

Karakteristike odabranih površina diskontinuiteta u slijedu naslaga jadransko-dinaridske karbonatne platforme.

Brlek, Mihovil

Doctoral thesis / Disertacija

2014

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://um.nsk.hr/um:nbn:hr:217:269125>

Rights / Prava: [In copyright](#)/[Zaštićeno autorskim pravom.](#)

Download date / Datum preuzimanja: **2025-01-04**



Repository / Repozitorij:

[Repository of the Faculty of Science - University of Zagreb](#)





Sveučilište u Zagrebu

PRIRODOSLOVNO-MATEMATIČKI FAKULTET

Mihovil Brlek

**KARAKTERISTIKE ODABRANIH POVRŠINA
DISKONTINUITETA U SLIJEDU NASLAGA
JADRANSKO-DINARIDSKE KARBONATNE
PLATFORME**

DOKTORSKI RAD

Zagreb, 2014.



University of Zagreb
FACULTY OF SCIENCE

Mihovil Brlek

**CHARACTERISTICS OF SELECTED
DISCONTINUITY SURFACES RECORDED WITHIN
THE ADRIATIC-DINARIDIC CARBONATE
PLATFORM DEPOSITS**

DOCTORAL THESIS

Zagreb, 2014



Sveučilište u Zagrebu
PRIRODOSLOVNO-MATEMATIČKI FAKULTET

MIHOVIL BRLEK

**KARAKTERISTIKE ODABRANIH POVRŠINA
DISKONTINUITETA U SLIJEDU NASLAGA
JADRANSKO-DINARIDSKE KARBONATNE
PLATFORME**

DOKTORSKI RAD

Mentori:

Dr.sc. Tvrтко Korbar, viši znan.sur.
Dr.sc. Blanka Cvetko Tešović, izv.prof.

Zagreb, 2014.



University of Zagreb
FACULTY OF SCIENCE

Mihovil Brlek

**CHARACTERISTICS OF SELECTED
DISCONTINUITY SURFACES RECORDED WITHIN
THE ADRIATIC-DINARIDIC CARBONATE
PLATFORM DEPOSITS**

DOCTORAL THESIS

Supervisors:

Ph.D. Tvrtko Korbar, research scientist

Ph.D. Blanka Cvetko Tešović, associate professor

Zagreb, 2014

Ova doktorska disertacija izrađena je na Zavodu za geologiju Hrvatskog geološkog instituta pod vodstvom dr.sc. Tvrтка Korbara, višeg znanstvenog suradnika, te izv.prof.dr.sc. Blanke Cvetko Tešović, u sklopu Doktorskog studija geologije na Geološkom odsjeku Prirodoslovno-matematičkog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu.

Mojoj Zorici

ZAHVALE

Mentoru dr. sc. Tvrtku Korbaru, za povjerenje, podršku i pomoć pri izradi disertacije u okviru projekta "Stratigrafija naslaga krede u okviru geodinamike jadranskog područja Hrvatske", te za terensko i teoretsko uvođenje u problematiku gornjokrednih karbonatnih naslaga na području Vanjskih Dinarida tijekom izrade disertacije na Hrvatskom geološkom institutu (HGI).

Mentorici profesorici Blanki Cvetko Tešović, za povjerenje za rad u karbonatnim naslagama Vanjskih Dinarida, podršku i pomoć pri izradi disertacije te pomoć i savjete kroz obaveze na poslijediplomskom studiju na Prirodoslovno-matematičkom fakultetu (PMF).

Profesorici Bosiljki Glumac, za iznimnu podršku i pomoć u mnogim znanstvenim temetikama u okviru izrade disertacije pa i šire, analizu stabilnih izotopa (veliko hvala i profesoru S. Burnsu sa Sveučilišta u Massachusetts-u u SAD-u), kao i za pomoć pri nabavki brojne stručne literature.

Profesorici Vlasti Čosović, na trudu oko vođenja postupka obrane teme i ocjenjivanja disertacije te za podršku, dobru volju, savjete i diskusije oko izrade doktorske disertacije.

Akademiku Vladimiru Bermancu, na podršci, pomoći, savjetima i diskusijama oko izrade doktorske disertacije.

Dr. sc. Hrvoju Posiloviću (*aka* Pos), na uvijek otvorenim vratima i podršci te dobroj volji za diskusiju o bilo kojoj znanstvenoj problematici, pa i šire.

Tei Zubin Ferri, na zajedničkom radu, trudu i mogućnosti analize na SEM-u u METRIS-u.

Dr. sc. Aniti Grizelj, na trudu i pomoći pri analizi i inerpretaciji na XRD-u.

Mr. sc. Adrijanu Koširu, na savjetima i diskusijama oko pedogenih karbonata te mogućnosti analize Trnovskog Gozda.

Dr. sc. Bojanu Otoničaru, na mogućnosti CL analize i smještaju u Postojni te ukazivanju na problematiku i diskusijama oko paleokrša.

Profesoricama i profesorima Andrei Mindszenty, Martini Gocke, F. Javier Rodríguez-Tovar-u, Franz Fürsich-u i Maurice Tucker-u na vrlo konstruktivnim recenzijama znanstvenih članaka, kao i mnogim drugim inozemnim geolozima na literaturi i diskusijama o površinama diskontinuiteteta.

Duji Kukoču, na cimerstvu, dobronamjernim savjetima i smještaju u Ljubljani.

Dr. sc. Nevenu Cukrovu, Mariji Marguš i dr.sc. Elviri Buri-Nakić na savjetima i mogućnosti smještaja u Martinskoj.

Dr. sc. Damiru Slovenecu, na logističkoj potpori, otvorenim vratima i spremnosti uvažavanja mnogih ideja vezanih uz geološku djelatnost.

Dr.sc. Lari Wachi i dr.sc. Lidiji Galović za podršku i diskusije o kvartarnim naslagama.

Profesorima Draženu Balenu i Darku Tibljašu te akademiku Ivanu Gušiću za povjerenje za znanstveni rad u geologiji.

Damiru, Đurđici, Tončeku i Vlasti (HGI *lab team*) na pripremi uzoraka i izradi preparata.

Kolegicama Tei Fluksi i Tei Čonč na pomoći pri nabavi literature.

Profesoricama Jožici Zupanič i Dunji Aljinović, profesorima Ljubomiru Babiću i Igoru Vlahoviću te dr. sc. Zoranu Pehu, na diskusijama prilikom izrade doktorske disertacije.

Kolegama na HGI-u na uvodu u geološko kartiranje.

Zaposlenicima Geološkog odsjeka PMF-a na prenesenom znanju i smjernicama za geološku djelatnost.

Cimeru Ivanu Mišuru, kolegicama i kolegama Krešimiru Markulinu, Lari Wachi, Mariji Horvat, Vlatku Brčiću, Vedranu Mihelju, Tomislavu Kurečiću, Danijelu Ivaniševiću, Adrianu Banku, Maji Martinuš, Karmen Fio, Andrei Čobić i Ladislavu Fučeku na brojnim diskusijama i terenskim danima.

Prijateljima i kolegama s HGI-a, PMF-a, RGNF-a i šire koji su na bilo koji način pomogli tijekom izrade disertacije, ali najviše na prijateljstvu.

Zorici, na ljubavi, podršci, razumijevanju i iskrenosti.

SAŽETAK

Površine diskontinuiteta predstavljaju ključne horizonte u sedimentacijskom zapisu, koji su povezani s prekidima sedimentacije, čime predstavljaju hijatuse neovisno o njihovu trajanju. U ovaj ne-interpretativni skupni naziv uključene su različite vrste površina diskontinuiteta, uključujući marinske *firmground*-e i *hardground*-e, subaerske površine izlaganja, kao i kompozitne (poligenetske) površine. Površine diskontinuiteta su korisni marker horizonti pri stratigrafskoj korelaciji te se često primjenjuju i u sekvencijskoj stratigrafiji karbonatnih sljedova. Značaj kalkreta i paleokrša, ihnofosila i ihnofacijesa te autigene marinske mineralizacije, pri genetskim interpretacijama površina diskontinuiteta, je vrlo dobro poznat u literaturi. Vrijednosti stabilnih izotopa pedogenih karbonata (kalkreta) su također vrlo vrijedan indikator okoliša meteorske dijageneze, kao i odlično oruđe pri paleokolišnim rekonstrukcijama u kvartarnim sedimentima. Budući da je do sada napravljen vrlo mali broj detaljnih ihnoloških, sedimentoloških, pedo(dija)genetskih, mineraloških i izotopnih analiza površina diskontinuiteta, koje se pojavljuju u mezozojskim do kenozojskim karbonatnim sljedovima Vanjskih Dinarida, postoji potreba za njihovim istraživanjem. Unutar gornjokrednih do paleocenskih karbonatnih naslaga na području središnje Dalmacije (južni dio nekadašnje Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme, ADCP), te u donjojurskim naslagama na području jugozapadne Slovenije, zabilježeno je nekoliko vrsta površina diskontinuiteta, uključujući subaerske površine izlaganja, marinske omisijske površine, te kompozitne površine, koje su karakterizirane dobro razvijenim i indikativnim ihnološkim, sedimentološkim, pedo(dija)genetskim, mineraloškim i izotopnim karakteristikama.

Regionalni kredno–paleogeni (K–Pg) subaerski nekonformitet, zabilježen u istraživanim formacijama Gornji Humac (konijak–santon; lokalitet Šibenik), Čiovo (gornji kampan; jugozapadni dio otoka Čiovo), te Sumartin (mastiht–paleocen; zapadni dio otoka Hvara) na području središnje Dalmacije, karakteriziran je biogenim (*beta* mikrostrukturnim) kalkretama s rizolitima, uključujući *in situ Microcodium* agregate i tubule korijenja s razvijenom alveolarno-septalnom građom, laminiranim kalkretama i pizoidima (dijelom nastalim kalkretizacijom boksitnih naslaga), kao i tipičnim paleokrškim obilježjima (uključujući *in situ* i resedimentirane speleoteme). Faza regionalnog subaerskog izlaganja tijekom kasne krede do paleogena, koja je različito trajala na različitim dijelovima ADCP-a, uzrokovana je vrlo intenzivnim kasnokrednim sin-sedimentacijskim tektonskim zbivanjima koji su povezani s kolizijom Jadranske i Euroazijske ploče, što se također očituje i u diferenciranim taložnim okolišima na području ADCP-a tijekom tog razdoblja. Kredno–

paleogeni hijatus je interpretiran kao posljedica dijakronog i različitog izdizanja različitih dijelova platforme(i) kao odgovor na dijakroni *forebulging* (blago izdizanje predgorja) u fronti približavajućeg dinaridskog orogena.

Unutar formacije Gornji Humac (konijak–santon; peritajdalni vapnenci taloženi u unutrašnjosti platforme) na lokalitetu Šibenik zabilježeno je nekoliko površina diskontinuiteta, uključujući marinske *firmground*-e i kompozitnu površinu. Dok *Thalassinoides* ihnorod (vjerojatno *T. paradoxicus*) koji pripada Glossifungites inofacijesu karakterizira stadij marinskog *firmground*-a u oba tipa zabilježenih diskontinuiteta, unutar bioturbacija kompozitne površine je naknadno došlo do razvoja rizogenih laminiranih kalkreta, što upućuje na to da je ova površina prošla kroz naknadni stadij subaerskog izlaganja. Na temelju asocijacije facijesa ispod i iznad dvaju *firmground*-a zabilježena na lokalitetu Šibenik, proizlazi da su ove površine mogle nastati kao posljedica pada relativne razine mora koji je uzrokovao razdoblje omisije. S druge strane, različite vrste inofosila (*firmground* *Thalassinoides* bioturbacije i rizogene laminirane kalkrete) zabilježene u kompozitnoj površini upućuju na to da je ova površina prošla kroz nekoliko perioda regresije i transgresije.

Unutar formacije Dol (srednji do gornji kampan; padinski taložni okoliši) i nove litostratigrafske jedinice Čiovo (gornji kampan; taložni okoliš vanjske rampe) na jugozapadnom dijelu otoka Čiovo zabilježeno je nekoliko marinskih *firmground*-a, koji su karakterizirani *Thalassinoides* bioturbacijama koje pripadaju Glossifungites inofacijesu, te s fosfatnom mineralizacijom. Bočno prostiranje donjeg *firmground*-a koji markira granicu između podinske formacije Dol i krovinske formacije Čiovo veće je od 5 km, što upućuje na regionalnu važnost ovog diskontinuiteta. Do naglog oplićavanja taložnih okoliša na granici između formacija Dol i Čiovo te do nastanka donjeg *firmground*-a, moglo je doći zbog “gornjokampanskog događaja” (UCE) koji predstavlja globalni eustatski pad razine mora, koji je također zabilježen i regionalno na južnom dijelu ADCP-a (npr. otok Brač).

Unutar donjojurskih dubljevodnih kondenziranih vapnenaca na području Trnovskog Gozda (lokalitet Kovk, jugozapadna Slovenija) (moguće povezanih s maksimumom transgresije tijekom ranog toarcija) zabilježen je *firmground* karakteriziran *Thalassinoides* bioturbacijama koje pripadaju Glossifungites inofacijesu. Bioklasti bodljikaša i intraklasti madstona, koji predstavljaju komponentu krovinskih bioklastično-intraklastičnih pekstona do grejnstona koji ispunjavanju bioturbacije, zahvaćeni su procesom glaukonitizacije. Glaukonitični minerali, čija je mineralogija dokazana rendgenskom difrakcijom na prahu i

koji predstavljaju dodatan dokaz marinske omisije, mogu biti karakterizirani i znatim habitusom, bez mogućnosti prepoznavanja porijekla primarnog supstrata.

Negativne $\delta^{13}\text{C}$ (i u manjoj mjeri $\delta^{18}\text{O}$) vrijednosti biogenih kalkreta, koje markiraju regionalni K–Pg subaerski nekonformitet na tri analizirana lokaliteta na području središnje Dalmacije (formacija Gornji Humac na lokalitetu Šibenik i formacija Čiovo na jugozapadnom dijelu otoka Čiovo) i istočne Istre (gornjokredni vapnenci na području Labin-Koromačno), značajno se razlikuju od vrijednosti stabilnih izotopa ugljika marinskih vapnenaca domaćina te upućuju na procese zamjene ugljikovih izotopa primarnog CaCO_3 sa CO_2 koji je nastao respiracijom korijenja i razgradnjom organske tvari u tlu. Postupno povećavanje vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ vapnenaca s povećavanjem dubine ispod površine subaerskog izlaganja (mogući obrazac “obrnutog J trenda”) na lokalitetu Šibenik također upućuje na subaersko izlaganje ovih gornjokrednih sljedova. Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ (s rasponom od -13,1‰ do -8,2‰ VPDB) i $\delta^{18}\text{O}$ (s rasponom od -10,1‰ do -6,1‰ VPDB) svih vrsta K–Pg kalkreta koje su analizirane u ovom radu su u rasponu vrijednosti kalkreta zabilježenih u literaturi, te su također u rasponu vrijednosti kalkreta koje su zabilježene u recentnim i pleistocenskim subaerski izloženim karbonatnim profilima. Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ svih vrsta K–Pg kalkreta, a posebice drugog tipa biogenih kalkreta s tipičnim *Microcodium* agregatima zabilježenih na lokalitetu Šibenik ($\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti od -13,1‰ do -12,3‰ VPDB), su vrlo blizu ili na donjoj granici apsolutnih vrijednosti pedogenih karbonata koji nastaju u izotopnoj ravnoteži sa CO_2 iz tla (-13‰ do -12‰ PDB). Ove se vrijednosti očekuju za autigene pedogene karbonate koji su nastali pod isključivim utjecajem C_3 zajednice biljaka, te bez očitog unosa izotopno težeg ugljika porijeklom iz primarnih karbonata ili iz atmosferskog CO_2 . Iako tako niske vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ kalkreta podržavaju interpretaciju da su *Microcodium* agregati precipitirani pod izravnom biološkom kontrolom unutar tla, otkrivanje preciznih i točnih mehanizama nastanka *Microcodium* agregata (npr. rizogeni model ili stvaranje pod utjecajem metaboličke aktivnosti mikroba u rizosferi), kao i definiranje njihovog utjecaja na vrijednosti stabilnih izotopa autigenih pedogenih karbonata, zahtijeva daljnja istraživanja.

Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ (od -4,4‰ do -3,6‰ VPDB) rizogenih kalkreta, koje su nastale unutar *firmground Thalassinoides* bioturbacija koji karakteriziraju kompozitnu površinu unutar formacije Gornji Humac na lokalitetu Šibenik, su negativniji od $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti marinskih vapnenaca domaćina te potvrđuju da je kompozitna površina prošla kroz fazu meteorske pedo(dija)geneze. No, vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ kalkreta su manje negativne od vrijednosti koje se očekuju za pedogene karbonate koji su nastali pod prevladavajućim utjecajem C_3 zajednice

biljaka, što upućuje na to da ovdje zabilježene $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti odražavaju kontaminaciju uzoraka s asociranim marinskim karbonatom.

Sekundarni karbonati u tlima nastaju u izotopnoj ravnoteži s CO_2 u tlu, koji nastaje uglavnom respiracijom korijenja i mikrobijskim raspadom organske tvari u tlu. Potencijalna buduća istraživanja vrijednosti stabilnih izotopa ugljika ($\delta^{13}\text{C}$) i apsolutno datiranje metodom C-14 pedogenih karbonata (prvenstveno rizoliti i kalcificirane stanice korijenja) i asocirane organske tvari (npr. lipida), koje nalazimo u raznim vrstama kvartarnih naslaga na području Hrvatske (npr. sljedovi les-paleotlo u Istri, Kvarneru i u istočnoj Hrvatskoj), mogle bi pridonijeti boljem razumijevanju i nadogradnji paleookolišnih interpretacija u razdoblju kvartara.

Ihnološke, sedimentološke, pedo(dija)genetske, mineraloške, te izotopne značajke površina diskontinuiteta analiziranih u ovom radu, kao i njihove stratigrafske implikacije, mogu se koristiti pri identifikaciji, karakterizaciji i interpretaciji diskontinuiteta prisutnih u karbonatnim naslagama različite starosti.

Ključne riječi: površine diskontinuiteta, regionalni kredno–paleogenski subaerski nekonformitet, biogene kalkrete, *Microcodium* agregati, *Thalassinoides*, *Glossifungites* ihnofacijes, glaukonit, $\delta^{13}\text{C}$, pedo(dija)geneza, Jadransko-Dinaridska karbonatna platforma

SUMMARY

Discontinuity surfaces resulting from breaks in sedimentation and representing hiatuses independent of their duration are key horizons in the sedimentary record. Various types of discontinuity surfaces are included under this non-interpretative term, including marine firmgrounds and hardgrounds, subaerial exposure surfaces, as well as composite (or polygenic) surfaces. Discontinuity surfaces are useful marker horizons for correlation of stratigraphic sections and are highly applicable in carbonate sequence stratigraphy. The significance of substrate-controlled trace fossil suites and calcretes, as well as authigenic marine mineralization, for genetic interpretations of discontinuity surfaces has been emphasized by many researchers. Stable isotopic signatures of pedogenic carbonates (calcretes) also represent a very valuable indicator of meteoric diagenesis, and are commonly used for paleoenvironmental reconstructions in Quaternary deposits. There are only a few records of detailed ichnological, sedimentological, pedo(dia)genetic, mineralogical and isotopic analyses of discontinuity surfaces present in the Mesozoic to Cenozoic carbonate successions of the External Dinarides, which also emphasizes the need for continuing investigation of such surfaces. Several types of discontinuity surfaces, including subaerial exposure, marine omission and composite surfaces, characterized by well-developed and indicative ichnological, sedimentological, pedo(dia)genetic, mineralogical, and isotopic signatures, were recorded within Upper Cretaceous to Paleocene carbonate deposits in central Dalmatia (southern part of the Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform, ADCP) and Lower Jurassic deposits in southwestern Slovenia.

The regional Cretaceous to Paleogene (K–Pg) subaerial unconformity, investigated in the Gornji Humac (Coniacian–Santonian; Šibenik locality), Čiovo (Upper Campanian, southwestern part of the Island of Čiovo), and Sumartin (Maastrichtian–Paleocene; western part of the Island of Hvar) Formations, is characterized by biogenic (beta microfabric) calcretes with rhizoliths, including *in situ* *Micocodium* aggregates and root tubules with alveolar-septal structure, laminar calcretes and pisoids (partly formed by bauxite calcretization), as well as typical paleokarst features (including *in situ* and re-sedimented speleothems). The Late Cretaceous to Paleogene regional emergence phase of variable duration on different parts of the ADCP was caused by very intensive Late Cretaceous syn-sedimentary tectonics related to the collision of Adria with the Eurasian plate. This is reflected in differentiated depositional settings within the ADCP domain during this time period. The K–Pg hiatus is interpreted as a consequence of diachronous and differential

uplifts of various parts of the platform(s) in response to diachronous forebulging in front of the approaching Dinaridic orogen.

Several intraformational discontinuity surfaces, including firmground and composite surfaces, were recorded within the Gornji Humac Formation (Coniacian–Santonian; intra-platform peritidal limestones) at the Šibenik locality. *Thalassinoides* boxworks (probably *T. paradoxicus*) of the Glossifungites ichnofacies characterize the submarine firmground stage in both types of intraformational discontinuities. Rhizogenic laminar calcretes developed subsequently inside burrows of the composite surface and indicate that this surface also experienced subaerial exposure. According to facies associations below and above the two recorded firmgrounds, these surfaces may have formed due to relative sea-level fall, which caused a phase of omission. Different types of trace fossils (firmground *Thalassinoides* bioturbations and rhizogenic laminar calcretes) recorded in the composite surface indicate that it may have experienced several stages of regression and transgression.

Several marine firmgrounds, characterized by *Thalassinoides* bioturbations of the Glossifungites ichnofacies and phosphatic mineralization, were recorded within the Dol (Middle–Upper Campanian slope deposits) and Čiovo (new lithostratigraphic unit; Upper Campanian outer ramp deposits) Formations, located in the southwestern part of the Island of Čiovo. Lateral extent of the lower firmground (more than 5 km), which marks the boundary between the underlying Dol and the overlying Čiovo Formations, indicates at least regional importance of this firmground. Abrupt shallowing of depositional environments at the boundary between the Dol and the Čiovo Fms, together with development of the formational boundary firmground, likely correlate with the regionally recorded (southern part of the ADCP, e.g. Island of Brač) Upper Campanian Event (UCE) that represents a global eustatic fall in sea-level.

Firmground, characterized by *Thalassinoides* bioturbations of the Glossifungites ichnofacies, was recorded within the Lower Jurassic deeper-water condensed limestones (possibly connected with the major Early Toarcian transgressive peak) at the Trnovski Gozd (Kovk locality, southwestern Slovenia). Echinoderm bioclasts, as well as mudstone intraclasts, which represent a component of the overlying bioclastic-intraclastic packstone deposits that infill the firmground burrows, show signs of glauconitization. Glauconitic minerals, which were identified by X-ray powder diffraction analysis and which represent an additional evidence for marine omission, are also characterized with granular habit (with completely overprinted primary substrate).

Distinctly negative $\delta^{13}\text{C}$ (and to a lesser extent $\delta^{18}\text{O}$) signatures of biogenic calcretes marking the regional K–Pg subaerial unconformity in the three analysed localities from central Dalmatia (Gornji Humac Formation at the Šibenik locality and Čiovo Formation on the Island of Čiovo) and eastern Istria (Upper Cretaceous carbonates at the Labin-Koromačno area) differ significantly from carbon isotopic signatures of primary marine limestones, and reflect carbon isotope exchange of primary marine CaCO_3 with CO_2 released by root and rhizomicrobial respiration and subsequent precipitation of pedogenic calcrete. A trend of increasing $\delta^{13}\text{C}$ values of the underlying marine limestones with increasing depth from the subaerial unconformity (possible “inverted J” trend) in the Šibenik locality is also an indication of subaerial exposure of these Upper Cretaceous successions. The $\delta^{13}\text{C}$ values (ranging from -13.1‰ to -8.2‰ VPDB) and $\delta^{18}\text{O}$ (from -10.1‰ to -6.1‰ VPDB) of all calcrete types analysed here are similar to those reported from calcretes elsewhere, with the $\delta^{13}\text{C}$ values also in the range of calcretes recorded in Recent and Pleistocene subaerially exposed carbonate profiles. The $\delta^{13}\text{C}$ values of all calcrete types, and especially of the second type of biogenic calcretes with typical *Microcodium* aggregates at the Šibenik locality ($\delta^{13}\text{C}$ values of -13.1‰ to -12.3‰ VPDB), are very close to or are at the absolute limit values for soil carbonates formed in isotopic equilibrium with soil CO_2 (-13‰ to -12‰ PDB). These values are expected for authigenic pedogenic carbonates formed exclusively under the influence of C_3 plant communities, and without any apparent input of heavier carbon from pre-existing carbonate deposits or from atmospheric CO_2 . Although such low $\delta^{13}\text{C}$ values of calcretes support the interpretation of *Microcodium* aggregates as being precipitated under a direct biological control within the soil, the exact formation mechanisms of *Microcodium* (e.g., rhizogenic, metabolic activity of rhizosphere microbes) and their influence on stable isotope signatures of authigenic pedogenic carbonates require further investigation.

The $\delta^{13}\text{C}$ values (-4.4‰ to -3.6‰ VPDB) of rhizogenic calcretes formed inside firmground *Thalassinoides* burrows of the composite surface recorded within the Gornji Humac Formation at the Šibenik locality are more negative than the $\delta^{13}\text{C}$ values of host marine limestones, and confirm that the composite surface went through a phase of meteoric pedo(dia)genesis. However, the overall $\delta^{13}\text{C}$ values of calcretes are more positive than those expected to have formed under the conditions of prevailing C_3 plant communities, and are interpreted to reflect contamination with associated marine carbonate.

Secondary carbonates in soils and paleosoils may form in isotopic equilibrium with soil CO_2 , which derives mainly from root respiration and microbial decomposition of soil organic matter. Potential future investigation of stable isotopic carbon signatures ($\delta^{13}\text{C}$), as well as

radiocarbon dating of pedogenic carbonates (e.g., rhizoliths and calcified root cells) and associated organic matter (e.g., lipids), which can be found in various Quaternary deposits in Croatia (e.g., loess-paleosoil sequences in Istria, Kvarner and in eastern Croatia), may bring to better understanding and improving of paleoenvironmental interpretations of the Quaternary period.

Ichnological, sedimentological, pedo(dia)genetic, mineralogical and isotopic signatures of the documented discontinuity surfaces, together with their stratigraphic implications, may be used in identification, characterization, and interpretation of discontinuities from carbonate successions of different stratigraphic age.

Keywords: discontinuity surfaces, regional Cretaceous to Paleogene subaerial unconformity, biogenic calcretes, *Microcodium* aggregates, *Thalassinoides*, Glossifungites ichnofacies, glaucony, $\delta^{13}\text{C}$, pedo(dia)genesis, Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform

SADRŽAJ:

TEMELJNA DOKUMENTACIJSKA KARTICA	XIX
BASIC DOCUMENTATION CARD	XX
1. UVOD	1
1.1. Predmet istraživanja i znanstvena hipoteza	1
1.2. Svrha i ciljevi istraživanja	2
2. TEORIJSKA OSNOVA I PREGLED DOSADAŠNJIH ISTRAŽIVANJA	4
2.1. Definicija površina diskontinuiteta i njihov značaj u geoznanostima	4
2.2. Vrste površina diskontinuiteta i principi klasifikacije	4
2.2.1. Subaerske površine diskontinuiteta	4
2.2.1.1. Kalkrete	5
2.2.1.2. Paleokrš	6
2.2.2. Marinski <i>firm-</i> i <i>hardground-</i>i	6
2.2.2.1. Ichnofosili i ichnofacijesi	7
2.2.2.2. Fosfati i glaukonit: primjeri autigene marinske mineralizacije	7
2.2.3. Kompozitne površine	10
2.3. Izotopna istraživanja (^{14}C, $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$) pedogenih karbonata u sekvencama les-paleotlo i u naslagama karbonatne platforme kvartarne starosti s primjenom na paleoklimatološke, paleoekološke i dijagenetske rekonstrukcije	10
2.4. Vrijednosti stabilnih izotopa ($\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$) kalkreta u meteorskoj pedo(dija)genezi	15
2.5. Pregled dosadašnjih istraživanja površina diskontinuiteta na području Vanjskih Dinarida	17
2.5.1. Regionalni kredno–paleogenski (K–Pg) subaerski nekonformitet	17
2.5.2. Ostale površine diskontinuiteta	17
3. GEOLOŠKI SMJEŠTAJ I STRATIGRAFIJA ISTRAŽIVANOG PODRUČJA	19
3.1. Gornjokredne do paleocenske naslage na području središnje Dalmacije	19
3.1.1. Formacija Gornji Humac (konijak–santon) u okolici Šibenika	23
3.1.2. Formacije Dol i Čiovo (kampan) na jugozapadnom dijelu otoka Čiovo	26
3.1.3. Formacija Sumartin (mastriht–paleocen) na zapadnom dijelu otoka Hvara	29

3.2. Donjojurske naslage na području JZ Slovenije	32
4. MATERIJALI I METODE	34
4.1. Terenska i petrografska analiza površina diskontinuiteta	34
4.2. Fazna i kemijska analiza	35
4.2.1. Analiza mineralnog sastava netopivog ostatka primjenom rendgenske difrakcije na prahu	35
4.2.2. Skenirajući elektronski mikroskop i EDS analiza	35
4.3. Analiza stabilnih izotopa ugljika ($\delta^{13}\text{C}$) i kisika ($\delta^{18}\text{O}$)	36
5. REZULTATI I INTERPRETACIJA	37
5.1. Regionalni kredno–paleogenski (K–Pg) subaerski nekonformitet na području središnje Dalmacije	37
5.1.1. Karakterizacija biogenih kalkreta	39
5.1.2. Interpretacija biogenih (<i>beta</i> mikrostrukturnih) kalkreta sa rizolitima	44
5.1.3. Karakterizacija laminiranih kalkreta i pizoida	45
5.1.4. Interpretacija laminiranih kalkreta i pizoida	47
5.1.5. Karakterizacija paleokrša	48
5.2. Površine diskontinuiteta unutar formacije Gornji Humac u okolici Šibenika	49
5.2.1. Ihnološka i sedimentološka karakterizacija diskontinuiteta	49
5.2.2. Interpretacija unutarformacijskih diskontinuiteta i pridruženih ihnofosila	55
5.3. Površine diskontinuiteta i njihovo lateralno prostiranje unutar formacija Dol i Čiovo na jugozapadnom dijelu otoka Čiovo	57
5.3.1. Ihnološka i sedimentološka karakterizacija te bočno prostiranje diskontinuiteta	57
5.3.2. Interpretacija unutarformacijskih diskontinuiteta i pridruženih ihnofosila	63
5.4. Autigena glaukonitna mineralizacija povezana s <i>firmground</i> -om: primjer iz donjojurskih naslaga jugozapadne Slovenije	64
5.5. Vrijednosti stabilnih izotopa ($\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$) biogenih kalkreta kao markera regionalnog kredno–paleogenskog (K–Pg) subaerskog nekonformiteta i kompozitne površine	69
5.5.1. Rezultati vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$	69
5.5.1.1. Regionalni K–Pg subaerski nekonformitet	69

5.5.1.2. Kompozitna površina	71
5.5.2. Interpretacija vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$	78
5.5.2.1. Regionalni K–Pg subaerski nekonformitet	78
5.5.2.2. Kompozitna površina	81
6. RASPRAVA	83
6.1. Tektonostratigrafski okvir regionalnog kredno–paleogenskog (K–Pg) subaerskog nekonformiteta na području Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme	83
6.2. Sekvencijsko-stratigrafske implikacije površina diskontinuiteta	85
6.2.1. <i>Firmground</i> -i i kompozitna površina unutar formacije Gornji Humac u okolici Šibenika	85
6.2.2. <i>Firmground</i> -i unutar formacija Dol i Čiovo na jugozapadnom dijelu otoka Čiovo	88
7. ZAKLJUČAK	91
8. POPIS LITERATURE	95
9. DODATAK	117
Životopis	119
Popis objavljenih radova	121

TEMELJNA DOKUMENTACIJSKA KARTICA

Sveučilište u Zagrebu
Prirodoslovno-matematički fakultet
Geološki odsjek

Doktorska disertacija

KARAKTERISTIKE ODABRANIH POVRŠINA DISKONTINUITETA U SLIJEDU NASLAGA JADRANSKO-DINARIDSKE KARBONATNE PLATFORME

MIHOVIL BRLEK

Rad je izrađen u Zavodu za geologiju Hrvatskog geološkog instituta, Sachsova 2, Zagreb

Sažetak: Površine diskontinuiteta koriste se kao marker horizonti pri stratigrafskoj korelaciji te se često primjenjuju i u sekvencijskoj stratigrafiji karbonatnih sljedova. Identifikacija, interpretacija i klasifikacija površina diskontinuiteta zabilježenih u gornjokrednim do paleocenskim karbonatnim naslagama na području središnje Dalmacije i u donjojurskim naslagama na području jugozapadne Slovenije, izvršena je na temelju ihnoloških, sedimentoloških, pedo(dija)genetskih, mineraloških i izotopnih analiza. Regionalni kredno–paleogenski (K–Pg) subaerski nekonformitet, uzrokovan vrlo intenzivnim kasnokrednim sin-sedimentacijskim tektonskim zbivanjima na području Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme, karakteriziran je na području središnje Dalmacije biogenim kalkretama s rizolitima, uključujući *in situ Microcodium* agregate, laminiranim kalkretama i pizoidima, kao i tipičnim paleokrškim obilježjima (uključujući *in situ* i resedimentirane speleoteme). Na području središnje Dalmacije zabilježeno je i nekoliko unutarformacijskih površina diskontinuiteta, čija je *firmground* faza predstavljena *Thalassinoides* bioturbacijama koje pripadaju Glossifungites ihnofacijesu. Analizirani *firmground*-i su nastali kao posljedica pada relativne razine mora koji je uzrokovao period omisije, te bi se regionalno važan *firmground* zabilježen u kampanskim naslagama na otoku Čiovu mogao korelirati s regionalnim do globalnim “gornjokampanskim događajem”. Kompozitna površina zabilježena na lokalitetu Šibenik prošla je kroz nekoliko perioda regresije i transgresije, što je odraženo u naknadnom razvoju rizogenih laminiranih kalkreta unutar *firmground* bioturbacija. Glaukonitna mineralizacija asocirana s *firmground* bioturbacijama u kondenziranim donjojurskim naslagama na području jugozapadne Slovenije predstavlja dodatan kriterij za identifikaciju marinskih omisijских površina u karbonatnim naslagama. Negativne vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ biogenih kalkreta koje markiraju regionalni K–Pg subaerski nekonformitet na području središnje Dalmacije i istočne Istre, s rasponom vrijednosti od -13,1‰ do -8,2‰ VPDB, upućuju na procese pedo(dija)geneze i precipitaciju pod isključivim utjecajem C_3 zajednice biljaka. To posebice vrijedi za *Microcodium* agregate, kod kojih niske vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ upućuju da su precipitali pod izravnom biološkom kontrolom unutar tla. Iako vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ rizogenih kalkreta, zabilježenih unutar *firmground* bioturbacija kompozitne površine na lokalitetu Šibenik također upućuju na pedo(dija)genezu, one odražavaju i kontaminaciju izotopnih vrijednosti marinskim karbonatom.

Ključne riječi: površine diskontinuiteta, regionalni kredno–paleogenski subaerski nekonformitet, biogene kalkrete, Glossifungites ihnofacijes, glaukonit, $\delta^{13}\text{C}$, pedo(dija)geneza, Jadransko-Dinaridska karbonatna platforma

Rad sadrži: 122 (+XX) stranice, 39 slika, 2 tablice, 264 literaturnih navoda

Jezik izvornika: hrvatski

Rad je pohranjen u: Središnjoj geološkoj knjižnici Geološkog zavoda, Horvatovac 102a, Zagreb

Mentori: Dr.sc.Tvrtko Korbar, viši znan.sur., HGI; izv.prof.dr.sc. Blanka Cvetko Tešović, PMF

Ocjenjivači: Prof.dr.sc. Vlasta Čosović, PMF
Prof.dr.sc. Vladimir Bermanec, akademik, PMF
Prof.dr.sc. Bosiljka Glumac, Smith College, SAD

Rad prihvaćen: 16. lipnja 2014. god.

BASIC DOCUMENTATION CARD

University of Zagreb
Faculty of Science
Department of Geology

Doctoral Thesis

CHARACTERISTICS OF SELECTED DISCONTINUITY SURFACES RECORDED WITHIN THE ADRIATIC-DINARIDIC CARBONATE PLATFORM DEPOSITS

MIHOVIL BRLEK

Thesis completed in the Department of Geology at the Croatian Geological Survey, Sachsova 2, Zagreb

Abstract: Discontinuity surfaces are useful marker horizons for correlation of stratigraphic sections and are highly applicable in carbonate sequence stratigraphy. Identification, interpretation and classification of discontinuities recorded in Upper Cretaceous to Paleocene carbonate deposits in central Dalmatia, as well as in Lower Jurassic deposits in SW Slovenia, is based on ichnological, sedimentological, pedo(dia)genetic, mineralogical, and isotopic analysis. The regional Cretaceous to Paleogene (K–Pg) subaerial unconformity, recorded in central Dalmatia and caused by very extensive Late Cretaceous syn-sedimentary tectonics in the area of the Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform, is characterized by biogenic (beta microfabric) calcretes with rhizoliths, including *in situ Micocodium* aggregates, laminated calcretes and pisoids, as well as typical paleokarst features (including *in situ* and re-sedimented speleothems). Several intraformational discontinuity surfaces were also recorded in the central Dalmatian deposits, and are characterized by firmground *Thalassinoides* burrows of the Glossifungites ichnofacies. The analysed firmgrounds may have formed due to relative sea-level fall that caused a phase of omission, and development of the regionally important formational boundary firmground in Campanian deposits on the Island of Čiovo, which is likely correlative with the regional to global Upper Campanian Event. Different types of trace fossils (firmground *Thalassinoides* burrows and rhizogenic laminar calcretes) recorded in the composite surface at the Šibenik locality indicate that it may have experienced several stages of regression and transgression. Glauconitization associated with firmground bioturbations recorded in Lower Jurassic condensed deposits in SW Slovenia represents yet another identification criterion for marine omission surfaces in carbonate deposits. Negative $\delta^{13}\text{C}$ signatures (ranging from -13.1‰ to -8.2‰ VPDB) of biogenic calcretes marking the regional K–Pg subaerial unconformity in central Dalmatia and eastern Istria indicate pedo(dia)genesis and precipitation exclusively under the influence of C_3 plant communities. Such low $\delta^{13}\text{C}$ values of *Micocodium* aggregates indicate their precipitation under direct biological control within the soil. Although $\delta^{13}\text{C}$ values of rhizogenic calcretes, developed within firmground bioturbations of the composite surface at the Šibenik locality, indicate processes of pedo(dia)genesis, they also reflect contamination with host marine limestone.

Keywords: discontinuity surfaces, regional Cretaceous to Paleogene subaerial unconformity, biogenic calcretes, Glossifungites ichnofacies, glaucony, $\delta^{13}\text{C}$, pedo(dia)genesis, Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform

Thesis contains: 122 (+XX) pages, 39 figures, 2 tables, 264 references

Original in: Croatian

Thesis deposited in: Central geological library, Horvatovac 102a, Zagreb

Supervisors: Ph.D. Tvrko Korbar, research scientist, Croatian Geological Survey; Ph.D. Blanka Cvetko Tešović, associate professor, Faculty of Science

Reviewers: Ph.D. Vlasta Čosović, full professor, Faculty of Science
Academician Vladimir Bermanec, full professor, Faculty of Science
Ph.D. Bosiljka Glumac, full professor, Smith College, USA

Thesis accepted: June 16, 2014

1. UVOD

1.1. Predmet istraživanja i znanstvena hipoteza

Predmet ovog istraživanja su razne vrste površina diskontinuiteta zabilježene u gornjokrednim do paleocenskim karbonatnim naslagama na području središnje Dalmacije (Hrvatska) te u donjojurskim naslagama na području Trnovskog Gozda (jugozapadna Slovenija). U gornjokrednim karbonatnim naslagama na širem području Dalmacije zabilježen je regionalni kredno–paleogeni (K–Pg) subaerski nekonformitet (Vlahović et al., 2005; Korbar, 2009; Brlek et al., 2013, 2014; Brlek & Glumac, 2014), kao i nekoliko drugih vrsta površina diskontinuiteta (Brlek et al., 2013, 2014), također zabilježenih i u donjojurskim naslagama na području jugozapadne Slovenije (Črne & Goričan, 2008), što ove naslage čini vrlo perspektivnim objektima za ovu vrstu istraživanja. Za istraživanje je odabrano četiri lokaliteta s odlično i kontinuirano otkrivenim izdancima na području središnje Dalmacije (uvala Martinska u okolici Šibenika, jugozapadni dio otoka Čiovo te uvala Majerovica na zapadnom dijelu otoka Hvara) (regionalni kredno-paleogeni nekonformitet zabilježen na ovim lokalitetima koreliran je s istim razvijenim na području istočne Istre) i jugozapadne Slovenije (lokalitet Kovk, Trnovski Gozd).

Za ovo su istraživanje postavljene sljedeće hipoteze:

1. Površine diskontinuiteta sadrže specifičan zapis subaerskih, marinskih ili kombiniranih subaerskih i marinskih procesa, na temelju čega ih je moguće pravilno interpretirati i klasificirati.

2. Identifikacija, interpretacija i klasifikacija površina diskontinuiteta temelji se na ihnološkoj, sedimentološkoj, pedo(dija)genetskoj i mineraloškoj analizi produkata nastalih u subaerskim i/ili marinskim dijagnetskim okolišima.

3. Vrijednosti stabilnih izotopa ugljika kalkreta, koji odražavaju ravnotežno ugrađivanje izotopno lakog ugljika porijeklom iz tla, koji nastaje procesima respiracije korijenja i mikrobijskom razgradnjom organske tvari, služe pri prepoznavanju meteorske dijageneze i identifikaciji subaerskih površina diskontinuiteta.

4. Površine diskontinuiteta predstavljaju značajne promjene u taložnom okolišu karbonatnih platformi i rampa, te mogu poslužiti za preciznije stratigrafske interpretacije sljedova karbonatnih naslaga.

5. Gornjokredne karbonatne naslage na otoku Čiovu razlikuju se od istovremenih naslaga koje nalazimo na drugim lokalitetima u središnjoj Dalmaciji te mogu pružiti važan uvid u regionalnu (globalnu) stratigrafiju i taložne okoliše tijekom kampana.

1.2. Svrha i ciljevi istraživanja

Površine diskontinuiteta, koje nastaju zbog prekida sedimentacije, čime predstavljaju hijatuse neovisno o njihovu trajanju (Clari et al., 1995; Hillgärtner, 1998; Sattler et al., 2005; Christ, 2012), su marker horizonti pri stratigrafskoj korelaciji i geološkom kartiranju te su vrlo upotrebljive u karbonatnoj sekvencijskoj stratigrafiji (npr. Wright, 1994; Buatois & Mángano, 2011; Schwarz & Buatois, 2012). Išnolška, sedimentološka i pedo(dija)genetska analiza raznih vrsta površine diskontinuiteta (npr. Bromley, 1975; Odin & Fullagar, 1988; Wright, 1994; Clari et al., 1995; Föllmi, 1996; Hillgärtner, 1998; Schwarz & Buatois, 2012; Brlek et al., 2014), prisutnih u gornjokrednim do paleocenskim karbonatnim naslagama središnje Dalmacije, omogućit će njihovo razlikovanje i klasifikaciju (emerzijske, marinske omisijske i poligenetske površine), kao i interpretaciju specifičnih uzroka i uvjeta nastanka. Analiza stabilnih izotopa ugljika kalkreta, koji odražavaju ravnotežno ugrađivanje izotopno lakog ugljika porijeklom iz tla koji nastaje procesima respiracije korijenja i mikrobijskom razgradnjom organske tvari, poslužit će pri prepoznavanju meteorske dijageneze i identifikaciji subaerskih površina diskontinuiteta (Allan & Matthews, 1982; James & Choquette, 1990; Brlek & Glumac, 2014) u navedenim naslagama. Također, bit će prikazan i literaturni pregled istraživanja pedogenih karbonata i organske tvari (npr. lipidi) u kvartarnim naslagama pomoću izotopnih metoda (analiza stabilnih izotopa ugljika i kisika, C-14 datiranje; npr. Gocke, 2010) te procijenjen potencijal njihovog budućeg istraživanja u kvartarnim naslagama (npr. les; Wacha, 2011) na području Hrvatske pri paleookolišnim interpretacijama i rekonstrukcijama (Bradley, 1999). Dodatno, analiza autigene glaukonitno-fosfatne mineralizacije asocirane s marinskim površinama diskontinuiteta zabilježenim u donjoj juri jugozapadne Slovenije omogućit će potpuniji uvid u različite vrste i karakteristike površina diskontinuiteta koje su prisutne u karbonatnim sljedovima. Potreba za analizom površina diskontinuiteta postoji također i zbog vrlo malog broja izvršenih detaljnih

ihnoloških, sedimentoloških, pedo(dija)genetskih, mineraloških i izotopnih analiza ovih površina koje se pojavljuju u mezozojskim do kenozojskim karbonatnim sljedovima Vanjskih Dinarida (npr. Gušić & Jelaska 1990; Durn et al., 2003; Mileusnić, 2007; Babić & Zupanič, 2012; Martinuš et al., 2012), a od iznimnog su značaja. Lito-, bio- i kemostratigrafska odredba gornjokrednih do paleocenskih karbonatnih naslaga s površinama diskontinuiteta omogućit će njihovu regionalnu korelaciju s istovremenim karbonatnim naslagama na području Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme te će zajedno sa stratigrafskim implikacijama površina diskontinuiteta pridonijeti boljem razumijevanju nastanka ovih naslaga.

Postavljeni su sljedeći ciljevi istraživanja:

1. Ihnološka, sedimentološka, pedo(dija)genetska i mineraloška analiza raznih vrsta površina diskontinuiteta prisutnih u istraživanim karbonatnim naslagama, te njihovo bočno prostiranje.

2. Interpretacija i klasifikacija površina diskontinuiteta.

3. Analiza stabilnih izotopa ugljika i kisika kalkreta kao oruđe pri prepoznavanju meteorske dijageneze te pri identifikaciji i interpretaciji subaerskih površina diskontinuiteta u navedenim naslagama.

4. Odredba lito-, bio- i kemostratigrafije gornjokrednih do paleocenskih naslaga na istraživanim lokalitetima.

5. Stratigrafske implikacije površina diskontinuiteta u pogledu sekvencijsko stratigrafskih interpretacija i povezanosti s glavnim tektonskim događajima.

6. Usporedba istraživanih naslaga s drugim istovremenim sljedovima na području Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme.

2. TEORIJSKA OSNOVA I PREGLED DOSADAŠNJIH ISTRAŽIVANJA

2.1. Definicija površina diskontinuiteta i njihov značaj u geoznanostima

Površine diskontinuiteta (ili samo diskontinuiteti) predstavljaju ključne horizonte u sedimentacijskom zapisu koji su povezani s prekidima sedimentacije, čime predstavljaju hijatuse neovisno o njihovu trajanju (Heim, 1924, 1934; Bromley, 1975; Clari et al., 1995; Hillgärtner, 1998; Sattler et al., 2005; Christ, 2012). U ovaj ne-interpretativni skupni naziv (Clari et al., 1995) uključene su različite vrste površina diskontinuiteta, uključujući marinske *firmground-e* i *hardground-e*, subaerske površine izlaganja, kao i kompozitne (poligenetske) površine. Površine diskontinuiteta su korisni marker horizonti pri stratigrafskoj korelaciji te se često primjenjuju i u sekvencijskoj stratigrafiji karbonatnih sljedova (npr. Wright, 1994; Buatois & Mángano, 2011; Schwarz & Buatois, 2012). Značaj kalkreta i paleokrša, ihnofosila i ihnofacijesa te autigene marinske mineralizacije, pri genetskim interpretacijama površina diskontinuiteta je vrlo dobro opisan u literaturi (npr. Bromley, 1975; Odin & Fullagar, 1988; Wright, 1994; Clari et al., 1995; Föllmi, 1996; Hillgärtner, 1998; Schwarz & Buatois, 2012; Brlek et al., 2014). Vrijednosti stabilnih izotopa pedogenih karbonata (kalkreta) također su vrlo vrijedan indikator okoliša meteorske dijageneze (npr. Allan & Matthews, 1982; James & Choquette, 1990; Brlek & Glumac, 2014; Li & Jones, 2014), kao i odlično oruđe pri paleokolišnim rekonstrukcijama u kvartarnim sedimentima (npr. Gocke, 2010).

2.2. Vrste površina diskontinuiteta i principi klasifikacije

2.2.1. Subaerske površine diskontinuiteta

Neka od glavnih obilježja subaerskih površina diskontinuiteta, koja nastaju izlaganjem marinskih karbonata subaerskim uvjetima (uvjeti meteorske dijageneze), su kalkrete (Alonso-Zarza & Wright, 2010 i reference u radu) i paleokrš (James & Choquette, 1988, 1990 i reference unutra; Flügel, 2004; Miller et al., 2012). S površinama subaerskog izlaganja još mogu biti povezane i glinovite (npr. Wright, 1994 i reference u radu; Mileusnić, 2007) te boksitne (Bardossy, 1982; Wright, 1994; D'Argenio & Mindszenty, 1995; Durn et al., 2003) naslage.

2.2.1.1. Kalkrete

Kalkrete (ili kaliče) su jedna od vrsta ne-marinskih karbonata koja je istraživana s različitih aspekata, uključujući geomorfološki, pedološki, sedimentološki i geokemijski (Alonso-Zarza & Wright, 2010 i reference unutra). Interes i potreba za istraživanjem kalkreta proizlazi iz činjenice da se kalkrete pojavljuju u mnogim kontinentalnim okolišima te sadrže vrlo korisne informacije potrebne za rekonstrukciju paleoekosustava i paleookoliša, kao i za klimatske, tektonske i sedimentacijske režime u kojima su nastale. Pregledne podatke o kalkretama nalaze se u radovima Esteban & Klappa (1983), Wright & Tucker (1991), Wright (1994), Alonso-Zarza (2003), Wright (2007) te Alonso-Zarza & Wright (2010). Iako kalkrete najvećim dijelom nastaju u zoni tla (pedogene kalkrete), njihov nastanak također može biti povezan i s vodom temeljnicom (Wright & Tucker, 1991; Wright, 2007; Alonso-Zarza & Wright, 2010). Praktična definicija pedogenih kalkreta glasi: “pedogene kalkrete su kopneni materijali dominantno (no ne i isključivo) izgrađeni od CaCO_3 te se mogu pojavljivati u nodularnom, praškastom, ili vrlo očvrstnutom (litificiranom) obliku. Nastaju potiskivanjem i/ili zamjenom primarnog materijala prilikom unosa karbonata u veće ili manje količine tla, stijene ili sedimenta unutar profila tla” (Alonso-Zarza & Wright, 2010 i reference unutra). Autigeno porijeklo kalkrete je jasno u slučajevima kada dolazi do unosa kalcijevog karbonata u ne-karbonatnog domaćina. Međutim, kalkrete nastaju i u karbonatnim stijenama i sedimentima (Wright, 1994). Za nastanak kalkreta na karbonatnom domaćinu nije potreban dodatan unos karbonata u profil tla, već većim dijelom dolazi do preraspodjele postojećeg karbonata (model alteracije *sensu* Alonso-Zarza & Wright, 2010; Wright, 1994).

Mikromorfologija kalkreta odražava koji su procesi, biogeni ili abiogeni, doveli do precipitacije karbonata, iako su pri nastanku većine kalkreta djelovala oba procesa. Prema mikromorfologiji razlikujemo dva krajnja člana: *beta* mikrograđu, u kojoj dominiraju biogena obilježja, te *alfa* mikrograđu, u kojoj dominiraju ne-biogena obilježja (Wright & Tucker, 1991; Wright, 2007; Alonso-Zarza & Wright, 2010). *Beta* mikrograđa, karakterizirana različitim strukturama biogenog podrijetla nastalih aktivnošću korijenja biljaka (rizoliti, *Microcodium* agregati; Klappa, 1980; Košir, 2004; Brlek et al., 2014; poglavlje 5.1.) i gljiva (alveolarno-septalna građa i igličasto-fibrozni kalcit; Bajnóczi & Kovács-Kis, 2006; Milliere et al., 2011) je češće (no ne i isključivo) razvijena na supstratima bogatih s karbonatom (Wright, 1994, 2007). Iako poligenetskog porijekla (Wright, 1994; Alonso-Zarza, 2003; Wright, 2007; Alonso-Zarza & Wright, 2010), laminirane kalkrete su najprepoznatljiviji makromorfološki oblik kalkrete izgrađene od mnogih biogenih obilježja koje uglavnom

nastaju pod utjecajem korijenja biljaka (rizogeno porijeklo; Wright et al., 1988; Wright et al., 1995; Alonso-Zarza & Jones, 2007), uključujući rizo-lite (ponekad izgrađene u potpunosti od *Microcodium* agregata; Alonso-Zarza & Wright, 2010).

