoji podjela na podgrupe: dioktaedarska i trioktaedarska. Zbog vremenskih se utjecaja događaju promjene u geometrijskom rasporedu atoma i iona unutar njihovih struktura. Erozijom, trošenjem i ispiranjem primarnih minerala nastaju sekundarni koji su vrhunac izmjene strukture ili neoformacije putem taloženja ili rekristalizacije otopljenih sastojaka u stabilniju strukturu.

Illit je dioktaedarski tinjac s manjkom međuslojnih kationa. Prema Rieder i dr. (1998) naziv illit je korišten u jako širokom smislu zato ga se predlaže kao ime serije zbog jako velike mogućnosti raspona sastava. Ilitični materijal, posebno kad je illit komponenta miješanoslojnih illit/smektit (I/S) jedan je od najvažnijih minerala glina u sedimentima i sedimentnim stijenama. Najčešće je primaran i nastaje u površinskim okolišima pedogenezom, procesima vlaženja i sušenja i neoformiranjem (sericitizacija-trošenje K-feldspata) te kao takav ukazuje na suhu, često i hladnu klimu. Također se javlja u površinskim okolišima trošenja illitizacijom smektita, hidrotermalnim i metamorfnim okolišima. U metamorfnim okolišima illit može kristalizirati u pješčenjacima ili dolazi do illitizacije muskovita, feldspata, smektita ili kaolinita, a u hidrotermalnim nastaje iz smektita dijagenetskim procesima (dijageneza tonjenja). Po sastavu je prijelazan između muskovita i smektita (pirofilita), a formula je: $K_{0,89}Al_{1,85}Fe^{3+}_{0,05}Mg_{0,10}Si_{3,20}Al_{0,80}O_{10}(OH)_2$. Prema Środoń (1984) illit je nebubreći dioktaedrijski, tinjcu sličan mineral koji dolazi u frakciji glina.

Smektiti su prihvaćeni od strane AIPEA-e (Association Internationale pour l'Etude des Argiles) kao naziv skupine minerala gline s nabojem sloja između 0,2 i 0,6 po jedinici formule u odnosu na bazu T_4O_{10}. Smektit je ime grupe i diokaedarskih i trioktaedarskih

minerala koje imaju svojstvo bubrenja i ponovne kontrakcije strukture bez rušenja dvodimenzionalne periodičnosti. Smektiti imaju sposobnost da međuslojni kation bude zamijenjen s nekim drugim kationom – CEC (*Cation-exchange capacities*) (npr. natrij i kalcij). Ukoliko voda ili neka polarna organska molekula (npr. etilen-glikol) uđe u međuslojni prostor dolazi do bubrenja. Dioktaedarski smektiti su montmorillonit, nontronit i beidellit, a trioktaedarski hectorit i saponit. Mogu nastati alteracijom vulkanskog stakla (pepela) (bentoniti), iz pornih voda pješčenjaka, močvarnim područjima sa slabijim protokom vode u aridnim i semiaridnim područjima. Nastaje i trošenjem raznih materijala kao što su illit, klorit i kaolinit (tonstein-močvarni okoliši). Oni ukazuju na aridna klima s izraženom sezonalnošću (kontrastima u vlažnosti) koja pogoduje njihovom nastanku.

Miješanoslojne (interstratificirane) gline čine minerali u kojima se individualne čestice sastoje od dva ili više tipova slojeva. Izmjenjivanje može biti neuređeno (R0), uređena (R1) i uređena višeg reda (R3), Kod najčešćih miješanoslojnih minerala glina, illit-smektita (I-S),uređenost raste s porastom ilitne komponente. R je oznaka za *Reichweite* što označava vjerojatnost da se iza sloja tipa A nalazi sloj tipa B. Kod miješanoslojnih illit/smektit glina utvrđeno je da ako je manje od 50% illitnih slojeva, miješanoslojnost je neuređenog slijeda, dok je između 65-75% uređena, a više od 75% illitnih slojeva čini uređenu višeg reda (Hower i dr., 1976), dok su Moore i Reynolds (1997) odredili da se te stratifikacije javljaju u illit-smektitu s 90% illitnih slojeva. Neuređene interstratifikacije su češće, u tlima i sedimentima nego uređena, a stupanj uređenosti raste s porastom temperature, tlaka i pod utjecajem fluida. Miješanoslojni illit-smektiti nastaju hidrotermalnim alteracijama ili površinskim trošenjem kada se djelomično odstrani međuslojni kalij iz tinjaca i veže u ekspandibilne slojeve.

4. Metode istraživanja

4.1. Terensko istraživanje

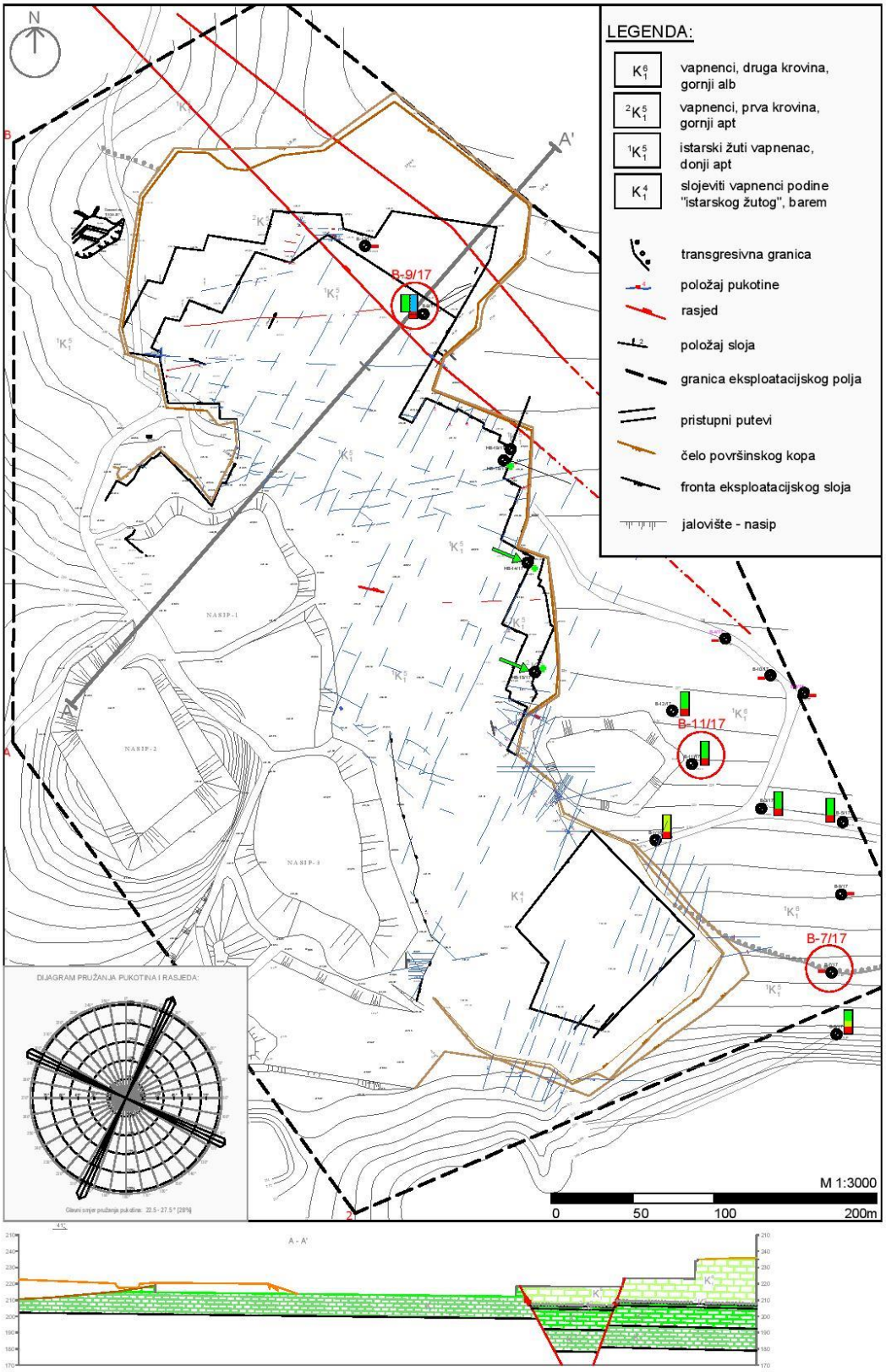
Eksploatacijsko polje „Selina IV“ nalazi se 1,5 km jugoistočno od Sv. Lovreča, a najbliže naselje su Červari koji su smješteni 400 m sjeveroistočno. Površina iznosi 26.34 ha i u posjedu firme Kamen d.d. Pazin iz Pazina. U njemu se eksploatira donjoaptski arhitektonsko-građevni kamen poznat kao *Istarski žuti* i tehničko-građevni kamen. Ležište ima generalno blagi nagib slojeva 4–6 stupnjeva, generalni položaj je 75/4, a pružanje naslaga je sjeverozapad-jugoistok. Mogu se razlikovati dva normalna rasjeda vertikalnog pomaka od oko 20 m i 2–3 m na sjeveroistočnoj strani. Dominantna su i dva pravca pukotina orijentirana SI-JZ i I-Z. U kamenolomu se mogu razlikovati gornjobaremske naslage sa slojevitošću debljine 5–15 cm, zatim donjoaptski masivni vapnenac debljine do 16 m, gornjoapski vapnenci debljine oko 2 m iznad kojih dolazi do emerzijske pojave varijabilne debljine (oko 1 m), zatim slijede gornjoalbske naslage koje se prema vrhu okršavaju i intenzivno su raspucane. Pokrivene su crvenicom. Naslage ovisno o reljefu, mijenjaju svoju debljinu. Terensko uzorkovanje je izvršeno početkom travnja 2017.

Uzorci vezani uz emerzijske pojave prikupljeni su na izdanku sjeverozapadne strane kamenoloma gdje je najlakši pristup uzorkovanju. Na izdanku visine od približno 5 m uzeto je 7 glinovitih uzoraka i 18 uzoraka karbonatnih stijena. Iz bušotine B9/17 (koordinate x=5 405 192 i y=5 001 303, GPS greška 5–10m) koja se nalazi neposredno uz prethodno navedeni izdanak i prolazi kroz stijene iz podine emerzijskih pojava uzeto je 38 uzoraka (slika 4.1.). Na potezu od sela Červari prema kamenolomu uzorkovano je 14 uzoraka vapnenca iz jezgri bušotine B11/17 (koordinate x=5 405 357 i y=5 001 026, GPS greška 5–10m), iz bušotine B7/17 (koordinate 5 405 443 5 000 898, GPS greška 5–10m) 4 uzorka vapnenca te 1 glinovitog materijala. Položaj bušotina je prikazan na slici 4.2.

U glinovitim uzorcima određen je mineralni sastav pomoću rendgenske difrakcije. Svježi uzorci glinovitog materijala karakterizirani su sivoplavom-sivozelenom bojom, dok su na trošnoj površini pokazivali nijanse žute, narančasto-crvene do smeđe boje. Uzorci karbonatnih stijena iz krovine i podine emerzijskih pojava na izdanku su makroskopski bili žute do smeđe boje, a na ponekim mjestima i tamno sive do crne, a služili su za izradu mikroskopskih preparata za određivanje starosti te taložnog okoliša.



Slika 4.1. Izdanak i bušotina B9/17 (osoba na slici je visine 1.84 m).



Slika 4.2. Eksploatacijsko polje Selina IV s označenim mjestima uzrokovanja. Crvenim kružnicama označena su mjesta uzorkovanja (Zvocak i Buić, 2016; djelomično izmijenjeno).

4.2. Laboratorijska istraživanja

U radu korištene laboratorijske metode u svrhu odredbe uzoraka su:

1. Analiza mineralnog sastava, cjelovitog uzorka i frakcije <2μm, primjenom rendgenske difrakcije u prahu
2. Analiza teške i lake frakcije
3. Mikropaleontološka/mikrofacijesna analiza vapnenaca iz podine i krovine emerzijskih pojava

4.2.1. Rendgenska difrakcijska analiza

Rendgenska difrakcija je nedestruktivna analitička metoda, a najpoznatija primjena difrakcije rendgenskog zračenja je u kristalografiji za određivanje kristalne strukture kao i fazne analize uzoraka. Tehnika se bazira na promatranju intenziteta difraktiranih rendgenskih zraka, poznatih i kao X-zrake, tj. elektromagnetnog zračenja s valnim duljinama između 10 i 0,1 nm. Metoda monokristala ili metoda praha se provode ovisno o obliku uzorka. Fazna analiza uzoraka napravljena je metodom rendgenske difrakcije praha (XRD), a ona se temelji na difrakciji rendgenskih zraka na mrežnim ravninama kristala.

Kvalitativna rendgenska analiza zasniva se na Braggovom zakonu, koji definira kada dolazi do difrakcije rendgenskih zraka, odnosno pojave maksimuma na difraktogramu. Braggov zakon glasi: $2d_{hkl}\sin\theta = n\lambda$ pri čemu je θ kut difrakcije, λ valna duljina rendgenskog zračenja, d međumrežni razmak određenog tipa mrežnih ravnina i n cijeli broj koji označava razliku u hodu među valovima (red difrakcije). Prema Braggovom zakonu do difrakcije na nekom skupu mrežnih ravnina (hkl) s međumrežnim razmakom d_{hkl} dolazi samo uz onaj kut θ_{hkl} za koji je razlika u hodu između zraka reflektiranih s dviju susjednih ravnina jednaka cijelom broju valnih duljina. Osnovna periodičnost kristalne rešetke je reda veličine valne duljine rendgenskih zraka što omogućava pojavu difrakcije. Snimanjem uzorka dobije se difraktogram na kojem se očitava kut pod kojim dolazi do difrakcije i intenzitet difraktiranog zračenja. Kutni raspored maksimuma ovisi o međumrežnim razmacima, koji su ovisni o orijentaciji mrežne ravnine i dimenzijama jedinične ćelije nekog materijala, a intenziteti maksimuma ovise o sadržaju jedinične ćelije, odnosno o vrsti i rasporedu atoma u strukturi tog materijala (Slovenec, 2011). Kako su raspored atoma dimenzije jedinične ćelije karakteristične za svaku kristaliziranu tvar, služi za identificiranje ispitivanih tvari i

određivanje njenih strukturnih parametara. Minerali glina pokazuju najveće razlike duž kristalografske osi c, smjera okomitog na bazalne mrežne ravnine zbog svoje strukture, pa su kod analiziranja najvažniji bazni (001) difrakcijski maksimumi. Analize uzoraka su izvršene na Mineraloško-petrografskom zavodu Geološkog odsjeka Prirodoslovno-matematičkog fakulteta na rendgenskom difraktometru Philips PW3040/60 X'Pert Pro. Za izvor zračenja je služila bakrena cijev pod naponom od 40 kV; jakost struje bila je 40 mA. Rezultati su interpretirani programom X'Pert Highscore Plus (PANalytical, 2004) i uspoređeni s podacima iz odgovarajuće baze podataka ICDD (2004) te korištenjem knjige s rendgenografskim podacima o mineralima glina Brown (1961).

Udio minerala illita u I-S određivan je prema položaju maksimuma u uzorcima bubrenim etilen-glikolom (oznaka EG) iz Moore i Reynolds (1997) (slika 4.3). dodatno su uspoređeni rendgenogrami svih uzoraka tretiranih etilen glikolom sa profilom izračunatog difraktometarskog obrasca neuređenih miješanoslojnih I-S prema Brindley, G.W. i Brown, G. (1980). Također je izračunata širina prvog maksimuma illita na temelju koje se može zaključiti kakve su dijeagenetske-niskometamorfne promjene mogle pretrpjeti illitske stijene. Difrakcijski maksimumi nisu kalibrirani.

		001/002		002/003		
% Illite	Reichweite	*d*(Å)	°2θ	*d*(Å)	°2θ	°Δ2θ
10	0	8.58	10.31	5.61	15.80	5.49
20	0	8.67	10.20	5.58	15.88	5.68
30	0	8.77	10.09	5.53	16.03	5.94
40	0	8.89	9.95	5.50	16.11	6.16
50	0	9.05	9.77	5.44	16.29	6.52
60	1	9.22	9.59	5.34	16.60	7.01
70	1	9.40	9.41	5.28	16.79	7.38
80	1	9.64	9.17	5.20	17.05	7.88
90	3	9.82	9.01	5.10	17.39	8.38

Slika 4.3. Položaj (CuKλ) maksimuma za određivanje postotka illita u I-S.

Priprema uzoraka

Uzorci su prvotno sušeni na zraku da se iz njih ukloni vlaga, te su za dobivanje neorijentiranog cjelovitog uzorka, (oznaka na rendgenogramima WR- *whole rock)*, smrvljeni u ahatnom tarioniku. Snimani su na aluminijskom nosaču na rasponu od 4 do 63°2θ. Na taj način dobiju se prve informacije o uzorku, koji su minerali prisutni i u kojim količinama.

Za pripremu orijentiranih uzoraka glinoviti materijal se stavlja u laboratorijske čaše te se doda destilirane vode, pri čemu se prvo miješa staklenim štapićem zatim upotrebom magnetića na magnetnoj mješalici kako bi se uzorak posve „razmuljio“. Potom se u kiveteza centrifugiranje stavlja homogeni razmuljeni uzorak i destiliranu vodu do određene oznake, 10 cm, te se stavlja u centrifugu kako bi se dobila suspenzija koja u zadnjih 4 cm sadržava čestice manje od 2 μm. Separacija se na temelju veličine zrna odvija prema principu Stokesovog zakona, a vrijeme centrifugiranja izračunato je prema Centrifuge programu (Krumm, 1993). Na stakalca prethodno nabrušena i zagrijana (pod infracrvenom lampom), radi boljeg prianjanja čestica gline, na matiranu površinu se nakapa homogena smjesa te se ostavlja da se posuše. Treba nakapavati dovoljno da dobijemo razliku u masi vaganog stakalca bez i sa suspenzijom od oko 32 mg.

Napravljeno je 5 takvih preparata, odnosno 10 jer je za svaki uzorak potrebno napraviti dva preparata. Orijentirani preparati sadrže čestice koje su preferirane orijentacije, što znači da su čestice poslagane na isti način, a čestice minerala glina se orijentiraju tako da su njihove bazalne plohe paralelne s preparatom. Na taj se način olakšava međusobno razlikovanje minerala glina na temelju 00l refleksa rendgenske difrakcije. Difraktometre minerala glina je teško razlikovati zbog preklapanja difrakcijskih maksimuma ili sličnih pozicija pa se podvrgavaju različitim tretmanima. Prvi tretman je jednostavno sušenje na zraku, zatim se za daljnje razlikovanje minerala postupalo prema Starkey i dr. (1984). Za utvrđivanje prisutnosti smektitnih glina preparati se tretiraju etilen glikolom te se ostavljaju 24 sata u desikatoru na toplom, te se odmah nakon vađenja snimaju. Ako u uzorcima ima smektita, na rendgenogramu će se pojaviti vrlo jaki difrakcijski maksimum na oko 17 Å, jer smektit bubri s etilen glikolom, dok će se na uzorku koji je sušen na zraku smektitni maksimum nalaziti na oko 15 Å. Ako u uzorku nema smektita, neće doći do nikakvog pomaka difrakcijskih maksimumima.

Daljni tretmani su žarenje na 400°C i 550°C na sat vremena koji daju podatke o prisutnosti kaolinita, klorita ili vermikulita. Uzorci sušeni na zraku i tretirani etilen-glikolom su snimljeni u rasponu 2–65° 2θ, a žareni od 2–30° 2θ.

4.2.2. Odvajanje teške i lake frakcije i izrada mikroskopskih preparata

Za mokro sijanje uzoraka korišten je set od 4 sita raspona veličine od 63 do 250 μm. Za sijanje je uzeta količina uzorka koja je bila potrebna kako bi imali što više materijala

najpoželjnije frakcije 63–125 μm dovoljno za izradu preparata. Ta je frakcija izvagana i korištena za odvajanje teške i lake mineralne frakcije. Ona odgovara frakciji sitnog pijeska, a odvajanje je provedeno sa natrijevim polivolframatom-SPT (SodiumPolytungstate) tekućinom. U kivete se prvo doda 7,5–10 ml SPT-a, zatim uzorak pa ponovo SPT. Gustoća te tekućine je 2,89 g/cm^3. Izvagane kivete koje se ne smiju razlikovat za više od 0,05g se stavljaju u centrifugu na 2500 okretaja 5 minuta kako bi se odvojila teška i laka frakcija, i odmah se stavljaju u zamrzivač. Na prethodno pripremljenu aparaturu lakša vršna frakcija se odvaja destiliranom vodom i frakcija ostaje na crnom filter papiru. Nakon potpuno otopljene SPT tekućine, ponavlja se postupak i za tešku frakciju, te se onda ostavljaju na sušenju. Od dobivenih uzoraka, napravljena su 5 preparata lake i 5 teške mineralne frakcije sljepljivanjem zrna sa kanadskim balzamom na stakalce. Prisutni minerali su determinirani prema Mange i Mauerer (1992).

4.2.3. Izrada mikroskopskih preparata i mikropaleontološka/mikrofacijesna analiza

Uzorci karbonatnih stijena su u laboratoriju dijamantnom pilom proizvođača Buehler Ltd, izrezani u oko pola centimetara debele pravokutne pločice dimenzija oko 2x3 centimetra. Zatim je jedna strana pločice polirana na staklenoj ploči korištenjem brusnog praha 500 te je kasnije pomoću kanadskog balzama zalijepljena na predmetno stakalce. Druga strana pločice brušena je na ploči za brušenje i poliranje (proizvođač Montasupal) prahom 90, a poslije na staklenoj ploči sve finijim prahovima, od praha 240 preko 500 do 1000 po potrebi. Preparati moraju imati debljinu od oko 20 do 30 mikrometara kako bi svjetlost mogla prolaziti kroz preparat pri mikroskopiranju. Cilj je odrediti starost mikrofosilnog sadržaja te uvjete taloženja mikrofacijesnom analizom. Uzorci su mikroskopirani optičkim mikorskopom Axioplan (Opton), fotografirani i uređeni programom Quick Photo Camera 3.0.. Vapnenaci su klasificirani prema Dunhamu (1962), a mikrofosili su određeni na nivou roda i vrste koristeći sljedeće radove: Husinec i Sokač (2006), Velić (2007), Cvetko Tešović i dr. (2011) i drugima.

5. Rezultati

5.1. Rezultati analize mineralnog sastava primjenom rendgenske difrakcije na prahu

Rendgenskom difrakcijskom analizom određen je mineralni sastav 5 uzoraka duž profila označenih na slici 5, a opisani će biti od starijeg prema mlađemu. Bilo je prikupljeno više uzoraka, ali zbog većeg udjela karbonatne komponente, detektirane rendgenskom difrakcijom cjelokupnog uzorka (*whole rock*), su izostavljeni.



Slika 5. Mjesta uzorkovanja glinovitog sedimenta.

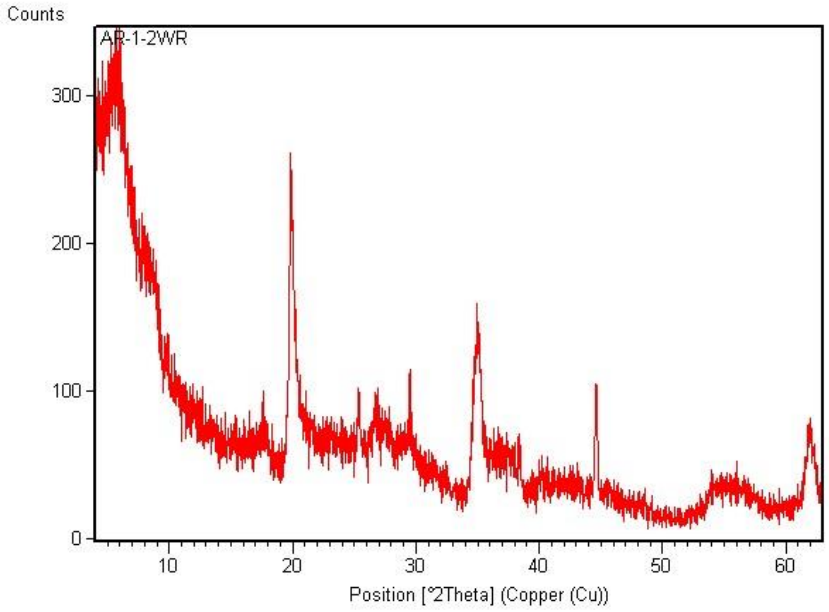
Za određivanje minerala koji uz minerale glina zaostaju u sitnoj frakciji <2 μm, snimljeni su neorijentirani preparati u rasponu 2–65° 2θ.

Rezultati rendgenske difrakcije orijentiranih preparata frakcije <2 μm prikazani su tablicama preparata sušenih na zraku (*air dried*-AD) i tretiranih etilen-glikolom (EG), te usporednim rendgenogramom AD i EG preparata te onih žarenih na 400 i 550°C.

U tablicama su Millerovim indeksima označeni samo difrakcijski maksimumi s 00l mrežnih ravnina u AD i EG tretiranim uzorcima gdje su njihove d-vrijednosti služile za određivanje udjela illita prema Moore i Reynolds (1997). Na svim rendgenogramima neorijentiranih preparata sitnozrnate frakcije uočena je prisutnost refleksa na otprilike 1,50 Å koji označava dioktaedarske gline.

5.1.1. Uzorak AR2

Na rendgenogramu ukupnog uzorka (WR) prikazanog na slici 5.1. prisutni su maksimumi na 15Å i 10Å koji ukazuju na prisutnost minerala glina. Uz njih je prepoznat i slabi maksimum na 3,03Å koji je karakterističan za kalcit. Uočen je povišeni šum koji ukazuje na vjerojatnu prisutnost amorfne komponente. Refleks na 3,24Å je niskog intenziteta, a moguće da pripada kalijskom feldspatu.

