

Rekonstrukcija klimatskih promjena u kasnom pleistocenu na temelju sedimentologije prapora te paleontološke i izotopne analize malakofaune (Baranja, istočna Hrvatska)

Banak, Adriano

Doctoral thesis / Disertacija

2012

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

Permanent link / Trajna poveznica: <https://um.nsk.hr/um:nbn:hr:169:548143>

Rights / Prava: [Attribution-NonCommercial-NoDerivatives 4.0 International/Imenovanje-Nekomercijalno-Bez prerada 4.0 međunarodna](#)

Download date / Datum preuzimanja: **2024-07-24**



Repository / Repozitorij:

[Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering Repository, University of Zagreb](#)





Sveučilište u Zagrebu

RUDARSKO-GEOLOŠKO-NAFTNI FAKULTET

Adriano Banak

**REKONSTRUKCIJA KLIMATSKIH
PROMJENA U KASNOM PLEISTOCENU NA
TEMELJU SEDIMENTOLOGIJE PRAPORA
TE PALEONTOLOŠKE I IZOTOPNE
ANALIZE MALAKOFAUNE (BARANJA,
ISTOČNA HRVATSKA)**

DOKTORSKI RAD

Zagreb, 2012.



Sveučilište u Zagrebu

FACULTY OF MINING, GEOLOGY AND PETROLEUM
ENGINEERING

Adriano Banak

**RECONSTRUCTION OF LATE
PLEISTOCENE CLIMATE CHANGE BASED
ON LOESS SEDIMENTOLOGY,
MALACOFAUNAL PALAEONTOLOGY AND
ISOTOPE ANALYSIS (BARANJA, EASTERN
CROATIA)**

DOCTORAL THESIS

Zagreb, 2012.



Sveučilište u Zagrebu

RUDARSKO-GEOLOŠKO-NAFTNI FAKULTET

Adriano Banak

**REKONSTRUKCIJA KLIMATSKIH
PROMJENA U KASNOM PLEISTOCENU NA
TEMELJU SEDIMENTOLOGIJE PRAPORA
TE PALEONTOLOŠKE I IZOTOPNE
ANALIZE MALAKOFAUNE (BARANJA,
ISTOČNA HRVATSKA)**

DOKTORSKI RAD

Mentori:

Dr. sc. Davor Pavelić,

redoviti profesor Rudarsko-geološko-naftnog fakulteta Sveučilišta u
Zagrebu

Dr. sc. Oleg Mandić,

znanstveni suradnik Prirodoslovnog muzeja u Beču

Zagreb, 2012.



Sveučilište u Zagrebu

FACULTY OF MINING, GEOLOGY AND PETROLEUM
ENGINEERING

Adriano Banak

**RECONSTRUCTION OF LATE
PLEISTOCENE CLIMATE CHANGE BASED
ON LOESS SEDIMENTOLOGY,
MALACOFANAL PALAEONTOLOGY AND
ISOTOPE ANALYSIS (BARANJA, EASTERN
CROATIA)**

DOCTORAL THESIS

Supervisors:

Dr. Sc. Davor Pavelić, full professor

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

Dr. Sc. Oleg Mandić, researcher and curator

Natural History Museum, Vienna

Zagreb, 2012.

Zahvale

Ovaj rad je ostvaren uz svesrdnu pomoć cijenjenih profesora, mojih kolega i tehničkog osoblja te im se ovdje želim od sveg srca zahvaliti.

Mentoru, prof. dr. Davoru Paveliću zahvaljujem na dugogodišnjem nesebičnom trudu, strpljenju, savjetima i geološkim diskusijama vezanim uz sedimentološku problematiku koji su rezultirali boljom organizacijom, stilom i ukupnom kvalitetom ovog rada.

Iskreno zahvaljujem i mentoru dr. sc. Olegu Mandiću na trudu te brojnim sugestijama i savjetima, posebno u paleontološkim interpretacijama, koji su znatno pridonijeli većoj znanstvenoj kvaliteti ovog rada.

Na korisnim diskusijama, savjetima i konstruktivnim primjedbama zahvalan sam članovima povjerenstva prof. dr. Goranu Durnu, dr. sc. Marijanu Kovačiću i prof. dr. Ivanu Dragičeviću.

Veliku zahvalnost dugujem svojoj matičnoj kući - Hrvatskom geološkom institutu, Zavodu za geologiju te njegovom predstojniku dr. sc. Ivanu Hećimoviću.

Kolegama iz 'neogenske ekipe' dr. sc. Radovanu Avaniću, dr. sc. Ivanu Hećimoviću, dr. sc. Marijanu Kovačiću i dr. sc. Aniti Grizelj na terenskoj suradnji i brojnim diskusijama kroz koje sam razvio terenske vještine i znanje potrebno za izradu disertacije.

Posebno zahvaljujem kolegicama i kolegama koji su mi nesebično dopustili korištenje njihovih neobjavljenih rezultata analiza te na diskusijama vezanim uz analize. Tako zahvaljujem dr. sc. Aniti Grizelj, dr. sc. Mariji Horvat, dr. sc. Mirku Belaku, dipl. ing. geol. Ladislavu Fučeku i dr. sc. Marijanu Kovačiću na sedimentno-petrografskim te dr. sc. Mirjani Miknić na mikropaleontološkim analizama.

Zahvalnost na analizi uzoraka metodom stabilnih izotopa kisika i ugljika dugujem dr. sc. Mariu Sprovieriu i dr. sc. Fabriziu Lireru iz Instituta za istraživanje okoliša i mora (IAMC-CNR) u Napulju, Italija.

Također zahvaljujem gospodinu Ivi Suši i kolegi Vlatku Brčiću, dipl. ing. geol. na pomoći kod izrade grafičkih priloga.

Na velikoj pomoći u vezi laboratorijske obrade uzoraka zahvaljujem Milki Sarkotić-Šlat, dipl. ing. geol. i Vlasti Jurišić-Mitrović, dipl. ing. kem. Gospođi Mirjani Drušković zahvaljujem na brojnim separacijama teške i lake mineralne frakcije, gospodinu Antunu Škrtiću na velikom broju granulometrijskih analiza, te gospođi Đurđici Novoselec i gospodinu Damiru Galoviću na izradi izbrusaka.

Zahvaljujem dr. sc. Tamari Troskot-Čorbić i dipl. ing. geol. Renati Slavković iz INA Industrija nafte Naftaplin, Zagreb, Lovinčićeva 1, na SEM fotografijama zrna kvarca iz uzoraka prapora.

Na kraju zahvaljujem Ministarstvu znanosti obrazovanja i športa Republike Hrvatske koje financira projekt 'Osnovna geološka karta Republike Hrvatske 1:50 000', čiji je glavni istraživač dr. sc. Tvrtko Korbar, a u čijem je sklopu napravljen ovaj rad.

Sažetak

Prapor je sediment nastao taloženjem čestica silta eolskim transportom. Zbog svojih karakteristika predstavlja kvalitetan zapis klimatskih promjena u kasnom pleistocenu. Najdeblji profili prapora u Republici Hrvatskoj nalaze se u regiji Baranja. Odabrana su četiri izdanka koji čine dva profila prapora. Analizom sedimentoloških karakteristika prapora i odredbom specifičnih zajednica malakofaune utvrditi će se izvorišno područje prapora, način transporta zrna silta te intenzitet utjecaja paleoklimatskih promjena na malakofaunu. Napravljene su granulometrijska, kalcimetrijska, modalna, magnetometrijska analiza i snimljene su fotografije zrna kvarca elektronskim mikroskopom. Određene su specifične zajednice malakofaune, a analizom stabilnih izotopa kisika i ugljika na kućicama malakofaune kvantificirani su podaci o paleoklimatskim promjenama. Modalne analize pokazuju da je izvorišno područje za naslage prapora u Baranji prostor Alpa te manjim dijelom i zapadnih Karpat. Teksture vidljive na površinama zrna ukazuju na različite načine transporta kvarcnih zrna, a uključuju glacijalni transport, transport vodenim tokovima i eolski transport. Eolski transport je proksimalnog karaktera. Prapor Banskog brda može se podijeliti na tipični prapor, padinski prapor i lesoliki sediment. U oba profila prapora utvrđeno je pet hladnodobnih, karakterističnih malakofauna. Prevladavaju termofilne i mezofilne vrste s manjim udjelom kriofilnih vrsta. Dominira *Helicopsis striata* fauna. Stabilni izotopi kisika pokazuju da je prosječna temperatura ljetnih mjeseci na području Baranje varirala 14,44 °C u periodu kasnog pleistocena i da je klima bila znatno hladnija nego danas. Vrijednosti stabilnih izotopa ugljika određuju vrstu prehrane malakofaune i posredno ukazuju na pretežno vlažnu klimu.

Ključne riječi: prapor, kasni pleistocen, Baranja, malakofauna, sedimentologija, stabilni izotopi kisika i ugljika, klimatske promjene

Key words: loess, Late Pleistocen, Baranja, malacofauna, sedimentology, stable oxygen and carbon isotopes, climate changes

Extended abstract

Loess is terrestrial clastic sediment, composed dominantly of silt-sized particles formed by the accumulation of wind-blown dust. It is usually inter-bedded with palaeosol horizons forming loess-palaeosol successions. Due to its characteristics loess represents a high quality record of climate changes in the Late Pleistocene. The thickest and best-studied loess sections in the Republic of Croatia are located in the eastern Croatian province of Baranja, near the Danube River. The main scope of the thesis was to determine the sedimentological characteristics and source area of the studied loess, to establish specific malacofaunal assemblages and to reconstruct regional paleoclimate changes during the Late Pleistocene. A combination of sedimentological analysis of loess, along with palaeontological and stable isotope analysis of malacofauna provide results regarding depositional cycles and the impact of climate change on loess formation and the malacofauna contained within it.

Results of the sedimentological and mineralogical analysis provide information on the source area of silty material, as well as the input direction of silt particles. The result of palaeontological analysis of malacofauna define palaeoclimate and palaeoenvironmental changes in the Late Pleistocene. Four loess outcrops at BANSKO BRDO hill in Baranja were chosen for study. They form two profiles: northern and southern. A total of 30 bulk samples (8-10 kg of loess) was analysed using several approaches: grain-size analysis, modal analysis, carbonate content analysis, scanning electron microscopy, palaeontological analysis and measurements of oxygen and carbon stable isotopes. Additionally, a series of 47 samples from loess and palaeosols was collected to obtain information regarding vertical changes in magnetic susceptibility which provides data about magnetic mineral content in the loess and palaeosols.

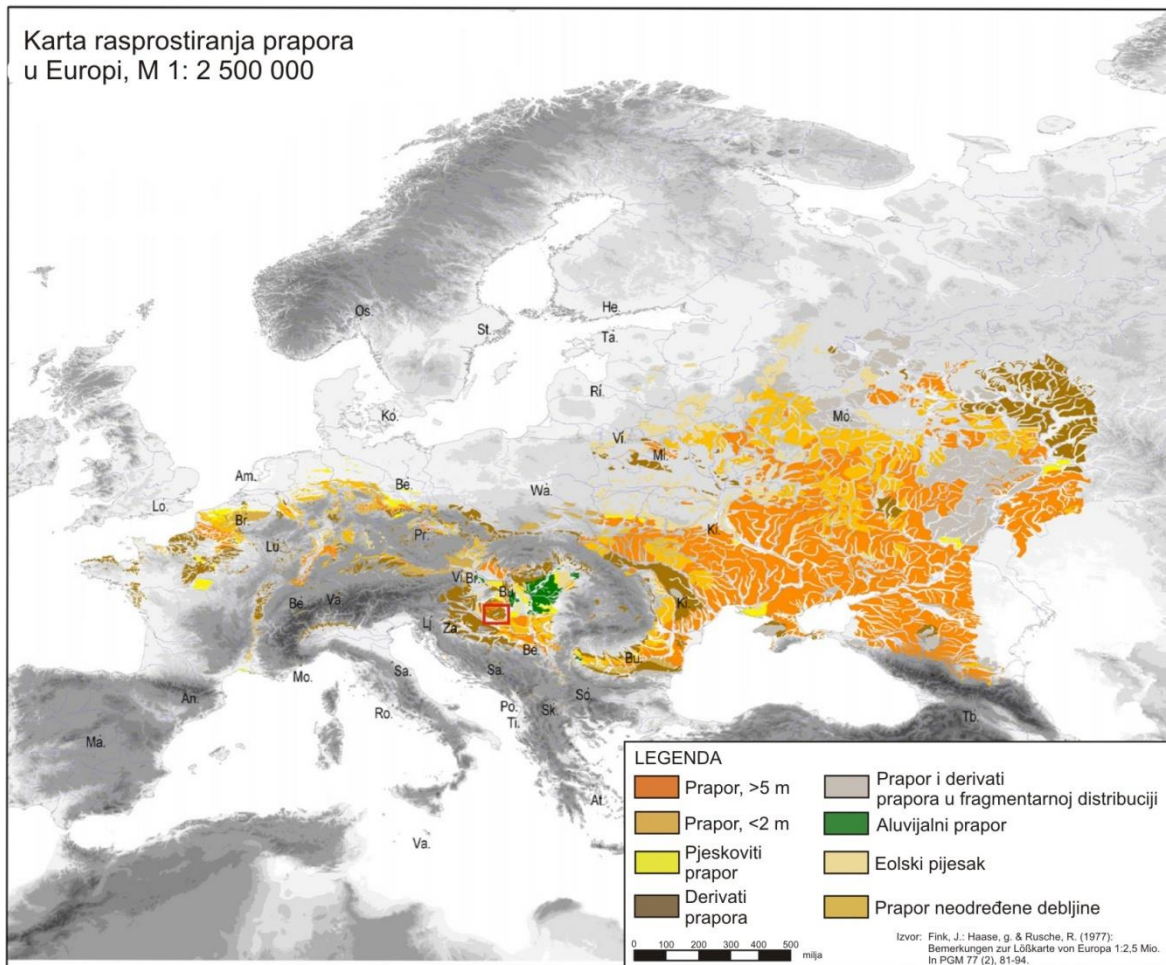
Median grain-size of loess samples is 0,033 mm in the northern profile and 0,031 mm in the southern profile. Carbonate content in loess ranges between 2,9% and 23,3%. Modal analysis pointed out the light mineral fraction as being dominant in all samples with the heavy mineral fraction ranging from 4,15% to 11,21%. Quartz is the dominant mineral in the light mineral fraction ranging between 50% to 74% (mean value 59,5%). The most common transparent heavy minerals are the mineral groups of epidote, garnet and amphibole; all three range from 25 to 30%. Images of quartz grains acquired with scanning electron microscope display a variety of textures which are the product of mechanical weathering during transport. Transport of silt and sand grains was complex and included glacial, fluvial and aeolian

phases. Magnetic susceptibility (MS) values from the loess range from 5×10^{-6} SI to 28.5×10^{-6} SI. The average value in palaeosols in the southern profile is $65,25 \times 10^{-6}$ SI. Palaeosols from the northern profile display significantly lower average values of $33,7 \times 10^{-6}$ SI. Terrestrial gastropod palaeoecology based on 5971 specimens of 21 species counted from the loess, documents cyclic transitions between cryophilous to cold resistant and mesophilous to thermophilous assemblage types. Species tolerating open and dry habitats are abundant in both profiles. Five specific faunas which are all cold resistant were determined in the loess samples. *Helicopsis striata* fauna is the most dominant among five faunas in both profiles. Stable oxygen values range from -5,89 to -2,15. Stable carbon isotope values range from -10,00 to -6,45.

Grain-size distribution indicates that the loess from BANSKO BRDO hill in Baranja is typical loess, comparable with other loess profiles in the Pannonian Basin. Slope loess and loess-like sediment were also determined in Baranja. Garnet, epidote and amphibole mineral group are most abundant heavy minerals in sediment samples of modern Danube, Drava and Tisza Rivers. By comparing this data with the heavy mineral assemblage for the Baranja loess, it is obvious that main source area for the loess is from the Danube, Drava and Tisza flood plain sediments. The source areas for those river sediments were the Alps and Western Carpathians. The main aeolian transport direction was from the North or North-West. Textures and shape of quartz grains observed with scanning electron microscope indicate a complex transport composed of several phases, from initial glacier transport to fluvial transport and temporary floodplain storage to final, proximal aeolian transport phase. The faunal assemblages in the loess samples prove the dominance of transitional palaeoecological assemblage types, whereas uniformly defined types are rare. Stable oxygen values show significant palaeotemperature changes during the Late Pleistocene with average summer temperature changes in range of 14,44 °C. The overall climate was much cooler than present. Stable carbon isotope values point to humid conditions in the Late Pleistocene. Magnetic susceptibility data indicates high amounts of magnetic minerals in palaeosols, which points to warm and humid climate during formation. Palaeosols were formed in warmer and more humid climate conditions of the Late Pleistocene during interglacial and interstadial periods. Loess was deposited in colder and more arid climate conditions during glacial and stadial periods in Late Pleistocene.

1. Uvod

Osnovna definicija prapora (lesa) glasi: prapor je kopneni sediment, nastao taloženjem čestica veličine silta eolskim transportom. Predmetni prapor je pleistocenske starosti i formira se u hladnim i suhim klimatskim uvjetima, odnosno za vrijeme glacijala/stadijala. Postoji i prapor u Kini miocenske i pliocenske starosti čija geneza nije vezana uz oledbe (HAO et al., 2008). Litificirani prapor predpleistocenske starosti naziva se lesit, a takve naslage se nalaze u Sjevernoj Americi (SOREGHAN & SOREGHAN, 2007). Zbog izravne povezanosti između podrijetla, odnosno načina postanka i klimatskih uvjeta koji su vladali u vrijeme nastanka prapora taj sediment je potencijalni zapis paleoklimatskih i paleookolišnih promjena (KUKLA et al., 1988; XIAO et al., 1995; PORTER, 2001; VANDENBERGHE & NUGTEREN, 2001; BRONGER, 2003; MUHS & BETTIS, 2003; MARKOVIĆ et al., 2007; NOVOTNY et al., 2010). Velika rasprostranjenost prapornih naslaga u Europi (HAASE et al., 2007) omogućuje dobru korelaciju istraživanih profila na velikom području (Slika 1).



Slika 1 Rasprostriranje prapora na europskom kontinentu (prerađeno i preuzeto iz HAASE et al., 2007). Crvenim kvadratom je označeno područje Baranje.

Nekoliko je značajki, po kojima možemo određeni, kopneni sediment definirati kao prapor. U svom radu PÉCSI (1990) je naveo deset značajki koje se mogu odrediti u gotovo svim prapornim naslagama Europe. To su:

1. Dominantna je veličina čestica krupnozrnatog silta, u promjeru između 10 i 50 μm .
2. Pored zrna kvarca, koja čine 40-80% lake mineralne frakcije, prapor sadrži i feldspate, kalcit i dolomit.
3. Individualni horizonti prapora su nestratificirani, ali vrlo često sadrže horizonte paleotala i/ili pijeska.
4. Udio glinovitih i pjeskovitih čestica varira od 5 do 25%, a kod glinovitih najzastupljeniji minerali su ilit i montmorilonit.
5. Udio CaCO_3 u praporu varira od 1 do 20% ovisno o okolišu taloženja, a važan je zbog cementacije zrna silta.

6. Čestice silta u praporu su dijelom cementirane, a dijelom su aglutinirane. Gustoća pakiranja prapora je oko 50%.
7. Kada je suh, prapor je stabilan čak i na okomitim padinama/strmcima, a kada je saturiran vodom lako se odronjava.
8. Podložan je eroziji površinskim vodenim tokovima.
9. Ostaci kopnene, većinom krioofilne flore i faune su karakteristični u prapornim horizontima.
10. Akumulacija mineralnih čestica prapora je posljedica opetovanog transporta i sortiranja zračnim strujama. Zbog utjecaja kišnice, snijega, topljenja snijega, voda tekućica i ostalih procesa na padinama, transport čestica se nastavlja sve dok ih ne zaustavi stepska vegetacija.

U kasnijem radu PÉCSI (1995) je proširio popis na ukupno 12 značajki, s posebnim naglaskom na način transporta i akumulacije:

11. Akumulirana zrna silta tijekom vremena formiraju praporne naslage u određenim okolišima (hladne, tople i šumovite stepe) kroz umjereni proces karbonatno-silikatne dijageneze.
12. Zbog cementacije i aglomeriranja zrna silta, horizonti krupnozrnatiije komponente su karakteristični u naslagama prapora.

Ove značajke upućuju na heterogeno podrijetlo prapora, čiji se postanak ne može objasniti isključivo eolskim transportom čestica veličine silta. Naknadni procesi koji slijede nakon sedimentacije mineralnih zrna iz zračnih struja bitni su u stvaranju prapornih naslaga. Dakle, prema PÉCSI (1990, 1995) eolski istaloženi silt nije istoznačnica za prapor, iako je eolski transport čestica veličine silta dominantni faktor u složenom procesu nastanka prapora. Pored kopnenog, najčešće stepskog okoliša siltozni materijal može biti istaložen i u vodenoj sredini kao što su bare, plitka jezera i mrtvaje. Prapor nastao taloženjem u vodenoj sredini naziva se barski prapor ili u novije vrijeme: lesoliki sediment. PYE (1995) navodi re-sedimentaciju prapora ne-eolskim načinom pa razlikuje: 1. praporno derivirani koluvij i 2. praporno derivirani aluvij. BOGNAR (1979) takav prapor naziva padinski ili derazijski, a PÉCSI (1990) jednostavno sekundarni.

Od prvih detaljnih istraživanja prapora, krajem 19. stoljeća pa sve do danas traje rasprava o njegovom podrijetlu i značajkama. Postoje dvije osnovne teorije koje nastoje precizno objasniti nastanak prapora: *eolska i pedogenetska teorija*. Osnovna je razlika u tome što eolska teorija naglašava način transporta čestica silta do određenog područja taloženja, dok se pedogenetska teorija bavi dijagenetskim procesima koji od silta stvaraju prapor. Eolska je teorija danas prihvaćena i objašnjena kombinacijom modernih analitičkih metoda kao što su

magnetski susceptibilitet (MS), snimke zrna kvarca skenirajućim elektronskim mikroskopom (SEM), datiranje termoluminiscencijom (TL) i/ili optički induciranom luminiscencijom (OSL), određivanje elemenata rijetkih zemalja (REE), omjeri stabilnih izotopa kisika i ugljika i dr. U ovoj teoriji naglasak je stavljen na eolski transport u kompleksnom procesu formiranja prapora ali sve više pozornosti posvećuje se i istraživanju drugih fizikalno-kemijskih procesa, koji su doveli do stvaranja prapornih naslaga (PÉCSI, 1990, 1995; SMALLEY et al., 2005, 2009, 2011; WRIGHT, 2007) od trenutka formiranja zrna silta, pa sve do taloženja. Unutar ove teorije mogu se razlikovati tri različita pristupa objašnjenju nastanka prapora. Prvi pristup podrazumijeva eolski transport kao najvažniji mehanizam, dok prethodni procesi nisu toliko bitni uz isticanje negiranja djelovanja tzv prapornog procesa pri taloženju (PYE, 1995). Drugi pristup naglašava važnost barem dva mehanizma transporta čestica silta, od kojih je eolski i dalje dominantan, ali je bitan i fluvijalni transport koji prethodi eolskom (SMALLEY et al., 2009). Treći pristup uz važnost heterogenih načina transporta naglašava procese koji se događaju nakon taloženja silta eolskim transportom, a rezultiraju stvaranjem prapora (PÉCSI, 1990, 1995).

Pedogenetska kao potpuno oprečna teorija, danas ima manje pobornika. Utemeljitelj ove teorije je ruski geograf BERG (1916). Po toj teoriji prapor i lesoliki sedimenti nastaju dijagenezom sitnozrnatog materijala bogatog karbonatima. Podrijetlo i transport velike količine siltoznog materijala na područje gdje je formiran prapor nije objašnjeno jer glavni interes istraživanja su naknadni procesi u istaloženom siltu. Odnos između prapora i silta iz kojeg je dijagenezom nastao, ista je kao između tla i matičnog supstrata. Da bi iz siltoznog materijala nastao prapor, potreban je tzv. praporni proces, koji djeluje u uvjetima suhe i hladne stepske klime samo ako u primarnom, sitnozrnatom materijalu, ima dovoljno karbonata i alumosilikata. Modernim analitičkim metodama nedvojbeno je utvrđeno da pedogenetska teorija ne tumači postanak prapora na znanstveno uvjerljiv način. Međutim, na pojedine elemente i pretpostavke u toj teoriji treba obratiti pozornost jer precizno opisuju procese koji se događaju nakon taloženja eolski transportiranog silta.

U Hrvatskoj su naslage prapora i lesolikog sedimenta vrlo rasprostranjene i pokrivaju gotovo 35, 7% njenog kopnenog teritorija. U najvećim debljinama nalaze se u istočnom dijelu zemlje, prije svega u istočnoj Slavoniji, Srijemu i Baranji, kao dijelu jugozapadnog prostora Panonske nizine. Manje površine ove naslage pokrivaju u središnjem području kontinentalne Hrvatske, što obuhvaća središnju i zapadnu Slavoniju, naročito obronke Bilogore i Papuka, te okolicu Zagreba (BOGNAR, 1979). Prapor se nalazi i na jadranskim otocima, gdje uglavnom zauzima male površine, a debljina naslaga je manja od 2 m. Zanimljiv primjer i izuzetak je

otok Susak, koji je gotovo u cijelosti pokriven prapornim naslagama debelim i do 90 m (CREMASCHI, 1990; MIKULČIĆ PAVLAKOVIĆ et al., 2011; WACHA et al., 2011).

Prethodna istraživanja prapora na području Hrvatske imaju povijest dugu jedno stoljeće, a začetnik je bio GORJANOVIĆ-KRAMBERGER (1912), koji je opisao praporni profil u Vukovaru na obali Dunava. Nakon njega tom tematikom su se bavili i drugi istraživači. JENKO (1959) je provodio geološko kartiranje Banskog brda u Baranji pri čemu je posebno izdvojio prapor. JANEKOVIĆ (1970) i JANEKOVIĆ & PICHLER-SAJLER (1976) proučavaju značajke prapora i pedologiju Hrvatske, Slavonije, Baranje te Đakovštine. MALEZ (1965, 1973) se bavi periglacialnim pojavama pleistocena Slavonije, te posebno kvartarnim naslagama okolice Orahovice. MALEZ & POJE (1974) proučavaju ostatke mamuta u prapornom profilu uz Dunav kod Borovog Sela. Stratigrafija kasnog pleistocena s posebnim osvrtom na topla razdoblja istraživana je na širem području istočne Slavonije i Vojvodine (RUKAVINA, 1983). MUTIĆ (1975b) je na temelju istraživanja mineraloških značajki prapora okolice Našica, Vinkovaca i Valpova načinila korelaciju kvartara istočne Slavonije. Geološki odnosi kvartarnih naslaga okolice Erduta u istočnoj Slavoniji omogućili su izračun debljine prapora i odnos prapora i starijih naslaga (VELIĆ et al., 1985). Značajke prapora ispod površine opisane su na temelju bušotinskih podataka u Baranjskom prapornom ravnjaku (URUMOVIĆ et al, 1987). Uporabom suvremenih metoda izračunato je da je ukupna debljina prapora u Baranji veća od 45 m (GALOVIĆ, 2005). BOGNAR (1990) se bavio geomorfologijom Baranje s posebnim naglaskom na istraživanje kvartarnih naslaga Banskog brda. POJE (1982, 1985, 1986) se u svojim istraživanjima detaljno bavi malakofaunom prapornih naslaga istočne Slavonije. Njezin rad je najopsežniji prikaz razvoja i promjena malakofaune, uzrokovanih paleoklimatskim promjenama u pleistocenu na području istočne Slavonije i poslužit će kao podloga za korelaciju s malakofaunom prapora Baranje.

Cilj ovog istraživanja je locirati izvorišno područje i definirati načine transporta siltoznog materijala iz kojeg su izgrađene praporne naslage Baranje, odrediti vrste malakofaune, te interpretirati njenu promjenu kroz vrijeme pod utjecajem klimatskih promjena. U tu svrhu odabrana su 4 profila prapora na obroncima Banskog brda kao objekt istraživanja. Da bi se testirala pedogenetska teorija nastanka prapora u Baranji, a i zbog boljeg poznavanja njegovih općih geoloških osobina detaljno je sedimentološki i paleontološki istražen i neogenski vulkanogeno-sedimentni kompleks koji izgrađuje podlogu prapora.

Nakon što se precizno odrede i opišu specifične zajednice gastropoda, protumače sedimentološke analize prapora, analize stabilnih izotopa kisika i ugljika te snimke kvarcnih zrna skenirajućim elektronskim mikroskopom, može senpristupiti rekonstrukciji

paleoklimatskih i paleookolišnih uvjeta u kasnom pleistocenu. Cikličke promjene klime tijekom cijelog razdoblja pleistocena utjecale su na geomorfologiju, sedimentaciju te floru i faunu. Gledano sa stanovišta paleoekologije i paleoklimatologije prapor je izuzetno pogodan za određivanje paleookolišnih i paleoklimatskih promjena. Razlog tome je rezistentnost prapora na trošenje u suhim klimatskim uvjetima te relativno slabo izražene dijagenetske promjene, što rezultira vrlo dobro očuvanim primjercima fosilnih kućica gastropoda odnosno malakofaune. Njihova zastupljenost u naslagama prapora je u većini profila Panonske nizine velika. Malakofauna je usko vezana za podlogu (litologiju i koncentraciju CaCO_3 u podlozi), vegetaciju, morfologiju terena, geografski položaj, insolaciju i klimatske promjene (LOŽEK, 1964). Međusobna interakcija tih čimbenika oblikuje određene, specifične zajednice-malakocenoze. Svaka promjena bilo kojeg od navedenih čimbenika rezultira stvaranjem drugačije malakocenoze (LOŽEK, 1964; POJE, 1982; KROLOPP, 1983). U kombinaciji sa sedimentološkim, magnetometrijskim i geokemijskim istraživanjima drugih prapornih profila u Panonskoj nizini (NOVOTNY et al., 2002, 2010; MARKOVIĆ et al., 2006, 2007, 2008) promjene malakocenoza omogućavaju pouzdanu korelaciju uz detaljan uvid u paleoklimatske promjene u kasnom pleistocenu i holocenu. Na taj način rezultati istraživanja prapora postaju moćan alat za eventualno predviđanje i budućih klimatskih promjena. Uz klasične metode odredbe specifičnih zajednica (LOŽEK, 1964, POJE, 1982; KROLOPP, 1983; KROLOPP & SÜMEGI, 1995; SÜMEGI & KROLOPP, 2002; MOLNAR et al., 2010) koje reflektiraju klimatske promjene, sve više se u istraživanju koriste i stabilni izotopi kisika i ugljika (YAPP, 1979; LÉCOLLE, 1985; GOODFRIEND, 1992; BALAKRISHNAN & YAPP, 2004). Uporaba ove moderne analitike je dodatak koji na precizan način kvantificira relativne promjene klime tijekom kasnog pleistocena.