2.2.1.2. Paleokrš

Termin krš se odnosi na fizičke teksture nastale otapanjem u meteorskoj vodi. Ovaj termin uključuje “sva dijagenetska obilježja, makroskopska i mikroskopska, površinska i podpovršinska, koja su nastala kemijskim otapanjem i povezanom modifikacijom karbonata” (Choquette & James, 1988; Flügel, 2004). Krš se razvija na kontaktu zraka i vapnenca ili tla i vapnenca (površinski krš), te unutar karbonatnih tijela (podpovršinski krš). Paleokrš predstavlja nekadašnja krška obilježja koja su prekrivena mlađim sedimentima ili sedimentnim stijenama (Choquette & James, 1988; Flügel, 2004). Najindikativnija obilježja paleokrša, uključujući kolapsne breče, šupljine otapanja, unutarnje sedimente i speleoteme taložene u spiljama, te karbonatne cemente (Choquette & James, 1988; James & Choquette, 1988; Miller et al., 2012), zahtijevaju proučavanja na izdanku, makroskopskoj kao i na mikroskopskoj razini (Flügel, 2004). Upravo prisustvo speleotema (pretaloženih ili *in situ*) povezanih s paleokrškim horizontima upućuje na razvoj spiljskih sustava i šupljina nastalih otapanjem u meteorskom okolišu, koji predstavljaju jedne od najspektakularnijih obilježja podpovršinskog krša. Obilježja paleokrša pomažu pri prepoznavanju subaerskih nekonformiteta i stratigrafskih prekida, korelaciji stratigrafskih jedinica, procjeni promjena razine mora, rekonstrukciji paleoklimatskih uvjeta i hidrogeoloških obrazaca, te mogućem potencijalu paleokrša kao stijeni domaćinu za mineralna ležišta i ležišta ugljikovodika (James & Choquette, 1988; Flügel, 2004 i reference unutra).

2.2.2. Marinski *firm*- i *hardground*-i

Marinski *firm*- i *hardgroundi* spadaju u skupinu marinskih omisijskih površina (Hillgärtner, 1998). Razlikovanje ovih dvaju tipova površina diskontinuiteta temelji se na definiranju prisutnih ihnofosila (bioturbacije i ubušivanja) i odgovarajućih ihnofacijesa (Glossifungites i Trypanites ihnofacijesi), koji su razvijeni tijekom prestanka sedimentacije i stvaranja ovih omisijskih površina (Bromley, 1975; MacEachern et al., 2007, 2012). Marinske omisijske površine često su karakterizirane i s autigenom marinskom fosfatnom i glaukonitnom mineralizacijom (npr. Odin & Fullagar, 1988; Föllmi, 1996).

2.2.2.1. Ichnofosili i ichnofacijesi

Ichnofacijesi predstavljani odgovarajućom zajednicom (*suite*; Bromley, 1975, 1996) ichnofosila, čiji je nastanak kontroliran vrstom supstrata (ostali čimbenici koji uvjetuju pojavljivanje organizama koji stvaraju ichnofosile u današnjim marinskim okolišima sumirani su u Bromley, 1996; Pemberton et al., 2004; MacEachern et al., 2007, 2012), predstavljaju jasne markere marinskih omisijskih površina (Bromley, 1975, 1996; Fürsich, 1979; Knaust et al., 2012; Savrda, 2012; Schwarz & Buatois, 2012). Poznata su dva tipa ovakvih ichnofacijesa: pred-litifikacijski Glossifungites ichnofacijes, koji markira *firmground*-e (supstrat izgrađen od čvrstog, ali ne-litificiranog sedimenta; Bromley, 1996), te post-litifikacijski Trypanites ichnofacijes, koji markira *hardground*-e (sin-sedimentacijski cementirano morsko dno, gdje međuzrnski cement stvara čvrsti supstrat koji se ne može bioturbirati; Bromley, 1996). Iako mnogi ichnorodovi, koji predstavljaju tragove obitavanja (domihnia) suspenzojeda i muljojeda, pripadaju Glossifungites ichnofacijesu koji je povezan sa uvjetima *firmground*-a (Pemberton et al., 2004; MacEachern et al., 2007, 2012), ichnorod *Thalassinoides* (poglavlje 5.2.; Rodríguez-Tovar et al., 2008 i reference u radu) često predstavlja jedini ichnotakson u pred-litifikacijskoj omisijskoj zajednici ichnofosila (Bromley, 1975; Knaust, 2008; Knaust et al., 2012; Savrda, 2012). Trypanites ichnofacijes, koji je karakteristika u potpunosti litificiranih supstrata (poput *hardground*-a) u marinskom okolišu, sadrži fosilne tragove ubušivanja (bioerozije), poput ichnorodova *Trypanites*, *Gastrochaenolites* i *Entobia* (Bromley, 1975, 1994; Pemberton et al., 2004; MacEachern et al., 2007, 2012). Tragovi ubušivanja post-litifikacijskog Trypanites ichnofacijesa koji sijeku okomito bioturbacije pred-litifikacijskog Glossifungites ichnofacijesa odražavaju progresivnu litifikaciju omisijskog supstrata (Bromley, 1975; Savrda, 2012).

2.2.2.2. Glaukonit i fosfati: primjeri autigene marinske mineralizacije

Pojam glaukonit (Odin, 1988) koristi se pri označavanju facijesa koji je sastavljen od zrna zelene boje, dok se pojam glaukonitični mineral (Odin, 1988) (općenita formula $K_{(x+y)}(Si_{4-x}Al_x)_{-4}(Fe^{3+}, Al, Mg, Fe^{2+})_{-2}O_{10}(OH)_2$ prema Odin & Fullagar, 1988) koristi za označavanje minerala glina, koji predstavljaju jednu od specifičnih komponenti autigene (Jackson, 1997) faze zelenih zrna (Odin & Matter, 1981; Odin & Fullagar, 1988). Prema interpretativnoj genetskoj klasifikaciji glaukonita definirane su dvije glavne kategorije habitusa glaukonita: zrnasti (povezan s mikrofosilima, fekalnim peletima, karbonatnim i silikatnim biokastima te sa zrnima minerala i stijena) i filmski (povezan s omisijskim površinama i nodulama) (Odin &

Fullagar, 1988). Kod fazne analize (rendgenska difrakcija na praškastim uzorcima – XRPD – i mikroskopska opažanja) zelenih zrna (glaukonit) koja su izdvojena iz sedimenta, tri komponente mogu potencijalno biti prisutne u zelenim zrnima, i to: 1) primarni supstrat; 2) autigeni zeleni minerali glina; te 3) minerali nastali tijekom ranog zatrpavanja (dijageneze) (Odin & Fullagar, 1988). Fazne metode analize rendgenskom difrakcijom na prahu dobro ilustriraju mineraloški varijetet zelenih zrna koja se pojavljuju u glaukonitnom facijesu. Specifična mineraloška skupina je definirana pod nazivom glaukonitični minerali (Odin & Matter, 1981; Odin, 1988; Velde, 2003), a u ovu skupinu spadaju minerali sa strukturom smektita i tinjca kao krajnjih članova (Moore & Reynolds, 1997; Slovenec & Bermanec, 2006; Klein & Dutrow, 2008), kao i miješanom strukturom, ovisno o stupnju evolucije koje je zrno postiglo (tj. ovisno o % K_2O u strukturi glaukonita) (Odin & Matter, 1981; Odin & Fullagar, 1988; Amorosi, 1997; Amorosi et al., 2007). Mogu se razlikovati 4 stadija evolucije glaukonita (na temelju sadržaja kalija u zelenim zrnima što je korelativno sa intenzitetom boje zrna) (Odin & Matter, 1981; Amorosi, 2012): 1) početni (K_2O od 2 do 4%, smektitni krajnji član), 2) nisko evoluirani, 3) evoluirani i 4) visoko evoluirani ($K_2O > 8\%$, tinjčasti krajnji član) stadij glaukonitizacije. Za detaljnije fazne (rendgenska difrakcija na prahu) i kemijske (npr. rendgenska fluorescencijska spektroskopija) analize, kao i za određivanje preciznih stadija evolucije glaukonita (% K_2O na temelju kemijske analize i odnosa difrakcijskih maksimuma 020 i 001) i odgovarajuće strukture glaukonitičnih minerala (odnos smektit/tinjac), potrebno je analizirati homogene populacije zrna koja su dostigle jednaki stupanj evolucije, te su karakterizirane istim fizičko-kemijskim svojstvima (npr. ista veličina, boja, magnetizam i gustoća) (Odin & Matter, 1981; Odin & Fullagar, 1988; Amorosi, 1997; Amorosi et al., 2007). Precizna mineraloška i geokemijska istraživanja glaukonita također su nužno potrebna kod korištenja glaukonitičnih minerala pri određivanju apsolutne starosti (K-Ar i Rb-Sr; Faure & Mensing, 2004) u geokronologiji (Odin, 1982; Odin & Fullagar, 1988), te bi glaukonit koji se koristi za takve metode trebao biti visoko evoluiran (bogat na kaliju) (Odin, 1982; Odin & Fullagar, 1988; Zaitseva et al., 2008; Derkowski et al., 2009). Pregledni osvrt o teorijama o mehanizmima geneze glaukonita dan je u Odin & Fullagar (1988), Jimenez-Millan et al. (1998 i reference u radu) i Sánchez-Navas et al. (1998). Generalni okoliš nastanka glaukonita je otvorena morska voda, pri čemu se glaukonitizacija odvija blizu morskog dna gdje se nužno porozni supstrati nalaze u bliskom kontaktu s morskom vodom, no ipak u dovoljno ograničenom ili izoliranom okolišu (polu-ograničeni okoliš, npr. unutar bioturbacija povezanih s *firmground*-ima) u kojem ioni mogu ulaziti i izlaziti, ali gdje njihova izmjena nije prebrza (Odin & Fullagar, 1988). Proces glaukonitizacije odvija se u razdobljima nepostojanja

ili slabe sedimentacije, zbog čega su često i povezani s marinskim omisijskim površinama (Jarvis, 1992; Jimenez-Millan et al., 1998).

Karbonatni fluorapatit (CFA, frankolit), čija formula glasi $\text{Ca}_{10-a-b}\text{Na}_a\text{Mg}_b(\text{PO}_4)_6-x(\text{CO}_3)_x-y-z(\text{CO}, \text{F})_y(\text{SO}_4)_z\text{F}_2$ (Jarvis, 2006; mineraloške i geokemijske karakteristike prikazane su u Jarvis, 1992; Föllmi, 1996; Krajewski et al., 2000; Sánchez-Navas & Martín-Algarra, 2001), predstavlja najčešći fosfatni mineral koji nastaje u ranodijagenetskim marinskim okolišima (Föllmi, 1996) te može često biti asociiran s glaukonitnom mineralizacijom (Odin & Letolle, 1980). Početni korak pri stvaranju fosforita (process fosfogeneze; informacije o sedimentologiji, stratifikaciji i genezi fosforita dane su u Föllmi, 1996) je prezasićenje pornih voda s CFA te njegova posljedična precipitacija. Smatra se da se prezasićenje s CFA te posljedična fosfogeneza odvijaju u stadiju rane dijageneze blizu kontakta sedimenta i morske vode u suboksičnoj zoni (blizu redoks granice; Krauskopf & Bird, 1994), koja je karakterizirana mikrobijskom (npr. heterotrofne bakterije i gljive) razgradnjom organske tvari i prinosom (povećanjem koncentracije) intersticijskog fosfata (uz ostale procese; Föllmi, 1996) unutar sedimenta (Martín-Algarra & Sánchez-Navas, 1995; Föllmi, 1996; Sánchez-Navas & Martín-Algarra, 2001; Schulz & Zabel, 2006; Konhauser, 2007; Arning et al., 2009; Berndmeyer et al., 2012). U prilog tomu govori i relativno spora brzina precipitacije frankolita na morskom dnu (Van Capellan & Berner, 1991), koja također uvjetuje da ovaj mineral nastaje samo onda kada su brzine akumulacije sedimenta dovoljno male da dopuštaju prijenos dovoljnih količina otopljenog fosfata na kontakt sedimenta i morske vode (Föllmi, 1996), zbog čega je nastanak fosforita često povezan i s omisijskim površinama (npr. Kennedy & Garrison, 1975; Jarvis, 1992, 2006; Föllmi, 1996). Iako kemizam glavnih elemenata marinskog karbonatnog fluorapatita pokazuje uniformnost (Jarvis, 2006), mnogi elementi u tragovima (npr. elementi rijetkih zemalja; Rollinson, 1997; Bermanec, 1999; Arning et al., 2009) koji ulaze u strukturu fosfata, zajedno s detaljnim sedimentološkim, petrografskim, mineraloškim (XRPD, IR spektroskopija), kao i informacijama dobivenim analizama stabilnih (npr. $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; Veizer et al., 1999) i radiogenih (npr. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) izotopa (Faure & Mensing, 2004), mogu pridonijeti točnijim sedimentološkim, paleookolišnim (npr. oceanografskim) i stratigrafskim interpretacijama i rekonstrukcijama (Jarvis, 1992, 2006; Föllmi, 1996; Krajewski et al., 2000; Jarvis, 2006; Arning et al., 2009; Berndmeyer et al., 2012; Wigley & Compton, 2012).

2.2.3. Kompozitne površine

Kompozitne (ili poligenetske) površine predstavljaju površine diskontinuiteta koje nastaju i kroz fazu marinske omisije i kroz fazu subaerskog izlaganja (Sattler et al., 2005; Rameil et al., 2012). Prema tome, kompozitne površine mogu biti markirane marinskim pred- i post-litifikacijskim omisijskim inofosilima, zajedno s produktima meteorske dijageneze, npr. kalkretama (npr. Wilson et al., 1998; Brlek & Glumac, 2014; Brlek et al., 2014), što upućuje na kompleksnost površina diskontinuiteta u karbonatnim sljedovima (Rameil et al., 2012).

2.3. Izotopna istraživanja (^{14}C , $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$) pedogenih karbonata u sekvencama les-paleotlo i u naslagama karbonatne platforme kvartarne starosti s primjenom na paleoklimatološke, paleookolišne i dijagenetske rekonstrukcije

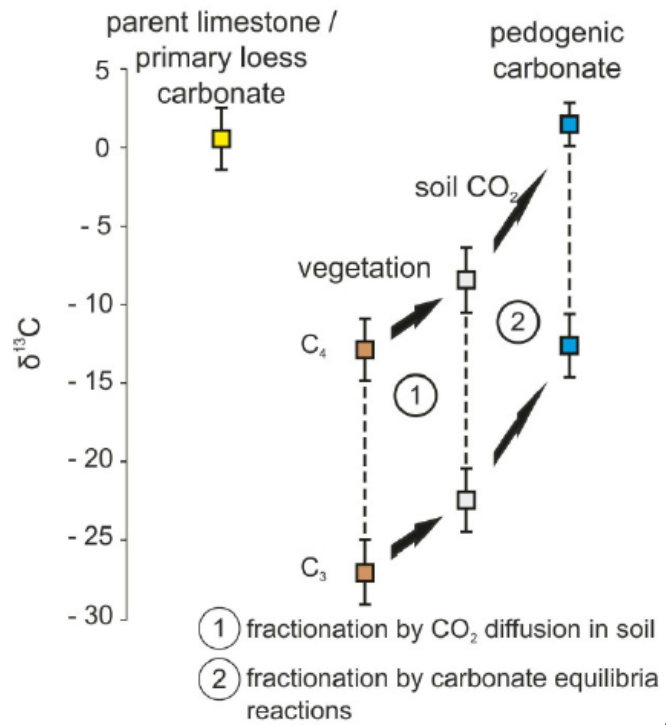
Autigeni pedogeni karbonati su kopnene naslage kalcijevog karbonata koje nastaju u zoni tla. U ovim karbonatima su zapisani paleookolišni uvjeti koji su vladali tijekom njihova nastanka, u pogledu vrijednosti stabilnih izotopa ugljika i kisika (Zhou & Chafetz, 2010). Dok su vrijednosti stabilnih izotopa ugljika uglavnom kontrolirane metabolizmom vegetacije (npr. C_3 i C_4 biljke), izotopi kisika su uglavnom kontrolirani temperaturom i izotopnim sastavom vode u tlu (Zhou & Chafetz, 2010). Pedogeni karbonati pojavljuju se u raznim vrstama kvartarnih naslaga, uključujući u slijedu les-paleotlo (npr. Wang & Greenberg, 2007, Gocke, 2010; Barta, 2011, 2014; Gocke et al., 2011a, 2014; Koeniger et al., 2014) i u crvenici (*terra rossa*; npr. Durn et al., 1999; Fedoroff & Courty, 2013). Također su povezani i sa subaerskim nekonformitetima prisutnim u karbonatnim talozima okoliša karbonatnih platformi (npr. Allan & Matthews, 1982; Rossinsky et al., 1993; Wilson et al., 1998; Alonso-Zarza & Jones, 2007; Kindler et al., 2011; Miller et al., 2012; Mylroie et al., 2012; Eberli et al., 2013; Li & Jones, 2014).

Slijed les-paleotlo predstavlja jednu od najinformativnijih kopnenih paleoklimatskih arhiva (Bradley, 1999; Walker, 2005; Antoine et al., 2009; Gocke, 2010; Gocke et al., 2011a; Novothny et al., 2011). Akumulacije sekundarnih karbonata se u ovim pedo-sedimentološkim kompleksima pojavljuju kao jedno od najuočljivijih pedogenih obilježja. Akumulacije kalcificiranog korijenja predstavljaju, zajedno s lesnim lutkama, tipično obilježje slijeda les-paleotlo (Becze-Deák et al., 1997; Wang & Greenberg, 2007; Gocke, 2010; Barta, 2011, 2014; Gocke et al., 2011a; Koeniger et al., 2014). Sekundarni karbonati u tlima nastaju u izotopnoj ravnoteži sa CO_2 u tlu (Cerling, 1984, 1999), koji nastaje uglavnom respiracijom

korijenja i mikrobijskim raspadom organske tvari u tlu (Amundson et al., 1998; Gocke, 2010). Zbog toga se sekundarni karbonati koriste kao važno oruđe pri rekonstrukcijama paleookolišnih uvjeta korištenjem stabilnih izotopa ugljika i kisika ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$), kao i za datiranje tala i paleotala metodom ^{14}C (Amundson et al., 1994; Bradley, 1999; Pustovoytov, 2002; Pustovoytov & Terhorst, 2004; Walker, 2005; Bajnóczy & Kovács-Kis, 2006; Pustovoytov et al., 2007a, b; Wang & Greenberg, 2007; Zhou & Chafetz, 2009b, 2010; Gocke, 2010; Gocke et al., 2011a; Milliere et al., 2011; Koeniger et al., 2014; Brlek & Glumac, 2014). Jedan od glavnih preduvjeta pri ovakvim istraživanjima je da nema ugrađivanja starijeg C (npr. iz primarnog starijeg karbonata) ili mlađeg C (npr. naknadnom izmjenom) u autigene pedogene karbonate (Gocke, 2010; Gocke et al., 2011a). Istraživanje sekundarnih karbonata u lesnim naslagama vrši se raznim instrumentalnim metodama, uključujući mikromorfologiju (Klappa, 1980; Becze-Deák et al., 1997; Košir, 2004; Wang & Greenberg, 2007; Barta, 2011, 2014; Brlek et al., 2014), analizu stabilnih izotopa ugljika i kisika ($\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$; Faure & Mensing, 2004; Wang & Greenberg, 2007; Łącka et al., 2009; Gocke, 2010; Gocke et al., 2011a; Koeniger et al., 2014), ^{14}C metodu datiranja (Amundson et al., 1994; Rowe & Maher, 2000; Deutz et al., 2002; Pustovoytov, 2002; Faure & Mensing, 2004; Pustovoytov & Terhorst, 2004; Pustovoytov et al., 2007a, b; Cramer & Hawkins, 2009; Alonso-Zarza & Wright, 2010; Gocke, 2010; Gocke et al., 2011a) te potencijalno apsolutno datiranje pomoću U–Th metode (Bradley, 1999; Kelly et al., 2000; Rowe & Maher, 2000; Candy et al., 2004; Faure & Mensing, 2004; Walker, 2005).

U sljedovima les-paleotlo sastavi stabilnih izotopa mjereni su u karbonatnim nodulama, konkrecijama, rizolitima, rizokonkrecijama i kalcificiranim stanicama korijenja (Wang & Greenberg, 2007; Łącka et al., 2009; Gocke, 2010; Gocke et al., 2011a; Koeniger et al., 2014 i reference u radu). Becze-Deák et al. (1997) su prepoznali visok potencijal kalcificiranog korijenja, zbog kratkog vremena potrebnog da nastanu (Wang & Greenberg, 2007; Gocke, 2010), pri kronološkim i paleookolišnim istraživanjima metodama ugljikovih izotopa ($\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C). Zbog toga što se organska tvar u tlu akumulira postepeno tijekom vremena razgradnjom ostataka biljaka, sastav $\delta^{13}\text{C}$ karbonata u tlu ukazuje na dugotrajne promjene u sastavu vegetacije (Wang & Greenberg, 2007). U ne-pustinjskim okolišima, C_3 i C_4 biljke su dvije glavne komponente biljne biomase. Većina biljaka, uključujući drveće, grmlje i trave hladnog razdoblja, koriste C_3 metodu fotosinteze i imaju prosječne vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ od -27‰ PDB (raspon vrijednosti između -36‰ i -19‰ PDB) (Deines, 1980; Cerling & Quade, 1993; Wang & Greenberg, 2007; Gocke, 2010; Zhou & Chafetz, 2010; Gocke et al., 2011a). Za razliku od njih, C_4 biljke, uključujući trave prilagođene na visoke temperature, visoku aridnost i niske

koncentracije atmosferskog CO₂, imaju prosječne vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ od -12‰–13‰ PDB (raspon vrijednosti između -16‰ i -9‰ PDB) (Deines, 1980; Cerling & Quade, 1993; Faure & Mensing, 2004; Gocke, 2010; Zhou & Chafetz, 2010; Gocke et al., 2011a). CAM biljke koje se uobičajeno nalaze u pustinjama (npr. kaktusi) imaju $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti između C₃ i C₄ biljaka (Faure & Mensing, 2004; Wang & Greenberg, 2007; Zhou & Chafetz, 2010). U klima, gdje je CO₂ nastao respiracijom korijenja i razgradnjom organske tvari (Amundson et al., 1998), pedogeni karbonat nasljeđuje zapis stabilnih izotopa ugljika iz CO₂ tla tijekom pedogeneze (Gocke, 2010). Dodatno, $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti precipitiranih pedogenih karbonata koji nastaju u primarnoj stijeni/sedimentu koja je bogata s karbonatom (npr. les ili marinski sediment), odražavaju procese zamjene ugljikovih izotopa primarnog CaCO₃ sa CO₂ koji je nastao respiracijom korijenja i razgradnjom organske tvari u tlu (Cerling, 1984; Gocke, 2010). Prema tome, vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ pedogenih karbonata mogu se koristiti pri procjeni C₃ i C₄ biljaka koje su živjele u tlu (Koeniger et al., 2014), pod pretpostavkama da su brzine respiracije tla dovoljno velike da isključuju unos atmosferskog CO₂ (kao i drugih utjecaja; Tanner, 2010; Zhou & Chafetz, 2010; Gocke, 2010; Gocke et al., 2011a; Koeniger et al., 2014), te da je pedogeni karbonat precipitiran u izotopnoj ravnoteži s CO₂ iz tla (Cerling, 1984, 1999). Pedogeni karbonati nastali u prevladavajućim C₃ ekosustavima imaju $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti od -12‰ do -9‰ PDB (Cerling, 1999; Monger et al., 2009) (prosječna vrijednost od -12‰ do -11‰ PDB; Cerling, 1984; Bajnóczy & Kovács-Kis, 2006; Gocke, 2010), za razliku od pedogenih karbonata nastalih pod C₄ vegetacijom koji imaju vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ od otprilike +1‰ do +3‰ PDB (Cerling, 1999; Monger et al., 2009) (prosječna vrijednost +2‰ PDB; Cerling, 1984; Bajnóczy & Kovács-Kis, 2006; Gocke, 2010). Do gore navedenih vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ pedogenih karbonata dolazi se procesima izotopne diskriminacije (frakcionacije), i to difuzijom CO₂ što dovodi do frakcionacije od 4,4‰, te daljnjom diskriminacijom od otprilike 10,5‰ zbog procesa uravnoteženja karbonata (Cerling, 1984, 1999; Burns and Rossinsky, 1989; Pustovoytov et al., 2007a, b; Wang & Greenberg, 2007; Monger et al., 2009; Gocke, 2010; Koeniger et al., 2014) (sl. 1).

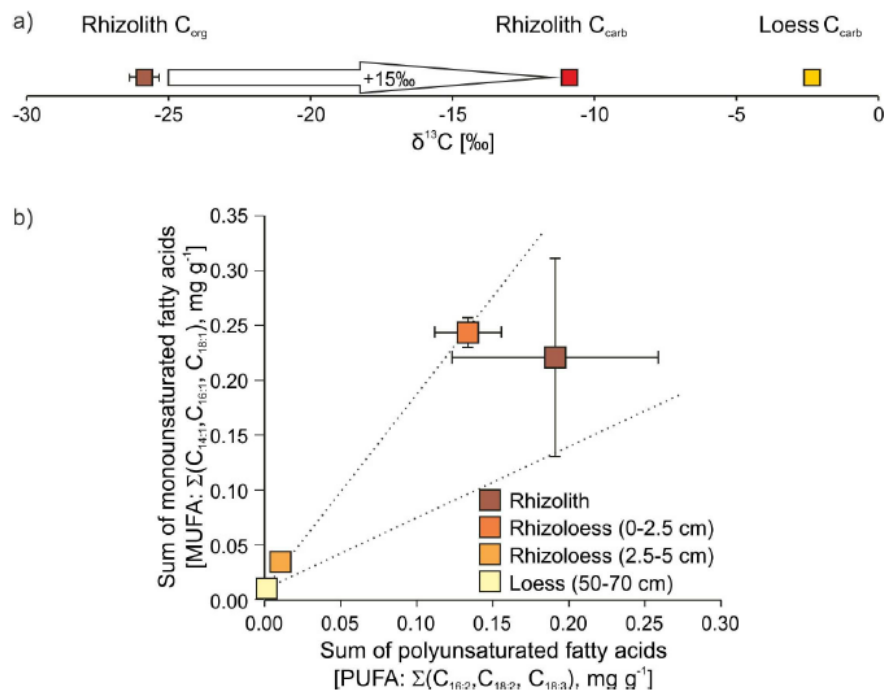


Slika 1 Odnos između sastava ugljikovih izotopa vegetacije, CO₂ u tlu i pedogenog karbonata. U većini tala su $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti pedogenog karbonata funkcija $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti CO₂ u tlu, koji je nastao respiracijom korijenja i djelovanjem mikroorganizama koji razgrađuju organsku tvar u tlu. Preuzeto iz Gocke (2010).

Stabilni izotopi kisika u pedogenim karbonatima odražavaju temperature tijekom precipitacije, kao i $\delta^{18}\text{O}$ sastav otopina u tlu koje su uglavnom porijeklom iz lokalne meteorske vode (Cerling, 1984; Cerling & Quade, 1993; Alonso-Zarza, 2003; Wang & Greenberg, 2007; Koeniger et al., 2014), zbog čega se koriste pri određivanjima paleotemperatura, količina padalina, te fosilnih obrazaca atmosfere cirkulacije (Gocke, 2010). Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ pedogenih karbonata nastalih prilikom subaerskog izlaganja (subaerski nekonformiteti) plitkovodnih karbonata u kvartarnim platformnim sljedovima također se koriste pri rekonstrukciji i interpretacijama paleoklimatskih i paleookolišnih uvjeta, kao i dijagenetskih procesa (npr. Li & Jones, 2014).

Iako se kalcificirane stanice korijenja i rizoliti koriste pri rekonstrukcijama paleookolišnih uvjeta i paleovegetacije u lesnim naslagama (Wang & Greenberg, 2007), pri ovim istraživanjima mora se uzeti u obzir kronološki kontekst kalcificiranog korijenja metodama apsolutnog datiranja ^{14}C (Gocke, 2010; Gocke et al., 2011a), zbog toga što starost lesa (koja se također apsolutno datira metodom luminescencije; npr. Antoine et al., 2009; Novothny et al., 2011; Wacha et al., 2011a) i sekundarnih pedogenih karbonata ne mora nužno biti ista (npr. stvaranje sekundarnih karbonata nakon sedimentacije lesa enkrustacijom korijenja biljaka koje penetrira u slijed les-paleotlo nakon sedimentacije; Gocke et al., 2011a;

penetrativne kalkete također su prikazane u Rossinsky et al., 1993; Alonso-Zarza & Jones, 2007; Alonso-Zarza & Wright, 2010). Također, kako bi se odredio udio primarnih i sekundarnih karbonata u rizolitima i lesu, te potencijalno ugrađivanje organske tvari porijeklom iz prijašnje biomase korijenja u lesu koji je udaljen od rizolita, potrebno je analizirati sadržaj i izotopni sastav ($\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C) C_{karb} i C_{org} u rizolitima, u prijelazu iz rizolita prema rizosferi i lesu, te u samom lesu, kao i odrediti porijeklo organske tvari u ovim okolišima pomoću molekularnih metoda (npr. analiza lipida) (Gocke, 2010; Gocke et al., 2010a, 2011a, 2013; informacije o analizama organske tvari dane su u Hayes, 2002; Faure & Mensing, 2004; Killops & Killops, 2005; Hoefs, 2009; Koeniger et al., 2014) (sl. 2).



Slika 2 Sastav ugljikovih izotopa i lipidni sastav rizolita i lesa. **a** Srednje $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ vrijednosti lesa i rizolita, te $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ vrijednosti rizolita. **b** Količine lipidnih komponenti (MUFA i PUFA) u rizolitima, rizolesu i lesu. Crtkane linije ograničavaju područje miješanja organske tvari iz lesa i iz rizolita. Preuzeto iz Gocke (2010).

Uz gore navedeno, sastav stabilnih izotopa pedogenih karbonata može se koristiti kao indikator paleookolišnih uvjeta (paleovegetacija, fosilni klimatski uvjeti uključujući paleotemperaturu, paleoprecipitaciju, uvjete vlage, te $p\text{CO}_2$ u atmosferi u aridnim i semiaridnim okolišima; Gocke, 2010; Tanner, 2010) i za apsolutno datiranje (Gocke, 2010; Gocke et al., 2011a) ukoliko: 1) su karbonati pedogenog porijekla i nastali *in situ*, 2) su pedogeni karbonati nastali u izotopnoj ravnoteži s CO_2 iz tla (Gocke, 2010; Koeniger et al., 2014), 3) je zanemariva kontaminacija bikarbonatnim ionima iz drugih izvora, poput primarnih vapnenaca (Michel et al., 2013) ili morske vode, 4) nema značajnog utjecaja

atmosferskog CO₂, 5) pedogeni karbonati nisu naknadno izmjenjeni nakon formiranja (npr. rekristalizacija i izotopno uravnoteženje s mlađim CO₂ iz tla; postsegregacijska alteracija) (Gocke, 2010; Zhou & Chafetz, 2010; Gocke et al., 2011a), 6) se uzme u obzir vremenska rezolucija istraživanja ugljikovih izotopa pedogenih karbonata, tj. vremenski okvir stvaranja pedogenih karbonata u lesu (tj. starost rizolita te procesi rekristalizacije i izotopne zamjene ugljika iz CaCO₃ primarnog lesa s CO₂ iz tla pod utjecajem temperature, procesa u rizosferi i koncentracije CO₂ u tlu; Gocke, 2010; Gocke et al., 2010b, Gocke & Kuzyakov, 2011; Gocke et al., 2011b, 2012b).

Izotopna istraživanja ($\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$) i apsolutno datiranje (^{14}C , U–Th) kvartarnih kopnenih karbonatnih sedimenata (Alonso-Zarza & Tanner, 2010a, b) na području Hrvatske do sada je provedeno na speleotemima (Horvatinčić et al., 2003; Surić et al., 2005, 2009; Surić & Juračić, 2010; Lacković et al., 2011) i sedri (Horvatinčić et al., 2003, 2008), u svrhu paleoklimatoloških i paleookolišnih interpretacija. Potencijalna izotopna istraživanja ($\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$) i apsolutno datiranje (^{14}C) pedogenih karbonata koje nalazimo u dobro izloženim i detaljno analiziranim i datiranim dijelovima profila slijeda les-paleotlo kasno pleistocenske (zadnji glacijal; *marine isotope stage*, MIS, 4–2; Shackleton, 2006 i reference unutra; Svensson et al., 2006; Blockley et al., 2012) starosti u Hrvatskoj (Istra, Kvarner i istočna Hrvatska; Galović et al., 2009; Wacha, 2011; Wacha & Frechen, 2011; Wacha et al., 2011a, b), kao i u marinskim i eolskim karbonatnim naslagama kasnopleistocenske do holocenske starosti na području Bahamske karbonatne platforme (Kindler et al., 2011; Mylroie et al., 2012), omogućiti će (u korelaciji sa dosadašnjim istraživanjima) rekonstrukciju paleoklimatoloških, paleookolišnih i dijagenetskih uvjeta tijekom ovog razdoblja (Bradley, 1999; Walker, 2005; Litt et al., 2008). Također, razumijevanje mehanizama nastanka pedogenih karbonata i njihovih izotopnih vrijednosti, proizašlih iz ovakvih istraživanja, primjenjivi su za točnije interpretacije nastanka pedogenih karbonata povezanih sa regionalnim kredno–paleogenskim suberskim nekonformitetom zabilježenim na području nekadašnje Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme (Brlek et al., 2013, 2014; Brlek & Glumac, 2014).

2.4. Vrijednosti stabilnih izotopa ($\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$) kalkreta u meteorskoj pedo(dija)genezi

Biogene (ili *beta*) kalkrete s rizolitima predstavljaju značajne indikatore subaerskog izlaganja karbonatnih sljedova (npr. Rossinsky et al., 1993; Wright, 1994; Alonso-Zarza & Jones, 2007; Miller et al., 2012; Brlek et al., 2013, 2014; Li & Jones, 2014) te su također česta pojava u

paleokrškim horizontima i palustrinskim talozima (Freytet & Plaziat, 1982; Košir, 2004). Ostaci kalcificiranog korijenja također predstavljaju tipično obilježje slijeda les-paleotlo (Becze-Deák, 1997; Košir, 2004; Wang & Greenberg, 2007; Barta, 2011, 2014; Gocke et al., 2011a, 2012a, 2014; Koeniger et al., 2014).

Pri prepoznavanju meteorske dijageneze karbonatnih sljedova često se vrše istraživanja stabilnih izotopa kalkreta i izmijenjenih marinskih vapnenaca (npr. Allan & Matthews, 1982; James & Choquette, 1990; Rossinsky et al., 1993; Brlek & Glumac, 2014; Li & Jones, 2014), zbog toga što $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti precipitiranih pedogenih karbonata koji nastaju u primarnoj marinskoj karbonatnoj stijeni/sedimentu odražavaju procese zamjene ugljikovih izotopa primarnog CaCO_3 sa CO_2 koji je nastao respiracijom korijenja i razgradnjom organske tvari u tlu (Cerling, 1984; Gocke, 2010). Sekundarni karbonati u tlima i paleotlima često nastaju u izotopnoj ravnoteži s CO_2 u tlu (Cerling, 1984, 1999), koji uglavnom nastaje procesima respiracije korijenja i mikrobijske razgradnje organske tvari u tlu (Amundson et al., 1998). Zbog toga autigeni pedogeni karbonati predstavljaju važno oruđe za rekonstrukcije paleookolišnih uvjeta pomoću istraživanja sastava stabilnih izotopa ugljika i kisika ($\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$), kao i za ^{14}C datiranje tala i paleotala (Alonso-Zarza & Arenas, 2004; Pustovoytov & Terhorst, 2004; Pustovoytov et al., 2007a, b; Wang & Greenberg, 2007; Cramer & Hawkins, 2009; Monger et al., 2009; Zhou & Chafetz, 2009a, b, 2010; Gocke, 2010; Gocke et al., 2011a; Barta, 2014; Koeniger et al., 2014; Li & Jones, 2014). Proučavanje procesa stvaranja pedogenih karbonata i postsegregacijske izmjene dodatno doprinosi paleookolišnim istraživanjima kvartarnih kopnenih sedimentnih sljedova (Gocke, 2010; Gocke et al., 2010b, 2011b, 2012a; Gocke & Kuzyakov, 2011). Metabolički putevi vegetacije (npr. C_3 i C_4 biljke) imaju utjecaj na izotopni sastav ugljika od CO_2 u tlu, koji također, u ravnotežnim uvjetima, utječe na vrijednosti ugljikovih izotopa sekundarnih karbonata (Cerling, 1984, 1999; Gocke, 2010; Gocke et al., 2011a; Koeniger et al., 2014). No, drugačiji mehanizmi nastanka, poput izravne precipitacije kalcita u stanicama korijenja iz otopina koje sadrže organske komponente (Łačka et al., 2009; Koeniger et al., 2014), ili metabolička aktivnost bakterija, mikroba i gljiva u rizosferi (Kabanov et al., 2008; Koeniger et al., 2014), također mogu dovesti do vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ produkata precipitacije (poput kalcificiranih stanica korijenja i *Microcodium* agregata) koje su niže od apsolutnih vrijednosti za pedogene karbonate koji su nastali u izotopnoj ravnoteži s CO_2 u tlu (-12 do -13 ‰ PDB; Cerling, 1984; Burns & Rossinsky, 1989; Alonso-Zarza et al., 1998; Alonso-Zarza, 1999; Kabanov et al., 2008; Koeniger et al., 2014).

2.5. Pregled dosadašnjih istraživanja površina diskontinuiteta na području Vanjskih Dinarida

2.5.1. Regionalni kredno–paleogenski (K–Pg) subaerski nekonformitet

Regionalni kredno–paleogenski (K–Pg) hijatus zabilježen je u mnogim gornjokrednim (cenoman do mastriht, lokalno i paleocen) karbonatnim sljedovima na području Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme, u čijoj se krovini pojavljuju paleogenske transgresivne brakične i marinske naslage (Ćosović et al., 2004; Steuber et al., 2005; Vlahović et al., 2005; Otoničar, 2007; Korbar, 2009; Brlek et al., 2013, 2014). Hijatus je posljedica različitog i dijakronog izdizanja nekoliko različitih dijelova platforme(i), što se interpretira kao proces *forebulging*-a u fronti Dinaridskog orogena (Otoničar, 2007; Korbar, 2009). Stratigrafski hijatusi duž ovih površina obuhvaćaju i do nekoliko milijuna godina, te su uobičajeno obilježeni dobro razvijenim paleokrškim horizontima i boksitnim talozima (Šinkovec, 1973; Sakač & Šinkovec, 1991; Mindszenty et al., 1995; Durn et al., 2003; Otoničar, 2007; Kovačević Galović et al., 2012), što je rezultat značajnih okolišnih promjena kao odgovor na dugotrajne regionalne do globalne procese pod utjecajem tektonike i/ili eustatike (Clari et al., 1995; D'Argenio & Mindszenty, 1995; Hillgärtner, 1998). Regionalni K–Pg subaerski nekonformitet je na području središnje Dalmacije i Istre vrlo često karakteriziran odlično razvijenim biogenim (*beta*) kalkretama s rizolitima, uključujući *in situ* *Microcodium* agregate, kao i s laminiranim kalkretama, pizoidima i kalkretiziranim boksitnim talozima (poglavlje 5.1.; Brlek et al., 2013, 2014). Također su zabilježene i tipične paleokrške pojave (*sensu* James & Choquette, 1988, 1990), uključujući *in situ* i resedimentirane speleoteme (Otoničar et al., 2003; Otoničar, 2007; Brlek et al., 2014).

2.5.2. Ostale površine diskontinuiteta

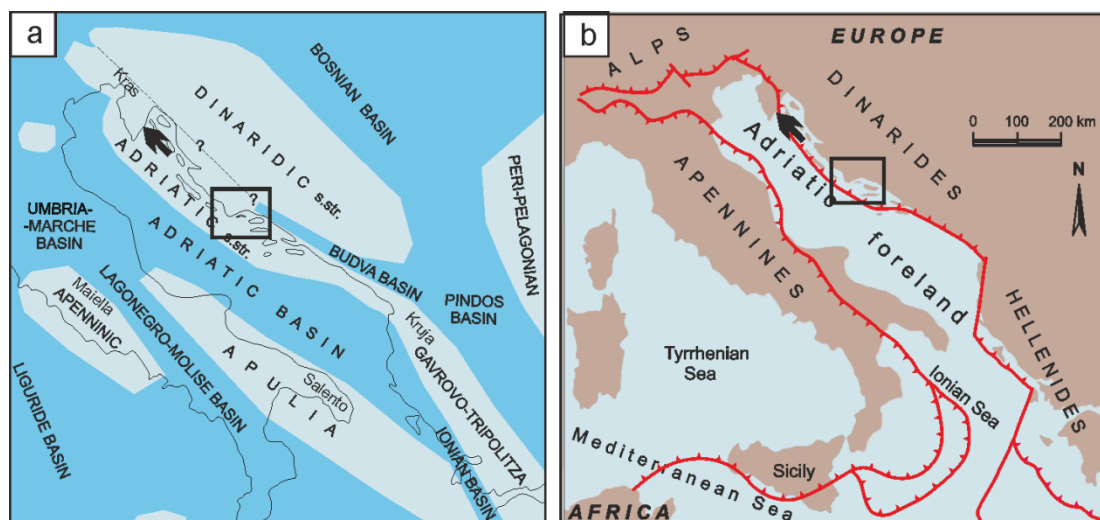
Osim istraživanja raznih vrsta površina diskontinuiteta prikazanih u ovom doktoratu (poglavlja 5.1.– 5.5.), koja su dijelom ili u potpunosti publicirana u Brlek et al. (2013, 2014) i Brlek & Glumac (2014), postoji vrlo malo zabilježenih detaljnih ihnoloških, sedimentoloških, pedo(dija)genetskih, mineraloških i izotopnih analiza površina diskontinuiteta koje se pojavljuju u mezozojskim do kenozojskim karbonatnim sljedovima Vanjskih Dinarida (npr. Radoičić, 1982, 1987; Gušić & Jelaska, 1990; Durn et al., 2003; Mileusnić, 2007; Črne & Goričan, 2008; Babić & Zupanić, 2012; Martinuš et al., 2012; Martinuš, 2013). Gušić &

Jelaska (1990) opisuju regionalno zabilježenu srednjo–gornjokampansku površinu subaerskog izlaganja između formacije Pučišća (donji do srednji kampan) i formacije Sumartin (gornji kampan do mastriht) (Steuber et al., 2005; Vlahović et al., 2005; Korbar, 2009) na otoku Braču, koju Steuber et al. (2005) povezuju s globalnim događajem eustatskog pada razine mora. Durn et al. (2003) daju pregled regionalnih subaerskih nekonformiteta i rezultirajućih produkata (boksiti i paleotla) u plitkomorskim karbonatima Istre. Mileusnić (2007) analizira podrijetlo, uvjete nastanka i sastav glinovitih naslaga taloženih tijekom aptsko–albske emerzije u Istri. Babić & Zupanič (2012) opisuju nekoliko vrsta površina diskontinuiteta unutar paleogenskih Promina naslaga sjevernodalmatinskog predgorskog bazena, dok Martinuš et al. (2012) i Martinuš (2013) opisuju razne vrste površine diskontinuiteta malog mjerila (na razini slojne plohe) unutar donjojurskih plitkomorskih platformnih karbonata na području Velebita, Like i Gorskog Kotara. Dodatno, Babić & Zupanič (2000) objavili su detaljno ihnološko istraživanje ihnorodova *Gastrochaenolites* i *Trypanites* (Trypanites ihnofacijes) u mobilnim klastima unutar eocenskih konglomerata sjeverne Dalmacije.

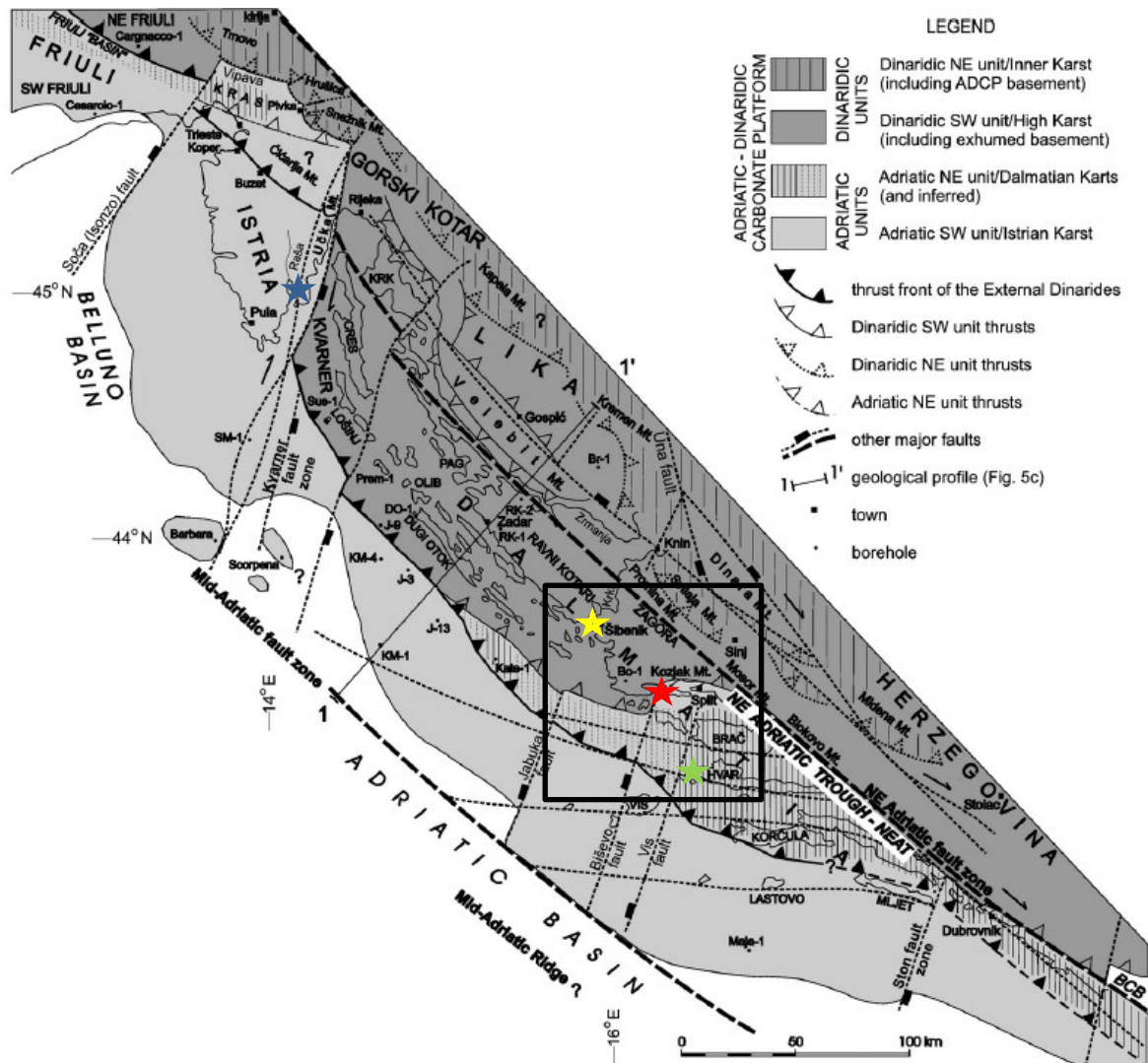
3. GEOLOŠKI SMJEŠTAJ I STRATIGRAFIJA ISTRAŽIVANOG PODRUČJA

3.1. Gornjokredne do paleocenske naslage na području središnje Dalmacije

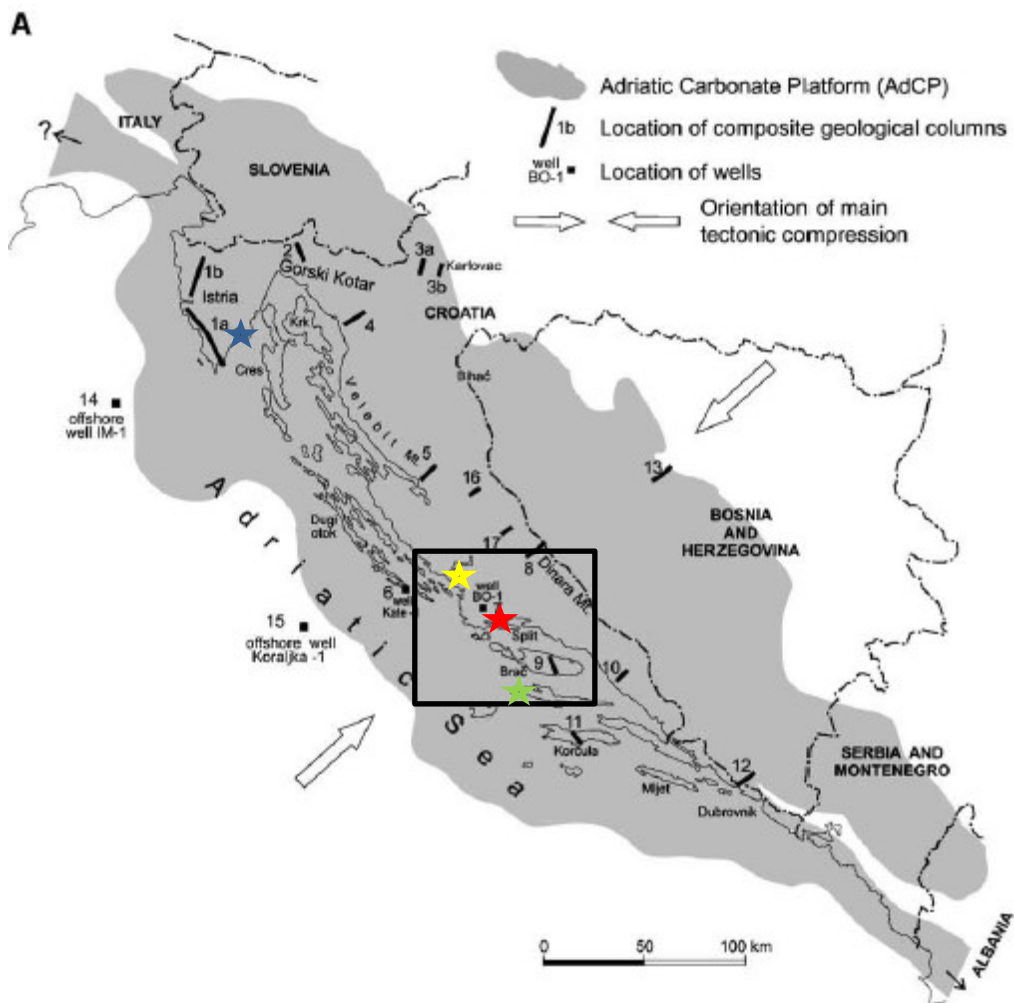
Gornjokredni do paleocenski karbonati na području središnje Dalmacije (lokalitet Šibenik, otoci Čiovo i Hvar) taloženi su na južnom dijelu dugotrajne (kasni trijas do paleocen) Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme (*Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform*, ADCP *sensu lato*, cf. Pamić et al., 1998; Korbar, 2009) (sl. 3a, b, 4), koja se još naziva i Jadranska karbonatna platforma (rana jura do paleocen) (*Adriatic Carbonate Platform*, AdCP *sensu* Vlahović et al., 2005) (sl. 5). Korelativni gornjokredni karbonati na području istočne Istre (lokalitet Labin-Koromačno) taloženi su na sjevernom dijelu ADCP-a (sl. 3a, b, 4). Povezanost stratigrafije naslaga ADCP-a i orogenetske evolucije Vanjskih Dinarida je predmet rasprave o paleogeografskim odnosima u regiji tijekom mezozoika (Korbar, 2009 i reference u radu).



Slika 3 Karte lokaliteta. **a, b** Položaji lokaliteta u središnjoj Dalmaciji (Šibenik, Čiovo i Hvar; pravokutnici na **a** i **b**) i u istočnoj Istri (područje Labin-Koromačno; strelica na **a** i **b**) na paleogeografskoj karti (**a**) koja prikazuje područja peri-Jadranskih karbonatnih platformi i šelfova (svijetlo plavo), i na tektonskoj karti (**b**) (modificirano iz Korbar, 2009).