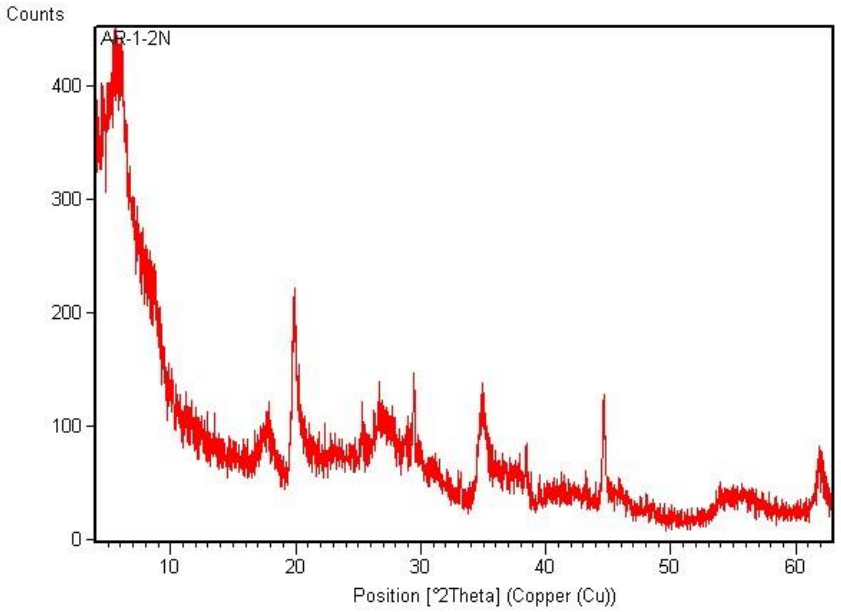


Slika 5.1. Rendgenogram ukupnog mineralnog sastava uzorka AR2.

Tablica 5.1. Rendgenografski podaci za uzorak AR2 (*whole rock*)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**
5,79	15,2692	41	smektit
8,58	10,3099	14	illit
17,64	5,0285	10	illit
19,88	4,4658	100	illit / smektit
25,42	3,5046	17	illit / smektit
27,07	3,2945	15	ilit
29,48	3,0303	35	kalcit
35,05	2,5601	55	illit / smektit
37,32	2,4095	33	illit
40,23	2,2417	15	illit
44,60	2,0317	40	Al nosač
55,28	1,6418	11	illit
61,90	1,4979	27	illit / smektit

Na rendgenogramu neorijentiranog preparata sitnozrnate frakcije u neorijentiranom uzorku AR2 vidljivi su iste maksimumi kao i na rendgenogramu u cjelokupnom uzorku, samo su oni koji pripadaju mineralima glina očekivano pojačani (slika 5.2.)



Slika 5.2. Rendgenogram cjelovitog uzorka (neorijentirani) AR2.

Tablica 5.2. Rendgenografski podaci za uzorak AR2 (neorijentirani)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**
5,62	15,7228	100	smektit
8,62	10,2623	15	illit
17,68	5,0178	12	illit / smektit
19,89	4,4640	97	illit / smektit
20,79	4,2720	27	smektit
25,29	3,5212	13	illit
26,63	3,3469	28	illit
29,45	3,0334	28	illit / kalcit
34,96	2,5664	29	illit / smektit
44,63	2,0302	30	illit
54,18	1,6929	6	smektit
61,89	1,4980	16	illit

U orijentiranim preparatima AR2 (AD i EG) vidljivo je da zbog preferirane orijentacije su bazalni refleksi minerala glina pojačani u odnosu na rendgenograme ukupnog uzorka. Pomicanje difrakcijskih maksimuma na bazalnim mrežnim ravninama sa 15Å na 17Å nakon zasićenja etilen-glikolom ukazuje da uzorak sadrži smektitne gline.

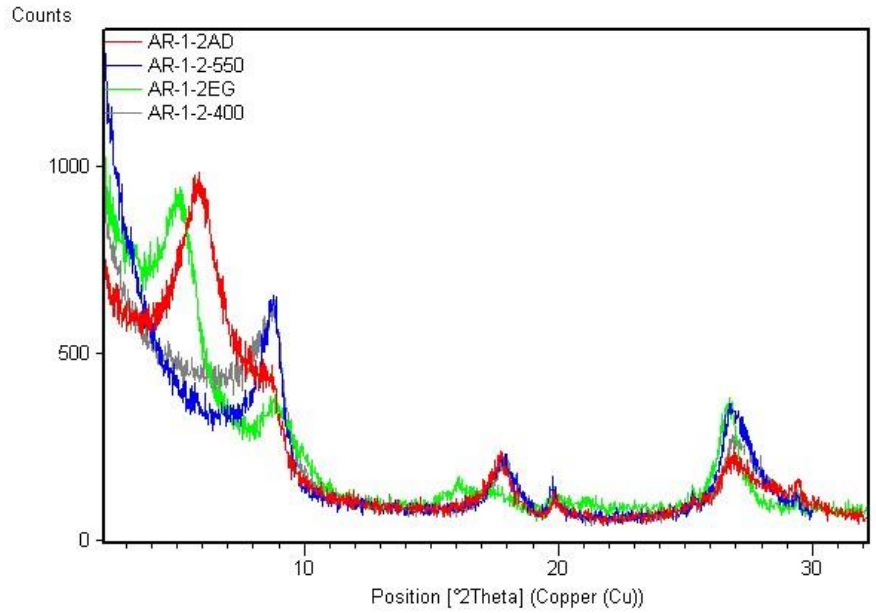
Tablica 5.3. Rendgenografski podaci za uzorak AR2: a) sušenog na zraku (*air dried* – AD) i b) tretiranog etilen-glikolom (EG),

a)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**	**hkl**
5,78	15,2896	100	smektit	001
8,69	10,1707	36	illit	001
17,75	4,9958	31	illit	002
19,89	4,4636	9	illit / smektit	
26,54	3,3583	23	illit	003
29,48	3,0301	19	kalcit	
34,85	2,5746	4	illit / smektit	
45,48	1,9926	9	illit	

b)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**	**hkl**
5,19	17,0140	100	smektit	001
8,76	10,0977	35	illit	001
16,11	5,5013	20	illit / smektit	(003)
19,81	4,4819	15	illit / smektit	
26,82	3,3236	76	illit / smektit	003
29,41	3,0367	13	kalcit	
31,90	2,8052	7	illit / smektit	
34,84	2,5749	9	illit / smektit	
45,28	2,0028	8	illit	
61,97	1,4962	5	illit	060

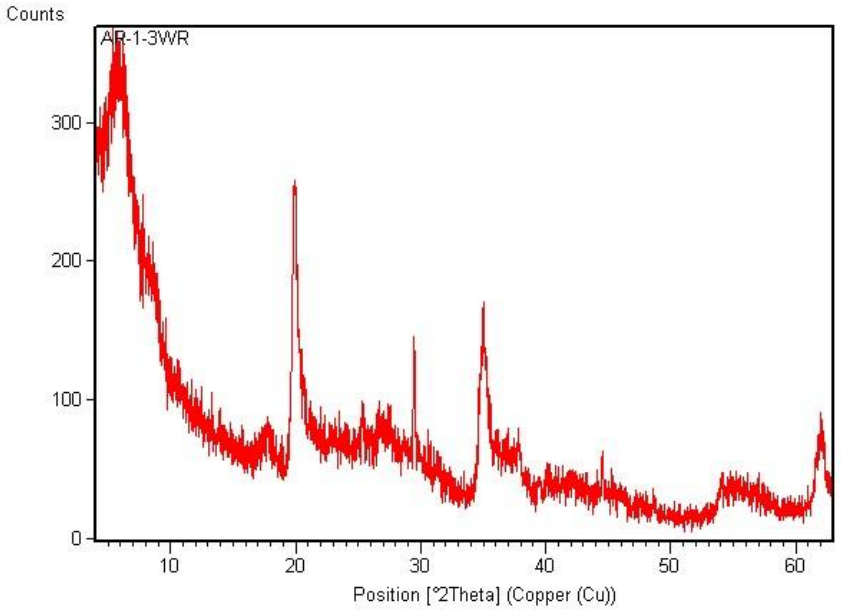


5.3. Usporedni prikaz difraktograma orijentiranog preparata uzorka AR2 nakon različitih tretmana.

U uzorku AR2 difrakcijski maksimum na položaju od otprilike 10Å se ne mijenja pri tretmanu s etilenglikolom, a pri žarenju mu se povećava intenzitet. To ukazuje na prisutnost illita, kao i maksimum na oko 5Å koji je vjerojatno refleks 002 illita. Difrakcijski maksimumi smektita koji su bili prisutni, uslijed žarenja, odnosno gubitka međuslojne vode i smanjenja međumrežnog razmaka na 10Å, poklopili su se s onima od illita pa je došlo do povećanja intenziteta difrakcijskih maksimuma na 10Å i 5Å. Niski difrakcijski maksimum kalcita je prisutan na žarenom uzorku na 400°C, dok na 550°C on nestaje. Pri žarenju na 550°C nepripisani refleks sa 3,52Å nestaje.

5.1.2. Uzorak AR3

Na rendgenogramu ukupnog uzorka (WR) se pojavljuju isti minerali kao i u prethodnom uzorku što se može vidjeti na slici 4.4. i tablici 3. Ističe se maksimum na 15Å koji je jačeg intenziteta nego u prethodnom uzorku.

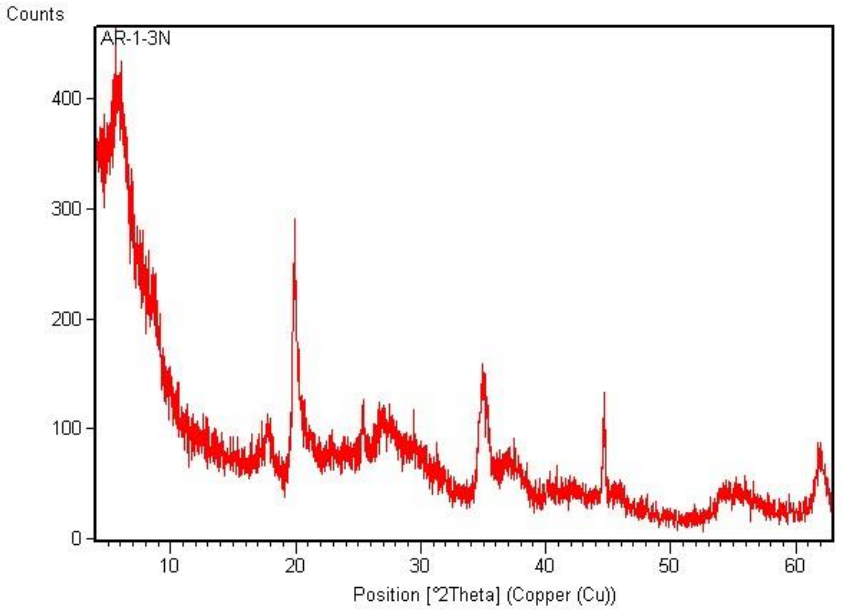


Slika 5.4. Rendgenogram ukupnog mineralnog sastava uzorka AR3.

Tablica 5.4. Rendgenografski podaci za uzorak AR3 (*whole rock*)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**
5,68	15,5470	100	smektit
17,64	5,0278	9	illit
19,93	4,4549	99	ilit / smektit
25,34	3,5148	22	smektit
26,69	3,3404	38	illit
27,21	3,2772	14	illit
29,47	3,0315	43	kalcit
35,03	2,5617	60	illit / smektit
37,77	2,3817	15	illit
44,55	2,0338	15	illit
54,03	1,6971	11	illit
62,08	1,4939	24	illit / smektit

U neorijentiranom uzorku se javljaju isti difrakcijski maksimumi kao i u cjelokupnom uzorku, uz pojačane reflekse koji pripadaju mineralima glina, dok refleks kalcita na 3,03Å nije zabilježen.



Slika 5.5. Rendgenogram cjelovitog uzorka (neorijentirani) AR3.

Tablica 5.5. Rendgenografski podaci za uzorak AR3 (neorijentirani)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**
5,87	15,0638	66	smektit
8,75	10,1040	22	illit
17,83	4,9735	22	illit / smektit
19,85	4,4725	100	illit / smektit
25,40	3,5062	24	illit
26,61	3,3499	43	illit
34,97	2,5662	57	illit / smektit
37,11	2,4227	18	illit
44,65	2,0297	48	Nosač?
54,13	1,6942	12	illit / smektit
61,93	1,4971	23	illit

Na rendgenogramima orijentiranih preparata sušenih na zraku i tretiranih etilen-glikolom se pojavljuju maksimumi koji pripadaju illitismektit. Kod tretiranja etilen-glikolomdifrakcijski maksimum smektita se pomaknuo s 15 Å na 17 Å, te se pojavljuje novi maksimum na 5,5 Å, a pripada smektitu (003).

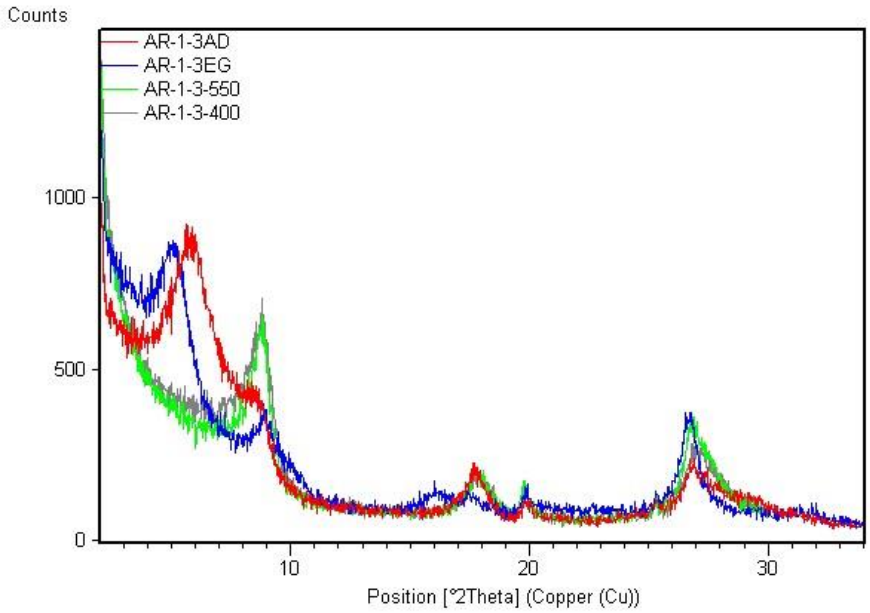
Tablica 5.6. Rendgenografski podaci za uzorak AR3: a) sušenog na zraku (*air dried* – AD) i b) tretiranog etilen-glikolom (EG),

a)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**	**hkl**
5,66	15,6265	100	smektit	001
8,86	9,9763	37	illit	001
17,64	5,0267	33	illit	002
19,89	4,4637	13	illit / smektit	
26,81	3,3254	35	illit	003
34,92	2,5692	7	illit / smektit	
45,12	2,0095	10	illit	
62,03	1,4950	4	illit	060

b)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**	**hkl**
5,15	17,1743	100	smektit	001
8,90	9,9372	47	illit	001
15,98	5,5460	17	illit / smektit	(003)
17,56	5,0507	15	illit	002
19,83	4,4770	18	illit / smektit	
26,69	3,3404	86	illit	003
34,94	2,5681	12	illit	
45,44	1,9960	10	illit / smektit	
61,92	1,4973	4	illit	060

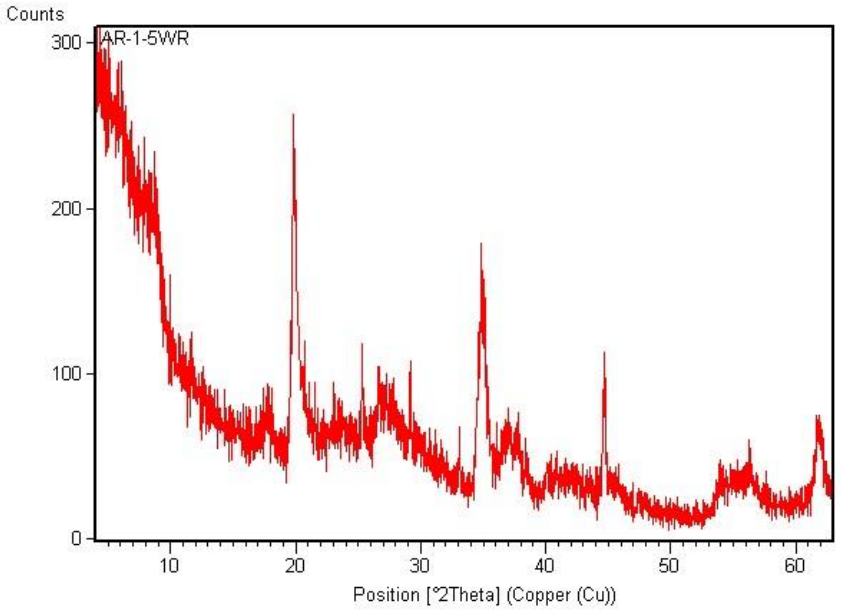


5.6. Usporedni prikaz difraktograma orijentiranog preparata uzorka AR3 nakon različitih tretmana.

Žarenjem uzorka smektitne gline nestaju, a intenziteti difrakcijskih maksimuma illita se pojačavaju.

5.1.3. Uzorak AR5

Na rendgenogramu ukupnog uzorka (WR) prikazanog na slici 5.7. prisutan je maksimum na 10Å koji ukazuje na prisutnost illita, dok difrakcijski maksimum smektita na položaju 001 nije izražen već je prisutan visok šum. Uz njih je prepoznat i jako slabi maksimum na 3,03Å koji pripada kalcitu. Povišeni šum je i u ovom uzorku prisutan što ukazuje na vjerojatnu prisutnost amorfne komponente. Difrakcijski maksimum na 3,24Å je jako niskog intenziteta, a moguće je da pripada kalijskom feldspatu.

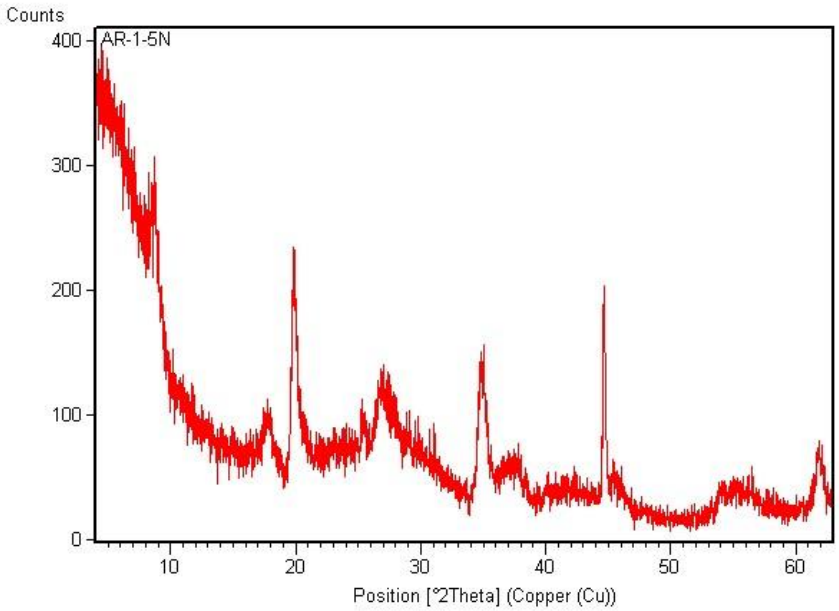


Slika 5.7. Rendgenogram ukupnog mineralnog sastava uzorka AR5.

Tablica 5.7. Rendgenografski podaci za uzorak AR5 (*whole rock*)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**
8,66	10,2122	31	illit
17,87	4,9646	11	illit
19,82	4,4801	100	illit / smektit
23,08	3,8545	26	illit
25,32	3,5175	23	illit
26,72	3,3370	23	illit
29,18	3,0609	33	illit
33,04	2,7112	7	illit
34,96	2,5666	61	illit / smektit
37,05	2,4267	34	illit
37,80	2,3800	21	illit
44,66	2,0289	39	illit
56,27	1,6348	13	illit
61,76	1,5009	24	illit

Zbog velikog intenziteta difrakcijskog maksimuma na 2,02 Å, što je nosač, poremećeni su drugi intenziteti minerala glina koji su prisutni u uzorku, no ipak je vidljiva jačina intenziteta na oko 10Å i 4,48Å.



Slika 5.8. Rendgenogram cjelovitog uzorka (neorijentirani) AR5.

Tablica 5.8. Rendgenografski podaci za uzorak AR5 (neorijentirani)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**
8,77	10,0870	59	illit
17,77	4,9904	22	illit
19,82	4,4801	91	illit / smektit
25,40	3,5066	23	illit
26,90	3,3141	69	illit
34,94	2,5682	59	illit / smektit
44,66	2,0291	100	nosač
53,99	1,6983	15	smektit
61,76	1,5008	25	illit

U uzorku sušenom na zraku i tretiranom etilen-glikolom pojavljuju se isti broj difrakcijskih maksimuma. Kod tretiranja etilen-glikolom difrakcijski maksimum smektita se pomaknuo s 15Å na 17Å, a intenziteti se smanjuju na 001 za smektit i 002 za illit, dok se difrakcijski maksimum na 3,33Å pojačava. Uočen je samo prvi maksimum smektita (001), ostali bazalni difrakcijski maksimumi nisu zabilježeni.

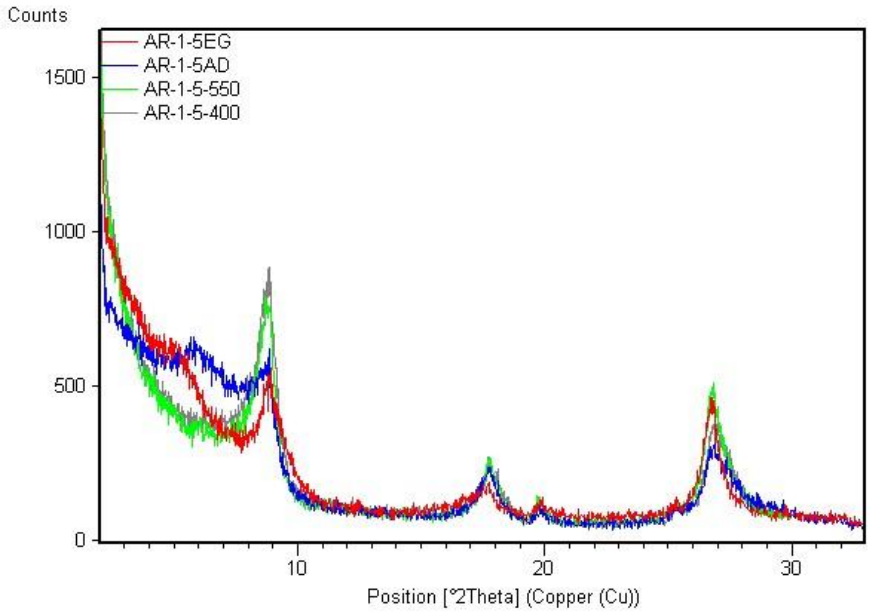
Tablica 5.9. Rendgenografski podaci za uzorak AR5: a) sušenog na zraku (*air dried* – AD) i b) tretiranog etilen-glikolom (EG),

a)

°2θ	d (Å)	$I_{rel,}$ (%)	Mineral	hkl
5,78	15,2954	50	smektit	001
8,82	10,0231	100	illit	001
17,78	4,9882	50	illit	002
19,90	4,4611	12	illit / smektit	
26,75	3,3330	69	illit	003
34,90	2,5712	9	illit / smektit	
45,46	1,9951	23	illit	
61,66	1,5030	4	illit	060

b)

°2θ	d (Å)	$I_{rel.}$ (%)	Mineral	hkl
5,15	17,1439	23	smektit	001
8,84	10,0049	73	illit	001
17,74	5,0003	27	illit	002
19,83	4,4772	13	illit / smektit	
26,81	3,3254	100	illit	003
34,87	2,5727	11	illit / smektit	
45,52	1,9929	16	illit	
61,88	1,4983	4	illit	060

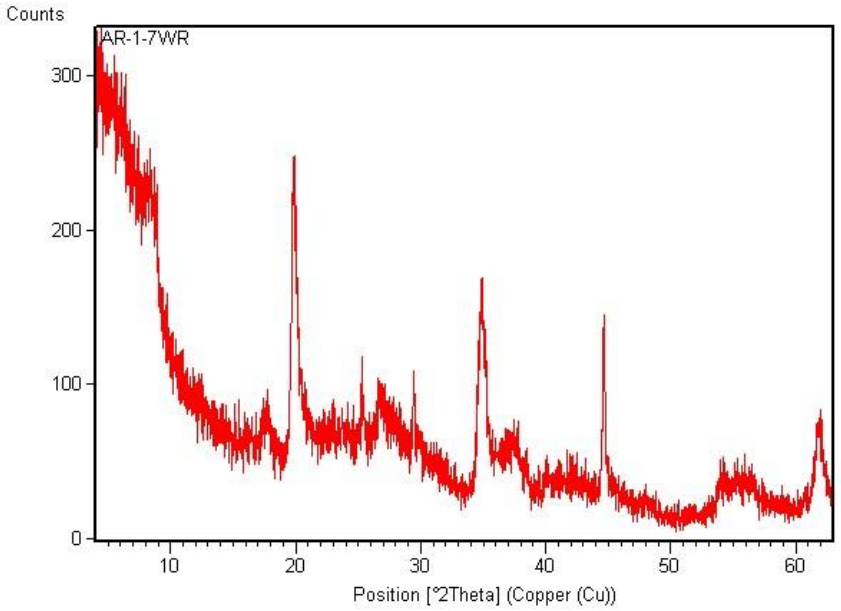


5.9. Usporedni prikaz difraktograma orijentiranog preparata uzorka AR5 nakon različitih tretmana.

Na žarenim uzorcima uočava se preklapanje 4 ista difrakcijska maksimuma illita, a smektitne gline nestaju.

5.1.4. Uzorak AR7

Bezobzira što nema prvog jasnog refleksa, izdvojen je jedan jači šum na 16Å (smektit), iako po difrakcijskim maksimumima na 4,48Å i ostalima može se zaključiti da nije prisutan samo illit, jer je njegov intenzitet na 10Å smanjen. Jasan je maksimum kalcita na 3,03Å i jako je mali difrakcijski maksimum kalijskog feldspata vidljiv na rendgenogramu u cjelokupnom uzorku.