2. Metode istraživanja

Istraživački rad temeljio se na složenoj metodologiji koja se primarno može podijeliti na terenski rad i laboratorijske analize. Samom istraživanju prethodilo je prikupljanje podataka o dosadašnjim istraživanjima te inicijalni posjet terenu. Nakon toga, uslijedila su terenska istraživanja, u sklopu kojih je uzorkovan materijal za laboratorijska istraživanja. Prikupljeni uzorci su analitički obrađeni, a dobiveni podaci su detaljno opisani i interpretirani. Uzorkovano je 30 prapornih uzoraka s 4 profila prapora kasno pleistocenske starosti (za granulometrijske, modalne, kalcimetrijske, paleontološke, snimke skenirajućim elektronskim mikroskopom-SEM i izotopne analize), 10 uzoraka sedimenata i eruptiva miocenske starosti (za granulometrijske, kalcimetrijske, paleontološke i petrografske analize) 7 uzorka konglomerata plio-pleistocenske starosti (za granulometrijske i petrografske analize), 16 uzoraka lesolikog sedimenta i sedimenata poplavne ravnice (granulometrijske, kalcimetrijske i modalne analize), te 47 uzorka prapora i paleotala za analizu magnetskog susceptibiliteta (MS). Većina analiza je načinjena u laboratoriju Hrvatskog geološkog instituta. Modalne analize su urađene na Mineraloško-petrografskom zavodu Prirodoslovno-matematičkog fakulteta, SEM analiza u Laboratoriju za geokemiju, Poslovne jedinice za geologiju i geokemiju, Službe laboratorijskih ispitivanja Sektora za inženjering i upravljanje polja SD-a, Istraživanje i proizvodnju nafte i plina, INA-Industrije nafte d.d., a analize stabilnih izotopa kisika i ugljika u Laboratoriju stabilnih izotopa Instituta za istraživanje mora i okoliša (IAMC-CNR) u Napulju.

2.1. Terenski rad

Terenska istraživanja započela su rekognosciranjem i prospekcijom terena u svrhu odabiranja objekta koji pruža najbolje uvjete za sedimentološka i paleontološka istraživanja. Iako je u prostoru Baranje načinjeno više bušotina s različitom svrhom istraživanja njihovi podaci uglavnom nisu bili dostupni. Stoga su profili prapora na Banskom brdu odabrani kao najpogodniji za terenski rad. Da bi se obuhvatila što veća debljina prapornih naslaga, a samim time i što veći vremenski raspon razvoja pleistocenske malakofaune, detaljno je istražena morfologija Banskog brda. Na kraju su odabrana 4 profila prapora, dva sa sjeverne i dva s južne strane brda, koji pokrivaju gotovo cijelu površinsku debljinu prapornih naslaga na tom

području. Sjeverni profili prapora-Podolje (Pod) i Branjina (Br) obuhvaćaju malo više od 8 m prapornih naslaga (tvore sjeverni kompozitni profil Banskog brda), a južni profili-Zmajevac (Zma) i Kotlina (Kot) obuhvaćaju oko 18 m prapornih naslaga (tvore južni kompozitni profil Banskog brda). Na tim su lokalitetima istražene naslage metodom analize facijesa. Izdvajani su različiti sedimentni varijeteti, mjerena im je debljina te su opisani njihovi međusobni prijelazi i unutarnja organizacija. Uzimani su uzorci, a na lokalitetima Suza (S1 i S2) i Podolje (P) uzorkovani su lesoliki sediment i sediment poplavne ravnice.

Uzorci prapora na južnoj strani Banskog brda su uzimani u pravilnim razmacima od 1,5 m iz profila prapora, s time da se krenulo od najmlađih naslaga prema najstarijim, što je uvjetovano terenskim osobitostima i otežanoj dostupnosti gotovo okomitih profila. Učestalije uzorkovanje, odnosno manji razmak između uzoraka, što je čest primjer u istraživanju prapora u novije vrijeme nije nužnost, niti omogućava bolju interpretaciju karakteristika prapora (STEVENS & LU, 2009). Vodila se pozornost zajedničkog uzimanja uzoraka za paleontološke, sedimentološke i izotopne analize. Da bi se to postiglo na optimalan način, uzorkovani su veliki uzorci prapora težine 8-10 kg i volumena cca 20 000 cm³ (Slika 2) iz kojih su kasnije, u laboratoriju prosijavanjem dobivene mnogobrojne kućice gastropoda. Zbog bolje dostupnosti uzorci prapora na sjevernoj strani Banskog brda uzimani su u pravilnim razmacima od 0,4 m. Veličina uzoraka je bila istovjetna onima s južne strane.



Slika 2 Uzorkovanje prapora za potrebe sedimentološke, paleontološke i analize stabilnih izotopa kiska i ugljika. Lokalitet Branjina (2,5 m u visini profila). Drška geološkog čekića je duljine 40 cm.

Ti su uzorci poslužili kao materijal za sedimentološke analize. Izotopne analize su načinjene kasnije na odabranim kućicama malakofaune.

U napuštenom kamenolomu Popovac (VP) na sjevernoj strani Banskog brda uzeti su također i uzorci podloge prapora miocenske starosti (Slika 5). Materijal je predstavljen pješčenjacima, laporima, kalcitičnim siltom i bazalt-andezitom. Isto tako, uzorkovani su konglomerati, slabo litificirani pješčenjaci i pijesci s lokaliteta Branjina (B) i Branjina/Podolje (BP), koji predstavljaju plio-pleistocensku podlogu prapora. Uzorci s tih lokaliteta analizirani su sedimentološkim, petrografskim i paleontološkim metodama.

Na svih 10 izdanaka na kojima je obavljeno uzorkovanje određene su koordinate pomoću GPS uređaja Garmin E-trex Summit. Utvrđena je litologija i debljina različitih naslaga, a fotografije izdanaka načinjene su Panasonic Lumix DMC-FZ18 fotoaparatom, s Leica lećom (Tabela 1). Fotografije malakofaune načinjene su na stereomikroskopu Zeiss Discovery V20 SteREO i obrađene uporabom računalnog programa AxioVisio Rel.4.8.

Tabela 1 Popis svih izdanaka Banskog brda na kojima su uzeti uzorci za analize.

Izdanak	Starost	Debljina	Litologija	Koordinate	Uzorak/foto
Popovac	miocen	>25 m	silt, lapor i bazalt-andezit	45° 53' 53"N, 18°39'44"E	da/da
Branjina	plio-pleistocen	5 m	konglomerat i pješčenjak	45°49'2" N, 18°41'50"E	da/da
Branjina/Podolje	plio-pleistocen	4 m	konglomerat i pijesak	45°49'4" N, 18°43'42" E	da/da
Podolje	plio-pleistocen	10 m	silt, prapor i pijesak	45°48'57" N, 18°43'49" E	da/da
Suza-1	pleistocen	2 m	sediment poplavne ravnice	45°47'21" N, 18°47'14" E	da/da
Suza-2	pleistocen	1,2 m	lesoliki sediment	45°47'23" N, 18°47'15" E	da/da
Zmajevac	pleistocen	12 m	prapor	45°48'34" N, 18°49'2" E	da/da
Kotlina	pleistocen	6 m	prapor	45°47'45" N, 18°43'36" E	da/da
Branjina	pleistocen	3 m	prapor	45°48'42"N, 18°41'41"E	da/da
Podolje	pleistocen	5 m	prapor	45°48'11"N, 18°41'3"E	da/da

2.2 Laboratorijske analize

Laboratorijske metode, napravljene u ovom istraživanju se mogu podijeliti na sedimentološke, paleontološke, izotopne i magnetometrijske. Određena je granulometrija iz uzoraka sedimenta, modalna analize teške i lake mineralne frakcije, te je izračunat maseni udio CaCO₃. Za paleontološke metode upotrijebljen je fosilni sadržaj gastropoda iz istih uzoraka prapora koji je korišten za sedimentološke analize. Na odabranim kućicama

gastropoda učinjene su analize stabilnih izotopa kisika i ugljika. Magnetometrijska analiza (MS) je učinjena na 44 uzorka koji su zasebno uzorkovani na južnom profilu prapora, te na 3 uzorka paleotala iz sjevernog profila prapora. Elektronskim skenirajućim mikroskopom fotografirana su odabrana zrna kvarca iz istih uzoraka prapora koji su korišteni za sedimentološke i paleontološke analize.

2.2.1. Granulometrijska analiza

Granulometrijska analiza uzoraka profila prapora Banskog brda je osnovna sedimentološka analiza. Potrebna količina uzorka za zrna veličine silta, što je dominantna veličina zrna u praporu, je do 50 g. Granulometrijska analiza rađena je kombinacijom metoda sijanja i aerometriranja. Za sijanje se koriste sita promjera 25 mm, 12,5 mm, 6,3 mm, 2,8 mm, 1,25 mm, 0,9 mm, 0,45 mm, 0,25 mm, 0,125 mm i 0,09 mm. Na frakcijama manjim od 0,09 mm granulometrijska analiza rađena je aerometriranjem. Dobiveni rezultati prikazani su histogramima.

Izračunat je medijan (M_d) – vrijednost koju imaju zrna u kumulativnoj granulometrijskoj krivulji kojih u sastavu ima 50%, koeficijent sortiranosti (S_o) po TRASKU-u – definiran kao: $S_o = (Q_3/Q_1)^{-1/2}$, gdje je Q_3 treći kvartil, a Q_1 prvi kvartil i koeficijent asimetrije (S_k) koji pokazuju prevladavaju li u uzorku frakcija krupnijih ili sitnijih zrna u odnosu na medijan (M_d). Treći i prvi kvartil određuju se isto kao medijan samo kod presjecišta krivulje na 75%, odnosno 25%. Postupci pri navedenim analizama slijede upustva po WENTHWORTH (1922). Analizu je napravio Antun Škrtić.

2.2.2. Modalna analiza teške i lake mineralne frakcije

Modalni sastav teške (TMF) i lake mineralne frakcije (LMF) je bitan podatak o podrijetlu baranjskog prapora. Mineralni sastav svakog pojedinog uzorka te cijelog profila, može ukazivati na izvorišni materijal, odnosno mineralni sastav silta, a manjim dijelom i pijeska, koji je eolskim transportom napuhan na područje Baranje. Iz tog se podatka, između ostalog može interpretirati i smjer kretanja zračnih struja, kojima je materijal transportiran. Modalne analize načinjene su na svim uzorcima prapora, iz 4 profila na Banskom brdu, te na 10 uzoraka lesolikog sedimenta s 2 izdanka. Analize su načinjene na frakciji između 0.063 i

0,125 mm. Spomenuta frakcija uzorka najprije je tretirana s 5% solnom kiselinom, pri čemu je otopljen eventualno prisutni kalcit. Zatim su uz pomoć bromoforma gravitacijski odvojene teška mineralna frakcija (TMF) i laka mineralna frakcija (LMF). Iz obje frakcije za svaki uzorak načinjeni su rastresiti preparati. Modalni sastav pijeska utvrđen je određivanjem oko 300 zrna u TMF i oko 250 zrna u LMF (MENGE & MAURER, 1992). Modalnu analizu je napravio dr. sc. Marijan Kovačić.

2.2.3. Analiza sadržaja CaCO₃ (kalcimetrija)

Analiza sadržaja CaCO₃ je učinjena na svim uzorcima iz sva 4 profila prapora Banskog brda te na 10 uzoraka lesolikog sedimenta s 2 izdanka. Potrebna količina uzorka za kalcimetriju je 1-2 g homogeniziranog, praškastog uzorka. Određivanje količine karbonata u uzorcima temelji se na mjerenju volumena CO₂ koji se oslobađa prilikom reakcije CaCO₃ s 10% klorovodičnom kiselinom (HEAD, 1992). Otapanju karbonata prethodila je priprema uzorka koja se sastojala od sušenja uzorka na sobnoj temperaturi, usitnjavanja uzorka u ahatnom tarioniku i određivanja količine karbonata u uzorcima volumetrijskom metodom kalcimetrije u Collinsovom kalcimetru (HEAD, 1992).

Metoda se temelji na mjerenju volumena CO₂ koji se oslobađa prema reakciji:



Maseni udio CaCO₃ izračunava se uz prethodnu korekciju volumena CO₂ na uvjete standardnog tlaka i temperature kao:

$$n(\text{CaCO}_3) = V(\text{CO}_2) / V_m \quad (2)$$

$$m(\text{CaCO}_3) = n(\text{CaCO}_3) \cdot M_r(\text{CaCO}_3) \quad (3)$$

pa je:

$$w(\text{CaCO}_3) = m(\text{CaCO}_3) / m(\text{uzorka}) \quad (4)$$

gdje je:

n - količina (množina) tvari,

m - masa tvari,

Mr - molarna masa tvari,

w - maseni udio tvari,

V - volumen plina,

Vm - molarni volumen plina kod standardnih uvjeta ($t = 273.15 \text{ K}$ i $p = 101.325 \text{ kPa}$).

Preliminarno određivanje količine kalcij-karbonata napravljeno je kako bi se odredila približna količina uzorka koju je potrebno otopiti (HEAD, 1992). Analizu je napravila dipl. ing. kem. Vlasta Jurišić-Mitrović.

2.2.4. Analiza stabilnih izotopa kisika i ugljika

Osobito važna metoda ovog rada, po prvi put primijenjena na jednom pleistocenskom geološkom objektu u Hrvatskoj, je mjerenje vrijednosti stabilnih izotopa kisika i ugljika dobivenih iz kućica praporne malakofaune. Mjerenja su napravljena na odabranim kućicama gastropoda iz svih 30 uzoraka prapora.

Priprema uzoraka i analitička obrada uzoraka karbonatnih kućica gastropoda na stabilne izotope ^{13}C i ^{18}O napravljena je u sklopu stručnog usavršavanja na Institutu za priobalne marinske okoliše u Napulju (CNR-*Consiglio Nazionale delle Ricerche* – IAMC - *Istituto per l'ambiente marino costiero*). Nakon prosijavanja i odabira najočuvanijih kućica malakofaune, usljedilo je ispiranje od sedimenta destiliranom vodom, kako se ne bi promijenio kemizam, što bi utjecalo na rezultate izotopnih mjerenja. Potom su kućice osušene u keramičkim posudama na $100 \text{ }^\circ\text{C}$ u periodu od sat vremena. U malahitnom tarioniku su potom smrvljene u prah. Radi statističke ispravnosti za svako mjerenje, svakog uzorka samljevene se po 3 kućice iste vrste gastropoda. Sljedeći korak u pripremi uzoraka za analizu je termička obrada dobivenog karbonatnog praha na $400 \text{ }^\circ\text{C}$, u periodu od 30 minuta. Ovaj postupak je nužan, da se eventualna organska tvar (bogata ugljikom) otkloni, kako ne bi utjecala na rezultat. Na kraju postupka, termički obrađeni prah se stavlja u plastične tube, koje se potom umeću u kontejnere u GasBenchII-automatizirani uređaj. Zatim se u svaku pojedinačnu tubu implementira 1 mL fosfatne kiseline (H_3PO_4), pri $50 \text{ }^\circ\text{C}$, koja u reakciji s termički obrađenim karbonatnim prahom stvara plin CO_2 . Upravo se iz ugljičnog dioksida u masenom spektrometru (Delta Plus XP mass spectrometer) mjere vrijednosti stabilnih izotopa

kisika i ugljika, odnosno omjeri O^{18}/O^{16} i C^{13}/C^{12} . Nakon mjerenja rezultati se uspoređuju sa standardima. Standard za izotope ugljika je PDB (Peedee Belemnite formacija), a za izotope kisika se uz PDB standard koristi i SMOW (Standard Mean Ocean Water) standard. U novije vrijeme kao standard se koristi i VPDB (Vienna PDB). U ovom istraživanju, korišten je VPDB standard za izotope ugljika i kisika. Na svakom šestom uzorku vršena je usporedba s internim standardom laboratorija (Carrara mramor s $\delta^{18}O = 2,43\text{‰}$ u odnosu na VPDB i $\delta^{13}C = 2.43\text{‰}$ u odnosu na VPDB), a na svakom tridesetom u odnosu na međunarodni standard NBS19. Standardne devijacije izotopa ugljika i kisika su bile 0,1% i 0,08% u odnosu na 20 mjerenih uzoraka s trostrukom provjerom (ponavljanjem).

Nakon opisa analize nužno je objasniti fizikalne i kemijske karakteristike stabilnih izotopa kisika i ugljika te implikacije koje te karakteristike imaju na pravilnu interpretaciju dobivenih rezultata. Nadalje, potrebno je navesti i sve faktore koji mogu utjecati na intepretaciju izotopnih rezultata, kao i opisati složeni mehanizam izotopne frakcionacije u tijelu gastropoda. Gastropodna fauna prapornih naslaga Baranje je pogodna za mjerenje vrijednosti stabilnih izotopa kisika i ugljika. Ljušture, odnosno kućice pleistocenskih gastropoda su građene od aragonita. Taj mineralni sastav omogućava mjerenja stabilnih izotopa jer se u neutralnim ili blago alkalnim uvjetima (a takvi su dominantni u naslagama prapora) mogu sačuvati omjeri stabilnih izotopa kisika i ugljika. Prednost karbonatnih kućica gastropoda iz prapora je ta, što on nije izložen jakim dijagenetskim promjenama, kao karbonati iz morskog okoliša.

Izotopi su atomi jednakih atomskih brojeva ali različitih atomskih masa. Dakle, svaki element je definiran brojem protona, tj. atomskim brojem ali on može imati različite brojeve neutrona, što stvara razlike u masi takvih atoma. Te razlike u masi uvjetuju najznačajnije svojstvo stabilnih izotopa, tj. frakcionaciju. Frakcionacija je preferencijalno razdvajanje izotopa tijekom određenih kemijskih i fizičkih procesa. Ona je proporcionalna omjeru njihovih masa tako da je zabilježena samo kod elemenata s nižim atomskim brojem, ispod 40. Najznačajniji elementi kod kojih se proučavaju varijacije izotopnog sastava su vodik, ugljik, dušik, kisik i sumpor.

Do frakcionacije može doći tijekom nekoliko različitih kemijskih reakcija i fizičkih procesa:

a) reakcije izmjene koje uključuju izotopnu redistribuciju određenog elementa, između molekula koje sadrže taj element.

b) jednosmjerne reakcije kod kojih brzine reakcija ovise o izotopnom sastavu reaktanata i produkata.

c) fizički procesi poput evaporacije i kondenzacije, otapanja i kristalizacije, adsorpcije i desorpcije, i difuzije iona i molekula zbog koncentracijskih ili temperaturnih gradijenata gdje razlike u masi imaju utjecaja.

Faktor frakcionacije α je vrijednost kojom se opisuje frakcionacija izotopa pri takvim reakcijama i procesima:

$$\alpha = R_A / R_B \quad (5)$$

gdje R_A i R_B predstavljaju omjere težeg izotopa prema lakšem u fazi A, odnosno B.

Postoji mnoštvo faktora koji mogu imati utjecaja na izotopni sastav okoliša, tj. karbonata koji se u njemu taloži. Jedan od najbitnijih je temperatura. Za bilo koji dani sustav faktor frakcionacije je ovisan o temperaturi i generalno se približava jedinici s njenim porastom. Od ostalih faktora koji imaju utjecaja na varijacije izotopnog sastava mogu se istaknuti još karbonatna mineralogija, $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti morske i slatke vode te kišnice, kinetička frakcionacija, metabolički efekti u organizmu, brzina precipitacije te naknadna dijageneza u sedimentu ili na fosilnim ostacima (GOODFRIEND & MAGARITZ, 1989; CHARISI & SCHMITZ, 1995; STÜBEN et al., 2003).

Kod primjene analize stabilnih izotopa na fosilne ostatke kopnenih organizama, vrijednost podataka se očituje u činjenici da na taj način isčitavamo paleotemperaturu kopnenog paleookoliša u trenutku dok je organizam izgrađivao svoj skelet ili kućicu. Takav rezultat predstavlja analitičku potvrdu (ili odstupanje u određenoj mjeri) podataka dobijenih paleontološkim i biostratigrafskim istraživanjima kojima se određuju različite malakocenoze. Rezultati stabilnih izotopa predstavljaju analitiku izraženu brojevima što se razlikuje od klasične paleontološke analize, jer nam pružaju precizniju interpretaciju paleoklimatskih promjena. Analizu stabilnih izotopa kisika i ugljika napravili su dr. sc. Mario Sprovieri i dr. sc. Fabrizio Lirer.

2.2. 4.1. Stabilni izotopi kisika

Kisik je najzastupljeniji kemijski element u Zemljinoj kori i ima tri stabilna izotopa čije približne zastupljenosti iznose: $^{16}\text{O} = 99.756\%$, $^{17}\text{O} = 0.039\%$ i $^{18}\text{O} = 0.205\%$. Izotopni sastav kisika u određenom sustavu se izražava kao razlika omjera $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ u odnosu na standard SMOW (Standard Mean Oceanic Water), izraženo u promilima:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{uz} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{st}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{st}} \right] \times 1000\text{‰} \quad (6)$$

Pozitivne vrijednosti $\delta^{18}\text{O}$ ukazuju na obogaćenje sa ^{18}O u odnosu na SMOW dok negativne ukazuju na osiromašenje. Osim SMOW standarda katkada se koristi i PDB standard (izotopni sastav CO_2 iz belemnita iz Peedee formacije, Južna Karolina).

Vrijednost $\delta^{18}\text{O}$ je povezana sa faktorom frakcionacije na sljedeći način:

$$R_v = \frac{\delta^{18}\text{O}_v \times R_{sw}}{1000} + R_{sw} = \frac{R_{sw} (\delta^{18}\text{O}_v + 1000)}{1000} \quad (7)$$

$$R_l = \frac{\delta^{18}\text{O}_l \times R_{sw}}{1000} + R_{sw} = \frac{R_{sw} (\delta^{18}\text{O}_l + 1000)}{1000} \quad (8)$$

iz čega proizlazi:

$$\alpha = \frac{R_l}{R_v} = \frac{\delta^{18}\text{O}_l + 1000}{\delta^{18}\text{O}_v + 1000} \quad (9)$$

gdje je:

R_v - omjer $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ pare,

R_l - omjer $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ tekuće vode,

R_{sw} - omjer $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ standarda SMOW.

Tri stabilna izotopa kisika, zajedno s vodikom koji ima dva stabilna izotopa, mogu tvoriti devet različitih izotopnih konfiguracija molekule vode. Kada voda isparava vodena para je obogaćena na ^{16}O jer se lakše molekule vode lakše prenose u plinovito stanje. Time će, što je isparavanje intenzivnije vrijednosti $\delta^{18}\text{O}$ u tekućoj vodi postajati sve pozitivnije, a u pari sve negativnije. Zato su vrijednosti $\delta^{18}\text{O}$ kod precipitacije i općenito slatke vode uglavnom niže od morske vode. Faktor frakcionacije pri evaporaciji bitno ovisi o temperaturi te njegova vrijednost pada s porastom temperature (GROSMAN & KU, 1986).

Nakon opisa kemijsko-fizikalnih karakteristika stabilnih izotopa kisika i frakcionacije u prirodi, potrebno je formulama opisati procese koji se dešavaju u interakciji između atmosfere vode i organizma gastropoda te u samom organizmu gastropoda. To je bitno jer se u organizmu gastropoda odvija konačna frakcionacija izotopa kisika, čiji zapis ostaje trajno zabilježen u njegovoj kućici (BALAKRISHNAN & YAPP, 2004). Materijalna ravnoteža izotopa kisika zahtjeva sljedeće odnose:

$$\frac{d^{16}n_1}{dt} = F_{in} - F_{out} - F_{ev} \quad (10)$$

$$\frac{d^{18}n_1}{dt} = F_{in} - F_{out} - F_{ev} \quad (11)$$

Gdje je:

$^{16}n_1$ – količina mola H_2O^{16} u dobro pomiješanoj tjelesnoj tekućini,

$^{18}n_1$ – količina mola H_2O^{18} u dobro pomiješanoj tjelesnoj tekućini,

t – vrijeme,

$^{16}F_{in}/^{18}F_{in}$ – ulazni tok H_2O^{16}/H_2O^{18} u tjelesnu tekućinu,

$^{16}F_{out}/^{18}F_{out}$ – izlazni tok H_2O^{16}/H_2O^{18} u obliku tekućine,

$^{16}F_{ev}/^{18}F_{ev}$ – evaporacijski tok H_2O^{16}/H_2O^{18} iz tjelesne tekućine.

Iz toga proizlaze sljedeći omjeri:

$$\frac{F^{18}_{in}}{F^{16}_{in}} = R^{18}_{in} \quad (12)$$

$$\frac{F^{18}_{out}}{F^{16}_{out}} = R^{18}_{out} \quad (13)$$

gdje je:

R^{18}_{in} – $^{18}O/^{16}O$ omjer u vodi koju je gastropod upio kroz stopalo,

R^{18}_{out} – $^{18}O/^{16}O$ omjer u izlaznom toku H_2O .

Iz prethodnih jednadži (12) i (13) može se odrediti ravnoteža između H_2O rezidualne tjelesne tekućine i vodene pare na granici dodira, odnosno na izravnom kontaktu između tijela gastropoda i atmosfere. Jednadžba kojom opisujemo tu ravnotežu glasi:

$$\frac{d^{18}n_l}{dt} = R^{18}_{in} F_{in} + \left(\frac{F_{ev}}{\alpha_k^{18}} \frac{18\alpha_{w-v} R_A h - R_A}{\alpha_{w-v}(1-h)} \right) - R_A F_{in} \theta \quad (14)$$

gdje je:

R^{18}_{in} - $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ omjer u vodi koju je gastropod upio kroz stopalo,

R^{18}_l - $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ omjer u tjelesnoj tekućini (uz pretpostavku da je dobro pomiješana),

$^{18}\alpha_k$ - kinetički faktor frakcionacije $^{16}\text{D}/^{18}\text{D} = 1,0285$,

$^{18}\alpha_{w-v}$ - faktor frakcionacije kisika u ravnoteži između $\text{H}_2\text{O}_{\text{tekuće}}$ i $\text{H}_2\text{O}_{\text{pare}}$,

$^{18}R_A$ - $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ omjer u vodenoj pari u atmosferi,

h – relativna vlažnost,

θ – $^{16}\text{F}_{\text{out}}/^{16}\text{F}_{\text{in}} \approx \text{F}_{\text{out}}/\text{F}_{\text{in}}$.

Formula (14) prikazuje kompleksnost procesa frakcionacije koji se odvija u tijelu gastropoda.

2.2.4.2. Stabilni izotopi ugljika

Ugljik je jedan od najčešćih elemenata u svemiru, najvažniji je element biosfere, a prisutan je i u kori i u plaštu te hidrosferi i atmosferi. Postoje dva stabilna izotopa ugljika čije približne zastupljenosti iznose: $^{12}\text{C} = 98.89\%$ i $^{13}\text{C} = 1.1\%$. Oni se frakcioniraju nizom prirodnih procesa uključujući fotosintezu i reakcije izmjene među ugljikovim spojevima.

Izotopni sastav ugljika se iskazuje delta notacijom ($\delta^{13}\text{C}$) istim principom kao i kod kisika dok je standard koji se koristi već navedeni PDB:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{uz} - \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{st}}{\left(\frac{^{13}\text{O}}{^{12}\text{O}} \right)_{st}} \right] \times 1000\text{‰} \quad (15)$$

Fotosinteza dovodi do obogaćenja sa ^{12}C kod biološki sintetiziranih organskih spojeva. Tako organska tvar u recentnim sedimentima ima vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ između -10 i -30‰.

Reakcije izmjene između CO_2 i otopljenih karbonatnih vrsta dovode do obogaćenja sa ^{13}C . Nekoliko faktora kontrolira izotopni sastav CaCO_3 precipitiranog iz vodene otopine:

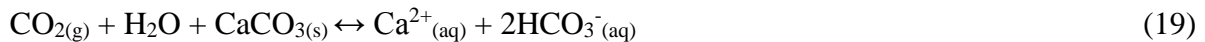
a) $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti CO_2 plina u ravnoteži s karbonatnim i bikarbonatnim ionima u otopini.

b) Frakcionacija izotopa ugljika između CO₂ plina, karbonatnih i bikarbonatnih iona u otopini, i krutog CaCO₃.

c) Temperatura izotopne ravnoteže.

d) pH i ostala kemijska svojstva sustava koja imaju utjecaj na obilnost karbonatnih i bikarbonatnih iona u sustavu.

Karbonatna ravnoteža se može prikazati sljedećim jednadžbama:



Faktor frakcionacije između CaCO₃ i CO₂ iznosi 1.01017 pri 20° C. Dakle CaCO₃, taložen u izotopnoj i kemijskoj ravnoteži pri 20° C s CO₂ plinom čiji je δ¹³C jednak 0, će biti obogaćen sa ¹³C za oko 10%.

Vrijednosti δ¹³C karbonatnih stijena morskog postanka od kambrija do tercijara su gotovo konstantne i imaju vrijednosti blizu 0, u odnosu na PDB standard. Za razliku od toga, slatkovodni karbonati su u usporedbi sa morskim obogaćeni na ¹²C i imaju varijabilnije δ¹³C vrijednosti. Izotopni sastav ugljika kod recentnih morskih i nemorskih školjaka je sličan onome u karbonatnim stijenama. Nakon ovog opisa izotopa ugljika i njihove frakcionacije u prirodi, bitno je opisati procese koji se dešavaju u interakciji između atmosferske vode i organizma gastropoda te u samom organizmu gastropoda. To je bitno jer se u organizmu gastropoda odvija konačna frakcionacija izotopa ugljika, čiji zapis ostaje trajno zabilježen u kućici (BALAKRISHNAN & YAPP, 2004). Formula za materijalnu ravnotežu izotopa ugljika u tijelu gastropoda glasi:

$$\frac{d^{12}n_b}{dt} = F_{in} - F_{out} - F_{rs} \quad (20)$$

$$\frac{d^{13}n_b}{dt} = F_{in} - F_{out} - F_{rs} \quad (21)$$

gdje je:

¹²n_b – količina mola H¹²CO₃⁻ u dobro pomiješanoj tjelesnoj tekućini,

¹³n_b – količina mola H¹³CO₃⁻ u dobro pomiješanoj tjelesnoj tekućini,

$^{12}F_{in}/^{13}F_{in}$ – ulazni tok $^{12}CO_2$ (u obliku $H^{12}CO_3^-$)/ $^{13}CO_2$ (u obliku $H^{13}CO_3^-$) u tjelesnu tekućinu,
 $^{12}F_{out}/^{13}F_{out}$ – izlazni tok $^{12}CO_2$ (u obliku $H^{12}CO_3^-$)/ $^{13}CO_2$ (u obliku $H^{13}CO_3^-$) u tjelesnu tekućinu,

$^{12}F_{rs}/^{13}F_{rs}$ – respiratorni tok $^{12}CO_2/^{13}CO_2$ iz tjelesne tekućine,

t – vrijeme.

Matematički opisi ravnoteže toka ugljikovih izotopa su analogni onima kod izotopa kisika, pa iz prethodne dvije jednadžbe možemo izvesti sljedeću, koja opisuje tok izotopa ugljika u plućima gastropoda:

$$^{12}F_{rs} = - ^{12}D \frac{\partial^{12}C}{\partial z} \quad (22)$$

$$^{13}F_{rs} = - ^{13}D \frac{\partial^{13}C}{\partial z} \quad (23)$$

gdje je:

$^{12}F_{rs}$ – respiratorni tok $^{12}CO_2$ iz tjelesne tekućine,

$^{13}F_{rs}$ – respiratorni tok $^{13}CO_2$ iz tjelesne tekućine,

^{12}D - koeficijent difuzije $^{12}CO_2$ plina u zraku,

^{13}D – koeficijent difuzije $^{13}CO_2$ plina u zraku,

z – visina iznad kontakta između tijela gastropoda i difuzivnog graničnog sloja.

Iz ove dvije jednadžbe može se vidjeti da je respiratorni tok ugljikovih izotopa ovisan o atmosferskim uvjetima i o okolišu u kojem se gastropod hrani i živi. Važno je naglasiti da na $\delta^{13}C$ vrijednosti mjerene u aragonitu gastropodnih kućica atmosferski CO_2 ne utječe direktno već kroz kompleksnu interakciju i frakcionaciju u tijelu gastropoda, kako je i opisano jednadžbama (20), (21), (22) i (23).