Slika 4 Pojednostavljena tektonska karta sjeveroistočne Jadranske regije koja prikazuje današnji raspored tektono-stratigrafskih jedinica koje su prepoznate na području Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme (ADCP *sensu* Korbar, 2009) (preuzeto iz Korbar, 2009), s ucrtanim istraživanim lokalitetima Šibenik (žuta zvijezda), Čiovo (crvena zvijezda) i Hvar (zelena zvijezda) na području središnje Dalmacije (pravokutnik), te lokalitetom Labin-Koromačno (plava zvijezda) na području istočne Istre.

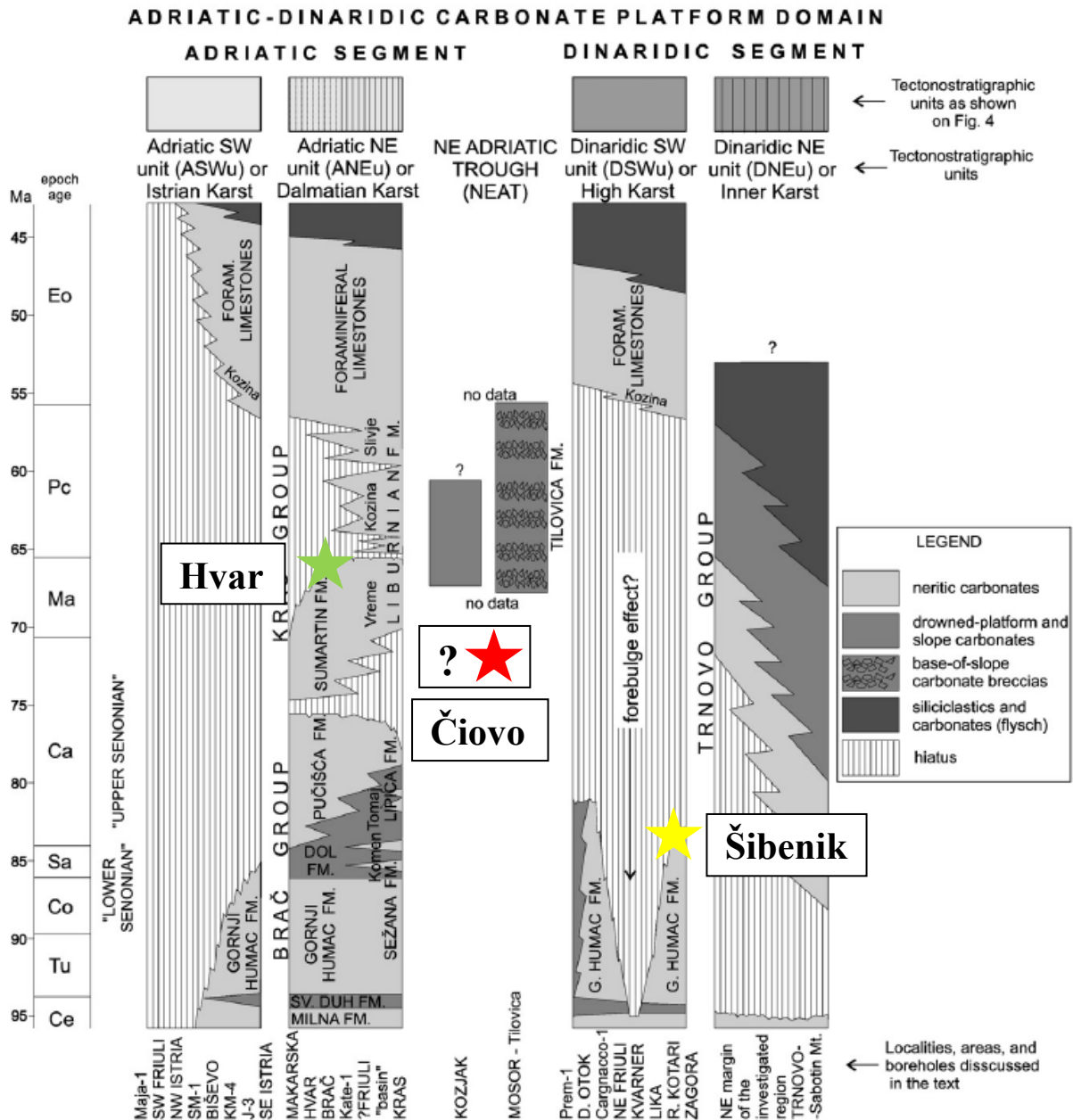


Slika 5 Lokacijska karta koja prikazuje današnji raspored taloga na području Jadranske karbonatne platforme (AdCP *sensu* Vlahović et al., 2005), na temelju terenskih izdanaka i podmorskih bušotina (preuzeto iz Vlahović et al., 2005). Na karti su ucrtani istraživani lokaliteti Šibenik (žuta zvijezda), Čiovo (crvena zvijezda) i Hvar (zeleni zvijezda) na području središnje Dalmacije (pravokutnik), te lokalitet Labin-Koromačno (plava zvijezda) na području istočne Istre.

Jadransko-Dinaridska karbonatna platforma, koja je podijeljena u 4 tektono-stratigrafske jedinice (dvije Dinaridske i dvije Jadranske jedinice, *sensu* Korbar, 2009) (sl. 4, 6), predstavlja tipičan mezozojski arhipelag na području središnjeg Tetisa ('peri-Jadranski' ili središnje-sjevero Mediteranski), koji je karakteriziran vrlo debelim slijedom karbonatnih naslaga i prilično kompleksnom arhitekturom platforme (Vlahović et al., 2005). Stratigrafija gornjokrednih naslaga južnog-središnjeg dijela Jadranske karbonatne platforme (*Adriatic Carbonate Platform*, ACP *sensu stricto*; cf. Jenkyns, 1991; Korbar, 2009) detaljno je istražena na otoku Braču (Gušić & Jelaska, 1990; Cvetko Tešović et al., 2001; Moro et al., 2002; Steuber et al., 2005), gdje su naslage karakterizirane s više od 1500 m debelim slijedom peritajdalnih karbonata čija je plitkomorska sedimentacija prekinuta dvjema transgresivnim

epizodama. Karbonatne naslage na otoku Braču podijeljene su u nekoliko neformalnih litostratigrafskih jedinica (Gušić & Jelaska, 1990), uključujući formaciju Gornji Humac (turon do konijak; Brlek et al., 2014), formaciju Dol (konijak do kampan; unutarplatformni dubljevodni karbonati koji odražavaju drugu pelagičku epizodu tijekom kasne krede), formaciju Pučišća (santon do kampan), te formaciju Sumartin (gornji kampan do mastriht–paleocen; Brlek et al., 2014) (sl. 4). Gornjokredne do paleogenske dubljevodnije padinske naslage, kao i naslage taložene na području rampe, zabilježene su duž SI Jadranske obale na području središnje i južne Dalmacije (npr. Vlahović et al., 2005; Ćosović et al., 2006; Korbar, 2009; Brlek et al., 2013) (sl. 6), te upućuju na različite taložne okoliše na području ADCP i prilično složenu taložnu, tektono-stratigrafsku i paleogeografsku situaciju u regiji tijekom razdoblja kasne krede do paleocena.

Transgresivne paleogenske naslage, koje dolaze nekonformno (iznad regionalnog kredno–paleogenskog – K–Pg – subaerskog nekonformiteta; poglavlja 2.5.1. i 6.1.) u krovini gornjokrednih do paleocenskih naslaga na istraživanim lokalitetima na području središnje Dalmacije (Gušić & Jelaska, 1990; Marjanac et al., 1998; Schweitzer et al., 2007; Ćosović et al., 2008; Korbar, 2009; Korbar et al., 2010a) i istočne Istre, i čija je relativna starost dokazana paleontološki (bentičke i planktonske foraminifere), predstavljene su Kozinskim naslagama (facijesom) koje dolaze u krovini formacija Gornji Humac (okolica Šibenika i lokalitet Labin-Koromačno) i Sumartin (lokalitet Hvar) te predstavljaju najdonji dio donjo do srednjeocenskih Foraminiferskih vapnenaca koji dolaze u krovini formacije Čiovo (otok Čiovo) (sl. 6–13). Foraminiferski vapnenci su zabilježeni regionalno na području ADCP-a (Gušić & Jelaska, 1990; Marjanac et al., 1998; Schweitzer et al., 2007; Ćosović et al., 2008; Korbar, 2009; Korbar et al., 2010a) (sl. 6) te su taloženi u okolišima produbljavajuće karbonatne rampe (Ćosović et al., 2004) u najdistalnijim dijelovima predgorskog bazena (Otoničar, 2007; Zamagni et al., 2008; Korbar, 2009).

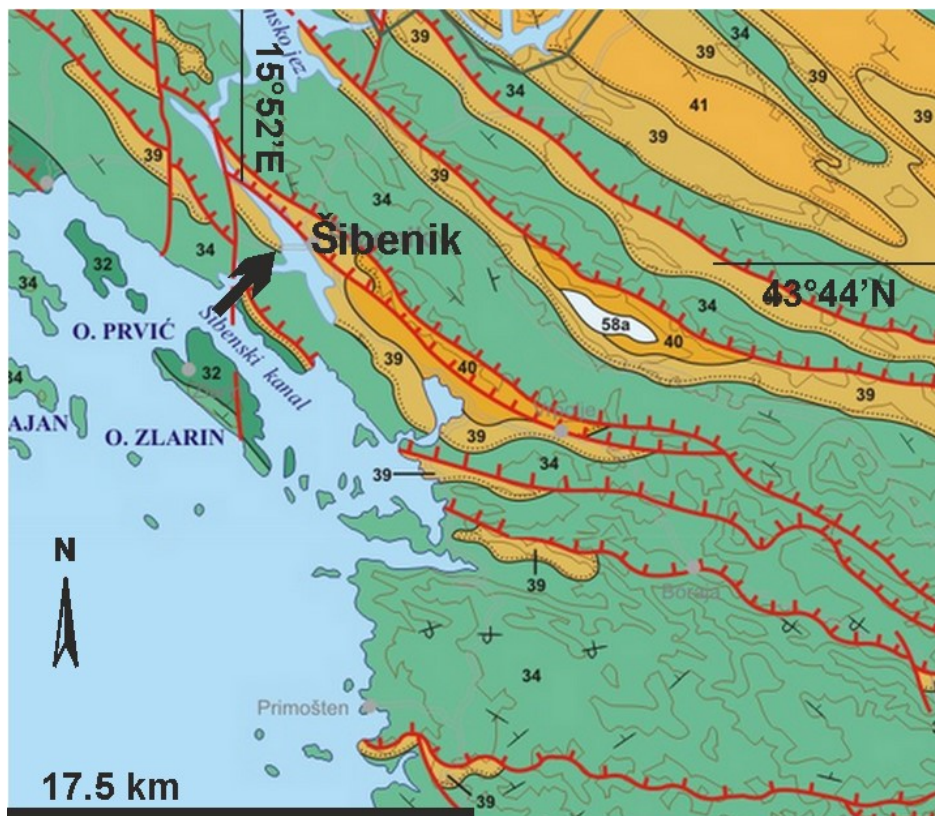


Slika 6 Kronostratigrafska korelacija gornjokrednih do paleogenskih karbonata na području Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme (ADCP *sensu* Korbar, 2009), na prostoru današnje SI Jadranske regije (preuzeto iz Korbar, 2009). Ucrtni su i tektono-stratigrafski položaji i pripadnost gornjokrednih do paleocenskih karbonatnih sljedova na lokalitetu Šibenik, te na otocima Čiovo i Hvar.

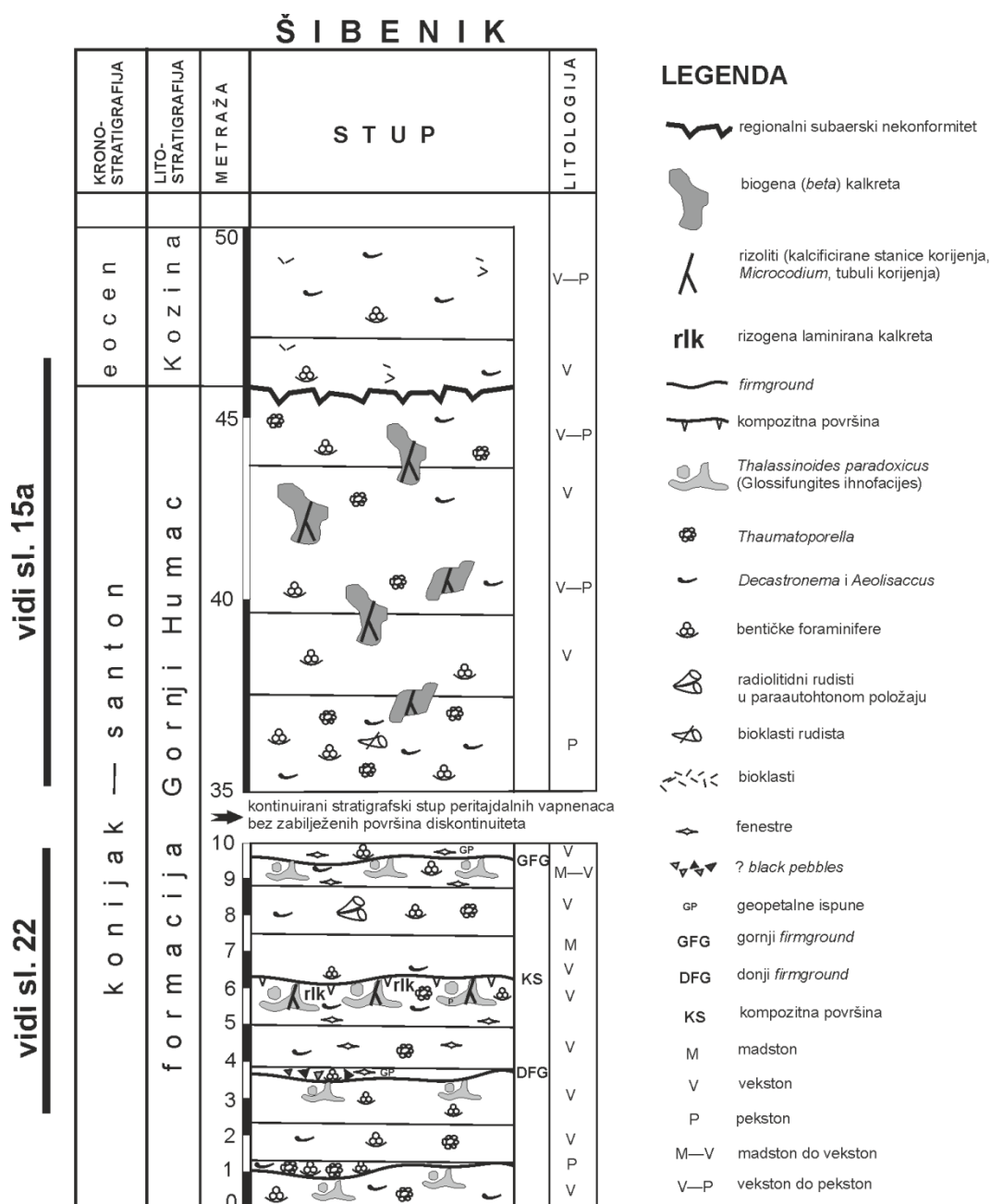
3.1.1. Formacija Gornji Humac (konijak–santon) u okolici Šibenika

Gornjokredne i paleogenske naslage na području Šibenika kartirane su u okviru izrade Osnovne geološke karte SFRJ 1:100 000 (list Šibenik; Mamužić, 1971). Formacija Gornji Humac generalno odgovara naslagama na tom listu označenim kao K³₂, a prostire se regionalno na području ADCP-a (Korbar, 2009 i reference u radu) te je zabilježena i na

lokalitetu Šibenik (sl. 7). Tipična peritajdalna litologija i biofacijesi (zajednica rudista, bentičkih foraminifera, taumatoporela i eolisakusa) također karakteriziraju naslage formacije Gornji Humac (uključujući i otok Ravni Žakan u Kornatskom arhipelagu, Jadransko more; Korbar et al., 2010a; poglavlje 5.1.), kao i naslage na samom lokalitetu Šibenik (sl. 8). Starost središnjeg dijela formacije Gornji Humac (konijak–santon) određena je uglavnom na temelju zajednice velikih bentičkih foraminifera (Gušić & Jelaska, 1990; Velić, 2007), među kojima je bila *Murgella lata* Luperto Sinni zabilježena i na lokalitetu Šibenik, te pomoću stratigrafije stroncijevim izotopima (Steuber et al., 2005). Sličan lito-/biofacijesi koji je taložen u okolišu unutarnjeg šelfa karbonatne rampe zabilježen je i na području južnih Apenina (Italija; Carannante et al., 2000). Osim regionalnog K–Pg nekonformiteta zabilježenog u vrhu naslaga formacije Gornji Humac na šibenskom području (sl. 8; poglavlje 5.1.), na lokalitetu Šibenik je zabilježeno i nekoliko unutarformacijskih diskontinuiteta (sl. 8; poglavlje 5.2.; Brlek et al., 2014).

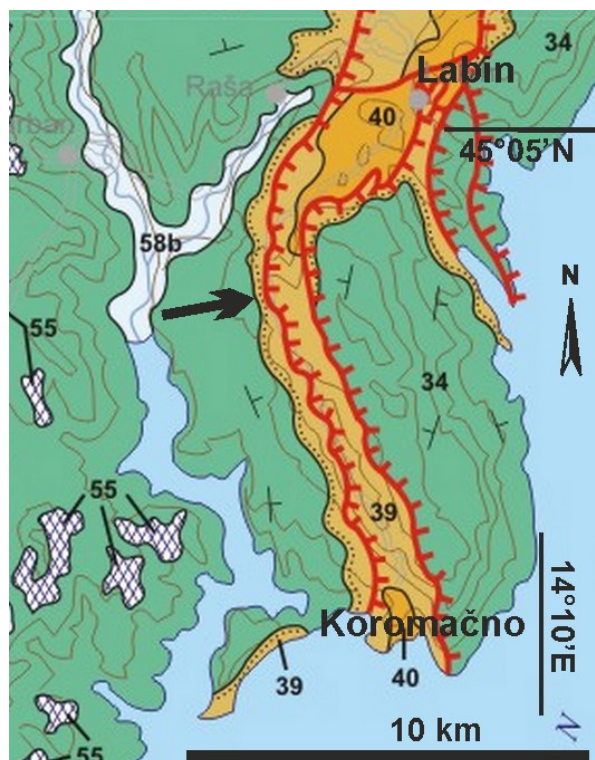


Slika 7 Dio geološke karte RH mjerila 1:300.000 (GKRH, 2009) koji prikazuju pojednostavljenu geološku situaciju na području Šibenika, s naznačenom lokacijom istraživanog stupa na lokalitetu Šibenik (uvala Martinska). Tumač boja: zelena – gornjokredni karbonati (34), narančasta – paleogenski karbonati (39) i siliciklastične naslage (40, 41), bijela – kvartarne naslage (58a).



Slika 8 Stratigrafski stup naslaga koje pripadaju najgornjem dijelu formacije Gornji Humac koja je istraživana na lokalitetu Šibenik, s odgovarajućom legendom. Naznačeni su i intervali s površinama diskontinuiteta prikazani na slikama 15a i 22.

Gornjokredni slijed unutarplatformnih peritajdalnih karbonata na području istočne Istre (područje Labin-Koromačno), kojima u krovini nekonformno dolaze paleogenske Kozinske naslage (sl. 9), također pripada formaciji Gornji Humac (Otoničar, 2007). U ovom radu su analizirani uzorci biogenih kalkreta iz vršnog dijela formacije Gornji Humac, radi korelacije izotopnih vrijednosti biogenih kalkreta koje markiraju regionalni K-Pg subaerski nekonformitet zabilježen na području ADCP-a (poglavlje 5.5.).



Slika 9 Dio geološke karte RH mjerila 1:300.000 (GKRH, 2009) koji prikazuju pojednostavljenu geološku situaciju na području istočne Istre, s naznačenom lokacijom istraživanog lokaliteta Labin-Koromačno. Tumač boja: zelena – gornjokredni karbonati (34), narančasta – paleogenski karbonati (39) i siliciklastične naslage (40, 41), bijela – kvartarne naslage (55, 58b).

3.1.2. Formacije Dol i Čiovo (kampan) na jugozapadnom dijelu otoka Čiovo

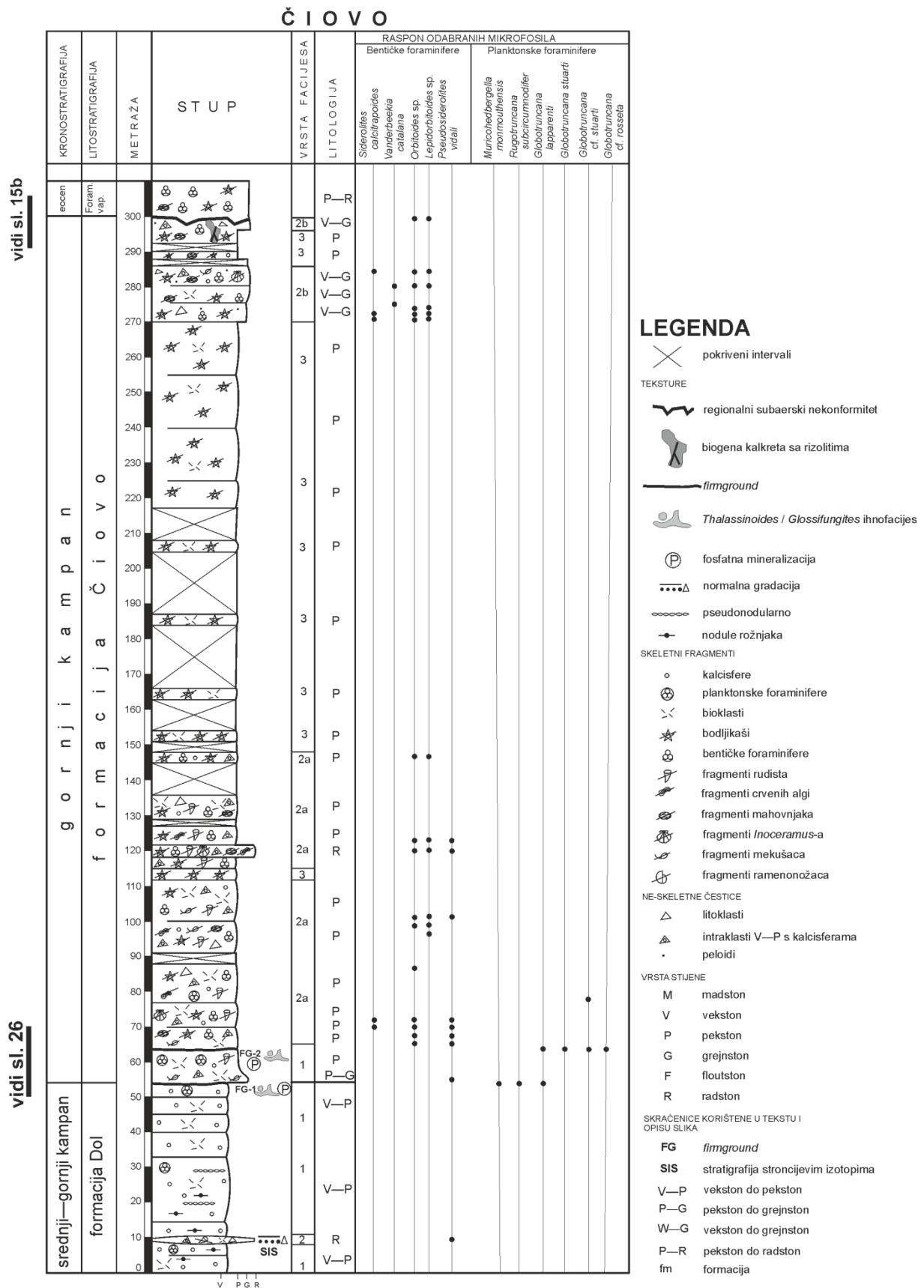
Otok Čiovo smješten je u Jadranskom moru u priobalnom području središnje Dalmacije (sl. 3a, b, 10) te je u potpunosti izgrađen od gornjokrednih karbonata i paleogenskih naslaga (sl. 10), koji su geološki kartirani u sklopu Osnovne geološke karte SFRJ 1:100 000 (list Split; Marinčić et al., 1971).



Slika 10 Dio geološke karte RH mjerila 1:300.000 (GKRH, 2009) koji prikazuje pojednostavljenu geološku građu na područja oko otoka Čiovo, s označenim istraživanim stupom ČOK na jugozapadnom dijelu otoka, te naknadno kartiranim područjem (pravokutnik) u okviru OGK RH 1:50 000 (poglavlje 5.3.). Tumač boja: zelena – gornjokredni karbonati (34), narančasta – paleogenski karbonati (39) i siliciklastične naslage (40).

Na jugozapadnom dijelu otoka snimljen je 300 m debeli slijed gornjokrednih karbonata, na koje nekonformno naliježu eocenski Foraminiferski vapnenci (sl. 11; stup ČOK), te je istražen stratigrafski i sedimentološki (sl. 10) (Brlek et al., 2013), dok je ostatak otoka naknadno geološki kartiran u sklopu izrade OGK RH 1:50 000 (listovi Vis 1 i Vis 2; sl. 27). Gornjokredni slijed je podijeljen donjim *firmground*-om (FG-1) (sl. 11, 26; poglavlje 5.3.) u dvije litostratigrafske jedinice, i to u podinsku srednju do gornjokampansku formaciju Dol, predstavljenu pelagičkim vapnencima (pelagički vekston do pekston s kalcisferama i planktonskim foraminiferama) s interkalacijama turbidita i debrita taloženim u padinskim okolišima, te gornjokampansku formaciju Čiovo predstavljenu bioklastično-litoklastičnim pekstonima (s bentičkim foraminiferama *Siderolites calcitrapoides* Lamarck i *Vanderbeekia catalana* Hottinger & Caus) i pekstonima u kojima prevladavaju fragmenti bodljikaša, taloženim u okolišima vanjske rampe (sl. 11) (detaljni biostratigrafski – planktonske i bentičke foraminifere –, sedimentološko-mikrofacijesni i litostratigrafski rezultati i interpretacije prikazane su u Brlek et al., 2013).

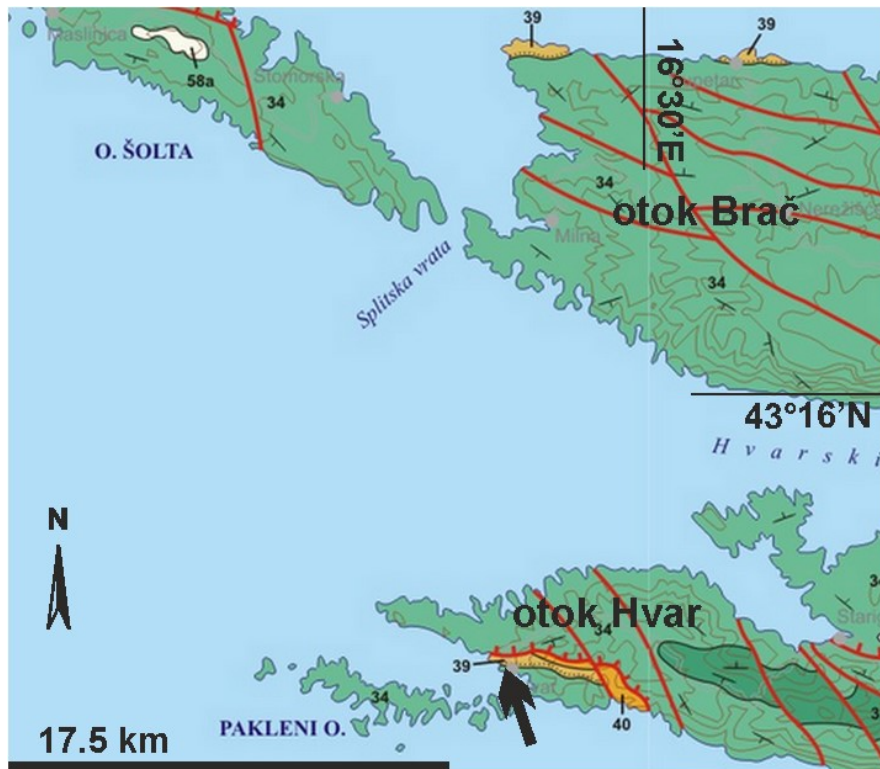
Starost, litologija i taložni okoliši formacije Čiovo razlikuju se od istovremenih unutarplatformnih karbonatnih naslaga od regionalne važnosti unutar područja ADCP-a (npr. formacija Sumartin gornjokampanke do mastrihtske starosti na otoku Braču; Gušić & Jelaska, 1990; Steuber et al., 2005). Zbog toga je formacija Čiovo ustanovljena kao nova litostratigrafska jedinica (Brlek et al., 2013). Prijelaz iz dubljeg padinskog taložnog okoliša naslaga podinske formacije Dol u okoliše vanjske rampe u kojima su taložene naslage iz krovinske formacije Čiovo, kao i nastanak regionalno važnog donjeg *firmground*-a koji markira granicu između formacija Dol i Čiovo (karakteriziran *Thalassinoides* bioturbacijama koje pripadaju Glossifungites ihnofacijesu; poglavlje 5.3.), mogao bi biti koreliran s “gornjokampanskim” događajem (“*Upper Campanian Event*”, UCE *sensu* Jarvis et al., 2002; poglavlje 6.2.2.; Brlek et al., 2013). UCE predstavlja globalni eustatski pad razine mora, koji je zabilježen i regionalno (npr. na otoku Braču; Gušić & Jelaska, 1990; Steuber et al., 2005). Detaljna diskusija o paleogeografskom položaju i tektono-stratigrafskom afinitetu gornjokrednog slijeda na otoku Čiovo dana je u Brlek et al. (2013).



Slika 11 Stratigrafski stup vapnenačkog slijeda naslaga srednjo do gornjokampanske starosti na JZ dijelu otoka Čiovo (stup ČOK), s odgovarajućom legendom (vrste padinskih i facijesa vanjske rampe detaljno su opisani u Brlek et al., 2013). Naznačeni su i intervali s površinama diskontinuiteta prikazani na slikama 15b i 26.

3.1.3. Formacija Sumartin (mastriht–paleocen) na zapadnom dijelu otoka Hvara

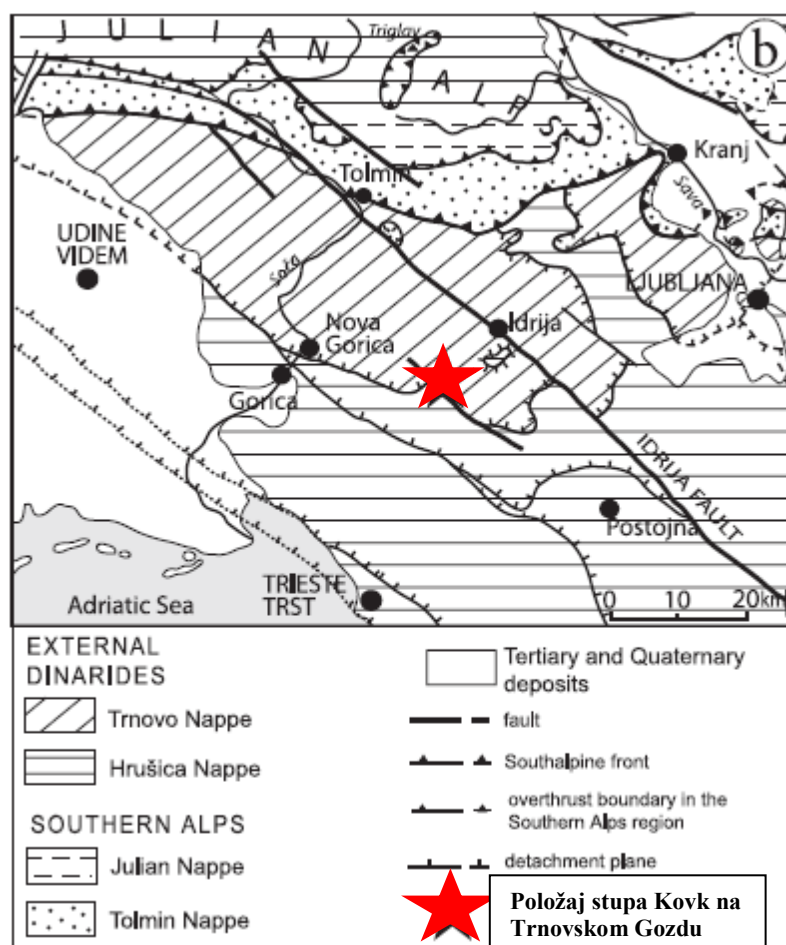
Gornjokredne i paleogenske naslage na krajnjem zapadnom dijelu otoka Hvara (lokalitet Hvar) kartirane su u okviru izrade Osnovne geološke karte SFRJ 1:100 000 (list Vis; Borović et al., 1975). Formacija Sumartin, u čijoj krovini nekonformno dolaze transgresivne eocenske naslage iznad regionalnog K–Pg subaerskog nekonformiteta (Gušić & Jelaska, 1990; Steuber et al., 2005; Brlek et al., 2014), prostire se regionalno na području središnje Dalmacije (Korbar, 2009 i reference u radu), te je detaljno istražena na otocima Braču (Gušić & Jelaska, 1990; Steuber et al., 2005) i Hvaru (Korbar et al., 2010b) u blizini SI Jadranske obale (sl. 12). Formacija Sumartin je na otocima Braču i Hvaru (uključujući lokalitet Hvar analiziran ovdje; sl. 13) predstavljena peritajdalnim karbonatnim naslagama taloženim u unutrašnjosti platforme te joj je stratigrafski raspon određen kao kasni kampan do mastriht na temelju korelacije podataka dobivenih stratigrafijom stroncijevim izotopima i prisutnih bentičkih foraminifera *Murciella cuvillieri* Fourcade, *Rhapydionina liburnica* Stache, te *Laffiteina mengaudi* Astre (biozone CsB6 i CsB7 cf. Fleury, 1980, re-kalibrirano prema Steuber et al., 2005). Detaljna biostratigrafska i kemostratigrafska istraživanja koja dokazuju starost vršnog dijela formacije Sumartin na lokalitetu Hvar analiziranog ovim radom, kao kasni mastriht do paleocen, biti će prezentirana naknadno (Korbar et al., poslano). Formacija Sumartin dolazi nekonformno u krovini donjo- do srednje kampanske formacije Pučišća (biozona CsB5 prema Fleury, 1980), iznad regionalnog unutarkampanskog subaerskog nekonformiteta koji se može korelirati s globalnim događajem eustatskog pada razine mora (Steuber et al., 2005 i reference u radu; poglavlje 6.2.2.).



Slika 12 Dio geološke karte RH mjerila 1:300.000 (GKRH, 2009) koji prikazuje pojednostavljenu geološku situaciju na području otoka Hvara, s označenim istraživanim stupom na lokalitetu Hvar (uvala Majerovica). Tumač boja: zelena – gornjokredni karbonati (34), narančasta – paleogenski karbonati (39) i siliciklastične naslage (40), bijela – kvartarne naslage (58a).

3.2. Donjojurske naslage na području jugozapadne Slovenije

Na lokalitetu Kovk na Trnovskom Gozdu (jugozapadna Slovenija) snimljen je 170 m debeli donjojurski (plinsbah do srednja jura) slijed naslaga, koji je analiziran sedimentološki i stratigrafski (Črne & Goričan, 2008). To područje strukturno pripada dijelu navlake Trnovo na području Vanjskih Dinarida (sl. 14; Črne & Goričan, 2008 i reference u radu). Ovo područje paleogeografski je pripadalo sjevernom rubu ADCP-a (*sensu* Korbar, 2009) tijekom mezozoika, koje je na sjeveru bilo omeđeno sa Slovenskim bazenom (Črne & Goričan, 2008). Područje Trnovskog Gozda kartirano je u okviru izrade Osnovne geološke karte SFRJ 1:100 000 (Buser, 1968, 1987).



Slika 14 Strukturna karta jugozapadne Slovenije (prema Placer, 1999) s označenim položajem stupa Kovk na Trnovskom Gozdu (preuzeto iz Črne & Goričan, 2008).

Slijed na stupu Kovk podijeljen je u 4 litostratigrafske jedinice (Črne & Goričan, 2008): 1) peritajdalni litotidni vapnenci, 2) peloidni grejnston s onkoidima, 3) crvenkasto-smeđkasti kondenzirani dubljevodni vapnenac s marinskim omisijskim površinama, te 4) krinoidno-

oidni vapnenac. U ovom radu analizirana je marinska omisijska površina s glaukonitnom mineralizacijom razvijena u vrhu kondenziranog intervala, u čijoj krovini dolaze krinoidno-oidni vapnenci. Kondenzirani interval predstavljen crvenkasto-smeđkastim vapnencem odražava značajan prijelaz iz plitkovodnih platformnih okoliša u dubljevodnije okoliše vanjskog dijela platforme. Vrlo reducirana brzina sedimentacije koja se odražava u razvijenim omisijskim površinama i glaukonitnoj mineralizaciji upućuje na potapanje rubova ADCP-a, što je moglo biti uzrokovano tektonikom, porastom razine mora i/ili promjenama produktivnosti (Di Stefano & Mindszenty, 2000; Črne & Goričan, 2008). Ovaj proces mogao je biti povezan sa razdobljem maksimuma transgresije tijekom ranog toarcija i povezanog regionalnog potapanja karbonatnih platformi, koje je vidljivo razvojem nekoliko 10-aka m debelim tamnim bioturbiranim laporovitim vapnencima (“mrljasti vapnenci”) u unutrašnjim dijelovima ADCP-a (Vlahović et al., 2005; Sabatino et al., 2013).

4. MATERIJALI I METODE

4.1. Terenska i petrografska analiza površina diskontinuiteta

Litostratigrafski stupovi (Korbar et al., 2012) u gornjokrednim do paleogenskim naslagama su snimljeni na 3 lokaliteta na području središnje Dalmacije (poglavlje 3.1.), dok je na području jugozapadne Slovenije (Trnovski Gozd, lokalitet Kovk) analiziran horizont površine diskontinuiteta (i njegov bočni ekvivalent) zabilježen u donjojurskim naslagama koje su stratigrafski analizirane u Črne & Goričan (2008) (poglavlja 3.2. i 5.4.). Na lokalitetu Šibenik (uvala Martinska; sl. 7) snimljeno je 100 m stupa u gornjokrednim vapnencima formacije Gornji Humac i u paleogenskim Kozinskim naslagama, od kojih je u ovom radu prikazan interval stupa (gornjih 50 m) gdje su zabilježene površine diskontinuiteta (poglavlje 3.1.1., sl. 8; Brlek et al., 2014). Na lokalitetu Čiovo (jugozapadni dio otoka Čiovo; sl. 10) snimljeno je 300 m stupa (sl. 11) u gornjokrednim vapnencima formacija Dol i Čiovo u kojima su zabilježene površine diskontinuiteta, te u paleogenskim Foraminiferskim vapnencima (poglavlje 3.1.2.; Brlek et al., 2013). Na lokalitetu Hvar (uvala Majerovica, sl. 12) snimljeno je 47,5 m stupa (sl. 13) u gornjokrednim do paleocenskim vapnencima formacije Sumartin sa zabilježenim regionalnim K-Pg subaerskim nekonformitetom, koji u krovini imaju paleogenske Kozinske naslage (poglavlje 3.1.3.; Brlek et al., 2014). Stratigrafski detalji prikazani su u poglavlju 3.1. i u Brlek et al. (2013, 2014).

Na svakom od 4 dobro izložena karbonatna slijeda analizirane su karakteristike facijesa (npr. tekstura, struktura, mikrofacijes), ihnofosili i obilježja subaerskog izlaganja. Karakteristike mikrofacijesa analizirane su u petrografskim preparatima (izrađeni na Hrvatskom geološkom institutu) te su mikrofacijesi određeni prema Dunham (1962), Embry & Klovan (1971), Scholle & Ulmer-Scholle (2003) i Flügel (2004). Ihnofosili i obilježja subaerskog izlaganja koji su povezani sa zabilježenim površinama diskontinuiteta analizirani su na izdanku, u poliranim pločicama (odreznim u različitim orijentacijama) i u petrografskim preparatima, te su klasificirani na temelju kriterija sumiranih u Bromley (1975), Wright (1994), Clari et al. (1995), Hillgärtner (1998) i Brlek et al. (2013, 2014 i reference u radovima) (poglavlje 5 i reference u radovima). Fosfatna i glaukonitna mineralizacija povezane s površinama diskontinuiteta zabilježenim u karbonatnim naslagama na lokalitetima Čiovo (Čiovo) i Kovk (JZ Slovenija) također su analizirane u petrografskim preparatima (Barić & Tajder, 1967).

4.2. Fazna i kemijska analiza

4.2.1. Analiza mineralnog sastava netopivog ostatka primjenom rendgenske difrakcije na prahu

Rendgenska difrakcijska analiza na praškastim uzorcima (XRPD; Slovenec, 2011) osnovna je metoda koja se koristi u proučavanju minerala glina (Moore & Reynolds, 1997). Za potrebe rendgenske difrakcijske analize uzoraka boksita (lokalitet Hvar) i glaukonita (lokalitet Kovk) bilo je potrebno usitniti uzorke i otopiti karbonate. Otapanju karbonata prethodilo je grubo usitnjavanje uzoraka čekićem i usitnjavanje na veličinu oko 2 mm u drobilici (tip Retsch/BB 51). U radu je korištena metoda otapanja karbonata pomoću acetatne soli (NH_4Ac) puferirane na pH 5 s octenom kiselinom (1M) koju je predložio Jackson (1956). Korišten je Philipsov vertikalni rendgenski goniometar (tip X'Pert PRO) na Hrvatskom geološkom institutu. Pri snimanju je korišteno bakreno zračenje, a uvjeti snimanja bili su: napon od 45 kV i jakost struje od 40 mA, divergencija primarnog snopa $1/4^\circ$, kontinuirano snimanje ($0,02^\circ 2\theta$ /s) i snimljeno područje: $4-65^\circ 2\theta$. Za određivanje "background-a" i očitavanje intenziteta i položaja difrakcijskih maksimuma korišten je program X'Pert Highscore Plus (PANalytical, 2008).

4.2.2. Skenirajući elektronski mikroskop i EDS analiza

Petrografska i mineraloška istraživanja boksita (lokalitet Hvar), fosfatne (lokalitet Čiovo) i glaukonitne (lokalitet Kovk) mineralizacije pomoću polarizacijskog mikroskopa i XRPD-a, dodatno su podržana proučavanjem ovih faza na skenirajućem elektronskom mikroskopu (SEM) pomoću povratno raspršenih elektrona (BSE) i analizom energijsko disperzivnim instrumentima (EDS) (semi-kvantitativne kemijske karte) (Reed, 2005). Ova su istraživanja provedena pomoću JSM 7000F Jeol SEM-a sa EDS-om na Institutu Ruđer Bošković (Zagreb) (uzorci boksita), FEI Quanta 450 SEM-a sa EDAX TEAM EDS na Smith College-u (Department of Geosciences, Northampton, Massachusetts, SAD) (uzorci fosfata), te FEG QUANTA 250 SEM-a FEI u METRIS-u (Pula) (uzorci glaukonita).

4.3. Analiza stabilnih izotopa ugljika ($\delta^{13}\text{C}$) i kisika ($\delta^{18}\text{O}$)

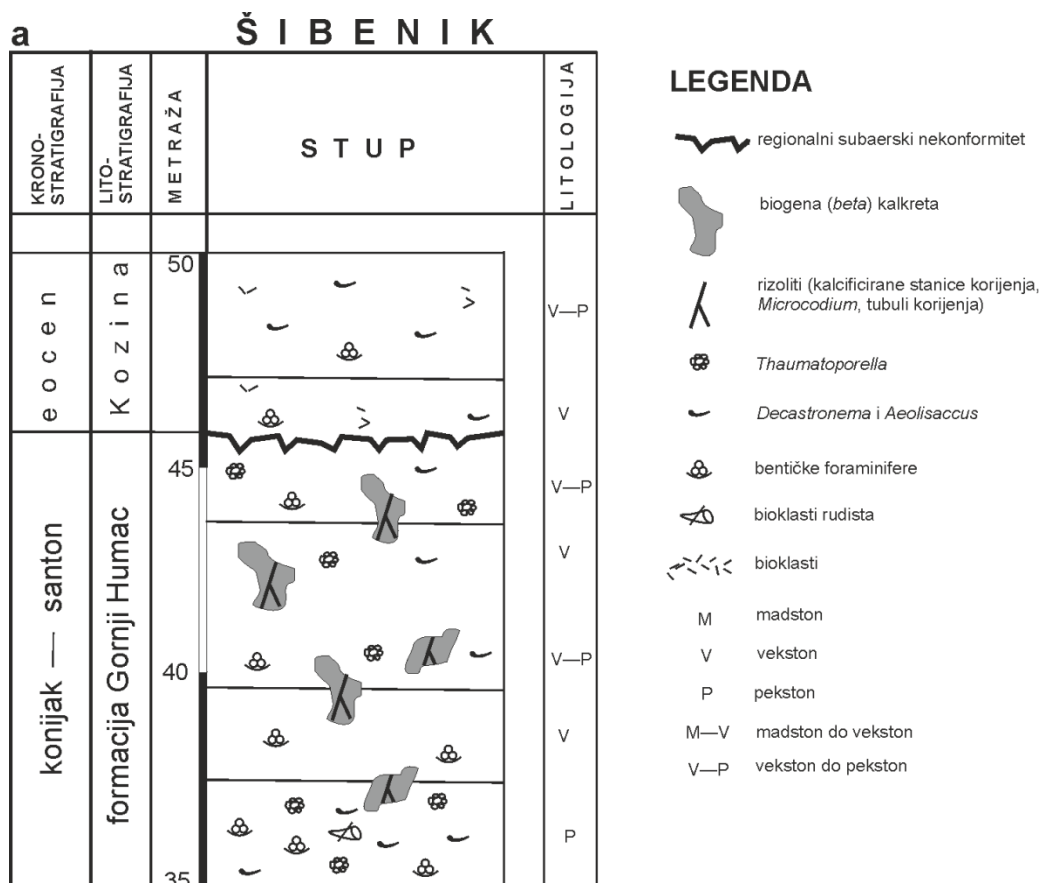
Terensko uzorkovanje kalkreta i marinskih karbonata domačina, koje markiraju regionalni K–Pg subaerski nekonformitet, za izotopne analize (ukupno 38 uzoraka; poglavlje 5.5.1.1), izvršeno je na tri dobro izložena gornjokredna slijeda (lokalitet Šibenik i lokalitet Čiovo, te na području Labin-Koromačno; poglavlje 3.1.) na temelju prvotnih sedimentoloških i stratigrafskih istraživanja (Brlek & Glumac, 2014). Izotopne analize kalkreta ($\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$) izvršene su na 29 uzoraka različitih vrsta kalkreta koje su karakterizirane specifičnim komponentama (poglavlje 5.5.1.1). Također su izvršene i izotopne analize 17 uzoraka kalkreta i marinskih karbonata koji markiraju unutarformacijsku kompozitnu površinu u gornjokrednim karbonatima na lokalitetu Šibenik (poglavlje 5.5.1.2.) (Brlek & Glumac, 2014). Ove kalkrete (ukupno 8 uzoraka) su vrlo heterogenog sastava, što je zabilježeno i tijekom petrografske analize, tj. uzorci kalkreta za izotopnu analizu su kontaminirani s asociiranim marinskim karbonatom (bioklastični pekston; poglavlje 5.5.1.2.).

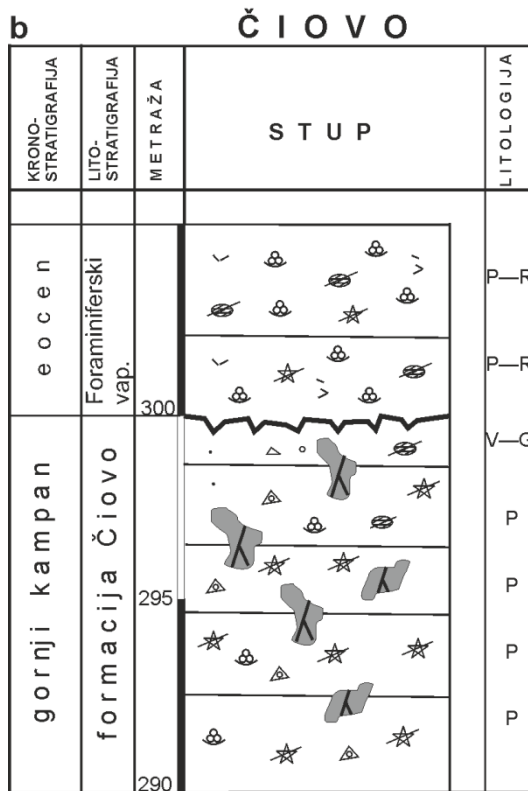
Uzorci za analize stabilnih izotopa predstavljaju malu količinu karbonatnog praha koji je uzorkovan iz poliranih pločica i preparata koristeći mikrobušilicu koja je pričvršćena na binokularni mikroskop. Svi uzorci su zagrijani na 400°C na jedan sat kako bi se uklonile volatilne organske komponente. Uzorci su nakon toga izloženi djelovanju 100%-tne fosforne kiseline (H_3PO_4) na 5 minuta i analizirani pomoću automatskog sustava pripreme karbonata (Kiell III) koji je povezan s Finnigan-MAT DeltaXL+ ratio masenim spektrometrom na University of Massachusetts, Amherst, SAD. Standardne izobarne korekcije i korekcije za frakcionaciju fosforne kiseline izvršene su nad svim podacima. Unutarnja analitička preciznost, koja se kontrolira dnevnom analizom karbonatnog standarda, bolja je ili jednaka 0,1‰ za vrijednosti izotopa ugljika i kisika. Rezultati stabilnih izotopa izraženi su kao $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti u ‰ u odnosu na Vienna PeeDee Belemnite standard (VPDB).

5. REZULTATI I INTERPRETACIJA

5.1. Regionalni kredno–paleogeni (K–Pg) subaerski nekonformitet na području središnje Dalmacije

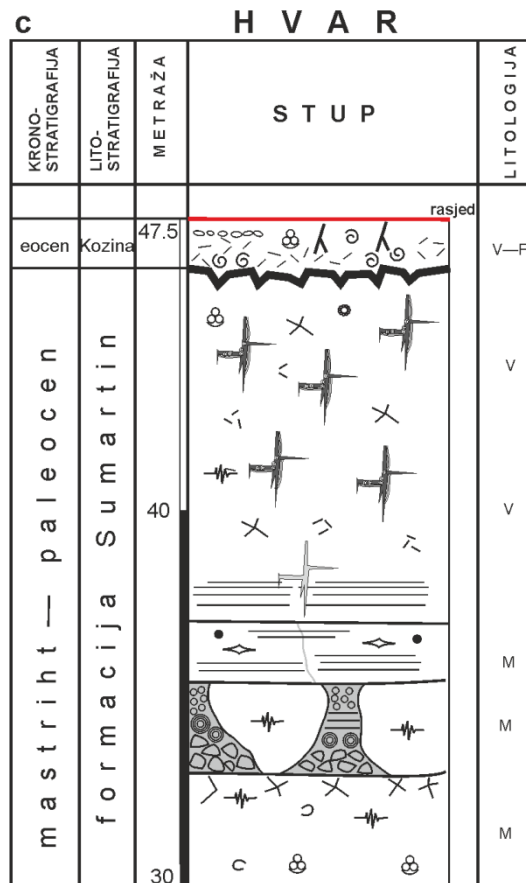
U gornjem dijelu formacije Gornji Humac (konijak do santon) (lokalitet Šibenik; sl. 3a, b, 7, 15a), formacije Čiovo (gornji kampan) (jugozapadni dio otoka Čiovo; sl. 3a, b, 10, 15b) i formacije Sumartin (gornji mastriht do paleocen) (lokalitet Hvar; sl. 3a, b, 12, 15c), zabilježene su biogene kalkrete s rizolitima, laminirane kalkrete i pizoidi, kao i paleokrš, koji predstavljaju obilježja subaerskog izlaganja karbonatnih sljedova i karakteriziraju regionalni kredno–paleogeni (K–Pg) subaerski nekonformitet (Brlek et al., 2013, 2014). U krovini gornjokrednih sljedova nekonformno dolaze transgresivni eocenski karbonati (Foraminiferski vapnenci i Kozinske naslage) (sl. 15), čija je starost dokazana paleontološki.