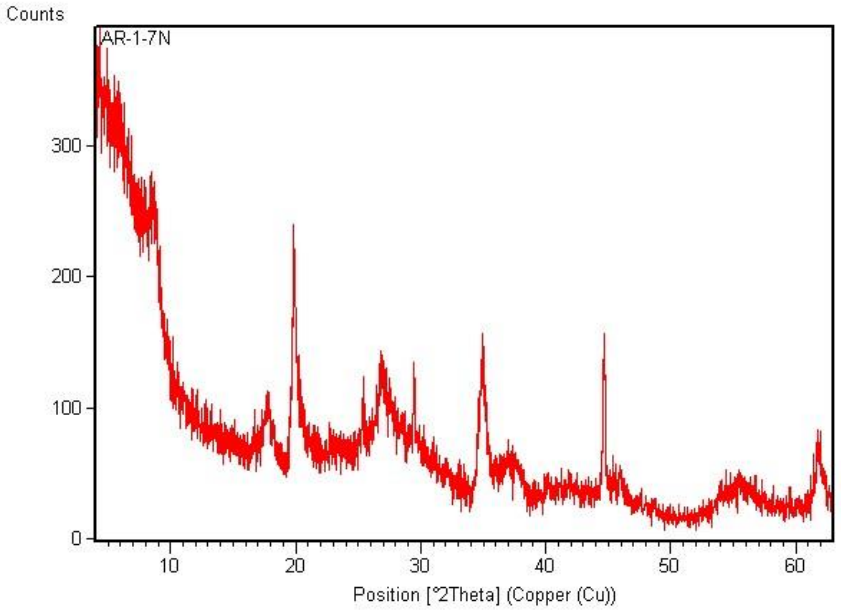


Slika 5.10. Rendgenogram ukupnog mineralnog sastava uzorka AR7.

Tablica 5.10. Rendgenografski podaci za uzorak AR7 (*whole rock*)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**
5,50	16,0582	74	smektit
8,65	10,2204	31	illit
17,67	5,0186	13	illit
19,81	4,4812	100	illit / smektit
25,33	3,5161	28	illit
26,80	3,3266	24	illit
29,45	3,0334	32	kalcit
34,87	2,5732	68	illit / smektit
37,76	2,3825	21	illit
40,08	2,2498	15	illit
44,63	2,0303	60	nosač
53,94	1,6999	12	illit
61,86	1,4986	25	illit

U neorijentiranom preparatu javljaju se minerali glina jačih intenziteta, uz pojačan intenzitet na 3,03Å koji pripada kalcitu, dok od kalijskog feldspata je skoro pa zanemariv.



Slika 5.11. Rendgenogram cjelovitog uzorka (neorijentirani) AR7.

Tablica 5.11. Rendgenografski podaci za uzorak AR7 (neorijentirani)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**
8,75	10,1052	45	illit
17,77	4,9914	28	illit
19,88	4,4656	91	illit / smektit
25,41	3,5051	24	illit
26,89	3,3156	42	illit
29,48	3,0305	48	kalcit
34,95	2,5670	65	illit / smektit
37,11	2,4227	21	illit
44,65	2,0295	100	nosač
45,40	1,9977	24	illit
55,45	1,6571	21	illit
61,82	1,4995	27	illit

Uzorci sušeni na zraku i tretirani etilen-glikolom pokazuju isti mineralni sastav, illit i smektit. Tretiranjem etilen-glikolom ističu se smektitne gline koje bubre, te nestaje refleks na 3,5Å.

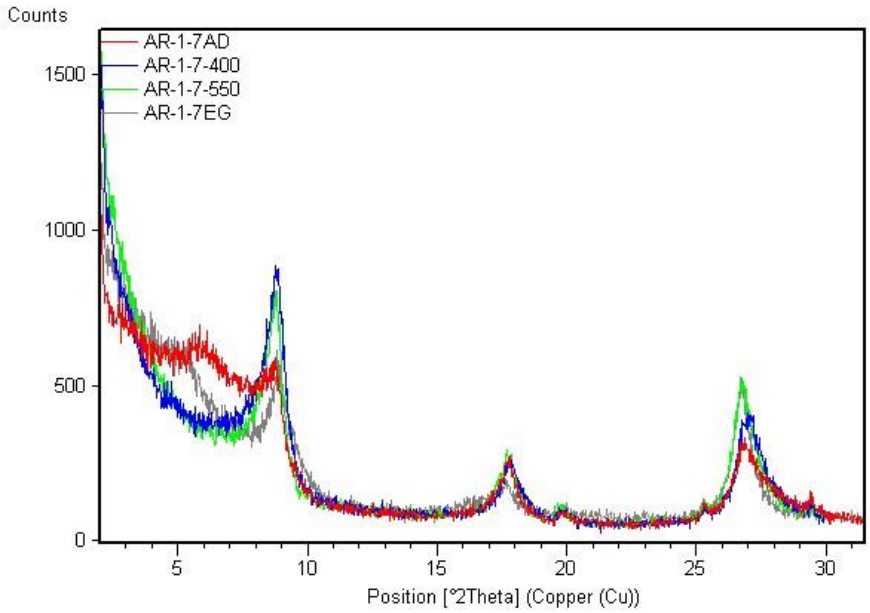
Tablica 5.12. Rendgenografski podaci za uzorak AR7: a) sušenog na zraku (*air dried* – AD) i b) tretiranog etilen-glikolom (EG),

a)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**	**hkl**
6,00	14,7416	52	smektit	001
8,78	10,0679	100	illit	001
17,76	4,9935	58	illit	002
19,91	4,4604	8	illit / smektit	
25,34	3,5154	17	illit	
26,80	3,3263	73	illit	003
29,44	3,0344	27	kalcit	
34,85	2,5745	8	ilit / smektit	
45,38	1,9968	22	ilit	

b)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**	**hkl**
5,40	16,3568	19	smektit	001
8,86	9,9761	66	ilit	001
17,69	5,0132	23	ilit	002
19,88	4,4657	7	illit / smektit	
26,74	3,3337	100	illit	003
29,46	3,0320	14	kalcit	
34,81	2,5772	6	illit / smektit	
45,33	1,9989	15	illit	

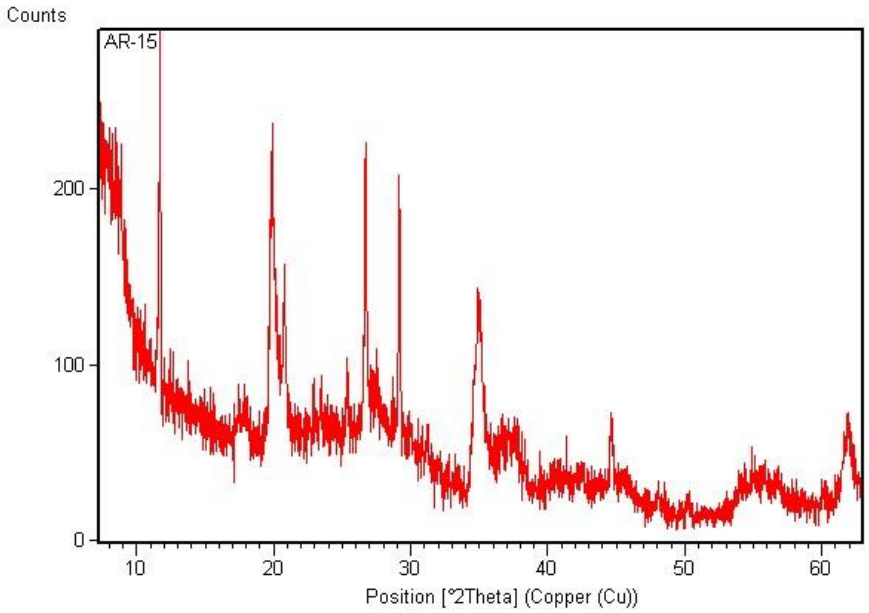


4.12. Usporedni prikaz difraktograma orijentiranog preparata uzorka AR7 nakon različitih tretmana.

Žareni uzorci sadrže mineral illit. Na 400°C imamo 4 difrakcijska maksimuma, klasična za illit, a na 550°C se pojavljuje nepripisani refleks na 3,50Å.

5.1.5. Uzorak AR15

U ukupnom uzorku AR15 pojavljuju se minerali glina i gips koji se u prethodnim uzorcima nije pojavljivao. Uočen je i slabi difrakcijski maksimum koji bi mogao pripadati kalijskim feldspatima, dok onog karakterističnog za kalcit na 3,03Å nema.

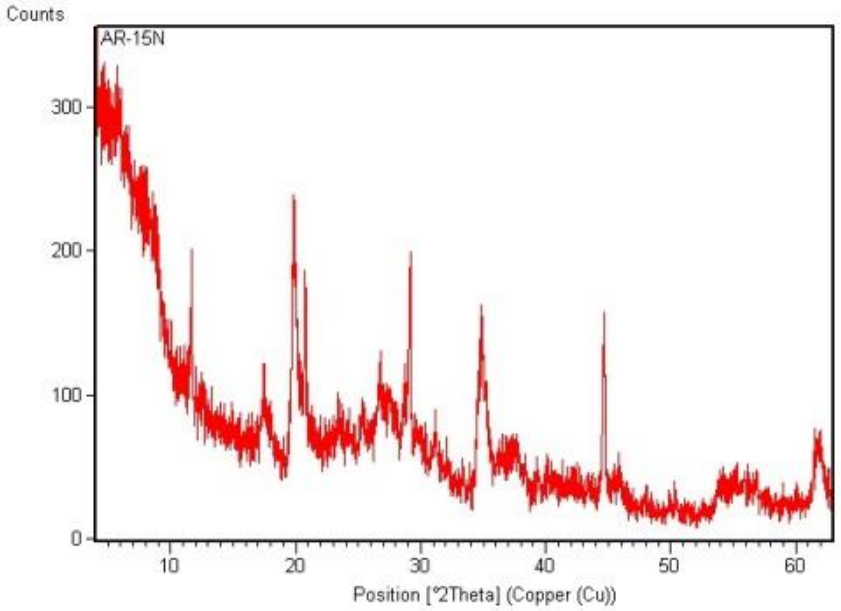


Slika 5.13. Rendgenogram ukupnog mineralnog sastava uzorka AR15.

Tablica 5.13. Rendgenografski podaci za uzorak AR15 (*whole rock*)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**
11,70	7,5621	100	gips
19,87	4,4686	84	illit / smektit
20,79	4,2732	45	gips
25,40	3,5061	14	illit
26,69	3,3399	94	illit
29,17	3,0620	88	gips
35,06	2,5594	53	illit
37,38	2,4059	16	gips
44,64	2,0298	23	nosač
54,86	1,6735	8	illit
61,91	1,4975	21	illit

Također se i u neorijentiranom uzorku pojavljuju illit i smektit, uz difrakcijskih maksimuma gipsa i jarosita.



Slika 5.14. Rendgenogram cjelovitog uzorka (neorijentirani) AR15.

Tablica 5.14. Rendgenografski podaci za uzorak AR15 (neorijentirani)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**
8,84	10,0026	28	illit
11,66	7,5890	50	gips
17,50	5,0690	23	illit
19,84	4,4746	100	illit
20,77	4,2767	66	illit / gips
23,43	3,7964	43	gips
25,38	3,5096	18	illit
26,69	3,3401	72	illit (k. feldpat?)
29,15	3,0636	75	illit / gips
31,13	2,8728	18	illit / gips
34,88	2,5726	65	illit / gips
37,66	2,3888	17	illit / gips
44,63	2,0304	96	nosač
50,33	1,8130	15	gips
54,07	1,6948	13	illit
56,11	1,6392	20	illit / gips
61,75	1,5023	28	illit

Preparati sušeni na zraku i tretirani etilen glikolom prikazuju prisutne minerale glina, te jarosit koji je ostao, dok difrakcijskih maksimuma gipsa nema.

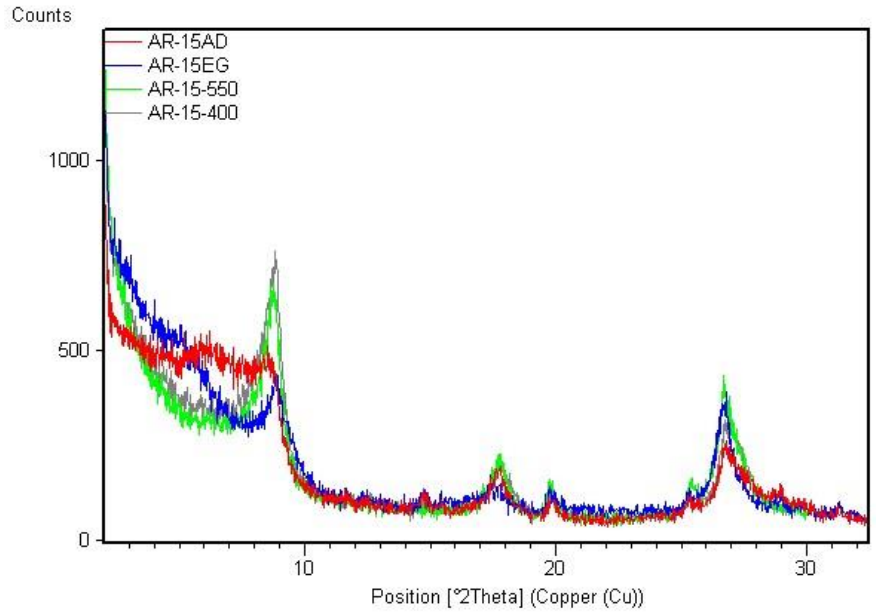
Tablica 5.15. Rendgenografski podaci za uzorak AR15: a) sušenog na zraku (*air dried* – AD) i b) tretiranog etilen-glikolom (EG),

a)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**	**hkl**
6,04	14,6401	60	smektit	001
8,81	10,0322	100	illit	001
14,76	6,0027	16	jarosit	
17,76	4,9940	50	illit	002
19,86	4,4712	19	illit / smektit	
25,35	3,5136	18	illit / jarosit	
26,74	3,3335	79	illit	003
28,97	3,0822	57	smektit / jarosit	
34,94	2,5681	15	illit / smektit / jarosit	
39,40	2,2868	7	jarosit	
45,52	1,9912	24	illit / jarosit	

b)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**	**hkl**
5,37	16,4605	17	smektit	001
8,87	9,9652	71	illit	001
14,75	6,0040	15	jarosit	
17,56	5,0508	20	illit	002
19,81	4,4818	19	illit / smektit	
26,66	3,3443	100	illit / smektit	003
28,90	3,0895	13	jarosit	
29,64	3,0140	9	illit / jarosit	
31,28	2,8596	11	illit / jarosit	
34,93	2,5687	11	illit / jarosit	
45,34	2,0002	15	illit / jarosit	



5.15. Usporedni prikaz difraktograma orijentiranog preparata uzorka AR15.

Refleksi se na žarenim preparatima pripadaju illitu odnosno dehidriranom smektitu, ali se na 550°C pojavljuje nepripisani maksimum na 3,50Å.

Na temelju difrakcijskih maksimuma određeni su I-S miješanoslojne gline i interpretirane prema Moore i Reynolds (1997).

Uzorci	001/002 d (Å)	002/003 d (Å)	% illitne komponente
AR2	8,90	5,54	30–40%
AR3	8,76	5,51	30–40%
AR5	9,16	5,30	60–70%
AR7	9,34		60–70%
AR15	9.41		70%

Na temelju podataka iz tablice može se zaključiti da u uzorcima u donjem dijelu emerzije prevladava smektitna komponenta (30–40%) , dok se u višim dijelovima pojavljuje dominantno illitna komponenta koja doseže i do 70%. Zbog lošijih difrakcijskih maksimuma nije mogla biti točno određena pozicija 002/003, već je mogao biti cijeli niz maksimuma.

Prema vrijednostima FWHM (full width with high maximum) Kako bi se razlikovalo minerale koji su podvrgnuti dijagenezi ili metamorfozi, odnosno u ovom slučaju illit i muskovit, izračunata je širina prvog difrakcijskog maksimuma illita koja iznosi 0,55 2θ.

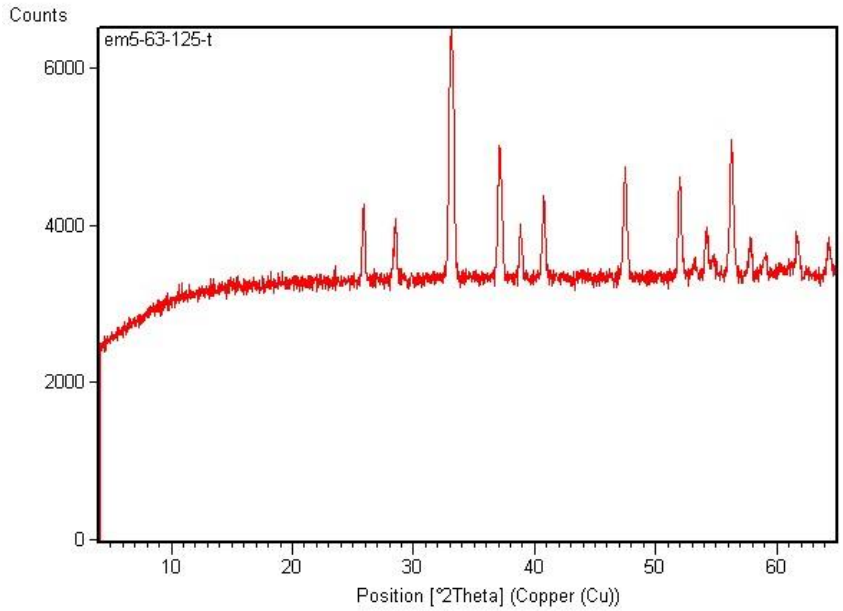
Usporedni rendgenogrami uzoraka tretiranih etilen-glikolom su uspoređivani prema Brindley i Brown (1980) usporednim difraktogramom sa neuređenim miješanoslojnim I-S s obzirom na udio illitne komponente. Vidljivo je da se prema „mlađim“ uzorcima pojavljuju jasniji difrakcjski maksimumi illita na 001 i 003, a postotak smektita koji je prevladavao u donjem dijelu emerzijskog sedimenta se smanjuje, što se vidi po njegovom prvom karakterističnom difrakcijskom maksimumu na oko17 Å.

5.2. Rezultati modalne analize

5.2.1. Teška mineralna frakcija

Za izdvajanje teške mineralne frakcije je korištena frakcija 63-125 mikrona. Veći udio mineralne frakcije u svim uzorcima su činili opaki minerali koji su kasnije bili analizirani rendgenskom difrakcijom. Njih se prepoznaje po tamnosmeđoj do crnoj boji sa i bez analizatora. Uz njih se pojavljuje pokoji titanit kojeg karakterizira hipiodomorfni oblik zrna, bezbojnost i izrazit reljef bez analizatora, dok s analizatorom mijenja plavu i žutu boju i nema potamljenja. Mineral epidot alotriomorfnog do hipidiomorfnog je oblika i bez analizatora prikazuje bezbojno do zelenu boju, dok su s analizatorom vidljive visoke interferencijske boje. Zatim cirkoni, uglavnom bezbojna idiomorfna manja zrna visokog reljefa i visokih interferencijskih boja kao i turmalini koji dodatno imaju i pleokroizam (bezbojna-zelena). Bezbojni alotriomorfni granat s karakterističnim visokim reljefom i šagriranom površinom pojavljuje se bez analizatora, dok s analizatorom pokazuje izotropna svojstva. Hipidiomorfna zrna biotita bez analizatora pokazuju karakteristični pleokroizam (svijetlosmeđa-tamnosmeđa) i tamnosmeđu boju s analizatorom, te ostali koji nisu određeni zbog velike trošenosti i manjih hipidiomorfnih i alotriomorfnih crnih minerala (opaki) na njihovim površinama.

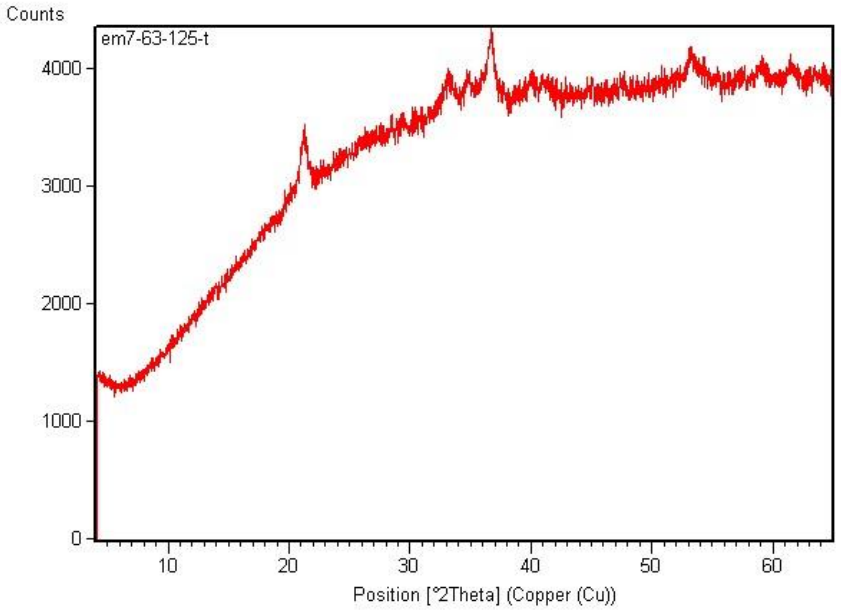
Rendgenskom difrakcijskom analizom utvrđeno je da su u teškoj frakciji uzoraka 5 i 15 (sredina prve emerzije i druga emerzija) prisutni markazit i pirit (slika 5.16. i 5.18., tablica 5.16. i 5.18.), dok u uzorku 7 (kraj prve emerzije) opaki mineral je goethit (slika 5.17, tablica 5.17.).



Slika 5.16. Rendgenogram ukupnog mineralnog sastava teške frakcije uzorka AR5 (T).

Tablica 5.16. Rendgenografski podaci za tešku frakciju uzorak AR5

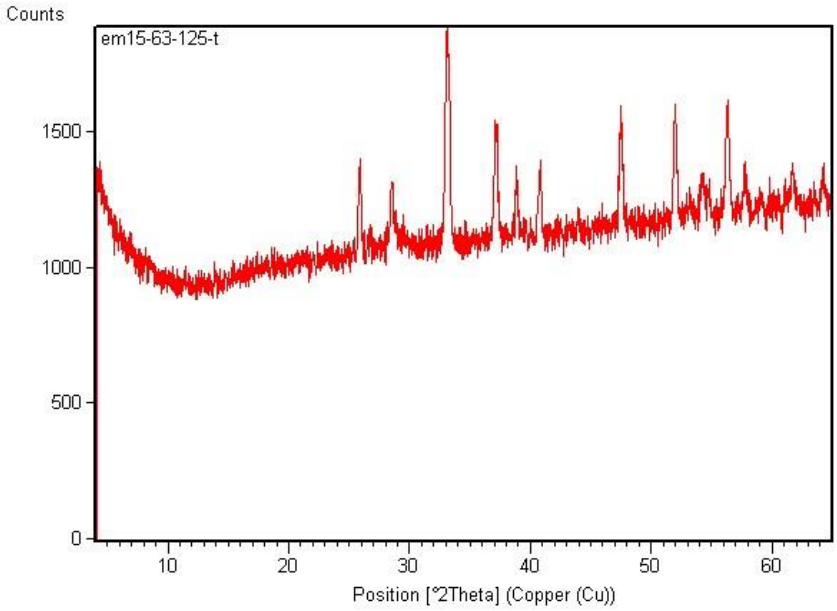
°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**
25,8521	3,44641	24,97	markazit
28,5085	3,13103	22,15	pirit
33,1024	2,70402	100,00	markazit / pirit
37,1342	2,41916	47,13	markazit / pirit
38,8241	2,31767	19,04	markazit
40,7596	2,21197	30,74	markazit / pirit
47,4671	1,91386	39,88	markazit / pirit
52,0082	1,75693	36,74	markazit
53,2399	1,71915	6,08	markazit
54,1681	1,69186	17,11	markazit
56,2490	1,63410	48,56	pirit
57,8413	1,59285	12,41	markazit
58,9936	1,56446	40,11	pirit
61,6580	1,50309	16,33	markazit / pirit
64,2702	1,44815	8,04	pirit



Slika 5.17. Rendgenogram ukupnog mineralnog sastava teške frakcije uzorka AR7 (T).

Tablica 5.17. Rendgenografski podaci za tešku frakciju uzorak AR7

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**
21,2813	4,17515	98,83	goethit
33,1335	2,70379	55,89	goethit
34,7417	2,58223	48,70	goethit
36,7535	2,44537	100,00	goethit
53,2481	1,72032	59,18	goethit
59,0753	1,56378	31,23	goethit
61,6232	1,50385	26,16	goethit



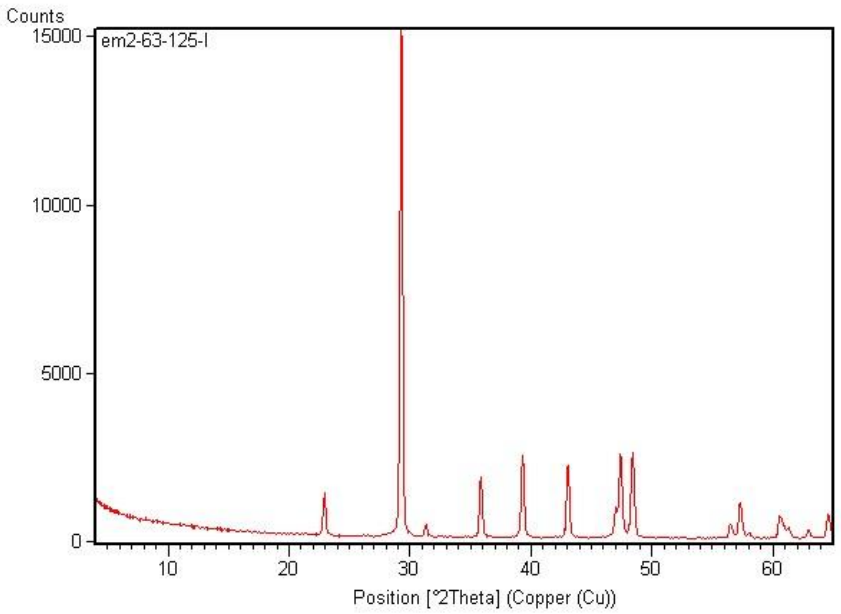
Slika 5.18. Rendgenogram ukupnog mineralnog sastava teške frakcije uzorka AR15 (T).