2.2.4.3. Primjena stabilnih izotopa kod istraživanja cikličkih sekvencija

Cikličke sekvencije se sastoje od opetovanih ponavljanja identičnih ili sličnih uvjeta, na razini milimetra do stotine metara, koje predstavljaju vremenske intervale od sekunda do milijuna godina. Jedan od glavnih mehanizama koji stvara cikličke izmjene u sedimentima jesu varijacije u klimi. Kao što je prikazano u prethodnom poglavlju, postoje brojni faktori koji mogu utjecati na izotopni sastav karbonata. Kako su mnogi od tih faktora povezani s

klimatskim uvjetima (npr. temperatura, evaporacija/precipitacija, dotok slatke vode, dubokomorske struje) proučavanje izotopnog sastava karbonata može nam dati važne informacije o utjecaju klimatskih varijacija na nekadašnje taložne okoliše. Stabilni izotopi su osobito pogodni za proučavanje cikličkih sekvencija jer pokazuju samo relativne promjene, što eliminira problem nepreciznosti određivanja apsolutnih paleotemperatura, pogotovo kada su u pitanju sedimenti iz starijih geoloških razdoblja. Tako mogu ukazivati na izmjene toplijih i hladnijih razdoblja, s humidnijom ili aridnijom klimom, s jačim ili slabijim isparavanjem površinskih voda, s jače ili slabije izraženim miješanjem vodenih masa, s jačom ili slabijom produktivnošću, itd. Pri tome izotopi sami za sebe rijetko mogu dati pouzdanu interpretaciju geneze ciklusa ali zajedno s drugim indikatorima čine interpretaciju sigurnijom i potpunijom.

Kod starijih sedimenata se općenito povećava nepreciznost i sigurnost svake interpretacije. Pri istraživanju prapora problem nije toliko prisutan jer su naslage prapora u Baranji većinom kasno pleistocenske starosti (GALOVIĆ, 2005; GALOVIĆ et al., 2009). Jedan razlog nepreciznosti je sve slabija vremenska kontrola, koja nam inače omogućuje konstrukciju krivulje varijacija izotopnog sastava u vremenu, pomoću koje se dokazuje orbitalni postanak ciklusa. Drugi problem koji se može javiti kod starijih, ali i kod mlađih sedimenata, jest nepouzdanost samog izotopnog zapisa, jer dijageneza može bitno izmijeniti i zamaskirati primarni izotopni sastav karbonata. Tijekom taloženja karbonatnih skeleta može doći do promjena zbog izraženog temperaturnog gradijenta između površinskih i dubokih voda kod niskih zemljopisnih širina. Pri čemu ranodijagenetska rekristalizacija u hladnim vodama pri oceanskom dnu pomiče primarne vrijednosti $\delta^{18}\text{O}$, uglavnom skeleta planktonskih foraminifera, prema višim, a $\delta^{13}\text{C}$ prema nižim vrijednostima (CHARISI & SCHMITZ, 1995; STÜBEN et al., 2003). Kasna dijageneza također može izmijeniti primarni izotopni signal. Zatrpavanjem sedimenta, na sve većoj dubini, raste temperatura, te se rekristalizacijom stvara sekundarni karbonat s nižim vrijednostima $\delta^{18}\text{O}$ i kod planktonskih i kod bentičkih skeleta (CHARISI & SCHMITZ, 1995; STÜBEN et al. 2003). Interakcija s meteorskom vodom koja je izotopno lakša također će u karbonatima pomicati $\delta^{18}\text{O}$ prema nižim vrijednostima.

Jedan od prvih istraživača koji je proučavao fluktuacije izotopnog sastava ljuštura foraminifera bio je EMILIANI (1955). On je na temelju analize stabilnih izotopa na uzorcima foraminifera iz podmorskih bušotina iz prvih 50 m oceanskog dna, rekonstruirao temperaturne tj. klimatske varijacije tijekom pleistocena. Uočio je da izotopne varijacije jasno pokazuju određenu vrstu pravilne cikličnosti toplijih i hladnijih razdoblja kakvu bi mogao proizvesti Milankovićev mehanizam. Dakle, na temelju izotopnog sastava ljuštura foraminifera može se uspostaviti veza između varijacije u količini sunčevog zračenja koja je pod utjecajem

orbitalnih ciklusa Zemlje i izotopnog sastava morske vode, iz koje foraminifere crpe karbonat za izgradnju ljuštura (KITAMURA & KIMOTO, 2007).

Prema hipotezi MILANKOVIĆA (1941) dugotrajne fluktuacije sunčeve radijacije u visokim zemljopisnim širinama, uzrokovane varijacijama orbitalnih parametara, su kontrolirale oledbe u zadnjih 600 000 godina. Pri tome je Milanković razlučio tri različita ciklusa u trajanju od 22 000 god, 41 000 god i 100 000 god. Da bi interpretacija izotopnog zapisa slijeda naslaga bila pouzdana moramo biti sigurni da je sedimentacija bila neprekinuta te moramo imati dobru vremensku kontrolu. Neprekinuta sedimentacija je problematični dio interpretacije u prapornim naslagama, jer je prapor homogeni sediment bez vidljivih tekstura i struktura, stoga je nužan oprez pri uzimanju uzoraka u slijedu naslaga. Konstrukcija odgovarajuće vremenske skale često predstavlja problem, a uglavnom se temelji na datiranju pomoću C^{14} i Th^{230}/Pa^{231} , TL-a, IRL-a, te pomoću izmjena magnetskog polariteta. Uz to vrlo često se na kućicama gastropoda radi i AAR (amino acid racemization) analiza. Spektralna analiza krivulje varijacija $\delta^{18}O$ tijekom pleistocena otkriva dominaciju frekvencija od 22000, 41000 i 100000 godina. Te tri frekvencije upravo odgovaraju glavnim frekvencijama sadržanim u Milankovićevoj krivulji radijacije.

2.2.5. Paleontološke analize

Nakon terenskog uzorkovanja s 4 profila prapora uzorci su u laboratoriju bili prosijani sitima promjera 2,8 mm, 1,25 mm i 0,9 mm, da bi se iz njih dobile kućice gastropoda. Nakon prosijavanja, kućice koje nisu odabrane za izotopne analize isprane su u mješavini vode i peroksida da bi bile što bolje očišćene od sedimenta. Analizirani su svi uzorci prapora, iz sva četiri profila s Banskog brda. Prvi dio analize uključuje prebrojavanje broja kućica u svakom uzorku. U obzir su uzete samo one kućice koje su bile potpuno očuvane ili one kojima su bili sačuvani osnovni elementi identifikacije, kao što su vrh i ušće kućice koji su potrebni da bismo mogli utvrditi vrstu pojedinog gastropoda. Ostalo kršje iz uzoraka nije uvršteno u paleontološke i statističke analize, već samo zabilježeno kao podatak o brojnosti gastropoda u određenom uzorku. Nakon toga uslijedilo je određivanje roda, porodice i vrste gastropoda u svakom uzorku, da bi se mogla odrediti karakteristična zajednica. Potom se mjerila visina, odredio broja zavojnica te fotografirale najočuvanije kućice svake vrste. Nakon toga, pristupilo se statističkoj obradi podataka, budući je iz svih 30 uzoraka prapora, izdvojeno ukupno 5971 kućica, što je dovoljno za kvalitetnu statističku obradu podataka. Karakteristične

zajednice malakofaune određene su uz korištenje literature (LOŽEK, 1964; FRANK, 2006). Podaci su obrađeni u programu Past koji je namijenjen upravo za paleontološka i taksonomska istraživanja.

2.2.6. Analiza magnetskog susceptibiliteta (MS)

Magnetski susceptibilitet (hrv=podložnost/prijemčivost/osjetljivost) ili skraćeno MS je stupanj do kojeg određeni materijal (u geologiji je to sediment/stijena koji istražujemo) može biti magnetiziran pomoću vanjskog magnetskog polja. Ako je omjer između inducirane magnetizacije i inducirano polja izražen u volumnim jedinicama, tada je volumni susceptibilitet (k) definiran kao:

$$k=M/H \quad (24)$$

gdje je:

k - materijalu podložnosti inducirano,

M - volumna inducirana magnetizacija,

H - vanjsko polje.;

sve izraženo u CGS sustavu. Volumni susceptibilitet je bezdimenzijska količina. Da bi se mjerena vrijednost pretvorila u SI sustav, koristimo sljedeću jednadžbu:

$$k(\text{SI}) = 4 \pi k(\text{CGS}) = 4 \pi \text{ G Oe}^{-1} \quad (25)$$

gdje je:

G - skraćenica za Gauss jedinicu,

Oe - skraćenica Örstedt jedinicu.

Najčešće se MS analiza koristi pri vrlo niskim poljima, koja ne prelaze vrijednosti od 0,5 nT (snaga magnetskog polja Zemlje je 30 000 do 60 000 nT). Većina sedimenata/stijena pokazuje vrijednosti volumnog magnetskog susceptibiliteta od $\pm 10^{-6}$ u CGS sustavu.

MS analiza u osnovi mjeri količinu magnetskih minerala u sedimentu/stijeni. To su: najzastupljeniji magnetit (ulvospinel, titanomagnetit), te ilmenit i pirhotin. Za spinel se ne zna pouzdano je li magnetski mineral. Hematit je slabomagnetičan a limonit najčešće nije

magnetičan. Svi sedimenti i stijene sadrže određenu količinu magnetita, te je upravo zbog toga ova metoda raširena i praktična. U vlažnijim klimatskim uvjetima količina magnetita u sedimentu je povećana, pa su vrijednosti MS-a veće, a u aridnim i polu-aridnim klimatskim periodima, magnetita je manje u sedimentu, te su i vrijednosti MS-a niže. MS je stoga indikator promjena u sedimentu/stijeni, koje možemo povezati s paleoklimatskim promjenama, koje su bile česte u pleistocenu. Visoka preciznost i osjetljivost metode čini ju iznimno korisnom pri korelaciji profila ali i bušotina. Upravo zbog toga je i ova metoda odabrana kod istraživanja prapornih profila jer može poslužiti pri korelaciji prapora Baranje s praporom u Vojvodini ili Mađarskoj.

Uzorci za MS analizu uzeti su s južnog profila Banskog brda, u blizini sela Zmajevac (ZM). Uzorkovano je ukupno 44 uzorka (40 uzoraka prapora i lesolikog sedimenta, te 4 uzorka paleotla) u pravilnom intervalu od 40-50 cm, od vrha prema dnu. Time je obuhvaćeno gotovo 18 m prapornih naslaga. Iz sjevernog profila prapora uzorkovana su 2 paleotla pri čemu su uzeta 3 uzorka. Terenski uzorci su bili volumena cca 100 cm³, dok su u laboratoriju HGI-a, mjerenja rađena na uzorcima volumena 10 cm³. Prije samog mjerenja uzorci su obrađeni tako da posudice koje su umetnute u senzor, ispunjava homogeni materijal zrna veličine silta. Mjerenja su obavljena uređajem "Bartington Magnetic Susceptibility meter MS2", koji se sastoji od senzora, mjerne jedinice ili susceptometra i računala s pripadajućim softwareom. Uređaj sam radi automatske korekcije, a mjerenja su načinjena na niskoj frekvenciji (LF=low frequency). Visoka frekvencija (HF) se koristi samo u slučaju ako uzorci imaju veći postotak glinovitog materijala. Mjerna jedinica ima raspon mjerenja od 1×10^{-5} do 9999×10^{-5} (izraženo u SI, po specifičnom volumenu). Na svakom od 44 uzorka je napravljeno 5 uzastopnih mjerenja (radi provjere i izbjegavanja velikih odstupanja u rezultatu), a završna vrijednost je njihova aritmetička sredina. Vrijednosti su izražene u $\times 10^{-6}$ (CGS; cm³m⁻¹). Preciznost uređaja je 2×10^{-6} (SI).

2.2.7. Fotografije elektronskim mikroskopom, SEM (Scanning electron microscope)

Fotografije zrna kvarca iz južnog i sjevernog profila prapora načinjene su pomoću skenirajućeg elektronskog mikroskopa u Laboratoriju za geokemiju, Poslovne jedinice za geologiju i geokemiju, Službe laboratorijskih ispitivanja Sektora za inženjering i upravljanje polja SD-a, Istraživanje i proizvodnju nafte i plina, INA-Industrije nafte d.d. Odabrani uzorci

zaliječpljeni su na nosač dvostranom lječpljivom trakom, a zatim napareni zlatom, debljine 25 nm. Tako pripremljeni uzorci postavljjeni su u kontejner i analizirani koristeći skenirajući elektronski mikroskop JEOL, model JSM-6510 LV. Snimljene su mikrofotografije.

Uređaj skenira površinu ispitivanog uzorka vrlo precizno fokusiranim snopom elektrona. Izvor elektrona je volframova nit koja pri visokom naponu generira elektrone. Taj snop elektrona pobuđuje (izbija) elektrone u sastavu atoma uzorka. Napon je pri skeniranju iznosio 15 kV. Energija elektrona iz snopa u izravnoj je proporciji s interaktivno pobuđenim elektronima iz uzorka. Energije proizašlih elektrona iz uzorka skupljaju se i mjere specijalnim detektorima i uz pomoć mikroprocesora stvara se pseudotrodimenzijska slika valnih duljina elektrona jedinstvena za element koji se nalazi u uzorku. Prednost je rezolucija odnosno sposobnost da se 'vide' mali objekti i dubina polja odnosno sposobnost da objekti različite 'visine' na uzorkovnoj površini ostanu u fokusu. Detektorom sekundarnih elektrona dobivene su slike topografskog kontrasta.

Za fotografiranje su odabrana dva uzorka iz kojih je prethodno separirana laka mineralna frakcija. Jedan je uzorak iz južnog profila prapora (Zma 1/2), a drugi iz sjevernog profila prapora (Br 1/12). Snimljeno je više od 40 različitih zrna, a odabrane su fotografije na kojima se vide cjelovita zrna kvarca. Fotografije su napravljene pod povećanjem u rasponu od x350 - x3500. Pripremu uzoraka i fotografije napravila je dipl. ing. geol. Renata Slavković.

3. Geološki položaj i stratigrafija

Hrvatski dio Baranje je jugoistočni dio regije Baranje koja se većim dijelom nalazi u Mađarskoj. Smještena na krajnjem sjeveroistoku Republike Hrvatske omeđena je rijekom Dravom s juga i zapada, Dunavom s istoka i Republikom Mađarskom sa sjevera (Prilog 1). Morfološki pripada Panonskoj nizini i to njezinom južnom rubu centralnog dijela, a prema geotektonskom položaju južnome Panonskom bazenu. Slično ostalim regijama Panonske nizine, koje se nalaze u Mađarskoj, Srbiji, Rumunjskoj, Slovačkoj i Austriji, u geološkom sastavu površinskih naslaga prevladavaju sedimenti pleistocenske i holocenske starosti. Manji dio površinskih izdanaka je neogenske starosti.

Nizinski dio područja Baranje zauzima najveću površinu, gotovo 90% površine cijele regije. U taložnom i okolišnom smislu, to su fluvijalni i aluvijalni sedimenti nizine velikih rijeka Drave i Dunava, te prapor i 'barski' prapor (HGI, 2009; Prilog 1). Barski prapor je naziv koji se prije često koristio u literaturi, no ubuduće u istraživanju će se koristiti izraz lesoliki sediment.

Nizine rijeka Drave i Karašice zauzimaju središnji i jugozapadni dio područja Baranje. Nizina rijeke Dunav zauzima istočni dio regije, uz jugoistočne obronke Banskog brda i preko južne baranjske lesne zaravni. Bansko brdo, koje se nalazi u sjevernom dijelu Baranje zasebna je geomorfološka cjelina. Bitna značajka geomorfološkog položaja Banskog brda i južne baranjske praporne zaravni je njihova odvojenost od aluvijalnih i fluvijalnih sedimenata, te strmaca riječnih terasa, Drave, Dunava i Karašice, koji ih okružuju (HEĆIMOVIĆ, 1991).

Geološka građa i stratigrafija Baranje je zamršena što je posljedica neogenske i kvartarne taložno-tektonske dinamike u ovom dijelu Panonske nizine. Stijene vulkanogeno-sedimentnog kompleksa neogenske starosti čine podlogu mlađim pleistocenskim i holocenskim sedimentima. Na površini se pojavljuju u malim izdancima, u nekadašnjim kamenolomima ili u bazi otkrivenih prapornih profila. Svi ti izdanci nalaze se sa sjeverne, strmije strane Banskog brda, što je posljedica dugotrajnih tektonskih pokreta, koji su doveli do izdizanja jezgre Banskog brda (HGI, 2009). Kao cjelina Bansko brdo je jedinstveni asimetrični tektonski blok s osobinama horsta, sa svih strana okružen rasjedima (URUMOVIĆ, 1979). Rasjed koji se pruža pravcem SI-JZ je najznačajniji i najstariji. Pravac njegovog pružanja je identičan smjeru pružanja Banskog brda. Tijekom miocena, došlo je do stvaranja novih, poprečnih rasjeda pravca SZ-JI (WEIN, 1967). Upravo su ti manji, poprečni rasjedi sudjelovali u formiranju morfologije Banskog brda, kakvu danas poznajemo, jer su

doveli do stvaranja dolina (najizraženije kod sela Kotlina), hrbova i manjih platoa. Reaktivacijom miocenskih rasjeda u kasnom pleistocenu, u kombinaciji s pokretima vezanim uz glavi rasjed pravca pružanja SI-JZ, Bansko brdo se izdiglo do današnje nadmorske visine (BOGNAR, 1975). Ukupno gledajući, mlađi tektonski pomaci, slično starijima, zadržavaju stepeničasti karakter pomaka s težištem intenziteta spuštanja prema jugu i jugoistoku što se odražava u debljini aluvijalnih i fluvijalnih sedimenata (Prilog 3). To je utvrđeno pomoću bušotina u Dardi i Tenjskom Antunovcu, gdje je zabilježen položaj kristalinske podloge kod Darde na dubini od 957 i 1025 m, a kod Tenjskog Antunovca na 1330 m (JENKO, 1959). Gledajući od sjevera prema jugu debljina tih pleistocenskih naslaga raste od 50 m preko 200 m. Slični odnosi vrijede i za prostor sjeverno od Banskog brda, gdje su dominantni utjecaj na stvaranje morfologije imali rasjedi pružanja SI-JZ. U nizinskom dijelu Baranje, prije svega južnom, bliže rijeci Dravi, stijene miocenske starosti utvrđene su dubokim istražnim bušotinama Darda-1 i Darda-2 (BOGNAR, 1990), te buštinom Beli Manastir (URUMOVIĆ, 1973).

Da bi se precizno opisale stijene miocenske starosti, njihov postanak i pojavnost na području Banskog brda, nužno je ukratko opisati i geološke procese tijekom miocena u Centralnom Paratethysu. Sedimentacija tijekom te epohe bila je vrlo dinamična, što je posljedica eustatičkih promjena razine mora i tektonike, a rezultiralo je otvaranjem i zatvaranjem morskih prolaza, koji su spajali središnji Paratethys s Proto-Mediterranom i istočnim Paratethysom (KOVÁČ & HUDÁČKOVA, 1997). Posljedica je bila uspostava režima različitog stupnja saliniteta i konačno zatvaranje bazena (RÖGL, 1998; KOVÁČ et al., 2001).

Na temelju analiza sedimenata iz strukturne bušotine kod Belog Manastira i geološkog kartiranja debljina miocenskih naslaga na i oko Banskog brda procijenjena je na oko 200 m u priobalnom, te oko 500 m u bazenskom razvoju (JENKO, 1959).

Najstarije stijene vidljive na površini Banskog brda su badenske starosti i pripadaju marinskom taložnom okolišu (JENKO, 1959; PAMIĆ & PIKIJA, 1987; PAMIĆ & PÉCSKAY, 1996). Ova marinska transgresija je posljedica otvaranja tjesnaca između središnjeg Paratethysa i Indopacifičkog oceana (RÖGL, 1998) uslijed eustatskog porasta razine mora (KOVÁČ et al., 2001). U gornjem badenu je gotovo cijeli taložni prostor Panonskog bazena bio marinski okoliš u kojem se akumulirao vapnenački materijal, biokalkareniti i lapori s raznovrsnom marinskom faunom (MAGYAR et al., 1999). Istovremeno gornji baden predstavlja i prvi stadij postrift faze razvoja Panonskog bazena (PAVELIĆ, 2001).

Ove varijetete gornjobadenskih naslaga nalazimo u napuštenom kamenolomu Popovac, koji će kasnije biti detaljno opisan i na manjem izdanku kod Belog Manastira.

Na nekim mjestima, intenzivni vulkanizam je formirao sekvence vulkanita s najvećim debljinama u Dravskoj depresiji od više stotina metara (PAMIĆ & PÉCSKAY, 1996). Dio tih eruptiva, vidljiv je u napuštenom kamenolomu kod mjesta Batina, na samom istočnom rubu Banskog brda, te u napuštenom kamenolomu kod mjesta Popovac. Kemijska analiza pokazuje slabi bazični karakter eruptiva. Prema klasifikaciji po modalnom mineralnom sastavu, eruptiv Banskog brda je bazalt, međutim, po strukturi nije tipični bazalt jer zbog krupnozrnatiije osnove više odgovara dijabaznoj strukturi. Zbog toga, eruptivu najbolje odgovara naziv bazalt-andezit (PAMIĆ & PIKIJA, 1987).

Sedimenti pliocenske starosti na području Banskog brda otkriveni su samo na njegovom SZ dijelu, između sela Branjina i Podolje, gdje su zastupljeni konglomeratima i slabo litificiranim pješčenjacima fluvijalnog okoliša koji je u tom razdoblju prevladavao na ovom dijelu Panonskog bazena. Kako su te naslage nefosiliferne, starost im je pretpostavljena superpozicijski i litološkom korelacijom sa sličnim stijenama na širem prostoru (LOCZY, 1914; JENKO, 1959). Na lokalitetu Branjina ti konglomerati su podina praporu. U nizinskom području Baranje, na južnoj baranjskoj prapornoj zaravni sedimenti pliocenske starosti zastupljeni su sivim glinama, te "paludinskim naslagama" što je dokazano bušenjem (JENKO, 1959). Te naslage predstavljaju podinu pleistocenskom praporu. Dubokim bušotinama Darda-1 i Darda-2, utvrđene su debele naslage pliocenskih sedimenata (BOGNAR, 1990). Litostratigrafski te naslage čine tri formacije: Vinkovačku, Vera i Vuka formaciju. Stratigrafski, naslage Vinkovačke i Vera formacije pripadaju donjem i srednjem pliocenu (dacij i donji romanij), a naslage Vuka formacije pripadaju gornjem pliocenu (gornji romanij) i pleistocenu (ŠIMON, 1973). U današnjoj terminologiji Vuka formacija obuhvaća naslage plio-kvartara. Vinkovačka formacija ustanovljena je u bušotini Darda-2 na dubini od 703-768 m, a dominiraju lapori taloženi u slatkovodnom okolišu. Vera formacija ustanovljena je također u bušotini Darda-2, na dubinama od 577-703 m. Litološki je predstavljena Borovo slatkovodnim laporima i izmjenom sitnozrnatih pijesaka, lapora i pjeskovitih glina Jarmina člana. Najmlađa formacija Vuka ujedno je i najdeblja te joj debljina iznosi 577 m. Vršni dio formacije, do 120 m dubine vjerojatno čine sedimenti donjeg i srednjeg pleistocena. Izmjenjuju se sitnozrnati pijesci, pretaloženi prapor i lesoliki sedimenti, gline i sitnozrnati šljunci. Ispod 120 m dubine nalaze se pjeskovite gline koje prema većim dubinama prelaze u vrlo pjeskovite, kalcitične gline. Najdublji dio Vuka formacije predstavljaju izmjene pjeskovitih i kalcitičnih glina i sitnozrnatih pijesaka koji postupno prelaze u kalcitične gline.

Granica između gornjeg pliocena i pleistocena unutar Vuka formacije nije potpuno jasno utvrđena, ali se pretpostavlja da su naslage pleistocenske starosti debele između 100-200 m (URUMOVIĆ et al., 1979). Bušotinom DB-2 kod Erduta, koja se nalazi na samom rubu Baranje, na dubini od 245 m analizom mikrofaune i makrofaune utvrđeni su sedimenti ranog pleistocena, koji su zastupljeni siltoznom pijeskom (SOKAČ et al., 1982). Kontinuirani slijed bušotine prikazuje naslage srednjeg i kasnog pleistocena. Istom bušotinom utvrđeno je da su miocenske naslage u rasjednom kontaktu sa srednje-pleistocenskim sedimentima (SOKAČ et al., 1982).

Pleistocenske naslage Baranje predstavljene su fluvijalnim, deluvijalnim i eolskim pijescima i šljuncima, praporom, lesolikim sedimentom, glinama, te fosilnim crvenim glinama (HGI, 2009). Fluvijalne, deluvijalne i eolske naslage pokrivaju nizinski dio Baranje, a debljina ima varira 15-100 m, a mjestimice i preko 100 m. Rijeke Dunav, Drava i Karašica su sedimentirale materijal u nekoliko ciklusa. Dravski sedimenti pokrivaju južni, zapadni i djelom sjeverni dio Baranje, dunavski istočni i jugoistočni dio, a sedimenti rijeke Karašice sjeverni dio Baranje. Generalno je dunavski sediment krupnozrnatiji i zastupljen je šljuncima, pjeskovitim šljuncima i šljunkovitim pijescima. Debljina mu je i do 40 m. Dravski sedimenti su sitnozrnatiji, zastupljeni srednjezrnatim i sitnozrnatim pijescima, te pretaloženim praporom i lesolikim sedimentom. Debljina im varira 15-60 m (BABIĆ et al., 1978). Sediment u nizini Karašice je sitnozrnat, zastupljen sitnozrnatim pijescima i prerađenim praporom i lesolikim sedimentom. Debljina dostiže čak i do 50 m, a porijeklo mu je uglavnom dravsko (URUMOVIĆ et al., 1987). Vršni dio tih fluvijalnih naslaga istaložila je rijeka Karašica, na što ukazuje mineraloški sastav u kojem je povećan postotak amfibola u odnosu na granate i epidot. Poznato je, da u izvorišnom području rijeke Karašice u Mađarskoj, dominiraju amfibolski škriljavci (VADASZ, 1960), a granati i epidot su tipični teški minerali dravskih sedimenata. Svi ovi pleistocenski sedimenti su ujedno i dio vršnog horizonta Vuka formacije (ŠIMON, 1973), što ukazuje na izraženu subsidencijsku fazu ovog dijela Dravske nizine tijekom srednjeg pleistocena.

Zasebnu cjelinu u pleistocenskim sedimentima čini eolski prapor. Podina su mu opisani fluvijalni sedimenti istaloženi u nizini Baranje. Prapor je najmlađi pleistocenski sediment na području Baranje, a pokriva oko 37% površine regije (BOGNAR, 1990). Odlagan je eolskim transportom, tijekom srednjeg i kasnog pleistocena, u periodima glacijala i stadijala. Debljina mu na području Banskog brda varira od 10-30 m. U nizinskim predjelima Baranje, u južnoj prapornoj zaravni, te sjevernoj prapornoj zaravni, debljina prapora i lesolikih sedimenata iznosi 20-50 m, što je utvrđeno bušenjem (URUMOVIĆ et al., 1987).

Tijekom pleistocena, naročito ranog, veliki dio Baranje nije bio pogodan za akumulaciju i sedimentiranje tipičnog prapora, jer je to područje bilo često plavljeno rijekama i močvarama. Situacija je bila nešto povoljnija u srednjem, a optimalna u kasnom pleistocenu i to na području Banskog brda, te južne i sjeverne praporne zaravni, u kojem je istaložena najveća debljina prapora. Prapor je u Baranji pretežno tipskog razvoja, no unutar njega postoje i relativno debeli slojevi lesolikog sedimenta (<5 m) i eolskih pijesaka. Tipski razvoj označava dominantno veličinu mineralnih zrna do 0,063 mm (čestice veličine silta) i taloženje na kopnu u okolišu stepe ili tundre. Zrna su u manjoj mjeri uglata, zaobljenih rubova i nepravilnih oblika. Postoje određene razlike između morfologije zrna sjevernih i južnih prapornih profila. Unutar prapora na jugoistočnom dijelu Banskog brda, kod mjesta Zmajevac razvijena su i 4 horizonta palotla koji predstavljaju toplije periode tijekom kasnog pleistocena (interglacijali i interstadijali). Na sjevernoj strani unutar prapora nalaze se dva horizonta paleotla. Razvoj paleotala vezan je uz lokalne morfološke, hidrološke i klimatološke uvjete te zbog toga lateralno rasprostiranje paleotala, nije uvijek kontinuirano, niti je moguće uvijek pouzdano korelirati paleotla iz različitih prapornih profila. Iako je prapor sediment bez jasno vidljivih struktura i tekstura nipošto nije homogen u mineralnom sastavu, što je posljedica složenog postanka i naknadnih dijagenetskih procesa. Prije svega prapor je eolski sediment što indicira više mogućih izvorišnih područja s kojih je bio napuhivan na prostor današnje Baranje.

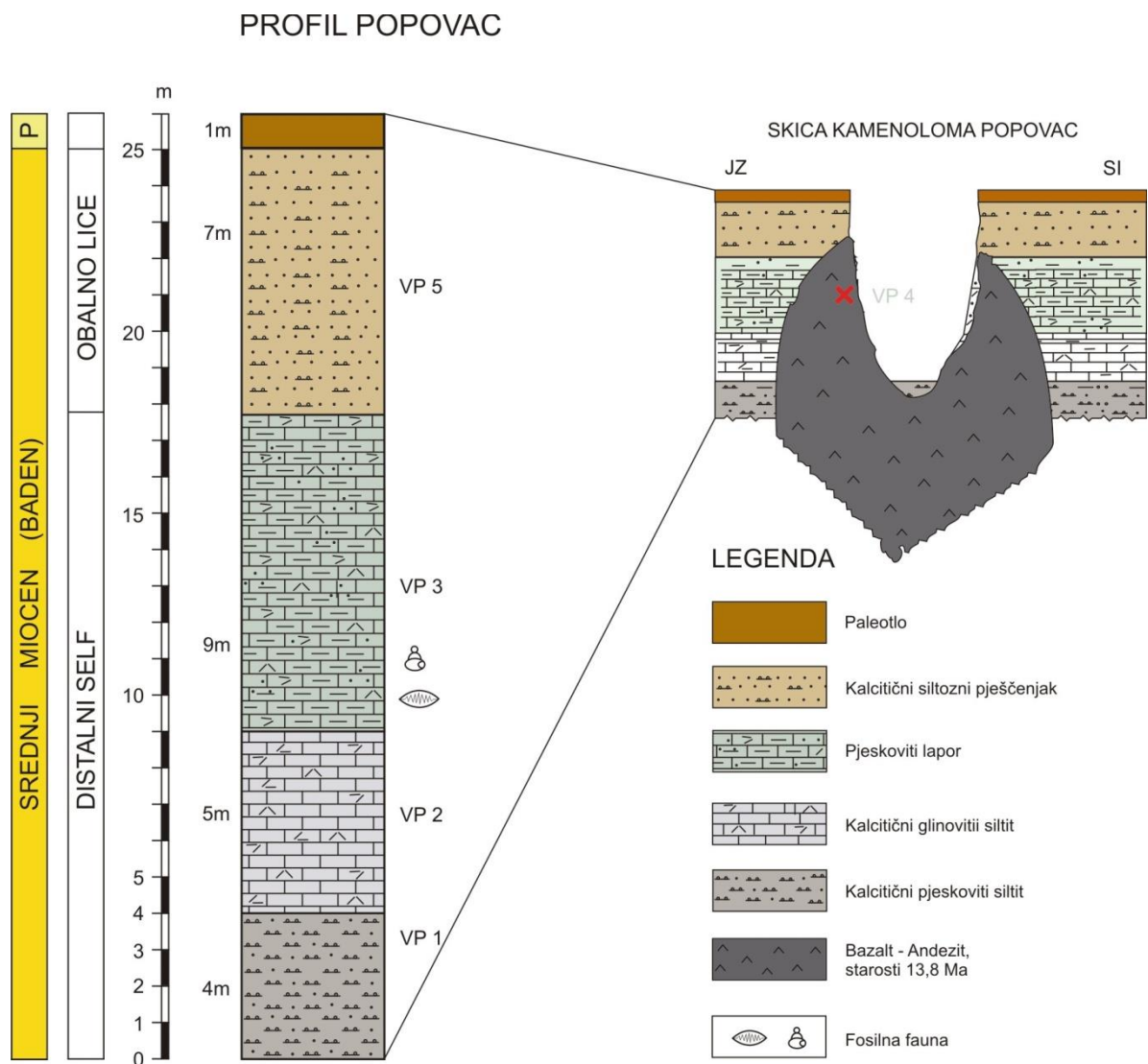
4. Rezultati

Uzorci su prikupljeni s 4 različita profila prapora i dva izdanka sa sedimentima poplavne ravnice koji su pleistocenske starosti, iz napuštenog kamenoloma gdje se nalaze stijene miocenske starosti, te s izdanka, gdje nalazimo sedimente plio-pleistocenske starosti na Banskog brdu. Ukupno je prikupljeno 108 uzoraka iz različitih stijena i sedimenata te starosti. Dva su praporna izdanka sa sjeverne strane brda [Podolje-(Pod) i Branjina-(Br)], kao i s južne [Zmajevac-(Zma) i Kotlina-(Kot)]. Oni čine sjeverni i južni kompozitni profil Banskog brda. Sjeverni kompozitni profil obuhvaća oko 8 m prapora, a južni kompozitni profil oko 18 m prapora. Iako je s južne strane Banskog brda debljina prapornih naslaga čak i nešto više od 25 m, nije bilo moguće uzorkovati masivne uzorke (8-10 kg), na strmim, gotovo okomitim izdancima do samog vrha. Razlog za uzimanje uzoraka s obje strane Banskog brda je potreba usporedbe paleontoloških, sedimentoloških i izotopnih rezultata s obje lokacije, sjeverne koja je bila izložena eroziji i hladnim vjetrovima te južne koja je zaklonjena, povoljnija za sedimentaciju i izložena većoj insolaciji. Usporedba tih rezultata nam može ukazati u kojoj mjeri morfologija, tektonika i lokalni mikroklimatski uvjeti utječu na razvoj malakocenoze ali i na sedimentaciju prapora te na njegove naknadne dijagenetske promjene. Pored navedenih površinskih profila uzorkovana je i jezgra bušotine u neposrednoj blizini Belog Manastira.