LEGENDA

- regionalni subaerski nekonformitet
- biogena (beta) kalkreta
- rizoliti (kalcificirane stanice korijenja, *Microcodium*, tubuli korijenja)
- bioklasti bodljikaša
- bioklasti mahovnjaka
- bentičke foraminifere
- bioklasti
- kalcisfere
- intraklasti V-P sa kalciferama
- peloidi
- litoklasti
- pekston
- V-G vekston do grejnston
- P-R pekston do radston



LEGENDA

- regionalni subaerski nekonformitet
- laminirane kalkrete i pizoidi
- ne-karbonatno paleotlo (boksiti)
- paleokrški sediment i breča
- in-situ* i resedimentirani speleotemi
- rizoliti (kalcificirane stanice korijenja, *Microcodium*, tubuli korijenja)
- bentičke foraminifere
- gastropodi
- ostrakodi
- Charophyta
- bioklasti
- peloidi
- fenestre
- stiloliti
- rekristalizacija
- laminiti
- M madston
- V vekston
- V-F vekston do floutston

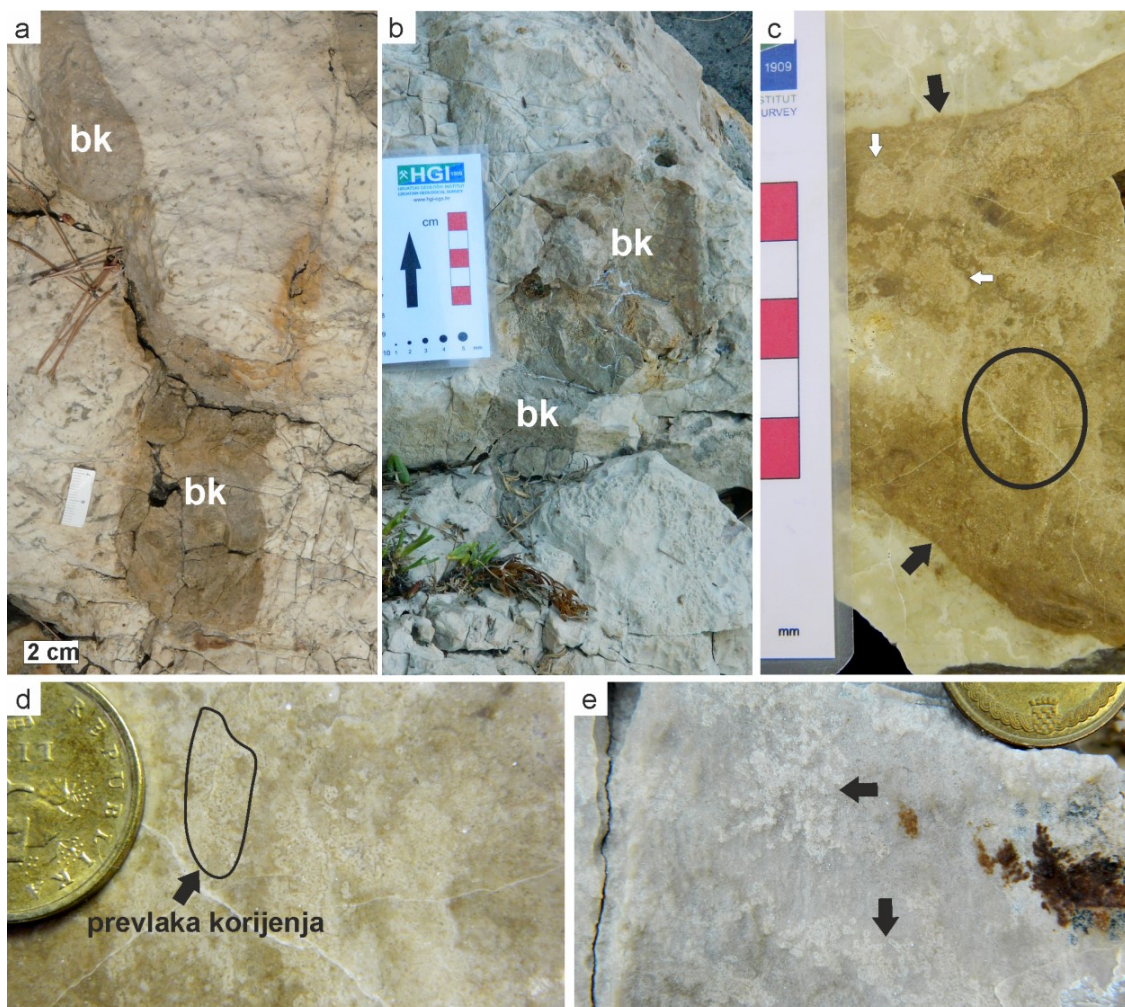
Slika 15 Detalji vršnih dijelova formacija Gornji Humac (konijak–santon; lokalitet Šibenik) (a), Čiovo (gornji kampan; jugozapadni dio otoka Čiovo) (b) i Sumartin (mastriht–paleocen; zapadni dio otoka Hvara) (c) (sl. 8, 11, 13), sa pripadajućim legendama.

5.1.1. Karakterizacija biogenih kalkreta

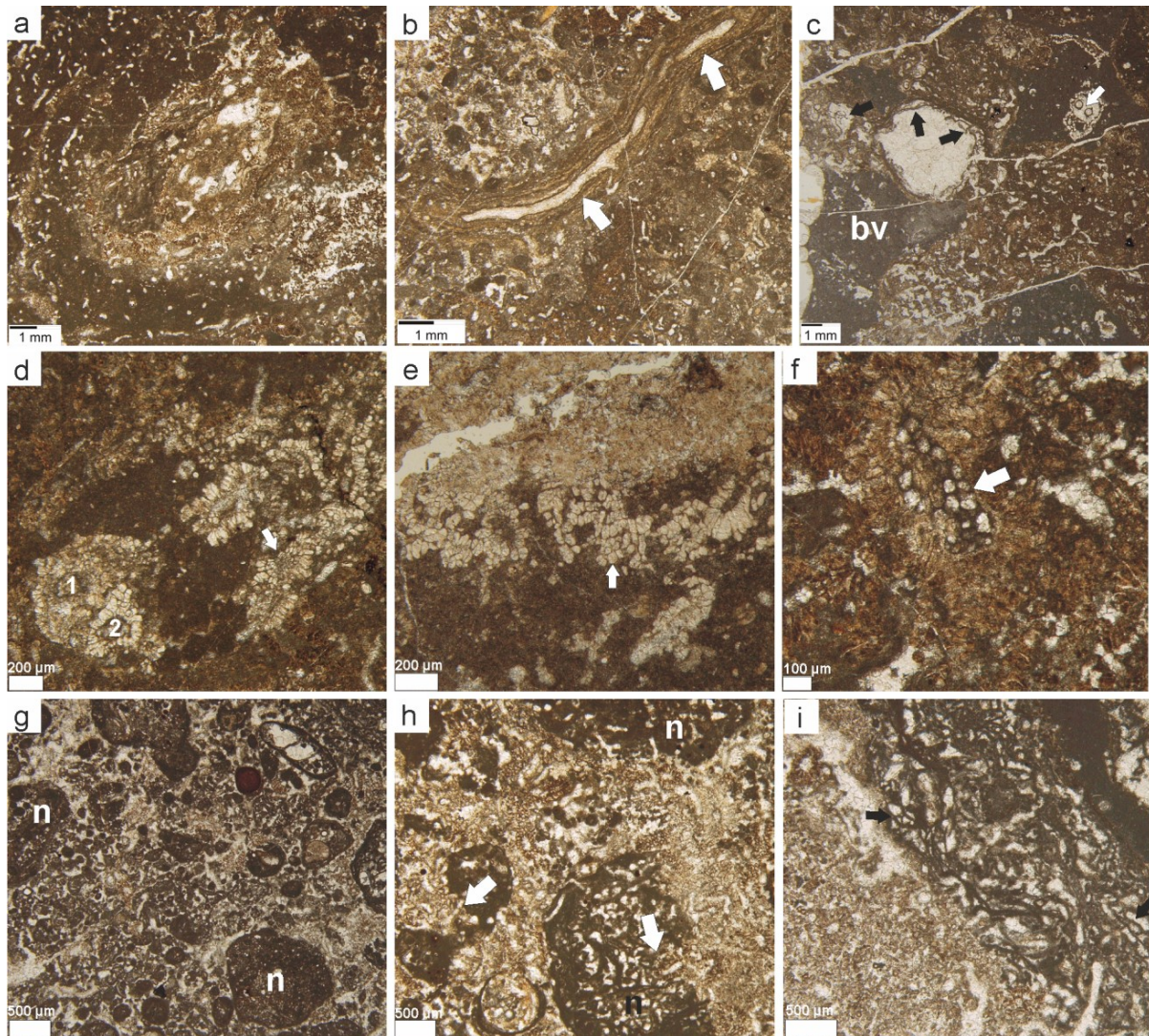
Kalkrete se u formacijama Gornji Humac (lokalitet Šibenik) i Čiovo (jugozapadni dio otoka Čiovo) pojavljuju kao nepravilni, smečkasti i bjelkasti oblici unutar primarnih marinskih vapnenaca (sl. 16a–c, 19a–c) te su zabilježene do 10-ak m ispod površine subaerskog izlaganja (kontakt kreda–paleogen) (sl. 15a, b). U formaciji Gornji Humac, s obzirom na prisustvo dominantnih biogenih komponenata, mogu se izdvojiti dvije vrste kalkreta (kalcitnog sastava, CaCO_3).

Prvi tip (nepravilni smečkasti oblici; sl. 16a–c) predstavljen je različitim biogenim komponentama, uključujući rizolite (*sensu* Klappa, 1980) (sl. 16d, e, 17a) koji su okruženi mikritnim matriksom. *Microcodium* agregati su predstavljeni jednostrukim i višestrukim slojevima većinom izodijametričnih te slabo izduženih smečkastih i bjelkastih kristala kalcita, koji uobičajeno okružuju šupljine ispunjene sparitom (sl. 17d–f) te se uglavnom pojavljuju u nakupinama (rijetko su izolirani), čime definiraju prevlaku korijenja (sl. 16d, e). Tubuli korijenja građeni su od šupljina ispunjenih sparitom koje su obavijene koncentričnim mikritnim i mikrosparitnim ovojima (sl. 17b, c) te se u šupljinama nalazi i dobro razvijena alveolarno-septalna građa i cilindri mikrita (sl. 17c, i). *Microcodium* agregati se također pojavljuju i između izoliranih nodula kalkreta (sl. 17g–i). Drugi tip kalkreta (nepravilni bjelkasti oblici i “žile”) (sl. 18a: lokalitet Šibenik; sl. 18b: otok Ravni Žakan) izgrađen je u potpunosti od rizolita (*sensu* Wright et al., 1995; Košir, 2004) (sl. 18c, d). Ovaj tip kalkrete predstavljen je tipičnim *Microcodium* agregatima (*sensu* Košir, 2004), uključujući laminarne (sl. 18e), cilindrične (sl. 18f) i kružne morfotipove.

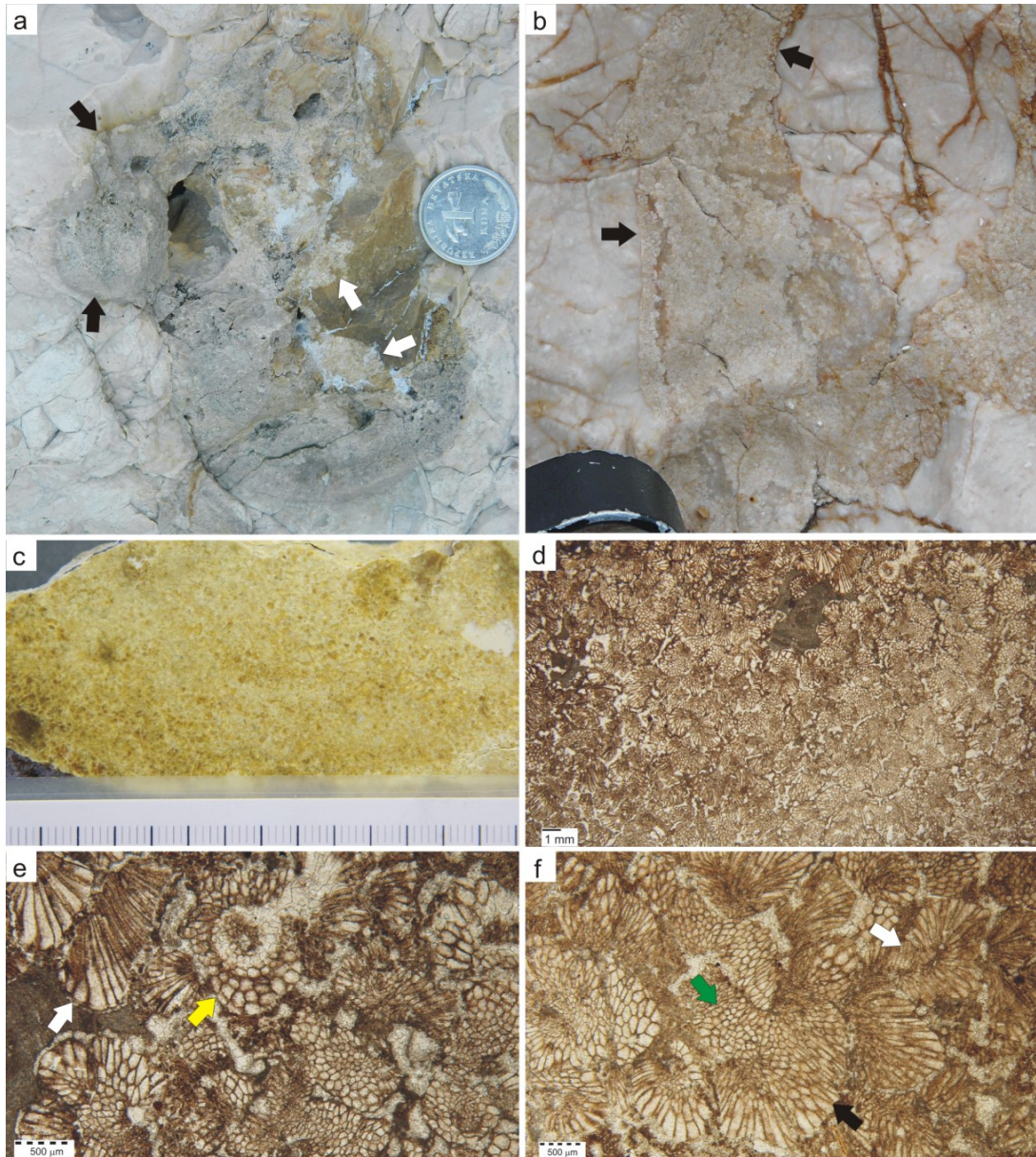
Kalkrete unutar formacije Čiovo također su izgrađene od nodula/peloida i rijetkih pizoida različite veličine i oblika (uglavnom dobro zaobljeni) (sl. 19c–e), čija je glavna građevna komponenta tamnocrvenkasti mikrit s rizolitima (uključujući *Microcodium* agregate). Nodule su odvojene šupljinama ispunjenim kalcitom i rizolitima, uključujući tubule korijenja i *Microcodium* agregate (sl. 19d, e), unutar kojih se često nalazi i dobro razvijena alveolarno-septalna građa (sl. 19f). Unutar formacije Čiovo također su zabilježene i kalkrete izgrađene u potpunosti od rizolita, tj. od tipičnih *Microcodium* agregata (sl. 19g, h).



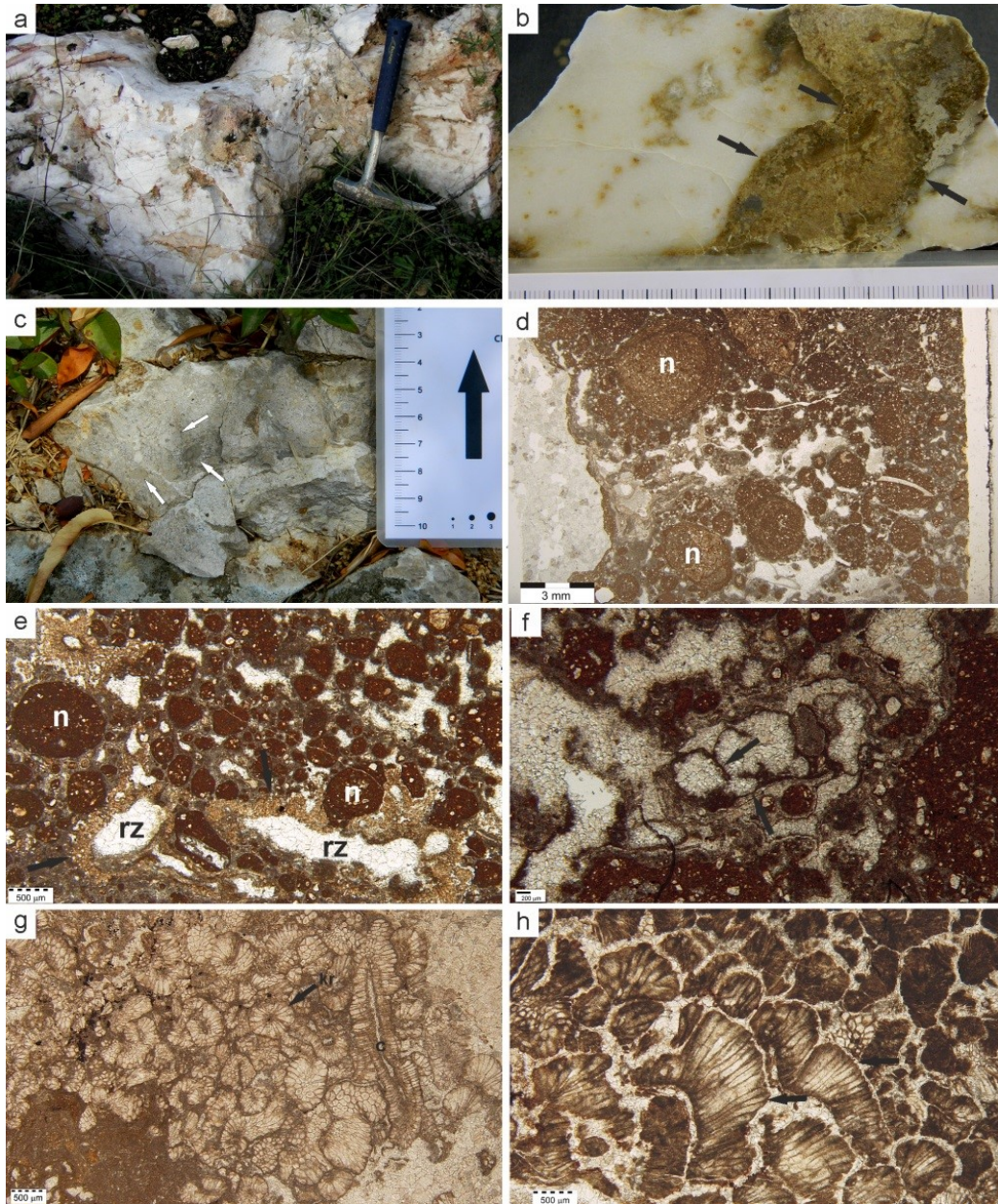
Slika 16 Terenske fotografije (**a**, **b**, **e**) i polirane pločice (**c**, **d**) prvog tipa biogenih kalkreta razvijenih unutar marinskih vapnenaca formacije Gornji Humac (lokalitet Šibenik; sl. 15a), koje markiraju regionalni K–Pg subaerski nekonformitet. **a**, **b** Smeđkaste biogene kalkrete (bc) koje se pojavljuju kao nepravilni oblici (ovdje orijentirane okomito na slojevitost) unutar marinskih vapnenaca. **c** Polirana pločica koja prikazuje biogene kalkrete s brojnim rizolitima koji se pojavljuju u nakupinama (bijeले strelice). Kalkreta dijagenetski izmjenjuje, te je u oštrm kontaktu (crne strelice) s primarnim marinskim vapnencem. Mjerilo je u cm. **d** Uvećani prikaz područja označenog na **c** koji prikazuje brojne rizolite koji čine prevlaku korijenja. Promjer kovanice: 1,7 cm. **e** Terenska fotografija rizolita (crne strelice). Promjer kovanice: 1,7 cm.



Slika 17 Mikrofotografije koje prikazuju obilježja karakteristična za prvi tip biogenih kalkreta u formaciji Gornji Humac (lokalitet Šibenik; sl. 15a). **a** Biogena kalkreta sa mikritnim matriksom i brojnim rizolitima predstavljenim šupljinama korijenja, tubulima korijenja i *Microcodium* agregatima (tekst). **b** Kosi presjek tubula korijenja (bijele strelice) koji su predstavljeni šupljinama ispunjenim sparitom, koje su obavijene grubim kružnim ovojmima mikrita i mikrosparita. **c** Biogene kalkrete razvijene unutar bioklastičnog vekstona (bv), koje su karakterizirane tubulima korijenja unutar kojih se nalaze dobro razvijena alveolarno-septalna građa (crne strelice) i mikritni cilindri (bijela strelica). **d, e** *Microcodium* agregati (tekst) koji se sastoje od višestrukih (bijele strelice) i jednostrukih izodijametričnih i slabo izduženih smečkastih i bjelkastih kristala kalcita, koji uobičajeno okružuju šupljine ispunjene sparitom (1 i 2 u **d**). **f** Djelomično mineraliziran (*permineralized*) ostatak korijenja nastao impregnacijom tkiva ćelije korijenja (višestruki slojevi izodijametričnih ćelija) s čistim sparitnim cementom (bijela strelica). **g, h** Nodularna građa kalkrete nastala penetracijom korijenja koje kalcificira. Mogu se uočiti *Microcodium* agregati prisutni između nodula (n) koji dijagenetski izmjenjuju primarnu homogenu teksturu kalkrete (bijele strelice). **i** Biogene kalkrete s dobro razvijenom alveolarno-septalnom građom (crne strelice).



Slika 18 Karakteristike drugog tipa biogenih kalkreta s rizolitima unutar marinskih vapnenaca formacije Gornji Humac (**a, c–f**; lokalitet Šibenik; sl. 15a), i njezinog bočnog stratigrafskog ekvivalenta na otoku Ravni Žakan u Kornatskom arhipelagu (Jadransko more) (tekst) (**b**), koje predstavljaju regionalni subaerski nekonformitet. **a–d** Terenski prikaz (**a, b**), polirane pločice (**c**) i mikrofotografija (**d**) drugog tipa biogenih kalkreta koje su u potpunosti izgrađene od *Microcodium* agregata. Kalkreta je u oštrm kontaktu s primarnim marinskim vapnencem (crne strelice u **a** i **b**) te može biti u asocijaciji i s prvim tipom biogene kalkrete (bijele strelice u **a**). Promjer kovanice u **a** iznosi 2,2 cm. Promjer lupe u **b** iznosi 2,5 cm. **e, f** Mikrofotografija koja prikazuje uvećani prikaz mikrofotografije **d** s tipičnim laminarnim (bijela strelica u **e**) i cilindričnim (bijela strelica u **f**) *Microcodium* agregatima i drugim *Microcodium* agregatima (tekst). Neke od ovih struktura mogle bi predstavljati kalcificirane stanice korijenja s višeslojevitim rasporedom ćelija (žuta strelica u **e**), kao i moguće prijelazne oblike između višeslojevitih izodijametričnih kalcificiranih stanica korijenja (zelene strelice u **f**) i tipičnih jednoslojevitih *Microcodium* agregata s izduženim prizmama kalcita (crna strelica u **f**) (tekst).



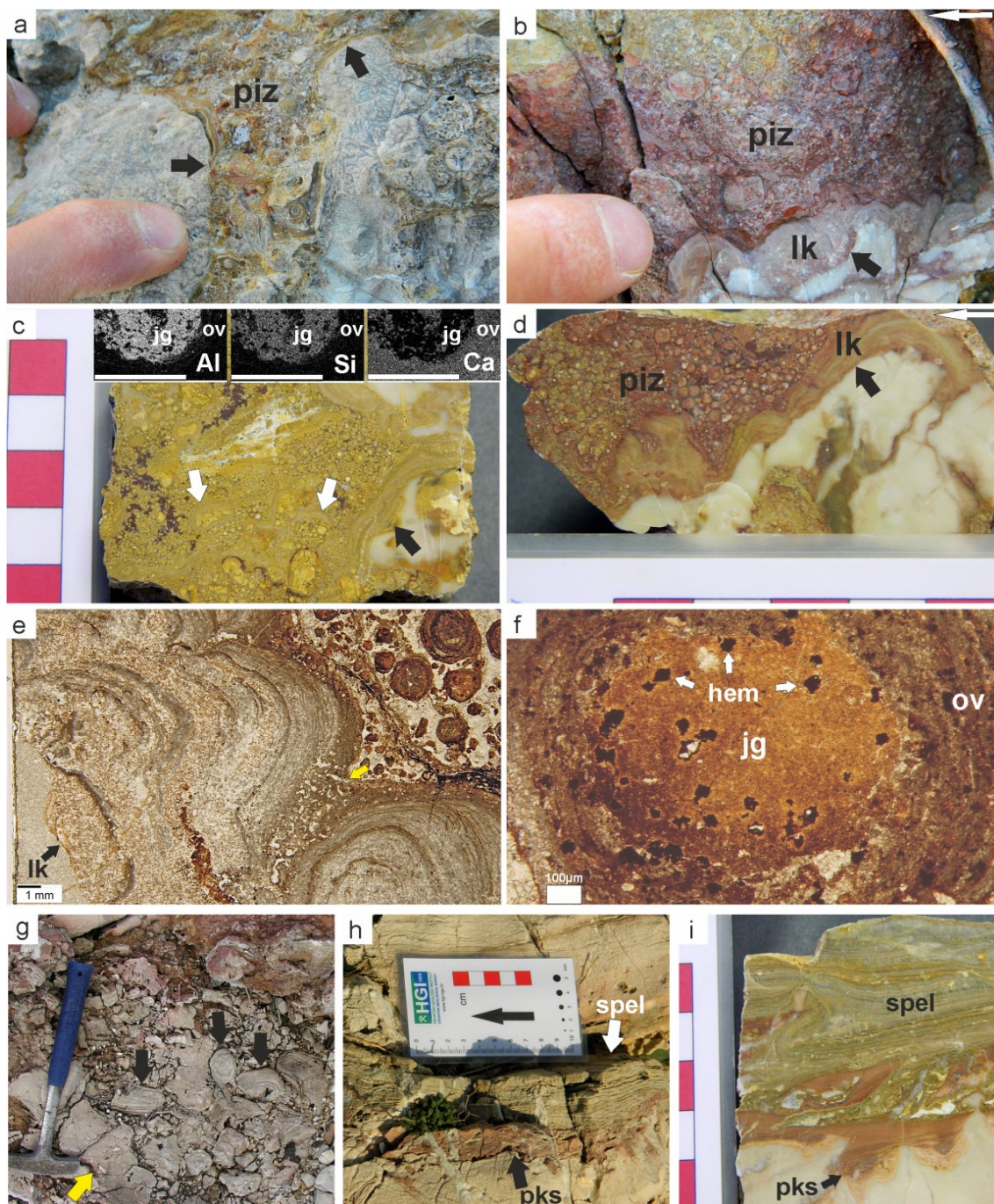
Slika 19 Karakteristike kalkreta i *Microcodium* agregata s lokaliteta Čiovo (formacija Čiovo, stup ČOK; sl. 15b). **a–c** Terenski prikaz i polirane pločice kalkreta koje predstavljaju regionalni subaerski nekonformitet unutar marinskih vapnenaca formacije Čiovo. **a** Crvenkaste i smeđkaste kalkrete koje se pojavljuju nepravilno unutar marinskih vapnenaca formacije Čiovo. Čekić je dužine 32 cm. **b** Polirana pločica s *in-situ* *Microcodium* agregatima u oštrom kontaktu (crne strelice) s bijelim marinskim vapnencem. **c** Svježa površina kalkrete na kojoj se uočava njezina nodularna građa (veće nodule su označene bijelim strelicama). **d** Mikrofotografija koja prikazuje nodularnu (n) teksturu kalkrete koja je u oštrom kontaktu s marinskim vapnencem. **e** Mikrofotografija kalkrete karakterizirane nodularnom teksturom. Nodule (n) su odvojene šupljinama ispunjenim sparitom (ponekad obavijene mikritom) i *Microcodium* agregatima, koji upućuju na položaj nekadašnjeg korijenja (rz). **f** Mikrofotografija šupljina ispunjenih sparitom (tubuli korijenja), unutar (crne strelice) i oko kojih je razvijena alveolarno-septalna građa. **g, h** Mikrofotografija koja prikazuje kalkretu izgrađenu od *Microcodium* agregata, uključujući tipične cilindrične (c u **g**), kružne (kr u **g**) i laminarne (crne strelice u **h**) *Microcodium* morfotipove.

5.1.2. Interpretacija biogenih (*beta* mikrostrukturnih) kalkreta s rizolitima

Biogene ili *beta* mikrostrukturne kalkrete (*sensu* Wright & Tucker, 1991) su česta pojava u supstratima bogatim s karbonatom (Wright, 1994, 2007) te su dobro razvijene ispod regionalnog subaerskog nekonformiteta u formaciji Gornji Humac (lokalitet Šibenik; sl. 15a) kao i u formaciji Čiovo (jugozapadni dio otoka Čiovo; sl. 15b), gdje su predstavljene širokim rasponom biogenih struktura povezanih s aktivnošću korijenja biljaka i gljiva (npr. alveolarno-septalna građa) (sl. 16–19). Biogene kalkrete su zabilježene i drugdje te su njihove karakteristike kao i geneza dobro opisane u literaturi (Wright & Tucker, 1991; Wright, 1994; Alonso-Zarza, 2003; Košir, 2004; Wright, 2007; Alonso-Zarza & Wright, 2010). Rizoliti (*sensu* Klappa, 1980), uključujući tubule korijenja, kalcificirane stanice korijenja i *Microcodium* agregate, predstavljaju jednu od najizraženijih obilježja biogenih kalkreta (Jaillard et al., 1991; Wright, 1994; Wright et al., 1995; Alonso-Zarza et al., 1998; Alonso-Zarza, 1999; Košir, 2004). U literaturi su opisana dva krajnja člana strukture rizolita koje nastaju kalcifikacijom stanica korijenja (unutarstanična kalcifikacija) (Košir, 2004). Dok su kalcificirane stanice korijenja izgrađene od izodijametričnih ćelija koje se slažu u višetruke slojeve (Jaillard et al., 1991; Košir, 2004), tipični *Microcodium* agregati su izgrađeni od jednostrukog sloja individualnih i izduženih piramidalnih ili prizmatskih kristala kalcita (Košir, 2004). Uz ova dva krajnja člana također su zabilježeni i prijelazni morfološki oblici koji dokazuju rizogeno porijeklo tipičnih *Microcodium* agregata (Košir, 2004; Kabanov et al., 2008), kao i atipični *Microcodium* b agregati (Alonso-Zarza et al., 1998). Istraživanja rizolita u ovom radu nisu uključila detaljna istraživanja ovih kompleksnih morfoloških razlika te su zbog toga ovakve strukture generalno nazvane *Microcodium* agregati (npr. strukture prisutne u prvom tipu biogenih kalkreta u formaciji Gornji Humac; sl. 17). Međutim, prisutnost tipičnih struktura, poput tipičnih *Microcodium* agregata (uključujući cilindrične, kružne i laminarne morfotipove) koji su zabilježeni u drugom tipu biogenih kalkreta u formaciji Gornji Humac kao i u formaciji Čiovo (sl. 18, 19), naglašena je tamo gdje je zabilježena. *In situ* *Microcodium* agregati, koji predstavljaju dominantnu građevnu jedinicu drugog tipa (sl. 18; rizogena kalkreta tipa 1 *sensu* Wright et al., 1995) biogene kalkrete unutar formacija Gornji Humac i Čiovo, upućuju na subaersko izlaganje i pedogenu modifikaciju karbonatnih sljedova unutar kojih su zabilježeni (Esteban & Klappa, 1983; Wright, 1994; Košir, 2004).

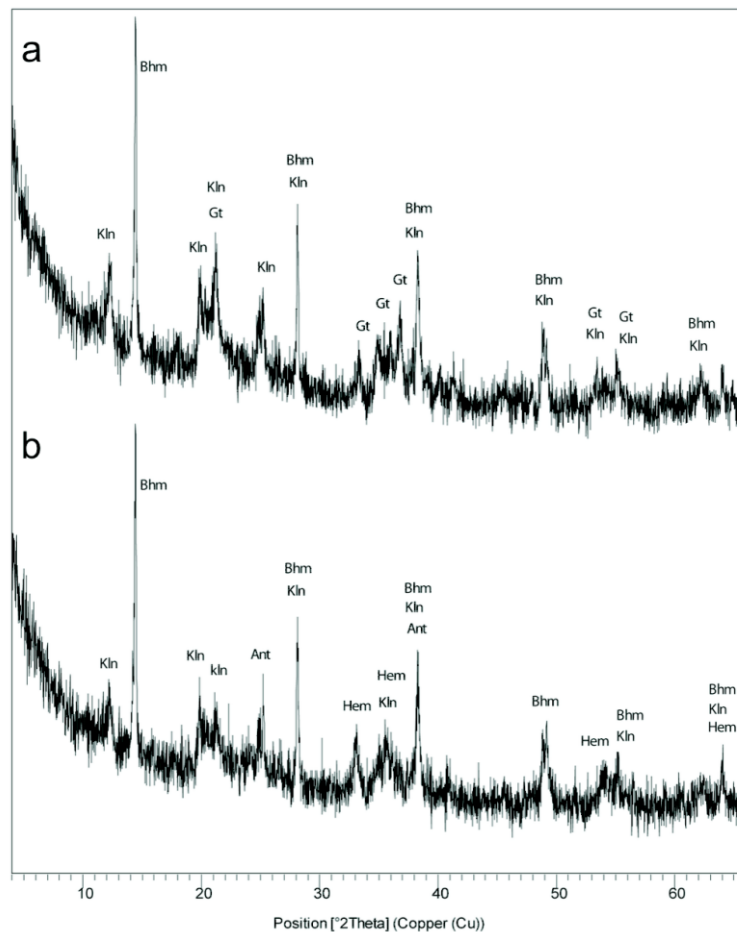
5.1.3. Karakterizacija laminiranih kalkreta i pizoida

Žućkaste i crvenkaste laminirane kalkrete i pizoidi prodiru u peritajdalne vapnence formacije Sumartin (lokalitet Hvar) do dubine od oko 10 m ispod K–Pg nekonformiteta (sl. 15c). Iako su zabilježene različite vrste odnosa između laminiranih kalkreta (koje su uobičajeno orijentirane okomito prema supstratu domačinu; sl. 20a, b, d) i pizoida unutar cjelokupne građe kalkrete, laminirane kalkrete najčešće se nalaze u vanjskom dijelu cjelokupne građe, gdje markiraju kontakt s marinskim vapnencem domačinom, dok se pizoidi nalaze u unutarnjem dijelu (sl. 20a, b, d). Laminirane kalkrete kalcitnog sastava generalno su karakterizirane kupolastom građom (s debljinom kupolastog dijela do 1 cm djelomično i deblje; sl. 20b, d, e) lamina, koje su izgrađene od nekoliko komponenti, uključujući masivni i grubo laminirani mikrit s vjerojatnim tubulima korijenja, rijetko zabilježenu alveolarno-septalnu građu te obavijena zrna/pizoide. Kupolasta građa također je izgrađena od masivnog sparita te često i od *Microcodium* agregata. Pizoidi (obavijena zrna; dobro zaobljena zrna, uglavnom veličine zrna pijeska, no mogu se pojaviti i veća zrna uključujući kompozitna zrna) imaju jezgru koja je grubo obavijena s jednim do nekoliko uglavnom simetričnih (no također i asimetričnih) mikritnih ovoja (slične karakteristike mikrita u laminiranim kalkretama) s nepravilno raspoređenim ne-karbonatnim materijalom unutar mikrita (sl. 20e, f). Jezgra pizoida je uglavnom izgrađena od žućkastog i crvenkastog boksitnog materijala (mješavina kaolinita – $\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$, boehmita – $\gamma\text{-AlO}(\text{OH})$, goethita – $\alpha\text{-FeO}(\text{OH})$ i hematita – Fe_2O_3 ; sl. 20c–f, 19a, b), no također i od karbonata (npr. *Microcodium* agregati). Crveno obojenje nekih pizoida (sl. 20b, d) je uzrokovano prisutnošću hematita (sl. 20f, 21b), dok pizoidi u kojima nije prisutan hematit (sl. 21a) imaju žućkasto obojenje (sl. 20a, c). Isti boksitni materijal (djelom kalkretiziran i nodulariziran) koji čini jezgru pizoida također je zabilježen kao masivna akumulacija (npr. u šupljinama otapanja) u donjem dijelu subaerski izloženog slijeda (sl. 15c). Međutim, zabilježena je i bočna varijabilnost u pogledu razvoja obilježja subaerskog izlaganja na lokalitetu Hvar. Čisti boksitni talozi koji nisu kalkretizirani u nekim su profilima prisutni kroz cijeli subaerski izložen dio formacije Sumartin, dok su u drugim profilima zabilježene samo kalkrete u asocijaciji s primarnim marinskim vapnencem.



Slika 20 Karakteristike obilježja subaerskog izlaganja unutar marinskih vapnenaca formacije Sumartin (lokalitet Hvar; sl. 15c), koje predstavljaju regionalni subaerski nekonformitet. **a–d** Terenski prikaz (**a**, **b**) i polirane pločice (**c**, **d**) crvenkastih i žućkastih laminiranih kalkreta i pizoida. Laminirane kalkrete (lk) nalaze se na kontaktu između marinskih vapnenaca i cjelokupne strukture kalkrete (laminacije i pizoidi) (crne strelice) te također obavijaju veće boksitne nodule (velike bijele strelice u **c**), dok se pizoidi (piz) nalaze u unutarnjem dijelu građe. EDS kemijske mape za Al, Si i Ca na fotografiji **c** pokazuju da je jezgra (jg) pizoida (kao ona na slici **f**) izgrađena od boksitnog materijala, dok su ovi pizoidi (ov) kalcitnog sastava (CaCO_3 ; svijetla područja odgovaraju visokom sadržaju određenog elementa). Bijele strelice u **b** i **d** upućuju na stratigrafsku orijentaciju uzorka. **e** Mikrofotografija koja prikazuje kupolastu građu laminirane kalkrete (lk) koju izgrađuju izmjene gustog i grubo laminiranog mikrita s tubulima korijenja (žute strelice) i smeđkasti kristali sparita s *Microcodium*

agregatima. Uočavaju se i pizoidi u desnom gornjem uglu mikrofotografije. **f** Mikrofotografija pizoida izgrađenog od boksitne jezgre (jg) s uglavnom opakim zrnima hematita (Fe_2O_3 ; crvenkasti pizoidi poput onih na slikama **b** i **d**) te od ovoja (ov) izgrađenog uglavnom od grubo laminiranog mikrita i mikrosparita. **g** Terenski prikaz klast-potporne breče izgrađene od klasta resedimentiranih speleotema (crne strelice) i uglastih klasta morskog vapnenca (žuta strelica) različite orijentacije. Čekić je dug 32 cm. **h**, **i** Terenski prikaz (**h**) i polirane pločice (**i**) *in situ* speleotema (spel; vjerojatno *flowstone*) i asociiranog crvenkastog paleokrškog sedimenta (pks).



Slika 21 Rendgenogrami netopivog ostatka uzoraka **a** i **b** koji predstavljaju žučkaste i crvenkaste pizoidne kalkrete iz formacije Sumartin. Mineralni sastav netopivog ostatka je tipičan za krške boksite (Bardossy, 1982). Kln = kaolinit, Bhm = boehmit, Gt = goethit, Hem = hematit, Ant = anatas.

5.1.4. Interpretacija laminiranih kalkreta i pizoida

Nastanak laminiranih kalkreta, poput onih koje su zabilježene ispod regionalnog subaerskog nekonformiteta u formaciji Sumartin na lokalitetu Hvar (sl. 15c, 20), mogao bi biti povezan s procesima kalcifikacije horizontalnih i vertikalnih prevlaka korijenja (Wright et al., 1988,1995; Alonso-Zarza, 1999; Alonso-Zarza & Jones, 2007). Takve se kalkrete posljedično

nazivaju rizogene kalkrete (*sensu* Wright et al., 1995). Kupolasta građa laminiranih kalkreta s Hvara, koja je izgrađena od izmjenjujućih mikritnih slojeva s vjerojatnim tubulima korijenja te od slojeva s *Microcodium* agregatima (sl. 20), upućuje na to da su laminirane kalkrete dijelom nastale kalcifikacijom prevlaka korijenja. Međutim, budući da laminirane kalkrete mogu biti poligenetske, i drugi organizmi, poput cijanobakterija, bakterija, gljiva i lišajeva (Jones & Kahle, 1985; Jones, 1994; Alonso-Zarza & Jones, 2007; Zhou & Chafetz, 2009b; Meléndez et al., 2011) mogli su pridonijeti precipitaciji karbonata u istraživanim kalkretama. Npr. tanko laminirani mikritni slojevi nalikuju mikrostromatolitima prema Jones & Kahle (1985) i Jones (1994). Istovjetni procesi precipitacije karbonata također su mogli pridonijeti stvaranju ovoja pizoida na lokalitetu Hvar. Ovi ovoji karakterizirani su istim sastavom (uglavnom mikrit) koji gradi i laminirane kalkrete s kojima su asocirani (sl. 20) (Alonso-Zarza & Jones, 2007; Wright, 2007; Zhou & Chafetz, 2009b). Razvoj asociranih laminiranih kalkreta i pizoida dijelom je povezan s uočenom dijagenetskom izmjenom primarnih marinskih vapnenaca i boksitnih (Bardossy, 1982) taloga (sl. 20, 21), na što upućuju i boksitna zrna koja uobičajeno predstavljaju jezgru obavijenih zrna/pizoida (sl. 20). Laminirane kalkrete koje nastaju unutar primarnih krških šupljina i koje dijelom prodiru u i dijagenetski izmjenjuju primarnu stijenu, kao i procesi koji su odgovorni za nastanak asociranih pizoida, prisutni su u geološkom zapisu (Rossinsky et al., 1993; Wright, 1994; Durand et al., 2006; Alonso-Zarza & Jones, 2007; Alonso-Zarza & Wright, 2010; Armenteros, 2010; Durand et al., 2010). Iako kalkrete mogu biti mnogo mlađe od primarnih stijena u koje prodiru i u kojima nastaju (Rossinsky et al., 1993; Immenhauser & Rameil, 2011), ovdje istraživane kalkrete nastale u formacijama Gornji Humac, Čiovo i Sumartin su starije od transgresivnih marinskih paleogenskih naslaga koje nekonformno dolaze u krovini gornjokrednih do paleocenskih sljedova na istraživanim lokalitetima (sl. 15). Ove su korelativne površine subaerskog izlaganja nastale kao odgovor na rani stadij orogeneze Dinarida (Korbar, 2009) te su također zabilježene i u drugim gornjokrednim sljedovima na području Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme (ADCP) (poglavlja 2.5.1. i 6.1.; Otoničar, 2007; Brlek et al., 2013, 2014).

5.1.5. Karakterizacija paleokrša

Površinski i podpovršinski paleokrš (*sensu* James & Choquette, 1988, 1990; Flügel, 2004) povezan s regionalnim subaerskim nekonformitetom je također zabilježen u formaciji Sumartin na lokalitetu Hvar. Obilježja površinskog paleokrša su predstavljena pukotinama i

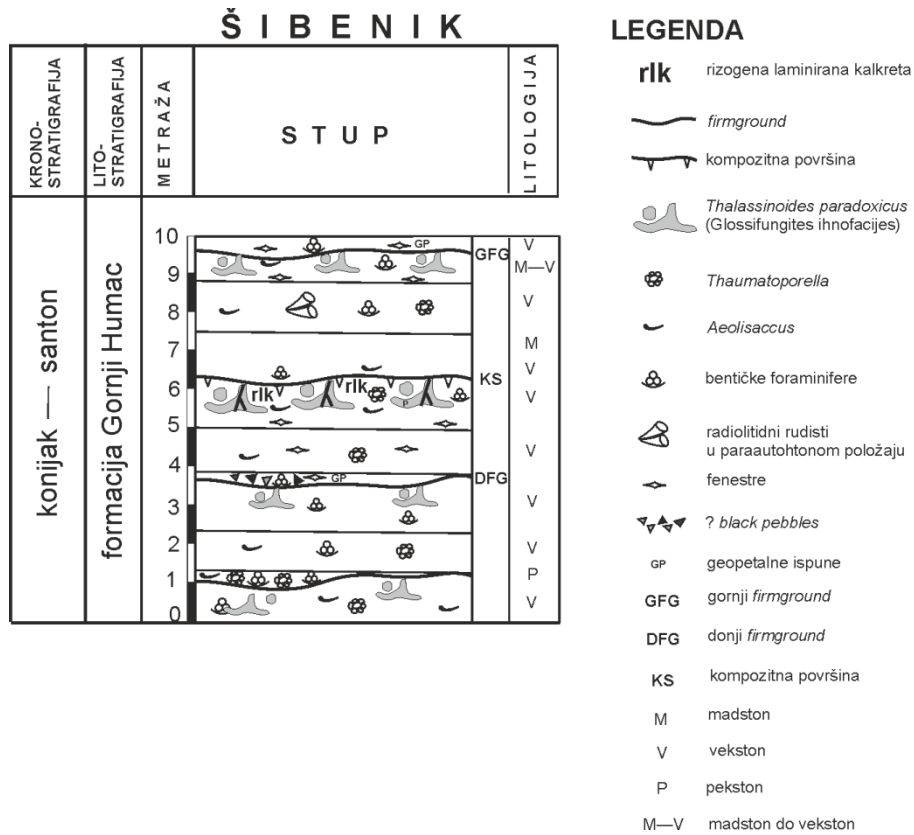
malim zatvorenim depresijama, koje su povećane procesima otapanja i ispunjene boksitnim materijalom i kalkretama. Za razliku od toga, do 2 m debeli interval (paleospilja) (sl. 15c) (promjenjive bočne debljine) koji je karakteriziran klast-potpornim brečama sa zaobljenim i uglatim klastima resedimentiranih speleotema i primarnih marinskih vapnenaca (sl. 20g), predstavlja podpovršinski paleokrš. U ovom su intervalu zabilježeni i *in situ* speleotemi (npr. *flowstone*, kalcitni rafti) koji su asocirani s crvenkastim paleokrškim sedimentom (sl. 20h, i).

5.2. Površine diskontinuiteta unutar formacije Gornji Humac u okolici Šibenika

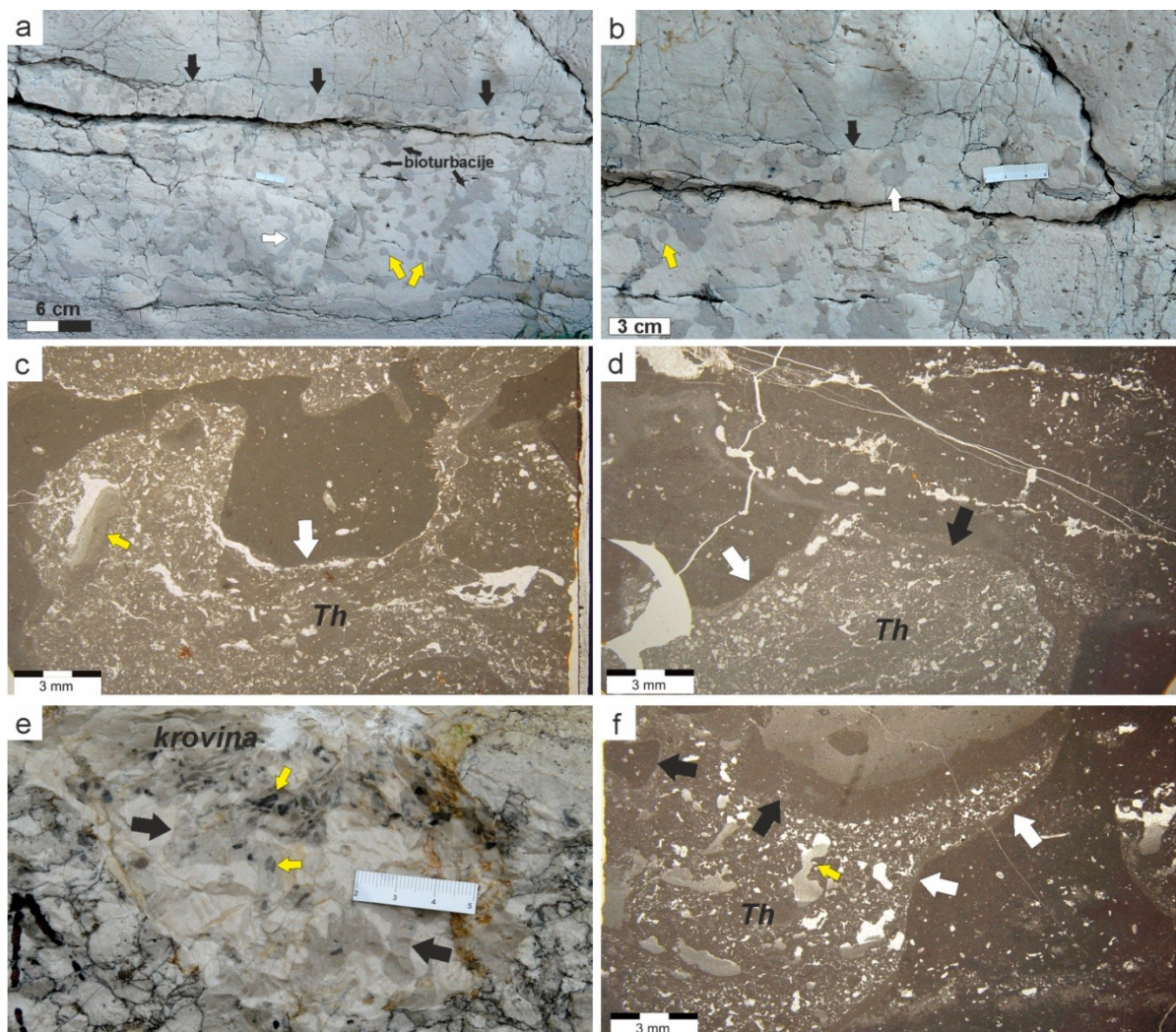
5.2.1. Ihnološka i sedimentološka karakterizacija diskontinuiteta

Donji dio peritajdalnih vapnenaca formacije Gornji Humac (konijak–santon) na lokalitetu Šibenik karakteriziran je s nekoliko unutarformacijskih diskontinuiteta, i to s gornjim i donjim *firmground*-om te kompozitnom površinom (sl. 22). Stratigrafski položaj ovih površina je odlično markiran dobro razvijenim ihnofosilima, te sa različitim facijesima karbonatnih stijena koje se nalaze u podini i krovini diskontinuiteta (sl. 22–25). Samo je donji *firmground* karakteriziran nepravilnom morfologijom površine s razlikama reljefa do 2 cm (sl. 23a, b). Marinski ihnofosili kod sva tri diskontinuiteta predstavljeni su isključivo ihnorodom *Thalassinoides*. Sustavi bioturbacija (prokopavanja), vidljivi u vertikalnim presjecima donjeg (sl. 23a, b) i gornjeg (sl. 23e) *firmground*-a te kompozitne površine (sl. 24d, e), penetriraju do dubine 25 do 30 cm u podinske naslage. Ovi su sustavi uglavnom izgrađeni od horizontalno, koso i okomito orijentiranih bioturbacija (sl. 23a, b, e, 24d, e), koje mogu imati nepravilnu morfologiju (sl. 23a, b, e, 24a, b, d–h), ali se mogu granati i u obliku slova Y (sl. 23a, b). Unutar jednog sustava prokopavanja mogu se pojavljivati bioturbacije nepravilne veličine i geometrije (sl. 23, 24). Granajuće i međupovezane bioturbacije koje stvaraju trodimenzionalni sustav prokopavanja najbolje se mogu uočiti na gornjoj slojnoj plohi kompozitne površine (sl. 24a, b). Kod sva tri tipa zabilježenih diskontinuiteta, bioturbacije su karakterizirane dobro definiranim, oštrim, ne-deformiranim i ne-obrubljenim stijenama bez ugrađenih peleta ili bioglifa (sl. 23, 24) te kružnim i oblim poprečnim presjecima (sl. 23a, b, e, 24d, e). Sustavi prokopavanja kod donjeg i gornjeg *firmground*-a ispunjeni su sedimentom krovinskih naslaga (sl. 23). Bioturbacije donjeg *firmground*-a, koje su nastale u bioklastičnom vekstonu s miliolidama, ispunjene su bioklastično-litoklastičnim fenestralnim vekstonom s vjerojatnim *black pebbles*-ima (sl. 23e, f) te s fenestrama ispunjenim unutrašnjim sedimentom/vadoznim siltom (geopetalna ispuna) i sparitom (sl. 23e, f). Bioturbacije gornjeg *firmground*-a, koje su

nastale u bioklastičnom madstonu do vekstonu s eolisakusima i miliolidama, ispunjene su fenestralnim vekstonom (sl. 23c, d) sličnih karakteristika kao i u donjem *firmground*-u.