Tablica 5.18. Rendgenografski podaci za uzorak AR15 (T)

°2θ	**d (Å)**	**$I_{rel.}$ (%)**	**Mineral**
25,8676	3,44437	57,29	markazit
28,3863	3,14163	40,62	pirit
28,6128	3,11727	8,42	pirit
33,0863	2,70530	100,00	markazit / pirit
33,3017	2,68829	42,56	markazit / pirit
37,0758	2,42284	29,31	markazit / pirit
37,2328	2,41298	29,93	markazit / pirit
38,8894	2,31393	16,88	markazit
40,7743	2,21120	16,72	markazit / pirit
47,5118	1,91217	30,86	markazit / pirit
51,9800	1,75781	66,38	markazit
54,2464	1,68960	12,32	markazit
56,2638	1,63371	28,17	pirit
57,7226	1,59584	12,41	markazit
61,7315	1,50147	11,58	markazit / pirit

5.2.2. Laka frakcija

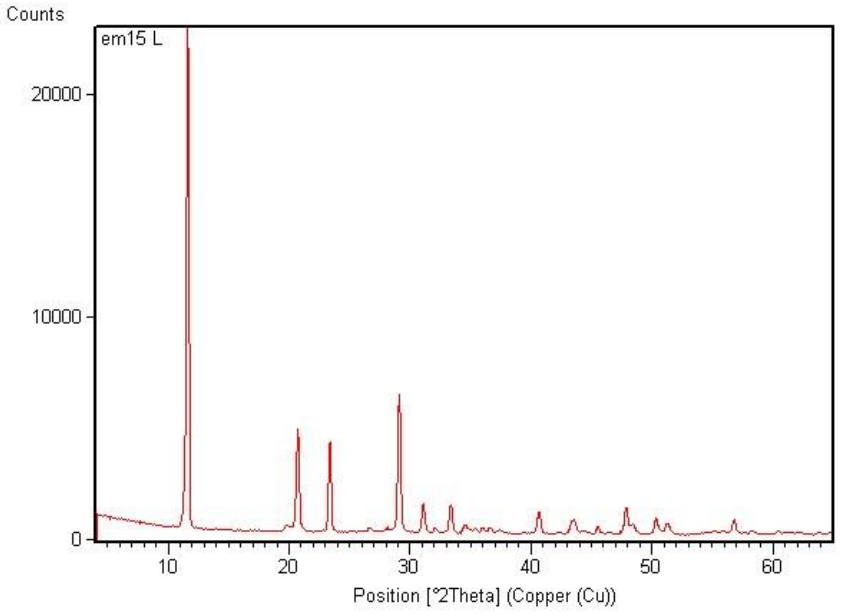
U uzorcima dominantan mineral je kalcit koji je velikim djelom prekriven smeđim mrljama, a javlja se i dolomit u prva dva uzorka, čiji je broj veći u 3 uzorku, karakterističnog romboedarskog oblika s dva sustava kalavosti bez analizatora i sivom interferencijskom bojom s analizatorom. Kalcit se prepoznaje po zrnima alotriomorfnog oblika s ponegdje vidljiva dva sustava kalavosti, pseudoapsorpciji, interferira u bijelu boju višeg reda te se uočavaju visoke interferencijske boje na tankim sraslačkim lamelama. Uzorak broj 7 pokazuje najveću trošenost kalcita. U uzorku broj 15 pojavljuje se gips, idiomorfnih zrna s visokim reljefom bezbojno do smeđe boje te visokih interferencijskih boja. Njegova prisutnost u tom uzorku je potvrđena rendgenografskom difrakcijskom analizom. Uz njega je analiziran i uzorak broj 2 u kojem dominira mineral kalcit.



Slika 5.19. Rendgenogram lake frakcije uzorka AR2 (L) s vidljivim difrakcijskim maksimumima kalcita.

Tablica 5.19. Rendgenografski podaci za laku frakciju uzorak AR2

°2θ	d (Å)	$I_{rel.}$ (%)	Mineral
23,0494	3,85873	10,94	kalcit
29,3968	3,03588	100,00	kalcit
31,4403	2,84307	3,22	kalcit
35,9992	2,49279	15,30	kalcit
39,4114	2,28447	16,11	kalcit
43,1637	2,09417	14,25	kalcit
47,5438	1,91095	16,01	kalcit
48,5264	1,87453	15,90	kalcit
56,5629	1,62578	2,68	kalcit
57,4463	1,60286	9,29	kalcit
58,1675	1,58469	0,99	kalcit
60,7359	1,52368	5,49	kalcit
61,3637	1,50959	1,98	kalcit
63,1001	1,47216	1,47	kalcit
64,6865	1,43984	3,97	kalcit



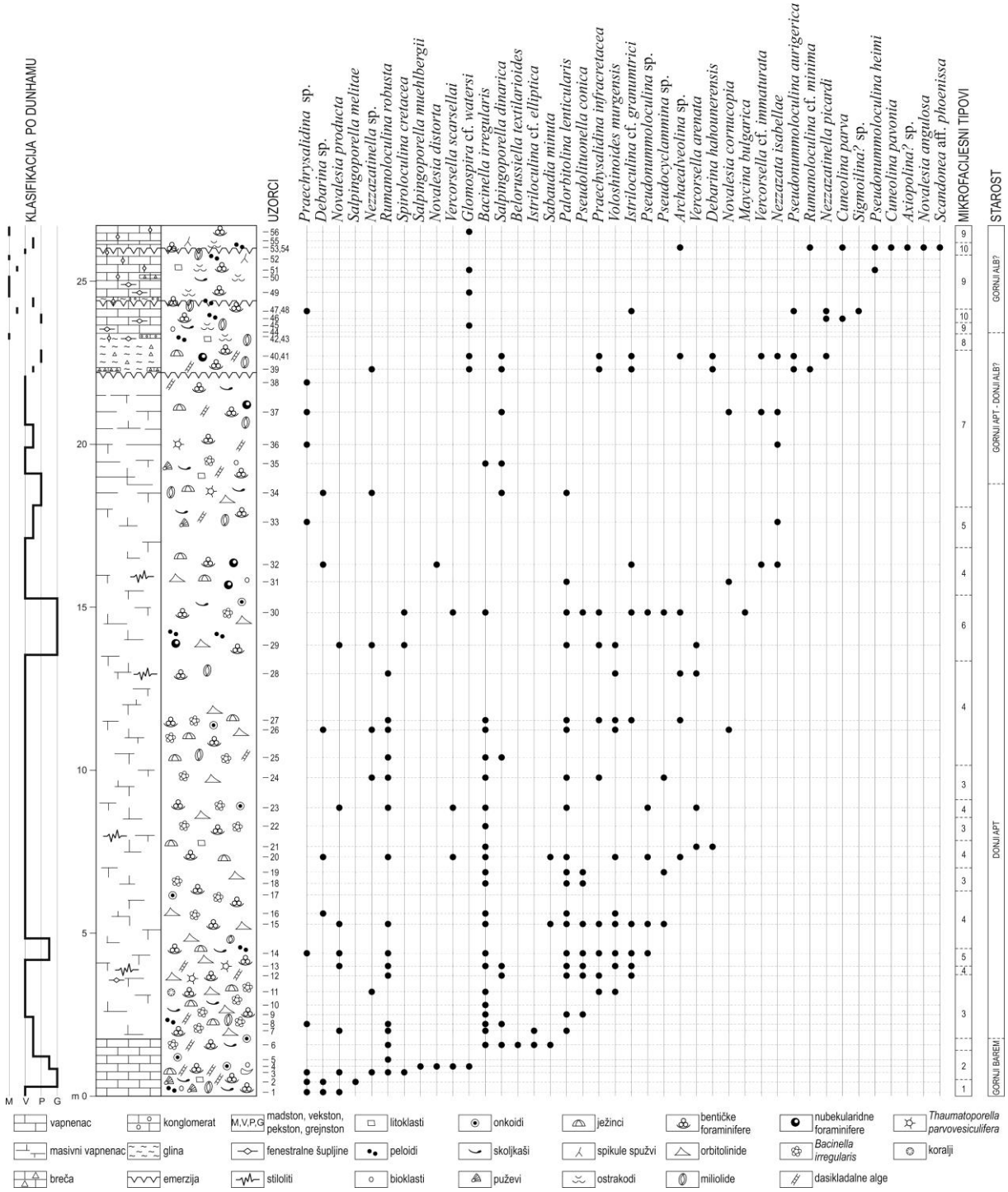
Slika 5.20. Slika 4.19. Rendgenogram lake frakcije uzorka AR15 (L) s vidljivim difrakcijskim maksimumima gipsa.

Tablica 5.20. Rendgenografski podaci za uzorak AR15 (L)

°2θ	d (Å)	$I_{rel.}$ (%)	Mineral
4,1688	21,19613	4,83	gips
11,6194	7,61608	100,00	gips
11,7270	7,54646	56,92	gips
19,8025	4,48347	1,25	gips
20,7119	4,28864	20,25	gips
23,3855	3,80402	17,80	gips
26,6293	3,34756	0,75	gips
28,1135	3,17411	0,92	gips
29,0596	3,07289	25,02	gips
31,1325	2,87285	5,56	gips
32,0438	2,79320	0,89	gips
33,4099	2,68205	5,65	gips
34,5577	2,59555	1,73	gips
36,5978	2,45542	1,13	gips
40,6549	2,21926	4,16	gips
43,3598	2,08688	2,51	gips
45,5252	1,99253	1,40	gips
47,8839	1,89975	5,34	gips
50,3610	1,81196	3,05	gips
51,3647	1,77889	2,09	gips
56,7531	1,62212	2,61	gips
61,9124	1,49876	0,35	gips

5.3. Rezultati mikropaleontološke/mikrofacijesne analize

Na snimljenom geološkom stupu prikazana je starost naslaga i mikrofacijesni tipovi.



Slika 5.3.1. Geološki stup izdanka iz kamenoloma Selina IV.

Barem

Istraživane baremske naslage lokaliteta Seline pripadaju gornjem baremu. Prvih 6 uzoraka čine naslage debljine 1,4 m u kojima se mogu razlikovati 2 mikrofacijesna tipa. Prvi mikrofacijesni tip **(MF1)** određen je kao **peloidno-bioklastični veksto**n u čijem sastavu preteže karbonatni mulj s 10–50 % zrna koja „plivaju“ u njemu (slika 5.3.2.). Sadrži dominantno peloide, zatim rijetke dasikladalne alge i bentičke foraminifere čiji se broj i raznovrsnost povećava prema gore u snimljenom geološkom stupu. Uz njih se pojavljuju miliolide, školjkaši, puževi i intraklasti. Pri samom vrhu gornjobaremskih naslaga pojavljuju se u velikom broju i prvi *Bacinella-Lithocodium* onkoidi nepravilno grudastog oblika bez jasne koncentrične građe. Drugi mikrofacijesni tip **(MF2)** je **bioklastični grejnston,** prikazan na slici 5.3.3.. Obilježavaju ga mikritizirane bentičke foraminifere čija je primarna građa i struktura izmijenjena u ranoj dijagenezi, zatim fragmenti puževa, školjkaša, algi, malih peloida i drugih litoklasta, te ooida. Mikritizacija započinje prije cementacije primarnih strukturnih komponenata. Unutar ovog mikrofacijesa može se izdvojiti podtip kao foraminifersko-bioklastični grejnston zbog dominantnosti i raznovrsnosti foraminifera.

Mikrofosilnu zajednicu barema čine:
Bentičke foraminifere:
Belorussiella textilarioides
Debarina sp.
Glomospira cf. *watersi*
Istriloculina cf. *elliptica*
Nezzazatinella sp.
Novalesia distorta
Novalesia producta
Praechysalidina sp.
Rumanoloculina robusta
Sabaudia minuta
Spiriloculina cretacea
Vercorsella scarsellai

Vapnenačke alge:
Salpingoporella dinarica

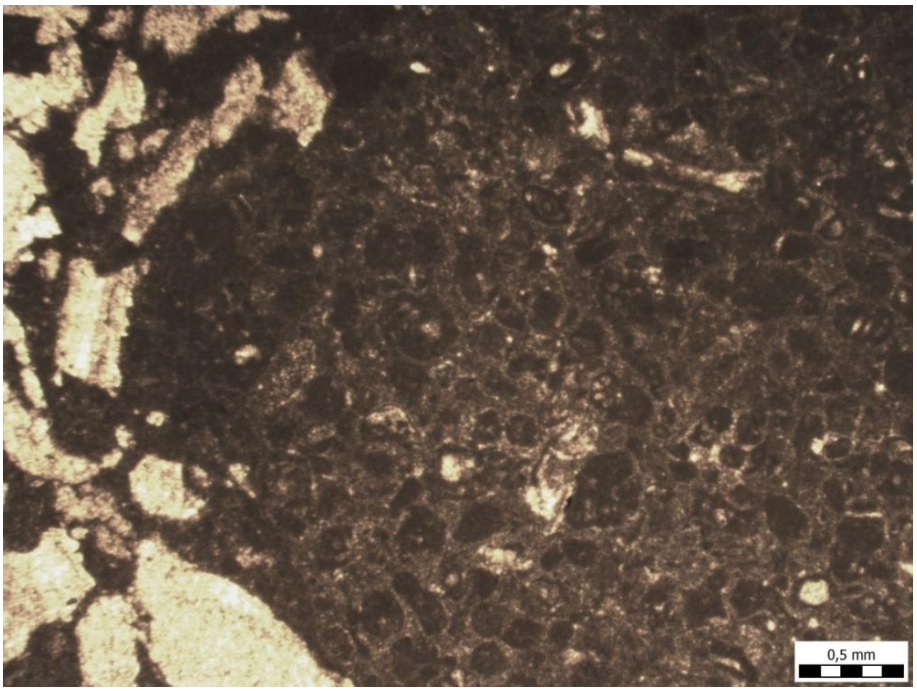
Salpingoporella melitae

Salpingoporella muehlbergii

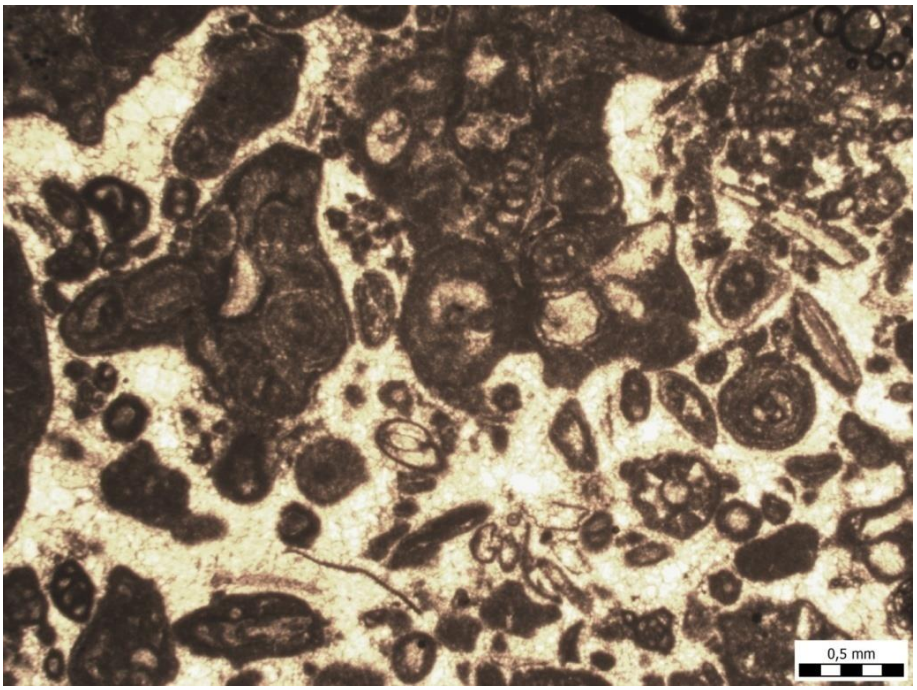
Ostalo:

Bacinella irregularis

Lithocodium aggregatum



Slika 5.3.2. Mikrofacijesni tip (MF1) peloidno-bioklastični vekston s povišenim udjelom litoklasta gornjobaremske starosti.



Slika 5.3.3. Mikrofacijesni tip (MF2) bioklastični grejnston gornjobaremske starosti.

Donji apt

Donjoaptske naslage čine naslage debljine 16,5 m, od kojih 13 m čine masivni vapnenci. Mikropaleontološkim i mikrofacijesnim analizama 28 uzoraka ovih vapnenaca razvrstano je u četiri mikrofacijesna tipa: bačinelski floutston, bioklastični vekston, foraminifersko-bioklastični pekston i foraminifersko-bioklastični grejnston. **Bačinelski floutston** (bajndstone određivan prema Schlagintweit i dr., 2010) **(MF3)** sadrži u velikom broju *Bacinella-Lithocodium* onkoide koji se svrstavaju u onkoide tipa I zbog većih dimenzija (slika 5.3.4.). Njihov oblik i morfologija je posljedica brzine rasta inkrustrirajućih organizama, intenziteta hvatanja i sljepljivanja karbonata. U preparatima prevladavaju bačinelski onkoidi, pa se stijena naziva onkolit, a ponekad se pojavljuje manji broj bentičkih foraminifera u matriksu ili kao inkrustrirane (obraštene) unutar onkoida. Ostali mikrofacijesi su **bioklastični vekston (MF4)** (slika 5.3.5.), **foraminifersko-bioklastični pekston (MF5)** (slika 5.3.6.) i **foraminifersko-bioklastični grejnston (MF6)** (slika 5.3.7.) u kojima postoji različiti udio bentičkih foraminifera, bačinelskih onkoida i bioklasta. Uglavnom dominiraju bentičke foraminifere, a uz njih se pojavljuju *Bacinella-Lithocodium* onkoidi, alge, fragmenti školjkaša (rudisti - *Tucasia* sp.), fragmenti ježinaca i koralja, te peloidi i intraklasti. Obilježje ovih mikrofacijesa su i pojave stilolitskih šavova.

Mikrofosilnu zajednicu donjeg apta čine:

Bentičke foraminifere:

Archaealveolina reicheli

Debarina hahounerensis

Istriloculina cf. *elliptica*

Istriloculina cf. *granumtrici*

Maycina bulgarica

Nezzazatinella sp.

Novalesia cornucopia

Novalesia distorta

Novalesia producta

Palorbitolina lenticularis

Praechysalidina infracretacea

Pseudocyclammina sp.

Pseudolituonella conica

Pseudonummoloculina sp.

Rumanoloculina robusta

Sabaudia minuta

Spiroloculina cretacea

Vercorsella scarsellai

Vercorsella arenata

Voloshinoides murgensis

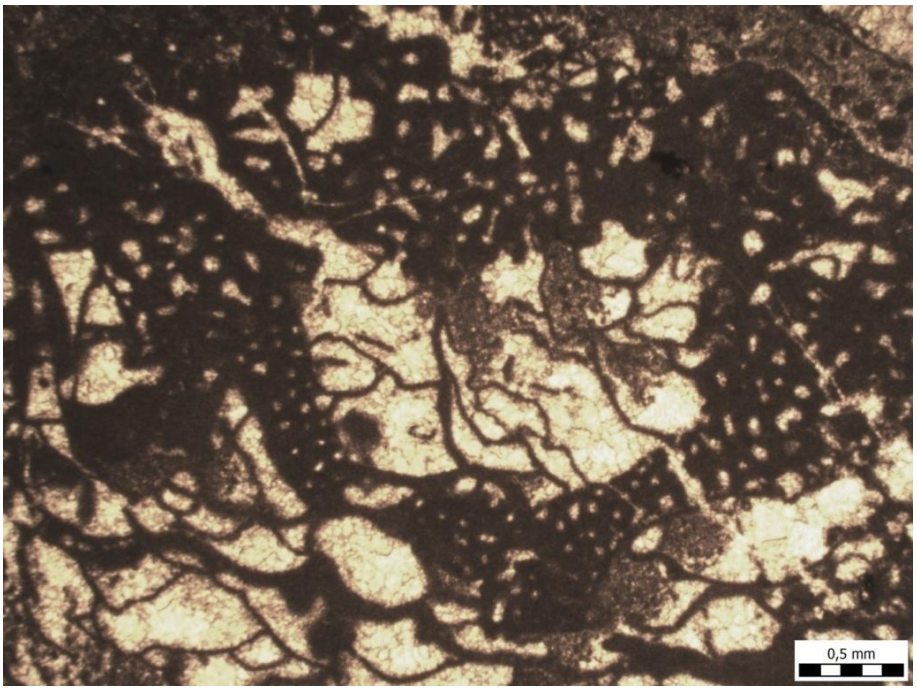
Vapnenačke alge:

Salpingoporella dinarica

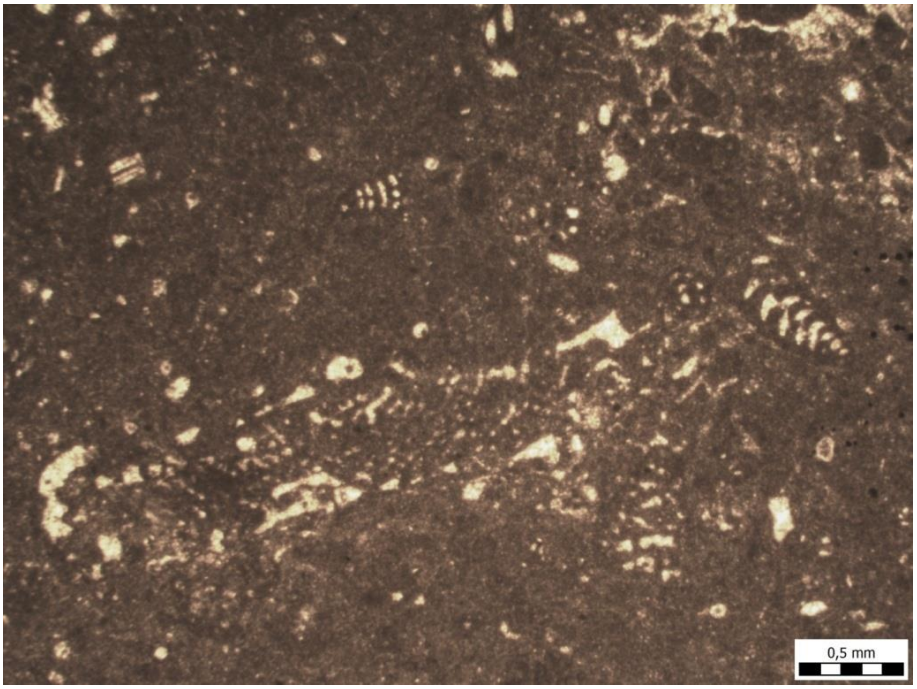
Ostalo:

Bacinella irregularis

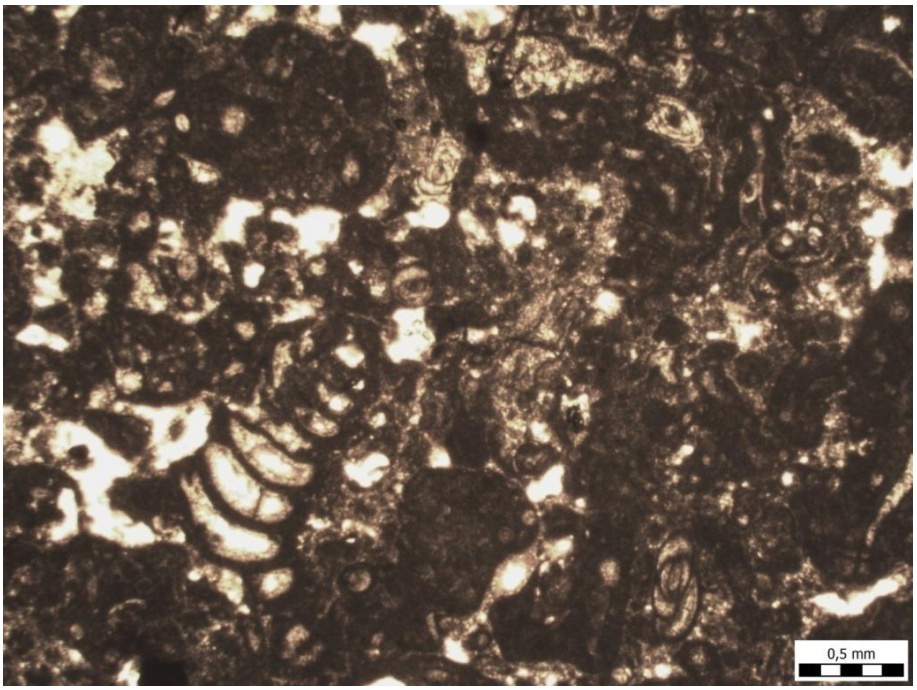
Lithocodium aggregatum



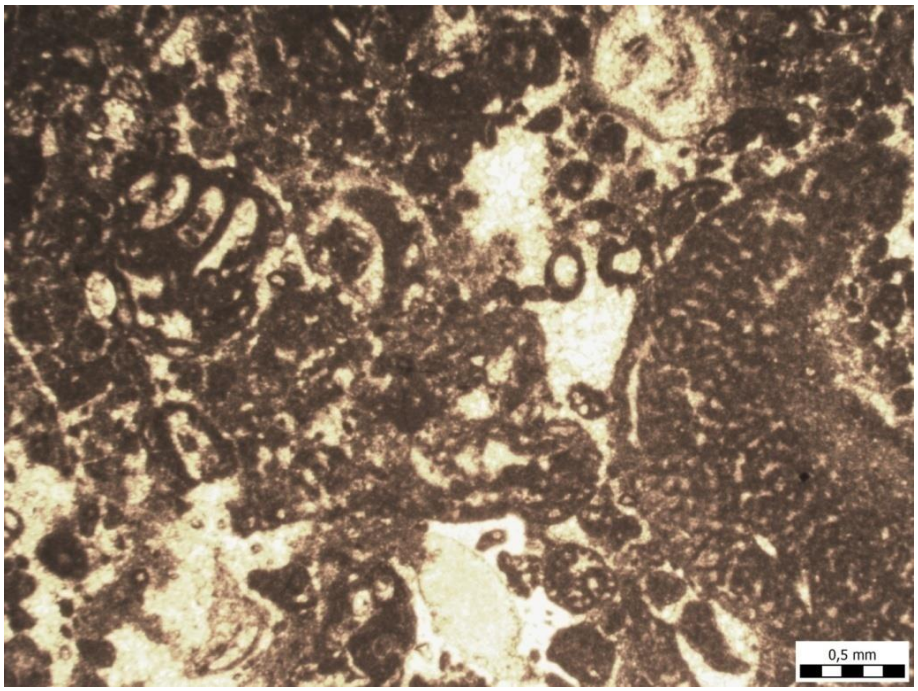
Slika 5.3.4. Mikrofacijesni tip (MF3) bačinelski floutston donjoaptske starosti.