Sedimente i stijene Banskog brda podijeljeni su u 3 grupe, od najstarijih prema najmlađima: 1.) asocijacija miocenskih sedimenata i eruptiva, 2.) plio-pleistocenski konglomerati, slabo litificirani pješčenjaci i pijesci 3.) kasno pleistocenski prapor, lesoliki sediment, pijesci, sedimenti poplavne ravnice i paleotla.

4.1. Asocijacija miocenskih sedimenata i magmatskih stijena

Podloga pleistocenskih i plio-pleistocenskih sedimenata i ujedno najstarije stijene koje su izložene na površini Banskog brda su miocenski sedimenti i magmatske stijene, koje su gornjobadenske starosti (GOLUB, 1957; JENKO, 1959; PAMIĆ & PIKIJA, 1987). Postoji nekoliko manjih izdanaka, kod Belog Manastira i Podolja ali najkvalitetniji izdanak, na kojem zajedno nalazimo sedimente i eruptive miocenske starosti je napušteni kamenolom Popovac. Ukupna debljina sedimenata i magmatskih stijena iznosi otprilike 25 m (Slika 3).



Slika 3 Litologija u kamenolomu Popovac. Oznakama VP-1 do VP5 označena su mjesta uzorkovanja.

Sedimenti se mogu svrstati u 4 facijesa, a tu su facijes kalcičnih pjeskovitih silita, facijes kalcičnih glinovitih silita, facijes pjeskovitih lapora i facijes kalcičnog siltoznog pješčenjaka (Slika 3). Na samom dnu profila, nalazi se pjeskoviti, karbonatni silit, sive do smeđe-sive boje, debljine 4 m. Masivan je, bez vidljivih strukturno-teksturnih obilježja (Slika 4).



Slika 4 Facijes kalcitičnih pjeskovitih siltita. Debljina naslaga je 4 m.

Na njemu leži kalcitični glinoviti siltit, svijetlo sive/svijetlo bež boje, debljine 5 m. Masivan je, te samo u vršnom djelu, na visini od oko 8 m uslojen (Slika 5). Debljina slojeva je oko 50 cm. U vršnom dijelu ovog facijesa vidljiv je sloj vapnenačke breče debljine 40 cm.



Slika 5 Facijes kalcitičnih glinovitih siltita. Debljina naslaga je 5 m. Na slici je vidljiv sloj vapnenačke breče označen crvenom strelicom.

Kontakt između facijesa kalcitičnih glinovitih siltita i pjeskovitog lapora je oštar. Pjeskoviti lapor je sive boje, debljine 9 m i bogat makrofaunom (Slika 6).



Slika 6 Facijes pjeskovitih lapora. Debljina naslaga je 9 m.

Bočno od pjeskovitog lapora nalazi se tijelo bazalt-andezita, tamno sive boje, čija debljina lateralno varira, od 2 m, u visini pjeskovitog lapora pa do 8 m, na sjevernom dijelu kamenoloma (Slika 7). Bazalt-andezit se pojavljuje u obliku dajkova i skladova, a starost mu je određena na 13,8 Ma (PAMIĆ & PIKIJA, 1987). Vidljiva je i struktura sferoidalnog spajanja, kao i naknadna pucanja, uslijed smanjenja pritiska na magmatsko tijelo nakon izbijanja na površinu.



Slika 7 Izdanak bazalt-andezita. Debljina magmatskog tijela na ovom dijelu kamenoloma je oko 5 m. Nožić u donjem, lijevom kutu slike je duljine 9 cm.

Bazalt-andeziti su najdeblji u svom rasprostranju na samom istoku Banskog brda, kod mjesta Batina, 15 km istočno od Popovca, gdje im je debljina do 20 m. Iznad bazalt-andezita, nalazi se kalcitični siltozni pješčenjak. On je u središnjem dijelu razlomljen, tektoniziran i pojavljuje su u obliku breče (Slika 8). Debljine je 7 m. Na samom vrhu izdanka je paleotlo, tamno narančaste do smeđe boje, debljine 1 m.



Slika 8 Kalcitični siltozni pješčenjak. Na slici je vidljiva razlomljenost sedimentne stijene.

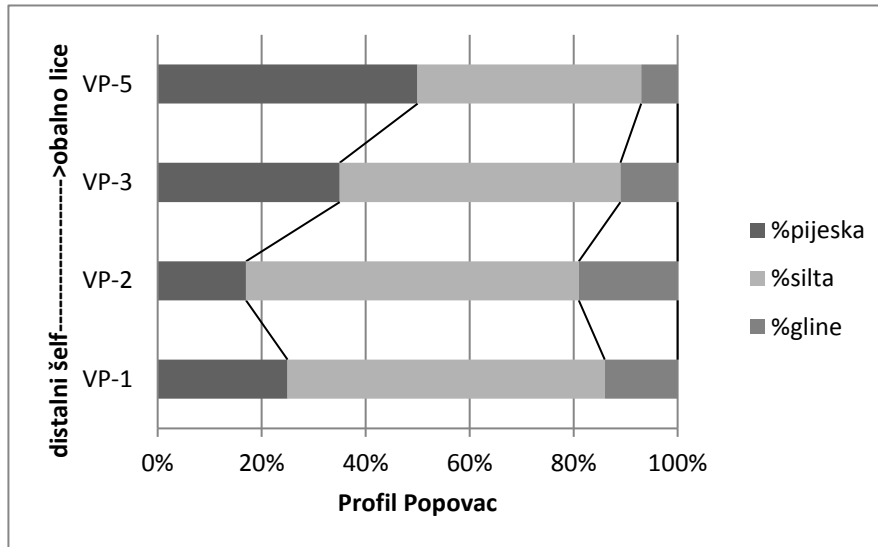
Uzorci (VP-1, VP-2, VP-3, VP-4 i VP-5) su uzeti iz svih 5 litološki različitih slojeva, kako bi se napravile sljedeće analize: granulometrija, kalcimetrija, makrošlem i petrološki preparati.

4.1.1. Rezultati granulometrije i kalcimetrije

Granulometrijska analiza i kalcimetrija su napravljene na 4 uzorka iz profila Popovac. To su uzorci VP-1, VP-2, VP-3 i VP-5. U prva tri uzorka dominira silt u svojim varijacijama

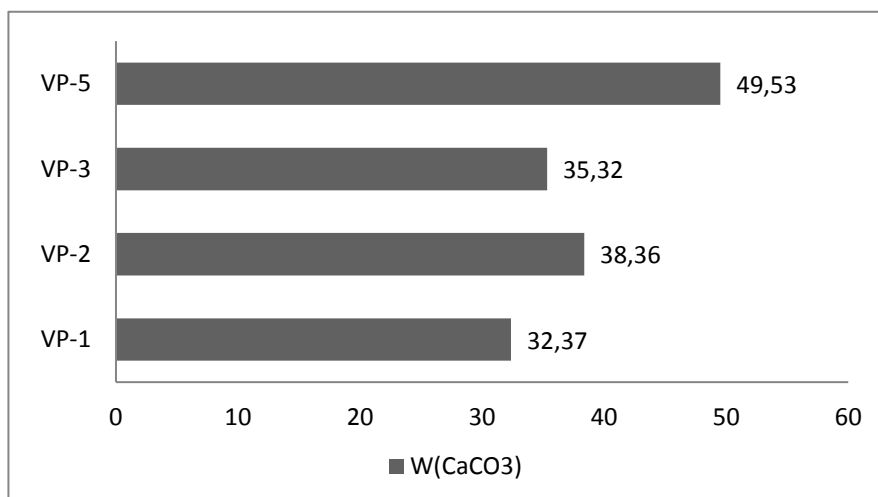
od glinovito pjeskovitog, do pjeskovito glinovitog i na kraju pjeskovitog. U vršnom uzorku određen je siltozni pješčenjak (Tabela 2). Sortiranost je u sva 4 uzorka vrlo loša.

Tabela 2 Granulometrijski podaci uzoraka profila Popovac. Za položaj uzoraka vidi Sliku 3.



Udio CaCO_3 u uzorcima varira od 32,37% u uzorku VP-1, do čak 49,53% u uzorku VP-5 (Tabela 3). Postotak raste prema vrhu profila, gdje je u kalcitičnom siltoznom pješčenjaku najveći.

Tabela 3. Postotak CaCO_3 u uzorcima iz profila Popovac. Za položaj uzoraka vidi Sliku 3.



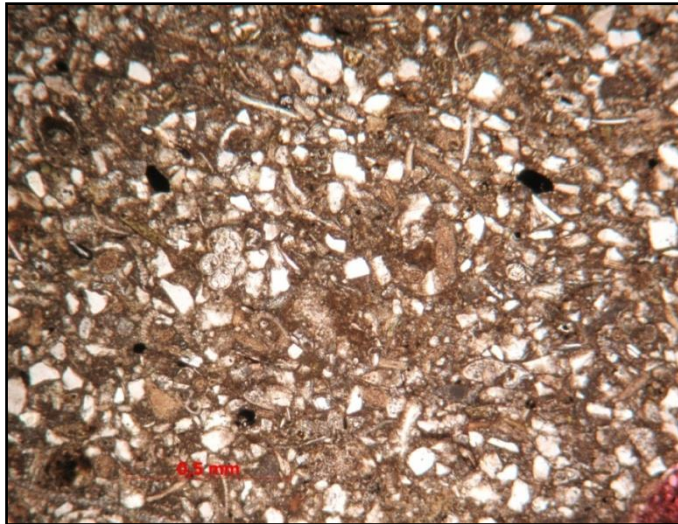
4.1.2. Petrološki i paleontološki rezultati

Čvrste stijene analizirane su iz petroloških preparata. Uzorak VP-1 je stijena sive boje, bez vidljivih tekstura. U uzorku se nalazi kršje makrofosila školjkaša. Stijena je određena kao kalcitično pjeskoviti siltit, u kojem su siliciklastične čestice veličine do 0,07 mm. Razlikuju se zrna kvarca, feldspata, muskovita i biotita. Uzorak sadrži neodređive presjeke sitnih bentičkih, a rjeđe planktonskih foraminifera. Veće bentičke foraminifere određene su kao: *Cycloforina* sp., *Triloculina* sp., *Pyrgo* sp. i fragment Planostegine. Prisutni su fragmenti crvenih alga i ljušturica mekušaca sitnoarenitnih dimenzija te spikule spongijske. Fosilni sadržaj uzorka upućuje na marinski okoliš i badensku starost.

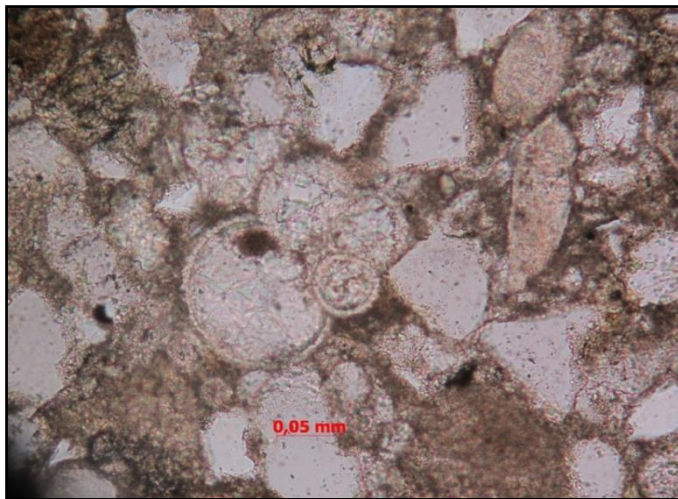
Uzorak VP-2 je stijena svjetlo sive boje, determinirana kao kalcitični, glinoviti siltit. U mikroskopskom izbrusku se vide brojni, uglavnom poprečni presjeci spikula spužava (Slika 9), sitnih planktonskih i bentičkih foraminifera (Slika 10), te sitne bodlje i pločice ježinaca. Planktonske foraminifere zastupljene su vrstama roda *Globigerina* (Slika 11), *Globigerinoides* (Slika 12), te sitnim globorotalijama. Od bentičkih oblika prisutni su *Cibicidoides* sp., *Hanzawaia* sp., nonionidi, bolivine, bulimine i dr. Mjestimično se vide velike bentičke foraminifere, npr. aglutinirana vrsta koja vjerojatno pripada rodu *Gaudryinopsis* (Slika 13) i miliolidna foraminifera iz roda *Quinqueloculina*. U manjoj mjeri su vidljive i ljušture brahiopoda (Slika 14).



Slika 9 Presjek spikule spužve (uključeni analizator).



Slika 10 Kalcitični silit s presjecima sitnih bentičkih i planktonskih foraminifera.



Slika 11 Globigerina sp. u središtu slike iznad numeričkog mjerila.



Slika 12 Globigerinoides . u središtu slike iznad numeričkog mjerila.



Slika 13 U sredini slike je uzdužni presjek biserijalne aglutinirane foraminifere, vjerojatno *Gaudryinopsis* sp.



Slika 14 Uzdužni presjek ljušture brahiopoda koji se prepoznaje po fibroznoj punktiranosti.

Uzorak VP-3 je stijena svijetlo sive boje, bez tekstura, bogata makro fosilima školjkaša i puževa. Određeni su puževi *Clavatula laevigata* i *Turritella badensis*, te školjkaši *Lutraria sanna* i *Cordiopsis islandicoides*. Analizu je napravila dr. sc. Mirjana Miknić.

Uzorak VP-4 je porfirska magmatska stijena tamno sive, gotovo crne boje, u kojoj su vidljivi utrusci staklastog sjaja, te sporadično nepravilne nakupine mineralne tvari crne boje. Duljina porfira iznosi do 2 mm. Porfiri su plagioklasi, olivin i piroksen. Osnova je u potpunosti iskristalizirana. Izgrađuju je mikroliti plagioklasa koji su međusobno ispreplitani a međuprostor ispunjavaju piroksen, klorit, a akcesorno se javljaju Ti-magnetit i ilmenit. Tekstura osnove je intergranularna (Slike 15 i 16).

Porfiri plagioklasa su četvrtastog, trokutastog i lamelarnih oblika presjeka izduženih smjerom osi *c*, kristala dvojaca, trojaka i četvoraka. Pojedina zrna su korodirana, ispunjava ih najvjerojatnije staklo jer su pri ukrštenim nikolima stalno tamna. Olivin je idiomorfan, bezbojan jakog reljefa. Pretrpio je izmjene u klorit, serpentin i magnetit. Piroksen je blago ružičaste vlastite boje, interferira u živim bojama II reda i determiniran je kao titanski augit (Slika 17). Akcesorni minerali su ilmenit, Ti-magnetit i spinel. U uzorku je zapažen uklopak koji odgovara intruzivnoj stijeni, po sastavu doleritu, a u jednoj manduli su nađene nakupine silimanita (Slika 18). Analizu petroloških preparata je napravila dr. sc. Marija Horvat.

Stijena po sastavu odgovara bazaltu, a po teksturno-strukturnim karakteristikama osnove dijabazu, pa je determinirana kao bazalt-andezit.



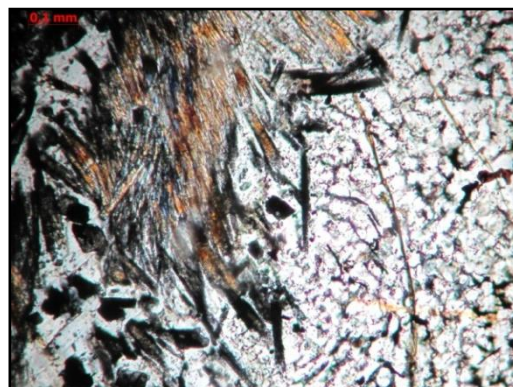
*Slika 15 Uzorak VP-4, N+
Bazalt-andezit, holokristaline porfirne str.
i intergranularne teksture.*



*Slika 16 Uzorak VP-4, N-
Porfir plagioklasa veličine 1,2 mm.*



*Slika 17 Uzorak VP-4, N-
Ti-augit (blago ružičaste vlastite boje) i
perjasti kristali ilmenita (opaki mineral).*



*Slika 18 Uzorak VP-4, N+
Vlaknasti silimanit na rubu mandule bazalt-
andezita.*

Uzorak VP-5 je stijena smeđe sive, do sive boje. Granulometrijska analiza određuje ga kao kalcitično siltozni pješčenjak. Uzorak sadrži tek malobrojno kršje makrofosila, koji nisu dovoljno sačuvani za odredbu.

4.2. Klastiti plio-pleistocenske starosti

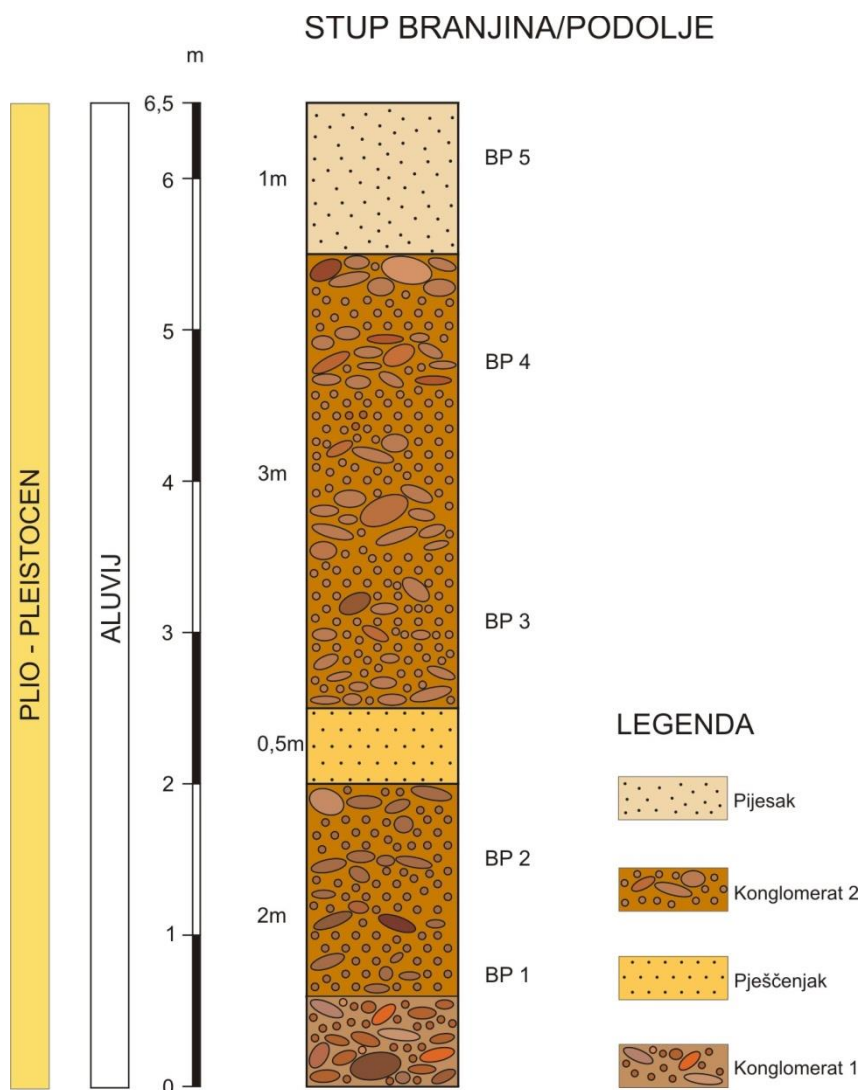
Klastiti plio-pleistocenske starosti nalaze se na površini na sjevernoj strani Banskog brda, na nekoliko izdanaka. Najbolji i najveći izdanak je na lokalitetu u neposrednoj blizini sela Branjina uz cestu prema Dražu, na sjevernim padinama Banskog brda (Slika 19).



Slika 19 Profil Branjina. Dominiraju nesortirani konglomerati debljine oko 5 m.

Na lokalitetu Branjina naslage su izgrađene od konglomerata, pješčenjaka i pijesaka. Izdanak je amfiteatralnog oblika širine 15-tak metara, a debljina sedimenata je više od 5 m (Slika 19). Konglomerati prevladavaju i javljaju se u tri sloja (Slika 20). Svjetlo su smeđe, do sivo smeđe boje. Duljina valutica varira od 2 cm, pa čak do 30 cm, u vršnom dijelu profila. U prosjeku je duljina oko 5-6 cm. Sediment je slabo sortiran. Vezivo konglomerata je krupnozrnati, do

srednjezrnati pješčenjak, sivo smeđe boje. U središnjem dijelu konglomerata, na visini od oko 2 m, nalazi se sloj slabo litificiranog, krupno zrnatog pješčenjaka/pijeska, bež boje, debljine 0,4-0,5 m (Slika 20).



Slika 20 Kompozitni stup plio-pleistocenskih klastita na Banskom brdu.

Oprilike 1,2 km istočno, uz istu cestu na istim sjevernim padinama Banskog brda, nalazi se drugi izdanak konglomerata. Debljina mu je samo 60 cm, a izdanak je širine 2 m, izložen površini u vododerini (Slika 21).



Slika 21 Konglomerat 1 kod sela Podolje. Za mjerilo služi geološki čekić koji se nalazi polegnut na konglomeratu. Konglomerat se nalaze u baznih 0,6 m stupa Branjina/podolje (Slika 20).

Taj konglomerat, smeđe do bež boje je potpuno litificiran, klastpotporni, a vezivo je karbonatno. Valutice su većih dimenzija (rijetke su manje od 5 cm, a prosječno oko 8 cm), a prisutni su i blokovi, duljina 30> cm. Po teksturi, boji, vezivu, te veličini i obliku valutica, ovaj se konglomerat razlikuje od onih na izdanku Branjina. Uz to, stratigrafski mu se nalaze u podlozi (Slika 20). Krovina konglomerata su jako trošeni konglomerati debljine 3,5-4 m. Ti trošeni konglomerati i šljunci su odgovarajući, po prosječnoj duljini valutica, onima na izdanku Branjina. Na samom vrhu izdanka/vododerine nalazi se 1 m debeli sloj srednje zrnatog pijeska bež boje. U dnu pješčanog sloja jasno je vidljiva planarna kosa slojevitost koja se nalazi u setu debljine oko 40 cm (Slika 22).



Slika 22 Pijesak na profilu kod sela Podolje. Vidljiva je planarna kosa slojevitost. Duljina drške geološkog čekića je 30 cm. Pijesak se nalazi u vršnih 1 m stupa Branjina/Podolje (Slika 20).

Za sedimentološke analize uzet je uzorak pijeska BP-5. Iz konglomerata je uzeto 9 valutica, a petrološki preparati su napravljeni na dvije odabrane valutice, uzorci BP-1 i BP-2.

4.2.1. Petrološki i paleontološki rezultati

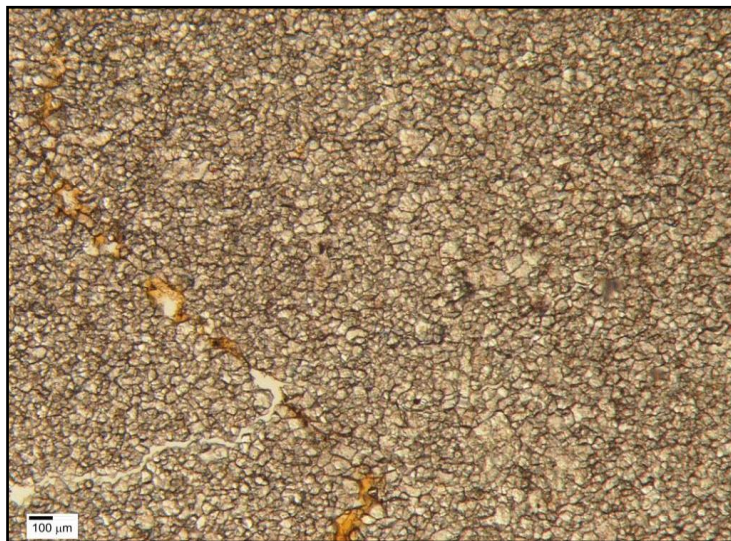
Napravljeni su petrološki preparati iz 4 različite valutice (BP-1, BP-2, BP-3 i BP-4), a uzorak pijeska (BP-5) je iskorišten za sedimentološke analize. Uzorci BP-1 i BP-2 su uzeti iz donjeg dijela profila (ispod 0,5 m debelog pješčenjaka), a uzorci BP-3, BP-4 i BP-5 iz gornjeg dijela. Valutice i blokovi u konglomeratu su prevladavajuće karbonatne i pješčenjačke, a dolaze i rožnjačke te kvarcne. Analizom tekstura, fosilnog i mineralnog sadržaja napravljenih preparata, utvrđeno je da su valutice građene od kristaliničnog karbonata (Slika 23), bioklastičnog vekstona (Slika 24), peloidno-bioklastičnog pekstona (Slika 25) i mikritnog karbonata (Slika 26).

Uzorak BP-1 je valutica duljine 13 cm (po dužoj osi), čija je struktura karbonatno, mozaično zrnasta. Zrna su alotriomorfnog oblika, veličine su oko 0,025 mm. Nema fosilnog sadržaja.

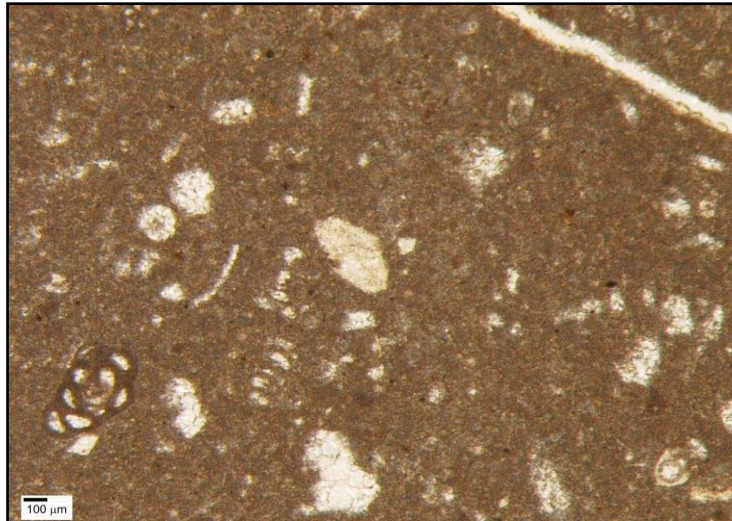
Uzorak BP-2 je valutica veličine 10 cm, sive boje, slabo fosiliferni madston do vekston (Slika 24). Sadrži krupne vapnenačke alge, fragmente kuneolina, miliolida (*rumanolokuline*, *istrilokuline*) i ostrakoda. Jasno se vidi *Sabaudia* sp. (vjerojatno *S.minuta*). Vrsta stijene i fosilni sadržaj upućuju na donjo krednu starost, apt-alb.

Uzorak BP-3 je valutica duljine 11 cm, svjetlo sive do sivo-smeđe boje, skeletno-peloidni vekston do pekston s krupnim presjekom fragmenta školjkaša, vjerojatno rudista. Određen je sljedeći fosilni sadržaj: *Debarina hahounerensis*, *Rumanoloculina cf.robusta*, *Istriloculina* sp., *Scandonea* sp., *Sabaudia minuta* i *Glomospira* sp. Vrsta stijene i fosilni sadržaj upućuju na donjo krednu starost, apt-alb.

U uzorku BP-4, valutici duljine 7 cm, struktura je pjeskovito mikritna do mikrosparitna (Slika 26). Osnova izbruska je od sitnozrnatog karbonatnog mikrita koji je mjestimično rekristaliziran u mikrosparitne veličine. Sadržava detritarna siliciklastična zrna veličine do 0,7 mm. Prevladavaju zrna poluglatog do uglatog kvarca, listići muskovita, te rjeđe zrna albita, a od litoklasta dolaze zrna rožnjaka, kvarcita i kvarc-muskovitnih škrljavaca. Akcesorna su zrna opakog minerala i cirkona. Primjetna je sekundarna hematitizacija, svjetlo narančaste boje i bez fosilnog sadržaja. Analizu petroloških preparata su napravili dr. sc. Mirko Belak i dipl. ing. geol. Ladislav Fuček.



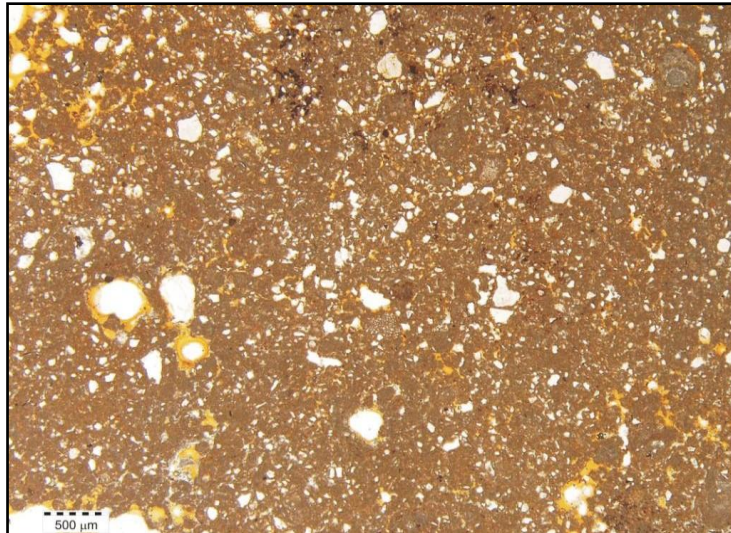
Slika 23 Uzorak BP-1, kristalinični karbonat.