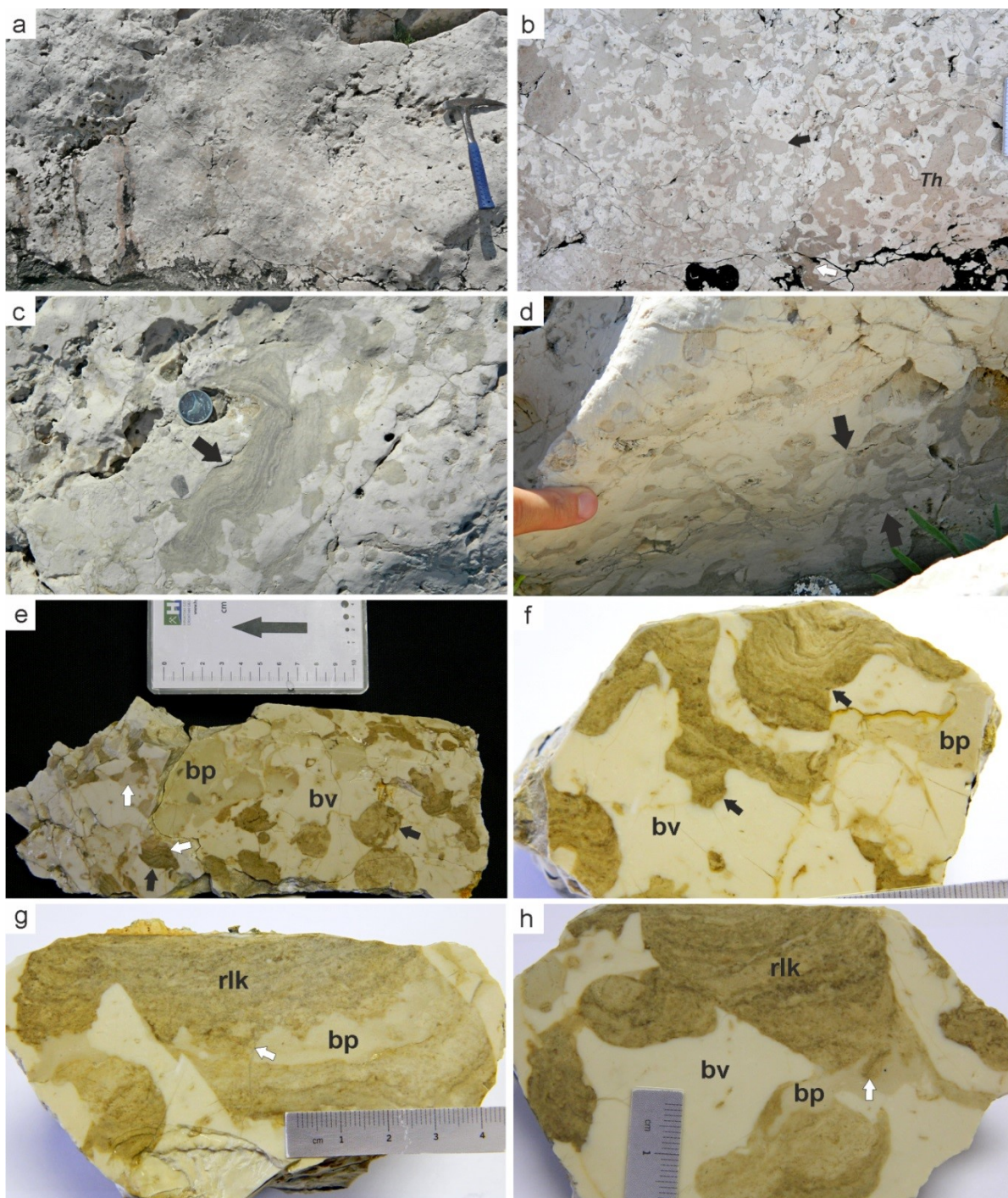


Slika 22 Detalj geološkog stupa (sl. 8) sa prikazom položaja donjeg (DFG) i gornjeg (GFG) *firmground*-a te kompozitne površine (KS), zabilježenih u naslagama formacije Gornji Humac na lokalitetu Šibenik, s pripadajućom legendom.



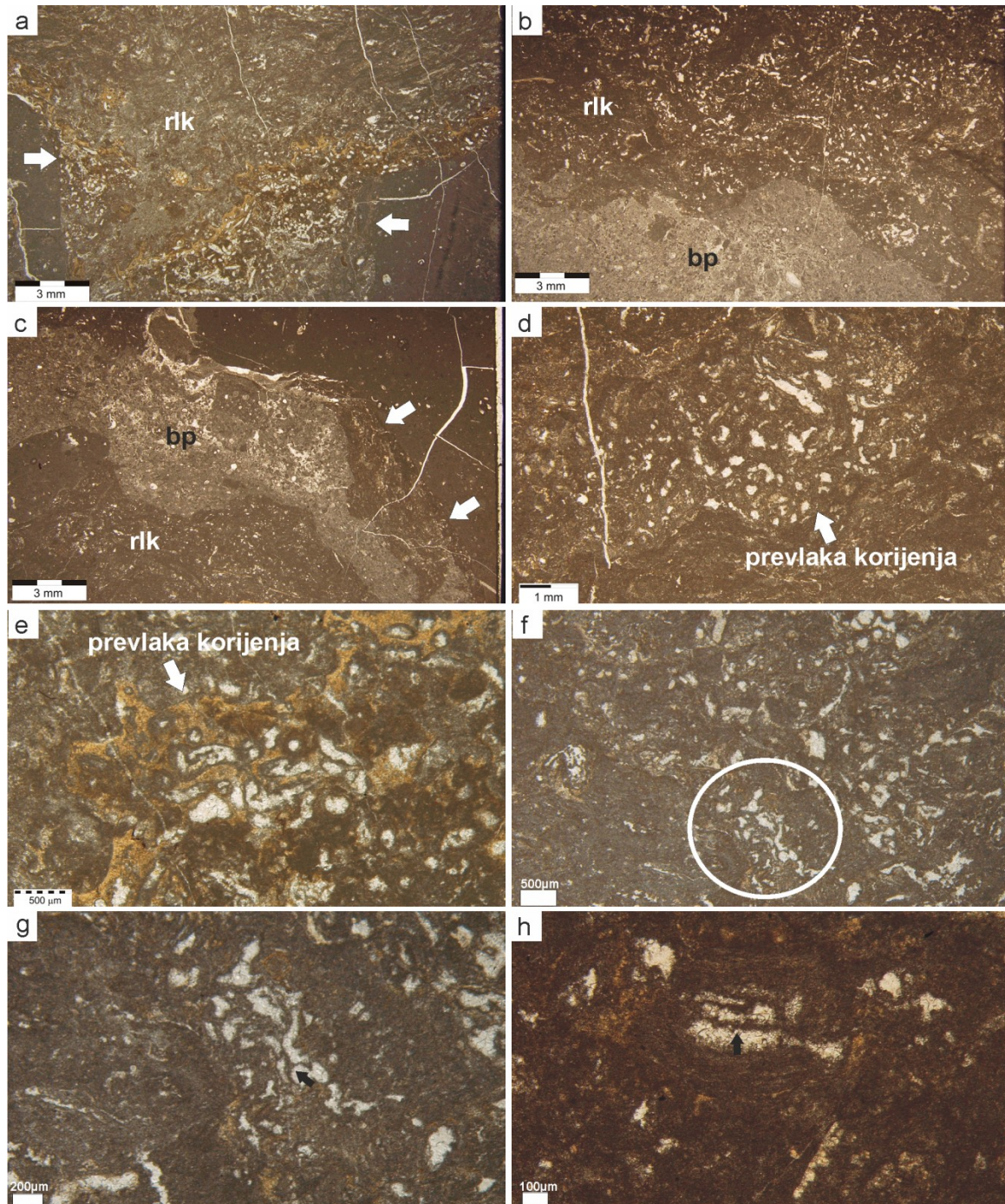
Slika 23 Karakteristike gornjeg (a–d) i donjeg *firmground*-a (e, f) zabilježenih u formaciji Gornji Humac (lokalitet Šibenik; sl. 8, 22). a, b Terenski prikaz vertikalnog presjeka gornjeg *firmground*-a s nepravilnom morfoloijom površine (reljef visine do 2 cm) i u oštrm kontaktu s krovinskim fenestralnim vapnencem (velike crne strelice). Bioklastični pekston ispod kontakta je penetriran kompleksnim sustavom *Thalassinoides* bioturbacija. Ove bioturbacije imaju oštre granice te su ne-obrubljene, nepravilne veličine i oblika te mogu biti vertikalne, sub-vertikalne i horizontalne orijentacije. Većina bioturbacija je nepravilna ili se grana u obliku slova Y (bijele strelice), no zabilježene su i bioturbacije kružnog presjeka (žute strelice). c, d Mikrofotografije koje prikazuju *Thalassinoides* (Th) u oštrm kontaktu s okolnim bioklastičnim vekstonom (bijele strelice), s bioturbacijama koje su ispunjene krovinskim fenestralnim vekstonom, gdje su fenestre ispunjene geopetalno (mikrit i/ili vadozni silt) (žute strelice). Crna strelica u d označava kontakt između krovinskog fenestralnog vekstona i *firmground* bioturbacije (vidi bijelu strelicu u b). e Terenski prikaz vertikalnog presjeka donjeg *firmground*-a, gdje je podinski bioklastični vekston penetriran nepravilnim i granajućim *Thalassinoides* bioturbacijama (crne strelice), ispunjenim krovinskim naslagama s *black pebbles*-ima (žute strelice). f *Thalassinoides* (Th) bioturbacije povezane s donjim *firmground*-om, koje su u oštrm kontaktu s okružujućim bioklastičnim pekstonom (bijele strelice). Bioturbacije su ispunjene s krovinskim fenestralnim vekstonom sa *black pebbles*-ima (crne strelice). Fenestre su geopetalno ispunjene s unutarnjim sedimentom (mikrit) i/ili vadoznim siltom, kao i sa sparitom (žuta strelica).

Složeniji odnos ihnofosila i facijesa karakterizira kompozitnu površinu, gdje su *firmground* bioturbacije nastale u bioklastičnom vekstonu s taumatoporelama, eolisakusima i miliolidama. Prva generacija sedimenta koji pasivno ispunjava bioturbacije predstavljena je bioklastičnim pekstonom (sl. 24d–h, 25b, c), koji nije zabilježen u krovinskim naslagama iznad kompozitne površine te su u njemu prisutne iste biogene komponente kao u primarnom supstratu *firmground*-a. Drugi tip ihnofosila koji karakterizira kompozitnu površinu predstavljen je laminiranim rizogenim kalkretama, gdje je laminirana građa (sl. 24c, f–h) izgrađena od submilimetarske do milimetarske mikroteksture mikritnih lamina i tubularnih pora ispunjenih sparitom, koje odgovaraju tubulima korijenja (sl. 25a–e) (kod promatranja u preparatima tubuli su često obavijeni smečkastim sparitom; sl. 25a, e). Alveolarno-septalna građa često je razvijena unutar tubula korijenja (sl. 25f–h). Ove kalkrete razvijene su samo unutar *firmground* bioturbacija te se njihova horizontalna, sub-horizontalna i vertikalna orijentacija uočava na izdanku (sl. 24c, d), poliranim pločicama (sl. 24e–h) i u petrografskim preparatima (sl. 25a–c). Kalkrete su uobičajeno nepravilno ili “zakrpasto” (*patchy*) raspoređene unutar morskog sedimenta koji ispunjava bioturbacije (sl. 24e, g, h, 25b, c), no mogu ispunjavati i cijeli volumen bioturbacije (sl. 24c, f, 25a).



Slika 24 Karakteristike kompozitne površine zabilježene u formaciji Gornji Humac (lokalitet Šibenik; sl. 8, 22). **a, b** Pogled na gornju slojnu površinu kompozitne površine koja je penetrirana s dobro razvijenim trodimenzionalnim granajućim sustavom *Thalassinoides* (*Th*) prokopavanja. Bioturbacije, koje imaju oštre stijenke koje nisu obrubljene, nepravilne su veličine i geometrije te često imaju zaobljene završetke. Bioturbacije su ispunjene sa marinskim sedimentom (svijetlosivo, crna strelica), kao i s rizogenim kalkretama (tamnosivo, bijela strelica). Čekić je u **a** dug 32 cm. **c** *Thalassinoides* bioturbacije na gornjoj slojnoj površini ispunjene laminiranim kalkretama (crna strelica). Promjer kovanice iznosi 2,2 cm. **d** Okomiti presjek nepravilno granajućih (vertikalne, kose i horizontalne) *Thalassinoides* bioturbacija (crne strelice) unutar kojih su kalkrete nepravilno (“zakrpasto”) raspoređene (tamnosiva). Bioturbacije su također pasivno ispunjene s marinskim sedimentom

(svijetlosiva). **e–h** Polirane pločice koje predstavljaju okomite presjeke nepravilno granajućih *Thalassinoides* sustava bioturbacija, kao i njihove sub-cirkularne poprečne presjeke (**e**), u kojima su laminirane kalkrete (crne strelice, rlk) interkalirane s bioklastičnim pekstonom (bp) unutar bioturbacija. Bijele strelice u **e**, **g** i **h** upućuju na nepravilnu (“zakrpastu”) raspoređenost kalkreta unutar bioturbacija, što vjerojatno upućuje na dijagenetsku alteraciju bioklastičnog pekstona. Bioklastični vekston (bv) predstavlja primarni supstrat u kojem su bioturbacije nastale.



Slika 25 Mikrofotografija obilježja kompozitne površine zabilježene u formaciji Gornji Humac (lokalitet Šibenik, sl. 8, 22). **a** *Thalassinoides* u oštrm kontaktu s okolnim bioklastičnim vekstonom (bijeले strelice). Bioturbacija je ispunjena s laminiranom rizogenom kalkretom (rlk). **b**, **c** Interkalacija bioklastičnog pekstona

(bp) (s taumatoporelama, eolisakusima i miliolidama) i rizogene laminirane kalkrete (rlk) unutar *Thalassinoides* bioturbacije, koja je u oštrom kontaktu s okolnim bioklastičnim vekstonom (bijeke strelice u c). **d, e** Uvećani prikaz laminirane rizogene kalkrete sastavljene od sub-milimetarske do milimetarske mikrotekture tubularnih pora (ispunjenih sa sparitom i obavijenih sa smedkastim sparitom u e), koji su interpretirani kao tubuli korijenja. **f–h** Dobro razvijena alveolarno-septalna građa (crne strelice) unutar šupljina zaostalnih nakon korijenja (**g** predstavlja uvećani prikaz područja zaokruženog na **f**).

5.2.2. Interpretacija unutarformacijskih diskontinuiteta i pridruženih ihnofosila

Ihnorod *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944 predstavljen je trodimenzionalnim sustavom cilindričnih do eliptičnih bioturbacija, koje uglavnom imaju glatke stijenke te mogu biti različitih veličina (Rodríguez-Tovar et al., 2008). Poznato je nekoliko *Thalassinoides* ihnovrsta, kao i organizama koji stvaraju *Thalassinoides* ihnofosile i njihova ekologija, čiji je pregled dan u Myrow (1995) i Rodríguez-Tovar et al. (2008 i reference u radu). Dobro su poznati i drugi ihnofosili morfološki slični *Thalassinoides*-u (poput *Spongeliomorpha*-e i *Ophiomorpha*-e), no s razlikama u karakteristikama stijenki bioturbacija kao posljedicom promjena u konzistentnosti supstrata (Myrow, 1995; Bromley, 1996). Također je poznat i ihnorod *Balanoglossites* (Mägdefrau, 1932), koji je interpretiran kao dio kompleksih ihnofosila s bioturbacijskim i bioerozijskim (ubušivanje) karakteristikama, koji se često pojavljuje u *firmground* i *hardground* supstratima, koji su ponekad karakterizirani i s epikrškim obilježjima (Knaust, 2008; Knaust et al., 2012). Iako je *Thalassinoides* opisan u različitim, uglavnom marinskim (no također i u ne-marinskim) okolišnim uvjetima (Rodríguez-Tovar et al., 2008 i reference u radu), ovaj ihnofosil nije izravan indikator dubine vode, već je uglavnom povezan s drugim ekološkim i sedimentološkim čimbenicima, posebice s karakterom supstrata (Rodríguez-Tovar et al., 2008). *Thalassinoides* se pojavljuje u sedimentima različite konzistentnosti te je čest u okolišima koji su bogati kisikom te u mekanim, no do neke mjere konzistentnim supstratima (Ekdale et al., 1984). Dobro definiran *Thalassinoides* je čest u *softground*-ima kao i u *firmground*-ima (npr. Pemberton et al., 2004) te se u nekim slučajevima implicira da bi mogao nastati i tijekom ranih stadija razvoja *hardground*-a (Ekdale & Bromley, 1984; Ekdale, 1992; Myrow, 1995). Zato što se pomoću konzistentnosti sedimenata mogu objasniti varijacije u geometriji bioturbacija *Thalassinoides* ihnoroda (Myrow, 1995), smatra se da se različite ihnovrste *Thalassinoides*-a pojavljuju u supstratima različite konzistencije; npr. *Thalassinoides suevicus* dolazi u *softground*-ima, a *Thalassinoides paradoxicus* u *firmground*-ima (Savrda, 2001).

Thalassinoides paradoxicus Woodward, koji odgovara trodimenzionalnim granajućim sustavima bioturbacija vrlo nepravilne geometrije i veličine (Kennedy, 1967; Bromley, 1975; Myrow, 1995; Rodríguez-Tovar et al., 2008; Schwarz & Buatois, 2012), u ovom je istraživanju interpretiran kao marker *firmground*-a (sl. 23) i kompozitne površine (sl. 24, 25) koje su zabilježene unutar formacije Gornji Humac na lokalitetu Šibenik. Prema Bromley (1975), *Thalassinoides* predstavlja jedini ihnotakson u omisijskoj asocijaciji ihnofosila koji su povezani s omisijskim površinama (Savrda, 2012). Pošto su *Thalassinoides* bioturbacije u ovom istraživanju karakterizirane oštrim i ne-obrubljenim stijenkama, pasivnom ispunom sedimentom iz krovinskih naslaga, okomitim do subokomitim tragovima stanovanja (domihnija) te nepostojanjem kompakcije, pripisane su Glossifungites ihnofacijesu (ihnofacijes čiji je nastanak kontroliran vrstom supstrata) (Pemberton et al., 2004; MacEachern et al., 2007; Buatois & Mángano, 2011; Schwarz & Buatois, 2012; Knaust et al., 2012; Savrda, 2012), tj. nastale su u uvjetima *firmground*-a. Nepostojanje dokaza za pred-omisijsku asocijaciju ihnofosila koji bi bili povezani s ovdje opisanim diskontinuitetima, poput *Thalassinoides suevicus* bioturbacija koje nastaju u uvjetima *softground*-a, moglo bi biti odraz alteracije (*cross-cut*) *softground* bioturbacija s *firmground* *Thalassinoides paradoxicus* bioturbacijama (Bromley, 1967, 1975; Myrow, 1995; Savrda, 2012), te njihovim mogućim potpunim uništenjem (Christ et al., 2012).

Laminirane kalkrete koje su razvijene unutar *Thalassinoides* bioturbacija i dijagenetski izmijenjuju marinski sediment (npr. Rossinsky et al., 1993; Alonso-Zarza & Jones, 2007) (vjerojatno zbog nekonsolidiranog supstrata pogodnijeg za izmjenu te moguće i zbog praznog prostora unutar bioturbacija; Rasmussen & Neumann, 1988) koji je pasivno ispunio bioturbacije kompozitne površine (sl. 24, 25), povezane su s aktivnošću korijenja, te su nastale kalcifikacijom u i uokolo (izvanstanična kalcifikacija) prevlaka korijenja (Wright et al., 1988). Na to upućuje građa kalkreta koja je karakterizirana milimetarskom do submilimetarskom mikroteksturom mikritnih lamina i tubula korijenja s alveolarno-septalnom građom (sl. 25). Takve se kalkrete nazivaju rizogene (Wright et al., 1988; Alonso-Zarza & Wright, 2010 i reference u radu). Prema asocijaciji *firmground* bioturbacija i naknadno razvijenih rizogenih kalkreta koji karakteriziraju kompozitnu površinu, vidljivo je da je ova površina prošla kroz fazu morskog *firmground*-a i naknadnog subaerskog izlaganja, prema čemu se može definirati kao kompozitna (poligenetska) površina (*sensu* Sattler et al., 2005; Rameil et al., 2012). Prema zabilježenim *black pebbles* -ima porijeklom iz krovinskih naslaga koje pasivno ispunjavaju bioturbacije donjeg *firmground*-a (sl. 23) zabilježenog na lokalitetu Šibenik, ova površina bi se također mogla

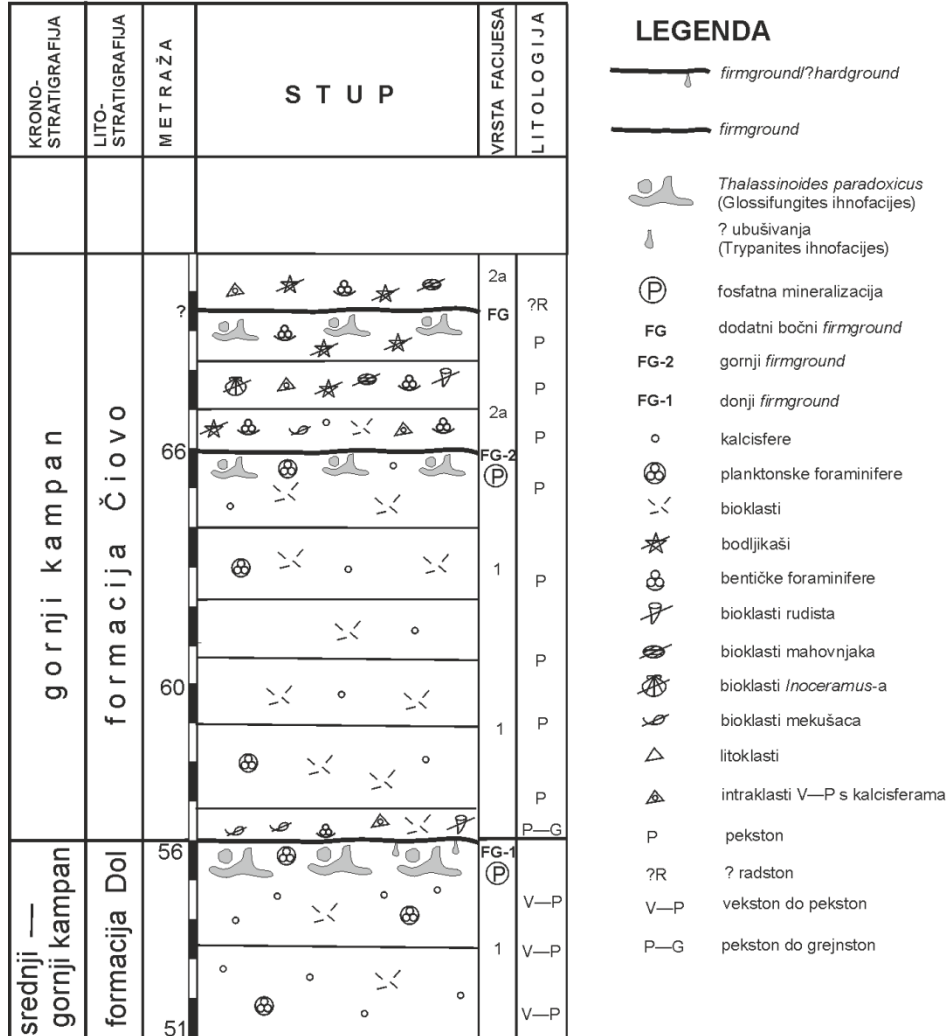
definirati kao kompozitna, pošto su *black pebbles*-i uobičajeno (ali ne i uvijek) interpretirani kao indikatori subaerskog izlaganja (Strasser, 1984).

5.3. Površine diskontinuiteta i njihovo lateralno prostiranje unutar formacija Dol i Čiovo na jugozapadnom dijelu otoka Čiovo

5.3.1. Ichnološka i sedimentološka karakterizacija te bočno prostiranje diskontinuiteta

Na stupu Čiovo (ČOK; sl. 10, 11) zabilježena su dva *firmground*-a (FG-1 i FG-2) (sl. 26–29), a dodatni *firmground*(-i) (FG) (stratigrafski iznad FG-2) zabilježen je bočno (lokalitet Rat i uvala Movarštica; sl. 26) unutar formacije Čiovo (sl. 26, 29) (poglavlje 3.1.2.; Brlek et al., 2013). Donji *firmground* (FG-1), koji markira granicu između formacije Dol (pelagički padinski taložni okoliš) srednje do gornjokampanske starosti i formacije Čiovo (taložni okoliš vanjske rampe) gornjokampanske starosti (sl. 26, 28; poglavlje 3.1.2.; Brlek et al., 2013), zabilježen je na stupu ČOK te na lokalitetima Rat i u uvali Movarštica prilikom geološkog kartiranja (OGK RH 1:50 000; listovi Vis 1 i Vis 2) (sl. 27), te mu je bočno prostiranje veće od 5 km.

Č IO VO



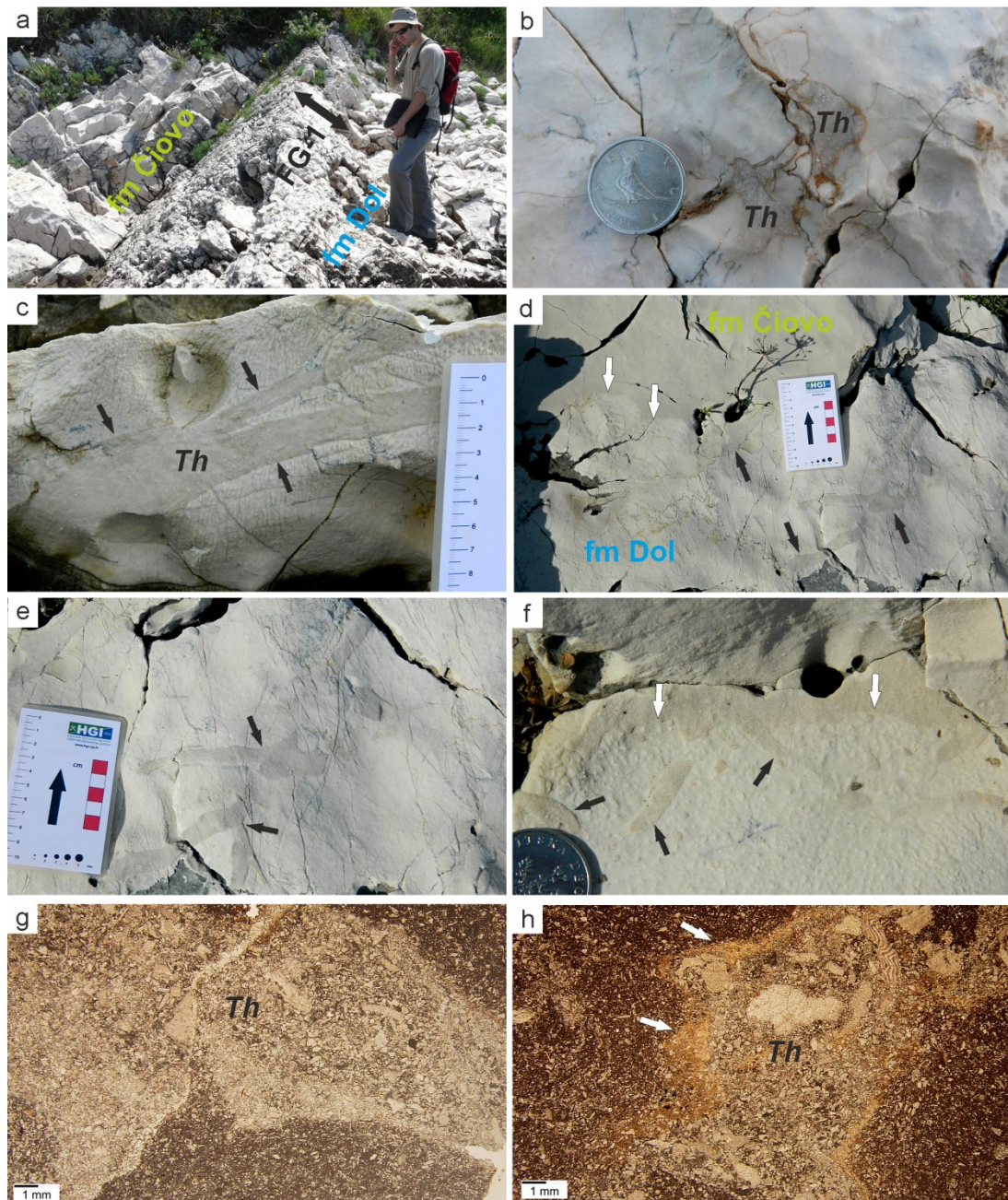
Slika 26 Detalj geološkog stupa (sl. 11) sa prikazom položaja donjeg (FG-1), gornjeg (FG-2) i dodatnog bočnog *firmground*-a zabilježenih u srednjo do gornjokampanskom vapnenačkom slijedu (formacije Dol i Čiovo) na otoku Čiovo, sa pripadajućom legendom.



Slika 27 Topografska karta tura istraživanih izdanaka (M 1:25 000) jugozapadnog dijela otoka Čiovo (neobjavljeni podaci iz arhiva HGI-a), izrađena prilikom geološkog kartiranja otoka Čiovo (OGK RH 1:50 000, listovi Vis 1 i Vis 2; Korbar et al., 2012), s naznačenim položajima donjeg *firmground*-a (FG-1), koji predstavlja granicu formacija (fm) Dol i Čiovo. Bočno pružanje FG-1 veće je od 5 km.

Donji *firmground* (FG-1) (sl. 26–28), s nepravilnom gornjom slojnom površinom (sl. 28a), karakteriziran je vertikalnim do subvertikalnim jednostavnim i granajućim *Thalassinoides* bioturbacijama nepravilne veličine i oblika, s oštrim stijenkama u kojima nisu zabilježeni peleti ili bioglify (sl. 28). Bioturbacije prodiru u podinski pelagički bioklastični vekston-pekston (formacija Dol) do 50 cm ispod površine *firmground*-a. Oblik bioturbacija može biti jednostavan kružni i eliptični, cjevasti/cilindrični pa do uglavnom granajućih (sl. 28b–e), uključujući sustav bioturbacija koje se granaju u obliku slova Y (sl. 28e). Na lokalitetu Movarštica (sl. 27) zabilježeni su, osim *Thalassinoides* bioturbacija, i oblici koji bi mogli pripadati ihnofosilima ubušivanja (sl. 28f), što upućuje na *hardground* uvjete nastanka. Međutim, za nepobitne dokaze potrebno je provesti dodatna istraživanja. Bioturbacije i mogući tragovi ubušivanja ispunjeni su bioklastično-litoklastičnim pekstonom do grejnstonom formacije Čiovo (sl. 28b–h). Stijenke bioturbacija su često obavijene fosfatnom mineralizacijom (sl. 30h), maksimalne debljine fosfatnih kora do 1 mm. Fosfatizirana područja (sl. 30a, b) pojavljuju se u obliku homogene mase s uklopljenim karbonatnim česticama. Također je uočena i asocijacija (?parageneza) grubo laminirane fosfatne kore i opakih (vjerojatno željezovitih) minerala, s maksimalnom debljinom od 1 mm. Prilikom

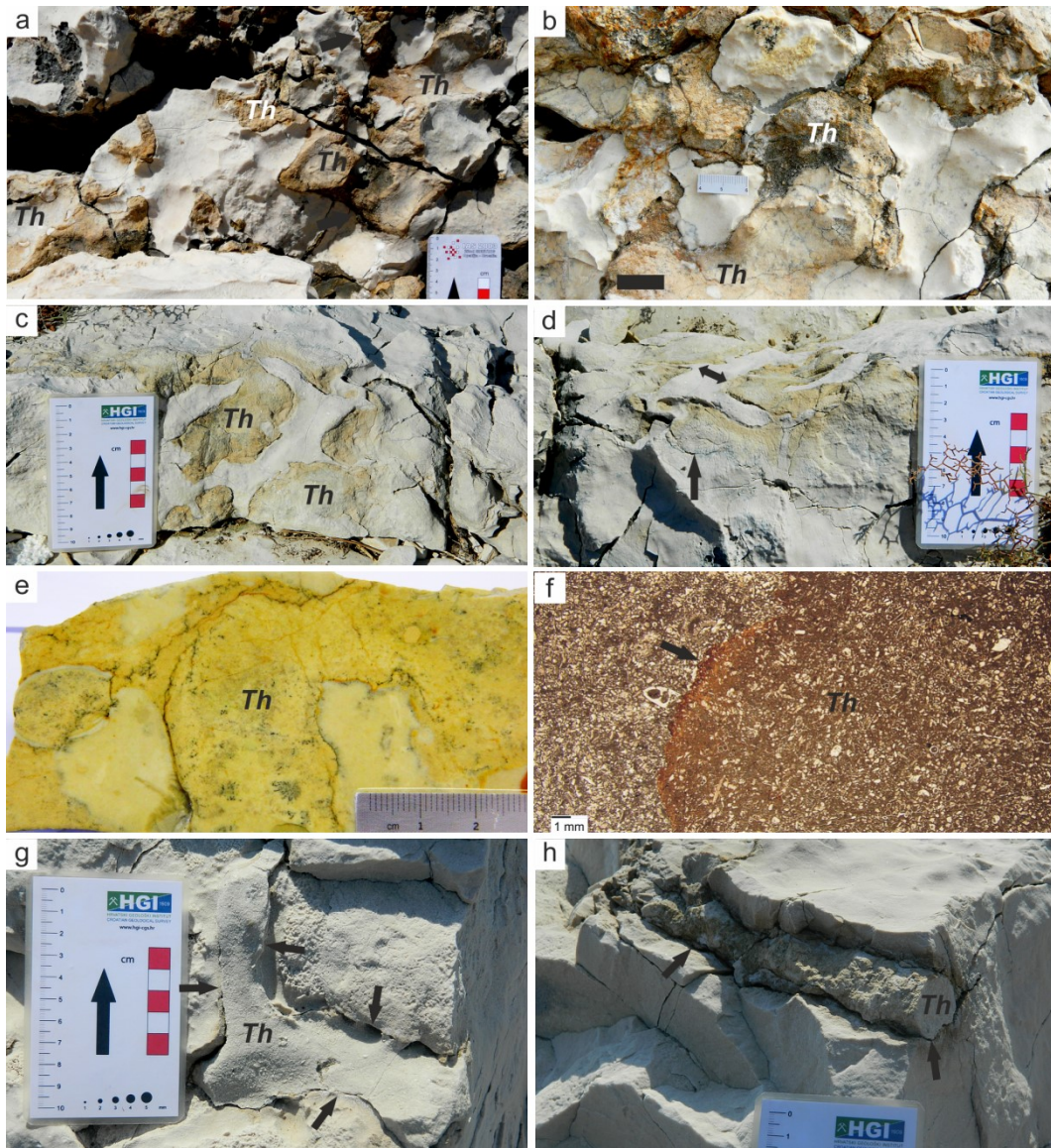
promatranja pod petrografskim mikroskopom s paralelnim nikolima boja fosfata je žućkasta do smeđkasta, dok su s uključenim analizatorom fosfati izotropni ili karakterizirani tamnosivom interferencijskom bojom.



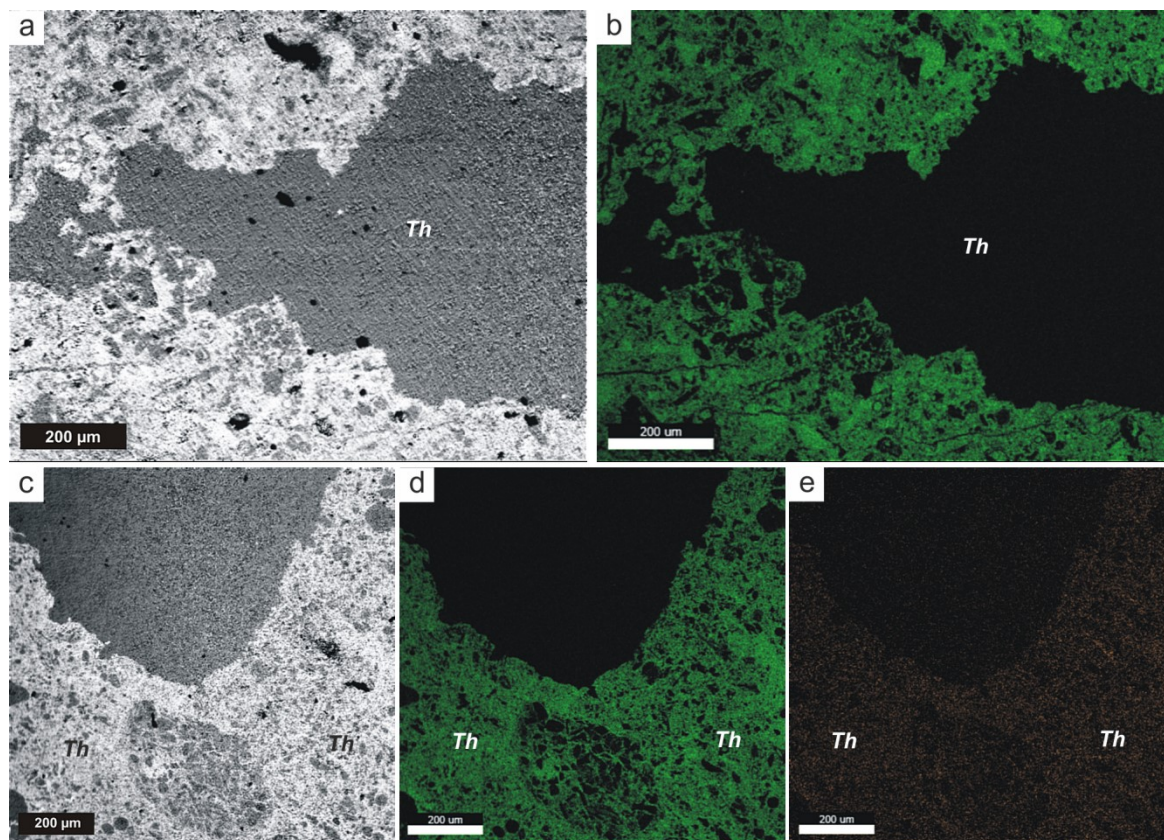
Slika 28 Karakteristike donjeg *firmground*-a (FG-1), koji markira granicu između formacija Dol i Čiovo, zabilježenog na stupu ČOK (**a, b, g, h**) (sl. 11, 26) te bočno na lokalitetu Rat (**c**) i u uvali Movarštica (**d-f**) (sl. 27). **a** Terenski prikaz donjeg *firmground*-a na stupu ČOK koji markira granicu između formacije (fm) Dol u podini i formacije Čiovo u krovini. **b-e** Terenski prikaz vertikalnih i kosih presjeka donjeg *firmground*-a (FG-1), koji je karakteriziran *Thalassinoides* (*Th*, crne strelice) bioturbacijama s neobavijenim i oštrim stijenkama koje su fosfatizirane (**a**), te koje prodiru u podinski pelagički vapnenac formacije Dol. Bioturbacije se granaju, nepravilne su veličine i oblika, ispunjene krovinskim pekstonom do grejnstonom formacije Čiovo. Bijele strelice u **e** upućuju na kontakt formacija Dol i Čiovo. Promjer kovanice u **a** iznosi 2,2. cm. **f** Terenski prikaz kosog

presjeka kontakta formacija Dol i Čiovo (bijeke strelice) (uvala Movarštica) karakteriziranog mogućim ihnofosilima ubušivanja (Trypanites ihnofacijes; ?*hardground*) (crne strelice) koje prodiru u podinski pelagički vapnenac formacije Dol i koje su ispunjene krovinskim pekstonom do grejnstonom formacije Čiovo. Promjer kovanice iznosi 2 cm. **g, h** Mikrofotografija *Thalassinoides* bioturbacija (*Th*) ispunjenih s bioklastično-litoklastičnim pekstonom do grejnstonom formacije Čiovo. Oštre stijenke bioturbacija u **g** su fosfatizirane. Okružujući bioklastični vekston do pekston u kojem su bioturbacije nastale predstavlja formaciju Dol.

Gornji *firmground* (FG-2; sl. 26, 29), zabilježen unutar formacije Čiovo, karakteriziran je horizontalnim i vertikalnim do subvertikalnim granajućim sustavima *Thalassinoides* bioturbacija (sl. 29a–f) nepravilne veličine i oblika, koji penetriraju u podinu do 10 cm ispod površine. Horizontalni granajući sustavi bioturbacija zabilježeni su duž gornje slojne površine (sl. 29a–c), dok su vertikalne, subvertikalne i granajuće bioturbacije zabilježene u vertikalnim presjecima (sl. 29d, e). Raspon širine bioturbacija iznosi 0,5–6 cm (neke su čak i šire, sl. 29a, c), te su bioturbacije karakterizirane ostrim ne-obavijenim stijenkama bez ugrađenih peleta ili bioglifa. Bioturbacije su ispunjene bioklastičnim vekston do pekstonom koji se razlikuje od krovinskih naslaga kao i od okolnog bioklastičnog vekstona (sl. 29f). Facijes koji ispunjava bioturbacije je ponegdje karakteriziran većom količinom cijelih i fragmentiranih planktonskih foraminifera i kalcisfera (sl. 29f). Stijenke bioturbacija kao i njihove ispune su često fosfatizirane (sl. 30c–e), te su u nekim slučajevima i glaukonitizirane. Fosfatizirana područja su također karakterizirana povišenim koncentracijama fluora (F) (sl. 30c–e). Homogene mase fosfata prisutne su u dijelovima koji su jače mineralizirani, tj. tamo gdje je primarna tekstura često djelomično iz(za)mijenjena. Primarna tekstura je prepoznatljiva u dijelovima koji su manje mineralizirani (sl. 29f). Fosfatne kore i jače fosfatizirani dijelovi ispuna bioturbacija su žučkasti (s isključenim analizatorom), dok su manje mineralizirani dijelovi smeđkasti. U gornjem *firmground*-u zabilježeni su i fragmenti debelo-ljušturastih radiolitidnih rudista (dugački do 2 cm). Unutar formacije Čiovo, na lokalitetima Rat i Movarštica (sl. 26, 27), također je zabilježen jedan ili nekoliko dodatnih *firmground*-a (29g, h) koji se nalaze stratigrafski iznad FG-2 (sl. 26).



Slika 29 Karakteristike gornjeg *firmground*-a (FG-2) (a–f) i dodatnog bočnog *firmground*-a (g, h) koji se stratigrafski nalazi iznad FG-2 (sl. 11, 26). Oba *firmground*-a razvijena su u formaciji Čiovo. Stup ČOK (a, b, e, f) i bočni razvoj (c, d, g, h). a–d Gornja slojna površina (a–c) i vertikalni presjek (d) gornjeg *firmground*-a (FG-2) koji se nalazi unutar formacije Čiovo (sl. 11, 26). *Firmground* je karakteriziran horizontalnim (a–c), vertikalnim i subvertikalnim (d) *Thalassinoides* sustavima bioturbacija (*Th*, crne strelice). Bioturbacije imaju oštre stijenke, nepravilne su veličine i prodiru u podinske naslage do dubine od 10 cm (d). Mjerilo u d dugačko je 2 cm. e Polirana pločica vertikalnog presjeka s granajućim *Thalassinoides* bioturbacijama (*Th*) koje imaju oštre i neobavijene stijenke. f Mikrofotografija bioturbacija (*Th*) koje karakterizira oštar kontakt između bioklastičnog vekston-pekstona koji predstavlja ispunu bioturbacija, te okružujućeg bioklastičnog pekstona formacije Čiovo (crna strelica). Stijenka bioturbacije je mineralizirana (djelomično fosfatizirana), dok je vekston do pekston koji ispunjava bioturbaciju karakteriziran većom količinom planktonskih foraminifera i kalcisfera. g, h *Firmground* (FG) smješten stratigrafski iznad gornjeg *firmground*-a, karakteriziran *Thalassinoides* bioturbacijama (*Th*).



Slika 30 Fosfatne kore razvijene na stijenama bioturbacija (*Th*) donjeg *firmground*-a (FG-1) (a, b) te fosfatizirane ispunne bioturbacija (*Th*) gornjeg *firmground*-a (FG-2) (c–e) sa stupa ČOK (sl. 11, 26). Slika na skenirajućem elektronskom mikroskopu dobivena pomoću povratno raspršenih elektrona (BSE) (a, c) te kemijske mape za fosfor (b, d) i fluor (e). Bijela područja na a i c predstavljaju fosfat, dok siva područja predstavljaju karbonat. Svijetla područja na a i d odgovaraju povišenom sadržaju fosfora, a na e povišenom sadržaju fluora.

5.3.2. Interpretacija unutarformacijskih diskontinuiteta i pridruženih ihnofosila

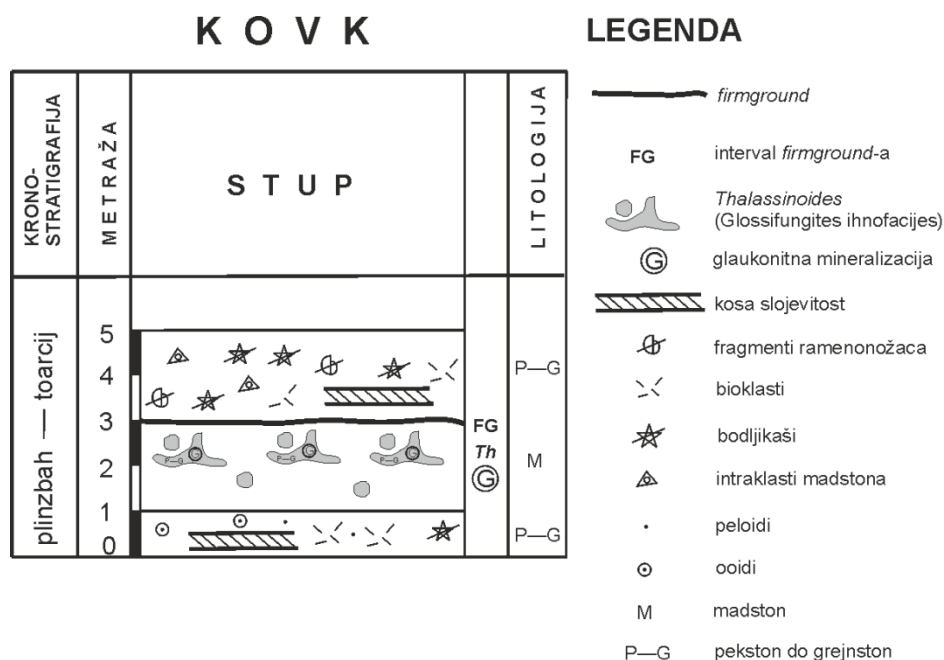
Firmground-i spadaju u kategoriju kondenzacijskih površina diskontinuiteta (Hillgärtner, 1998) te se smatraju tvrdim, ali ne-litificiranim supstratima (Tucker, 2011). Bioturbacije koje su povezane s donjim (FG-1), gornjim (FG-2) i dodatnim bočnim (FG) *firmground*-ima zabilježenim u slijedu Čiovo (sl. 26, 28, 29) pripisane su ihnorodu *Thalassinoides* (vjerojatno *Thalassinoides paradoxicus*) (poglavlje 5.2.; Rodríguez-Tovar et al., 2008). Oštre i neobavijene stijenke bioturbacija, pasivna ispunna sedimentom i vertikalne do subvertikalne bioturbacije koje predstavljaju tragove stanovanja (domihnia) upućuju na to da bioturbacije pripadaju Glossifungites ihnofacijesu (Bromley, 1975; Pemberton et al., 2004; Schwarz & Buatois, 2012). Bioturbacije gornjeg *firmground*-a (FG-2) ispunjene su sedimentom koji nije zabilježen u krovinskim naslagama, što upućuje na ponavljajuće faze taloženja i erozije

(Hillgärtner, 1998). Asocijacija fosfatne mineralizacije (pretpostavljeno karbonatni fluorapatit) i *Thalassinoides* ihnofosila, zabilježena u donjem i gornjem *firmground*-u (sl. 26–30), predstavlja dodatan podatak koji govori u prilog diskontinuitetne prirode analiziranih stratigrafskih horizonata (npr. Föllmi, 1996). Zbog spore brzine precipitacije karbonatnog fluorapatita (CFA, *francolite*; općenita formula $\text{Ca}_{10-a-b}\text{Na}_a\text{Mg}_b(\text{PO}_4)_{6-x}(\text{CO}_3)_{x-y-z}(\text{CO}, \text{F})_y(\text{SO}_4)_z\text{F}_2$ prema Jarvis, 2006) na morskom dnu, koji predstavlja najčešći fosfatni mineral u ranodijagenetskim marinskim okolišima, za njegov nastanak potrebna je mala brzina akumulacije sedimenta zbog čega i vrlo često nastaje u asocijaciji s marinskim površinama diskontinuiteta (npr. Kennedy & Garrison, 1975; Jarvis, 1992, 2006; Föllmi, 1996; Krajewski et al., 2000). Do obogaćenja na intersticijskom fosfatu i procesa fosfogeneze koja se odvija unutar sedimenta mogu dovesti razni procesi, koji su potpomognuti aktivnošću mikroba koji razgrađuju organsku tvar i donose otopljeni fosfat (Föllmi, 1996). Proces fosfogeneze može uzrokovati izravnu precipitaciju fosfata ili dovesti do zamjene postojećih karbonata (Föllmi, 1996), procesa koji su mogli biti aktivni u donjem i gornjem *firmground*-u (sl. 30) u slijedu Čiovo. Donji *firmground* (FG-1), koji markira granicu između podinske formacije Dol i krovinske formacije Čiovo (sl. 26, 28), pruža se bočno više od 5 km (sl. 27), što upućuje na to da ova površina ima barem regionalnu važnost (poglavlje 6.2.2.) (Di Stefano et al., 2002; Flügel, 2004; Christ et al., 2012; Schwarz & Buatois, 2012).

5.4. Autigena glaukonitna mineralizacija povezana sa *firmground*-om: primjer iz donjojurskih naslaga jugozapadne Slovenije

Unutar karbonatnih naslaga okvirne starosti plinzbah–toarcij (donja jura) na području Trnovskog Gozda (stup Kovk, jugozapadna Slovenija, sjeverna granica Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme; sl. 14), Črne & Goričan (2008) su opisali interval smeđecrvenih kondenziranih vapnenaca s marinskim omisijskim površinama karakteriziranim glaukonitnom mineralizacijom, koji su taloženi u dubljevodnijim okolišima vanjskog dijela platforme. U podini i krovini ovog intervala nalaze se bioklastične naslage taložene u plićim platformnim okolišima visoke energije. Kondenzacija i glaukonitizacija koje karakteriziraju mineralizirane površine diskontinuiteta upućuju na potapljanje ruba ADCP-a, koji je prema autorima mogao biti uzrokovan tektonikom, porastom razine mora i/ili promjenama produktivnosti (Di Stefano & Mindszenty, 2000), moguće povezano i s razdobljem maksimuma transgresije tijekom ranog toarcija koji je doveo do regionalnog potapljanja karbonatnih platformi (Sabatino et al., 2013 i reference u radu).