Slika 5.3.5. Mikrofacijesni tip (MF4) bioklastični vekston donjoaptske starosti.



Slika 5.3.6. Mikrofacijesni tip (MF5) foraminifersko-bioklastični pekston donjoaptske starosti.



Slika 5.3.7. Mikrofacijesni tip (MF6) foraminifersko-bioklastični grejnston donjoaptske starosti.

Gornji apt–(donji alb?)

Vapnenačke naslage gornjega apta obilježava učestala do dominantna pojava dasikladalne alge *Salpingoporella dinarica* uz čestu pojavu bentičkih foraminifera *Praechysalidina infracretacea, Rumanoloculina* cf. *minima* i *Nezzazata isabellae*. U naslagama gornjoaptske starosti debljine 5,1 m opažanjem 15 uzoraka određena su dva mikrofacijesna tipa. U **bioklastičnom vekstonu (MF7)** (slika 5.3.8.) uglavnom dominiraju dasikladalne i bentičke foraminifere, a uz njih dolaze fragmenti školjkaša, gastropoda i ježinaca. uzorci koji pretežito sadrže dasikladalne alge može se odrediti podtip mikrofacijesa kao Salpingoporellski vekston U uzorku broj 35 javlja se veliki litoklast s onkoidom *Bacinella-Lithocodium* koji je vjerojatno erodiran iz podinskih donjoaptskih stijena, te kalupne šupljine mekušaca. Preparati gornjoaptskog vekstona često pokazuju naknadnu rekristalizaciju. Nakon određenih gornjoaptskih naslaga s mikrofacijesnim tipom MF7 slijede naslage koje pokazuju emerzijska obilježja: glinoviti sedimenti, erozijske breče i nešto malo konglomerata. U donjem dijelu tog slijeda u fragmentima je određen mikrofacijesni tip MF7 što upućuje na gornjoaptsku starost. Vjerojatno su te naslage nastale trošenjem tijekom regionalne gornjoaptsko–donjoalbske emerzije. Iznad njih, pa sve do završetka emerzijske faze analiza fragmenata stijena pokazuju mikrofacijesni tip **fenestralnog madstona (MF8)** (slika 5.3.9.). Dominantno sadrži karbonatni mulj (mikrit) u kojem se nalaze vrlo rijetki mikrofosili. Uz iznimno rijetke sitne bentičke foraminifere, često se pojavljuju fragmeni ostrakoda te poneki litoklast. Vrlo su česte fenestralne šupljine naknadno cementirane mikrosparitom kalcitnog sastava što možemo zaključiti po polisintetskim lamelama visokointerferencijskih boja, a negdje je vidljiva poroznost stijena nastala trošenjem. Obilježja djelomičnog brečiranja uzoraka vjerojatno su posljedica „kidanja“, tj. trošenja površinskih desikacijskih pukotina, pa ga možemo nazvati i desikacijskom brečom.

Mikrofosilnu zajednicu gornjeg apta–donjeg alba čine:
Bentičke foraminifere:
Archaealveolina sp.
Debarina hahounerensis
Glomospira cf. *watersi*
Istriloculina cf. *granumtrici*
Nezzazata isabellae
Nezzazatinella picardi

Novalesia producta

Novalesia cornucopia

Praechrysalidina infracretacea

Pseudonummoloculina aurigerica

Rumanoloculina cf. *minima*

Vercorsella cf. *immaturata*

Vapnenačke alge:

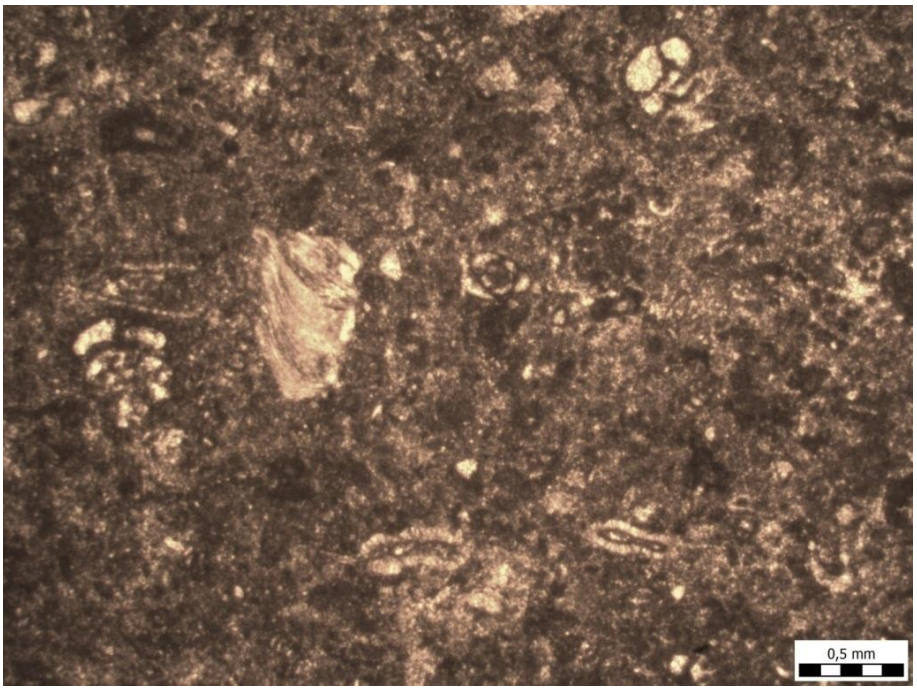
Salpingoporella dinarica

Thaumatoporella parvovesiculifera

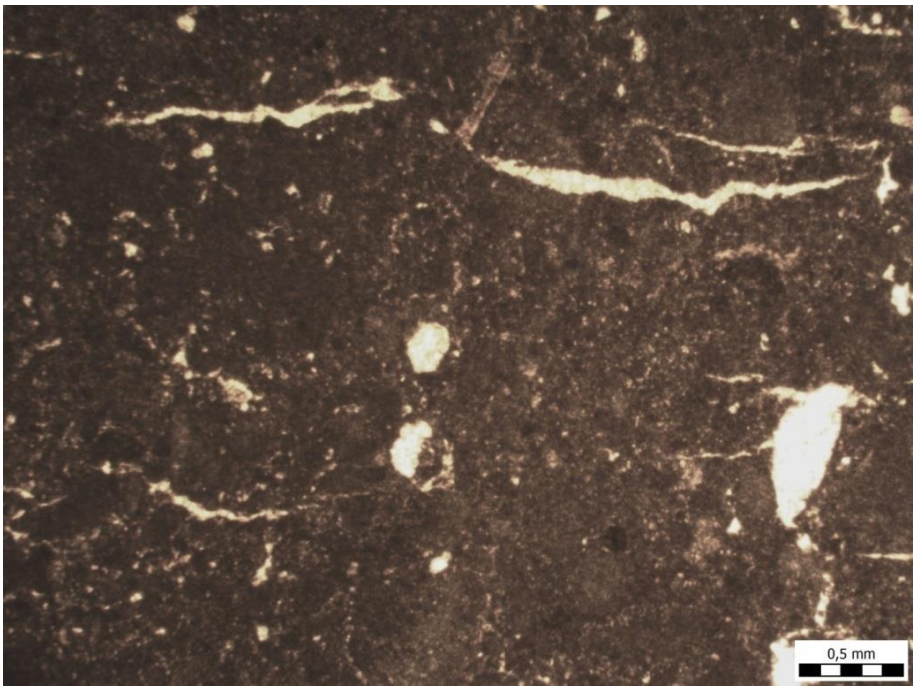
Ostalo:

Bacinella irregularis

Lithocodium aggregatum



Slika 5.3.8. Mikrofacijesni tip (MF7) bioklastični vekston gornjoaptske starosti.



Slika 5.3.9. Mikrofacijesni tip (MF8) madston gornjoaptske starosti.

Gornji alb

S obzirom na mikrofosilnu zajednicu uzorci iznad regionalne gornjoaptske–donjoalbske emerzije vjerojatno su taloženi tijekom gornjeg alba. Iz tih naslaga debljine oko 3,3 m analizirano je 8 uzoraka. Unutar tih naslaga mogu se izdvojiti dva mikrofacijesna tipa, a to su madstoni i bioklastični vekstoni. Slika 5.3.10. prikazuje **mikrofacijesni tip madstona** s fenestralnim šupljinama, bentičkim foraminiferama te ostrakodima **(MF9)** sličan je određenom MF8 gornjoaptske–donjoalbske? starosti. U ovom tipu pojavljuju se poneke sitne bentičke foraminifere, i dalje su dominatni ostrakodi, te se pojavljuju i intraklasti. Uz njih se javljaju i spikule spužvi koje su dominirale u uzorku 52. Za takav tip stijene vrlo su česte fenestralne šupljine i stijena pokazuje poroznost i trošenost. U preparatu broj 55 uočena je i geopetalna ispuna gdje je u donjem dijelu šupljine nakupljen kristalni silt, dok je gornji dio ispunjen cementom (krupnokristalasti kalcit). Drugi mikrofacijesnih tip **(MF10)** (slika 5.3.11.) karakteriziraju vapnenci **foraminifersko-bioklastičnog vekstona** u kojem uz bentičke foraminifere se javljaju nubekularidne foraminifere. S porastom udjela peloida može se odrediti podtip ovog mikrofacijesa kao peloidni vekston do pekston zbog zrnate strukture koji se pojavljuje u najvišem dijelu stupa prije druge gornjoalbske emerzije.

Mikrofosilnu zajednicu gornjeg alba čine:

Bentičke foraminifere:

Axiopolina? sp.

Cuneolina parva

Cuneolina pavonia

Debarina hahounerensis

Glomospira cf. watersi

Glomospira sp.

Istriloculina cf. *granumtrici*

Nezzazatinella sp. (cf. *N. picardi)*

Novalesia cf. *angulosa*

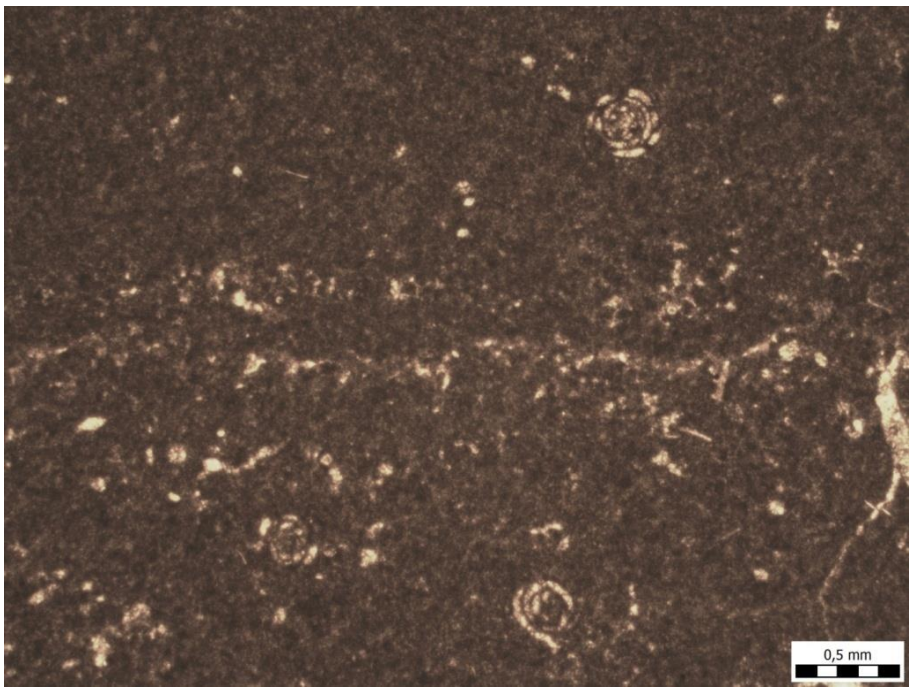
Praechrysalidina infracretacea

Pseudonummoloculina heimi

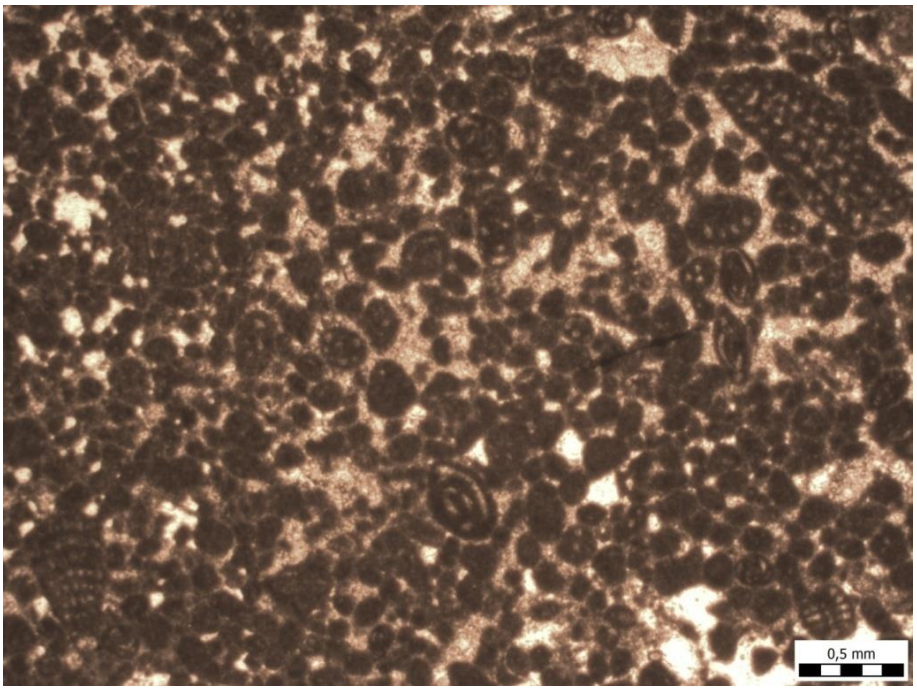
Rumanoloculina cf. *minima*.

Scandonea aff. *phoenisa*

Sigmoilina sp.



Slika 5.3.10. Mikrofacijesni tip (MF9) madston gornjoalbske starosti.



Slika 5.3.11. Mikrofacijesni tip (MF10), podtip foraminifersko-peloidni vekston-pekston gornjoalbske starost.

6. Rasprava

Predmet istraživanja su zelenosivi do tamno sivi glinoviti sedimenti iz kamenoloma Selina IV koji označavaju emerzijske faze. Na istraživanom lokalitetu se uzorkovalo dva izrazita „sloja“ glinovitog sedimenta. Emerzijske faze, čija se debljina lateralno mijenja, na temelju mikropaleontoloških istraživanja podine i krovine su smještene u vrijeme nastanka. Obuhvaćena je emerzijska faza apt–alb koja je ovisno o lokaciji trajala između 11 i 19 milijuna godina (Velić i dr., 1989), dok tijekom oscilirajuće transgresije unutar marinskih gornjoalbskih vapnenaca nalazi se više horizonata glinovitih sedimenata od kojih je analiziran jedan debljine oko četrdesetak centimetara.

6.1. Sastav i postanak emerzijskih sedimenata

Tijekom donje krede na platformi se odvijala plitkomorska sedimentacija koja je bila prekinuta emerzijama koje su uzrokovale lokalne ili regionalne stratigrafske praznine. Velić i dr. (1995) su zaključili da se od otriva do gornjeg alba odvijalo najmanje 8 faza izronjavanja koje su najjače izražene na području zapadne Istre i različitog su trajanja i debljine (zbog paleoreljefa). Uzroci snižavanja morske razine su tektonski pokreti i eustatičke promjene u obliku boranja manjih amplituda. Ta se pojava poklapa sa zahlađenjem globalne klime i pojavom polarnog leda tijekom tog razdoblja, što ukazuje da se mogu uključiti paleooceanski i paleoklimatski faktori (Wiessert i Lini, 1991). Emerzije su obilježene prekidom marinske sedimentacije, pojavama tankih proslojaka konglomerata i breča s crnim valuticama (*black pebbles*), emerzijskom brečama, te sivim i glinovitim proslojcima (općenito i u ovom radu). Breče su se vjerojatno istaložile u visokoenergijskim okolišima, erozijskim i krškim udubljenjima, dok su se gline taložile u mirnoj sredini, u močvarnom okolišu. Maslinaste i sive boje koje karakteriziraju glinovite sedimente promatranih emerzijskih faza ukazuju na reduktivne uvjete koji su vladali unutar njih (Tišljar i dr., 1997), dok žućkasto do narančaste boje upućuju na prisutnost sekundarnih željezovitih minerala nastalih dijagenezom, odnosno erozijom i trošenjem. Sandler i Harlavan (2006) u svom radu objašnjavaju da europski illiti imaju svjetlozelenu boju zbog sadržaja željeza te su refleksi vrlo uski za razliku od širokih refleksa illita crvenkastih do oker boje koji se javljaju u njihovom radu. Dodaju da je moguće da oba tipa sedimentnih illita predstavljaju različite faze tijekom istog evolucijskog puta.

Mineralni sastav proučavanih glinovitih sedimenata je dominantno illit i miješanoslojni illit-smektit. Ti sedimenti imaju visok sadržaj minerala glina, što je u skladu s istraživanjem iz Ottner i dr. (1999) čiji udio iznosi 95%. Prema rezultatima izračunatih postotaka illita u illit-smektitu, može se vidjeti veći udio smektitnih glina na početku prve emerzijske faze oko (60-70%) (AR i AR3), koji prema gornjem dijelu profila opada (20-30%). Durn i dr. (2003, 2006) na profilu u kamenolomu Tri jezerca također određuju povećanje udjela illitičnog materijala prema gore (i do 78%) u regionalnoj emerzijskoj fazi. Minerali glina određeni u obje emerzijske faze su dioktaedarski zbog maksimuma na 060, odnosno na otprilike 1,5Å. Zbog određenog difrakcijskog maksimuma na oko 5,50Å I-S koji se pojavljuje u AR2 i AR3 čiji se sastav čini 30-40% illitne komponenete, može se zaključiti da je prisutan iracionalan slijed (R=0) miješanoslojnih glina (Moore i Reynolds, 1997), što znači da su te gline neuređene, a porastom illitne komponente prema vršnom dijelu slijeda određen je R=1. Zbog toga što nema lijepo izraženih maksimuma može ukazivati na više različih I-S. U ostalim radovima (Ottner i dr, 1999; Durn i dr. 2003, 2006) su pronađene uređene i neuređene miješanoslojne gline. Klorit i kaolinit koji se pojavljuju u prije navedenim radovima i dodatno u radu Tibljaš i dr. (2010) te Mileusnić (2007) u kojem je detektiran i vermikulit, nisu detektirani ni u jednoj emerzijskoj fazi.

Od ostalih skupina minerala koji se pronalaze uz dominantne minerale glina su kalcit i kalijski feldspati u prvoj emerzijskoj fazi te gips i jarosit u drugoj. Kalcit je vjerojatno detritalnog podrijetla, a pojavljuje se u prvoj emerzijskoj fazi, dok u drugoj nije uopće detektiran. U proučavanim baremskim glinovitim sedimentima na otoku Mljetu vidljiva je dominantnost kalcita u nekim dijelovima unutar glinovitih sedimenata, dok u drugim je on prisutan u tragovima. Kalijski feldspati su detektirani u svim uzorcima, ali u jako maloj koncentraciji. Oni su najvjerojatnije autigeni i nastaju tijekom dijageneze siliciklastičnih sedimenata (Tišljar, 1994), ali ne može se isključiti i njihovo detritično podrijetlo. Mogu nastati i feldspatizacijom vulkanskog pepela. U oksidativnim uvjetima sulfid prelazi u sulfat te dolazi do stvaranja sulfatnih minerala: jarosita i gipsa. Jarosit je sekundarni željezov sulfat žute boje u glinovitim sedimentima. Sulfatna kiselina, koja nastaje oksidacijom pirita, otapa prisutne mineralne glina (illit), te s kalijem iz illita se veže sa željezom i sulfatnim ionom. On ukazuje na prisutnu oksidaciju i acidifikaciju, povećanje kiselosti u okolišu, za što je potrebno da je sediment dreniran. S vremenom hidrolizira u Fe^{3+} -oksihidrokside kao što je goethit. Njegova je prisutnost veća u sedimentima gdje je postoji veliki utjecaj atmosferilija – subaersko trošenje. Gips je mineral iz skupine sulfata i često nastaje kristalizacijom iz slatke i slane vode, te može biti produkt reakcije kiseline i kalcijevog karbonata (Ritsema i

Groenenberg, 1993). Sekundarni minerali gipsa su nastali trošenjem pirita gdje on stvara vodenu otopinu s Fe^{2+}, SO_4^{2-} i H^+ ionima, pa sulfatni ion reagira s Ca^{2+} ionima iz meteorske vode procjeđene kroz krovinu (ion je raširen zbog velike količine vapnenca). Sekundarni gips može nastati trošenjem pirita, no zbog veće količine pretpostavlja se nastajanje u evaporitnim okolišima s većim salinitetom i temperaturom oko 30 Celzijevih stupnjeva u aridnoj klimi (Tišljar, 1994), a zbog manjeg udjela u neorijentiranim preparatima <2 μm može se zaključiti da su krupnozrnatiji. Gips i jarosit koje spominje Mileusnić (2007) u svom radu dodatno opisuje minerale koji ukazuju na dobru aeraciju. Prema Sandler i Harlavan (2006) posljedica emerzije i evaporizacije nakon turonskog događaja je površinska illitizacija, koja može biti povezana sa OAE1 i prisutnošću gipsa i illita u ovim emerzijskim slojevima. U krednim morima prevladavaju restriktivni okoliši laguna, sabkhi i plimnih obala, pa oscilirajuća plitka mora mogu biti restriktivnog karaktera s mogućom evaporizacijom. Naslage u kojima su se precipitirali gips i anhidrit sadržavale su veći udio K, Al i Si, koji su mogli biti migrirani tijekom rane dolomitizacije i precipitirani autigeni kalijski feldspati.

Podrijetlo glinovitih naslaga može se različito interpretirati. Eolski je materijal jedan od markera paleoklimatskih promjena jer daje informacije o intenzitetu i smjeru atmosferske cirkulacije, te klimi, odnosno aridnosti. Pa se na temelju tih klimatskih karakteristika koje su bile značajne tijekom apta/alba može zaključiti na eolsko podrijetlo materijala zbog raširenosti smektitnih glina (Price, 1998). Također, zaključuje se da vrlo visok sadržaj smektita je najvjerojatnije posljedica taloženja vulkanske prašine.

Ako se pretpostavi da je ishodišni materijal vulkanskog podrijetla, nakon taloženja dolazi do alteracije. Taj materijal ovisno u kakvi okoliš dospije, može alterirati u kaolinit (kiseli, močvarni okoliš) ili smektit (alkalan, marinski okoliš) (Moore i Reynolds, 1997). Na temelju određenog mineralnog sastava (illit i illit-smektit) može se pretpostaviti da ako je primaran materijal bio vulkanskog podrijetla alteracijom nastao smektit. Iako samog smektita nema u uzorcima pretpostavlja se na pedogenetske i/ili ranodijagenetske procese u površinskim uvjetima koji su ga izmijenili, što su zaključili Durn i dr. (2003), no ta je pretpostavka opće prihvaćena da illit nastaje iz smektita preko miješanoslojnih I-S (Sandler i Harlavan, 2006). Prema različitom rezultatu na temelju K-Ar izotopne starosti glinovitih frakcija i njihovog detritusnog podrijetla interpretira se da illitizacija izvornih smektita i neuređenih I-S miješanoslojnih glina započela odmah nakon taloženja, te da niskotemperaturna illitizacija je ovisna o sastavu otopine, a ne ciklusima vlaženja i sušenja (Sandler i Harlavan, 2006), te je na temelju tog zaključka upitna točnost istraživanja permotrijaskih sekvencija bogatih illitom u Velikoj Britaniji i Španjolskoj (Jeans i dr., 1994).

U tom radu se još navodi da I-S faza predstavlja prvi ciklus sedimentnog materijala koji je nastao alteracijom vulkanskog materijala te da je originalni smektit fiksirao kalij u tijeku sedimentacije, pa zbog toga je rezultat glinovite frakcije miješanoslojni neuređeni I/S i čisti illit mlađi od naslaga u kojima se nalazi.

Na temelju sastava može se zaključiti da su glinoviti sedimenti erozijski ostatak tala i sedimenata koji su djelovanjem oscilirajuće morske transgresije akumulirani u paleokršKim udubljenima (Durn i dr, 2003). Također vrlo sličan mineralni sastav taložen tijekom glavne regionalne emerzije i oscilirajuće albske transgresije upućuje na koluvijaciju i resedimentaciju materijala. Materijal je primarno istaložen na izronjene dijelove platforme tijekom regionalne emerzije, te s tih viših područja resedimentiran u depresije koje su bile podvrgnute izmjeni marinskih i kopnenih uvjeta (Mileusnić, 2007).

U rezultatima modalne analize prepoznati su cirkon, turmalin, biotit, epidot, titanit i granat uz dominantne opake minerale u teškoj mineralnoj frakciji dvaju emerzijska horizonta. U radu Mileusnić (2007) opaženi su granati, rutili, pirokseni, hornblende, epidoti, kloriti, biotiti, cirkoni, feldspati i kvarc pa se može reći da je pronađen sličan sastav teških minerala. Minerali koji mogu upućivati na vulkansko podrijetlo od pronađenih su biotit i feldspat, dok u glinama formiranih *in situ* alteracijom vulkanskog pepela se nalaze biotit, cirkon i apatit. U glinama formiranim iz pepela koje su prerađene i transportirane prije ili nakon alteracije se nalaze minerali kao što su granat, turmalin i muskovit, a s obzirom na to da su granat i turmalin metamorfnog postanka, mogu ukazivati na eolsko podrijetlo. U drugim su radovima zapaženi kvarc, pirokseni, amfiboli, magnetiti, zeoliti, vulkansko staklo i dr., koji više mogu dokazivati vulkansko podrijetlo minerala (Ottner i dr. (1999), Durn i dr. (2006), Mileusnić (2007)).U teškoj frakciji dominantni su opaki minerali, koji su naknadno rendgenskom difrakcijom determinirani.