Slika 24 Uzorak BP-2, bioklastični vekston.



Slika 25 Uzorak BP-3, peloidno-bioklastični pekston.



Slika 26 Uzorak BP-4, mikritni karbonat, bez uključenog analizatora.

4.2.2. Modalna analiza teške i lake mineralne frakcije

Analiziran je uzorak BP-5, koji je uzet iz vršnog sloja (Slika 20) plio-pleistocenskih klastita, na izdanku između sela Branjina i Podolje (Slika 22). Uzorak je srednjezrnati pijesak bež boje. Granulometrijska analiza odredila ga je kao siltozni pijesak, srednje sortiranosti, s udjelom pijeska od 80%, silta 12% i gline 8%. Modalna analiza teške mineralne frakcije pokazuje dominantan udio granata u prozirnoj teškoj mineralnoj frakciji (PTM) od čak 75% (Tabela 7). Osim granata prisutni su rutil, staurolit, cirkon i turmalin. U vrlo maloj količini pojavljuju se disten, amfibol, epidot i klinocoisit. Granati se pojavljuju u obliku alotriomorfnih zrna žućkaste i rjeđe ružičaste boje. Rutil i cirkon su u uzorcima prisutni u obliku dobro zaobljenih kristala, bez vidljivih formi, a rjeđi su hipidiomorfnih kristali. Zrna staurolita su svježa, svjetložute do tamnožute boje s uočljivim pleokroizmom. Modalnu analizu je napravila dr. sc. Anita Grizelj.

4.3. Pleistocenski sedimenti

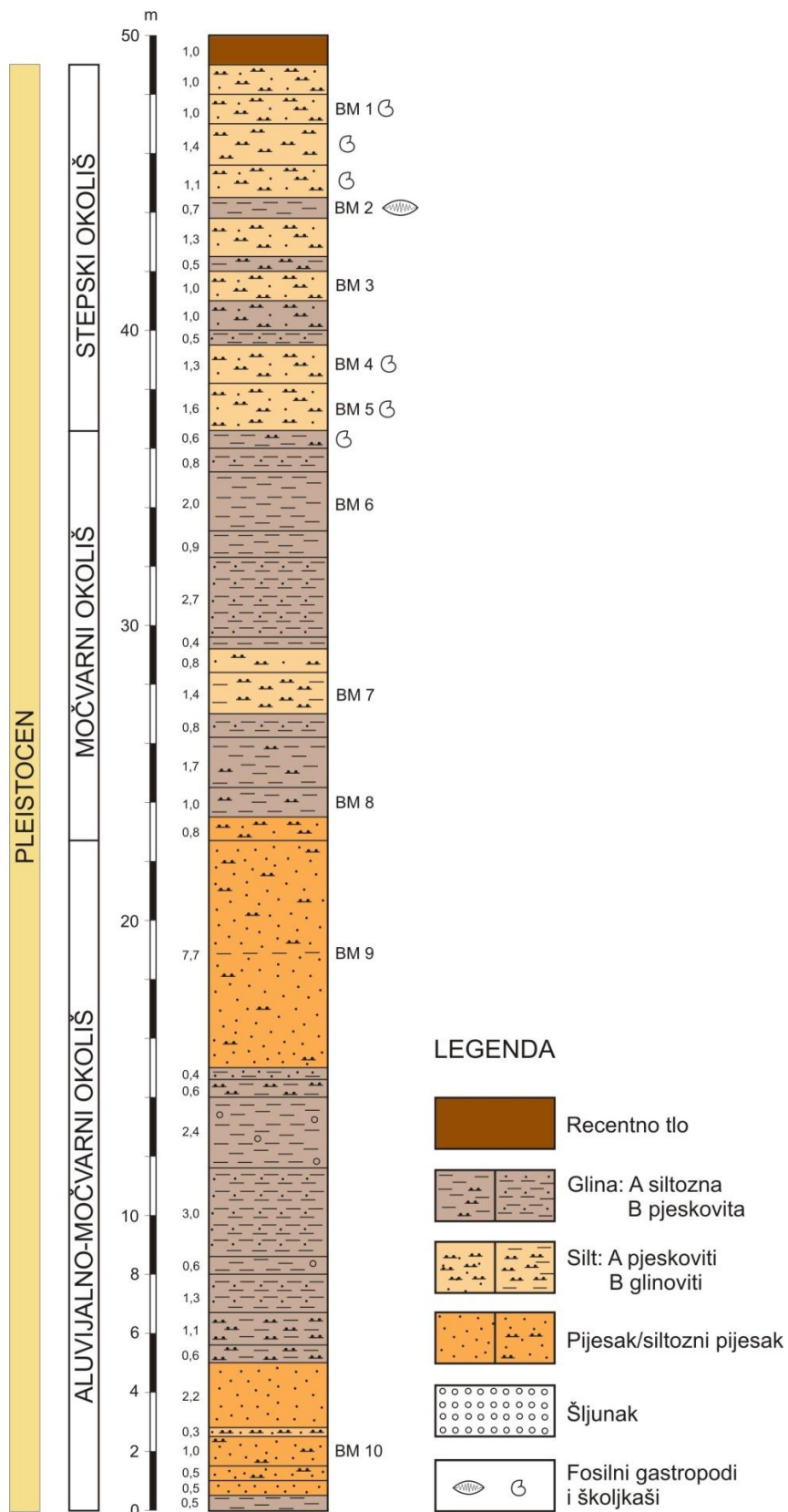
Pleistocenski sedimenti na području Banskog brda su zastupljeni tipičnim praporom, padinskim praporom, paleotom, lesolikim sedimentom, pijescima i sedimentom poplavne ravnice. Pored površinskih izdanaka za uzorkovanje su korišteni i uzorci iz jezgre bušotine koja se nalazi 400 m jugozapadno od Belog Manastira.

Tipični prapor je taložen na području blago nagnutih južnih padina Banskog brda. Debljine je preko 25 m, žuto smeđe do sivo-žute boje, masivne strukture i s visokim sadržajem malakofaune. Padinski prapor je istaložen na strmijim, sjevernim padinama Banskog brda, boje identične kao i tipični prapor, a debljina mu ne prelazi 10 m. Paleotla se nalaze u horizontima unutar prapora, a broj im se mijenja lateralno. Boja paleotala varira od tamno narančaste, do zagasito crvene i sive. Lesoliki sediment nalazimo i na južnim i na sjevernim padinama Banskog brda. Debljina ovog sedimenta sivo-oker boje ne prelazi 5 m, a slično kao i tipični prapor sadrži malakofaunu. Pijesci se nalaze kao slojevi unutar prapora ili u njegovoj podlozi. Sivo-žute do žute su boje, a debljina im ne prelazi 2 m. Prikazuju horizontalnu ili planarno kosu slojevitost. Sedimenti poplavne ravnice se nalaze u podlozi tipičnog i padinskog prapora. Debljina im je oko 3 m. Boja varira od sive, do žuto-sive i tamno narančaste. Vidljiva je slojevitost kao i laminacija unutar slojeva.

4.3.1. Pleistocenski sedimenti ispod površine

Podaci dobiveni uzorkovanjem jezgre bušotine Beli Manastir (Slika 27), pokazuju da se prapor i lesoliki sediment ispod površine, nalaze sve od 2 m dubine, pa do 26,5 m (uzorak BM 8). Na dubini od 27,3 m (uzorak BM 9) pojavljuju se prvi pijesci (Slika 27). Sve do dubine od 50 m oni se izmjenjuju s glinama (šljunkovite, pjeskovite, čiste) i siltovima. Pretpostavlja se da su sedimenti na dubini ispod 27 m srednje pleistocenske starosti. Ukupno je uzeto 6 uzoraka za makrošlem analizu.

STUP BUŠOTINE BELI MANASTIR



Slika 27 Stup bušotine Beli Manastir. Prvi metar je recentno tlo, a od 2 m dubine, pa sve do 26 m se izmjenjuju silt (prapor), gline i lesoliki sediment koji sadrže kršje faune.

4.3.1.1. Paleontološki podaci

Uzorak BM-1 (dubina 2-3 m) sadrži 14 kućica gastropoda, tri različite vrste: *Succinea oblonga* (8 kom), *Anisus vortex* (3 kom) i *Orcula dolium* (3 kom).

Uzorak BM-2 (dubina 5,5-6,2 m) sadrži samo dvije relativno očuvane i prepoznatljive kućice gastropoda vrste *Orcula dolium*, te mnoštvo kršja, koje vjerojatno pripada slatkovodnim školjkama vrste *Euglesa nitida*.

Uzorak BM-4 (dubina 10,5-11,8 m) sadrži 11 kućica gastropoda, 3 različite vrste: *Succinea oblonga* (7 kom), *Succinea putris* (2 kom) i *Anisus vortex* (2 kom). Uzorak je pun kršja, koje bi moglo pripadati navedenim vrstama gastropoda.

Uzorak BM-5 (dubina 11,8-13,4 m) sadrži 95 kućica gastropoda, 4 različite vrste, *Succinea oblonga* (77 kom), *Oxychilus inopinatus* (3 kom), *Orcula dolium* (4 kom), *Anisus vortex* (11 kom), te mnoštvo kršja, koje vjerojatno pripada gastropodima navedenih vrsta.

Uzorak BM-6 (dubina 14,8-16,8 m) sadrži kršje kućica gastropoda, koje je teško identificirati, moguće je da pripadaju vrsti *Anisus vortex*.

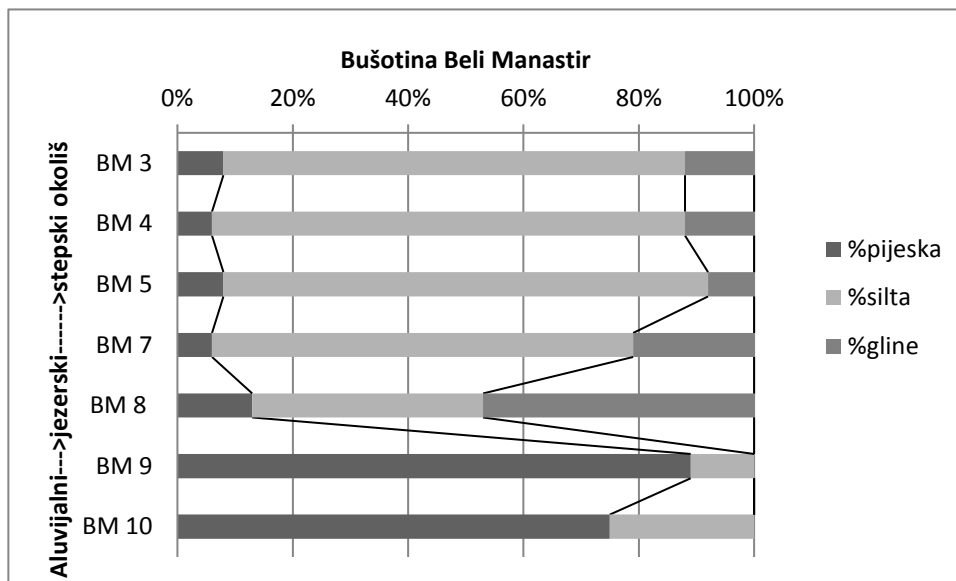
Uzorak BM-8 (dubina 25,5-26,5 m) nije fosiliferan. Sadrži rijetko i neodredivo sitno kršje.

Gastropodna vrsta *Anisus vortex* je tipična za močvarni okoliš, dok su *Orcula dolium* i *Succinea* sp. kopnene vrste gastropoda. *Euglesa nitida* je slatkovodni školjkaš. Sve navedene vrste nisu provodne ali mogu biti dobar pokazatelj paleookoliša.

4.3.1.2. Granulometrijski podaci

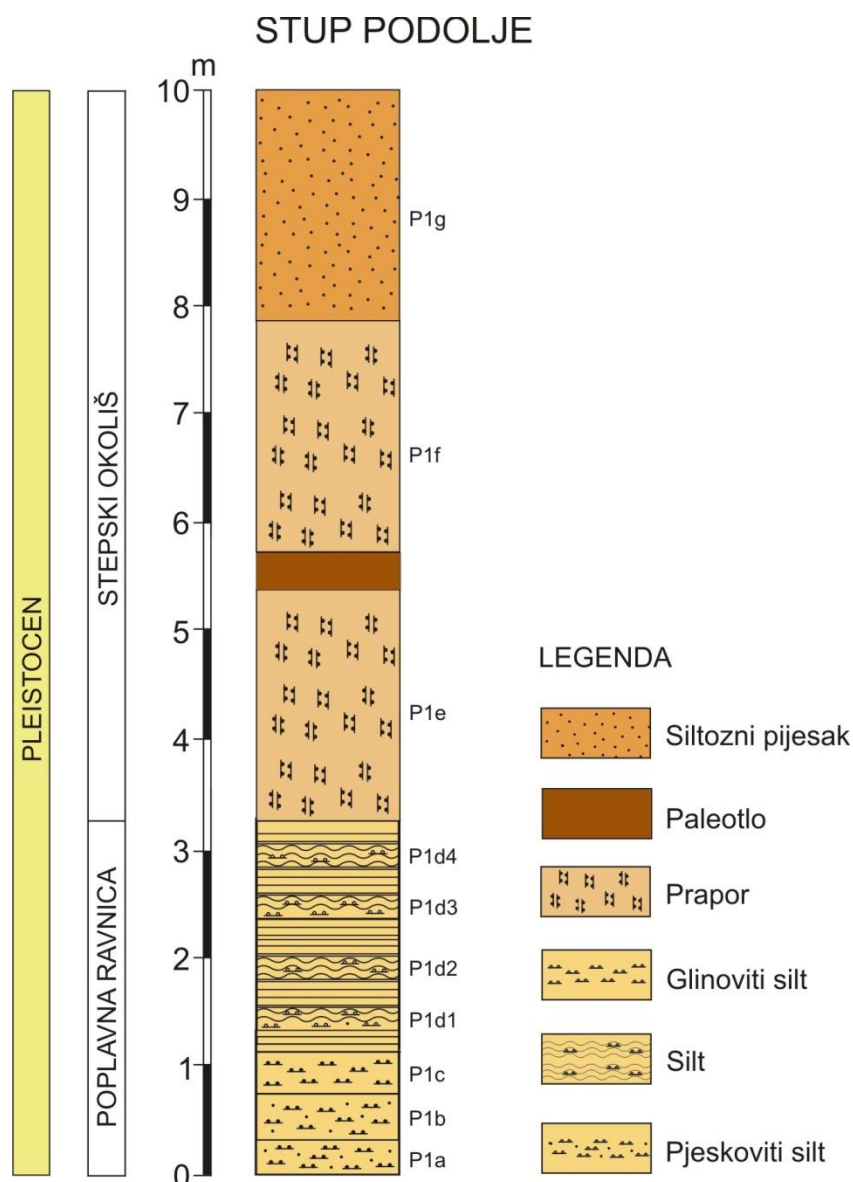
Granulometrijske analize ukazuju na mogućnost razvrstavanja sedimenta u 3 facijesa (Tabela 3). Gledajući od vrha prema dnu bušotine 1. facijes (1-13,5 m dubine) je zastupljen dominantno siltom, pjeskovitim siltom, te tanjim proslojcima gline. Srednji ili 2. facijes (13,5-27 m dubine) je karakteriziran izmjenama glina i glinovitih siltova. Najdublji ili 3. facijes (27-50 m dubine) karakterizira izmjena glina, pjeskovitih glina i pijesaka. U središnjem dijelu posebno se ističe sloj pijeska zbog svoje debljine od 7,7 m (uzorak BM-9).

Tabela 4. Granulometrijski podaci bušotine Beli Manastir. Za položaj uzoraka u bušotini vidi Sliku 27.



4.3.2. Površinski sedimenti

Kako je podloga različite starosti i litološke građe, u kamenolomu Batina prapor je u direktnom kontaktu s miocenskim eruptivima, u kamenolomu Popovac leži na miocenskim kalcitičnim siltoznim pješčenjacima, na profilu Branjina pokriva plio-pleistocenske klastite, dok se na lokalitetima Suza i Podolje nalazi na pleistocenskim sedimentima poplavne ravnice. Prema stratigrafskom položaju, u bazi prapora i lesolikog sedimenta nalaze se sedimenti riječne ravnice te plio-pleistocenski sedimenti i asocijacija stijena miocenske starosti. Najbolji izdanak sedimenata poplavne ravnice je profil Podolje, na kojem je uzorkovano ukupno 10 uzoraka (Slika 28). Visine je 10 m, a širine 25 m.



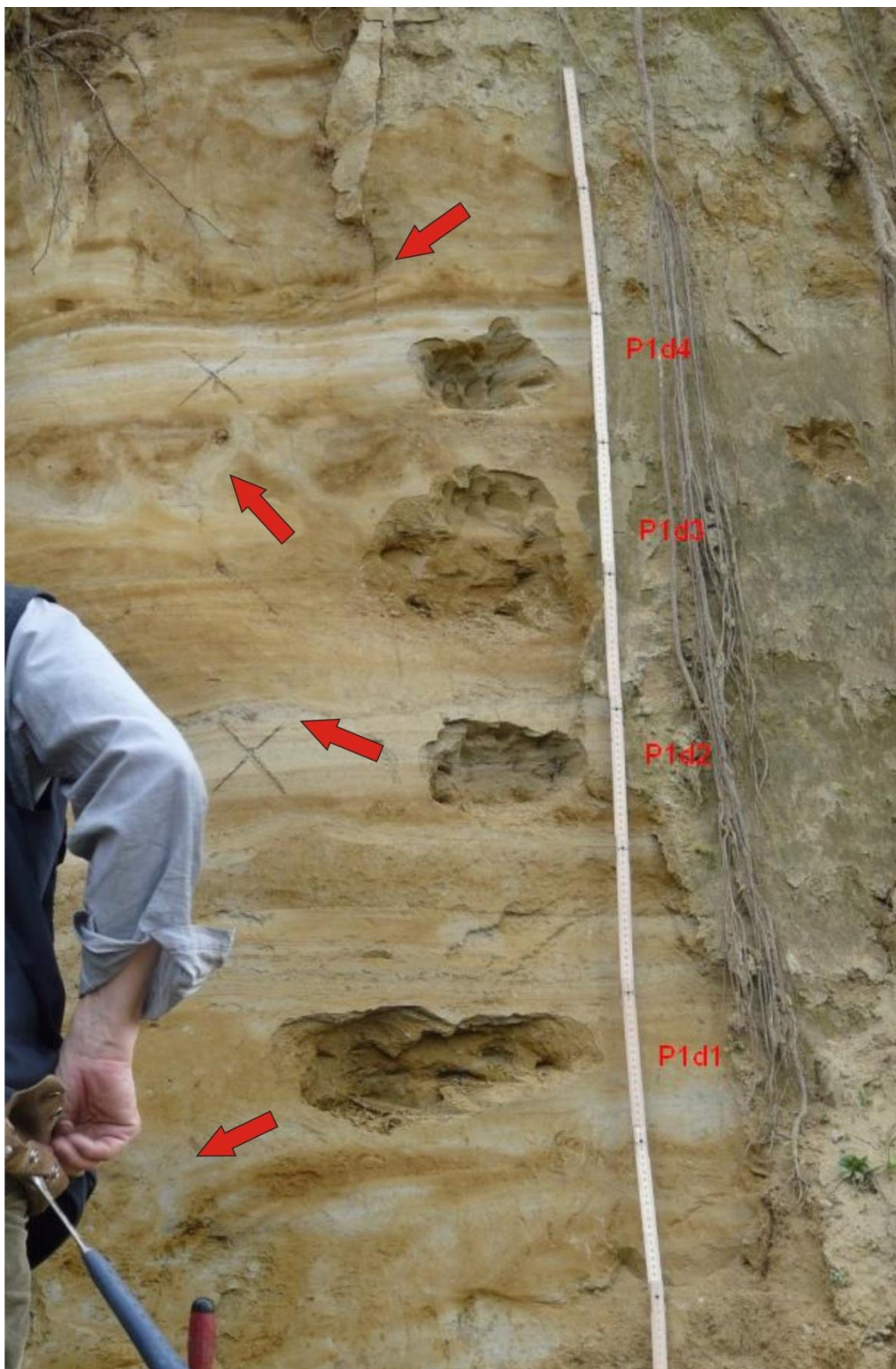
Slika 28 Lokalitet Podolje. Donji dio profila (baznih 3 m) čine sedimenti poplavne ravnice na kojima se nalaze prapor i siltozni pijesak.

Na ovom lokalitetu u bazi se nalazi asocijacija različitih sedimenata debljine 3 m. Na samom dnu leži pjeskoviti silt smeđe-sive boje, debljine 0,5 m. Na njemu je pjeskoviti silt sive boje debljine 0,5 m. Na toj jedinici nalazi se jedinica silta, svjetlo sive boje, debljine 0,3-0,4 m. U cijelom tom slijedu primjećuje se tendencija positnjavanja zrna naviše (Slika 29).



Slika 29 Najniži dio slijeda naslaga na lokalitetu Podolje. Uzorci P1a-P1c. Mjerilo je duljine 8 cm. Za položaj uzoraka vidi Sliku 28.

U sljedećih 1,6-1,7 m nailazi se izmjena pjeskovitog i glinovito-pjeskovitog silta, bež do sivo-smeđe boje. Ova jedinica također je karakterizirana trendom positnjavanja zrna naviše (Slika 30). Slojevi ukazuju na deformacije uzorkovane mogućom tektonskom aktivnošću. Iz svakog od ta 4 sloja uzet je uzorak.



Slika 30 Uzorci P1d1-P1d4. U ovom slijedu sedimenata vidljive su strukture istiskivanja vodom koje upućuju na tektonski uzrok deformacije. Označene su strelicama. Za položaj uzoraka vidi Sliku 28.

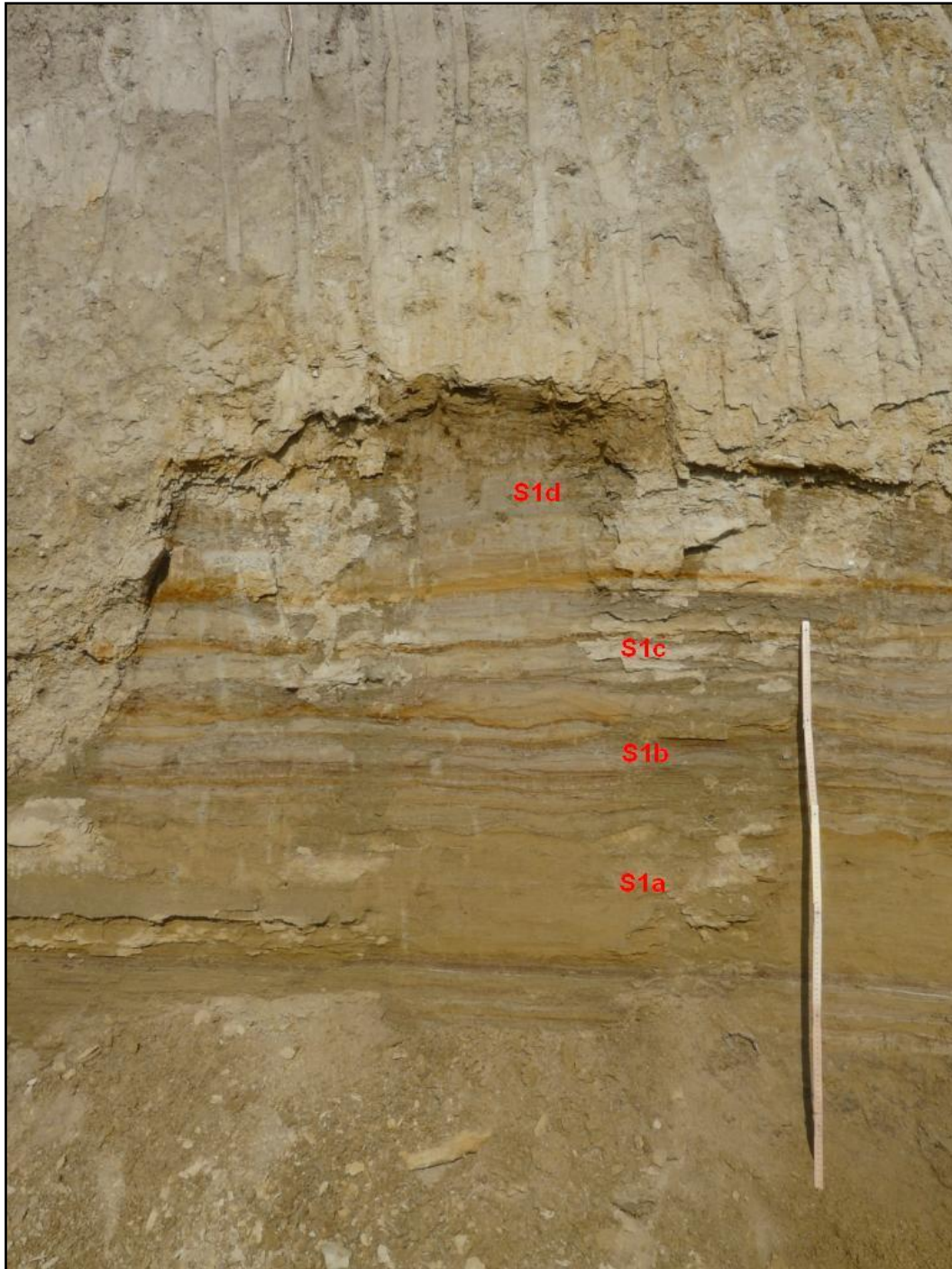
Iznad slijeda sedimenata poplavne ravnice nalazi se prapor debljine 4,5-5 m, sivo-žute boje. Na samom vrhu izdanka nalazi se siltozni pijesak bež boje, debljine 2 m. Pijesak je

horizontalno laminiran, a lamine su debljine oko 2-3 mm. Svi uzorci su (osim P1G) pjeskoviti, glinoviti ili glinovito-pjeskoviti silt (Tabela 5).

Na izdanku u mjestu Suza, nalazi se istoimeni profil, oznake Suza-1. Nalazi se u zasjeku ceste, visine je oko 2,5 m (gornjih 0,5 m je recentno tlo) i dužine 20 m (Slika 31).



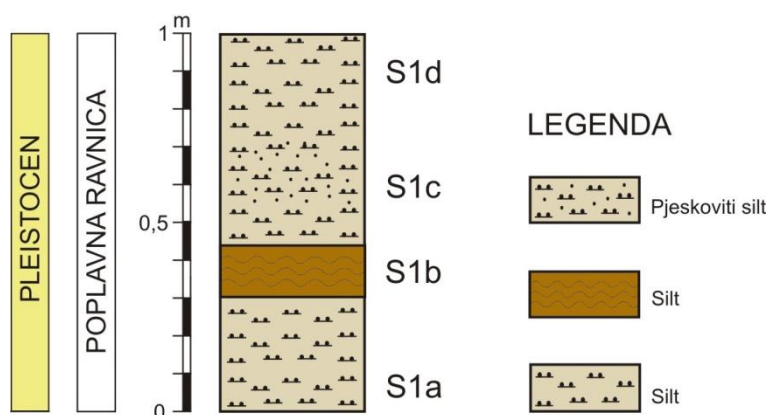
Slika 31 Profil Suza. Crvenim kvadratom visine oko 1,5 m označeno je mjesto uzorkovanja.



Slika 32 Uzorkovanje na profilu Suza. Slijed laminiranog, siltoznog sedimenta poplavne ravnice iz kojeg su uzeti uzorci S1a-S1d. Mjerilo je duljine 1 m.

Usporedbom na terenu, te nakon načinjenih analiza (Tabela 4), vidljivo je da profil Suza (Slika 33) predstavlja ekvivalent baznom djelu profila Podolje, točnije, sedimentima poplavne ravnice, koji su tamo predstavljen uzorcima od P1d1 do P1d4.

STUP SUZA



Slika 33 Slijed sedimenata poplavne ravnice na izdanku Suza. Oznakama S1a-S1d označen su mjesta uzorkovanja.

Manja razlika u udjelu glinovite (osim u uzorku P1C) i pjeskovite komponente se pokazala tek nakon analitičke obrade materijala.

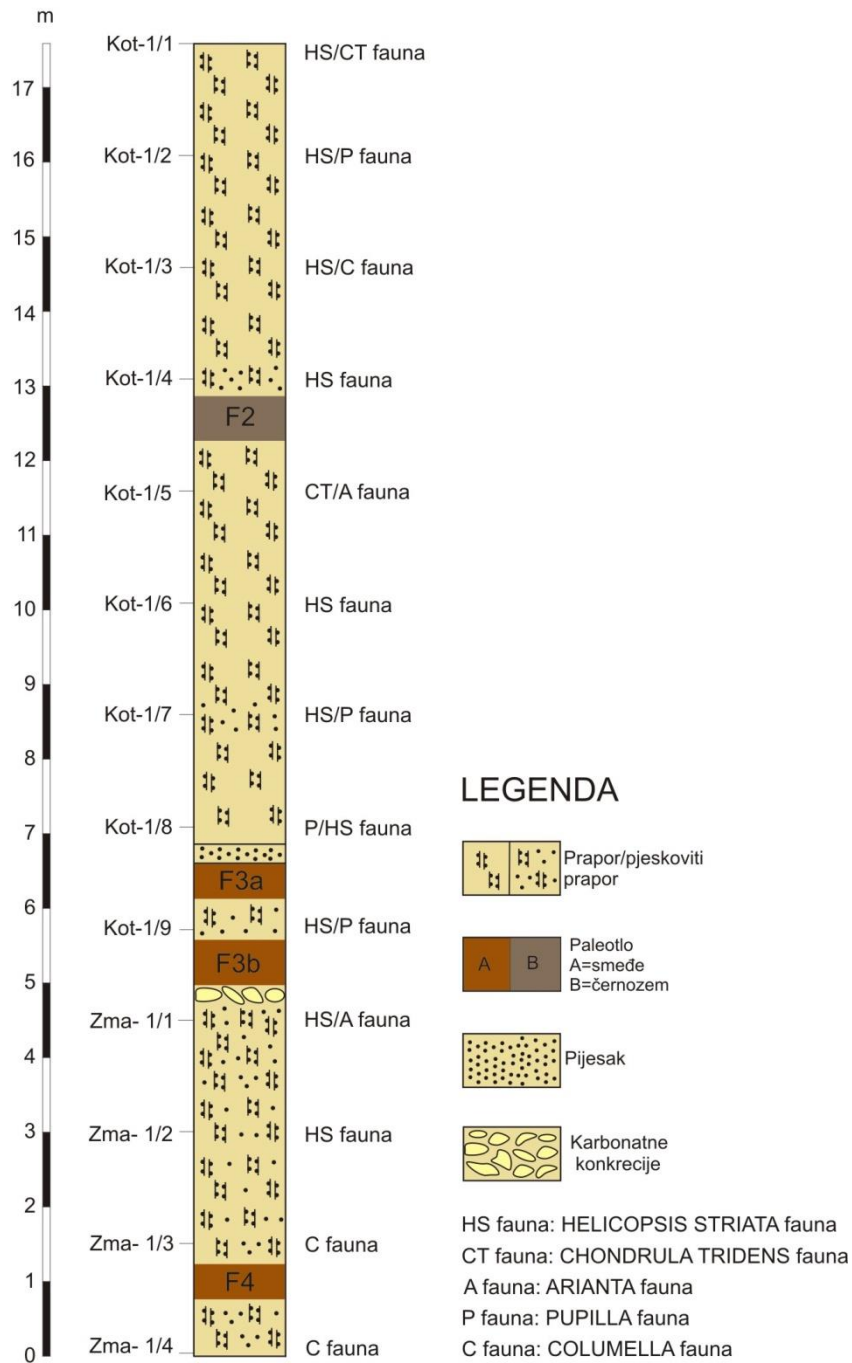
U neposrednoj blizini lokaliteta Suza-1, 100 m istočno nalazi se i drugi, manji izdanak, Suza-2 (Slika 34). Profil je visine 2 m, širine 10 m. Na tom profilu je vidljiv lesoliki sediment, u kojem se nalaze mnogobrojni in-situ ostaci slatkovodne flore (Slika 34).