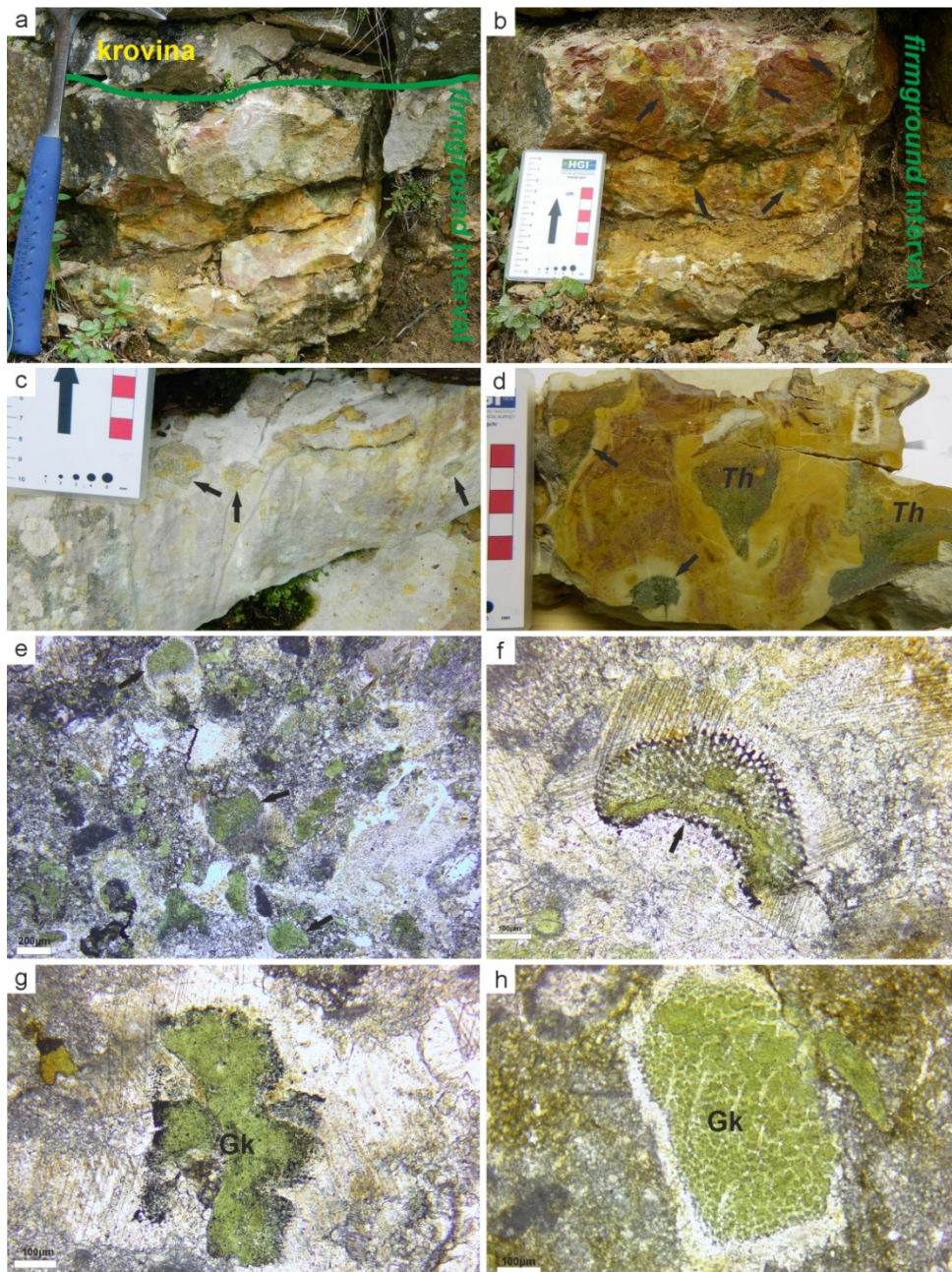
U ovom istraživanju prikazane su petrografske i mineraloške analize glaukonitne mineralizacije asocirane s *firmground*-om, kao i odnos intervala *firmground*-a, zabilježenog u vrhu kondenziranih vapnenaca, s krovinskim naslagama koje se pojavljuju na stupu Kovk i na njegovom bočnom ekvivalentu (sl. 31).



Slika 31 Isječak geološkog stupa (Črne & Goričan, 2008) (s pripadajućom legendom) s prikazom položaja intervala kondenziranog dubljevodnijeg vapnenca, u vrhu kojeg je razvijen *firmground* s asociranom glaukonitnom mineralizacijom, te odnos ovog intervala sa podinskim i krovinskim naslagama donjojurske starosti, na lokalitetu Kovk na području Trnovskog Gozda (jugozapadna Slovenija).

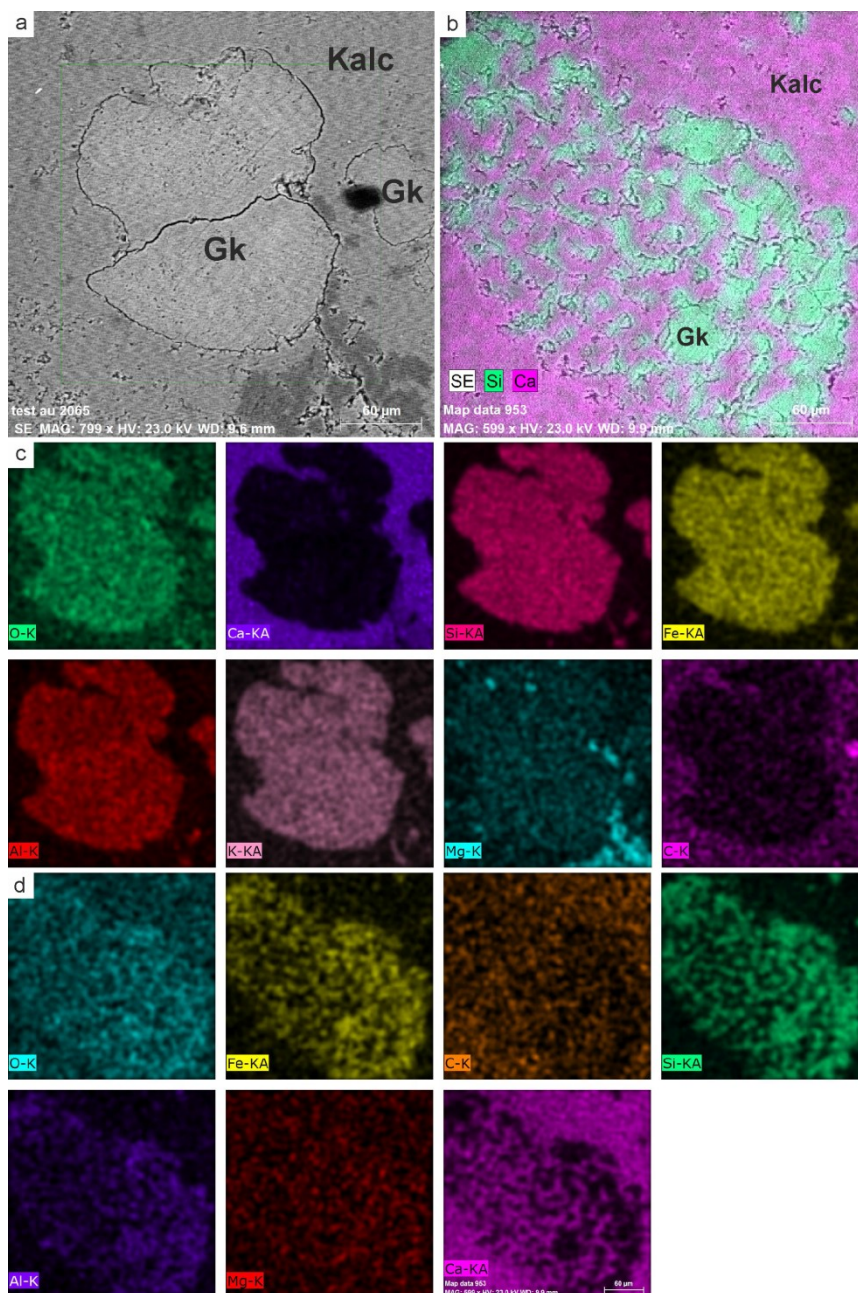
Firmground je karakteriziran *Thalassinoides* bioturbacijama (Glossifungites ihnofacijes; poglavlja 5.2. i 5.3.) koje su nastale unutar madstona (sl. 32a, b, c, d), a ispunjene su krovinskim bioklastično-intraklastičnim (intraklasti madstona) pekstonom do grejnstonom (sl. 32a–e), s bioklastima dominantno predstavljenim bodljikašima (krinoidima) i ramenonošcima (sl. 32e–h). Mnogi bioklasti i intraklasti pokazuju tragove glaukonitizacije (sl. 32e–h), s glaukonitom (Odin & Fullagar, 1988) koji se pojavljuje unutar izmijenjene, ali još prepoznatljive primarne strukture bioklasta (npr. u šupljinama skeleta bodljikaša) (sl. 32f, g; Odin & Lamboy, 1975, 1988). No, uz djelomičnu glaukonitizaciju karbonatnih bioklasta gdje je primarna struktura još ostala očuvana, što je potvrđeno i dodatnim analizama (uključujući i izradu kemijskih mapa) na skenirajućem elektronskom mikroskopu (sl. 33b, d), često se pojavljuju i zrna glaukonita gdje primarni supstrat više nije prepoznatljiv (zrnati habitus glaukonita prema Odin & Fullagar, 1988; sl. 33a, c). Prisutnost glaukonitičnih minerala (Odin

& Fullagar, 1988; općenita formula $K_{(x+y)}(Si_{4-x}, Al_x)_{-4}(Fe^{3+}, Al, Mg, Fe^{2+})_{-2}O_{10}(OH)_2$ prema Odin & Fullagar, 1988) u analiziranim uzorcima potvrđeno je kvalitativnom rendgenskom difrakcijom na prahu zelenkastog materijala (5 neorijentiranih uzoraka, sl. 34), koji je preostao nakon otapanja karbonatne frakcije. Na svih 5 rendgenograma jasno se mogu uočiti položaji difrakcijskih maksimuma s mrežnih ravnina 001, 020 i 130 (sl. 34), koji su karakteristični za glaukonitične minerale (Odin & Matter, 1981; Odin & Fullagar, 1988; Amorosi, 1997; Amorosi et al., 2007), kao i slabije izraženi difrakcijski maksimumi 111, 112 i 003 (sl. 34).

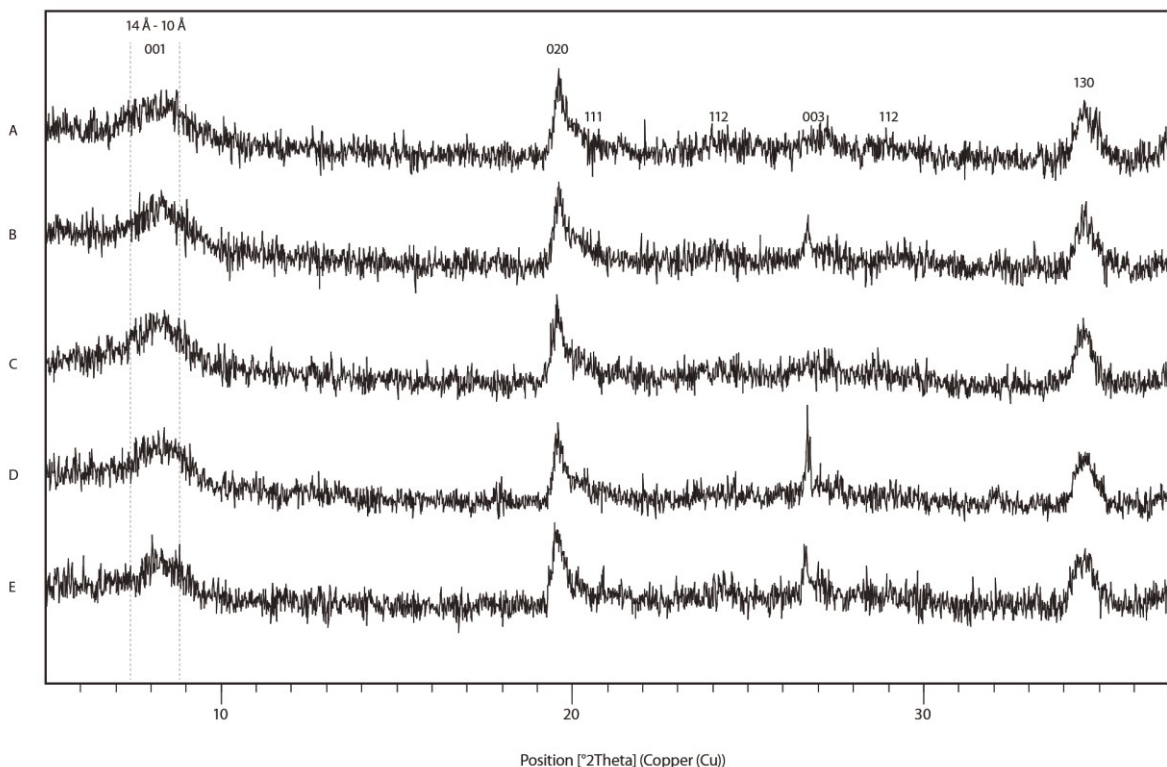


Slika 32 Karakteristike *firmground*-a razvijenog u vrhu intervala kondenziranog vapnenca u donjojurskim naslagama na lokalitetu Kovk (Trnovski Gozd, JZ Slovenija; sl. 31). **a–d** Terenski prikaz (**a–c**) i polirana

površina **(d)** bočnih i kosih presjeka *firmground*-a karakteriziranog *Thalassinoides* (*Th*, crne strelice) bioturbacijama nepravilne veličine i oblika s neobavijenim i ostrim stijenkama, koje prodiru u podinski crvenkastožučkasti madston (interval kondenziranog vapnenca) te su ispunjene s krovinskim litoklastično-bioklastičnim pekstonom do grejnstonom (npr. glaukonitizirani bioklasti bodljikaša i intraklasti unutar bioturbacija). Visina čekića u **a** iznosi 32 cm. **e–h** Mikrofotografije ispunjena *Thalassinoides* bioturbacija koje su predstavljene krovinskim bioklastično-litoklastičnim pekstonom do grejnstonom. Mnogi su bioklasti (**e–h**), uključujući bioklaste bodljikaša (**f, g**), glaukonitizirani (crne strelice, Gk), gdje je nakon procesa glaukonitizacije primarni supstrat još uvijek prepoznatljiv (poput glaukonitiziranih skeleta bodljikaša u **f, g**) ili su prisutna samo zrna glaukonita kao krajnji produkt glaukonitizacije, bez mogućnosti sigurne identifikacije primarnog supstrata (**e, h**).



Slika 33 Glaukonitna mineralizacija, u obliku zrna glaukonita (**a, c**) i glaukonitizacije skeleta bodljikaša (**b, d**), zabilježena u ispunama *firmground* bioturbacija povezanih s marinskom omisijskom površinom u donjojurskim naslagama na lokalitetu Kovk (JZ Slovenija). Slika na skenirajućem elektronskom mikroskopu dobivena pomoću povratno raspršenih elektrona (BSE) (**a**) te kemijske mape za Si, Ca, O, Fe, Al, K, Mg, C (**b–d**). Tamnije siva područja na **a** predstavljaju kalcit (Klc), dok svjetlije siva područja predstavljaju glaukonit (Gk). Jači intenzitet boje na **b–d** odgovara povišenom sadržaju gore navedenih odgovarajućih elemenata.



Slika 34 Rendgenogrami netopivog ostatka uzoraka A–E koji predstavljaju zelena zrna zabilježena u ispunama *firmground* bioturbacija u donjojurskim naslagama na lokalitetu Kovk (JZ Slovenija). Položaj zabilješnih difrakcijskih maksimuma odgovara generalnoj identifikaciji analiziranog materijala kao glaukonitični mineral (Odin & Fullagar, 1988). Naznačen je i teoretski položaj 14Å-skog difrakcijskog maksimuma koji odgovara kranjem članu strukture smektita i 10Å-skog difrakcijskog maksimuma koji odgovara kranjem članu strukture tinjca (Odin & Fullagar, 1988).

Preferirani nastanak glaukonitičnih minerala unutar šupljina skeleta bodljikaša koji ispunjavaju *firmground Thalassinoides* bioturbacije vjerojatno odražava pogodne uvjete poluograničenog okoliša, u kojem ioni mogu ulaziti i izlaziti, no gdje njihova izmjena nije prebrza (Odin & Fullagar, 1988). Genetska povezanost *firmground*-a i glaukonita (Jarvis, 1992; Jimenez-Millan et al., 1998) predstavlja dodatan dokaz da se ovdje zabilježen proces glaukonitizacije odvijao u razdobljima nepostojanja ili slabe sedimentacije tijekom donje jure. Odgonetavanje mogućih uzroka nastanka ovdje zabilješnih marinskih omisijskih površina s autigenom glaukonitnom mineralizacijom (kao i cijelog intervala kondenziranih vapnenaca;

Črne & Goričan, 2008), poput maksimuma transgresije tijekom ranog toarcija, zahtijeva daljnja kemostratigrafska istraživanja, poput stratigrafije ugljikovim izotopima na uzorcima karbonata (Glumac & Spivak-Birndorf, 2002; Sabatino et al., 2013) i određivanja apsolutne starosti K-Ar i Rb-Sr metodama na uzorcima glaukonita (Odin, 1982; Faure & Mensing, 2004).

5.5. Vrijednosti stabilnih izotopa ($\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$) biogenih kalkreta kao markera regionalnog kredno–paleogenskog (K–Pg) subaerskog nekonformiteta i kompozitne površine

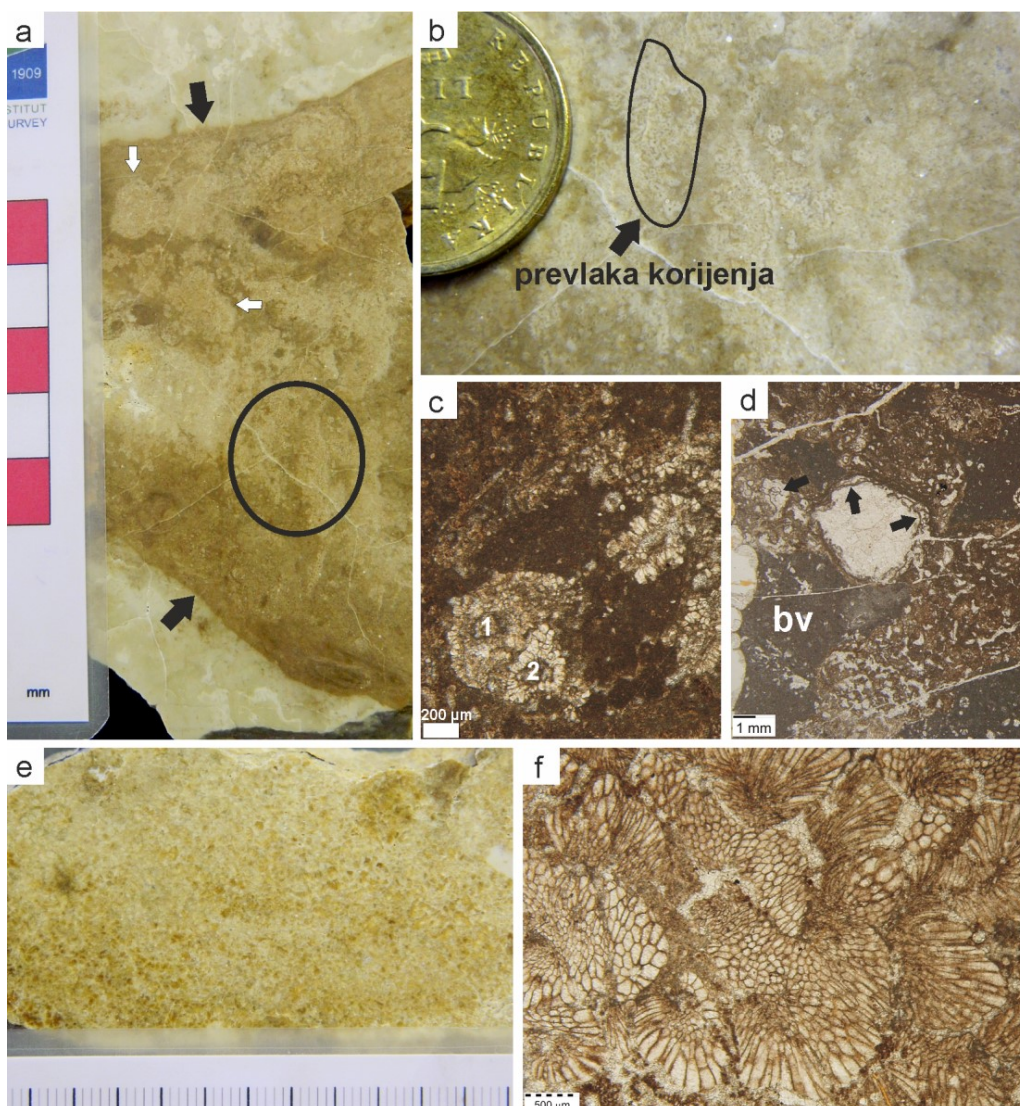
5.5.1. Rezultati vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$

5.5.1.1. Regionalni K–Pg subaerski nekonformitet

U ovom radu je analiziran izotopni sastav kalkreta (ukupno 29 *bulk* uzoraka kalcitnog sastava) koje označavaju regionalni K–Pg subaerski nekonformitet (poglavljja 2.5.1. i 5.1.) u formaciji Gornji Humac (okolica Šibenika), formaciji Čiovo (jugozapadni dio otoka Čiovo), kao i u gornjokrednim karbonatima istočne Istre (područje Labin-Koromačno) (tablica 1, sl. 7, 9, 10, 15a, 35, 37, 38) (Brlek & Glumac, 2014). Izotopni sastav marinske karbonatne stijene domaćina (ukupno 9 *bulk* uzoraka) također je analiziran (tablica 1, sl. 37, 38). Izotopni sastav ugljika kalkreta dosta se razlikuje od izotopnog sastava ugljika primarnog marinskog karbonata (kalkrete imaju negativnije $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti) (tablica 1, sl. 37, 38), dok su razlike u izotopnom sastavu kisika između kalkreta i marinskog karbonata manje (tablica 1, sl. 37, 38).

Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ (izražene u ‰ u odnosu na Vienna PeeDee Belemnite standard – VPDB) prvog tipa biogene kalkrete (poglavljja 5.1.1. i 5.1.2.; Brlek et al., 2014) s rizolitima, *Microcodium* agregatima, alveolarno-septalnom građom i pedogenim mikritom (sl. 35a-d, 38a) (ŠMA-PK4 t1; 6 uzoraka) u formaciji Gornji Humac imaju raspon od -10,5‰ do -8,2‰ VPDB (srednja $\delta^{13}\text{C}$ vrijednost -9,6‰ VPDB) i od -8,4‰ do -6,8‰ VPDB (srednja $\delta^{18}\text{O}$ vrijednost -7,6‰ VPDB) (tablica 1, sl. 37, 38a). Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ drugog tipa biogene kalkrete (poglavljja 5.1.1. i 5.1.2.; Brlek et al., 2014) s tipičnim *Microcodium* agregatima (sl. 35e, f, 38b) (ŠMA-PK4 t2; 6 uzoraka) u formaciji Gornji Humac imaju raspon od -13,1‰ do -12,3‰ VPDB (srednja $\delta^{13}\text{C}$ vrijednost -12,7‰ VPDB) i od -9,1‰ do -8,4‰ VPDB (srednja $\delta^{18}\text{O}$ vrijednost -8,8‰ VPDB) (tablica 1, sl. 37, 38b). Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ marinskog karbonata (ŠMA-PK4 ms; 5 uzoraka) formacije Gornji Humac imaju raspon od -5,3‰ do -

3,7‰ VPDB (srednja $\delta^{13}\text{C}$ vrijednost -4,4‰ VPDB) i od -6,5‰ do -6,1‰ VPDB (srednja $\delta^{18}\text{O}$ vrijednost -6,3‰ VPDB) (tablica 1, sl. 37, 38a). Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ biogenih kalkreta s tipičnim *Microcodium* agregatima (poglavlja 5.1.1. i 5.1.2.; Brlek et al., 2013) (ČKT Mc; 4 uzorka) u formaciji Čiovo imaju raspon od -9,3‰ do -8,2‰ VPDB (srednja vrijednost $\delta^{13}\text{C}$ -8,7‰ VPDB) i od -7,7‰ do -6,3‰ VPDB (srednja vrijednost $\delta^{18}\text{O}$ -7,1‰ VPDB) (tablica 1, sl. 37, 38c), dok vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ primarnog morskog bioklastičnog pekstona (ČKT ms; 4 uzorka) imaju raspon od -7‰ do -6‰ VPDB (srednja vrijednost $\delta^{13}\text{C}$ -6,4‰ VPDB) i od -7,1‰ do -6,5‰ VPDB (srednja vrijednost $\delta^{18}\text{O}$ -6,7‰ VPDB) (tablica 1, sl. 37). Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ biogenih kalkreta s tipičnim *Microcodium* agregatima (SAW5; 13 uzoraka) u gornjokrednim karbonatima područja Labin-Koromačno imaju raspon od -10,4‰ do -8,2‰ VPDB (srednja vrijednost $\delta^{13}\text{C}$ -9,3‰ VPDB) i od -10,1‰ do -7,5‰ VPDB (srednja vrijednost $\delta^{18}\text{O}$ -9‰ VPDB) (tablica 1, sl. 37, 38d).



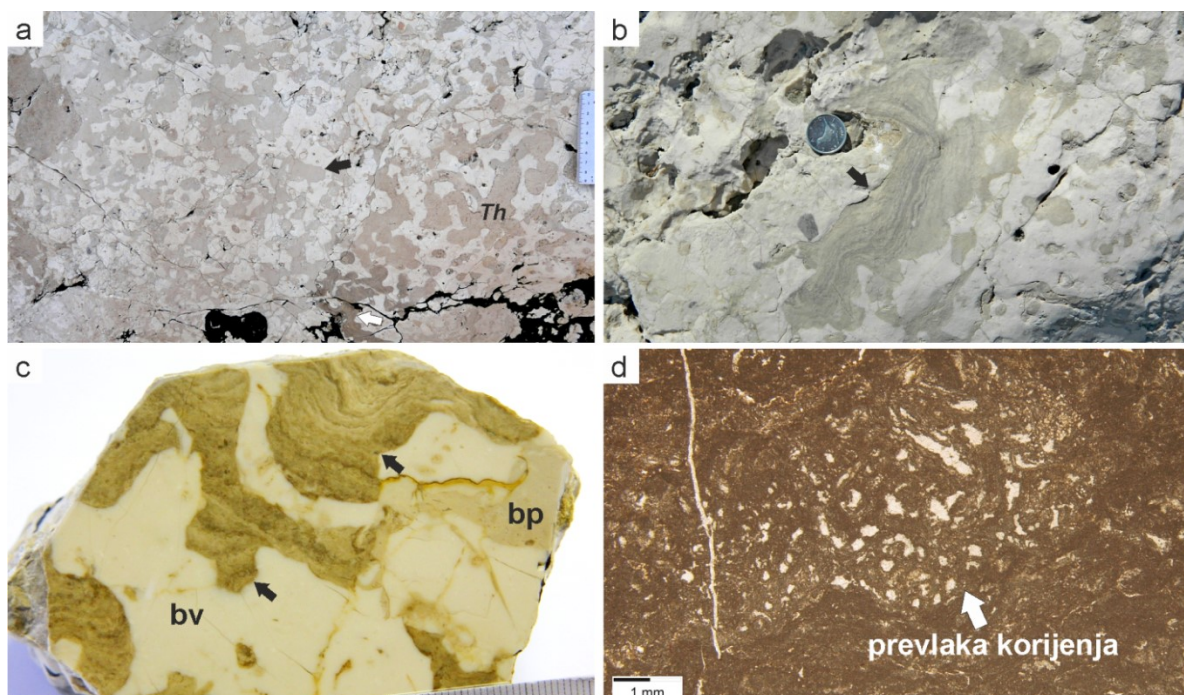
Slika 35 Karakteristike prvog (**a–d**) i drugog (**e, f**) tipa biogenih kalkreta unutar marinskih vapnenaca formacije Gornji Humac (lokalitet Šibenik; sl. 8, 15a), koji označavaju regionalni K–Pg subaerski nekonformitet. **a** Polirana pločica biogene kalkrete karakterizirane brojnim rizolitima koji se pojavljuju u nakupinama (bijele strelice). Kalkreta dijagenetski izmjenjuje (kalkretizacija) te je u oštrom kontaktu (crne strelice) s marinskim vapnencom. Mjerilo u cm. **b** Veće povećanje područja označenog na **a** koje prikazuje brojne rizolite koji formiraju prevlaku korijenja. Promjer kovanice: 1,7 cm. **c** Mikrofotografija koja prikazuje biogene kalkrete, razvijene unutar bioklastičnog vekstona (bv), karakterizirane tubulima korijenja s dobro razvijenom alveolarno-septalnom građom (crne strelice). **d** Mikrofotografija koja prikazuje *Microcodium* agregate (Brek et al., 2014), građene od višestrukih (bijele strelice) i jednostrukih slojeva izodijametralnih i ponešto izduženih smečkastih i bjelkastih kristala kalcita, koji uglavnom obrubljuju šupljine ispunjene sparitom (1 i 2). **e** Polirana pločica drugog tipa biogene kalkrete izgrađene u potpunosti od *Microcodium* agregata. **f** Mikrofotografija drugog tipa biogene kalkrete izgrađene od tipičnih jedno- i više-slojevitih *Microcodium* agregata (poglavlja 5.1.1 i 5.1.2.; Brek et al., 2014).

5.5.1.2. Kompozitna površina

U ovom radu je također analiziran i izotopni sastav rizogenih kalkreta (ukupno 8 *bulk* uzoraka kalcitnog sastava) unutarformacijske kompozitne površine iz formacije Gornji Humac u okolici Šibenika, koje su se razvile unutar *firmground Thalassinoides* sustava bioturbacije procesima dijagenetske izmjene primarnih marinskih karbonata (prva generacija pasivne ispune bioturbacija) (poglavlje 5.2.; Brek et al., 2014), kao i izotopni sastav marinskih karbonatnih stijena domaćina (ukupno 9 *bulk* uzoraka) (tablica 2, sl. 7, 22, 36–38) (Brek & Glumac, 2014). Iako su u ovom slučaju vrijednosti izotopa ugljika kalkreta negativnije od vrijednosti primarnog marinskog karbonata, razlike u vrijednostima između kalkreta i marinskog vapnenca su manje u usporedbi s prije spomenutim slučajem kalkreta koje označavaju regionalni subaerski nekonformitet (tablica 1, sl. 37, 38). Razlike u vrijednostima izotopa kisika između kalkreta i primarne stijene kompozitne površine su još i manje (tablica 2, sl. 37, 38).

Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ (izražene u ‰ u odnosu na Vienna PeeDee Belemnite standard – VPDB) rizogenih (tubuli korijenja i alveolarno-septalna građa) laminiranih i masivnih kalkreta (heterogeni sastav zbog interkalacija primarnog marinskog bioklastičnog pekstona; tablica 2) (sl. 36, 38) (ŠMA-27 Th rzc; 8 uzoraka) imaju raspon od -4,4‰ do -3,6‰ VPDB (srednja vrijednost $\delta^{13}\text{C}$ -4,1‰ VPDB) i od -6,7‰ do -5,8‰ VPDB (srednja vrijednost $\delta^{18}\text{O}$ -6,4‰ VPDB) (tablica 2, sl. 37, 38e, f). $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti bioklastičnog pekstona (ŠMA-27 Th bp; 4 uzorka) koji predstavlja prvu generaciju ispuna *firmground* bioturbacija imaju raspon od -2,9‰ do -2,2‰ VPDB (srednja vrijednost $\delta^{13}\text{C}$ -2,6‰ VPDB) i od -5,8‰ do -

4,7‰ VPDB (srednja vrijednost $\delta^{18}\text{O}$ -5,5‰ VPDB) (tablica 2, sl. 37, 38e), dok vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ bioklastičnog vekstona (ŠMA-27 ms; 5 uzoraka), unutar kojeg je došlo do stvaranja kompozitne površine, imaju raspon od -3,2‰ do -2,8‰ VPDB (srednja vrijednost $\delta^{13}\text{C}$ -3‰ VPDB) i od -7‰ do -5,4‰ VPDB (srednja vrijednost $\delta^{18}\text{O}$ -6,2‰ VPDB) (tablica 2, sl. 37, 38f).



Slika 36 Karakteristike kompozitne površine razvijene unutar formacije Gornji Humac (lokalitet Šibenik; sl. 8, 22). **a** Pogled na gornju slojnu plohu kompozitne površine karakteriziranu dobro razvijenim trodimenzionalnim sustavima *Thalassinoides* (*Th*) bioturbacija. Bioturbacije su ispunjene marinskim sedimentom (svjetlosivo, crna strelica), kao i rizogenom kalkretom (tamnosivo, bijela strelica). Čekić je dug 32 cm. **b** *Thalassinoides* razvijen na gornjoj slojnoj plohi koji je ispunjen laminiranom kalkretom (crna strelica). Promjer kovanice iznosi 2,2 cm. **c** Polirana pločica koja predstavlja vertikalni presjek *Thalassinoides* sustava bioturbacija koji se grana nepravilno, u kojem se laminirane rizogene kalkrete (crne strelice) pojavljuju interkalirane s bioklastičnim pekstonom (bp) (koji je kalkretiziran) unutar bioturbacija. Bioklastični vekston (bv) predstavlja primarni supstrat koji je bioturbiran. **d** Mikrofotografija laminirane rizogene kalkrete (razvijena unutar *Thalassinoides* bioturbacija) izgrađene od tubula korijenja.

Tablica 1 Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ 38 uzoraka biogenih kalkreta i marinskih karbonata domaćina koji označavaju regionalni K–Pg subaerski nekonformitet u gornjokrednim karbonatima središnje Dalmacije i istočne Istre. fm=formacija; g.=gornja; rh=rizoliti; *Mc*=*Microcodium*; alv.-sept.gr.=alveolarno-septalna građa.

Tablica 2 Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ 17 uzoraka biogenih kalkreta i marinskih karbonata domaćina koji označavaju kompozitnu površinu u gornjokrednim karbonatima na lokalitetu Šibenik. fm=formacija; *Th*=*Thalassinoides*; ibp=interkalacija bioklastičnog pekstona.

Tablica 1

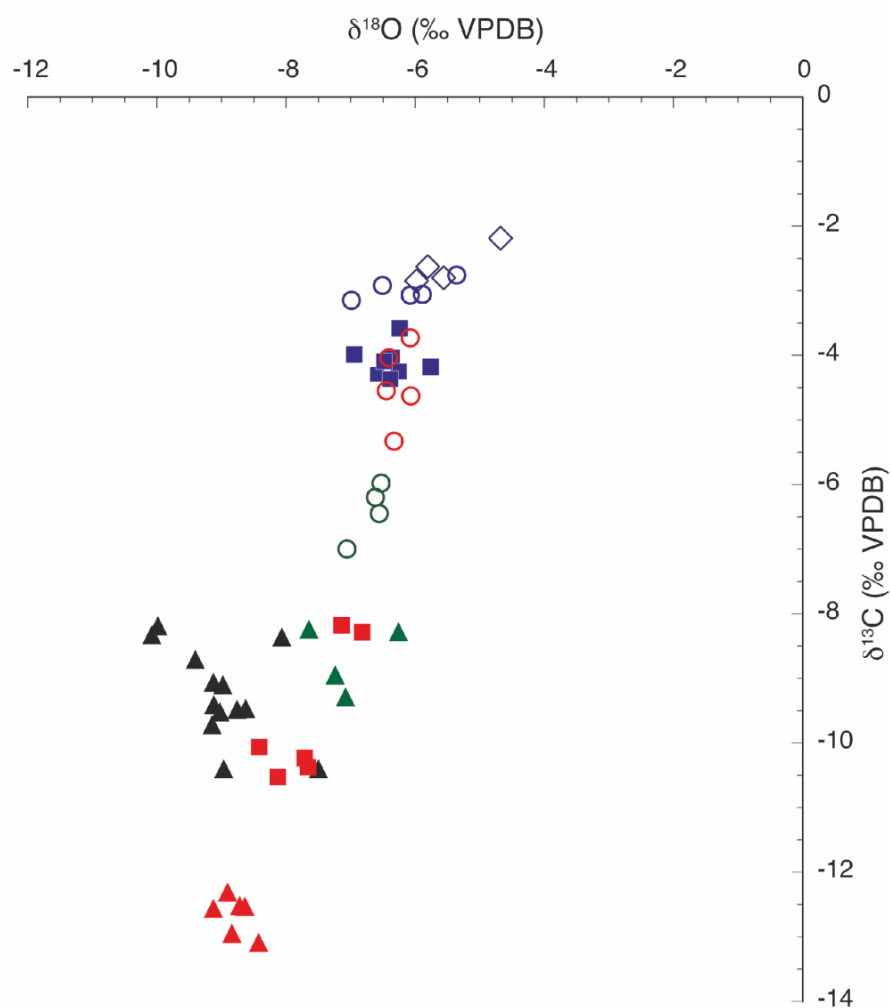
Ime uzorka	Opis uzorka	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VPDB)
K-Pg nekonformitet			
Šibenik, fm Gornji Humac			
ŠMA-PK4 t1 1	<i>beta</i> kalkreta tipa 1 sa prevladavajućim rh i <i>Mc</i>	-8,3	-6,8
ŠMA-PK4 t1 2	<i>beta</i> kalkreta tipa 1 sa prevladavajućim rh i <i>Mc</i>	-10,5	-8,1
ŠMA-PK4 t1 3	<i>beta</i> kalkreta tipa 1 sa prevladavajućim rh i <i>Mc</i>	-8,2	-7,1
ŠMA-PK4 t1 4	<i>beta</i> kalkreta tipa 1 sa rh, alv.-sept. gr. i mikritom	-10,4	-7,7
ŠMA-PK4 t1 5	<i>beta</i> kalkreta tipa 1 sa rh, alv.-sept. gr. i mikritom	-10,2	-7,7
ŠMA-PK4 t1 6	<i>beta</i> kalkreta tipa 1 sa rh, alv.-sept. gr. i mikritom	-10,1	-8,4
Raspon vrijednosti		-10,5 – -8,2	-8,4 – -6,8
Srednja vrijednost		-9,6	-7,6
ŠMA-PK4 t2 1	<i>beta</i> kalkreta tipa 2 sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-12,6	-9,1
ŠMA-PK4 t2 2	<i>beta</i> kalkreta tipa 2 sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-12,5	-8,7
ŠMA-PK4 t2 3	<i>beta</i> kalkreta tipa 2 sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-13,1	-8,4
ŠMA-PK4 t2 4	<i>beta</i> kalkreta tipa 2 sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-12,3	-8,9
ŠMA-PK4 t2 5	<i>beta</i> kalkreta tipa 2 sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-13	-8,8
ŠMA-PK4 t2 6	<i>beta</i> kalkreta tipa 2 sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-12,5	-8,6
Raspon vrijednosti		-13,1 – -12,3	-9,1 – -8,4
Srednja vrijednost		-12,7	-8,8
ŠMA-PK4 ms 1	plitkomorski vapnenac	-5,3	-6,3
ŠMA-PK4 ms 2	plitkomorski vapnenac	-3,7	-6,1
ŠMA-PK4 ms 3	plitkomorski vapnenac	-4,6	-6,1
ŠMA-PK4 ms 4	plitkomorski vapnenac	-4	-6,4
ŠMA-PK4 ms 5	plitkomorski vapnenac	-4,6	-6,5
Raspon vrijednosti		-5,3 – -3,7	-6,5 – -6,1
Srednja vrijednost		-4,4	-6,3
Otok Čiovo, fm Čiovo			
ČKT Mc 1	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-9,3	-7,1
ČKT Mc 2	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-8,3	-6,3
ČKT Mc 3	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-9	-7,2
ČKT Mc 4	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-8,2	-7,7
Raspon vrijednosti		-9,3 – -8,2	-7,7 – -6,3
Srednja vrijednost		-8,7	-7,1

ČKT ms 1	marinski bioklastični pekston	-6,2	-6,6
ČKT ms 2	marinski bioklastični pekston	-6	-6,5
ČKT ms 3	marinski bioklastični pekston	-6,5	-6,6
ČKT ms 4	marinski bioklastični pekston	-7	-7,1
Raspon vrijednosti		-7 – -6	-7,1 – -6,5
Srednja vrijednost		-6,4	-6,7
područje Labin-Koromačno, g. kreda			
SAW5 K2 1	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-10,4	-7,5
SAW5 K2 2	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-9,5	-9
SAW5 K2 4	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-9,7	-9,2
SAW5 K2 5	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-9,4	-9,1
SAW5 K2 6	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-9,1	-9
SAW5 K2 8	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-9,5	-8,8
SAW5 K2 10	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-10,4	-9
SAW5 K2 12	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-9,5	-8,6
SAW5 K2 13	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-9,1	-9,1
SAW5 K2 14	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-8,4	-8,1
SAW5 K2 15	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-8,7	-9,4
SAW5 K2 A	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-8,3	-10,1
SAW5 P1 B	<i>beta</i> kalkreta sa tipičnim <i>Mc</i> agregatima	-8,2	-10
Raspon vrijednosti		-10,4 – -8,2	-10,1 – -7,5
Srednja vrijednost		-9,3	-9

Tablica 2

Ime uzorka	Opis uzorka	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VPDB)
Kompozitna površina			
Šibenik, fm Gornji Humac			
ŠMA-27 Th rzc 1	rizogena laminirana kalkreta (ibp) unutar <i>Th-a</i>	-4	-6,4
ŠMA-27 Th rzc 2	rizogena laminirana kalkreta (ibp) unutar <i>Th-a</i>	-4	-7
ŠMA-27 Th rzc 3	rizogena laminirana kalkreta (ibp) unutar <i>Th-a</i>	-3,6	-6,2
ŠMA-27 Th rzc 4	rizogena laminirana kalkreta (ibp) unutar <i>Th-a</i>	-4,2	-5,8
ŠMA-27 Th rzc 5	rizogena masivna kalkreta (ibp) unutar <i>Th-a</i>	-4,4	-6,4
ŠMA-27 Th rzc 6	rizogena masivna kalkreta (ibp) unutar <i>Th-a</i>	-4,1	-6,5

ŠMA-27 Th rzc 7	rizogena masivna kalkreta (ibp) unutar <i>Th</i> -a	-4,3	-6,6
ŠMA-27 Th rzc 8	rizogena masivna kalkreta (ibp) unutar <i>Th</i> -a	-4,3	-6,3
Raspon vrijednosti		-4,4 – -3,6	-7 – -5,8
Srednja vrijednost		-4,1	-6,4
ŠMA-27 Th bp 1	bioklastični pekston unutar <i>Th</i> -a	-2,8	-5,6
ŠMA-27 Th bp 2	bioklastični pekston unutar <i>Th</i> -a	-2,9	-6
ŠMA-27 Th bp 3	bioklastični pekston unutar <i>Th</i> -a	-2,2	-4,7
ŠMA-27 Th bp 4	bioklastični pekston unutar <i>Th</i> -a	-2,6	-5,8
Raspon vrijednosti		-2,9 – -2,2	-5,8 – -4,7
Srednja vrijednost		-2,6	-5,5
ŠMA-27 ms 1	primarni bioklastični vekston domačin	-3,1	-5,9
ŠMA-27 ms 2	primarni bioklastični vekston domačin	-2,8	-5,4
ŠMA-27 ms 3	primarni bioklastični vekston domačin	-2,9	-6,5
ŠMA-27 ms 4	primarni bioklastični vekston domačin	-3,1	-6,1
ŠMA-27 ms 5	primarni bioklastični vekston domačin	-3,2	-7
Raspon vrijednosti		-3,2 – -2,8	-7 – -5,4
Srednja vrijednost		-3	-6,2



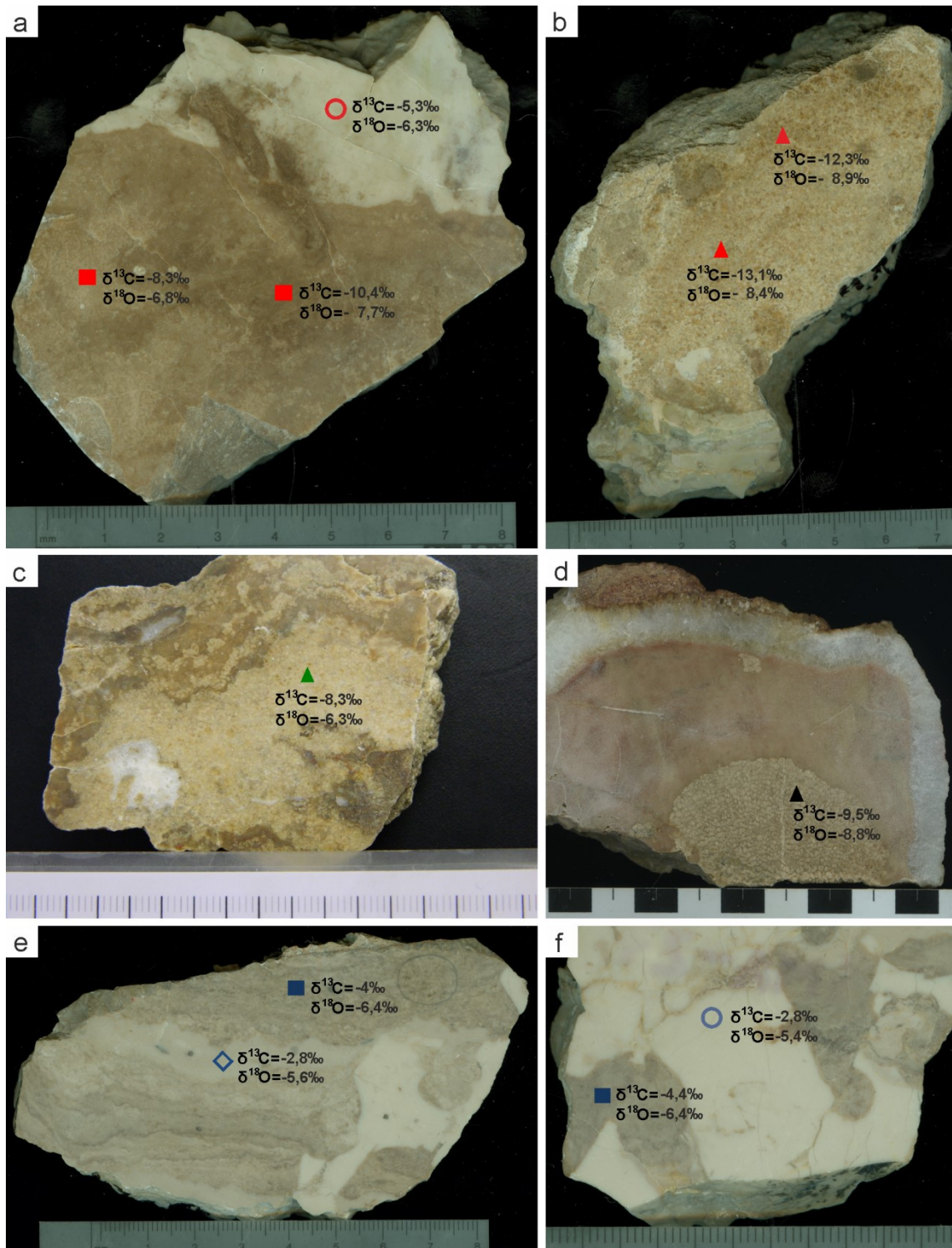
Regionalni K — Pg subaerski nekonformitet:

- *beta* kalkreta tipa 1 (Šibenik)
- ▲ *beta* kalkreta tipa 2 (Šibenik)
- plitkomorski vapnenac domačin (Šibenik)
- ▲ biogene kalkrete sa tipičnim *Microcodium* agregatima (Čiovo)
- marinski bioklastični pekston (Čiovo)
- ▲ biogene kalkrete sa tipičnim *Microcodium* agregatima (Labin-Koromačno)

Kompozitna površina (lokalitet Šibenik)

- laminirane i masivne rizogene kalkrete
- ◇ interkalirani bioklastični pekston unutar *Th*-a
- bioklastični vekston domačin

Slika 37 Dijagram $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti biogenih kalkreta i marinskih karbonata domačina koji su povezani s K–Pg subaerskim nekonformitetom i kompozitnom površinom s istraživanih gornjokrednih lokaliteta, s pripadajućom legendom (u tablicama 1, 2 i u tekstu nalaze se detaljnija objašnjenja).



Slika 38 Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ (u ‰ u odnosu na Vienna PeeDee Belemnite standard – VPDB) uzorkovanih biogenih kalkreta i marinskih karbonata domačina (tablica 1, sl. 37), koji karakteriziraju regionalni K–Pg subaerski nekonformitet (a–d) i unutarformacijsku kompozitnu površinu (e, f). a, b Prvi (a) i drugi (b) tip biogene kalkrete na lokalitetu Šibenik. c, d Biogene kalkrete s tipičnim *Microcodium* agregatima na lokalitetima Čiovo (c) i Labin-Koromačno (d). e, f Kompozitna površina karakterizirana *firmground* *Thalassinoides* bioturbacijama (lokalitet Šibenik) koje su ispunjene s laminiranim (e) i masivnim (f) rizogenim kalkretama, te interkaliranim bioklastičnim pekstonom (e). Simboli su isti kao na sl. 37.

5.5.2. Interpretacija vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$

5.5.2.1. Regionalni K–Pg subaerski nekonformitet

Meteorska pedo(dija)geneza primarnih marinskih gornjokrednih karbonatnih sljedova u ovom je radu predstavljena izraženo negativnim vrijednostima $\delta^{13}\text{C}$ i u manjoj mjeri $\delta^{18}\text{O}$ biogenih kalkreta (tablica 1, sl. 37, 38), koje označavaju regionalni K–Pg subaerski nekonformitet. Negativne $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti kalkreta, koje se značajno razlikuju od vrijednosti stabilnih izotopa ugljika primarnih marinskih vapnenaca (tablica 1, sl. 37, 38), odražavaju procese zamjene ugljikovih izotopa primarnog CaCO_3 sa CO_2 koji je nastao respiracijom korijenja i razgradnjom organske tvari u tlu (Cerling, 1984; Gocke, 2010). Zapisi stabilnih izotopa i njihovi trendovi u primarnim marinskim vapnencima na lokalitetu Šibenik, kao i na jugozapadnom dijelu otoka Čiovo, također upućuju na to da su i oni bili podvrgnuti meteorskoj diagenetskoj izmjeni, tj. srednje vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ marinskih vapnenaca od $-4,5\text{‰}$ VPDB (lokalitet Šibenik) i $-6,4\text{‰}$ VPDB (otok Čiovo) (tablica 1, sl. 37, 38) ukazuju na pedo(dija)genetske procese (proces izmjene ugljikovih izotopa) tijekom meteorske vadozne dijageneze (Allan & Matthews, 1982; James & Choquette, 1990; Rossinsky et al., 1993; Li & Jones, 2014). Također se može uočiti da su $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti vapnenaca koji se nalaze u gornjem dijelu subaerski izloženog slijeda na lokalitetu Šibenik negativnije u odnosu na vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ marinskih karbonata povezanih s kompozitnom površinom (srednja vrijednost od -3‰ VPDB) (tablica 1, sl. 37) koja se nalazi 30 m ispod površine regionalnog subaerskog nekonformiteta (sl. 8). Iako ovo može upućivati na postupno povećavanje $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti vapnenaca s povećavanjem dubine ispod površine subaerskog izlaganja, što predstavlja često obilježje marinskih sljedova koji su subaerski izloženi (obrazac “obrnutog J trenda”; Allan & Matthews, 1982; Lohmann, 1988; James & Choquette, 1990), za konačne zaključke potrebno je napraviti detaljniju analizu stratigrafske varijacije vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ primarnih marinskih vapnenaca.