U sedimentima iz središnjeg dijela prve emerzijske faze i onima iz druge emerzijske faze prisutni su pirit i markazit. Pirit kao primarni sulfid nastaje degradacijom organske tvari i/ili bakterijskom aktivnošću, pri kojima dolazi do raspada bjelančevina i oslobađanja sumpora kojeg bakterije reduciraju, a ukazuje na reduktivne uvjete koji su vladali u ranoj dijagenezi (Berner, 1984). Za formiranje pirita u močvarama potrebno je željezo koje osim iz željesnih oksida i hidroksida, može biti i iz smektita (van Breemen, 1980). U uvjetima oksidacije sulfid prelazi u sulfat, te se stvaraju minerali kao što su gips i jarosit, koji su i nađeni u istraživanim sedimentima. Eksperimentom je pokazano da se u niskim pH uvjetima i niskim koncentracijama sulfida markazit ne može formirati (Benning i dr., 2000). U radu Cheshire i dr. (2012) koji su proučavali utjecaj djelovanja bakterija i smanjenja udjela sulfata, zaključili

su da markazit se može kristalizirati prvi tijekom rane dijageneze, a u kasnijoj fazi da dolazi pirit koji ga obrašta. Markazit je u ranoj sulfidnoj fazi povezanoj s prvotnom pojavom morske vode, a pojava pirita je rezultirana kombinacijom parcijalnog otapanja markazita i migracija sulfatnih iona u niže dijelove marinskih sedimenata. Schoonen i Barnes (1991) navode također prvotno nastajanje markazita u okolišu čiji je pH 3, 4, dok se povećanjem pH izlučuje mineral pirit koji ukazuje na reduktivne uvjete i nastanak u okolišu s prisutnom organskom tvari i bakterijskom aktivnošću tijekom rane dijageneze, kako je već i prije navedeno iz ostalih radova. U vršnom dijelu prve emerzijske faze kao opaki mineral se pojavljuje goethit. On nastaje u oksidativnim uvjetima trošenjem minerala koji sadrže željezo, jedan je od sastojaka limonita. U drugim radovima koji su proučavali emerzijske faze, goethit nije pronađen, a u radu Mileusnić (2007) upitna je njegova prisutnost.

Rezultati lake frakcije prve emerzijske faze pokazuju na prisutnost karbonata u prvoj emerzijskoj fazi, kalcita i u manjoj količini dolomita. Može se zaključiti da zbog prisutnosti breča i konglomerata karbonatnog podrijetla i zbog djelovanja meteorske vode kroz krovinu je prisutan kalcit, odnosno da je detritalan i nastao pretaložavanjem. Mileusnić (2007) u svom radu opisuje da osim detritalnog podrijetla kalcita, može se pretpostaviti da je dijelom i sekundaran, odnosno da je nastao izluživanjem i naknadnom precipitacijom kod procesa pedogeneze. Dolomit može biti ranodijagenetski, nastali u naplimnoj zoni ili sabkhama ili pak u izoliranim lagunama, zaljevima gdje će koncentracija Mg iona biti veća, a može nastati i kasnodijagenetskom dolomitizacijom koju uzrokuju porne vode koje struje iz dubljih sedimenata zbog procesa zbijanja glinovitih i pelitnih sedimenata u podini ili bokovima (Tišljar, 1994). Minerali su trošeni, prekriveni smeđim mrljama što može upućivati na prisutnost organske tvari ili zbog reduktivnih uvjeta da imaju limonitne presvlake. U drugoj emerzijskoj fazi pronađen je gips koji je kasnije potvrđen i rendgenskom difrakcijskom analizom, a opisan je ranije u ovom poglavlju.

6.2. Okoliš taloženja i starost slijeda istraživanih naslaga

Na temelju litoloških obilježja i mikrofosilnih zajednica gornjeg barema razlikuju se dva mikrofacijesna tipa. Bioklastični vekston (MF1) upućuje na plitki, potplimni okoliš u zaštićenom dijelu karbonatne platforme, a prisutni peloidi također su pokazatelji okoliša taloženja u nižim dijelovima plimne i najplićim dijelovima potplimne zone s niskom energijom vode. Mikrofacijes MF1 postupno prelazi u foraminifersko-bioklastični grejnston (MF2) koji je taložen u plitkom potplimnom okolišu zaštićene karbonatne platforme s

povišenom energijom vode. Mikrofosilnu zajednicu gornjeg barema čine bentičke foraminifere roda *Novalesia*, dasikladalne alge *Salpingoporella melitae* i *S. muehlbergii*, te pojava bentičkih foraminifera *Debarina* sp., *Praechysalidina* sp., *Spiriloculina cretacea*, *Rumanoloculina robusta* i druge prepoznate i na ostalim lokalitetima Istre (Cvetko Tešović, 2000; Cvetko Tešović i dr., 2011). Takva visoka raznolikost upućuje na normalne marinske uvjete. Pojava *Bacinella irregularis* na kraju MF2 označuje granicu barem–apt, kao i pojava orbitolinidnih foraminifera.

Naslage donjeg apta taložene su u nešto dubljim potplimnim okolišima, na što upućuje mikrofacijesni tip bačinelskog floustona (bajndstona) (MF3) te mikrofosilne zajednice koje u radu Husinec i Sokač (2006) na otoku Mljetu pripadaju *B. irregularis* zajednišnoj zoni. Takvi okoliši su lagune i mirni plićaci s niskom energijom vode, gdje se tijekom olujnih valova onkoidi mogu prevrtati i okretati te tako postići veće dimenzije. Naslage donjeg apta upućuju na regionalno potapanje karbonatne platforme (Vlahović i dr., 2005) koje karakterizira pojava onkolita i izmjena masivnih madstona i vekstona, uz pojavu školjkaša (*Toucasia* sp.) u najdonjem dijelu slijeda. Biostratigrafski te naslage pripadaju *Palobitolina lenticularis* Superzoni (Husinec, 2000). *Voloshinoides murgensis* i *Pseudolituonella conica* su česte u donjem aptu u zajednici s *Palorbitolina lenticularis* (u, drugim radovima i s preaeorbitolinidama; Velić i dr, 1995; Cvetko Tešović, 2000; Cvetko Tešović i dr., 2011). Također u potplimnom okolišu taložen je i mikrofacijes donjeg apta bioklastični vekston (MF4), dok foraminifersko-bioklastični pekston (MF5) i grejnston (MF6) ukazuju na gornji dio potplimnog okoliša zaštićene karbonatne platforme s povišenom energijom vode. Naslage donjeg apta poznate su pod nazivom *Istarski žuti* i eksploatiraju se kao arhitektonsko-građevni kamen. Njihova debljina u kamenolomu iznosi oko 16 m, dok je njegova maksimalna debljina na području Istre 19 m (Vlahović, 1999) što varira ovisno o početku regionalne emerzije apt–alb (Velić, 1989). Fosilna raznolikost je dosegla svoj vrhunac u donjem aptu, a zbog utjecaja regionalne transgresije (OAE1a), koji je jedan od najbolje dokumentiranih anoksičnih događaja u srednjoj kredi, objašnjava se izumiranje bentičkih biota na brojnim lokalitetima Tetisa (Masse, 1989; Skelton, 2003). Iako na istraživanom području nije pronađen ni sedimentološki ni fosilni zapis da se anoksija proširila u unutarnje dijelove karbonatne platforme gdje je foraminiferska raznolikost bila najviša.

Tipični mikrofacijes gornjeg apta (MF7) je bioklastični vekston, uz bitnu pojavu i dominantnost dasikladalne alge *Salpingoporella dinarica*. Nakon baremskog pada taksona dasikladalnih algi, obilnost *Salpingoporella dinarica* u gornjem aptu upućuje na glavno taloženje karbonata u unutrašnjim dijelovima plitke platforme (Husinec i dr., 2009, Cvetko

Tešović i dr., 2011). Dasikladaceje generalno upućuju na tople i zaštićene morske plićake dubine 3–5 m, do maksimalno 30 m, što upućuje na taložne okoliše potplimne zone s niskom energijom vode. Naslage gornjeg apta su osim na ovom lokalitetu, pronađene i u Dvigradu (Cvetko Tešović i dr, 2011) te ih se svrstava u *S. dinarica* množinsku zonu. Debljina naslaga ovisi o početku regionalne emerzijske faze na prijelazu apt–alb, koja je uzrokovana sinsedimentacijskom tektonikom i erozijom (Velić i dr., 1989; Matičec i dr., 1996).

Nakon taloženja oko 5 m gornjoaptskih naslaga, slijedi oplićavanje tj. emerzijska faza pri čemu su se u povremenim gornjim dijelovima plimnog okoliša i periplimnim okolišima talože „*black pebbles*". Kao tip intraklasta nastaju erozijom i pretaložavanjem natplimnih brakičnih i močvarnih taloga te upućuju na izronjavanje platforme iznad srednje razine plime i na restriktivne i reduktivne uvjete (Tišljar, 1986; Tišljar i dr., 1995). Uz njih se pojavljuju i glinoviti sedimenti i emerzijske breče. Unutar glinovitog sedimenta u donjem dijelu pojava brečolikog materijala upućuje na erozijske ostatke određene gornjoaptske starosti (MF8), dok se pri vrhu pojavljuju porozne breče i madstoni s intraklastima i fenestralnim šupljinama (MF9).

Slijedi ritmična sedimentacija i ciklusi oplićavanja naviše. Naslage iznad emerzijske faze gornji apt–donji alb su određene unatoč siromašnoj mikrofosilnoj zajednici gornjoalbske starosti. Gornjoalbski mikrofacijesni tipovi su madstoni (MF9) i foraminifersko-bioklastični vekstoni (MF10). Mikrofacijesni tip madstona taložen je u restriktivnim uvjetima na koje upućuju malobrojne bentičke foraminifere, ostrakodi i vrlo česte pojave fenestralnih šupljina i stilolita koje se pojavljuju u plimnim i periplimnim okolišima. Također se javljaju geopetalne šupljine, kao dobar „*way up*" pokazatelj, nastale u vadoznoj zoni. Pri dužim „normalnim" uvjetima taloži se foraminifersko-bioklastični vekston u mirnijem okolišu na što ukazuje pojava peloida (okoliš donjeg dijela plimne zone, najplići dio potplimne zone i na natplimne zone), no zbog pojave fenestralnih šupljina taloženje se odvijalo u plitkom potplimnom okolišu zaštićene karbonatne platforme. U ovim naslagama određene foraminifere kao što su *Pseudonummoloculina heimi, Cuneolina pavonia, C. parva, Scandonea* aff. *phoenissa, Axiopolina*? sp. i dr. upućuju na gornjoalbsku starost. Tijekom alba bentičke foraminifere pokazuju postepeno povećanje broja taksona, a time i poboljšanje životnih uvjeta u plitkom epikontinentalnom moru i postepenu rekolonizaciju unutar platforme nakon njenog „izronjavanja" (subaerske izloženosti tijekom g. apta–donjeg alba). No zbog transgresivnih oscilacija tijekom alba (Tišljar i dr., 1995), još uvijek se često pojavljuju madstoni s fenestralnim šupljinama i stilolitima, glinovito-laporoviti proslojci i emerzijske breče.

7. Zaključak

Istraženi slijed donjokrednih (barem–alb) naslaga, debljine oko 27 m, lokaliteta Seline istaložen je na sjeverozapadnom dijelu nekadašnje Jadranske karbonatne platforme. Na području Istre regionalna emerzija apt/alb trajala je duže u odnosu na ostale dijelove platforme, a istaloženi sediment nalazi se u paleokrškom udubljenju čija je prosječna debljina oko 1 m, a na mjestu uzorkovanja u kamenolomu Selina IV 1,4 m.

Zelenkasto-siva boja emerzijskih glinovitih sedimenata upućuje na reduktivne uvjete i prisutnost željezovitih minerala, dok površinska trošenja daju narančasto-crveno-smeđu boju. Tijekom alba se nastavlja taloženje oscilirajućom transgresijom koju obilježavaju proslojci glinovitog sedimenta od kojih je uzorkovan jedan debljine oko 0,4 m.

Rendgenogramskim analizama uzorka zaključeno je da uz illit i miješanoslojne I-S, koje su u nekim uzorcima nehomogene, se pojavljuju kalcit i kalijski feldspati. Veći udio smektitnih glina u miješanoslojnim I-S nalazi se u donjem dijelu te emerzije, te se prema vrhu smanjuje i započinje dominicija illita. U toj regionalnoj emerzijskoj pojavi modalnom analizom teške mineralne frakcije utvrđeni su opaki minerali kao željezoviti minerali pirit i markazit u najnižem dijelu, dok pri završetku se javlja mineral goethit. Uz njih se pojavljuju titanit, cirkon, turmalin, granat i biotit koji čine mali udio u teškoj mineralnoj frakciji. U lakoj mineralnoj frakciji su prisutni karbonati (kalcit i dolomit) čija su zrna jako površinski trošena te muskovit. U uzorkovanoj gornjoalbskoj emerzijskoj fazi rendgenografskom analizom utvrđena je dominacija minerala gipsa, zatim jarosita uz minerale glina od kojih prevladava illit i I-S s više ilitne komponente. U teškoj mineralnoj frakciji se pojavljuju turmalin, epidot, biotit, titanit i cirkon, a od ponovo dominantnih opakih minerala, javljaju se pirit i markazit. Modalnom analizom lake mineralne frakcije prepoznat je gips. Za minerale u teškoj mineralnoj frakciji, osim opakih, može se pretpostaviti da su metamorfnog podrijetla i da su donešeni eolskim putem. Za nastanak minerala glina može se pretpostaviti da vulkanska komponenta ranodijagenetskim procesima alterirana u smektite koji su kasnije tijekom dijageneze/pedogeneze illitizirani, dok na eolsko podrijetlo mogu upućivati tadašnje atmosferske cirkulacije, aridna klima, prisutnost smektita i sitni minerali metamorfnog podrijetla.

Mikropaleontološkim/mikrofacijesnim analizama izdvojeni su mikrofacijesni tipovi koji ukazuju na okoliše taloženja stratigrafskog raspona gornji barem–gornji alb.

U gornjem baremu izdvojena su dva mikrofacijesna tipa. Bioklastični vekston (MF1) taložen u potplimnom plitkom taložnom okolišu, a prelazi u zrnatije varijetete (MF2),

karakteristične za mlađi gornji barem koji upućuju na plitke plimne okoliše visoke energije vode. Bentičke foraminifere koje se javljaju su *Praechysalidina* sp., *Belorussiella textilarioides, Debarina* sp., te vrste roda *Novalesia* (*N. distorta* i *N. producta*). Uz njih česte su dasikladalne alge *Salpingoporella melitae* i *S. muehlbergii* koje potvrđuju gornjobaremsku starost. Granica barem–apt obilježena je pravom pojavom *Bacinella-Lithocodium* onkoida i bentičke foraminifere *Palorbitolina lenticularis*.

Mikrofosilnu zajednicu donjeg apta čini veliki broj novih bentičkih foraminifera od kojih su uz *Palorbitolina lenticularis, Pseudolituonella conica* i *Voloshinoides murgensis, Archaealveolina* sp., *Debarina hahounerensis, Nezzazatinella* sp., već spomenute *Rumanoloculina robusta* i vrste roda *Novalesia* (*N. cornucopia, N. distorta* i *N. producta*). Dominantno se pojavljuje mikrofacijesni tip bačinelskog floutstona (bajndstona) (MF3) taložen u dubljevodnijem lagunskom okolišu s niskom energijom vode, dok se ostali mikrofacijesni tipovi (MF4, MF5 i MF6) talože u potplimnom, plimnom do natplimnom okolišu zaštićene karbonatne platforme. Od vapnenačkih algi javlja se pri samom vrhu donjoaptskih naslaga *Salpingoporella dinarica* čija učestalost vjerojatno upućuje na prijelaz u gornjoaptske naslage.

Gornjoaptski mikrofacijesni tip (MF7) taložen u plitkim, potplimnim okolišima s niskom energijom vode obilježava učestala pojava vrsta *Salpingoporella dinarica* i *Praechysalidina infracretacea*, uz pojavu drugih bentičkih foraminifera kao što su *Glomospira cf. watersi, Pseudonummoloculina aurigerica, Nezzazata isabellae* i druge.

Nakon taloženja gornjoaptskih naslaga slijedi oplićavanje i emerzijska faza obilježena pojavom glinovitih sedimenata, emerzijskih breča i konglomerata koji ukazuju na restriktivne i reduktivne uvjete. Unutar njih su u donjem dijelu prepoznati gornjoaptski fragmenti (MF7) kao erozijski ostatak, te slijede fragmenti mikrofacijesnog tipa madstona (MF8) s čestim fenestralnim šupljinama. Emerzijska faza je odgovara regionalnoj emerziji gornjoaptske–donjoalbske starosti.

Gornjoalbsko taloženje pokazuje obilježja oscilirajuće transgresije pri čemu se izmjenjuju mikrofacijesni tipovi: madstoni (MF9) i foraminifersko-bioklastični vekstoni (MF10) taloženi u restriktivnim okolišima te se javljaju kraće emerzijske pojave obilježene glinovito-laporovitim sedimentom i emerzijskim brečama/konglomeratima. Česte su pojave fenestralnih šupljina i stilolitnih šavova, a pri poboljšanju životnih uvjeta javljaju se bentičke foraminifere koje su vjerojatno upućuju na gornji alb, a to su *Axiopolina*? sp., *Cuneolina parva, C. pavonia, Istriloculina* cf. *granumtrici, Pseudonummoloculina heimi, Rumanoloculina* cf. *minima, Scandonea* aff. *phoenissa* i *Sigmoilina*? sp.

8. Literatura

Berner, R. A. (1984): Sedimentary pyrite formation: an update.– Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 605–615.

Benning, L.G., R.T. Wilkin, and H.L. Barnes (2000): Reaction pathways in the Fe-S system below 100°C.– Chemical Geology, 167(1–2), 25–51.

Brindley, G.W. i Brown, G (1980): The –ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical society, London, 495 str.

Bosellini, A. (2002): Dinosaurs "re-write" the geodynamics of the eastern Mediterranean and the paleogeography of the Apulia Platform.– Earth Science Reviews 59, 211–234.

Camoin, G.F. i Maurin, A.-F. (1988): Roles of micro-organisms (bacteria, cyanobacteria) in the formation of mud mounds: examples from the Turonian strata of Jebels Bireno and Mrhila, Tunisia [Roles des micro-organismes (bacteries, cyanobacteries) dans la genese des "mud mounds': exemples du Turonien des Jebels Bireno et Mrhila (Tunisie)].– Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Sci Ser II, 307, 401–407.

Cheshire, M.C. i Bish, D.L. (2012): Mineralogical and sulphur isotopic evidence for the influence of sulphatereducing and -disproportionating bacteria on pyrite and marcasite formation in the Georgia kaolins.– Clay minerals 47, 559–572.

Cvetko Tešović, B. (2000): Stratigrafija donje krede odabranih lokaliteta zapadne Hrvatske.– Doktorska disertacija, Prirodoslovno-matematički fakultet, Sveučilište u Zagrebu, 263 str.

Cvetko Tešović, B., Glumac, B. i Bucković, D. (2011): Integrated Biostratigraphy and Carbon Isotope Stratigraphy of the Lower Cretaceous (Barremian to Albian) Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform Deposits in Istria, Croatia.– Cretaceous research 32, 3, 301–324.

D'Ambrossi, C.D. (1929): Carta geologica delle tre Venezie, foglio PISINO. 1:100 000. Firenze.

D'Ambrosi, C.D. (1939): Calcari brecciati di Orsera in Istria.– Instituto Geologico della R. Universita, Padova.

D'Ambrosi, C.D. (1939): Nuove Richerche sull'origine delle „terre rosse" Istriane.- „L' Istria agricola", Poreč. – Fond struč. Dok. IGI, br. 581, Zagreb (prijevod: prof. D. Anić).

D'Ambrosi, C.D. (1939): Richerche sullo sviluppo tettonico e morfologico dell'Istria e sulle probabili relazioni tra l'attivita sismica e la persistente tendenza corrugamento della regione.- Bull. Soc. Adriat. Sc. Nat. 37, Trieste.

D'Argenio B., Ferreri V., Raspini A., Amodio S. i Bounocunto F.P. (1999): Cyclostratigraphy of a carbonate platform as a tool for high-precision correlation.– Tectonophysics 315, 357–385.

Dalla Vecchia, F. M. (1998): Remains of Sauropoda (Reptilia, Saurischia) in the Lower Cretaceous (Upper Hauterivian/Lower Barremian) Limestones of SW Istria (Croatia).- Geologia Croatica 51/2, 105–134.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Lepichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.h., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer i Bijuduval, B. (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since Lias.- Tectonophysics 123, 241–315.

Dundo, S. (2007): Istarski žuti kamen. Graditelj (1330-3945) XIV (2007), 1; 36-39 URL: http://www.gradimo.hr/clanak/istarski-zuti-kamen/15428.

Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to their depositional texture.- U: *Classification of Carbonate Rocks* (ur. W.E. Ham), AAPG Mem. 1, 108–121.

Dupraz, C. i Strasser, A. (1999) : Microbialites and microencrusters in shallow coral bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swis Jura Mountains).– Facies, 40, 101-130.

Durn, G., Ottner, F., Mindszenty, A., Tišljar, J. i Mileusnić, M.(2006): Clay mineralogy of bauxites and palaeosols in Istria formed during regional subaerial exposures of the Adriatic Carbonate Platform.– U: Vlahović, I., Tibljaš, D. i Durn, G. (ur.): 3rd Mid-European Clay Conference: Field Trip Guidebook, University of Zagreb, Faculty of Science and Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering, 3–30.

Durn, G., Ottner, F., Tišljar, J., Mindszenty, A. i Barudžija, U. (2003): Regional Subaerial Unconformities in Shallow-Marine Carbonate Sequences of Istria: Sedimentology, Mineralogy, Geochemistry and Micromorphology of Associated Bauxites, Palaeosols and Pedo-Sedimentary Complexes.– U: Vlahović, I. i Tišljar, J. (ur.): Evolution of Depositional Environments from the Paleozoic to the Quaternary in the Karst Dinarides and the Pannonian Basin.–22 nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija-September 17–19, 2003, Field Trip Guidebook, 207–254.

Elliot, G.F. (1956): Further records of fossil calcareous algae from the Middle East.– Micropaleontology 2, 327–334.

Flügel, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Springer, Berlin, 976 str.

Graziano, R., Raspini, A. i Bartiromo, A. (2016): Late Aptian palaeoclimatic turnovers and volcanism: Insights from a shallow-marine an continental succesion of the Apennine carbonate platform, southern Italy.– Sedimentary Geology, 339, 188–217.

Grim, R.E., Bray, R.H i Bradley, W.F. (1937): The mica in argillaceous sediments.– American Mineralogist, 22, 813–829.

Gogala , M. 1975: Sledi iz davnine na jugu Istre.–Proteus, 37/5, 229–232, Ljubljana.

Haidinger, W. (1845): Geognostische übersichtskarte der Österreichischen Monarchie, 1:864.000, Wien.

Hower, J., Eslinger, E.V., Hower, M.E. i Perry, E.A., (1976): Mechanism of burial metamorphism argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence.– Geolocical Society of America Bulletin 87, 725–737.

Huck, S., Rameil, N., Korbar, T., Heimhofer, U., Wieczorek, T. D. i Immenhauser, A. (2010): Latitudinally different responses of Tethyan shoal-water carbonate systems to the Early Aptian oceanic anoxic event (OAE 1a).– Sedimentology 57, 1585–1614.

Husinec, A., Velić, I., Fuček, L., Vlahović, I., Matičec, D., Oštrić, N. & Korbar, T. (2000): Mid Cretaceous orbitolinid (Foraminiferida) record from the islands of Cres and Lošinj (Croatia).– Cretaceous Research 21, 155–171.

Husinec, A. i Sokač, B. (2006): Early Cretaceous benthic associations (foraminifera and calcareous algae) of a shallow tropical-water platform environment (Mljet Island, southern Croatia).– Cretaceous Research 27, 418–441.

Husinec, A., Velić, I. & Sokač, B. (2009): Diversity patterns in mid-Cretaceous benthic foraminifers and dasyclad algae of the southern part of Mesozoic Adriatic Platform, Croatia.– U: Geologic Problem Solving with Microfossils, ur. Demchuk, J. & Gary, A., SEPM Special Publication 93, 153–170.

Husinec, A., Harman, C. A., Regan, S. P., Mosher, D. A., Sweeney, R. J., & Read, J. F. (2012): Sequence development influenced by intermittent cooling events in the Cretaceous Aptian greenhouse, Adriatic platform, Croatia. AAPG Bulletin, 96, 2215–2244.

Jelaska, V., (2003): Carbonate platforms of the External Dinarides.– U: Vlahović, I. i Tišljar, J. (ur.): Evolution of Depositional Environments from the Palaeozoic to the Quaternary in the Karst Dinarides and the Pannonian Basin: Zagreb, 22nd International Association of Sedimentologists, Meeting of Sedimentology, Field-Trip Guidebook, 67–71.

Koić, M. (2000): Geodinamički razvoj naslaga srednje krede zapadne Hrvatske.– Doktorska disertacija, Prirodoslovno-matematički fakultet, Sveučilište u Zagrebu, 211 str.

Krebs, N. (1907): Die Halbinsel Istrien: Landeskundliche Studie.– Kessinger Publishing, 2010, 186 str.

Larson, R.L. (1991): Latest pulse of the Earth: evidence for a mid Cretaceous superplume.– Geology 19, 547–550.

Lipparini, P. (1924-1928): Albona, Foglio XXXVIII della Carta d'Italia al 1:100.000, Padova

Magaš, N. (1973): Osnovna geološka karta 1:100 000, Tumač za list Cres.- Institut za geološka istraživanja Zagreb, (1965), Savezni geloški zavod, Beograd, 42 str.

Mange, M.A. and Maurer, H.F.W. (1992): Heavy Minerals in Colour. Chapman & Hall, London, 147.

Marinčić, S. i Matičec, D. (1991): Tektonika i kinematika deformacija na primjeru Istre (Tectonics and kinematic of deformations – an istrian model).– Geološki vjesnik, 44, 247–268.

Márton, E., Ćosović, V., Moro, A. i Zvocak, S. (2008): The motion of Adria during the Late Jurrasic and Cretaceous: new paleomagnetic results from stable Istria.– Tectonophysics 454, 44–53.