Slika 34 Profil Suza-2. U lesolikom sedimentu vidljivi su limonitizirani ostaci slatkovodne flore u 'in-situ' položaju. Oznakama S2a i S2b označena su mjesta uzorkovanja. Geološki čekić je mjerilo.

Prapor, padinski prapor i lesoliki sediment na površini su istraženi na 4 praporna profila, 2 s južne strane i 2 sa sjeverne strane Banskog brda. Profili Zmajevac i Kotlina tvore južni profil prapora Banskog brda (Slika 35).

STUP JUŽNOG SLIJEDA NASLAGA PRAPORA



Slika 35 Slijed naslaga prapora južne strane Banskog brda. Na svakom uzorku su napravljene sedimentološke, paleontološke i analize stabilnih izotopa.

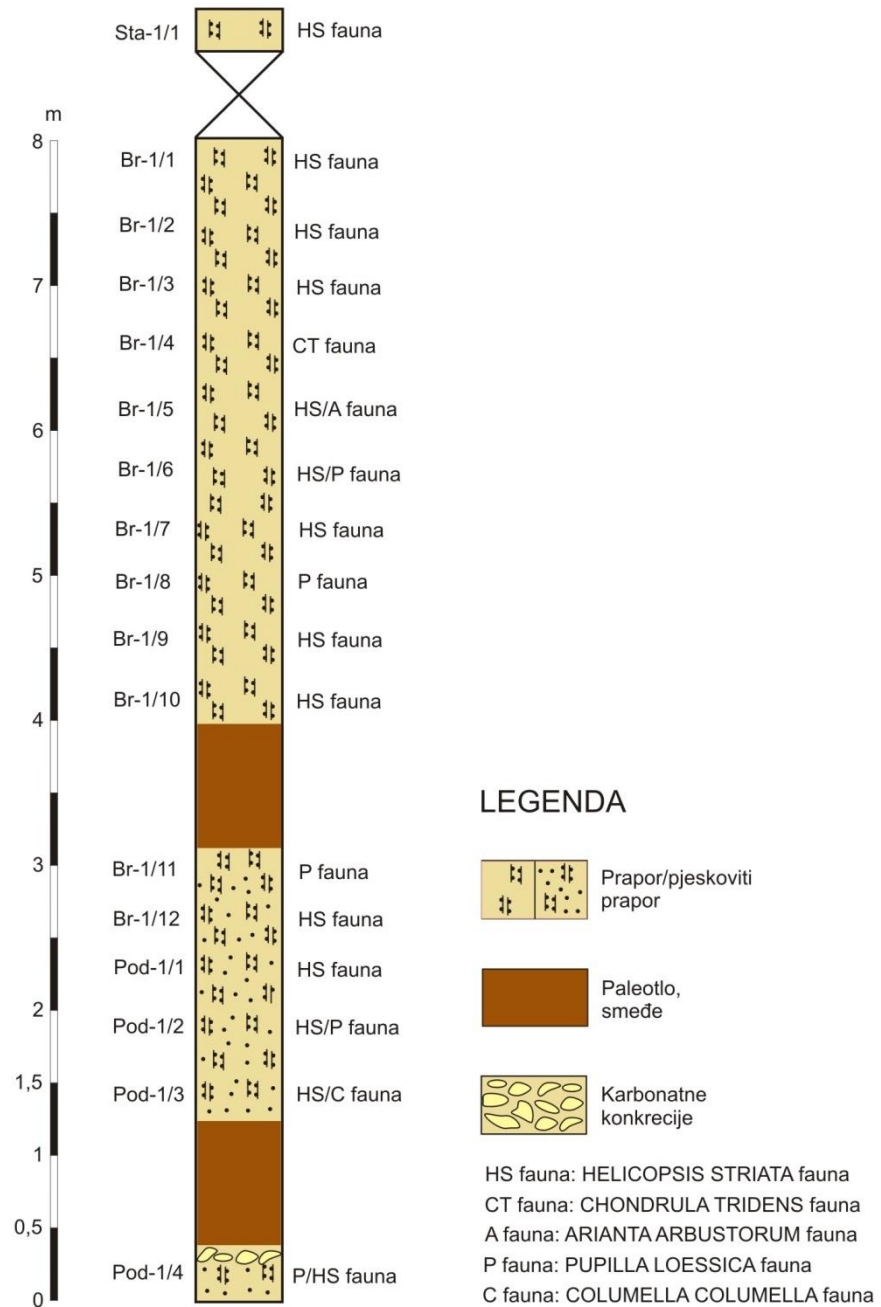
Profil Zmajevac se nalazi u blizini sela Zmajevac i dio je 2 km dugačkog prapornog strmca. Čini ga prapor i lesoliki sediment, svjetlo žute do sivo žute boje. Struktura je masivna s vidljivim ostacima malakofaune. Profil Kotlina se nalazi sjeveroistočno od profila Zmajevac, iznad sela Kotlina. Prapor je masivan, bež boje s vidljivom malakofaunom duž cijelog profila. Ukupna debljina južnog prapornog profila je oko 18 m (Slika 36).



Slika 36 Profil prapora Zmajevac s vidljiva tri horizonta paleotala.

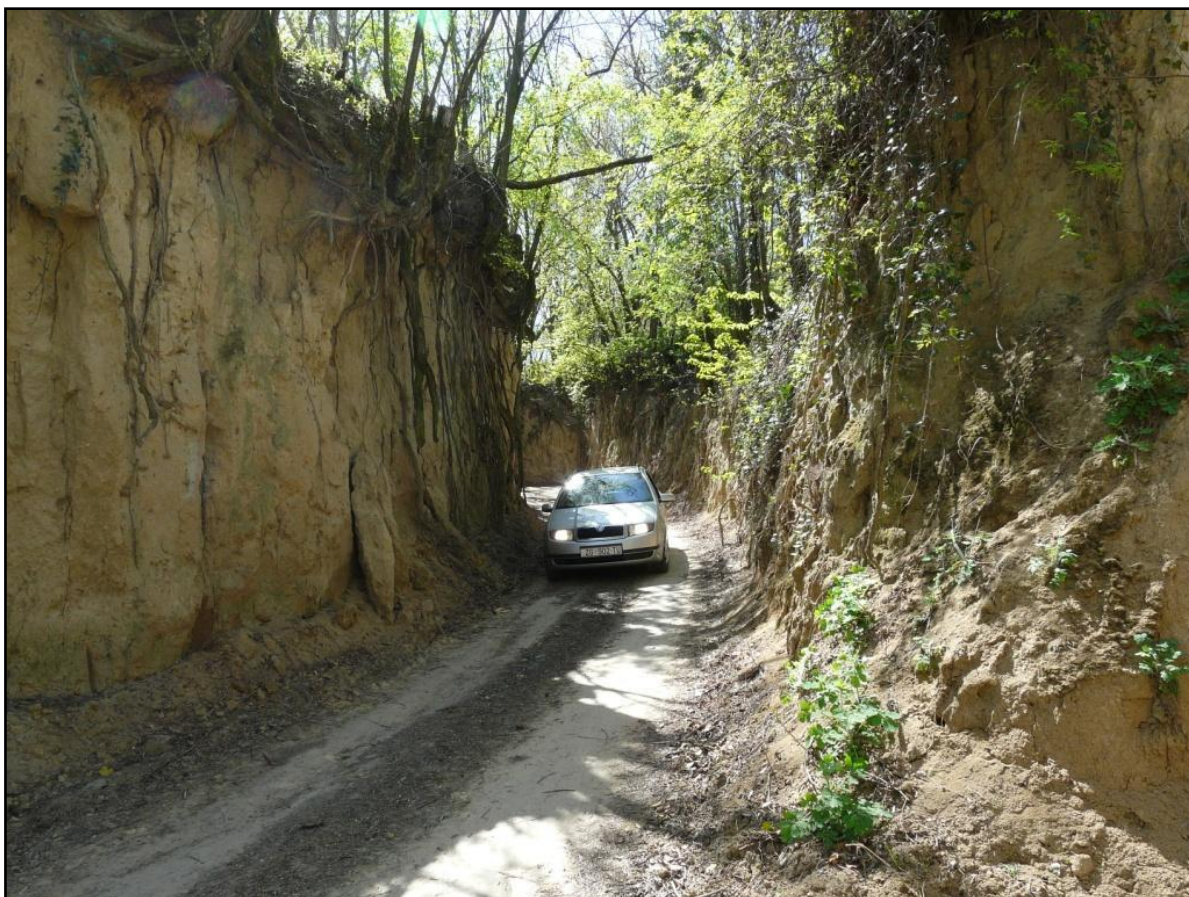
Unutar južnog profila prapora nalaze se 4 horizonta paleotala, od kojih dva paleotala na visini od 5-6,6 m čine pedokompleks (GALOVIĆ, 2005) (Slika 35). Između njih se nalazi praporni horizont debljine 50 cm. Iznad pedokompleksa se nalazi sloj horizontalno laminiranog pijeska debljine 40 cm. Debljina slojeva-lamina je 1-2 cm. Iz ovog profila uzeto je 13 uzoraka prapora i lesolikog sedimenta s intervalom uzorkovanja od 1,5 m. Profili Podolje i Branjina tvore sjeverni profil prapora Banskog brda (Slika 37).

SJEVERNI PROFIL PRAPORA BANSKOG BRDA



Slika 37 Slijed naslaga prapora sjeverne strane Banskog brda. Na svakom uzorku su napravljene sedimentološke, paleontološke i analize stabilnih izotopa.

Profil Podolje se nalazi uz cestu kod istoimenog sela (Slika 38).



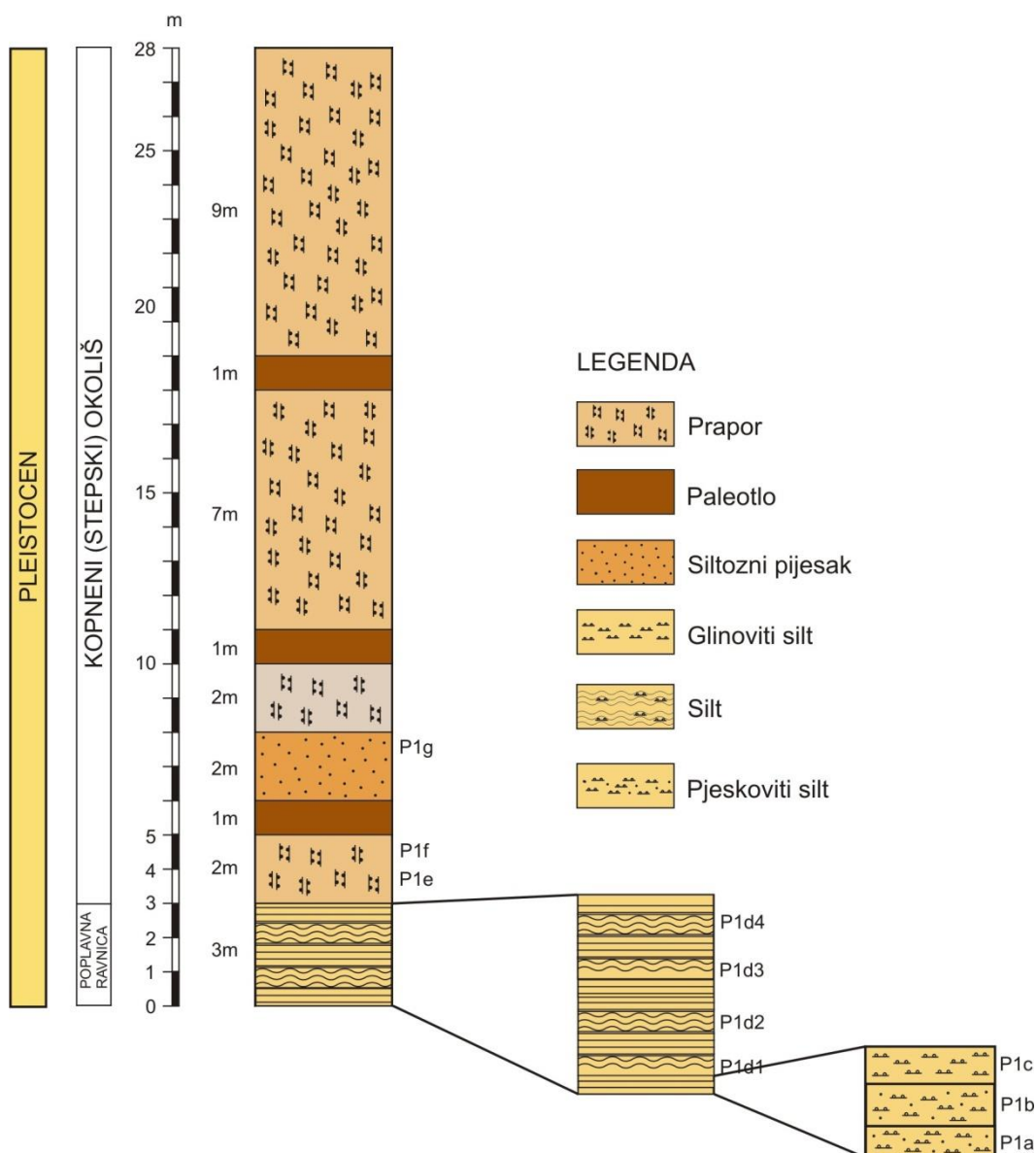
Slika 38 Praporni profil kod sela Podolje.

Profil sadrži prapor masivne strukture bež boje s horizontom paleotla. Profil Branjina se nalazi jugoistočno a čini ga praporni usjek padine Banskog brda. Duž cijelog ovog profila vidljiva je malakofauna u praporu. Ukupna debljina sjevernog prapornog profila je oko 8 m (Slika 37). Unutar prapora nalaze se 2 horizonta paleotla. Drugi praporni horizont između 1,3-3,1 m visine je pjeskovit. Iz ovog profila uzeto je 17 uzoraka padinskog prapora s intervalom uzorkovanja od 0,4-0,5 m.

4.3.2.1. Granulometrijski podaci

Granulometrija je napravljena na svim uzorcima sedimenata poplavne ravnice, tj. na pijescima, praporu i lesolikom sedimentu. Rezultati koji su dobiveni tom analizom, u kombinaciji s terenskim istraživanjem, omogućili su izradu kompilacijskog stupa pleistocenskih sedimenata Banskog brda (Slika 39).

KOMPILACIJSKI STUP PLEISTOCENSKIH SEDIMENATA



Slika 39 Kompilacijski profil površinskih sedimenata kasnog pleistocena Banskog brda.

Vrijednosti granulometrijskih analiza s profila Podolje ukazuju na dominaciju siltne komponente, s dosta visokim udjelom pjeskovite frakcije (Tabela 5). Pijesak na vrhu tog profila sadrži visoki udio siltozne frakcije.

Granulometrijske analize na profilima Suza (Tabela 5) i Suza-2 pokazaju izrazitu dominaciju siltozne komponente. Iz profila Suza-2 uzorkovana su 2 uzorka: S2a i S2b. Granulometrijske analize ta dva uzorka ukazuju na dobro i srednje sortirani silt.

Tabela 5 Granulometrijski podaci za sedimente s profila Podolje, Suza i Suza-2. Za položaj uzoraka vidi Slike 28 i 33. M_o -medijan, S_o -sortiranost, S_k - koeficijent asimetrije.

Uzorak	>0,063mm %	0,063-0,004mm%	<0,004mm%	M_o	S_o	S_k
P1A	28	69	3	0,041	1,681	0,889
P1B	23	70	7	0,038	1,56	0,891
P1C	1	92	7	0,019	1,603	0,785
P1D-1	27	70	3	0,042	1,562	0,864
P1D-2	20	77	3	0,034	1,612	0,899
P1D-3	21	69	10	0,034	1,643	0,934
P1D-4	12	85	3	0,035	1,429	0,882
P1E	6	83	11	0,022	1,719	0,807
P1F	2	85	13	0,022	1,972	0,65
P1G	49	43	8	0,056	2,635	0,717
S1a	5	90	5	0,024	1,697	0,781
S1b	2	96	2	0,033	1,414	0,809
S1c	5	85	10	0,028	1,603	0,642
S1d	7	85	8	0,031	1,541	0,632
S2a	7	84	9	0,035	1,414	0,72
S2b	5	87	8	0,022	1,592	0,886

Rezultati dobiveni analizom uzoraka tipičnog prapora su unutar standardnih vrijednosti. U svih 30 uzoraka tipičnog prapora, padinskog prapora i lesolikog sedimenta, dominiraju zrna veličine silta u odnosu na zrna veličine pijeska (Tabele 6 i 7). Čestice veličine gline su zastupljene maksimalno do 11%.

U nekoliko uzoraka ipak možemo primijetiti relativno visoki postotak pijeska (više od 10%) u odnosu na silt (uzorci Pod 1/4, Br 1/12, Br 1/2, Zma 1/4, Zma 1/2, Zma 1/1, Kot 1/9 i Kot 1/7, Tabele 6 i 7).

Tabela 6 Granulometrijski podaci južnog profila prapora Banskog brda. Za položaj uzoraka vidi Sliku 36. M_o -medijan, S_o -sortiranost, S_k - koeficijent asimetrije.

Uzorak	>0,063mm %	0,032-0,063mm %	0,016-0,032mm %	0,004-0,016mm %	<0,004mm %	M_o	S_o	S_k
Kot 1/1	12	33	31	24	0	0,028	1,62	0,857
Kot 1/2	8	42	23	22	5	0,03	1,712	0,733
Kot 1/3	5,5	46,5	24	17	7	0,031	1,514	0,689
Kot 1/4	11	37	22	19	11	0,029	1,914	0,627
Kot 1/5	7,5	35,5	28	22	7	0,026	1,754	0,769
Kot 1/6	9,5	39,5	27	19	5	0,03	1,62	0,746
Kot 1/7	14,5	31,5	27	27	0	0,028	1,751	0,88
Kot 1/8	8	44	27	21	0	0,03	1,527	0,84
Kot 1/9	12,5	39	24,5	24	0	0,03	1,695	0,817
Zma 1/1	15	40	20	19	6	0,033	1,767	0,734
Zma 1/2	14,5	57,5	12	8	8	0,042	1,454	0,818
Zma 1/3	10	45	28	17	0	0,032	1,516	0,898
Zma 1/4	12,5	47,5	25	15	0	0,036	1,507	0,848

Tabela 7 Granulometrijski podaci sjevernog profila prapora Banskog brda. Za položaj uzoraka vidi Sliku 37. M_o -medijan, S_o -sortiranost, S_k - koeficijent asimetrije.

Uzorak	>0,063mm %	0,032-0,063mm %	0,016-0,032mm %	0,004-0,016mm %	<0,004mm %	M_o	S_o	S_k
Sta 1/1	8	26	40	23	3	0,025	1,52	0,947
Br 1/1	8	32	44	16	0	0,029	1,45	0,903
Br 1/2	13	32	34	21	0	0,031	1,504	0,85
Br 1/3	6	34	38	17	5	0,028	1,632	0,765
Br 1/4	6	63	10	10	11	0,046	1,507	0,519
Br 1/5	5	89	6	0	0	0,05	1,066	0,88
Br 1/6	7	26	38	19	10	0,026	1,603	0,745
Br 1/7	6	44	30	20	0	0,032	1,521	0,816
Br 1/8	8	42	28	14	8	0,032	1,45	0,742
Br 1/9	7	37	32	24	0	0,03	1,533	0,755
Br 1/10	11	43	26	20	0	0,033	1,483	0,808
Br 1/11	10	37	35	18	0	0,031	1,449	0,874
Br 1/12	20	45	16	11	8	0,041	1,513	0,785
Pod 1/1	14	32	34	20	0	0,03	1,563	0,88
Pod 1/2	9	36	31	24	0	0,03	1,608	0,831
Pod 1/3	12	60	14	14	0	0,042	1,313	0,821
Pod 1/4	18	36	26	20	0	0,034	1,685	0,887

4.3.2.2. Modalna analiza teške i lake mineralne frakcije

Modalne analize su učinjene na svih 30 uzoraka prapora i na 4 uzorka sedimenta poplavne ravnice. Prvo će biti opisani rezultati iz sedimenta poplavne ravnice s profila Suza i Podolje.

Sediment poplavne ravnice: Analizirani su uzorci S-1a, S-1b, P1d1 i P1d3 (Tabela 8). U analiziranim uzorcima u teškoj mineralnoj frakciji najzastupljeniji su prozirni teški minerali. Od neprozirnih zrna najzastupljenija je skupina opakih minerala (magnetit i limonit), a slabije je zastupljen klorit. U sastavu ovih uzoraka podjednako su zastupljeni uzorci iz skupine epidot-zoisit-klinozoisit i minerali iz skupine granata. Osim njih u manjoj količini redovito se pojavljuju minerali iz skupine amfibola, turmalin, cirkon, rutil i stauroluit, a u vrlo maloj količini disten i titanit. U uzorku S-1a pojavljuje se apatit. Silimanit je prisutan u vrlo maloj količini u uzorcima S-1a i P-1d3.

Tabela 8 Modalna analiza teške mineralne frakcije sedimentata poplavne ravnice i pijeska iz profila Podolje. Za položaj uzoraka vidi Slike 20, 28 i 33.

oznaka uzorka	teška mineralna frakcija																			laka mineralna frakcija (%)							
	(%)	prozirni teški minerali (%)																		q	f	s	m				
		op	do	bi	ch	prm	tu	zr	ru	ap	am	py	ep	ga	cy	st	tit	czt	cto					csp	si	x	zo
S1a	2,14	11			5	84	2	2	2	+	9	26	28	+	9	+	10			+		2	9				
S1b	14,7	4			2	95	2	2	2		13	21	44	+	3	1	7					2	2				
P1d1	13,9	8			3	89	1	+	4		10	21	44	1	3	+	10					2	3				
P1d3	13,19	18			3	79	2	2	5		7	16	50	1	5	+	5			+		2	4				
BP-5	4,05	22			+	78	2	3	9		1	+	75	+	7		1					1					

U analiziranim uzorcima epidoti su uglavnom alotriomorfni sa slabo izraženim pleokroizmom, žućkaste do žutozelene boje, uglavnom zamućeni, a rjeđi su bistri kristali. Zoisit je uglavnom alotriomorfan, a rjeđi su prizmatski, hipidiomorfni kristali. Turmalin se pojavljuje u obliku smeđih do tamnosmeđih alotriomorfnih, rjeđe hipidiomorfnih-idiomorfnih kristala s izrazitim pleokroizmom. Granati se pojavljuju u obliku alotriomorfnih zrna žućkaste i rjeđe ružićaste boje. Cirkon i rutil su u uzorcima prisutni u obliku dobro zaobljenih kristala bez vidljivih formi, a rjeđi su hipidiomorfni kristali. Zrna staurolita su svježa, svjetložute do tamnožute boje s uočljivim pleokroizmom. Amfiboli se javljaju u obliku prizmatskih kristala s izraženom prizmatskom kalavosti, svjetlozelene i tamnozelenosmeđe, rjeđe smeđe boje. Silimanit je prisutan u obliku radijalno zrakastih agregata.

Tipični prapor i prapor padine: Dobiveni rezultati pokazuju da u svim analiziranim uzorcima prapora dominira LMF (Slika 40), dok se udio TMF (Slika 41) kreće u rasponu od 0,09 do 12,2%. Kvarc dominira u LMF u svim uzorcima. Njegov udio prosječno iznosi 56%, a kreće se u rasponu od 50% do 65% (Tabele 9 i 10). Među kvarcnim zrnima su nešto zastupljenija zrna jednoličnog potamnjenja u odnosu na zrna valovitog potamnjenja. Isto tako prevladavaju poluuglata i poluzaobljena nepravilna zrna, dok su dobro zaobljena, kao i nezaobljena zrna rjeđa.

Tabela 9 Prikaz modalne analize uzoraka južnog profila prapora. Za položaj uzoraka vidi Sliku 37, u Prilozima. **Legenda:** *op*-opaki minerali; *do*-dolomit; *bi*-biotit; *ch*-klorit; *prm*-prozirni teški minerali; *tu*-turmalin; *zr*-cirkon; *ru*-rutil; *ap*-apatit; *am*-amfiboli; *py*-pirokseni; *ep*-grupa epidota; *g*-granati; *cy*-kianit; *st*-staurolit; *tit*-titanit; *czt*-klinocoisit; *cto*-kloritoid; *csp*-kromspinel, *si*-silimanit; *x*-neodređena zrna; *q*-kvarc; *f*-feldspati; *s*-čestice stijena; *ms*-muskovit; +-zrna s udjelom manjim od 1%.

oznaka uzorka	teška mineralna frakcija																			laka mineralna frakcija (%)					
	(%)	prozirni teški minerali (%)																		q	f	s	m		
		op	do	bi	ch	prm	tu	zr	ru	ap	am	py	ep	ga	cy	st	tit	czt	cto					csp	si
Kot 1/1	9,83	15		2	83	2	+	1		26	1	30	28	1	5	1	2	+		2	50	32	13	5	
Kot 1/2	8,88	12	+	7	81	4	1	3		39		24	19	+	3	1	3		+	1	54	16	22	6	
Kot 1/3	8,18	12		10	78	3	1	1		31		27	22	1	6	2	3	+		2	67	20	9	4	
Kot 1/4	6,76	14		6	82	1	1	1	+	29		32	21	2	6	2	2			2	61	23	11	5	
Kot 1/5	11,11	12	4	+	4	79	3	1	2	1	24	2	23	27	2	7	3	3			2	59	27	22	2
Kot 1/6	6,14	13		6	81	3	+	3		26	+	26	24	1	5		3		+	2	54	19	20	7	
Kot 1/7	5,31	13		6	81	2		2		32	+	28	22	5	6	+	1		+	2	60	18	19	3	
Kot 1/8	10,1	11		14	75	2	+	+		35	+	26	23	4	4	+	2	+	+	2	56	15	23	6	
Kot 1/9	4,15	20	+	3	76	1	2	2		18	2	23	38	1	8	2	+			2	50	25	18	7	
Zma 1/1	11,21	14		1	85	3	2	1	2	23	1	29	25	1	6	1	3	+		1	63	21	14	2	
Zma 1/2	11,4	11		+	88	4	+	+	1	27		29	22	1	10	+	2			2	68	10	20	2	
Zma 1/3	6,85	13		3	83	1	+	4	+	31		29	25	1	5	+	1	+		1	62	17	15	7	
Zma 1/4	6,54	26		1	73	3	2	3		12		22	41	3	11	1				1	55	28	16	1	

Tabela 10 Prikaz modalne analize uzoraka sjevernog profila prapora. Za položaj uzoraka vidi Sliku 38, u Prilozima. **Legenda:** *op*-opaki minerali; *do*-dolomit; *bi*-biotit; *ch*-klorit; *prm*-prozirni teški minerali; *tu*-turmalin; *zr*-cirkon; *ru*-rutil; *ap*-apatit; *am*-amfiboli; *py*-pirokseni; *ep*-grupa epidota; *g*-granati; *cy*-kianit; *st*-staurolit; *tit*-titanit; *czt*-klinocoisit; *cto*-kloritoid; *csp*-kromspinel, *si*-silimanit; *x*-neodređena zrna; *q*-kvarc; *f*-feldspati; *s*-čestice stijena; *ms*-muskovit; +-zrna s udjelom manjim od 1%.

oznaka uzorka	teška mineralna frakcija																			laka mineralna frakcija (%)					
	(%)	prozirni teški minerali (%)																		q	f	s	m		
		op	do	bi	ch	prm	tu	zr	ru	ap	am	py	ep	ga	cy	st	tit	czt	cto					csp	si
Sta 1/1	0,42	33		9	58	1	1	3		22		24	35	1	9	+	1			2	55	20	19	6	
Br 1/1	0,3	40	2	+	5	52	2	1	3		14	2	28	34	2	9	2		+	2	55	17	20	8	
Br 1/2	4,79	14		5	81	2	+			22		35	28	1	8	+	1			2	59	14	16	11	
br 1/3	4,09	9		10	81	3	+	+		25	+	32	20	4	6	1	4		2	2	65	17	9	9	
Br 1/4	6,73	14		+	6	79	3	+	1	+	27		37	17	1	10	+	2		1	67	14	16	3	
Br 1/5	5,91	12		2	86	1		2		29	2	23	29	+	12			+		1	66	7	13	14	
Br 1/6	0,86	21	+	2	76	2	+	2		14		27	40	+	12	1	+			1	53	11	18	18	
Br 1/7	6,31	11		22	67	6		2		33	+	19	21	3	12	+	1	+		1	58	8	13	21	
Br 1/8	6,3	13		+	16	71	2	+	+	40		22	20	2	10		1			2	50	6	23	21	
Br 1/9	10,5	13		7	80	4	2	2		34		23	20	1	11	1	+			1	67	13	12	8	
Br 1/10	5,26	14		+	13	72	3		1	+	25	+	31	24	2	7	+	2	1	+	2	61	17	12	10
Br 1/11	12,2	18		4	78	2	+			28		32	23	+	12		+	+		2	56	13	24	7	
Br 1/12	4	37		+	62	+	+	7		1		17	61	2	10	+		+		1	65	10	23	2	
Pod 1/1	0,09	53		15	32	+				35		37	16	2	6	+		+		3	60	19	14	7	
Pod 1/2	9,95	25		6	69	2	+	3		23	1	28	26	+	11	1		1		2	64	18	17	1	
Pod 1/3	9,89	18		6	76	2	+	1		29		29	21	3	10	1		1		2	74	9	14	3	
Pod 1/4	6,85	20	1		2	77	2	1	+	30	2	33	22	2	6	+	+	+	+	2	50	29	15	6	

Prosječni udio feldspata u uzorcima iznosi 22%, a kreće se u rasponu od 10% do 32%. U svim uzorcima, osim u uzorcima s profila Branjina, feldspati su poslije kvarca najzastupljenija skupina čestica. Gotovo isključivo radi se o alkalijskim feldspatima tipa ortoklasa, dok se plagioklasi s polisintetskim sraslačkim lamelama javljaju samo mjestimice.

Što se svježine ortoklasa tiče većina njih je relativno svježija ili dijelom kaolinitizirana. Znatno slabije su zastupljena izrazito izmijenjena zrna feldspata.

Udio čestica stijena u sastavu LMF kreće se u rasponu od 13% do 23%, a prosječno iznosi 17%. Među njima najzastupljenije su čestice tipa kvarcita, kvarcфельdspatske čestice (granitoidne čestice) i čestice tipa rožnjaka. Osim njih mjestimice se nalaze čestice tipa slejt-filita, kvarcnih škrljavaca i kvarckloritnih škrljavaca.

Muskovit je zastupljen u svim uzorcima s udjelom između 1% i 8%. Jedino je u uzorku Br 1/6 njegov udio nešto veći i iznosi 18%.

U sastavu TMF dominiraju prozirni teški minerali (PTM) i opaki minerali. Osim njih redovito se još javlja klorit, dok se dolomit i biotit pojavljuju samo mjestimice i s vrlo malim udjelom.

U svim uzorcima, osim u uzorku Pod 1/1, PTM su najzastupljenija skupina čestica u TMF. Njihov udio kreće se između 32% i 83%, a prosječno iznosi 68%. Generalno gledano, u svim uzorcima dominiraju tri grupe minerala; grupa granata, grupa epidota i grupa amfibola. Oni zajedno u prosjeku čine 80% svih PTM. Od toga prosječni udio granata iznosi 33%, epidota 27% i amfibola 20%. Značajnije je još zastupljen samo staurolit, čiji prosječni udio iznosi 8%. Od ostalih PTM redovito se javljaju turmalin, rutil (Slika 42), cirkon i kianit, ali s udjelom ne većim od 3%. Ostali PTM poput apatita, piroksena, titanita, klinocoisita, i kloritoida javljaju se samo mjestimice. Uzorak Br 1/12 u značajnijoj se mjeri razlikuje od prosječnog, gore opisanog, sastava PTM. Naime, on među PTM sadrži povećan udio rutila (7%) i izrazito smanjen udio amfibola (1%).