Sekundarni autigeni karbonati u tlima i paleotlima najčešće nastaju u izotopnoj ravnoteži s CO_2 iz tla (Cerling, 1984, 1999), koji vuče porijeklo iz procesa respiracije korijenja i mikrobijske razgradnje organske tvari u tlu (Amundson et al., 1998). Izotopni sastav CO_2 u tlu, o kojem ovisi i izotopni sastav ugljika sekundarnih karbonata, ovisi o metaboličkim putevima vegetacije (npr. C_3 i C_4 biljke) (Cerling, 1984, 1999; Burns & Rossinsky, 1989; Gocke, 2010). Prema tome, vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ pedogenih karbonata upućuju

na paleovegetaciju (npr. udio C_3/C_4 biljaka) i, zajedno s vrijednostima $\delta^{18}O$, na fosilne klimatske uvjete, uključujući paleotemperaturu, paleoprecipitaciju, vlagu, te pCO_2 u atmosferi u aridnim i semiaridnim okolišima (Cerling, 1984, 1999; Gocke, 2010; Gocke et al., 2011a; Koeniger et al., 2014; Li & Jones, 2014). Jedan od glavnih preduvjeta za ovakva istraživanja, uključujući i datiranje kvartarnih tala i paleotala metodom ^{14}C (Pustovoytov & Terhorst, 2004; Pustovoytov et al., 2007a, b; Gocke, 2010; Gocke et al., 2011a), jest da nema ugrađivanja starijeg C (npr. iz primarnog starijeg karbonata) ili mlađeg C (npr. naknadnom izmjenom) u autigene pedogene karbonate (Gocke, 2010; Gocke et al., 2011a). Vrijednosti $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ svih vrsta kalkreta koje su ovdje analizirane, a koje imaju raspon od -13,1‰ do -8,2‰ VPDB i od -10,1‰ do -6,1‰ VPDB (tablica 1, sl. 37), u rangu su raspona izotopnih vrijednosti dosad zabilježenih u kalkretama (Talma & Netterberg, 1983; Cerling, 1984; Salomons & Mook, 1986; Alonso-Zarza, 2003). Vrijednosti $\delta^{13}C$ kalkreta također su u rasponu izotopnih vrijednosti kalkreta nastalih u subaerski izloženim karbonatima recentne i pleistocenske starosti (raspon vrijednosti $\delta^{13}C$ od -13‰ do -7‰ PDB; James & Choquette, 1990). Nešto veće varijacije vrijednosti $\delta^{13}C$ u odnosu na $\delta^{18}O$ koje su zabilježene u ovom slučaju, također su karakteristične te su zabilježene i u drugim situacijama (Talma & Nettenberg, 1983; Alonso-Zarza, 2003; Alonso-Zarza & Arenas, 2004; Li & Jones, 2014). Vrijednosti $\delta^{18}O$ ovdje istraživanih kalkreta (tablica 1, sl. 37, 38) odražavaju da su kalkrete nastale pod utjecajem meteorske vode (Wright & Tucker, 1991; Alonso-Zarza, 2003; Gocke, 2010). U svim vrstama istraživanih kalkreta, a posebice u drugoj vrsti biogenih kalkreta sa tipičnim *Microcodium* agregatima (poglavlja 5.1.1. i 5.1.2.; Brlek et al., 2014) s lokaliteta Šibenik koje imaju raspon vrijednosti $\delta^{13}C$ od -13,1‰ do -12,3‰ VPDB (srednja vrijednost od -12,7‰) (tablica 1, sl. 37), su vrijednosti $\delta^{13}C$ (tablica 1, sl. 37) vrlo blizu ili na granici apsolutnih vrijednosti $\delta^{13}C$ od -13‰ do -12‰ PDB koje vrijede za pedogene karbonate nastale u izotopnoj ravnoteži sa CO_2 u tlu (Cerling, 1984, 1999; Burns & Rossinsky, 1989). Očekuje se da su ovakve vrijednosti $\delta^{13}C$ autigenih pedogenih karbonata nastale pod 100%-tnim utjecajem C_3 zajednice biljaka (većina biljaka, uključujući drveće, grmlje i trave hladnog razdoblja sa Calvin-ovim tipom metabolizma), te bez utjecaja težeg ugljika porijeklom iz primarnog karbonata i s nepostojanjem unosa atmosferskog CO_2 (Alonso Zarza et al., 1998; Alonso-Zarza, 1999; Deocampo, 2010; Tanner, 2010). Srednja vrijednost $\delta^{13}C_{org}$ C_3 zajednice biljaka iznosi -27‰ PDB, te su donje granične vrijednosti ugljikovih izotopa zabilježene u pedogenim karbonatima analiziranim u ovom radu (tablica 1; sl. 36, 37) rezultat procesa izotopne diskriminacije (frakcionacije), i to difuzijom CO_2 što dovodi do frakcionacije od

4,4‰, te daljnje diskriminacije od otprilike 10,5‰ zbog procesa uravnoteženja karbonata (Cerling, 1984, 1999; Burns and Rossinsky, 1989; Gocke, 2010). Nepostojanje utjecaja C₄ zajednice biljaka (Bajnóczy & Kovács-Kis, 2006; Wang & Greenberg, 2007; Zhou & Chafetz, 2009b) na vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ ovdje istraživanih pedogenih karbonata je u skladu sa činjenicom da su kalkrete mogle nastati tijekom vremenskog razdoblja od gornje krede do paleogena (eocena) (poglavlja 2.5.1. i 3.1.; Brlek et al., 2013, 2014 i reference unutra), budući da ne postoje dokazi za postojanje C₄ tipa vegetacije prije neogena (Cerling, 1999; Alonso-Zarza & Arenas, 2004; Tanner, 2010). Također, niske vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ kalkreta istraživanih u ovom radu mogle bi upućivati na precipitaciju pedogenog karbonata pod izravnim biološkim utjecajem unutar tla (Alonso-Zarza et al., 1998; Alonso-Zarza, 1999), što je u ovom radu očito u primjerima *Microcodium* agregata, čiji se nastanak interpretira kao biološki (korijenje biljaka) kontrolirana precipitacija kalcijevog karbonata u kortikalnim stanicama korijenja (tzv. unutarstanična kalcifikacija; Klappa, 1980; Jaillard et al., 1991; Wright et al., 1995; Alonso-Zarza et al., 1998; Alonso-Zarza, 1999; Gocke, 2010) i naknadna morfološka transformacija (Košir, 2004; Brlek et al., 2014). Iako su vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ *Microcodium* agregata koje su ovdje zabilježene u rangu vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ pedogenih karbonata koji nastaju u izotopnoj ravnoteži sa CO₂ iz tla (Cerling, 1984, 1999; Burns & Rossinsky, 1989; Alonso-Zarza et al., 1998; Alonso-Zarza, 1999; Wang & Greenberg, 2007; Gocke, 2010), predloženi su i drugi mehanizmi nastanka *Microcodium*-a i kalcificiranih stanica korijenja, poput izravne precipitacije kalcita unutar stanica korijenja iz otopina koje sadrže organske komponente (Łacka et al., 2009; Koeniger et al., 2014), ili procesima metaboličke aktivnosti bakterija, mikroba i gljiva u rizosferi (Klappa, 1980; Kabanov et al., 2008; Lambers et al., 2009; Zhou & Chafetz, 2009a; Koeniger et al., 2014). Utjecaj ovih procesa predstavljen je (uz druga obilježja) vrijednostima $\delta^{13}\text{C}$ pedogenih karbonata koje su negativnije od granice apsolutnih vrijednosti za pedogene karbonate koji nastaju u izotopnoj ravnoteži sa CO₂ u tlu (Kabanov et al., 2008; Koeniger et al., 2014). No, točan mehanizam (ili njih više) nastanka *Microcodium*-a (kao i drugih vrsta pedogenih karbonata; Bajnóczy & Kovács-Kis, 2006; Milliere et al., 2011), kao i njihov utjecaj na vrijednosti izotopa ugljika i kisika, još je uvijek predmet rasprave (Košir, 2004; Kabanov et al., 2008) koja zahtijeva daljnja istraživanja, koja su izvan dosega istraživanja predstavljenih u ovom doktoratu.

5.5.2.2. Kompozitna površina

Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ rizogenih kalkreta razvijenih unutar *Thalassinoides* bioturbacija, u rasponu od -4,4‰ do -3,6‰ VPDB (srednja $\delta^{13}\text{C}$ vrijednost od -4.1‰ VPDB) (tablica 2, sl. 37, 38), negativnije su od vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ primarnog morskog bioklastičnog pekstona, koji predstavlja prvu generaciju ispuna *Thalassinoides* bioturbacija (poglavlje 5.2.; Brlek et al., 2014), kao i od okružujućeg primarnog morskog bioklastičnog pekstona (tablica 2, sl. 37, 38). Iako niže vrijednosti izotopa ugljika upućuju na procese zamjene ugljikovih izotopa primarnog CaCO_3 sa CO_2 koji je nastao respiracijom korijenja i razgradnjom organske tvari u tlu (Cerling, 1984; Gocke, 2010), što potvrđuje da je kompozitna površina prošla kroz razdoblje vadozne meteorske dijagenoze (s razvojem rizogenih kalkreta koje su dijagenetski izmijenile primarni morski bioklastični pekston unutar *Thalassinoides* bioturbacija) morskog *firmground*-a, ukupni raspon vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ kalkreta pozitivniji je od očekivanog za kalkrete koje nastaju pod prevladavajućim utjecajem C_3 zajednice biljaka (Cerling, 1984; Burns & Rossinsky, 1989; Alonso Zarza et al., 1998; Gocke, 2010; Li & Jones, 2014). Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ tih kalkreta su također manje negativne i od vrijednosti kalkreta zabilježenih u subaerski izloženim morskim karbonatima (James & Choquette, 1990). Manje negativne vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ zabilježene u analiziranim *bulk* uzorcima kalkreta vjerojatno su posljedica kontaminacije s primarnim morskim karbonatom (djelomični pedogeni izotopni signal; Michel et al., 2013) (Alonso-Zarza et al., 1998; Alonso-Zarza, 1999; Alonso-Zarza, 2003; Bajnóczi & Kovács-Kis, 2006; Kraimer & Monger, 2009; Gocke, 2010; Tanner, 2010; Zhou & Chafetz, 2010; Gocke et al., 2011a; Milliere et al., 2011; Koeniger et al., 2014; Li & Jones, 2014), što je temeljeno na činjenici da ne postoje dokazi o C_4 zajednici biljaka prije neogena (Cerling, 1999; Alonso-Zarza & Arenas, 2004; Tanner, 2010) koje su mogle biti odgovorne za više vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ u kalkretima (Bajnóczi & Kovács-Kis, 2006; Wang & Greenberg, 2007; Zhou & Chafetz, 2009b), kao i na pretpostavkama da nije postojao unos atmosferskog CO_2 ili kasnija dijagenetska izmjena koji su također mogli utjecati na sastav izotopa ugljika kalkreta (Alonso Zarza et al., 1998; Alonso-Zarza, 1999; Gocke, 2010; Zhou & Chafetz, 2010; Tanner, 2010; Gocke et al., 2011a; Li & Jones, 2014). Ovaj model je u skladu s opažanjima izvršenim tijekom uzorkovanja *bulk* uzoraka (tablica 2) i tijekom petrografskih istraživanja (poglavlje 5.2.; Brlek et al., 2014), pri čemu je primarni morski bioklastični pekston zabilježen kao interkalacija u uzorcima kalkreta te može predstavljati dijelove primarnog morskog sedimenta koji je samo djelomično ili početno dijagenetski izmijenjen (Gocke, 2010; Zhou &

Chafetz, 2010; Michel et al., 2013; alteracijski model *sensu* Wright, 1994; Alonso-Zarza & Wright, 2010). Kao alternativno objašnjenje nameće se mogućnost da su zabilježene anomalije sastava ugljikovih izotopa pedogenih karbonata povezanih sa kompozitnom površinom, koji su vjerojatno nastali u subaerski izloženim platformnim karbonatnim naslagama smještenim blizu razine morske vode, rezultat utjecaja visoke razine vode temeljnice, specifičnih hidromorfnih uvjeta i saliniteta morske vode na procese frakcionacije ugljikovih izotopa (A. Mindszenty usmeno priopćenje).

6. RASPRAVA

6.1. Tektonostratigrafski okvir regionalnog kredno–paleogenskog (K–Pg) subaerskog nekonformiteta na području Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme

Bliska povezanost stratigrafije Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme (ADCP) i orogenetske evolucije Vanjskih Dinarida služi pri raspravama o paleogeografskim odnosima u regiji tijekom mezozoika (Kobar, 2009). Prema Korbar (2009), ADCP (također nazvana i Jadranska karbonatna platforma – AdCP – *sensu* Vlahović et al., 2005) je podijeljena u Jadranski (*Adriatic*) i Dinaridski (*Dinaridic*) segment (sl. 6). Formacija Gornji Humac (konijak–santon) s lokaliteta Šibenik pripada Dinaridskoj jugozapadnoj tektono-stratigrafskoj jedinici (jedinica “visokog krša” – *High Karst*) (sl. 6), dok formacija Sumartin (mastriht–paleocen) s lokaliteta Hvar pripada Jadranskoj sjeveroistočnoj tektono-stratigrafskoj jedinici (jedinica “dalmatinskog krša” – *Dalmatian Karst*) (sl. 6) (Korbar, 2009). Precizan paleogeografski položaj i tektono-stratigrafski afinitet (npr. dio Dinaridskog ili Jadranskog segmenta ADCP-a) srednjo do gornjokampanskog slijeda na otoku Čiovo još uvijek nije definiran te je predmet rasprave (Brlek et al., 2013). Definirane tektono-stratigrafske jedinice regionalno su karakterizirane različitim stratigrafskim razvojima (Korbar, 2009; sl. 6), što upućuje na diferencirane taložne okoliše na području ADCP-a tijekom gornje krede do paleogena (Vlahović et al., 2005; Čosović et al., 2006; Korbar, 2009).

Površine subaerskog izlaganja zabilježene u vršnim dijelovima formacija Gornji Humac (lokalitet Šibenik te istočna Istra), Čiovo (jugozapadni dio otoka Čiovo) te Sumartin (zapadni dio otoka Hvara), koje su markirane biogenim kalkretama, paleokršom i boksitima (poglavlja 5.1. i 5.5.; Otoničar et al., 2003; Otoničar, 2007; Brlek et al. 2013, 2014; Brlek & Glumac, 2014), zabilježene su i u drugim gornjokrednim (cenoman do mastriht) sljedovima na području ADCP-a, kojima se u krovini nekonformno nalaze paleogenske transgresivne marinske/brakične naslage (Čosović et al., 2004; Steuber et al., 2005; Vlahović et al., 2005; Otoničar, 2007; Korbar, 2009). Međutim, na nekim područjima u Istri je regionalni K–Pg subaerski nekonformitet zabilježen već u donjokrednim naslagama (Matičec et al., 1996), dok su lokalno u jugozapadnoj Sloveniji najstarije naslage koje se nalaze u krovini pretpostavljeno istog subaerskog nekonformiteta mastrihtske starosti (Otoničar, 2007). Vrijeme trajanja stratigrafske praznine (hijatusa) duž ovih površina broji se u milijunima godina te su ove površine subaerskog izlaganja uobičajeno markirane dobro razvijenim paleokrškim

horizontima i boksitnim naslagama (Šinkovec, 1973; Sakač & Šinkovec, 1991; Otoničar, 2007; Kovačević Galović et al., 2012), što odražava značajne promjene u okolišu kao odgovor na dugoživuće regionalne do globalne procese tektono-eustatske prirode (Clari et al., 1995; D'Argenio & Mindszenty, 1995; Hillgärtner, 1998). Faza regionalnog subaerskog izlaganja tijekom kasne krede do paleogena, koja je različito trajala na različitim dijelovima ADCP-a, uzrokovana je vrlo intenzivnim kasnokrednim sin-sedimentacijskim tektonskim zbivanjima koji su povezani s kolizijom Jadranske i Euroazijske ploče (Vlahović et al., 2005; Korbar, 2009), što se očituje i u diferenciranim taložnim okolišima na području ADCP-a tijekom ovog razdoblja (Vlahović et al., 2005; Čosović et al., 2006; Korbar, 2009; Brlek et al., 2013, 2014). Kredno–paleogenski hijatus interpretiran je kao posljedica dijakronog i različitog izdizanja različitih dijelova platforme(i) u fronti približavajućeg dinaridskog orogena (Otoničar, 2007; Korbar, 2009).

Na temelju stratigrafskih i prostornih odnosa između različitih obilježja subaerskog izlaganja (npr. boksiti i kalkrete) koji karakteriziraju regionalni K–Pg subaerski nekonformitet na području ADCP-a, moguće je također izvesti paleoklimatske (i geomorfološke) rekonstrukcije (Wright, 1994; D'Argenio & Mindszenty, 1995; Miller et al., 2012). Tako npr. u slučaju kalkretizacije boksitnih taloga zabilježenih na lokalitetu Hvar (boksitni materijal koji se pojavljuje u jezgri pizoida kalkrete; sl. 20; poglavlja 5.1.3. i 5.1.4.), očito je da su kalkrete mlađe od boksitnih taloga koje izmjenjuju, što može upućivati na prijelaz iz humidnijih (uvjeti visoke temperature i intenzivnog otapanja koji su potrebni za nastanak boksita) prema sušijim (aridnijim) paleoklimatskim uvjetima tijekom razdoblja subaerske izloženosti (Wright et al., 1994; D'Argenio & Mindszenty, 1995). Međutim, nedvosmisleni zaključci zahtijevaju daljnja petrološka i geokemijska istraživanja (literaturni pregled za boksite uključuje Mondillo et al., 2011; Liu et al., 2013; literaturni pregled za kalkrete dan je u poglavlju 5.5.), kao i detaljno geološko kartiranje. Također, treba uzeti u obzir i mogućnost da je boksitni materijal mogao nastati negdje drugdje, nakon čega je mehanički transportiran (npr. eolski prijenos) do subaerski izloženog okoliša (Herwitz et al., 1996). Uz to bi se u obzir trebala uzeti i mogućnost istovremenog postojanja različitih paleoklimatskih uvjeta na području Mediterana tijekom razdoblja krede do paleogena (npr. Bravi et al., 2008).

6.2. Sekvencijsko-stratigrafske implikacije površina diskontinuiteta

6.2.1. *Firmground*-i i kompozitna površina unutar formacije Gornji Humac u okolici Šibenika

Ihnofacijesi koji nastaju u ovisnosti o vrsti supstrata (*Glossifungites* i *Trypanites* ihnofacijesi) vrlo su upotrebljivi pri interpretacijama sekvencijske stratigrafije karbonatnih sljedova (Rodríguez-Tovar et al., 2007; Buatois & Mángano, 2011; Schwarz & Buatois, 2012). Pregled čimbenika koji bi mogli imati utjecaj na stvaranje marinskih *firmground*-a i *hardground*-a prikazan je u Rodríguez-Tovar et al. (2006), Schwarz & Buatois (2012) i Savrda (2012). Stvaranje *firmground*-a i posljedična kolonizacija *firmground* supstrata bioturbirajućim organizmima je u okolišima bogatim karbonatima uglavnom kontrolirana prestankom sedimentacije (Gruszczynski et al., 2002; Rodríguez-Tovar, 2005; Rodríguez-Tovar et al., 2006 i reference u radu), dok se utjecaj erozije uglavnom (ali ne i isključivo; Schwarz & Buatois, 2012; Savrda, 2012) povezuje sa siliciklastičnim supstratima (Rodríguez-Tovar et al., 2006).

Dva *firmground*-a (donji i gornji) istraživana na lokalitetu Šibenik (sl. 8, 22; poglavlje 5.2.) karakterizirana su homogenošću sedimenta koji je pasivno ispunio bioturbacije, kao i nepostojanjem erodiranih karbonatnih intraklasta (Schwarz & Buatois, 2012) u krovinskim naslagama dvaju *firmground*-a i u *firmground* bioturbacijama. Ove karakteristike upućuju na nepostojanje procesa ekshumacije ili marinske erozije te na fazu omisije između stvaranja *Thalassinoides* bioturbacija i taloženja krovinskih naslaga (Rodríguez-Tovar, 2005; Rodríguez-Tovar et al., 2006). To upućuje da je nastanak dvaju *firmground*-a uglavnom povezan s prestankom precipitacije i/ili taloženja kalcijevog karbonata. Kod stvaranja ovakvih omisijskih površina erozija je mogla imati vrlo malog ili nikakvog utjecaja te se takve površine smatraju manjim površinama diskontinuiteta (Bromley, 1975; Kennedy & Garrison, 1975). U nekim se slučajevima procesi brzog stvaranja *firmground*-a pripisuju početnoj marinskoj cementaciji (Rodríguez-Tovar et al., 2006 i reference u radu). Procesu pumpanja morske vode jakim strujama kroz sediment, koji bi pogodovali ranoj cementaciji sedimenta i stvaranju odgovarajuće tvrdoće (Schwarz & Buatois, 2012 i reference u radu), nisu odgovorni za nastanak *firmground*-a na lokalitetu Šibenik, budući nisu zabilježeni talozi nastali u okolišima visoke energije vode (npr. okoliši unutrašnje rampe). Iako su u literaturi poznati i drugi mehanizmi koji dovode do rane karbonatne cementacije marinskih sedimenta i

posljedičnog stvaranja *firmground*-a (Rodríguez-Tovar et al., 2006 i reference unutra; Knaust et al., 2012; Savrda, 2012), bez dodatnih istraživanja ne mogu se izvesti konačni i sigurni zaključci o genezi dvaju analiziranih *firmground*-a. Uz to nije isključena niti mogućnost da su *firmground*-i stvoreni vrlo brzo i kolonizirani organizmima koji stvaraju *Thalassinoides* ihnofosile, nakon čega je došlo do brzog zatrpavanja (Rodríguez-Tovar, 2005; Rodríguez-Tovar et al., 2006). Talozi koji se nalaze u krovini donjeg i gornjeg *firmground*-a te koji pasivno ispunjavaju *firmground* bioturbacije na lokalitetu Šibenik, su karakterizirani raznim obilježjima koji upućuju na intertajdalne/supratajdalne taložne okoliše (Tucker & Wright, 1990; Flügel, 2004), poput *black pebbles*-a, fenestralne teksture i geopetalne ispune unutarnjim sedimentom i/ili vadoznim siltom (sl. 23). To upućuje na prijelaz (oplićavanje) iz plitkih subtajdalnih okoliša (nepostojanje intertajdalnih/supratajdalnih obilježja, no prisustvo cijanobakterija i vapnenačkih zelenih algi; Flügel, 2004) ispod diskontinuiteta u intertajdalne/supratajdalne okoliše iznad diskontinuiteta. Iako se stvaranje marinskih diskontinuiteta koji su nastali tijekom razdoblja pada morske razine često pripisuje procesima ekstenzivne erozijske ekshumacije (Christ et al., 2012; Schwarz & Buatois, 2012), predloženo je da je relativan pad razine mora, na koji upućuje oplićavanje facijesa iznad dvaju *firmground*-a, uzrokovao fazu omisije (s vrlo malim ili nikakvim utjecajem erozije) i stvaranje *firmground*-a. Međutim, ovaj bi model mogao biti prepojednostavljen budući da se zna da međudjelovanje različitih čimbenika može dovesti do nastanka diskontinuiteta (Sattler et al., 2005; Rodríguez-Tovar et al., 2006; Christ et al., 2012; Schwarz & Buatois, 2012; Savrda, 2012).

Prva faza nastanka kompozitne površine na lokalitetu Šibenik (sl. 8, 22, 24, 25; poglavlje 5.2.) predstavljena je stvaranjem marinskog *firmground*-a koji je karakteriziran *Thalassinoides* bioturbacijama koje pripadaju Glossifungites ihnofacijesu. Bioturbacije su pasivno ispunjene s plitkim subtajdalnim sedimentom koji nije zabilježen u krovinskim naslagama, što upućuje na periodične stadije taloženja i erozije (Hillgärtner, 1998; Cachão et al., 2009). U literaturi se prisustvo vertikalno orijentiranih bioturbacija (Frey, 1973; Bromley, 1996) uobičajeno interpretira kao implikacija nepostojanja značajne erozije koja je mogla dovesti do stvaranja uvjeta *firmground*-a (Rodríguez-Tovar et al., 2006; Schwarz & Buatois, 2012). Određivanje točnog odnosa između vertikalnih bioturbacija i sedimenta koji ih ispunjava pomaže pri procjeni važnosti erozije ili pri prepoznavanju nekoliko mogućih faza erozije (F. J. Rodríguez-Tovar usmeno priopćenje). Ovi podaci mogu pomoći pri rekonstrukcijama fluktuacija relativne razine mora koje su mogle utjecati na istraživanu

kompozitnu površinu. Iako su uočeni pojedinačni vertikalni elementi kod trodimenzionalnog sustava *Thalassinoides* bioturbacija povezanih s kompozitnom površinom (sl. 24), kao i s dvama *firmground*-ima (sl. 23), zbog terenskih ograničenja (npr. bočna rasprostranjenost izdanaka) nema nepobitnog dokaza o postojanju vertikalnih bioturbacija. Također, pošto je prva generacija ispuna (marinski sediment) bioturbacija kod kompozitne površine naknadno djelomično dijagenetski izmijenjena rizogenim kalkretama (sl. 24, 25), primarni odnosi između bioturbacija i ispuna marinskim sedimentom su nejasni. Prema tome, precizna uloga i važnost erozije ili nekoliko erozijskih događaja za nastanak kompozitne površine utvrditi će se naknadno. Buduća istraživanja (uključujući detaljno geološko kartiranje područja) mogla bi dati odgovor na pitanje da li je tvrdoća sedimenta potrebna za nastanak *firmground*-a postignuta erozijom, moguće uzrokovano relativnim padom razine mora (Schwarz & Buatois, 2012), ili je postignuta omisijom s vrlo malim ili bez utjecaja erozije (Rodríguez-Tovar et al., 2006). Nepravilna trodimenzionalna geometrija *Thalassinoides* bioturbacija u kompozitnoj površini mogla bi upućivati na početnu litifikaciju sedimenta tijekom stvaranja bioturbacija. Međutim, buduća istraživanja će pokazati koji je točno mehanizam(izmi) (Rodríguez-Tovar et al., 2006 i reference unutra; Knaust et al., 2012; Savrda, 2012) mogao uzrokovati moguću litifikaciju. Naknadno subaersko izlaganje marinskog *firmground*-a, čiji je rezultat stvaranje kompozitne površine (razvoj rizogenih laminiranih kalkreta unutar *firmground* bioturbacija), upućuje na to da je površina modificirana tijekom naknadnog pada relativne razine mora (uzrokovano alogenim čimbenicima; Hillgärtner, 1998; Sattler et al., 2005). Ovo upućuje na to da je kompozitna površina mogla proći kroz nekoliko razdoblja transgresije i regresije (Wilson et al., 1998; Sattler et al., 2005; Cachão et al., 2009; Rameil et al., 2012), koji su mogli ukloniti dijelove podine (Hillgärtner, 1998; Sattler et al., 2005; Cachão et al., 2009; Rameil et al., 2012). Za stvaranje kompozitne površine mogle su biti odgovorne eustatske promjene razine mora (npr. Wilson et al., 1998), kao i kombinirani učinci tektonike, eustatike i/ili promjene produktivnosti (npr. Di Stefano & Mindszenty, 2000). Međutim, potrebna su dodatna istraživanja kako bi se preispitao mogući utjecaj ovih raznih procesa. Također, lokalni ili regionalni/globalni karakter ovdje opisanih diskontinuiteta koji se može implicirati na temelju njihovog bočnog pružanja (Di Stefano et al., 2002; Flügel, 2004; Sattler et al., 2005; Brlek et al., 2013; Schwarz & Buatois, 2012), kao i moguće lateralne razlike ihnološkog zapisa (Sattler et al., 2005; Schwarz & Buatois, 2012) utvrditi će se dodatnim detaljnim geološkim kartiranjem istraživanog područja. Ovdje izloženi podaci i zaključci pokazuju kako detaljna istraživanja asocijacije ihnofacijesa koji nastaju pod utjecajem

supstrata i kalkreta mogu otkriti složenost površina diskontinuiteta koje se pojavljuju u plitkomorskim karbonatnim sljedovima (Rameil et al., 2012).

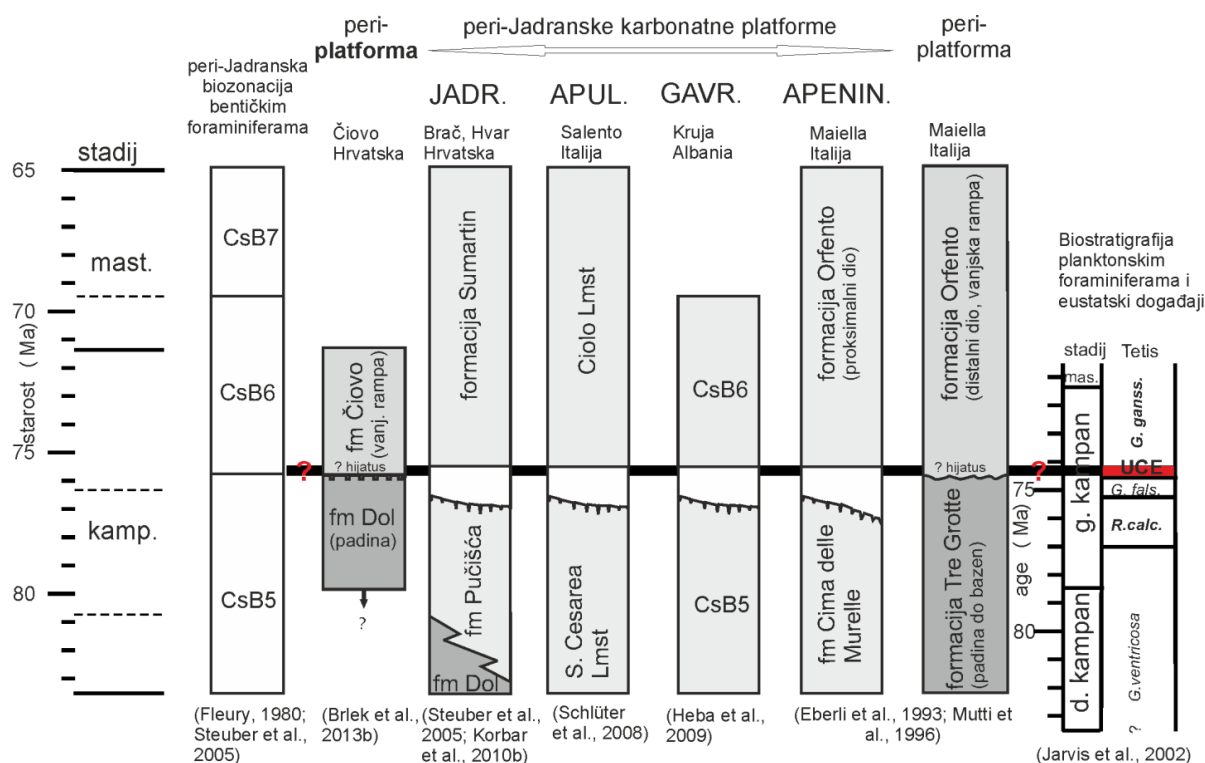
6.2.2. *Firmground*-i unutar formacija Dol i Čiovo na jugozapadnom dijelu otoka Čiovo

Slijed gornjokrednih karbonata na otoku Čiovo odražava oplićavanje iz pelagičkog padinskog taložnog okoliša karbonata formacije Dol (srednji do gornji kampan) u okoliš vanjske karbonatne rampe karbonata formacije Čiovo (gornji kampan) (sl. 11, 26; poglavlja 3.1.2. i 5.3.; Brlek et al. 2013). Ovaj prijelaz je na analiziranom stupu ČOK te na lokalitetima Rat i Movarštica (sl. 27) markiran donjim *firmground*-om (sl. 26–28), čije bočno prostiranje veće od 5 km (sl. 27) ukazuje na njegovu regionalnu važnost (Di Stefano et al., 2002; Flügel, 2004; Christ et al., 2012; Schwarz & Buatois, 2012). Paleookolišne, stratigrafske i interpretacije varijacija taložnog bazena (Sattler et al., 2005; Christ et al., 2012; Schwarz & Buatois, 2012), na koje bi mogle upućivati moguće bočne razlike ihnologskog zapisa donjeg diskontinuiteta (FG-1), tj. *firmground* zabilježen na lokalitetima ČOK i Rat, te mogući *hardground* zabilježen na lokalitetu Movarštica (sl. 26, 28), kao i bočne razlike u razvoju *firmground*-a unutar formacije Čiovo (razvoj jednog ili nekoliko dodatnih *firmground*-a koji se nalaze stratigrafski iznad FG-2), zahtijevaju daljnja ihnologska, sedimentološka i stratigrafska istraživanja.

Glavni događaj pada razine mora u razdoblju kasnog kampana (“gornjokampanski događaj” – *the Upper Campanian Event*, UCE – *sensu* Jarvis et al., 2002), koji se vjerojatno dogodio istovremeno na području sjeverne Europe (npr. Engleska i Francuska) i sjeverne Afrike (npr. Egipat, SZ i SI Tunis), upućuje na dominaciju eustatike u odnosu na tektoniku kao uzrok tog pada razine mora (Lüning et al., 1998; Jarvis et al., 2002; Bey et al., 2012). UCE je zabilježen na početku planktonske foraminiferske zone *Gansserina gansseri* (iznad zone *Radotruncana calcarata*) te predstavlja glavni pad razine mora koji je naknadno praćen transgresijom. Stvaranje regionalne (bočno prostiranje veće od 3 km) subaerske površine diskontinuiteta između formacija Pučišća (srednji kampan) i Sumartin (gornji kampan–mastiht) zabilježene na otoku Braču (Gušić & Jelaska, 1990; Steuber et al., 2005), kao i na Apulijskoj karbonatnoj platformi (Italija; Schlüter et al., 2008), te na Kruja platformi (Albanija; Heba et al., 2009), navedeni autori su interpretirali kao odraz UCE-a. UCE je, pomoću stratigrafije stroncijevim izotopima i biostratigrafije (granica CsB5 i CsB6 biozone; sl. 39), regionalno (Eberli et al., 1993; Mutti et al., 1996 za Maiella karbonatnu platformu) zabilježen između 77–75 Ma. Globalno je također zabilježeno i još nekoliko glavnih

eustatskih padova razine mora tijekom razdoblja kasnog kampana i ranog mastrihta (Steuber & Schlüter, 2012 i reference unutra).

UCE, koji predstavlja globalno i regionalno zabilježen eustatski pad razine mora, mogao bi biti uzrokom promjena taložnih okoliša i stvaranja donjeg *firmground*-a od regionalne važnosti u slijedu Čiovo. Dakle, donji *firmground* (FG-1), koji markira granicu između formacija Dol i Čiovo, vjerojatno je nastao kao posljedica pada razine mora (diskusija o mehanizmima nastanka *firmground*-a u karbonatnim sekvencama prikazana je u poglavlju 6.2.1.). Moguća korelacija donjeg *firmground*-a zabilježenog u slijedu Čiovo s regionalno zabilježenim UCE na otoku Braču i na Apulijskoj karbonatnoj platformi (sl. 39), upućuje na bočni prijelaz iz marinskog *firmground*-a, razvijenog na prijelazu iz padinskog taložnog okoliša (formacija Dol) u okoliš vanjske karbonatne rampe (formacija Čiovo), u površinu subaerskog izlaganja razvijenu na karbonatnoj platformi (otok Brač, Apulijska platforma). Po toj bi se hipotezi UCE mogao korelirati između središnjih-južnih karbonatnih platformi na području Tetisa, šelfova i njihovih rubova (sl. 39). Međutim, zbog nepotpunih biostratigrafskih, mineraloških i kemostratigrafskih (npr. stratigrafija ugljikovim izotopima; Glumac & Spivak-Birndorf, 2002) podataka iz slijeda Čiovo (Brlek et al., 2013), kao i zbog neusklađenosti u korelaciji biostratigrafskih i kemostratigrafskih podataka (diskusija u Jarvis et al., 2002; Wagreich et al., 2012; Steuber & Schlüter, 2012), potrebna su dodatna istraživanja kako bi se sa sigurnošću moglo reći može li se ili ne stvaranje regionalno važnog donjeg *firmground*-a (kao i ostalih *firmground*-a zabilježenih u slijedu Čiovo) korelirati s nekim od nekoliko zabilježenih glavnih promjena razine mora tijekom razdoblja od srednjeg kampana do mlađeg mastrihta. Također, zna se da i drugi procesi osim (ili u kombinaciji sa) eustatskih promjena razine mora mogu uzrokovati stvaranje površina diskontinuiteta (npr. regionalna tektonika i/ili promjena produktivnosti, Di Stefano & Mindszenty, 2000; Schwarz & Buatois, 2012).



Slika 39 Regionalna korelacija platformnih do peri-platformnih sljedova kampanske do mastrihtske starosti, sa naglaskom na glavne granice između formacija koje bi mogle biti povezane i istovremene sa “gornjokampanskim događajem” – *the Upper Campanian Event*, UCE – *sensu* Jarvis et al., 2002) (diskusija o stratigrafskim nesigurnostima u testu i u Brlek et al., 2013). Vremenska raspodjela s lijeva je prema Obradovich (1993; 70–98.5 Ma) i Cande & Kent (1995; 70–65 Ma); podstadijske granice u kampanu i mastrihtu (crtkane linije) su prema Gradstein et al. (1994). Vremenska raspodjela s desna je prema Gradstein et al. (1995). Biostratigrafska raspodjela bazirana na planktonskim foraminiferama s desna (*sensu* Jarvis et al., 2002) razlikuje se od podataka iz Premoli Silva & Verga (2004).

7. ZAKLJUČAK

(1) Unutar gornjokrednih do paleogenskih karbonatnih naslaga na području središnje Dalmacije (južni dio Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme, ADCP) te u donjojurskim naslagama na području jugozapadne Slovenije, zabilježeno je nekoliko vrsta površina diskontinuiteta, uključujući subaerske površine izlaganja, marinske omisijske površine te kompozitne površine, koje su karakterizirane dobro razvijenim i indikativnim ihnološkim, sedimentološkim, pedo(dija)genetskim, mineraloškim i izotopnim karakteristikama.

(2) Regionalni kredno–paleogeni (K–Pg) subaerski nekonformitet, zabilježen u istraživanim formacijama Gornji Humac (konijak–santon; lokalitet Šibenik), Čiovo (gornji kampan; jugozapadni dio otoka Čiovo) te Sumartin (mastriht–paleocen; zapadni dio otoka Hvara) na području središnje Dalmacije, karakteriziran je biogenim (*beta* mikrostrukturnim) kalkretama s rizolitima, uključujući *in situ Microcodium* agregate i tubule korijenja s razvijenom alveolarno-septalnom građom, laminiranim kalkretama i pizoidima (dijelom nastalim kalkretizacijom boksitnih naslaga), kao i tipičnim paleokrškim obilježjima (uključujući *in situ* i resedimentirane speleoteme).

(3) Faza regionalnog subaerskog izlaganja tijekom kasne krede do paleogena, koja je različito trajala na različitim dijelovima Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme, uzrokovana je vrlo intenzivnim kasnokrednim sin-sedimentacijskim tektonskim zbivanjima koji su povezani s kolizijom Jadranske i Euroazijske ploče, što se također očituje i u diferenciranim taložnim okolišima na području ADCP-a tijekom ovog razdoblja. Kredno–paleogeni hijatus interpretiran je kao posljedica dijakronog i različitog izdizanja različitih dijelova platforme(i) kao odgovor na dijakroni *forebulging* u fronti približavajućeg dinaridskog orogena.

(4) Unutar formacije Gornji Humac (konijak–santon; peritajdalni vapnenci taloženi u unutrašnjosti platforme) na lokalitetu Šibenik zabilježeno je nekoliko površina diskontinuiteta, uključujući marinske *firmground*-e i kompozitnu površinu. Dok *Thalassinoides* ihnorod (vjerojatno *T. paradoxicus*) koji pripada Glossifungites ihnofacijesu karakterizira stadij marinskog *firmground*-a u oba tipa zabilježenih diskontinuiteta, unutar bioturbacija kompozitne površine je naknadno došlo do razvoja rizogenih laminiranih

kalkreta, što upućuje na to da je ova površina prošla kroz naknadni stadij subaerskog izlaganja.

(5) Na temelju asocijacije facijesa ispod i iznad dva *firmground*-a zabilježena na lokalitetu Šibenik, ove su površine diskontinuiteta mogle nastati kao posljedica pada relativne razine mora koji je uzrokovao period omisije. S druge strane, različite vrste ihnofosila (*firmground Thalassinoides* bioturbacije i rizogene laminirane kalkrete) koji su zabilježeni u kompozitnoj površini upućuju na to da je ova površina prošla kroz nekoliko perioda regresije i transgresije.

(6) Unutar formacije Dol (srednji do gornji kampan; padinski taložni okoliši) i nove litostratigrafske jedinice Čiovo (gornji kampan; taložni okoliš vanjske rampe) na jugozapadnom dijelu otoka Čiovo zabilježeno je nekoliko marinskih *firmground*-a, koji su karakterizirani *Thalassinoides* bioturbacijama koje pripadaju Glossifungites ihnofacijesu, te sa fosfatnom mineralizacijom. Bočno prostiranje donjeg *firmground*-a koji markira granicu između podinske formacije Dol i krovinske formacije Čiovo veće je od 5 km, što upućuje na regionalnu važnost ovog diskontinuiteta.

(7) Do naglog oplićavanja taložnih okoliša istraživanog područja Čiovo na granici između formacija Dol i Čiovo, te do nastanka donjeg *firmground*-a, moglo je doći zbog “gornjokampanskog događaja” (UCE) koji predstavlja globalni eustatski pad razine mora, koji je također zabilježen i regionalno na južnom dijelu Jadransko-Dinaridske karbonatne platforme (npr. otok Brač).

(8) Unutar donjojurskih dubljevodnih kondenziranih vapnenaca na području Trnovskog Gozda (lokalitet Kovk, jugozapadna Slovenija) (moguće povezanih sa maksimumom transgresije tijekom ranog toarcija) zabilježen je *firmground* karakteriziran *Thalassinoides* bioturbacijama koje pripadaju Glossifungites ihnofacijesu. Bioklasti bodljikaša i intraklasti madstona, koji predstavljaju komponentu krovinskih bioklastično-intraklastičnih pekstona do grejnstona koji ispunjavanju bioturbacije, zahvaćeni su procesom glaukonitizacije. Glaukonitični minerali, čija je mineralogija dokazana rendgenskom difrakcijom na prahu i koji predstavljaju dodatan dokaz marinske omisije, mogu biti karakterizirani i zrnastim habitusom, bez mogućnosti prepoznavanja porijekla primarnog supstrata.

(9) Negativne vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ (i u manjoj mjeri $\delta^{18}\text{O}$) biogenih kalkreta, koje markiraju regionalni kredno–paleogenski (K–Pg) subaerski nekonformitet na tri analizirana lokaliteta na području središnje Dalmacije (formacija Gornji Humac na lokalitetu Šibenik i formacija Čiovo na jugozapadnom dijelu otoka Čiovo) i istočne Istre (gornjokredni vapnenci na području Labin-Koromačno), značajno se razlikuju od vrijednosti stabilnih izotopa ugljika marinskih vapnenaca domaćina te upućuju na procese zamjene ugljikovih izotopa primarnog CaCO_3 sa CO_2 koji je nastao respiracijom korijenja i razgradnjom organske tvari u tlu. Postupno povećavanje $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti vapnenaca s povećavanjem dubine ispod površine subaerskog izlaganja (mogući obrazac “obrnutog J”) na lokalitetu Šibenik također upućuje na subaersko izlaganje ovih gornjokrednih sljedova.

(10) Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ (sa rasponom od -13,1‰ do -8,2‰ VPDB) i $\delta^{18}\text{O}$ (sa rasponom od -10,1‰ do -6,1‰ VPDB) svih vrsta K–Pg kalkreta koje su analizirane u ovom radu su u rasponu vrijednosti kalkreta zabilježenih u literaturi, te su također u rasponu vrijednosti kalkreta koje su zabilježene u recentnim i pleistocenskim subaerski izloženim karbonatnim profilima.

(11) Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ svih vrsta K–Pg kalkreta, a posebice drugog tipa biogenih kalkreta sa tipičnim *Microcodium* agregatima zabilježenih na lokalitetu Šibenik ($\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti od -13,1‰ do -12,3‰ VPDB), su vrlo blizu ili su na granici donjih apsolutnih vrijednosti pedogenih karbonata koji nastaju u izotopnoj ravnoteži s CO_2 iz tla (-13‰ do -12‰ PDB). Ove se vrijednosti očekuju za autigene pedogene karbonate koji su nastali pod isključivim utjecajem C_3 zajednice biljaka te bez očitog unosa izotopno težeg ugljika porijeklom iz primarnih karbonata ili iz atmosferskog CO_2 . Iako tako niske $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti kalkreta podržavaju interpretaciju da su *Microcodium* agregati precipitirani pod izravnom biološkom kontrolom unutar tla, otkrivanje preciznih i točnih mehanizama nastanka *Microcodium* agregata (npr. rizogeni model ili stvaranje pod utjecajem metaboličke aktivnosti mikroba u rizosferi) kao i definiranje njihovog utjecaja na vrijednosti stabilnih izotopa autigenih pedogenih karbonata zahtijeva daljnja istraživanja.

(12) Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ (od -4,4‰ do -3,6‰ VPDB) rizogenih kalkreta, koje su nastale unutar *firmground Thalassinoides* bioturbacija koji karakteriziraju kompozitnu površinu unutar formacije Gornji Humac na lokalitetu Šibenik, negativniji su od $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti marinskih

vapnenaca domaćina te potvrđuju da je kompozitna površina prošla kroz fazu meteorske pedo(dija)geneze. No, vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ kalkreta pozitivnije su od vrijednosti koje se očekuju za pedogene karbonate koji su nastali pod prevladavajućim utjecajem C_3 zajednice biljaka, što upućuje na to da ovdje zabilježene vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ odražavaju kontaminaciju s asociranim marinskim karbonatom.

(13) Sekundarni karbonati u tlima nastaju u izotopnoj ravnoteži s CO_2 u tlu, koji nastaje uglavnom respiracijom korijenja i mikrobijskim raspadom organske tvari u tlu. Potencijalna buduća istraživanja vrijednosti stabilnih izotopa ugljika ($\delta^{13}\text{C}$) i apsolutno datiranje metodom C-14 pedogenih karbonata (prvenstveno rizoliti i kalcificirane stanice korijenja) i asocirane organske tvari (npr. lipida), koje nalazimo u raznim vrstama kvartarnih naslaga na području Hrvatske (npr. sljedovi les-paleotlo u Istri, Kvarneru i u istočnoj Hrvatskoj), mogli bi pridonijeti boljem razumijevanju i nadogradnji paleookolišnih interpretacija u razdoblju kvartara.

(14) Iznološke, sedimentološke, pedo(dija)genetske, mineraloške te izotopne značajke površina diskontinuiteta analiziranih u ovom radu, kao i njihove stratigrafske implikacije, mogu se koristiti pri identifikaciji, karakterizaciji i interpretaciji diskontinuiteta prisutnih u karbonatnim naslagama različite starosti.

8. POPIS LITERATURE

1. Allan JR, Matthews RK (1982) Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology* 29, 797–817
2. Alonso-Zarza AM (1999) Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain. *Sedimentary Geology* 126, 177–191
3. Alonso-Zarza AM (2003) Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth Science Reviews* 60, 261–298
4. Alonso-Zarza AM, Arenas A (2004) Cenozoic calcretes from the Teruel Graben, Spain: microstructure, stable isotope geochemistry and environmental significance. *Sedimentary Geology* 167, 91–108
5. Alonso-Zarza AM, Jones B (2007) Root calcrete formation on Quaternary karstic surfaces of Grand Cayman. *Geologica Acta* 5, 77–88
6. Alonso-Zarza AM, Tanner LH (ur.) (2010a) Carbonates in continental settings: Facies, environments and processes. *Developments in Sedimentology* 61, 378 str
7. Alonso-Zarza AM, Tanner LH (ur.) (2010b) Carbonates in continental settings: Geochemistry, diagenesis and applications. *Developments in Sedimentology* 62, 319 str
8. Alonso-Zarza AM, Wright VP (2010) Calcretes. U: Alonso-Zarza AM, Tanner LH (ur.) Carbonates in continental settings: Facies, environments and processes. *Developments in Sedimentology* 61, 225–269
9. Alonso-Zarza AM, Sanz ME, Calvo JP, Estévez P (1998) Calcified root cells in Miocene pedogenic carbonates of the Madrid Basin: evidence for the origin of *Microcodium* b. *Sedimentary Geology* 116, 81–97
10. Amorosi A (1997) Detecting compositional, spatial and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology* 109, 135–153
11. Amorosi A (2012) The occurrence of glaucony in the stratigraphic record: distribution patterns and sequence stratigraphic significance. *IAS Special Publications* 45, 37–54
12. Amorosi A, Sammartino I, Tateo F (2007) Evolution patterns of glaucony maturity: A mineralogical and geochemical approach. *Deep-Sea Research II* 54, 1364–1374
13. Amundson R, Wang Y, Chadwick OA, Trumbore SE, McFadden L, McDonald E, Wells S, DeNiro M (1994) Factors and processes governing the ^{14}C content of carbonate in desert soils. *Earth and Planetary Science Letters* 125, 385–405

14. Amundson R, Stern L, Baisden T, Wang Y (1998) The isotope composition of soil and soil-respired CO₂. *Geoderma* 82, 83–114
15. Antoine P, Rousseau D-D, Moine O, Kunesch S, Hatté C, Lang A, Tissoux H, Zöller L (2009) Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. *Quaternary Science Reviews* 28, 2955–2973
16. Armenteros I (2010) Diagenesis of carbonates in continental settings. U: Alonso-Zarza AM, Tanner LH (ur.) *Carbonates in continental settings: Geochemistry, diagenesis and applications. Developments in Sedimentology* 62, 61–151
17. Arning ET, Lückge A, Breuer C, Gussone N, Birgel D, Peckmann J (2009) Genesis of phosphorite crusts off Peru. *Marine Geology* 262, 68–81
18. Babić Lj, Zupanič J (2000) Borings in mobile clasts from Eocene conglomerates of northern Dalmatia (coastal Dinarides, Croatia). *Facies* 42, 51–58
19. Babić Lj, Zupanič J (2012) Laterally variable development of a basin-wide transgressive unit of the North Dalmatian foreland basin (Eocene, Dinarides, Croatia). *Geologia Croatica* 65, 1–27
20. Bajnóczi B, Kovács-Kis V (2006) Origin of pedogenic needle-fiber calcite revealed by micromorphology and stable isotope composition—a case study of a Quaternary paleosol from Hungary. *Chemie der Erde—Geochemistry* 66, 203–212
21. Bardossy G (1982) Karst bauxites, bauxite deposits on carbonate rocks. *Developments in Economic Geology* 14, 1–441
22. Barić Lj, Tajder M (1967) *Mikrofiziografija petrogenih minerala. Školska knjiga, Zagreb, 235 str*
23. Barta G (2011) Secondary carbonates in loess-paleosol sequences: a general review. *Central European Journal of Geosciences* 3, 129–146
24. Barta G (2014) Paleoenvironmental reconstruction based on the morphology and distribution of secondary carbonates of the loess-paleosol sequence at Sütto, Hungary. *Quaternary International* 319, 64–75
25. Becze-Deák J, Langohr R, Verrecchia EP (1997) Small scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. *Geoderma* 76, 221–252
26. Bermanec V (1999) *Sistematska mineralogija-mineralogija nesilikata. Targa, Zagreb, 264 str*

27. Berndmeyer C, Birgel D, Brunner B, Wehrmann LM, Jöns N, Bach W, Arning ET, Föllmi K, Peckmann J (2012) The influence of bacterial activity on phosphorite formation in the Miocene Monterey Formation, California. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 317–318, 171–181
28. Bey S, Kuss J, Premoli Silva I, Negra MH, Gardin S (2012) Fault-controlled stratigraphy of the Late Cretaceous Abiod Formation at Ain Medheker (Northeast Tunisia). *Cretaceous Research* 34, 10–25
29. Blockley SPE et al. (2012) Synchronization of palaeoenvironmental records over the last 60,000 years, and an extended INTIMATE1 event stratigraphy to 48,000 b2k. *Quaternary Science Reviews* 36, 2–10
30. Borović I, Marinčić S, Majcen Ž, Rafaeli P, Mamužić P (1975) Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, List Vis (Jabuka, Svetac, Biševo) K33–33 (31, 32, 45). Institut za geološka istraživanja, Zagreb (1967–1968), Savezni geološki zavod, Beograd
31. Bradley RS (1999) *Paleoclimatology – Reconstructing climates of the Quaternary*, 2. izdanje. International Geophysics Series 68, 614 str
32. Bravi S, Carannante G, Masucci F, Pomoni-Papaioannou F, Simone L (2008) Dry and warm climatic conditions witnessed by sabkha-related evaporitic cycles in the “Middle Cretaceous” limestone of the Southern Appennines. *GEOSED 2008, Bari, 21/09/08, Abstracts*
33. Brlek M, Glumac B (2014) Stable isotopic ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) signatures of biogenic calcretes marking discontinuity surfaces: a case study from Upper Cretaceous carbonates of central Dalmatia and eastern Istria, Croatia. *Facies* 60, 773–788
34. Brlek M, Korbar T, Cvetko Tešović B, Glumac B, Fuček L (2013) Stratigraphic framework, discontinuity surfaces and regional significance of Campanian slope to ramp carbonates from central Dalmatia, Croatia. *Facies* 59, 779–801
35. Brlek M, Korbar T, Košir A, Glumac B, Grizelj A, Otoničar B (2014) Discontinuity surfaces in Upper Cretaceous to Paleogene carbonates of central Dalmatia (Croatia): Glossifungites ichnofacies, biogenic calcretes and stratigraphic implications. *Facies* 60, 467–487
36. Bromley RG (1967) Some observations on burrows of thalassinidean Crustacea in chalk hardgrounds. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London* 123, 157–182
37. Bromley RG (1975) Trace fossils at omission surfaces. U: Frey RW (ur.) *The study of trace fossils*. Springer, Berlin Heidelberg New York, 399–428