Masse, J.P., Bellion, Y., Benkhelil, J., Boulin, J., Cornee, J.J., Dercourt, J., Guiraud, R., Mascle, G., Poisson, A. Ricou, L.E., Sandulescu, M. (1993): Lower Aptian (114 to 112 Ma).– U: Dercourt, J., Ricou, L.E. i Vrielynck, B. (ur.): Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. 135–152 (CCGM, Paris, 1993).

Masse, J.P., Fenerci, M., Korbar, T. i Velić, I. (2004): Lower Aptian Rudist Faunas (Bivalvia, Hippuritoidea) from Croatia.– Geologia Croatica 57, 117–137

Matičec, D. (1989): Strukturni sklop područja Rovinj–Poreč (zapadna Istra).– Magistarski rad, Sveučilište u Zagrebu, Prirodoslovno-matematički fakultet, Zagreb, 50 str.

Matičec, D. (1994): Neotectonic Deformations in Western Istria, Croatia.– Geologia Croatica 47/2, 199–204.

Matičec, D., Vlahović, I., Velić, I. i Tišljar, J. (1996): Eocene limstones overlying Lower Cretaceous depostis of western Istria (Croatia): Did some parts of present Istria form land during the Cretaceous?.– Geologia Croatica 49/1, 117–127.

Mezga, A. (2006): Dinosauri Jadransko-dinarske karbonatne platforme.– Vijesti Hrvatskog Geološkog društva 43/2, 28–41.

Mileusnić, M. (2007): Podrijetlo, uvjeti nastanka i sastav glinovitih naslaga taloženih tijekom aptsko-albske emerzije u Istri.– Doktorska disertacija. RGN fakultet Sveučilišta u Zagrebu, 161 str.

Moore, D.M. i Reynolds, R.C. (1997): X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Second edition.– Oxford University. Press, Oxford, 378 str.

Ogg, J.G., Agterberg, F.P. i Gradstein, F.M. (2004): The Cretaceous Period.– U: Gradstein, F.M., Ogg, J.G. i Smith, A.G. (ur.): A Geological Time Scale 2004.–Cambridge University Press., 344–383.

Ottner, F., Durn, G., Schwaighofer, B. i Tišljar, J. (1999): Clay minerals in paleosols of Cretaceous age in Istria, Croatia.– Chinese Science Bulletin, 44, Suppl. 1, Climatic Change: Paleopedological and Soil Rocks Magnetic Approaches, 145–151, Beijing.

Pamić, J., Gušić, I. i Jelaska, V. (1998): Geodynamic evolution of the Central Dinarides.– Tectonophysics 297, 1–4 , 251–268.

Pleničar, M., Polšak, A. i Šikić, D. (1973): Osnovna geološka karta 1:100 000, Tumač za list Trst.– Institut za geološka istraživanja Zagreb, (1965), Savezni geološki zavod, Beograd, 68 str.

Polšak, A. (1965): Geologija južne Istre s osobitim obzirom na biostratigrafiju krednih naslaga (Géologi e de l'Istrie méridionale spécialement par rapport a la biostratigraphie des couches Crétacées).– Geološki vjesnik 18, 415–509.

Polšak, A. (1967): Kredna makrofauna južne Istre (Macrofaune Crétacée de l'Istrie méridionale, Yugoslavie).– Palaeontologia jugoslavica, 8, 1–219.

Polšak, A. (1970): Osnovna geološka karta 1:100 000, Tumač za list Pula.– Institut za geološka istraživanja Zagreb, (1963). Savezni geološki zavod, Beograd, 44 str.

Polšak, A. i Šikić, D. (1969): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000., list Rovinj L33-100.– Institut za geološka istraživanja Zagreb (1957-1963), Savezni geološki zavod, Beograd..

Polšak, A. i Šikić, D. (1973): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Tumač za list Rovinj L33-100.– Institut za geološka istraživanja Zagreb (1957-1963). Savezni geološki zavod, 51 str., Beograd.

Prelogović, E., Blašković, I., Cvijanović, D., Skoko, D., i Aljinović, B. (1981): Seizmotektonske značajke vinodolskog područja.– Geološki vjesnik 33, 75–93.

Price, D.G., Valdes, P.J. i Sellwood, B.W. (1998): A comparision of GCM simulated Cretaceous "greenhouse" and "icehouse" climates: implications for the sedimentary record.– Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 142, 123–138.

Radoičić, R. (1959): Some problematic microfossils from the Dinarian Cretaceous.– Bull. Serv. Geol. Yougosl. 17, 87–92.

Read, J.F. (1985): Carbonate platform facies models.– American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69, 1–21.

Rieder, M. and Cavazzini, G., D'yakonov, Yu.S., FrankKamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval', P.V., Mu¨ ller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.-L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D.R. (1998): Nomenclature of the micas.– The Canadian Mineralogist, 36, 905912

Riding, R. (1991): Calcified cyanobacteria.– U: Riding, R. (ur.): Calcareus algae and Stromatolites), Springer, 55–87, Berlin.

Ritsema, C.J. i Groenenberg, J.E. (1993): Pyrite oxidation, carbonate weathering, and gypsum formation in a dreained potential acid sulfate soil.– Soil Sci. Soc. Am. J. 57, 968–976.

Roglić, J. (1981): Geografski aspekti za prirodnu podlogu Istre.– U: EKL, V. (ur.): Liburnijske Teme, Knjiga 4, Opatija, 25–33.

Sacco, F. (1924): Schema Geologica dell'Istria, con Carta Geologica alla Scala di 1:200.000 e Sei Tavole Rivista „L'Universo" V. Firenze.

Sandler, A. i Harlavan, Y. (2006): Early diagenetic illitization of illite-smectite in Cretaceous sediments (Israel): evidence from K-Ar dating.– Clay minerals, 41, 637–658.

Schlagintweit, F., Bover-Arnal i Salas, R. (2010): New insights into *Lithocodium aggregatum* Elliott (1956) and *Bacinella irregularis* Radoičić (1959) (Late Jurassic–Lower Cretaceous): two ulvophycean green algae (?Order Ulotrichales) with a heteromorphic life cycle (epilithic/euendolitic).– Facies 56, 509–547.

Schmid, D.U. i Leinfelder, R.R. (1996): the Jurrasic *Lithocodium aggregatum-Troglotella incrustans* foraminiferal consortium.– Palaeontology, 39, 21–52.

Schoonen, M.A.A. i Barnes, H.L. (1991): Reactions forming pyrte and marcasite from solution: II. Via FeS precursors below 100^{o}C.– Geochimica et Cosmochimica Acta, 55, 1505–1514, USA.

Skelton, P. (2003): The Cretaceous World.– Cambridge University Press, 360 str.

Slovenec, D. (2011): Opća mineralogija, Rudarsko-geološko-naftni fakultet, 350 str, Zagreb.

Smith, A.G. (ur.): A Geological Time Scale 2004.– Cambridge University Press., 344–383.

Spišiak, J., Plašienka, D., Bučová, J., Mikuš, T. i Uher, P. (2011): Petrology and palaeotectonic setting of Cretaceous alkaline basaltic volcanism in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians,Slovakia).– Geological Quarterly 55 (1), 27–48.

Środoń, J. (1984): X-ray powder diffraction of illitic Materials. Clays and Clay Minerals 32, 5, 337–349.

Stache, G. (1859): Küstenland (Istrianer).– Jahrb. Geol. Reichsanst 10, Verh., Wien.

Stache, G. (1864): Die eozangebiete in inner Krain un Istrien.– Jahrb. geol. R.A. XIV. Bd., 11–114, Wien.

Stache, G. (1867): Die Eozängebeite in Innerkrain und Istrien, WIII. Die Eozänstraiche der Quarnerischen inseln.- Jahrb. Geol. Reichsanst 17, Wien.

Stache, G. (1889): Die Liburnische Stufe und deren Grenz-horizonte.- Abh. Geol. Reichsanst, 13/1, 170 str., Wien.

Stache, G. (1889): Die Wasserversorgung von Pola.– Jahrb. Geol. Reichsanst. 39, Wien.

Stampfli, G.M. i Borel, G.D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constraind by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth Planet. Sci. Lett., 196, 17–33.

Stampfli, G.M. i Hochard, C. (2009): Plate tectonics of the Alpine realm.– U: Murphy, J.B., Keppie, J.D., Hynes, A.J. (ur.), Ancient Orogens and Modern Analogues. Geological Society of London, Special Publication Vol. 327, 89–111.

Starkey, H. C.; Blackmon, P.D.; Hauff, P.L. (1984): The routine mineralogical analysis of clay-bearing samples.– US Geological Survey Bulletin 1563, 32 str.

Šikić, D. i Pleničar, M. (1975): Osnovna geološka karta 1:100 000, Tumač za list Ilirska Bistrica.- Institut za geološka istraživanja Zagreb, 1967. Savezni geološki zavod, Beograd, 51 str.

Šikić, D. i Polšak, A. (1973): Osnovna geološka karta 1:100 000, Tumač za list Labin.– Institut za geološka istraživanja Zagreb, 1965. Savezni geološki zavod, Beograd, 55 str.

Tibljaš, D., Balogh, K., Oros-Stršen, A., Molnar, T., Biševac, V., Cvetko-Tešović, B. i Gušić, I. (2010): Sastav i podrijetlo baremskih glinovitih sedimenata s otoka Mljeta.–U: Horvat, M. (ur): Knjiga sažetaka, 4. Hrvatski geološki kongres, 39–40, Šibenik.

Tišljar; J. (1978): a) Tidal flat, lagoonal and shallow marine carbonate sediments in the Upper Jurassic and Cretaceous of Istria, Yugoslavia (Supralitoralni, litoralni, sublitoralni, lagunarni i prateći plitkomorski karbonatni sedimenti gornje jure i krede u Istri).- *Acta Geologica*, IX/5 (Prirodoslovna istraživanja, 42), 159-194. b) Onkolitni i stromatolitni vapnenci u donjokrednim sedimentima Istre.– Geološki vjesnik 30/2, 363–382.

Tišljar, J. (1986): Postanak crnih valutica i oblutaka ("black pebbles") u periplimnim vapnencima titona zapadne Istre i barema otoka Mljeta.– Geološki vjesnik 39,75–94.

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

Tišljar, J., Đokić, Z. i Ženko, T. (1997): Influence of the sedimentary environment on the techical properties of the Lower Cretaceous limestones from the Lakovići Quarry in Istria (Croatia).– RGN Zbornik 9, 23–39.

Tišljar, J., Vlahović, I., Matičec, D. i Velić, I. (1995): Platformni facijesi od gornjega titona do gornjeg alba u zapadnoj Istri i prijelaz u tempestitne, klinoformne i rudistne biolititne facijese donjega cenomana u južnoj Istri (ekskurzija B).– U: Vlahović, I. Velić, I. (ur.): Vodič ekskurzija, 1. Hrvatski geološki kongres, 67–110, Zagreb.

Tišljar, J., Vlahović, I., Velić, I. i Sokač (2002): Carbonate Platform Megafacies of teh Jurassic and Cretaceous Deposits of the Karst Dinarides.– Geologia Croatica, 55/2, 39–170.

van Breemen, N. (1980): Magnesic-ferric iron replacement in smectite during aeration of pyritic sediments.– Clay mineral. 15, 101–110.

Velić, I. (2007): Stratigraphy and paleobiogeography of Mesozoic benthic foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe).- Geologia Croatica 60, 1–113.

Velić, I. i Tišljar, J. (1987): Biostratigrafske i sedimentološke značajke donje krede otoka Veli Brijun i usporedba s odgovarajućim naslagama jugozapadne Istre (Biostratigraphic and sedimentological characteristics of the Lower Cretaceous deposits of the Veli Brijun island and comparison with the corresponding deposits in SW Istria, western Croatia).– Geološki vjesnik 40, 149–168.

Velić, I. i Tišljar, J. (1988): Litostratigrafske jedinice u dogeru i malmu zapagne Istre (zapadna Hrvatska, Jugoslavija) (Lithostratigraphic units in the Dogger and Malm of west Istria).– Geološki vjesnik 41, 25–49.

Velić, I., Tišljar, J. i Matičec, D. (1995): Opći prikaz geološke građe Istre (A Review of the Geology of Istria).– U: Vlahović, I. i Velić, I. (ur.): Vodič ekskurzija, 1. Hrvatski geološki kongres, Opatija 1995, 5–30, Zagreb.

Velić, I., Tišljar, J. i Sokač, B. (1987): The variability of thicknesses of the Aptian and Albian carbonates as a consequence of changing depositional environments and emersions.– Internat. Symposium "Evolution of the Karstic Carbonate Platform: Relation with other Periadriatic Carbonate Platforms", Abstracts, 59–62, Trieste.

Velić, I., Tišljar, J. i Sokač, B. (1989): The variability of thicknesses of the Barremian, Aptian and Albian Carbonates as a Consequence of Changing Depositional Environments and Emersions in Western Istra (Croatia, Yugoslavia).– Mem. Soc. Geol. Italia 40, 209–218.

Velić, I., Tišljar, J., Vlahović, I., Matičec, D. i Bergant, S. (2003): Evolution of Istrian part of the Adriatic Carbonate Platform from the Middle Jurassic to the Santonian and formation of the flysch basin during the Eocene: main events and regional comparison.– U: Vlahović, I. i Tišljar, J. (ur.): Evolution of Depositional Environments from the Palaeozoic to the Quaternary in the Karst Dinarides and Pannonian Basin. Excursion Guide-Book, 22 nd IAS Meeting of Sedimentology – Opatija 2003, 3–18, Zagreb.

Velić, I., Vlahović, I. i Matičec, D. (2002): Depositional sequences and palaeogeography of the Adriatic carbonate platform:–Societa` Geologica Italiana, Memorie, v. 57, p. 141–151.

Vlahović, I. (1999): Karbonatni facijesi plitkovodnih taložnih sustava od kimeridža do gornjega alba u zapadnoj Istri (Carbonate facies of shallow water depositional systems from Kimmeridgian to the Upper Albian in Western Istria).– Unpubl. PhD Thesis (in Croatian with English summary), University of Zagreb, 327 str.

Vlahović, I. i Tišljar, J. (2003): Evolution of Depositional Environments from Paleozoic to the Quaternary in the Karst Dinarides and pannonian Basin.– 22 nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija – September 17–19, 2003, Field Trip Guidebook, 209–254, Zagreb.

Vlahović, I., Tišljar, J., Matičec, D. i Velić, I. (2008): Geologija Istre – Istarska enciklopedija. Leksikografski zavod Miroslav Krleža.

Vlahović, I., Tišljar, J., Velić, I. i Matičec, D. (2005): Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: palaeogeography, main events and depositional dynamics.– Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 220 (3–4), 333–360.

Vlahović, I., Tišljar, J., Velić, I., Matičec, D., Skelton, P. W., Moro, A. i Korbar, T. (2002): Aptian deposits with requieniids below a Late Aptian-Early Albian regional emersion surface (Kanfanar and Dvigrad, Central Istria).– U:Vlahović, I. i Korbar, T. (ur): Abstract and excursion guidebook, 6th International Congress on Rudists, Rovinj, 2002, Institut za geološka istraživanja, 95–100, Zagreb.

Vlahović, I., Tišljar, J., Velić, I. i Matičec, D., (2002): The Karst Dinarides are composed of relics of a single Mesozoic platform: facts and consequences.- Geol. Croat. 55/2, 171–183.

Waagen, L. (1906): Die Virgation des Istrischen Falten.– Sitzungsber. Akad. Wiss. in Wien.

Waagen, L. (1916): Die saldame verkommnisse in Istrien.– Jahrb. Geol. Raisch. 45/3–4, 195, 317–336, Wien.

Wiessert, H. i Lini, A. (1991): Ice Age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate?- U: Mueller, D.W., McKenzie, J.A., Weissert, H. (ur.): Controversial in Modern Geology. Academic Press, London, 173–191.

Wilson, J.L. (1975): Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag, Berlin, i-xiii, 471 str.

Nepublicirani radovi:

Marković, S. i Galović, I. (1976): Izvještaj o detaljnom geološkom kartiranju područja Lakovići-Selina u Istri, Fond stručne dokumentacije 6097, Institut za geološka istraživanja, Zagreb.

Velić, I., Sokač, B. i Tišljar, J. (1984): Istraživanja arhitektonsko građevnog kamena u Istri, Istarski žuti, Fond stručne dokumentacije, Institut za geološka istraživanja, Zagreb.

Zvocak, S. i Buić, I. (2016): Elaborat o rezervama arhitektonsko-građevnog i tehničko-građevnog kamena na eksploatacijskom polju „Selina IV“, 6. Obnova, Pazin.

Internetski izvori:

https://www.istra-istria.hr/index.php?id=263

http://www.enciklopedija.hr/natuknica.aspx?id=28002

http://istra.lzmk.hr/clanak.aspx?id=957

http://www.minsocam.org/msa/Monographs/Mngrph_03/MG003_389-396.pdf

9. Prilozi

TABLA I

Slika 1. *Novalesia producta* (uzdužni presjek)

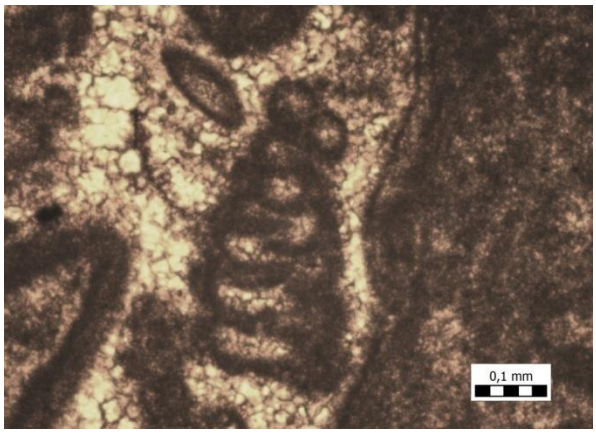
Slika 2. *Istriloculina elliptica* (poprečni presjek)

Slika 3. *Praechysalidina* sp. (uzdužni presjek)

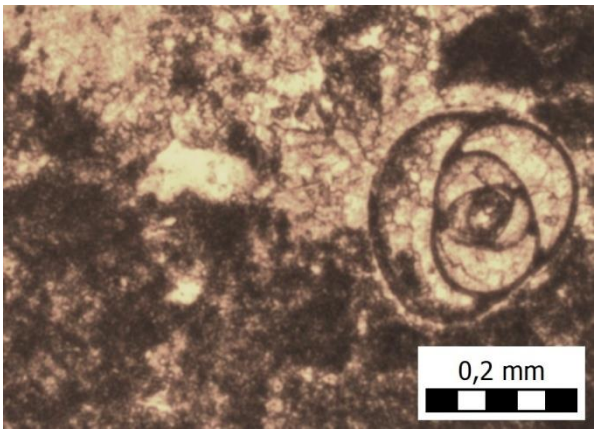
Slika 4. *Nezzazatinella* sp. (kosi presjek)

Slika 5. *Debarina* sp. (osni presjek)

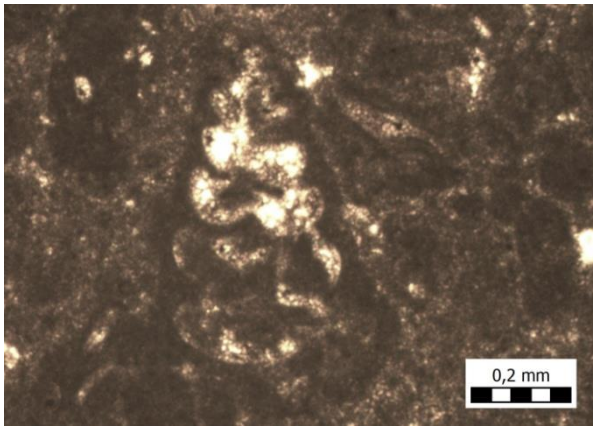
Slika 6. *Pseudolituonella conica* (uzdužni presjek)



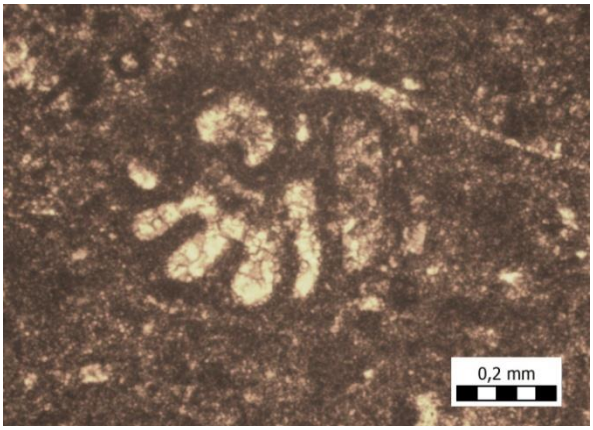
1



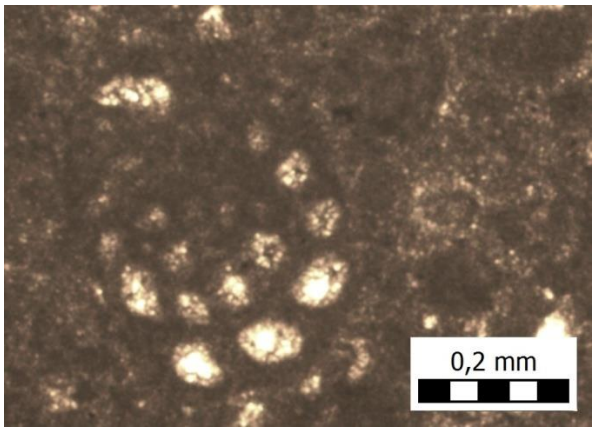
2



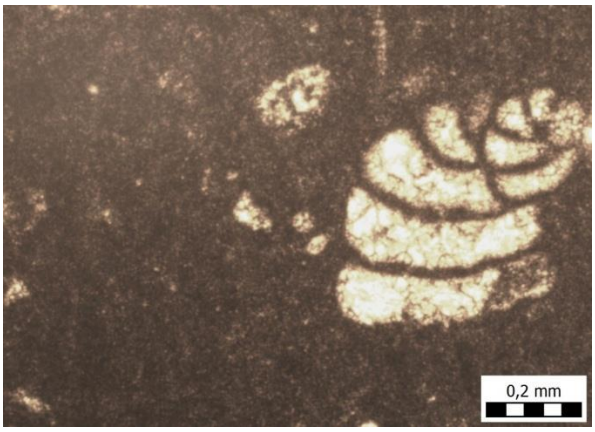
3



4



5



6

TABLA II

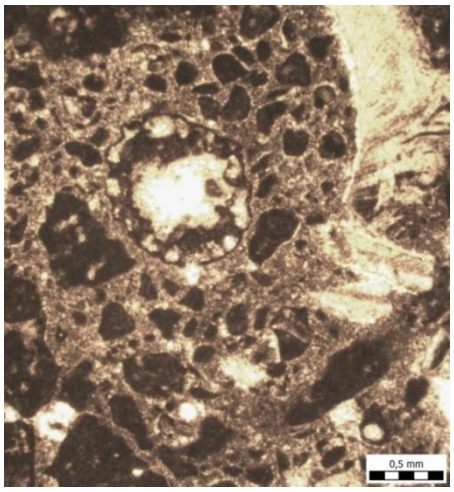
Slika 1. *Salpingoporella melitae* (poprečni presjek)

Slika 2. *Salpingoporella muehlbergii* (poprečni presjek)

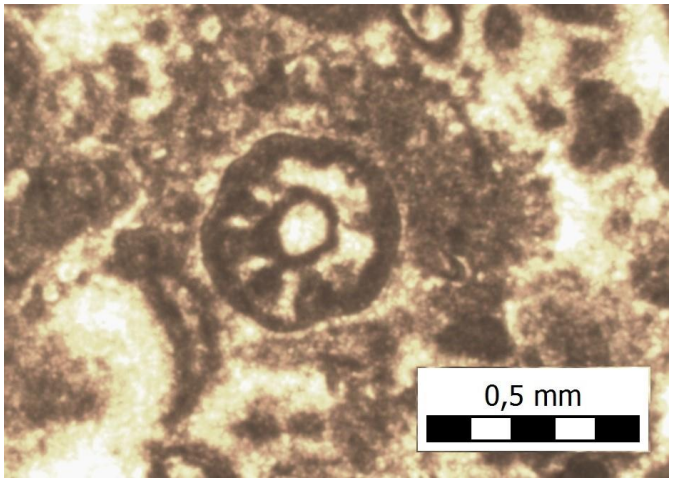
Slika 3. *Spiriloculina cretacea*: a) ekvatorijalni presjek, b) osni presjek

Slika 4. *Bellorussiella textilarioides* (kosi uzdužni presjek)

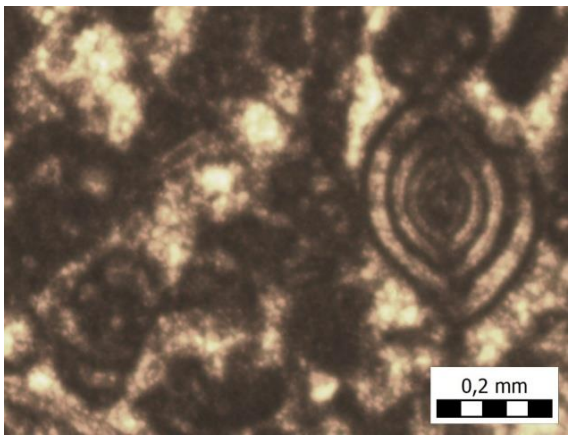
Slika 5. *Pseudocyclamina* sp. (kosi osni presjek)