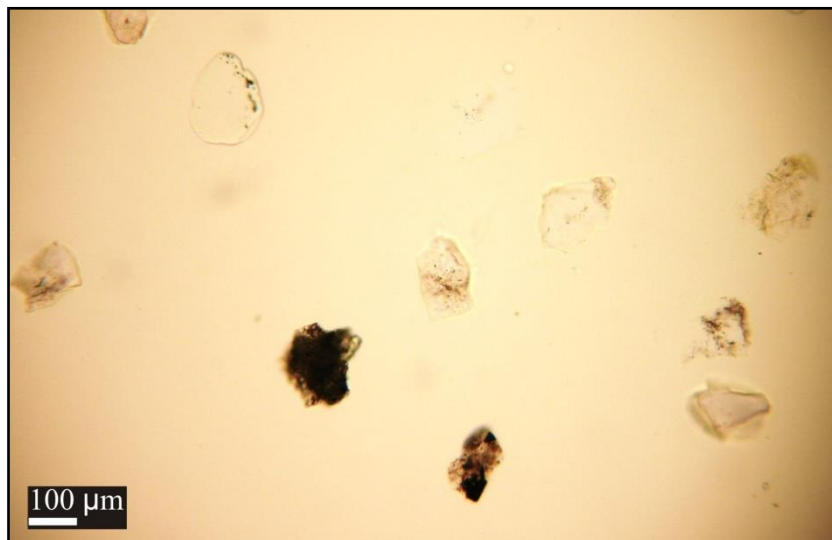
Granati (Slika 43) su najzastupljeniji od svih PTM. Njihov prosječni udio među PTM iznosi 33%, a kreće se u rasponu od 16% do 61%. Granati su najčešće napravnog izometričnog oblika. Rjeđa su sferična zrna. Dio zrna pokazuje tragove mehaničkog trošenja u obliku raznolikih nepravilnih udubina, bradavičastih izbočina i stepeničastih formi. Na manjem broju zrna uočavaju se izjedine na površini i rubovima zrna koje su vjerojatno posljedica otapanja minerala uslijed korozivne aktivnosti.

Grupa epidota (ep+zt) su po svojoj zastupljenosti među PTM, odmah iza granata (Slika 44). Njihov prosječni udio iznosi 27%, a kreće se između 17% i 37%. Zrna epidota su bezbojna, poluzaobljena, nepravilnog ili kratkoprizmatskog oblika s jasno izraženim trošenjem po površini i na rubovima zrna. Rijetka su svježija i nezaobljena zrna, kao i zelenkastožuta zrna s izraženim pleokroizmom.

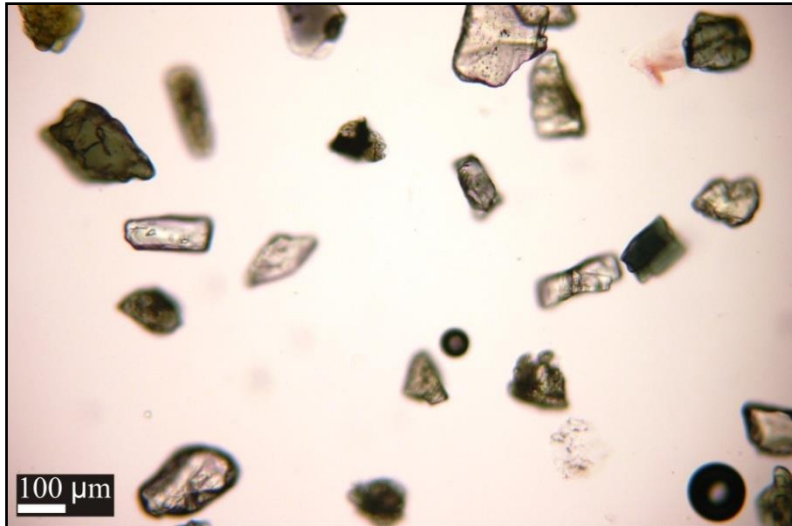
Amfiboli (Slika 45) sudjeluju u sastavu PTM s prosječnim udjelom 20% i rasponom udjela od 1% do 35%. Različitog su oblika i stupnja zaobljenosti. Najčešća su izdužena

prizmatska zrna sa zaobljenim ili poluzaobljenim krajevima. Rijede se pojavljuju nepravilna zrna ili zrna s nazubljenim krajevima u obliku šiljatih pilica ili češljica. Kod gotovo svih individua jasno su vidljive pukotine prizmatske kalavosti. Obzirom na vlastitu boju, pleohroizam, interferencijske boje i kut potamnjenja pojavljuju se dva osnovna varijeteta. Prvi i češći varijetet su tamnozeleni, zeleni ili zelenosmeđi zrna s izraženim pleohroizmom, živim interferencijskim bojama i kutem kosog potamnjenja oko 20° . Drugi, znatno rjeđi varijetet su gotovo bezbojna ili svjetlozeleni do zelenožuti zrna slabo izraženog pleohroizma, niskih interferencijskih boja i kutem kosog potamnjenja između 10° i 15° . Prvi tip zrna najvjerojatnije pripada hornblendi, a drugi aktinolitu.

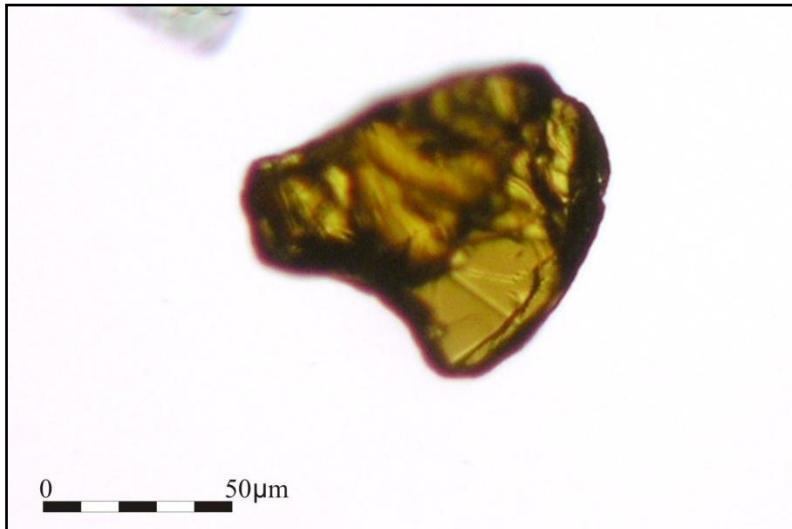
Na svim fotografijama, zrna i TLF-a i LMF-a su oštih rubova, uglata i nepravilnih oblika.



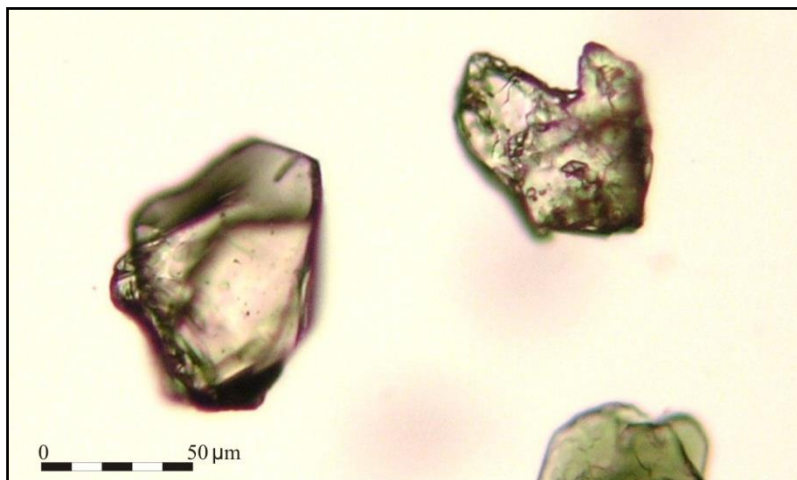
Slika 40 LMF minerali, bez uključenog analizatora.



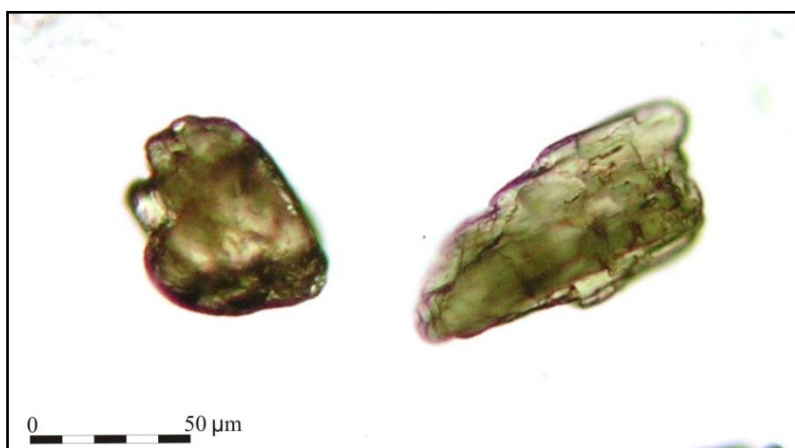
Slika 41 TMF minerali, bez uključenog analizatora.



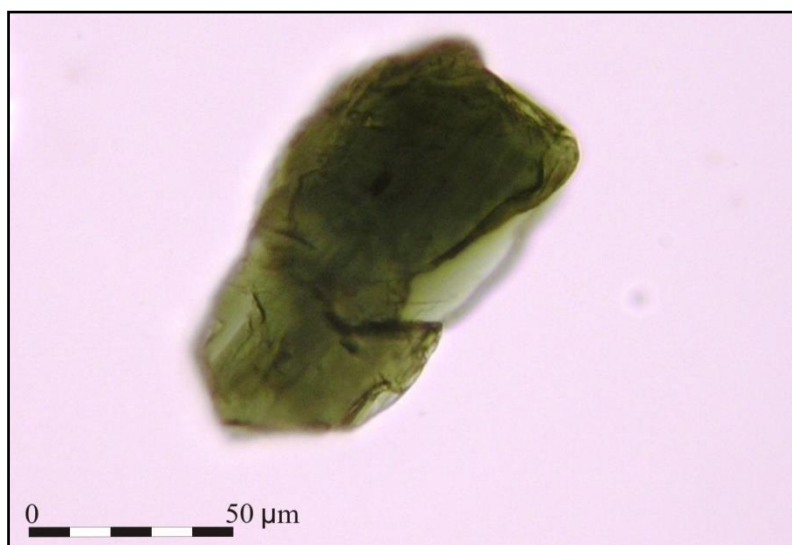
Slika 42 Rutil bez uključenog analizatora.



Slika 43 Granati, bez uključenog analizatora.



Slika 44 Epidot (lijevo zrno)+amfibol (desno zrno), bez uključenog analizatora.



Slika 45 Amfibol, bez uključenog analizatora.

4.3.2.3. Analize sadržaja CaCO₃

Analize su učinjene na svih 30 uzoraka tipičnog prapora iz 4 profila, te na uzorcima sedimenata poplavne ravnice s profila Podolje (P), Suza (S1) i Suza-2 (S2). Vrijednosti udjela CaCO₃ u uzorcima sedimenata poplavne ravnice iz profila Podolje variraju od 7,25% (uzorak P1a) do 11,11% u više uzoraka (Tabela 11). Na profilu Suza (Tabela 12) vrijednosti su više, te variraju od 9,67% (uzorak S1d) do 17,25% (uzorak S1a). Na profilu Suza-2 vrijednosti CaCO₃ su 13% (S2a) i 24% (S2b). Vrijednosti udjela CaCO₃ u prapornim uzorcima, su u

prosijeku niže od vrijednosti u uzorcima sedimenata poplavne ravnice i variraju od 2,9% (uzorak Zma 1/1) do 23,3% (uzorak Kot 1/4), što je prikazano u Tabelama 13 i 14.

Tabela 11 Postotak CaCO_3 u uzorcima sedimenata poplave ravnice s profila Podolje. Za položaj uzoraka vidi Sliku 28.

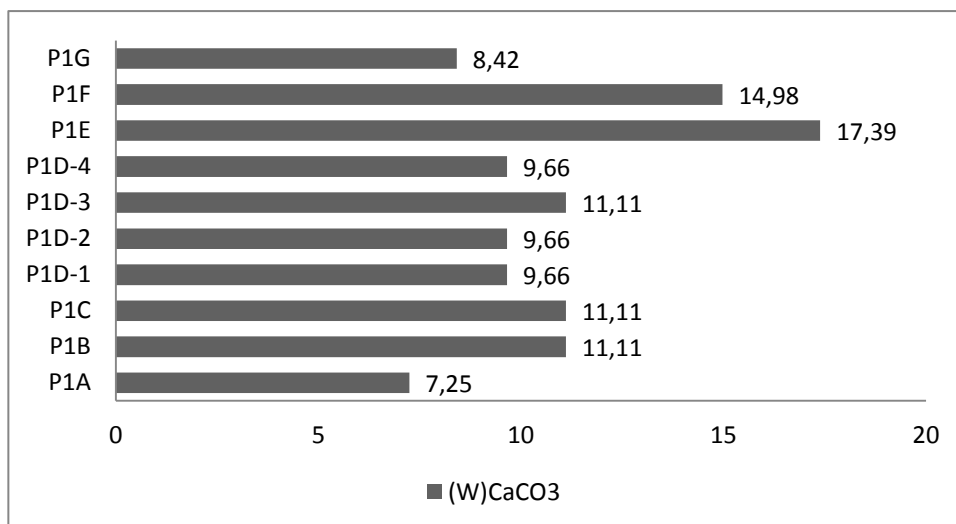


Tabela 12 Postotak CaCO_3 u uzorcima sedimenata poplavne ravnice s profila Suza. Za položaj uzoraka vidi Sliku 33.

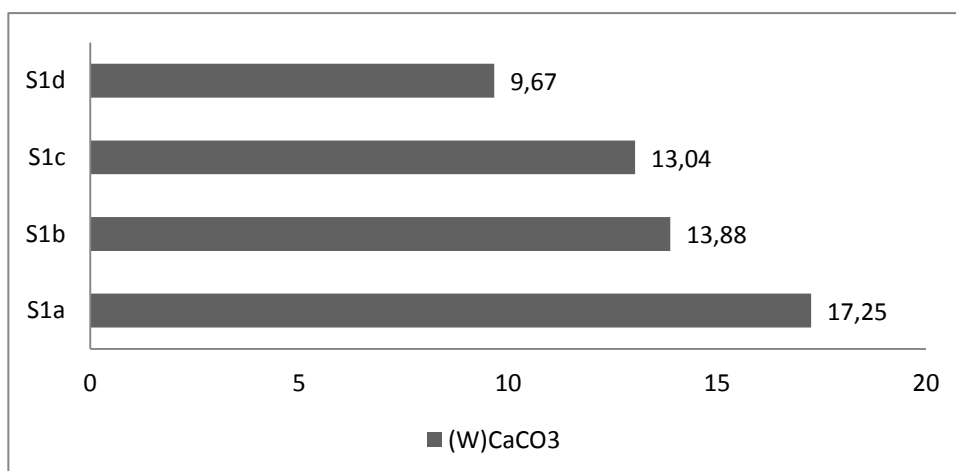


Tabela 13 Postotak CaCO_3 u uzorcima južnog profila Banskog brda. Za položaj uzoraka vidi sliku 36.

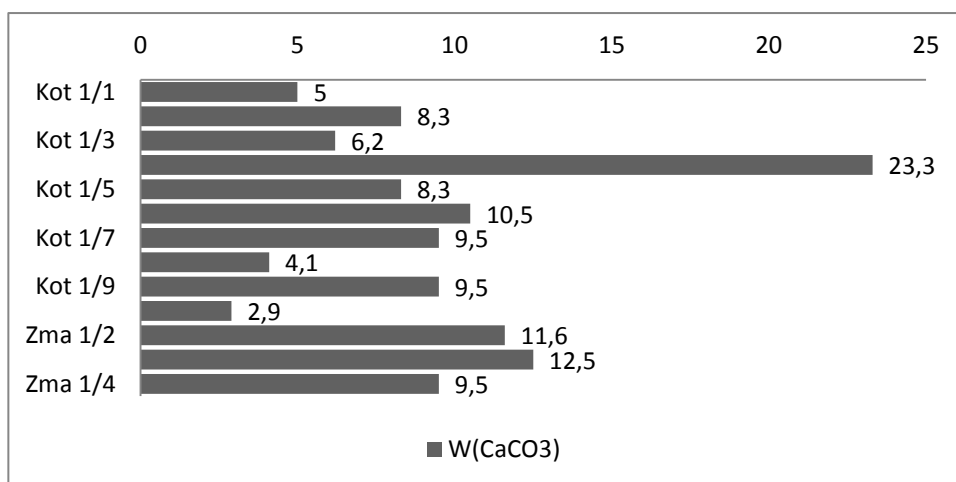
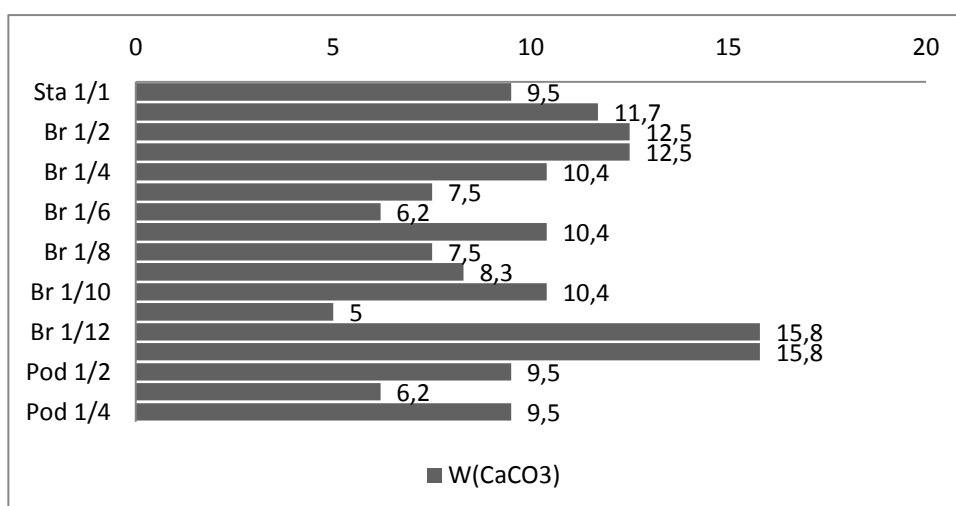


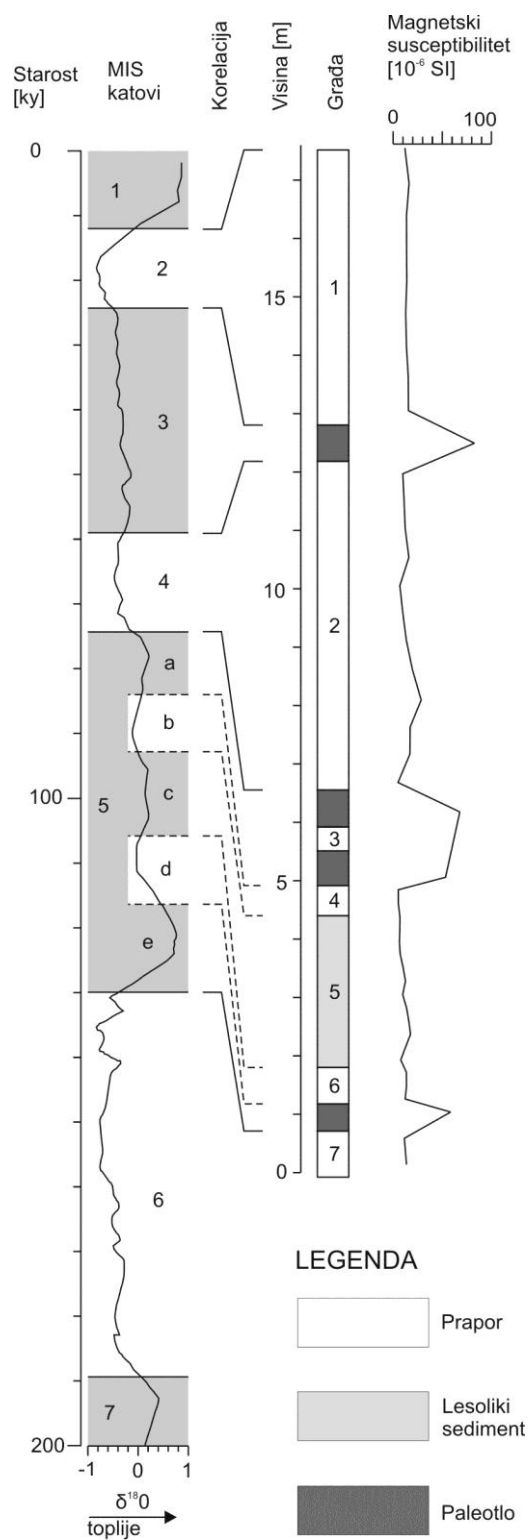
Tabela 14 Postotak CaCO_3 u uzorcima sjevernog profila Banskog brda. Za položaj uzoraka vidi Sliku 37.



Podaci sadržaja CaCO_3 mogu poslužiti kao indikator klimatskih promjena i paleookoliša. Iako se udio CaCO_3 u tipičnom praporu kreće između 1 i 20%, mogući su i veći udjeli. Oba kompozitna profila i južni i sjeverni, pokazuju prosječne vrijednosti unutar navedenog raspona. Prosječna vrijednost sadržaja CaCO_3 južnog profila prapora je 9,32 %, a sjevernog profila prapora 9,92%. Veliku ulogu u sadržaju CaCO_3 u praporu ima i vegetacija koja utječe na vezivanje karbonatne komponente, koja se omata u obliku tankog filma oko čestica silta (najčešće oko zrna kvarca). Dio CaCO_3 u praporu potiče i od dolomitne i kalcitne komponente unutar čestica stijena, koje su prisutne u lakoj mineralnoj frakciji (LMF) (Tabele 9 i 10).

4.3.2.4. Rezultati analize magnetskog susceptibiliteta (MS)

Ukupno 44 uzorka su analizirana metodom magnetskog susceptibiliteta (MS) na južnom profilu prapora (Slika 46). Učestalost uzorkovanja je bila oko 40 cm. 40 uzoraka je uzorkovano iz tipičnog prapora i lesolikog sedimenta, a 4 uzorka iz 4 različita horizonta paleotala. MS vrijednosti uzoraka prapora se kreću od 5×10^{-6} SI (uzorak ZM 20) do $28,5 \times 10^{-6}$ SI (uzorak ZM 17). Prosječna MS vrijednost u uzorcima prapora je $12,345 \times 10^{-6}$ SI. Očekivano, vrijednosti mjerene u uzorcima paleotala su puno veće od vrijednosti mjerenih u uzorcima prapora i iznose od $53,2 \times 10^{-6}$ SI (uzorak ZM Lpp B iz F3b paleotla u pedokompleksu) do $82,5 \times 10^{-6}$ SI (uzorak ZM 8p). Prosječna MS vrijednost u uzorcima paleotala je $65,425 \times 10^{-6}$ SI.



Slika 46 Vrijednosti MS, mjerene na profilu Zmajevac, čija je ukupna debljina oko 18 m.

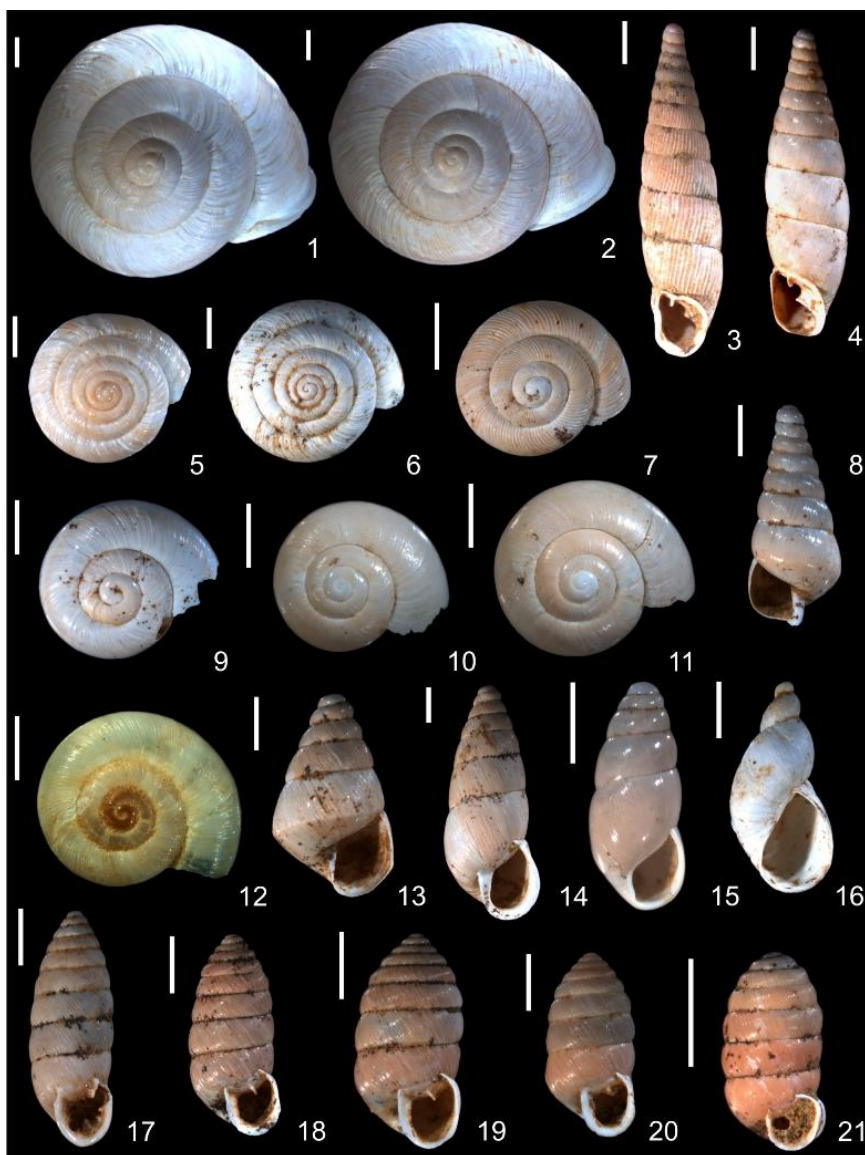
Najmlađi horizont prapora (1) ima prosječnu MS vrijednost od $14,03 \times 10^{-6}$ SI. Sljedeći horizont prapora (2) ima prosječnu MS vrijednost $13,8 \times 10^{-6}$ SI. Horizonti 4,5, i 6, koji prikazuju izmjenu prapora i lesolikog sedimenta imaju prosječnu MS vrijednost od $10,4 \times 10^{-6}$ SI. Bazni horizont prapora (7) ima prosječnu MS vrijednost od $12,41 \times 10^{-6}$ SI. Najmlađe

paleotlo F2 predstavljeno uzorkom Zm 8p, ima najvišu MS vrijednost od $82,5 \times 10^{-6}$ SI. Tako visoka MS vrijednost ukazuje na veliki postotak magnetičnih minerala. Uzorak prapora ZM 20, koji pokazuje najnižu MS vrijednost od 5×10^{-6} SI nalazi se neposredno iznad paleotla F3a (oko 40 cm iznad).

Prapor sjevernog profila nije bio uzorkovan za MS analizu već su uzeti uzorci iz dva paleotla. Mlađe paleotlo, između prvog (1) i drugog (2) horizonta prapora ima MS vrijednost $18,1 \times 10^{-6}$ SI, a starije paleotlo između drugog (2) i trećeg (3) horizonta prapora ima vrijednost $37,7 \times 10^{-6}$ SI u vršnom dijelu i $45,3 \times 10^{-6}$ SI u baznom dijelu. Prosječna MS vrijednost u ta dva paleotla iznosi $33,7 \times 10^{-6}$ SI, što je znatno manje od prosječne MS vrijednosti u paleotlima južnog prapornog profila.

4.3.2.5. Paleontološki rezultati

Paleontološke analize ostvaruju važne rezultate, koji se mogu nadopuniti s rezultatima granulometrije i dobivenim analizama stabilnih izotopa kisika i ugljika, u svrhu rekonstrukcije paleookoliša i paleoklime kasnog pleistocena. Za razliku od izotopnih analiza, koje su brojčani izraz klimatskih promjena, paleontološke analize nam pružaju općeniti uvid u odražavanje klimatskih promjena u biocenozi malakofaune. Detaljna malakološka istraživanja u više zemalja istočne i središnje Europe pokazala su kako se moluske mogu vrlo dobro koristiti u stratigrafskim istraživanjima (LOŽEK, 1964; POJE, 1982, 1985, 1986). Paleontološke analize su obuhvatile svih 30 uzoraka, s 4 praporna profila. Izdvojeno je ukupno 5971 kućica gastropoda, a determinirana je ukupno 21 vrsta (Slika 47, Prilog 6). Većina od prikupljenih jedinki se može svrstati u 13 različitih vrsta. Prema LOŽEKU (1964) kvartarna malakofauna podijeljena je u dvije osnovne grupe fauna, toplodobnu i hladnodobnu koje su povezane brojnim prijelaznim faunama.



Slika 47 Vrste gastropoda iz profila prapora Banskog brda. Mjerilo je 1 mm. 1. *Arianta arbustorum* 2. *Arianta arbustorum alpicola* 3. *Clausilia dubia* 4. *Cochlodina cerata* 5. *Helicopsis striata* 6. *Helicopsis striata hungarica* 7. *Vallonia tenuilabris* 8. *Cochlodina laminata* 9. *Vitrea contracta* 10. *Vitrea crystallina* 11. *Aegopinella pura* 12. *Oxychilus draparnaudi* 13. *Cochlostoma cf. salomoni* 14. *Chondrula tridens* 15. *Cochlicopa lubrica* 16. *Succinea oblonga* 17. *Abida secale* 18. *Orcula dolium* 19. *Pupilla muscorum* 20. *Pupilla loessica* 21. *Columella columella*.

Poznato je da toplodobne faune ne predstavljaju topla vremenska razdoblja, identična današnjima već klimatske prilike između glacijala ili pak kratkotrajne toplije periode unutar samih glacijala, odnosno interstadijale. Glavno obilježje tih fauna je prisustvo vrsta visokotemperaturnih zahtjeva, kao i zahtjeva za velikom vlagom. Broj vrsta toplodobne faune se kreće od 30 do 60, a karakteriziraju tople i vlažne šumske biotope. Interglacijske faune nazvane su imenom *Banatica* fauna, po raširenoj južnokarpatkoj vrsti *Helicigona banatica*.

Ta se fauna pojavljuje u interglacijalima raznih starosti, a posljednji put u Ris/Würmskom interglacijalu (OIS 5). Holocenska analogija ovoj fauni je *Ruderatus* fauna, nazvana po vrsti *Discus ruderratus*, koja je naseljavala nizinska područja u atlantikum.