38. Bromley (1994) The palaeoecology of bioerosion. U: Donovan SK (ur.) The palaeoecology of trace fossils. John Wiley & Sons, Chichester, 134–154
39. Bromley RG (1996) Trace fossils – Biology, taphonomy and applications, 2. izdanje. Chapman & Hall, London, 361 str
40. Buatois L, Mángano M (2011) Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time. Cambridge University Press, Cambridge, 358 str
41. Burns SJ, Rossinsky V (1989) Late Pleistocene mixing zone dolomitization, southern Barbados, West Indies. *Sedimentology* 36, 1135–1142
42. Buser S (1968) Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, List Gorica. Savezni geološki zavod, Beograd
43. Buser S (1987) Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, List Tolmin in Videm. Savezni geološki zavod, Beograd
44. Cachão M, da Silva CM, Santos A, Domènech R, Martinell J, Mayoral E (2009) The bioeroded megasurface of Oura (Algarve, south Portugal): implications for the Neogene stratigraphy and tectonic evolution of southwest Iberia. *Facies* 55, 213–225
45. Cande SC, Kent DV (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 100, 6093–6095
46. Candy I, Black S, Sellwood BW (2004) Quantifying time scales of pedogenic calcrete formation using U-series disequilibria. *Sedimentary Geology* 170, 177–187
47. Carannante G, Ruberti D, Sirna M (2000) Upper Cretaceous ramp limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): micro- and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences. *Sedimentary Geology* 132, 89–123
48. Cerling TE (1984) The stable isotopic composition of modern soil carbonates and its relationship to climate. *Earth and Planetary Science Letters* 71, 229–240
49. Cerling TE (1999) Stable carbon isotopes in paleosol carbonates. U: Thiry M, Simon-Coinçon R (ur.) Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits. *Special Publications of the International Association of Sedimentologists* 27, 43–60
50. Cerling TE, Quade J (1993) Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. U: Swart PK, Lohmann KC, McKenzie JA, Savin S (ur.) Climatic change in continental isotopic records. *Geophysical Monograph of American Geophysical Union* 78, 217–231
51. Choquette PW, James NP (1988) Introduction. U: James NP, Choquette PW (ur.) *Paleokarst*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 1–21

52. Christ N (2012) Multi-scale and multi-proxy characterization of discontinuity surfaces in neritic carbonate platform settings. Dissertation, Ruhr University, 244 str
53. Christ N, Immenhauser A, Amour F, Mutti M, Tomas S, Agar SM, Alway R, Kabiri L (2012) Characterization and interpretation of discontinuity surfaces in a Jurassic ramp setting (High Atlas, Morocco). *Sedimentology* 59, 249–290
54. Clari PA, Della Pierre F, Martire L (1995) Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples. *Sedimentary Geology* 100, 97–121
55. Cramer MD, Hawkins HJ (2009) A physiological mechanism for the formation of root casts. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 274, 125–133
56. Cvetko Tešović B, Gušić I, Jelaska V, Bucković D (2001) Stratigraphy and microfacies of the Upper Cretaceous Pučišća Formation, Island of Brač, Croatia. *Cretaceous Research* 22, 591–613
57. Črne AE, Goričan S (2008) The Dinaric Carbonate Platform margin in the Early Jurassic: a comparison between successions in Slovenia and Montenegro. *Bollettino della Societa Geologica Italiana* 127, 389–405
58. Čosović V, Drobne K, Moro A (2004) Paleoenvironmental model for Eocene foraminiferal limestones of the Adriatic carbonate platform (Istrian Peninsula). *Facies* 50, 61–75
59. Čosović V, Premec Fuček V, Gušić I, Jelaska V, Moro A (2006) The age of the Tilovica breccias in Central Dalmatia, Croatia. *Micropaleontology* 52, 281–286
60. Čosović V, Drobne K, Ogorelec B, Moro A, Koić M, Šoštarko I, Tarlao A, Tunis G (2008) *Decastronema barattoloi* (De Castro), characteristic fossil of the Palaeocene and the Eocene peritidal sediments from the Adriatic carbonate platform. *Geologia Croatica* 61, 321–332
61. D'Argenio B, Mindszenty A (1995) Bauxites and related paleokarst: tectonic and climatic event markers at regional unconformities. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 88, 453–499
62. Deines P (1980) The isotopic composition of reduced organic compounds. U: Fritz P, Fontes JC (ur.) *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 329–406

63. Deocampo DM (2010) The geochemistry of continental carbonates. U: Alonso-Zarza AM, Tanner LH (ur.) Carbonates in continental settings: Geochemistry, diagenesis and applications. *Developments in Sedimentology* 62, 1–59
64. Derkowski A, Środoń J, Franus W, Uhlík P, Banaś M, Zieliński G, Čaplovičová M, Franus M (2009) Partial dissolution of glauconitic samples: implications for the methodology of K-Ar and Rb-Sr dating. *Clays and Clay Minerals* 57, 531–554
65. Deutz P, Montanez IP, Monger HC (2002) Morphology and stable and radiogenic isotope composition of pedogenic carbonates in late Quaternary relict soils, New Mexico, U.S.A.: an intergrated record of pedogenic overprinting. *Journal of Sedimentary Research* 72, 809–822
66. Di Stefano P, Mindszenty A (2000) Fe–Mn-encrusted “Kamenitza“ and associated features in the Jurassic of Monte Kumeta (Sicily): subaerial and/or submarine dissolution? *Sedimentary Geology* 132, 37–68
67. Di Stefano P, Galácz A, Mallarino G, Mindszenty A, Vörös A (2002) Birth and early evolution of a Jurassic escarpment: Monte Kumeta Western Sicily. *Facies* 46, 273–298
68. Dunham RJ (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG Memoirs* 1, 108–121
69. Durand N, Gunnell Y, Curmi P, Ahmad SM (2006) Pathways of calcrete development on weathered silicate rocks in Tamil Nadu, India: mineralogy, geochemistry and paleoenvironmental implications. *Sedimentary Geology* 192, 1–18
70. Durand N, Monger HC, Canti MG (2010) Calcium carbonate features. U: Stoops G, Marcelino V, Mees F (ur.) Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Elsevier, Amsterdam, 149–194
71. Durn G, Ottner F, Slovenec D (1999) Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia. *Geoderma* 91, 125–150
72. Durn G, Ottner F, Tišljár J, Mindszenty A, Barudžija U (2003) Regional subaerial unconformities in shallow-marine carbonate sequences of Istria: Sedimentology, mineralogy, geochemistry and micromorphology of associated bauxites, paleosols and pedo-sedimentary complexes. U: Vlahović I, Tišljár J (ur.) Field Trip Guidebook, 22nd IAS Meeting of Sedimentology. Opatija, 209–251
73. Eberli GP (2013) The uncertainties involved in extracting amplitude and frequency of orbitally driven sea-level fluctuations from shallow-water carbonate cycles. *Sedimentology* 60, 64–84

74. Eberli GP, Bernoulli D, Sanders D, Vecsei A (1993) From aggradation to progradation: the Maiella platform (Abruzzi, Italy). U: Simo AJ, Scott R, Masse JP (ur.) *Cretaceous Carbonate Platforms*. AAPG Memoirs 56, 213–232
75. Ehrenberg K (1944) Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit aus dem Miozän von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. *Paläontologische Zeitschrift* 23, 345–359
76. Ekdale AA (1992) Muckraking and mudslinging: the joys of deposit-feeding. U: Maples CG, West RR (ur.) *Trace fossils*. Paleontological Society, Short Courses in Paleontology 5, 145–171
77. Ekdale AA, Bromley RG (1984) Sedimentology and ichnology of the Cretaceous–Tertiary boundary in Denmark: implications for the causes of the terminal Cretaceous extinction. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 681–703
78. Ekdale AA, Bromley RG, Pemberton GS (1984) Ichnology: the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. *SEPM Short Course*, 317 str
79. Embry AF, Klovan JE (1971) A late Devonian reef on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 19, 730–781
80. Esteban M, Klappa CF (1983) Subaerial exposure environments. U: Scholle PA, Bebout DG, Moore CH (ur.) *Carbonate depositional environments*. AAPG Memoirs 33, 1–96
81. Faure G, Mensing TM (2004) *Isotopes: principles and applications*, 3. izdanje. John Wiley & Sons, New Jersey, 897 str
82. Fedoroff N, Courty M-A (2013) Revisiting the genesis of red Mediterranean soils. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22, 359–375
83. Fleury JJ (1980) Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Peloponnèse du Nord). Évolution d'une plateforme et d'un bassin dans leur cadre alpin. *Publ Soc Géol Nord* 4, 651 str
84. Flügel E (2004) *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin Heidelberg New York, 976 str
85. Föllmi KB (1996) The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth Science Reviews* 40, 55–124
86. Frey RW (1973) Concepts in the study of biogenic sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Petrology* 43, 6–19

87. Freytet P, Plaziat JC (1982) Continental carbonate sedimentation and pedogenesis—Late Cretaceous and early Tertiary of southern France. Stuttgart, Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Contributions to Sedimentology 12, 213 str
88. Fürsich FT (1979) Genesis, environments, and ecology of Jurassic hardgrounds. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen 158, 1–63
89. Galović L, Frechen M, Halamić J, Durn G, Romić M (2009) Loess chronostratigraphy in Eastern Croatia—A luminescence dating approach. Quaternary International 198, 85–97
90. GKRH (2009) Geološka karta Republike Hrvatske (Geological Map of the Republic of Croatia) M 1:300.000. Hrvatski geološki institut (Croatian Geological Survey), Zagreb, 1 list
91. Glumac B, Spivak-Birndorf ML (2002) Stable isotopes of carbon as an invaluable stratigraphic tool: An example from the Cambrian of the northern Appalachians, USA. Geology 30, 563–566
92. Gocke M (2010) Pedogenic carbonates in loess – formation rates, formation conditions and source apportionment assessed by isotopes and molecular proxies. Dissertation, University of Bayreuth, 179 str
93. Gocke M, Kuzyakov Y (2011) Effect of temperature and rhizosphere processes on pedogenic carbonate recrystallization: Relevance for paleoenvironmental applications. Geoderma 166, 57–65
94. Gocke M, Kuzyakov Y, Wiesenberg GLB (2010a) Rhizoliths in loess – evidence for post-sedimentary incorporation of root-derived organic matter in terrestrial sediments as assessed from molecular proxies. Organic Geochemistry 41, 1198–1206
95. Gocke M, Pustovoytov K, Kuzyakov Y (2010b) Effect of CO₂ concentration on the initial recrystallization rate of pedogenic carbonate – Revealed by ¹⁴C and ¹³C labelling. Geoderma 155, 351–358
96. Gocke M, Pustovoytov K, Kühn P, Wiesenberg GLB, Löscher M, Kuzyakov Y (2011a) Carbonate rhizoliths in loess and their implications for paleoenvironmental reconstruction revealed by isotopic composition: δ¹³C, ¹⁴C. Chemical Geology 283, 251–260
97. Gocke M, Pustovoytov K, Kuzyakov Y (2011b) Carbonate recrystallization in root-free soil and rhizosphere of *Triticum aestivum* and *Lolium perenne* estimated by ¹⁴C labeling. Biogeochemistry 103, 209–222

98. Gocke M, Pustovoytov K, Kühn P, Wiesenberg GLB, Löscher M, Kuzyakov Y (2012a) Erratum to “Carbonate rhizoliths in loess and their implications for paleoenvironmental reconstruction revealed by isotopic composition: $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C ” [Chemical Geology 283 (2011) 251–260]. Chemical Geology 291, 294–295
99. Gocke M, Pustovoytov K, Kuzyakov Y (2012b) Pedogenic carbonate formation: Recrystallization versus migration—Process rates and periods assessed by ^{14}C labeling. Global Biogeochemical Cycles 26, doi:10.1029/2010GB003871
100. Gocke M, Kuzyakov Y, Wiesenberg GLB (2013) Differentiation of plant derived organic matter in soil, loess and rhizoliths based on *n*-alkane molecular proxies. Biogeochemistry 112, 23–40
101. Gocke M, Gulyás S, Hambach U, Jovanović M, Kovács G, Marković SB, Wiesenberg GLB (2014) Biopores and root features as new tools for improving paleoecological understanding of terrestrial sediment-paleosol sequences. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 394, 42–58
102. Gradstein FM, Agterberg FP, Ogg JG, Hardenbol J, van Veen P, Thierry J, Huang Z (1994) A Mesozoic time scale. Journal of Geophysical Research 99, 24051–24074
103. Gradstein FM, Agterberg FP, Ogg JG, Hardenbol J, Van Veen P, Thierry J, Huang Z (1995) A Triassic, Jurassic and Cretaceous Time Scale. U: Berggren WA, Kent DV, Aubry M-P, Hardenbol J (ur.) Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Special Publications 54, 95–126
104. Gruszczynski M, Coleman ML, Marcinowski R, Walaszczyk I, Iasscs MCP (2002) Palaeoenvironmental conditions of hardground formation in the Late Turonian–Coniacian of Mangyshlak Mountains, western Kazakhstan. Acta Geologica Polonica 52, 423–435
105. Gušić I, Jelaska V (1990) Upper Cretaceous stratigraphy of the Island of Brač within the geodynamic evolution of the Adriatic carbonate platform. Djela Jugoslavenske akademije znanosti i umjetnosti 69, 1–160
106. Hayes JM (2002) Practice and principles of isotopic measurements in organic geochemistry. Autorsko djelo, 25 str
107. Heba G, Prichonnet G, El Albani A (2009) Meteoric diagenesis of Upper Cretaceous and Paleocene–Eocene shallow-water carbonates in the Kruja Platform (Albania): geochemical evidence. Geologica Carpathica 60, 165–179

108. Heim A (1924) Über submarine Denudation and chemische Sedimente. *Geologische Rundschau* 15, 1–47
109. Heim A (1934) Stratigraphische Kondensation. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 27, 372–383
110. Hillgärtner H (1998) Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). *Journal of Sedimentary Research* 68, 1093–1108
111. Hoefs J (2009) *Stable isotope geochemistry*, 6. izdanje. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 285 str
112. Horvatinčić N, Krajcar Bronić I, Obelić B (2003) Differences in the ^{14}C age, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of Holocene tufa and speleothem in the Dinaric Karst. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 193, 139–157
113. Horvatinčić N, Barešić J, Babinka S, Obelić B, Krajcar Bronić I, Vreča P, Suckow A (2008) Towards a deeper understanding of how carbonate isotopes (^{14}C , ^{13}C , ^{18}O) reflect environmental changes: a study with recent ^{210}Pb -dated sediments of the Plitvice Lakes, Croatia. *Radiocarbon* 50, 233–253
114. Immenhauser A, Rameil N (2011) Interpretation of ancient epikarst features in carbonate successions – A note of caution. *Sedimentary Geology* 239, 1–9
115. Jackson ML (1956) *Soil chemical analysis – Advanced course*. Medison. Wisconsin, Published by the author, 894 str
116. Jackson JA (1997) *Glossary of geology*, 4. izdanje. American Geological Institute, 769 str
117. Jaillard B, Guyon A, Maurin AF (1991) Structure and composition of calcified roots, and their identification in calcareous soils. *Geoderma* 50, 197–210
118. James NP, Choquette PW (ur.) (1988) *Paleokarst*. Springer-Verlag, New York, 416 str
119. James NP, Choquette PW (1990) Limestones—the meteoric diagenetic environment. U: McIlreth IA, Morrow DW (ur.) *Diagenesis*. Geoscience Canada reprint series 4, 35–75
120. Jarvis I (1992) Sedimentology, geochemistry and origin of phosphatic chalks: the Upper Cretaceous deposits of NW Europe. *Sedimentology* 39, 55–97
121. Jarvis I (2006) The Santonian–Campanian phosphatic chalks of England and France. *Proceedings of the Geologists' Association* 117, 219–237

122. Jarvis I, Mabrouk A, Moody RTJ, de Cabrera S (2002) Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 188, 215–248
123. Jenkyns HC (1991) Impact of Cretaceous sea-level rise and anoxic events on the Mesozoic carbonate platform of Yugoslavia. *AAPG Bulletin* 75, 1007–1017
124. Jimenez-Millan J, Molina JM, Nieto F, Nieto L, Ruiz-Ortiz PA (1998) Glauconite and phosphate peloids in Mesozoic carbonate sediments (Eastern Subbetic Zone, Betic Cordilleras, SE Spain). *Clay Minerals* 33, 547–559
125. Jones B, Kahle CF (1985) Lichen and Algae – Agents of biodiagenesis in karst breccia from Grand Cayman Island, British West Indies. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 33, 446–461
126. Jones B (1994) Diagenetic processes associated with plant roots and microorganisms in karst terrains of the Cayman Islands, British West Indies. U: Wolf GH, Chilingarin GV (ur.) *Diagenesis, IV. Developments in Sedimentology* 51, 425–475
127. Kabanov P, Anadón P, Krumbein WE (2008) *Microcodium*: An extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation. *Sedimentary Geology* 205, 79–99
128. Kelly M, Black S, Rowan JS (2000) A calcrete-based U/Th chronology for landform evolution in the Sorbas basin, southeast Spain. *Quaternary Science Reviews* 19, 995–1010
129. Kennedy WJ (1967) Burrows and surface traces from the Lower Chalk of southern England. *Bulletin of the British Museum of Natural History – Geology* 15, 127–167
130. Kennedy WJ, Garrison RE (1975) Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. *Sedimentology* 22, 311–386
131. Killops S, Killops V (2005) *Introduction to organic geochemistry*, 2. izdanje. Blackwell Publishing, Oxford, 393 str
132. Kindler P, Godefroid F, Curran HA, Dupraz C, Mylroie JE, Strasser A, Verrecchia EP (ur.) (2011) Modern and Quaternary carbonate environments. ESPP Bahamas workshop 2011, San Salvador, Bahamas, 115 str
133. Klappa CF (1980) Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology* 27, 613–629
134. Klein C, Dutrow B (2008) *Manual of mineral science*, 23. izd. Wiley & Sons, 675 str

135. Knaust D (2008) *Balanoglossites* Mägdefrau, 1932 from the Middle Triassic of Germany: part of a complex trace fossil probably produced by burrowing and boring polychaetes. *Paläontologische Zeitschrift* 82, 347–372
136. Knaust D, Curran HA, Dronov AV (2012) Shallow-marine carbonates. U: Knaust D, Bromley RG (ur.) Trace fossils as indicators of sedimentary environments. *Developments in Sedimentology* 64, 705–776
137. Koeniger P, Barta G, Thiel G, Bajnóczi B, Novothny Á, Horváth E, Techmer A, Frechen M (2014) Stable isotope composition of bulk and secondary carbonates from the Quaternary loess-paleosol sequence in Sütto, Hungary. *Quaternary International* 319, 38–49
138. Konhauser K (2007) Introduction to geomicrobiology. Blackwell, Oxford, 425 str
139. Korbar T (2009) Orogenic evolution of the External Dinarides in the NE Adriatic region; a model constrained by tectonostratigraphy of Upper Cretaceous to Paleogene carbonates. *Earth Science Reviews* 96, 296–312
140. Korbar T, Surić M, Fuček L, Mihelčić V, Veseli V, Drobne K (2010a) Geologija kornatskog otočja. U: Horvat M (ur.) 4. hrvatski geološki kongres-vodič ekskurzija. Hrvatski geološki institut, Zagreb, 131–141
141. Korbar T, Cvetko Tešović B, Radovanović I, Krizmanić K, Steuber T, Skelton PW (2010b) Campanian *Pseudosabinia* from the Pučišća Formation on the Island of Hvar (Adriatic Sea, Croatia). *Turkish Journal of Earth Sciences* 19, 721–731
142. Korbar T et al. (2012) Upute za izradu Osnovne geološke karte Republike Hrvatske M 1:50 000. Hrvatski geološki institut (Zavod za geologiju), Zagreb, 132 str
143. Korbar T, Montanari A, Premec Fuček V, Fuček L, Coccioni R, McDonald I, Claeys P, Schulz T, Koeberl C (poslano) The last wave of the Cretaceous: First evidence of a K-Pg tsunami in the Tethyan domain from the Adriatic Carbonate Platform (Hvar, Croatia)
144. Košir A (2004) *Microcodium* revisited: root calcification products of terrestrial plants on carbonate-rich substrates. *Journal of Sedimentary Research* 74, 845–857
145. Kovačević Galović E, Ilijanić N, Peh Z, Miko S, Hasan O (2012) Geochemical discrimination of Early Palaeogene bauxites in Croatia. *Geologia Croatica* 65, 53–65
146. Kraimer RA, Monger HC (2009) Carbon isotopic subsets of soil carbonate—A particle size comparison of limestone and igneous parent materials. *Geoderma* 150, 1–9

147. Krajewski KP, Leśniak PM, Łącka B, Zawadzki P (2000) Origin of phosphatic stromatolites in the Upper Cretaceous condensed sequence of the Polish Jura Chain. *Sedimentary Geology* 136, 89–112
148. Krauskopf KB, Bird DB (1994) Introduction to geochemistry, 3. izdanje. McGraw-Hill, New York, 647 str
149. Łącka B, Łanczont M, Madeyska T (2009) Oxygen and carbon stable isotope composition of authigenic carbonates in loess sequences from the Carpathian margin and Podolia, as a palaeoclimatic record. *Quaternary International* 198, 136–151
150. Lacković D, Glumac B, Asmerom Y, Stroj A (2011) Evolution of the Veternica Cave (Medvednica Mountain, Croatia) drainage system: insights from the distribution and dating of cave deposits. *Geologia Croatica* 64, 213–221
151. Lambers H, Mougél C, Jaillard B, Hinsinger P (2009) Plant-microbe-soil interactions in the rhizosphere: an evolutionary perspective. *Plant and Soil* 321, 83–115
152. Li R, Jones B (2014) Calcareous crusts on exposed Pleistocene limestones: A case study from Grand Cayman, British West Indies. *Sedimentary Geology* 299, 88–105
153. Litt T, Schmincke H-U, Frechen M, Schlüchter C (2008) Quaternary. U: McCann T (ur.) *The Geology of Central Europe: Mesozoic and Cenozoic*. Geological Society of London, 1287–1340
154. Liu X, Wang Q, Feng Y, Li Z, Cai S (2013) Genesis of the Guangou karstic bauxite deposit in western Henan, China. *Ore Geology Reviews* 55, 162–175
155. Lohmann KC (1988) Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. U: James NP, Choquette PW (ur.) *Paleokarst*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 58–80
156. Lüning S, Marzouk AM, Morsi AM, Kuss J (1998) Sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous of central-east Sinai, Egypt. *Cretaceous Research* 19, 153–196
157. MacEachern JA, Pemberton SG, Gingras MK, Bann KL (2007) The ichnofacies paradigm: A fifty-year retrospective. U: Miller WIII (ur.) *Trace fossils: concepts, problems, prospects*. Elsevier, Amsterdam, 52–77
158. MacEachern JA, Bann KL, Gingras MK, Zonneveld J-P, Dashtgard SE, Pemberton SG (2012) The ichnofacies paradigm. U: Knaust D, Bromley RG (ur.) *Trace fossils as indicators of sedimentary environments*. *Developments in Sedimentology* 64, 103–138
159. Mägdefrau K (1932) Über einige Bohrgänge aus dem Unteren Muschelkalk von Jena. *Paläontologische Zeitschrift* 14, 150–160

160. Mamužić P (1971) Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, List Šibenik K33–8. Institut za geološka istraživanja, Zagreb (1962–1965), Savezni geološki zavod, Beograd
161. Marinčić S, Magaš N, Borović I (1971) Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, List Split K33–21. Institut za geološka istraživanja, Zagreb (1968–1969), Savezni geološki zavod, Beograd
162. Marjanac T, Babac D, Benić J, Čosović V, Drobne K, Marjanac Lj, Pavlovec R, Velimirović Z (1998) Eocene carbonate sediments and sea-level changes on the SE part of Adriatic Carbonate Platform (Island of Hvar and Pelješac Peninsula, Croatia). U: Hottinger L, Drobne K (ur.) Paleogene shallow benthos of the Tethys. Dela, Slovenska akademija znanosti in umetnosti (SAZU) 34, 243–254
163. Martín-Algarra A, Sánchez-Navas A (1995) Phosphate stromatolites from condensed cephalopod limestones, Upper Jurassic, Southern Spain. *Sedimentology* 42, 893–919
164. Martinuš M, Bucković D, Kukuč D (2012) Discontinuity surfaces recorded in shallow-marine platform carbonates: an example from the Early Jurassic of the Velebit Mt. (Croatia). *Facies* 58, 649–669
165. Martinuš M (2013) Površine prekida taloženja u donjojurskim karbonatnim naslagama Gorskog Kotara, Like i Velebita. Doktorski rad, Sveučilište u Zagrebu, 274 str
166. Matičec D, Vlahović I, Velić I, Tišljarić J (1996) Eocene limestones overlying lower Cretaceous deposits of Western Istria (Croatia): Did some parts of present Istria form land during the Cretaceous? *Geologia Croatica* 49, 117–127
167. Meléndez A, Alonso-Zarza AM., Sancho C (2011) Multi-storey calcrete profiles developed during the initial stages of the configuration of the Ebro Basin's exorheic fluvial network. *Geomorphology* 134, 232–248
168. Michel LA, Driese SG, Nordt LC, Breecker DO, Labotka DM, Dworkin SI (2013) Stable-isotope geochemistry of vertisols formed on marine limestone and implications for deep-time paleoenvironmental reconstructions. *Journal of Sedimentary Research* 83, 300–308
169. Mikulčić Pavlaković S, Crnjaković M, Tibljaš D, Šoufek M, Wacha L, Frechen M, Lacković D (2011) Mineralogical and geochemical characteristics of Quaternary sediments from the Island of Susak (Northern Adriatic, Croatia). *Quaternary International* 234, 32–49

170. Mileusnić M (2007) Podrijetlo, uvjeti nastanka i sastav glinovitih naslaga taloženih tijekom aptsko-albske emerzije u Istri. Doktorska disertacija, Sveučilište u Zagrebu, 161 str
171. Miller CR, James NP, Bone Y (2012) Prolonged carbonate diagenesis under an evolving late cenozoic climate; Nullarbor Plain, southern Australia. *Sedimentary Geology* 261–262, 33–49
172. Milliere L, Hasinger O, Bindschedler S, Cailleau G, Spangenberg JG, Verrecchia EP (2011) Stable carbon and oxygen isotope signatures of pedogenic needle fibre calcite. *Geoderma* 161, 74–87
173. Mindszenty A, D'Argenio B, Aiello G (1995) Lithospheric bulges recorded by regional unconformities. The case of Mesozoic-Tertiary Apulia. *Tectonophysics* 252, 137–161
174. Mondillo N, Balassone G, Boni M, Rollinson G (2011) Karst bauxites in the Campania Apennines (southern Italy): a new approach. *Periodico di Mineralogia* 80, 407–432
175. Monger HC, Cole DR, Buck BJ, Gallegos GA (2009) Scale and the isotopic record of C₄ plants in pedogenic carbonate: from the biome to the rhizosphere. *Ecology* 90, 1498–1511
176. Moore DM, Reynolds RC (1997) X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, Oxford, 378 str
177. Moro A, Skelton PW, Čosović V (2002) Palaeoenvironmental setting of rudists in the Upper Cretaceous (Turonian–Maastrichtian) Adriatic Carbonate Platform (Croatia), based on sequence stratigraphy. *Cretaceous Research* 23, 489–508
178. Mutti M, Bernoulli D, Eberli GP, Vecsei A (1996) Depositional geometries and facies associations in an Upper Cretaceous prograding carbonate platform margin (Orfento Supersequence, Maiella, Italy). *Journal of Sedimentary Research* 66, 749–765
179. Mylroie JE, Carew JL, Curran HA, Godefroid F, Kindler P, Sealey NE (ur.) (2012) Geology of New Providence Island, Bahamas: A field trip guide. 16th Symposium on the Geology of the Bahamas and other carbonate regions, San Salvador, Bahamas, 58 str
180. Myrow PM (1995) Thalassinoides and the enigma of Early Paleozoic open-framework burrow-systems. *Palaios* 10, 58–74
181. Novothny Á, Frechen M, Horváth E, Wacha L, Rolf C (2011) Investigating the penultimate and last glacial cycles of the Süttő loess section (Hungary) using luminescence dating, high-resolution grain size, and magnetic susceptibility data. *Quaternary International* 234, 75–85

182. Obradovich JD (1993) A Cretaceous time scale. U: Caldwell WG, Kauffman EG (ur.) Evolution of the Western Interior Basin. Geological Association of Canada Special Paper 39, 379–396
183. Odin GS (1982) How to measure glaucony ages? U: Odin GS (ur.) Numerical dating in stratigraphy. Wiley & Sons, 387–403
184. Odin GS (ur.) (1988) Green marine clays. *Developments in Sedimentology* 45, 445 str
185. Odin GS, Lamboy M (1975) Sur la glauconitisation d'un support carbonaté d'origine organique: les débris d'Échinodermes du plateau continental nord-espagnol. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 17, 108–115
186. Odin GS, Létolle R (1980) Glauconitization and phosphatization environments: a tentative comparison. U: Bentor YK (ur.) *Marine Phosphorites. Special Publications – Society of Economic Paleontology and Mineralogy* 29, 227–237
187. Odin GS, Matter A (1981) De glauconiarum origine. *Sedimentology* 28, 611–641
188. Odin GS, Fullagar FD (1988) Geological significance of the glaucony facies. U: Odin GS (ur.) Green marine clays. *Developments in Sedimentology* 45, 295–332
189. Odin GS, Lamboy M (1988) Glaucony from the margin off NW Spain. U: Odin GS (ur.) Green marine clays. *Developments in Sedimentology* 45, 249–275
190. Otoničar B (2007) Upper Cretaceous to Paleogene forbulge unconformity associated with foreland basin evolution (Kras, Matarsko podolje and Istria; SW Slovenia and NW Croatia). *Acta Carsologica* 36, 101–120
191. Otoničar B, Košir A, Čosović V (2003) Cretaceous–Tertiary paleokarst from Koromačno (Istria, NW Croatia): an example of paleokarstic denuded cave. U: Vlahović I (ur.) 22nd IAS Meeting of Sedimentology: abstracts book, Opatija, 2003
192. Pamić J, Gušić I, Jelaska V (1998) Geodynamic evolution of Central Dinarides. *Tectonophysics* 297, 273–307
193. PANalytical (2008) X'Pert HighScore Plus, version 2.2d (2.2.4).– Almeo, The Netherlands
194. Pemberton SG, MacEachern JA, Saunders T (2004) Stratigraphic applications of substrate-specific ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. U: McIlroy D (ur.) The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis. *Geological Society of London Special Publications* 228, 29–62
195. Placer L (1999) Contribution to the macrotectonic subdivision of the border region between Southern Alps and External Dinarides. *Geologija* 41, 223–255

196. Premoli Silva I, Verga D (2004) Practical manual of Cretaceous planktonic foraminifera. U: Verga D, Retorri R (ur.) International school on planktonic foraminifera, 3^o course: Cretaceous. Universities of Perugia and Milan, Tipografia Pontefelcino, Perugia (Italy), 299 str
197. Pustovoytov K (2002) Pedogenic carbonate cutans on clasts in soils as a record of history of grassland ecosystems. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 177, 199–214
198. Pustovoytov K, Terhorst B (2004) An isotopic study of a late Quaternary loess-paleosol sequence in SW Germany. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21, 88–93
199. Pustovoytov K, Schmidt K, Taubald H (2007a) Evidence for Holocene environmental changes in the northern Fertile Crescent provided by pedogenic carbonate coatings. *Quaternary Research* 67, 315–327
200. Pustovoytov K, Schmidt K, Parzinger H (2007b) Radiocarbon dating of thin pedogenic carbonate laminae from Holocene archaeological sites. *The Holocene* 17, 835–843
201. Radoičić R (1982) Carbonate platform of the Dinarides. *Bulletin SANU* 22, 35–47
202. Radoičić R (1987) Bauxites of the Internal Dinarides: Stratigraphy and facies of bedrock and cover (Bosnia-Metohija sector). *Rend Soc Geol It* 9, 277–280
203. Rameil N, Immenhauser A, Csoma AÉ, Warrlich G (2012) Surfaces with a long history: the Aptian top Shu'aiba Formation unconformity, Sultanate of Oman. *Sedimentology* 59, 212–248
204. Rasmussen KA, Neumann AC (1988) Holocene overprints of Pleistocene paleokarst: Bight of Abaco, Bahamas. U: James NP, Choquette PW (ur.) *Paleokarst*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 132–148
205. Reed SJB (2005) *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*, 2. izdanje. Cambridge University Press, Cambridge, 192 str
206. Rodríguez-Tovar FJ (2005) Fe-oxide spherules infilling *Thalassinoides* burrows at the Cretaceous–Paleogene (K–P) boundary: evidence of a near-contemporaneous macrobenthic colonization during the K–P event. *Geology* 33, 585–588
207. Rodríguez-Tovar FJ, Martínez-Ruiz F, Bernasconi SM (2006) Use of high-resolution ichnological and stable isotope data for assessing completeness of a K–P boundary section, Agost, Spain. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 237, 137–146
208. Rodríguez-Tovar FJ, Pérez-Valera F, Pérez-López A (2007) Ichnological analysis in high-resolution sequence stratigraphy: The *Glossifungites* Ichnofacies in Triassic

- successions from the Betic Cordillera (southern Spain). *Sedimentary Geology* 198, 293–307
209. Rodríguez-Tovar FJ, Puga-Bernabéu Á, Buatois LA (2008) Large burrow systems in marine Miocene deposits of the Betic Cordillera (Southeast Spain). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 268, 19–25
 210. Rollinson H (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group, 352 str
 211. Rossinsky V, Wanless HR, and Swart PK (1993) Penetrative calcretes and their stratigraphic significance. *Geology* 20, 331–334
 212. Rowe PJ, Maher BA (2000) ‘Cold’ stage formation of calcrete nodules in the Chinese Loess Plateau: evidence from U-series dating and stable isotope analysis. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 157, 109–125
 213. Sabatino N, Vlahović I, Jenkyns H, Scapelliti G, Neri R, Prtoljan B, Velić I (2013) Carbon-isotope record and palaeoenvironmental changes during the early Toarcian oceanic anoxic event in shallow-marine carbonates of the Adriatic Carbonate Platform in Croatia. *Geological Magazine* 150, 1085–1102
 214. Sakač K, Šinkovec B (1991) The bauxites of the Dinarides. *Travaux ICSOBA* 20–21, 1–11
 215. Salomons W, Mook WG (1986) Isotope geochemistry of carbonates in the weathering zone. U: Fritz P, Fontes JCh (ur.) *Handbook of environmental isotope geochemistry*, vol.2. Elsevier, Amsterdam, 239–269
 216. Sánchez-Navas A, Martín-Algarra A (2001) Genesis of apatite in phosphate stromatolites. *European Journal of Mineralogy* 13, 361–376
 217. Sánchez-Navas A, Martín-Algarra A, Nieto F (1998) Bacterially-mediated authigenesis of clays in phosphate stromatolites. *Sedimentology* 45, 519–533
 218. Sattler U, Immenhauser A, Hillgärtner H, Esteban M (2005) Characterization, lateral variability and lateral extent of discontinuity surfaces on a carbonate platform (Barremian to Lower Aptian, Oman). *Sedimentology* 52, 339–361
 219. Savrda ChE, Browning JV, Krawinkel H, Hesselbo SP (2001) Firmground ichnofabrics in deep-water sequence stratigraphy, Tertiary clinoform-toe deposits, New Jersey slope. *Palaios* 16, 294–305

220. Savrda CE (2012) Chalk and related deep-marine carbonates. U: Knaust D, Bromley RG (ur.) Trace fossils as indicators of sedimentary environments. *Developments in Sedimentology* 64, 777–806
221. Schlüter M, Steuber T, Parente M (2008) Chronostratigraphy of Campanian–Maastrichtian platform carbonates and rudist associations of Salento (Apulia, Italy). *Cretaceous Research* 29, 100–114
222. Scholle PA, Ulmer-Scholle DS (2003) A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. *AAPG Memoirs* 77, 459 str
223. Schulz HN, Zabel M (ur.) (2006) *Marine geochemistry*, 2. izdanje. Springer, Berlin-Heidelberg, 574 str
224. Schwarz E, Buatois LA (2012) Substrate-controlled ichnofacies along a marine sequence boundary: The Intra-Valanginian discontinuity in central Neuquén Basin (Argentina). *Sedimentary Geology* 277–278, 72–87
225. Schweitzer CE, Shirk AM, Čosović V, Okan Y, Feldmann RM, Hoşgör I (2007) New species of *Harpactocarcinus* from the Tethyan Eocene and their paleoecological setting. *Journal of Paleontology* 81, 1091–1100
226. Shackleton NJ (2006) Formal Quaternary stratigraphy – What do we expect and need?. *Quaternary Science Reviews* 25, 3458–3462
227. Slovenec D (2011) *Opća mineralogija*. RGNF, Zagreb, 350 str
228. Slovenec D, Bermanec V (2006) *Sistematska mineralogija-mineralogija silikata*. Denona, Zagreb, 359 str
229. Steuber T, Schlüter M (2012) Strontium-isotope stratigraphy of Upper Cretaceous rudist bivalves: Biozones, evolutionary patterns and sea-level change calibrated to numerical ages. *Earth Science Reviews* 114, 42–60
230. Steuber T, Korbar T, Jelaska V, Gušić I (2005) Strontium-isotope stratigraphy of Upper Cretaceous platform carbonates of the Island of Brač (Adriatic Sea, Croatia): implications for global correlation of platform evolution and biostratigraphy. *Cretaceous Research* 26, 741–756
231. Strasser A (1984) Black pebble occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas, and Tunisia). *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 1097–1109

232. Surić M, Juračić M (2010) Late Pleistocene-Holocene environmental changes – records from submerged speleothems along the Eastern Adriatic coast (Croatia). *Geologia Croatica* 63, 155–169
233. Surić M, Juračić M, Horvatinčić N, Krajcar Bronić I (2005) Late Pleistocene–Holocene sea-level rise and the pattern of coastal karst inundation: records from submerged speleothems along the Eastern Adriatic Coast (Croatia). *Marine Geology* 214, 163–175
234. Surić M, Richards DA, Hoffmann DL, Tibljaš D, Juračić M (2009) Sea-level change during MIS 5a based on submerged speleothems from the eastern Adriatic Sea (Croatia). *Marine Geology* 262, 62–67
235. Svensson A et al. (2006) The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 2: comparison to other records. *Quaternary Science Reviews* 25, 3258–3267
236. Šinkovec B (1973) The origin of early Paleogene bauxites of Istria, Yugoslavia. 3ème Congr Intern d'ICSOPA Nice, 151–164
237. Talma AS, Netterberg F (1983) Stable isotope abundances in calcretes. U: Wilson RCL (ur.) Residual deposits: surface related weathering processes and materials. Geological Society, London, Special Publications 11, 221–233
238. Tanner LH (2010) Continental carbonates as indicators of paleoclimate. U: Alonso-Zarza AM, Tanner LH (ur.) Carbonates in continental settings: Geochemistry, diagenesis and applications. *Developments in Sedimentology* 62, 179–214
239. Tucker ME (2011) *Sedimentary Rocks in the Field: A Practical Guide*, 4 izdanje. Wiley, West Sussex, 288 str
240. Tucker ME, Wright VP (1990) *Carbonate sedimentology*. Blackwell Science Publications, Oxford, 482 str
241. Van Capellan P, Berner RA (1991) Fluorapatite crystal growth from modified seawater solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 1219–1234
242. Veizer J et al. (1999) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology* 161, 59–88
243. Velde B (2003) Green Clay Minerals. U: MacKenzie FT (ur.) Sediments, diagenesis and sedimentary rocks. *Treatise on geochemistry* 7, 309–325
244. Velić I (2007) Stratigraphy and palaeobiogeography of Mesozoic benthic foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe). *Geologia Croatica* 60, 1–113

245. Vlahović I, Tišljarić J, Velić I, Matičec D (2005) Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Palaeogeography, main events and depositional dynamics. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 220, 333–360
246. Wacha, L (2011) Luminescence dating of loess from the island of Susak in the Northern Adriatic Sea and the “Gorjanović loess section” from Vukovar in eastern Croatia. Dissertation, Freie Universität Berlin, 184 str
247. Wacha L, Frechen M (2011) The geochronology of the “Gorjanović loess section” in Vukovar, Croatia. *Quaternary International* 240, 87–99
248. Wacha L, Mikulčić Pavlaković S, Novothny Á, Crnjaković M, Frechen M (2011a) Luminescence dating of Upper Pleistocene loess from the Island of Susak in Croatia. *Quaternary International* 234, 50–61
249. Wacha L, Mikulčić Pavlaković S, Frechen M, Crnjaković M (2011b) The Loess chronology of the Island of Susak, Croatia. *Quaternary Science Journal* 60, 153–169
250. Wagreich M, Hohenegger J, Neuhuber S (2012) Nannofossil biostratigraphy, strontium and carbon isotope stratigraphy, cyclostratigraphy and an astronomically calibrated duration of the Late Campanian *Radotruncana calcarata* Zone. *Cretaceous Research*, doi:10.1016/j.cretres.2012.04.006
251. Walker M (2005) Quaternary dating methods. John Wiley & Sons, West Sussex, 286 str
252. Wang H, Greenberg SE (2007) Reconstructing the response of C₃ and C₄ plants to decadal-scale climate change during the late Pleistocene in southern Illinois using isotopic analyses of calcified rootlets. *Quaternary Research* 67, 136–142
253. Wigley RA, Compton JS (2012) Microstratigraphy of a Miocene layered phosphatic pebble from the western margin of South Africa. *Sedimentology*. doi: 10.1111/j.1365-3091.2012.01355.x
254. Wilson MA, Curran HA, White B (1998) Paleontological evidence of a brief global sea-level event during the last interglacial. *Lethaia* 31, 241–250
255. Wright VP (1994) Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth Science Reviews* 35, 367–395
256. Wright VP (2007) Calcretes. U: Nash D, McLaren S (ur.) *Geochemical sediments and landscapes*. Wiley-Blackwell, Oxford, 10–45
257. Wright VP, Tucker ME (1991) Calcretes: an introduction. U: Wright VP, Tucker ME (ur.) *Calcretes*. IAS Reprint Series 2, 1–22

258. Wright VP, Platt NH, Wimbledon W (1988) Biogenic laminar calcretes: evidence of calcified root mat horizons in palaeosols. *Sedimentology* 35, 603–620
259. Wright VP, Platt NH, Marriot SB, Beck VH (1995) A classification of rhizogenic (root-formed) calcretes, with examples from the Upper Jurassic–Lower Carboniferous of Spain and Upper Cretaceous of southern France. *Sedimentary Geology* 100, 143–158
260. Zaitseva TS, Gorokhov IM, Ivanovskaya TA, Semikhatov MA, Kuznetsov AB, Mel'nikov NN, Arakelyants MM, Yakovleva OV (2008) Mössbauer characteristics, mineralogy and isotopic age (Rb-Sr, K-Ar) of Upper Riphean glauconites from the UK Formation, the Southern Urals. *Stratigraphy and Geological Correlation* 16, 227–247
261. Zamagni J, Mutti M, Košir A (2008) Evolution of shallow benthic communities during the late Paleocene-earliest Eocene transition in the northern Tethys (SW Slovenia). *Facies* 54, 25–43
262. Zhou J, Chafetz HS (2009a) Biogenic caliches in Texas: The role of organisms and effect of climate. *Sedimentary Geology* 222, 207–225
263. Zhou J, Chafetz HS (2009b) The genesis of late Quaternary caliche nodules in Mission Bay, Texas: stable isotopic compositions and palaeoenvironmental implications. *Sedimentology* 56, 1392–1410
264. Zhou J, Chafetz HS (2010) Pedogenic carbonates in Texas: Stable isotope distributions and their implications for reconstructing region-wide paleoenvironments. *Journal of Sedimentary Research* 80, 137–150

9. DODATAK

Izvorna terminologija izraza korištenih u doktoratu

alveolarno-septalna građa–*alveolar-septal structure*

beta mikrostrukturna građa–*beta microfabric*

bioglif–*bioglyph*

bioturbacije koje se granaju u obliku slova Y–*Y-shaped branching burrows*

blago izdizanje predgorja–*forebulging*

cilindri mikrita–*micritic cylinders*

dijagenetska izmjena–*diagenetic overprint*

glaukonit–*glaucony*

glaukonitični mineral–*glauconitic mineral*

granajuće i međupovezane bioturbacije koje stvaraju trodimenzionalni sustav prokopavanja–
three-dimensional branching and box-works burrow system

igličasto-fibrozni kalcit–*needle fibre calcite*

ihnofacijes čiji je nastanak kontroliran vrstom supstrata–*substrate-controlled ichnofacies*

ihnofosili–*ichnofossils, trace-fossils*

izdizanje–*uplift*

izvanstanična kalcifikacija–*extracellular calcification*

kortikalne stanice korijenja–*cortical root cells*

kupolasta građa–*dome-shaped*

laminarni, cilindrični i kružni morfotipovi *Microcodium*–*a-laminar, cylindrical, and spheroidal Microcodium morphotypes*

obrazac “obrnuto J”–*inverted J trend*

organizmi koji stvaraju ihnofosile–*tracemakers*

potiskivanje–*displacement*

površine diskontinuiteta–*discontinuity surfaces*

predgorski bazen–*foreland basin*

prevlaka korijenja–*root mat*

rizogene kalkrete–*rhizogenic calcrete, rootcrete*

rizoliti–*rhizoliths*

šupljine korijenja–*root mould*

šupljine otapanja–*solution pit*

tubuli korijenja–*root tubules*

tvrdća supstrata–*substrate stiffness*

unutarstanična kalcifikacija–*intracellular calcification*

vertikalno orijentirane bioturbacije–*shaft*

zamjena–*replacement*

Životopis

Rođen sam u Zagrebu 26. lipnja 1984. godine. Nakon završene jezične XVI. gimnazije u Zagrebu, 2003. godine upisujem Diplomski studij smjera diplomirani inženjer geologije na Geološkom odsjeku Prirodoslovno-matematičkog fakulteta. Diplomski rad pod nazivom “Značajke granitnih valutica unutar konglomerata Pogari formacije srednje Bosne” pod voditeljstvom prof.dr.sc. Dražena Balena obranio sam 18. srpnja 2008. godine te stekao naziv **diplomirani inženjer geologije (smjer mineralogija i petrologija)**.

U siječnju 2009. godine zapošljam se kao znanstveni novak na Zavodu za geologiju Hrvatskog geološkog instituta na projektima “Stratigrafija naslaga krede u okviru geodinamike jadranskog područja Hrvatske” (projekt broj 181-1191152-2697) pod vodstvom dr.sc. Tvrtka Korbara (viši znanstveni suradnik), te “Osnovna geološka karta Republike Hrvatske 1:50 000” (projekt broj 181-1811096-1093) pod vodstvom dr.sc. Mirka Belaka (znanstveni suradnik). U isto vrijeme započinjem i Doktorski studij geologije na Geološkom odsjeku Prirodoslovno-matematičkog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu, pod vodstvom prof.dr.sc. Blanke Cvetko Tešović (Geološko-paleontološki zavod, Geološki odsjek Prirodoslovno-matematičkog fakulteta) i dr.sc. Tvrtka Korbara (Zavod za geologiju, Hrvatski geološki institut). U okviru projekata na kojima sam zaposlen i u okviru doktorskog studija specijaliziram se za sedimentološka i geokemijska istraživanja karbonatnih stijena kredne i paleogenske starosti, prvenstveno na području središnje Dalmacije, sa naglaskom na sedimentološka, ihnološka, pedološka, mineraloška i izotopna istraživanja **površina diskontinuiteta** prisutnih u navedenim naslagama (sa primjenom kako na mezozojske tako i kenozojske, uključujući i kvartarne naslage). Također sam sudjelovao i u geološkom kartiranju karbonatnih naslaga na području otoka Čiova i u okolici Trogira (Vinišće), u okviru izrade Osnovne geološke karte RH (listovi Vis 1 i Vis 2) i projekta IPA Adriatic Roof Of Rock. Tijekom izrade doktorske disertacije objavio sam kao prvi autor **3 originalna znanstvena članka** (povezana sa disertacijom) u časopisu **Facies** (Springer), koji je indeksiran u znanstvenim bazama Current Content (CC) i Web of Science (WoS). Također, za potrebe izrade disertacije i publikacije znanstvenih članaka surađivao sam sa mnogim eminentnim domaćim i inozemnim znanstvenicima.

Tijekom srpnja 2011. godine sudjelovao sam na tečaju kemostratigrafije “*Elements, isotopes and organic matter in chemostratigraphy: applications, limitations and implications for global environmental change*” pod vodstvom prof. H. Jenkyns (Sveučilište u Oxfordu),

koji se odvijao u Ferrari (Italija). Rezultate istraživanja proizašle iz izrade disertacije prezentirao sam u obliku usmenog priopćenja i postera na nekoliko domaćih i međunarodnih skupova, uključujući 29. IAS-ov (International Association of Sedimentologists) kongres u Schladmingu (Austrija) tijekom rujna 2012. godine, te 4. Hrvatski geološki kongres sa međunarodnim sudjelovanjem u Šibeniku tijekom listopada 2010. godine.

Oženjen sam. Član sam IAS-a i Hrvatskog geološkog društva te se aktivno služim engleskim jezikom u govoru i pismu. Polje znanstvenog i stručnog interesa su mi sedimentologija i geokemija površina diskontinuiteta, posebice sedimentologija, pedologija i izotopna geologija pedogenih karbonata u naslagama različite starosti. Koristim se sljedećim računalnim programima: MS Office, Corel i slični programi, a od analitičke opreme koristim optičku lupu i polarizacijski mikroskop, a po potrebi i rtg-difraktometar i skenirajući elektronski mikroskop (SEM) sa energijsko disperzivnim sustavom (EDS).

Adresa na poslu:

Mihovil Brlek, dipl. inž. geologije
Hrvatski geološki institut
Zavod za geologiju
Sachsova 2
HR-10000 Zagreb
Tel. +385 1 6160-722
E-mail: mihovil.brlek@hgi-cgs.hr

Kućna adresa

Kaštanjež 87, Banjole
HR-52203 Medulin
Mob. +385 95 9017 486
E-mail: mihovil_brlek@yahoo.com

Popis objavljenih radova

Izvorni znanstveni radovi u CC časopisima:

Brlek M, Glumac B (2014) Stable isotopic ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) signatures of biogenic calcretes marking discontinuity surfaces: a case study from Upper Cretaceous carbonates of central Dalmatia and eastern Istria, Croatia. *Facies* 60, 773–788

Brlek M, Korbar T, Košir A, Glumac B, Grizelj A, Otoničar B (2014) Discontinuity surfaces in Upper Cretaceous to Paleogene carbonates of central Dalmatia (Croatia): Glossifungites ichnofacies, biogenic calcretes and stratigraphic implications. *Facies* 60, 467–487

Brlek M, Korbar T, Cvetko Tešović B, Glumac B, Fuček L (2013) Stratigraphic framework, discontinuity surfaces and regional significance of Campanian slope to ramp carbonates from central Dalmatia, Croatia. *Facies* 59, 779–801

Autorske knjige:

Korbar T, Avanić R, Bakrač K, Belak M, Bergant S, Brčić V, **Brlek M**, Fuček L, Grgasović T, Grizelj A, Halamić J, Hećimović I, Horvat M, Jamičić D, Koch G, Matičec D, Oštrić N, Palenik D, Slovenec D, Šorša A (2012) Upute za izradu Osnovne geološke karte Republike Hrvatske M 1:50 000. Hrvatski geološki institut (Zavod za geologiju), Zagreb, 132 str

Sažeci u zbornicima skupova:

Brlek M, Korbar T, Otoničar B, Glumac B, Grizelj A, Cvetko Tešović B, Fuček L (2012) Discontinuity surfaces in Upper Cretaceous carbonate deposits from central Dalmatia, Croatia. U: Missoni S, Gawlick H-J (ur.) *IMS-2012 Abstract Book fuer CD*. Schladming, Austria, 308-308

Cvetko Tešović B, Glumac B, Korbar T, Bucković D, **Brlek M** (2012) Lower Cretaceous platform carbonates of Mt Svilaja (Dinaric Karst, Croatia). U: Glumac B, Savares M (ur.) *The*

16th Symposium on The Bahamas and Other Carbonate Regions, Abstracts with Program. San Salvador, Bahamas, Gerace Research Centre, 11-12

Cvetko Tešović B, Korbar T, Glumac B, , Bucković D, **Brlek M** (2012) Sedimentary dynamics and main events in the evolution of the Adriatic-Dinaric Carbonate Platform (Dinaric Karst, Croatia). U: Glumac B, Savares M (ur.) The 16th Symposium on The Bahamas and Other Carbonate Regions, Abstracts with Program. San Salvador, Bahamas, Gerace Research Centre, 12-13

Brlek M, Balen D, Bermanec V (2010) Alkali feldspar microtextures from Pogari formation granite pebbles (Middle Bosnia). U: Horvar M (ur.) Knjiga sažetaka, 4. Hrvatski geološki kongres s međunarodnim sudjelovanjem. Hrvatski geološki institut, Zagreb, 143-144

Brlek M, Korbar T, Cvetko Tešović B, Fuček L, Glumac B (2010) Integrated stratigraphy of the Upper Cretaceous carbonate deposits on the Island of Čiovo (central Dalmatia, Croatia). U: Horvar M (ur.) Knjiga sažetaka, 4. Hrvatski geološki kongres s međunarodnim sudjelovanjem. Hrvatski geološki institut, Zagreb, 48-49

Cvetko Tešović B, **Brlek M**, Korbar T, Glumac B; Fuček L (2010) Slope carbonates within the Adriatic-Dinaridic Carbonate Platform domain (central Dalmatia, Adriatic region of Croatia). U: Schwarz E, Georgieff SM, Piovano, E, Ariztegui D (ur.) 18th International Sedimentological Congress, Abstracts volume. Mendoza, Argentina