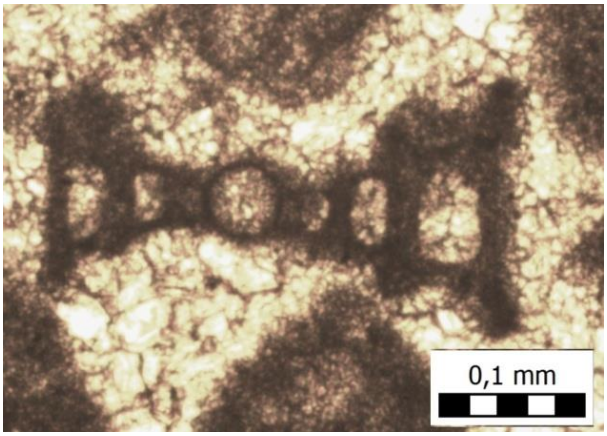
1



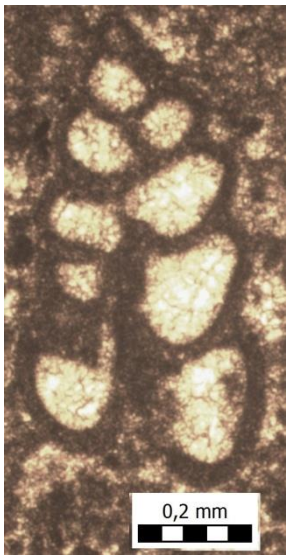
2



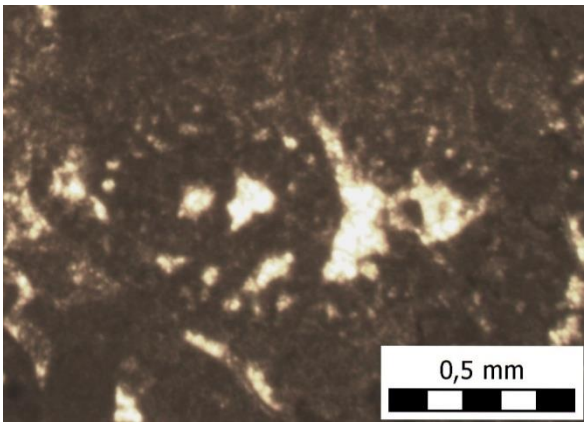
3a



3b



4



5

TABLA III

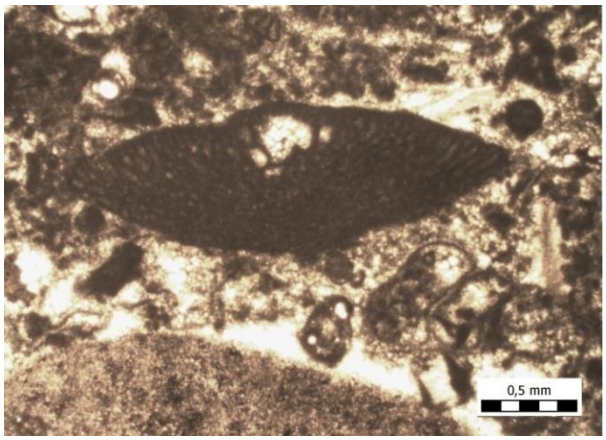
Slika 1. *Palorbitolina lenticularis* (uzdužni presjek s embrionalnim aparatom)

Slika 2 *Palorbitolina lenticularis* (kosi uzdužni presjek) s fragmentom bačinelskog onkoida

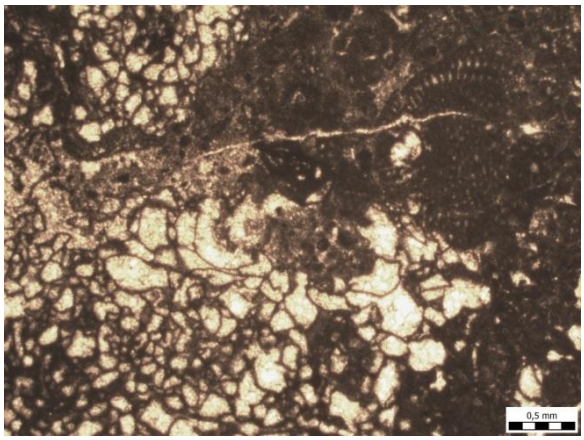
Slika 3. *Voloshinoides murgensis* a) kosi uzdužni presjek, b) kosi bazni presjek

Slika 4. *Praechrysalidina infracretacea* (uzdužni presjek) i *Rumanoloculina robusta* (poprečni presjek)

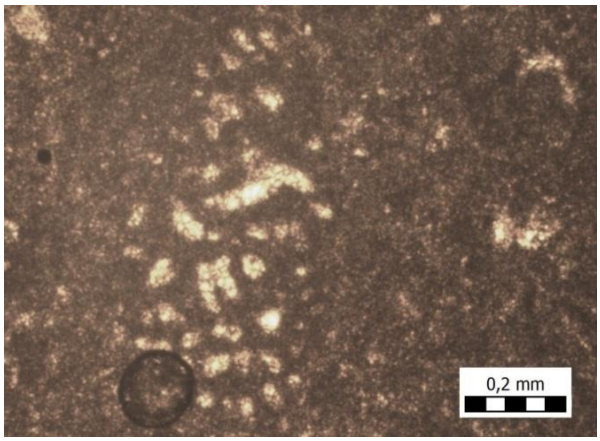
Slika 5. *Maycina bulgarica* (kosi ekvatorijalni presjek)



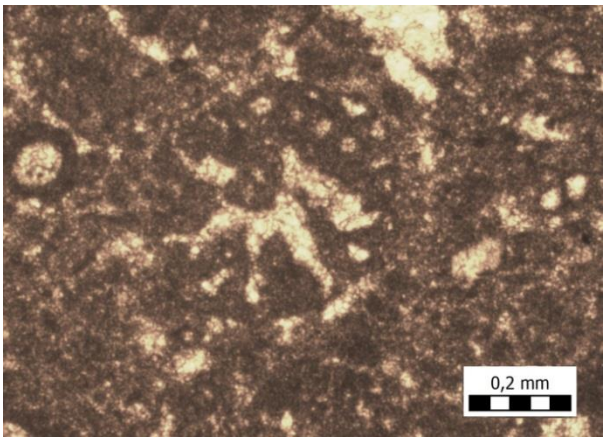
1



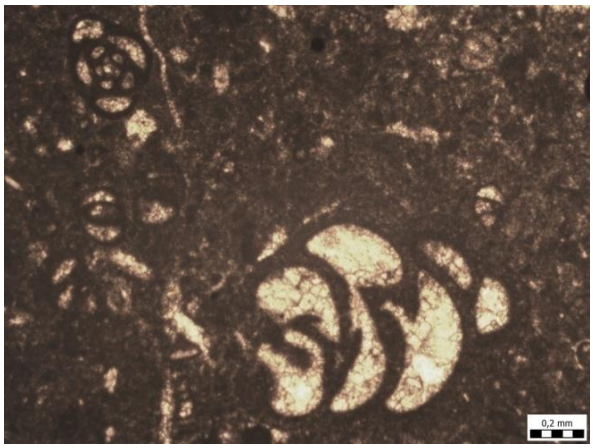
2



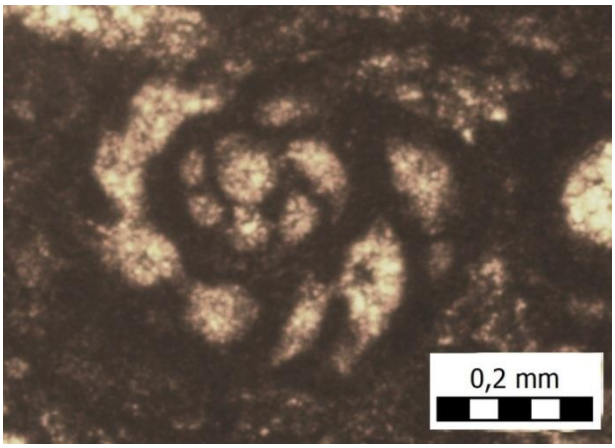
3a



3b



4



5

TABLA IV

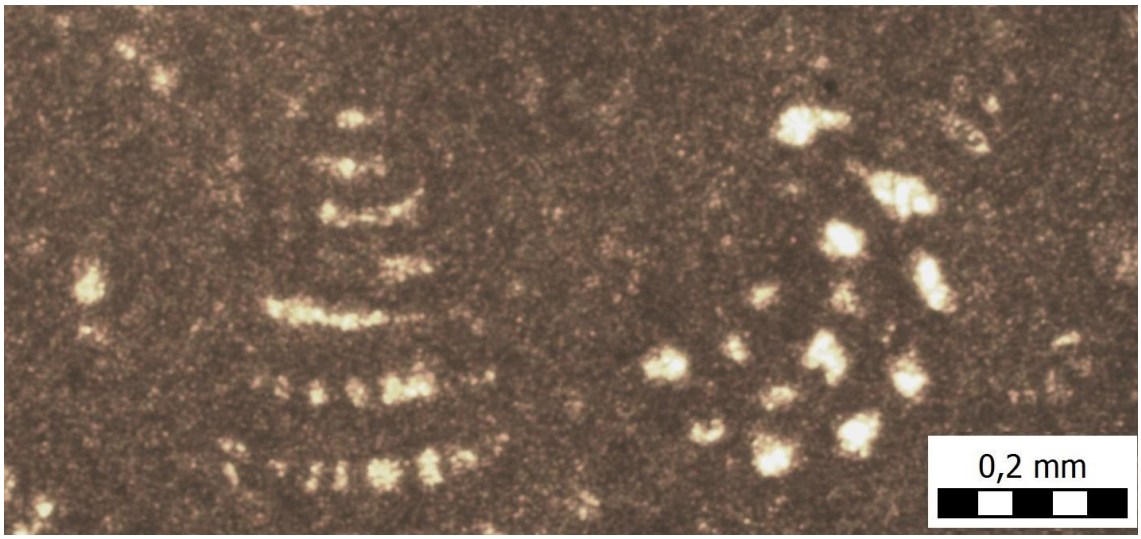
Slika 1. *Vercorsella arenata* (uzdužni presjek - lijevo) i *Debarina hahounerensis* (kosi ekvatorijalni presjek - desno)

Slika 2 *Cuneolina pavonia* (bazni presjek)

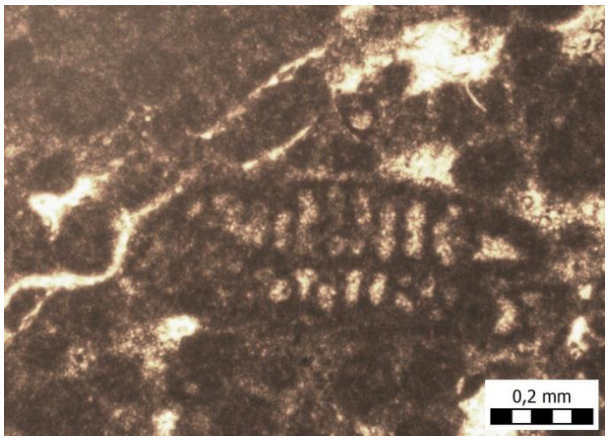
Slika 3. *Istriloculina* cf. *granumtrici* (osni presjek)

Slika 4. *Vercorsella scarsellai* (uzdužni presjek)

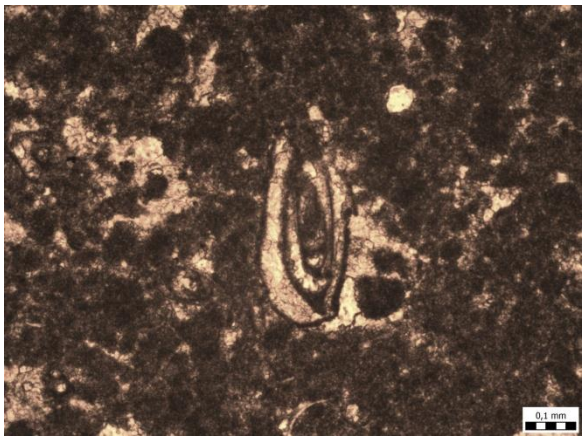
Slika 5 *Cuneolina parva* (?) (uzdužni presjek)



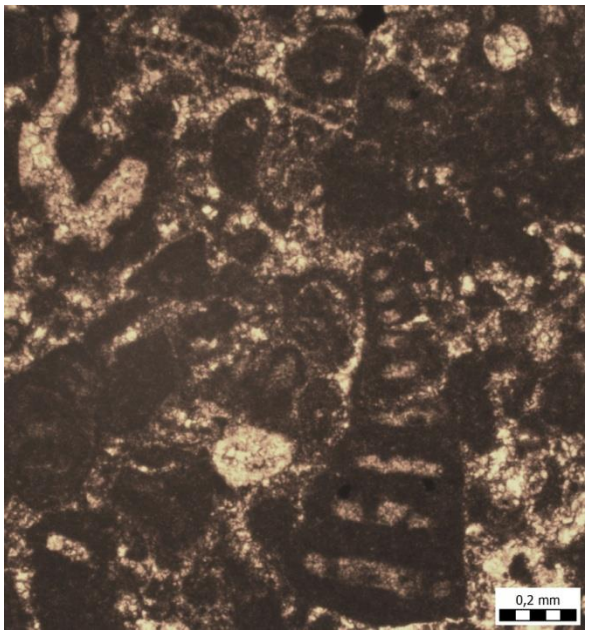
1



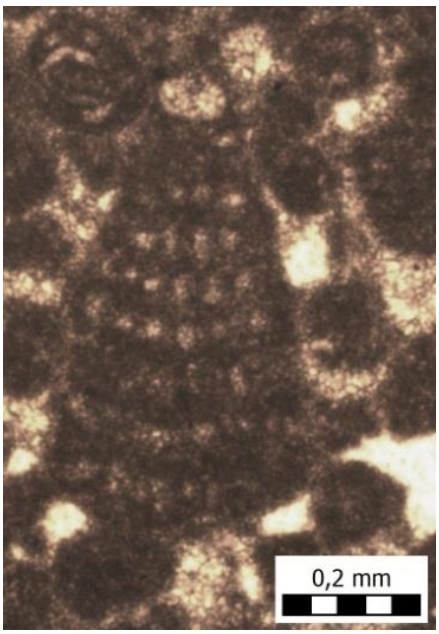
2



3



4



5

TABLA V

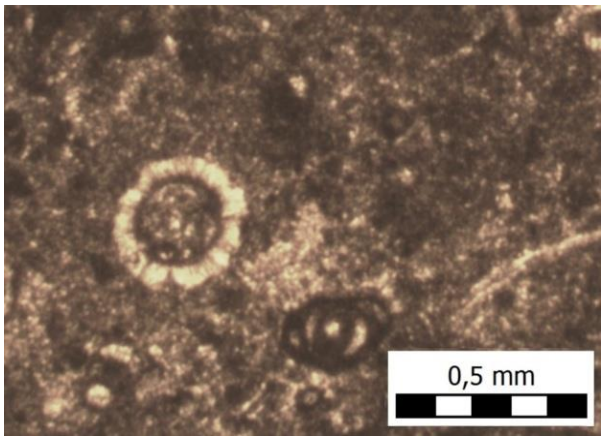
Slika 1. *Salpingoporella dinarica*: a) poprečni presjek, b) uzdužni presjek

Slika 2. *Glomospira* cf. *watersi* (kosi presjek)

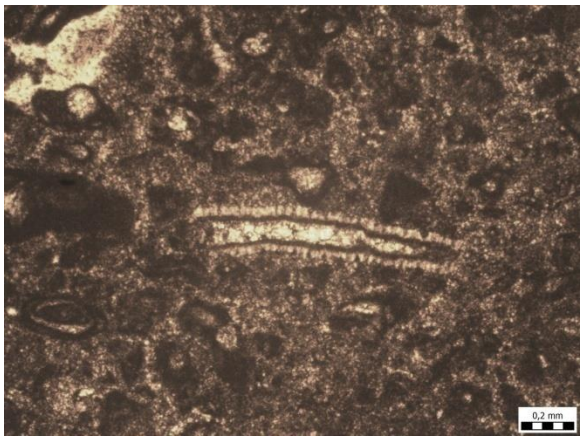
Slika 3. *Archaealveolina* sp. (ekvatorijalni presjek)

Slika 4. *Praechysalidina infracretacea* (uzdužni presjek)

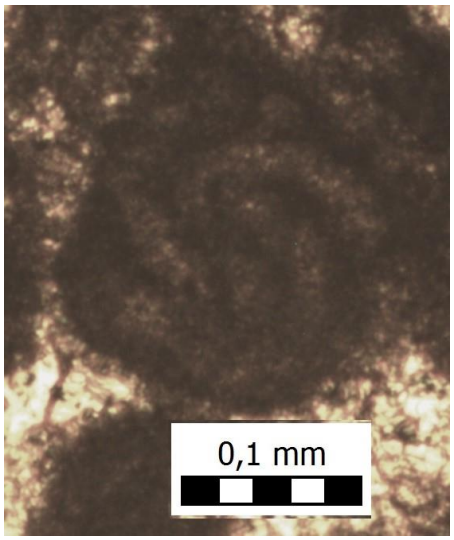
)



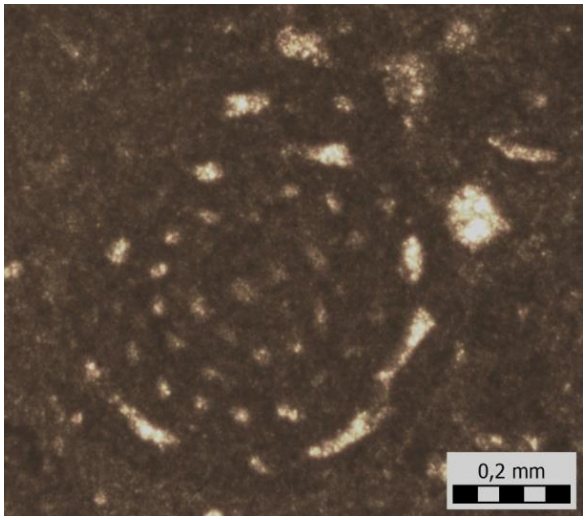
1a



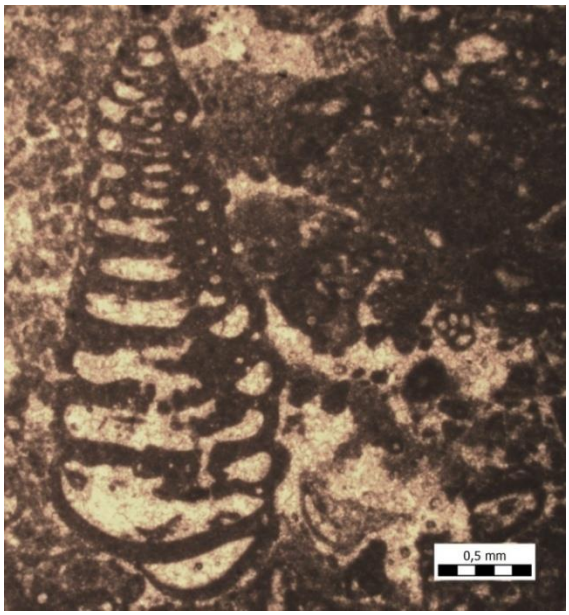
1b



2



3



4

TABLA VI

Slika 1. *Thaumatoporella parvovesiculifera* i nubekularidne foraminifere

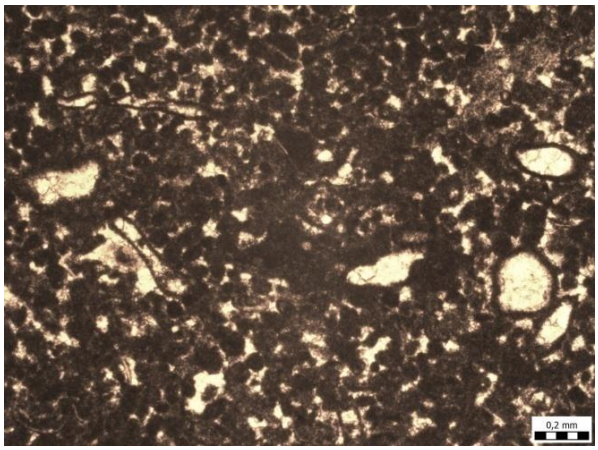
Slika 2. *Cuneolina pavonia* (kosi presjek)

Slika 3. *Pseudonummoloculina heimi* (kosi presjek)

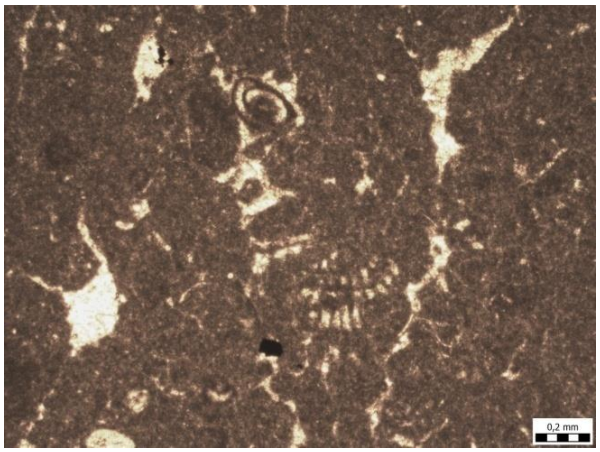
Slika 4. *Scandonea* aff. *phoenissa* (kosi presjek)

Slika 5. Kalcitne spikule spužvi

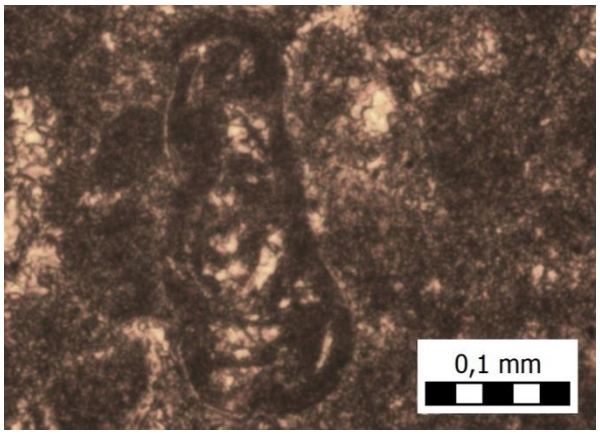
Slika 6. *Axiopolina*? sp. (uzdužni presjek)



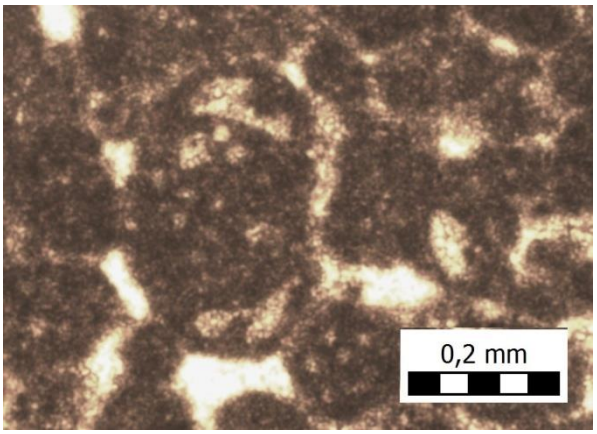
1



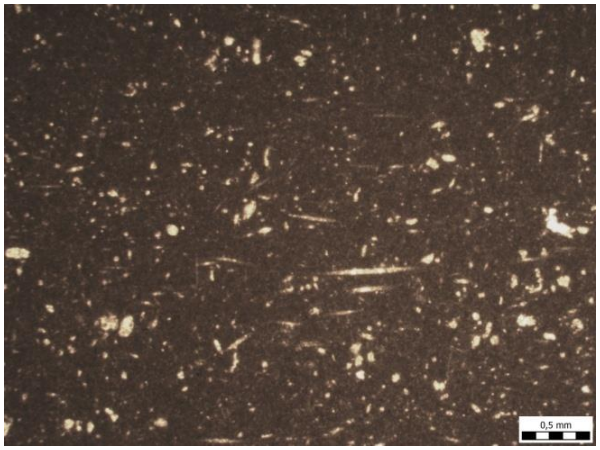
2



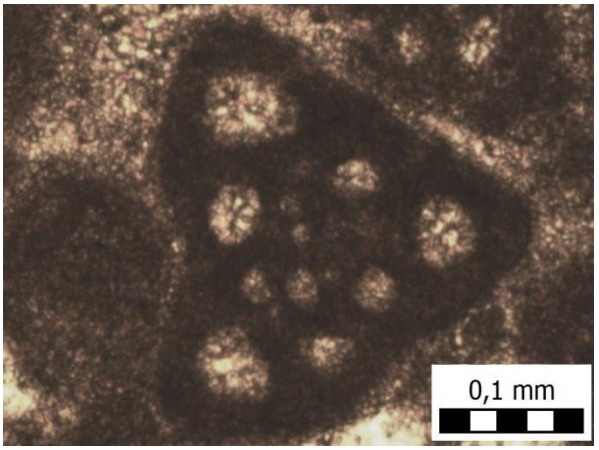
3



4



5



6

Popis mikrofosila koje se pojavljuju u ovom radu poredane su abecednim redom.

Bentičke foraminifere:

Archealveolina sp.

Axiopolina? sp.

Belorussiella textilarioides (Reuss, 1863)

Cuneolina pavonia D'Orbigny, 1846

Cuneolina parva Henson, 1948

Debarina sp.

Debarina hahounerensis Fourcade, Raoult i Vila, 1972

Glomospira cf. *watersi* Loeblich, 1946

Istriloculina cf. *elliptica* (Iovcheva, 1962)

Istriloculina cf. *granumtrici* (Iovcheva, 1962)

Mayncina bulgarica Laug, Peybernès and Rey, 1980

Nezzazata isabellae Arnaud-Vanneau and Sliter, 1995

Nezzazatinella sp.

Nezzazatinella picardi (Henson, 1948)

Novalesia cornucopia Arnaud-Vanneau, 1980

Novalesia distorta Arnaud-Vanneau, 1980

Novalesia producta (Magniez, 1972)

Palorbitolina lenticularis (Blumenbach, 1805)

Praechrysalidina sp.

Praechrysalidina infracretacea Luperto Sinni, 1979

Pseudocyclammina sp.

Pseudolituonella conica Luperto Sinni and Masse, 1993

Pseudonummoloculina sp.

Pseudonummoloculina aurigerica Calvez, 1988

Pseudonummoloculina heimi (Bonet, 1956)

Rumanoloculina cf. *minima* (Tappan, 1943)

Rumanoloculina robusta (Neagu, 1968)

Sabaudia minuta (Hofker, 1965)

Scandonea aff. *phoenissa* Saint-Marc, 1974

Sigmoilina? sp.

Spiroloculina cretacea Reuss, 1854

Vercorsella arenata Arnaud-Vanneau, 1980

Vercorsella cf. *immaturata* He, 1982

Vercorsella scarsellai (De Castro, 1963)

Voloshinoides murgensis Luperto Sinni and Masse, 1993

Vapnenačke alge:

Salpingoporella dinarica Radoičić, 1959

Salpingoporella melitae Radoičić, 1967

Salpingoporella muehlbergii (Lorenz, 1902)

Thaumatoporella parvovesiculifera (Ranieri, 1922)

Ostalo:

Bacinella irregularis Radoičić, 1959

Lithocodium agregatum Elliot, 1956