Hladnodobne faune su karakteristične za hladnija klimatska razdoblja, glacijale i stadijale, kao i za hladnije kraće periode unutar toplih klimatskih razdoblja. Broj vrsta se kreće od 10 do 15. Faunom prevladavaju vrste otvorenog, najčešće stepskog staništa, dok su šumske vrste rijetke ili su potpuno odsutne. Prema LOŽEKU (1964) tipične hladnodobne vrste su tipične vrste prapora, one koje dolaze samo u prapornim naslagama. Neke od njih su: *Pupilla loessica*, *Columella columella*, *Vallonia tenuilabris*, *Vertigo parcedentata* i *Vertigo pseudosubstriata*. Značajne 'prateće' vrste su: *Pupilla muscorum*, *Pupilla sterii*, *Pupilla triplicata*, *Succinea oblonga*, *Helicopsis striata*; ali i vrste koje se lokalno nalaze u naslagama prapora: *Clausilia dubia*, *Orcula dolium*, *Cochlicopa lubrica*, *Arianta arbustorum* i *Vitrea crystallina*. Unutar tih hladnodobnih, prapornih fauna, mogu se izdvojiti dvije podgrupe, koje se razlikuju po preferiranju više ili manje vlažnih staništa. To su fauna vlažne tundre (*Columella* fauna), te *Helicopsis striata* fauna, koja preferira aridnija staništa suhe step.

U hladnodobne faune gastropoda uvrštene su i zajednice lesolikog sedimenta ili kako se ranije nazivao 'barski prapor', čiji je kopneni ekvivalent *Columella* fauna. Tipične vrste ove faune su: *Lymnea palustris*, *Anisus leucostomus*, *Gyraulus acronicus*, *Valvata pulchella*, *Bithynia leachi*, *Pisidium casertanum* i druge. U uzorcima iz buštotine Beli Manastir (Slika 29, u Prilozima) determiniran je određen broj jedinki vrste *Anisus vortex*, što u kombinaciji s granulometrijskim analizama ukazuje na močvarni okoliš.

Sveukupno, hladnodobne moluske mogu se podijeliti u 6 hladnodobnih fauna:

Bradybaena fruticum fauna: ona obuhvaća zajednice čije vrste zahtijevaju visoku temperaturu i vlažnost i sastoje se od šumskih vrsta i vrsta otvorenih staništa. Karakteristične vrste su: *Bradybaena fruticum*, *Euomphalia strigella*, *Vertigo pusilla*, *V. alpestris*, *Clausilia pumila*, *Cochlodina cerata*, *Discus ruderratus*, *Monachoides vicina*, *Arianta arbustorum*, *Valonia costata* i dr. Fauna je karakteristična za prijelazna razdoblja između interglacijalnih i glacijalnih perioda, te za toplija kolebanja unutar glacijala, a obitavala je u umjereno hladnim, šumovitim stepama, s prosječnom godišnjom temperaturom od 2-4 C⁰.

Arianta fauna predstavlja vlažniju i hladniju analogiju *Bradybaena fruticum* faune. Često dolazi uz vlažni facijes hladnije *Columella* faune. Karakteristične vrste ove faune su: *Arianta arbustorum*, *perforatella bidentata*, *Perpolita radiatula*, *Vitrea crystallina*, *Punctum pygmaeum*, *Vertigo genesii* i *Cochlicopa lubrica*. U fauni se nerijetko nađu i vrste nešto

aridnijih staništa, kao što su *Pupilla muscorum* i *Chondrula tridens*. *Arianta* fauna je karakteristična za toplije faze zadnjeg glacijala i za sami početak holocena.

Chondrula tridens faunu čine vrste otvorenog staništa i to sljedeće: *Chondrula tridens*, *Helicopsis striata*, *Vallonia costata*, *Pupilla muscorum*, *Pupilla triplicata* i *Vertigo pygmaea*. Ova fauna je stepska analogija *Bradybaena fruticum* faune, s kojom je često zajedno u prapornom facijesu.

Helicopsis striata fauna je vrlo slična *Chondrula tridens* fauni, a razlikuje se po odsustvu vrsta većih temperaturnih zahtjeva, kao što su: *Truncatellina cylindrica* i *Vertigo Pygmaea*, s manjim prisustvom vrsta *Chondrula tridens* i *Vallonia costata*, te s velikim udjelom vrsta *Pupilla* (osim *P. loessice* i *P. muscorum desengyrata*). Ova fauna je prijelazna fauna između tipičnih fauna prapora-*Pupilla* i *Columella* faune i *Chondrula tridens* fauna.

Pupilla fauna je tipična praporna fauna, koja karakterizira periode maksimalnog zahlađenja klime. Predstavlja zajednicu praporne stepe s prosječnom godišnjom temperaturom od 0 do -2 C⁰. Ova fauna je jedna od najsiromašnijih po broju vrsta, što je logično, s obzirom da predstavlja maksimum hladne i suhe klime. Tipične vrste su: *Pupilla loessica*, *P. muscorum*, *P. sterii*, *P. triplicata*, *P. muscorum densegyrata*, a prateće vrste su: *Succinea oblonga*, *Trichia hispida*, *Vallonia tenuilabris* i *Helicopsis striata*.

Columella fauna je vrlo slična *Pupilla* fauni, s razlikom što se u njoj ne pojavljuje vrsta *Helicopsis striata*. Ova fauna je obitavala u području subarktičke stepe, odnosno tundre, sa središnjom godišnjom temperaturom ispod 0 C⁰. Slično *Pupilla* fauni odgovara maksimumu zahlađenja klima ali je preferirala vlažniji facijes. Tipične vrste ove faune su: *Columella columella*, *Vertigo parcedentata* i *Arianta arbustorum alpicola*, a prateće vrste su: *Vitrea crystallina*, *Orcula dolium*, *Clausillia dubia*, *Clausillia parvula*, *Eoconulus fulvus* i *Pseudalinda turgida*.

Ovim istraživanjem ustanovljeno je ukupno 5 malakocenoza, odnosno karakterističnih fauna. Tih 5 malakocenoza se uvrštava u hladnodobe malakocenoze. To su: *Chondrula tridens* fauna, *Helicopsis striata* fauna, *Pupilla* fauna, *Columella* fauna i *Arianta* fauna. U toplodobne faune koje su česte u prapornim profilima srednje i istočne Europe uvrštamo *Banatica* faunu i *Ruderatus* faunu. Te dvije faune nisu ustanovljene u profilima Banskog brda. Također nije ustanovljena niti *Bradybaena* fauna, koja je karakteristična za prijelazna razdoblja između interglacijala i glacijala i za topla kolebanja unutar glacijala. Vidljivo je da su u oba profila zastupljene samo hladnodobne faune (Slike 35 i 37). Direktna korelacija južnog i sjevernog profila nije moguća budući za sjeverni profil ne postoji kronostratigrafski okvir. Uz to, sjeverni profil čini padinski ili sekundarni prapor debljine 8 m dok južni čini

tipični prapor debljine 18 m. Zbog tih razlika pretpostavljene su i značajne razlike u malakocenoza. U oba istražena profila ipak je vidljivo da su bazni dijelovi, odnosno stariji horizonti prapora karakterizirani hladnijim zajednicama. U južnom profilu bazni dio karakterizira *Columella* fauna, s tendencijom u oba bazna uzorka da ta zajednica prijeđe u *Pupilla* faunu, dok u sjevernom profilu bazni dio karakterizira *Pupilla* fauna. Središnji i gornji horizonti prapora karakterizirani su promjenom malakocenoza pri čemu vrste karakteristične za maksimume zahlađenja klime ustupaju mjesto vrstama koje preferiraju toplije klimatske uvjete. Razlika je u činjenici da u južnom profilu malakocenoze pokazuju veće kolebanje u odnosu na humidnost/aridnost paleoklime. U oba profila dominiraju faune karakteristične za otvoreni okoliš stepe, dok su vrste i faune karakteristične za šumski ili miješani šumsko/stepski okoliš rijetke. *Helicopsis striata* fauna je dominantna kroz južni i sjeverni praporni profil, s time da je u većini uzoraka malakocenoze određena miješana fauna.

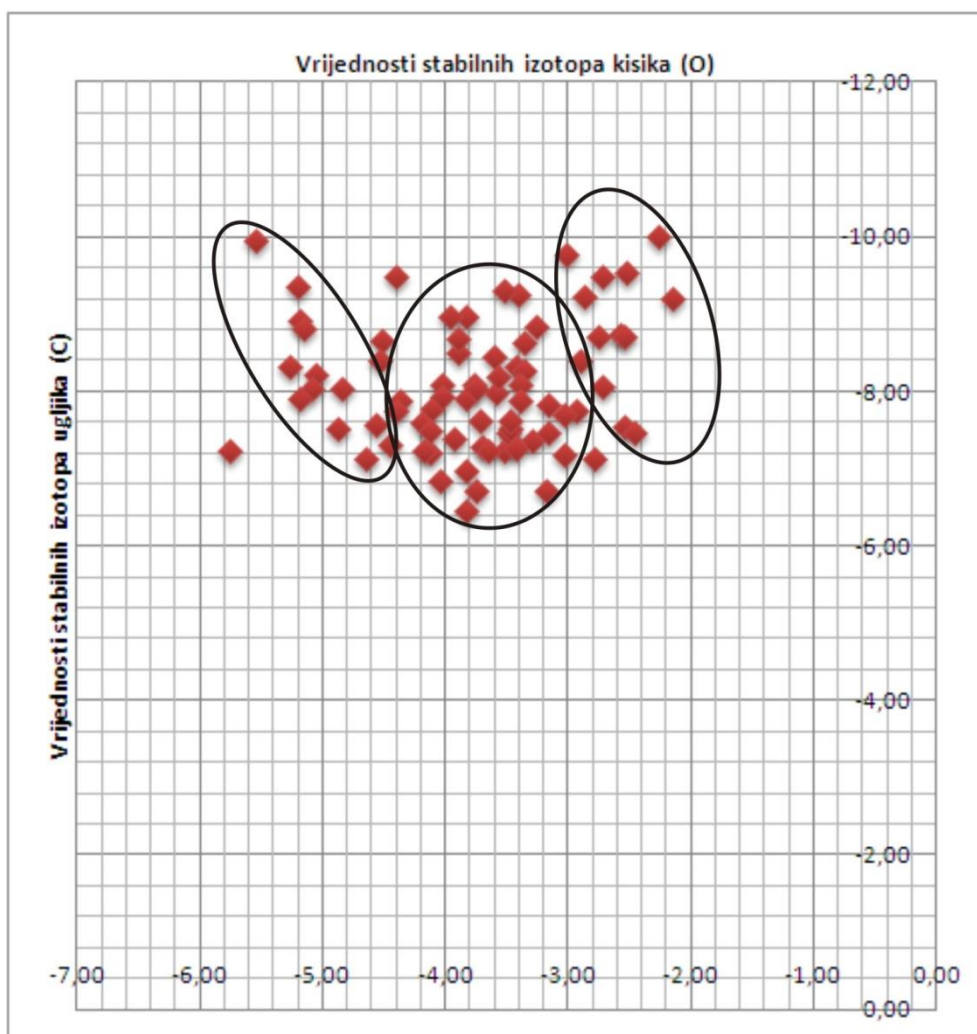
4.3.2.6. Analiza stabilnih izotopa kisika i ugljika

Analize stabilnih izotopa kisika i ugljika napravljene su na odabranim kućicama malakofaune iz svih 30 uzoraka, iz 4 izdanka prapora. Analizirane su 3 najučestalije vrste, koje se pojavljuju u gotovo svim uzorcima, duž cijelog raspona prapornih profila. Te vrste su: *Helicopsis striata/hungarica* WAGNER, *Chondrula tridens* MÜLLER i *Arianta arbustorum* LINNAEUS. Radi statističke ispravnosti i dobivanja rezultata koji će najbolje reflektirati paleoklimatske uvjete iz određenog horizonta, odnosno uzorka prapora, za svaku analizu su odabrane po 3 kućice gastropoda. Sve izmjerene vrijednosti stabilnih izotopa kisika i ugljika su vidljive u Tabeli 15.

Tabela 15 Izmjerene vrijednosti stabilnih izotopa kisika i ugljika na odabranim kućicama malakofaune. **Br**-Branjina, **Kot**-Kotlina, **Pod**-Podolje, **Zma**-Zmajevac, **Sta**-Stanovi. **a**-Arianta arbustorum, **b**-Helicopsis sp., **c**-Chondrula tridens, **p**-potpuno očuvane kućice gastropoda.

Uzorak	Broj jedinki	Vrsta	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Uzorak	Broj jedinki	Vrsta	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
br 2/10a	3	Arianta arbustorum	-3,42	-8,33	kot 1/3cp	3	Chondrula tridens	-2,72	-9,49
br 2/10ap	3	Arianta arbustorum	-3,77	-8,08	kot 1/4a	3	Arianta arbustorum	-3,38	-7,87
br 2/10bp	3	Helicopsis sp.	-2,93	-7,75	kot 1/4b	3	Helicopsis sp.	-4,41	-7,75
br 2/10cp	3	Chondrula tridens	-3,92	-7,38	kot 1/4c	3	Chondrula tridens	-5,09	-8,04
br 2/11bp	3	Helicopsis sp.	-2,78	-7,12	kot 1/5a	3	Arianta arbustorum	-5,19	-8,92
br 2/11bp	3	Helicopsis sp.	-4,56	-7,57	kot 1/5ap	3	Arianta arbustorum	-5,54	-9,96
br 2/1a	3	Arianta arbustorum	-4,52	-8,66	kot 1/5bp	3	Helicopsis sp.	-3,26	-8,83
br 2/1ap	3	Arianta arbustorum	-3,03	-7,69	kot 1/5cp	3	Chondrula tridens	-3,60	-8,44
br 2/1cp	3	Chondrula tridens	-5,05	-8,22	kot 1/6a	3	Arianta arbustorum	-3,59	-7,99
br 2/2a	3	Arianta arbustorum	-3,41	-9,25	kot 1/6ap	3	Arianta arbustorum	-3,76	-8,04
br 2/2ap	3	Arianta arbustorum	-3,70	-7,28	kot 1/6bp	3	Helicopsis sp.	-3,16	-7,47
br 2/2bp	3	Helicopsis sp.	-4,19	-7,59	kot 1/6cp	3	Chondrula tridens	-3,75	-6,71
br 2/2cp	3	Chondrula tridens	-4,87	-7,52	kot 1/7a	3	Arianta arbustorum	-2,53	-8,72
br 2/3a	3	Arianta arbustorum	-3,30	-7,37	kot 1/7ap	3	Arianta arbustorum	-3,72	-7,62
br 2/3ap	3	Arianta arbustorum	-3,17	-6,71	kot 1/7bp	3	Helicopsis sp.	-4,45	-7,31
br 2/3bp	3	Helicopsis sp.	-2,54	-7,53	kot 1/7c	3	Chondrula tridens	-4,85	-8,04
br 2/3cp	3	Chondrula tridens	-5,20	-9,36	kot 1/7cp	3	Chondrula tridens	-3,65	-7,23
br 2/4a	3	Arianta arbustorum	-3,90	-8,49	kot 1/8ap	3	Arianta arbustorum	-5,15	-8,82
br 2/4b	3	Helicopsis sp.	-4,12	-7,21	kot 1/8c	3	Chondrula tridens	-4,11	-7,77
br 2/4cp	3	Chondrula tridens	-3,02	-9,77	kot 1/9ap	3	Arianta arbustorum	-5,27	-8,31
br 2/5ap	3	Arianta arbustorum	-3,84	-8,98	kot 1/9cp	3	Chondrula tridens	-4,65	-7,14
br 2/5bp	3	Helicopsis sp.	-3,45	-7,34	pod 1/1a	3	Arianta arbustorum	-3,90	-8,69
br 2/5c	3	Chondrula tridens	-4,37	-7,88	pod 1/1ap	3	Arianta arbustorum	-4,40	-9,47
br 2/5cp	3	Chondrula tridens	-3,52	-7,22	pod 1/1bp	3	Helicopsis sp.	-4,03	-7,94
br 2/6c	3	Chondrula tridens	-3,36	-8,28	pod 1/1cp	3	Chondrula tridens	-3,82	-6,45
br 2/7ap	3	Arianta arbustorum	-2,76	-8,71	pod 1/2ap	3	Arianta arbustorum	-2,26	-10,00
br 2/7bp	3	Helicopsis sp.	-3,48	-7,47	pod 1/2bp	3	Helicopsis sp.	-2,73	-8,06
br 2/8ap	3	Arianta arbustorum	-3,83	-7,91	pod 1/3a	3	Arianta arbustorum	-4,53	-8,40
br 2/8bp	3	Helicopsis sp.	-3,38	-8,08	pod 1/3ap	3	Arianta arbustorum	-2,52	-9,54
br 2/8cp	3	Chondrula tridens	-3,47	-7,53	pod 1/3b	3	Helicopsis sp.	-4,17	-7,24
br 2/9ap	3	Arianta arbustorum	-3,52	-9,31	pod 1/3c	3	Chondrula tridens	-3,42	-7,25
br 2/9bp	3	Helicopsis sp.	-2,58	-8,73	pod 1/4bp	3	Helicopsis sp.	-2,87	-9,22
kot 1/1ap	3	Arianta arbustorum	-2,90	-8,39	sta 1/1c	3	Chondrula tridens	-3,48	-7,62
kot 1/1bp	3	Helicopsis sp.	-2,45	-7,45	zma 1/1a	3	Arianta arbustorum	-2,15	-9,21
kot 1/1cp	3	Chondrula tridens	-4,02	-8,09	zma 1/1b	3	Helicopsis sp.	-3,57	-8,20
kot 1/2a	3	Arianta arbustorum	-3,97	-8,97	zma 1/2a	3	Arianta arbustorum	-3,35	-8,62
kot 1/2ap	3	Arianta arbustorum	-3,04	-7,19	zma 1/2b	3	Helicopsis sp.	-4,13	-7,49
kot 1/2bp	3	Helicopsis sp.	-3,84	-6,96	zma 1/3a	3	Arianta arbustorum	-3,16	-7,84
kot 1/3bp	3	Helicopsis sp.	-4,05	-6,84	zma 1/3b	3	Helicopsis sp.	-5,18	-7,91
					Zma 1/4b	3	Helicopsis sp.	-5,76	-7,23

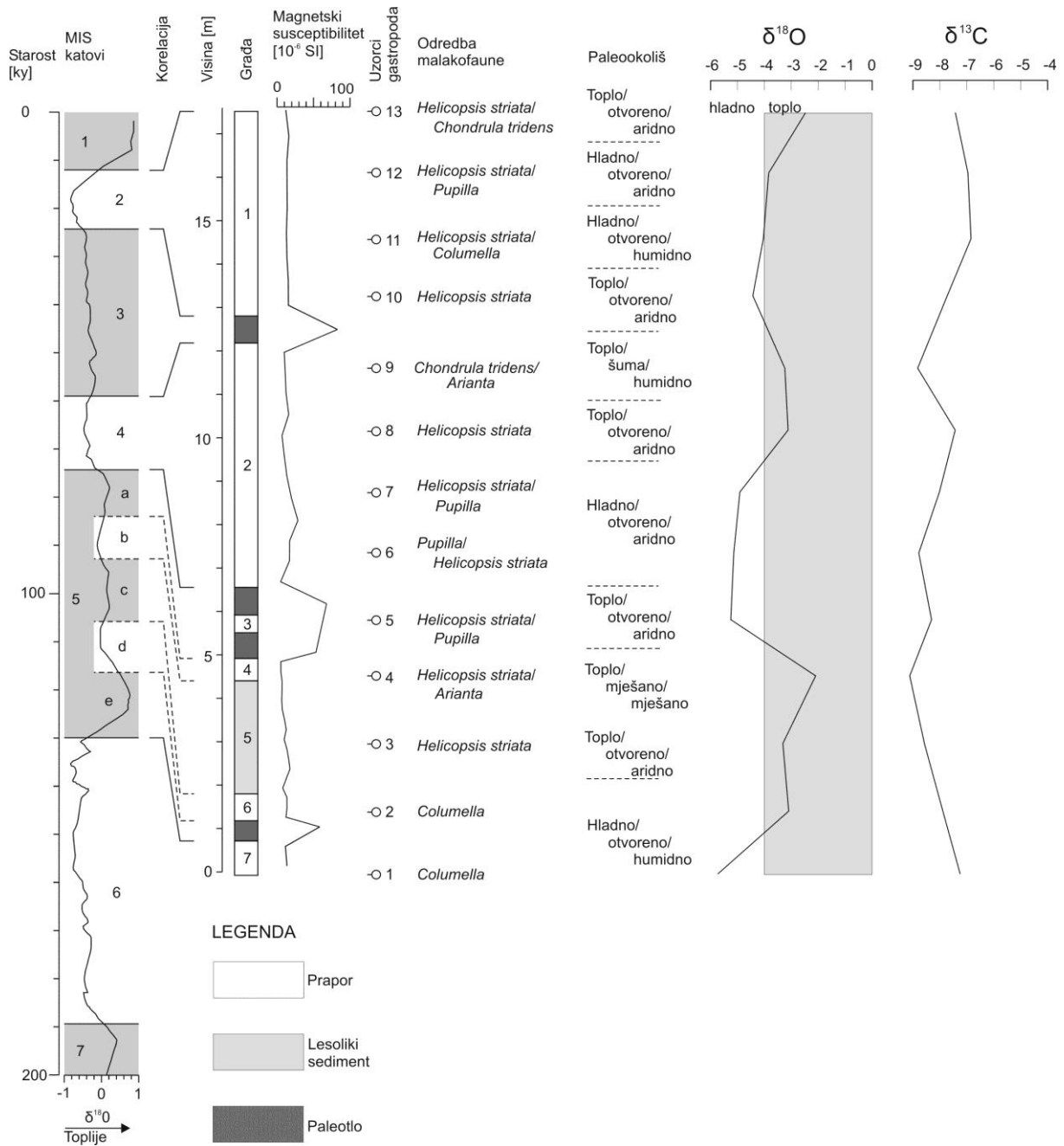
Vrijednosti stabilnih izotopa $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ u svim mjenim uzorcima kreću se u rasponu od -2,15 do -5,76 za kisik i od -6,45 do -10,00 za ugljik. Ukupno 79 mjenih uzoraka može se svrstati u tri grupe (Slika 48) s obzirom na $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti. Najveći broj mjenih vrijednosti pripada centralnoj grupi koja je karakterizirana malakofaunom otpornom na hladne uvjete glacijala i/ili stadijala, a $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti variraju od -2,8 do -4,4 (Slika 48). U toj grupi $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti variraju od -6,45 do -9,55. Manji broj mjenih $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti čiji su iznosi negativniji od -4,4 karakterizira kriofilne vrste, a $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti pozitivnije od -3,0 odgovaraju mezofilnim i termofilnim vrstama gastropoda (Slika 48). Samo 4 uzorka odstupaju i u $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ vrijednostima i ne pripadaju u neku od tri skupine.



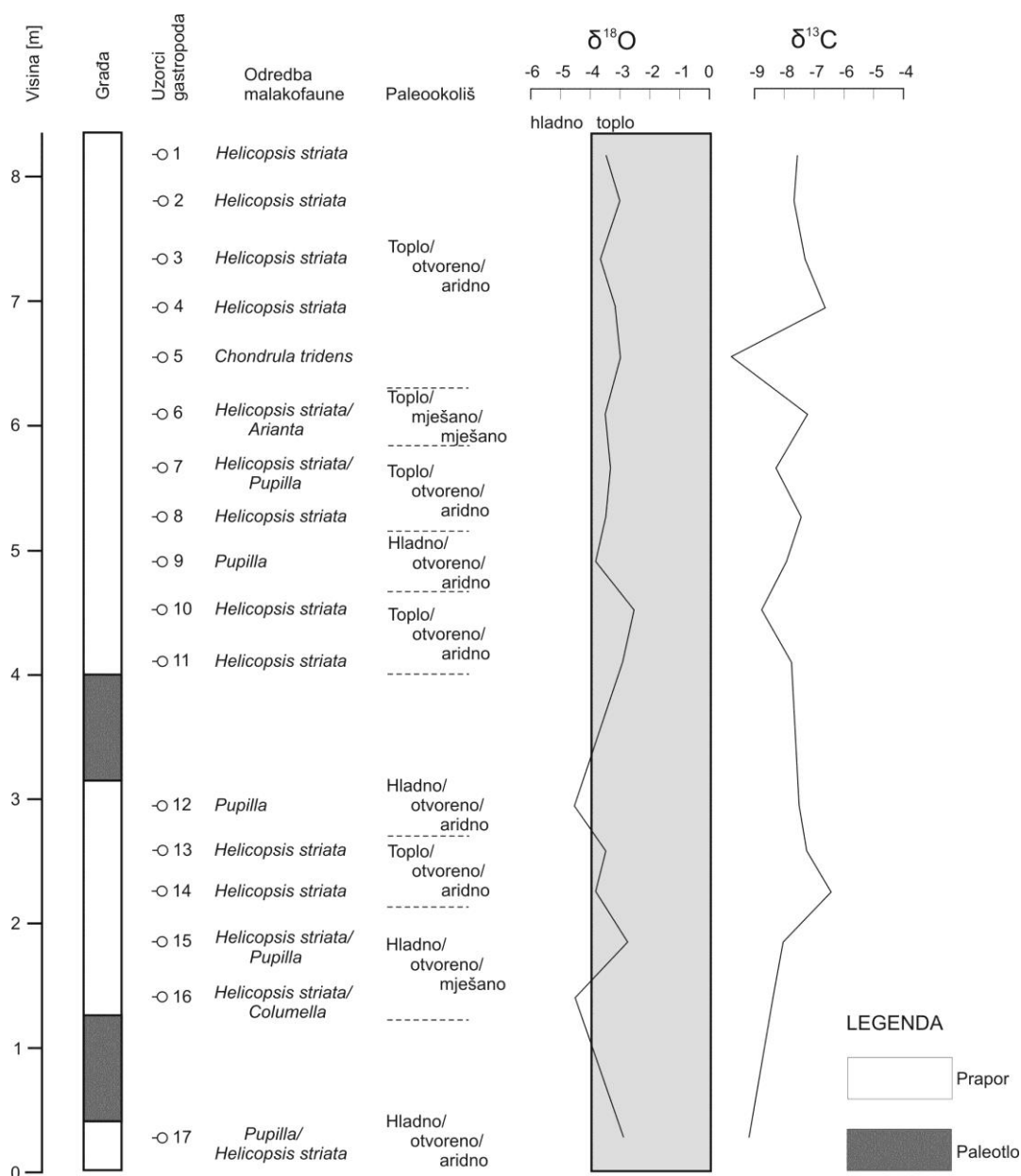
Slika 48 Prikaz raspršenosti i grupiranja vrijednosti $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ u svim analiziranim uzorcima gastropoda.

U navedene dvije grupe svrstao se znatno manji broj analiziranih uzoraka u odnosu na centralnu grupu. Desna grupa prikazuje pozitivnije $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti koje se kreću u rasponu od -2,15 do -3,05. Lijeva grupa prikazuje znatno negativnije $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti i to u rasponu od -4,4 do -5,72. Raspon $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti uzoraka u te dvije grupe je gotovo identičan. Uzorak Zma 1/4b, značajno odstupa od sve tri skupine u $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti te prikazuje najnegativniju vrijednost od svih uzoraka od -5,72.

Vrijednosti $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ u južnom i sjevernom profilu prapora prikazuju promjene koje u određenim uzorcima odgovaraju promjenama u malakocenzama. Te promjene $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti južnog i sjevernog profila prapora su prikazane na Slikama 49 i 50, gdje su prezentirane u obliku krivulja.



Slika 49 Prikaz vrijednosti stabilnih izotopa kisika i ugljika iz uzoraka južnog profila prapora Banskog brda, zajedno s odredbama specifičnih malakocenoza. Krivulje označavaju srednje izmjerene vrijednosti u svakom uzorku. Brojevima od 1 do 7 označeni su horizonti prapora i lesolikog sedimenta (horizont 5) između kojih su paleotla.



Slika 50 Prikaz vrijednosti stabilnih izotopa kisika i ugljika iz uzoraka sjevernog profila prapora Banskog brda, zajedno s odredbama specifičnih malakocenoza. Krivulje označavaju srednje izmjerene vrijednosti u svakom uzorku. Brojevima od 1 do 3 označeni su horizonti prapora, između kojih su paleotla.

Krivulje stabilnih izotopa kisika prikazuju veće oscilacije u južnom profilu prapora u odnosu na sjeverni, a krivulje izotopa ugljika pokazuju veće oscilacije u sjevernom profilu prapora u odnosu na južni. Maksimalna $\delta^{18}\text{O}$ vrijednost južnog profila prapora je -2,15, a minimalna -5,76 (Slika 49). U sjevernom profilu $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti se kreću u rasponu od -2,26 do -5,2 (Slika 50). U južnom profilu prapora $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti variraju u rasponu od -6,71 do -9,96, a u sjevernom profilu prapora u rasponu od -6,45 do -10,00. Pored toga razlikuju se i

prosječne vrijednosti izotopa kisika i ugljika. Prosječna vrijednost $\delta^{18}\text{O}$ južnog profila prapora je -3,915, a sjevernog -3,585. Prosječna vrijednost $\delta^{13}\text{C}$ južnog profila prapora je -8,04, a sjevernog -8,2. Vrijednosti u svakom pojedinom uzorku dodatno variraju, ovisno koja je gastropodna vrsta analizirana. Pri tome nije registrirana pravilnosti, koja bi ukazivala da jedna analizirana vrsta prikazuje konstantno više ili niže $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti u odnosu na druge analizirane vrste.

4.3.2.7. Rezultati fotografija skenirajućim elektronskim mikroskopom (SEM)

Elektronskim mikroskopom su analizirana dva uzorka pleistocenskog prapora iz kojih je prethodno izdvojena laka mineralna frakcija. Jedan je uzorak iz južnog profila prapora (Zma 1/2, Slika 35), a drugi iz sjevernog profila prapora (Br 1/12, Slika 37). Snimljene su fotografije zrna kvarca kako bi se detaljno vidjela morfologija pojedinačnih zrna. Odabrana su zrna na čijim se površinama jasno vide karakteristične teksture i lomovi te morfologija cijelog zrna. Odabrano je ukupno 12 fotografija, po šest iz svakog uzorka.

Uzorak Zma 1/1:

0103: Detalj "V" otiska i puno malih udubljenja, rupa na površini zrna (Prilog 11).

0104: Cijelo zrno, školjkasti lom i "V" otisci u gornjem, desnom dijelu zrna (Prilog 12).

0105: Isto zrno, s povećanjem na "V" otiske (Prilog 13).

0106: Cijelo zrno, školjkasti lom i bubrežaste tvorevine, vj. naknadno iskristalizirani kalcit (Prilog 14).

0107: Skoro potpuno zaobljeno zrno sa školjkastim lomom (Prilog 15).

0108: Zrno na kojem se vide "V" otisci i brazde. Primjetne su i paralelne strije (Prilog 16).

Uzorak Br 1/12:

0109: Subangularno zrno s djelomično vidljivim školjkastim lomom (Prilog 17).

0111: Cijelo, poluzaobljeno zrno sa školjkastim lomom i izraženim "V" otiskom (Prilog 18).

0112: Isto zrno samo zumirano na "V" otisak (Prilog 19).

0113: Donji dio zrna, djelomično zaobljenog na kojem se vide "V" otisci i 2 romboedra naknadno iskristaliziranog minerala (Prilog 20).

0114: Subangularno zrno sa školjkastim lomom. Na susjednom zrnu, dolje desno, se vidi romboedar naknadno iskristaliziranog minerala (Prilog 21).

0116: Subangularno zrno puno strija koje se nalaze na školjkastom lomu (Prilog 22).

Sva snimljena zrna u oba uzorka su veća od 63 μm . U oba uzorka dominiraju zrna koja su uglata i djelomično uglata. Njihov udio je preko 80% u ukupnom broju zrna u uzorcima. Rijetka su zrna vrlo uglata i djelomično zaobljena, a uopće nisu detektirana zaobljena i dobro zaobljena zrna. Preko 70% zrna u oba uzorka su niske sferičnosti. Na većini zrna primjetni su školjkasti lomovi te "V" otisci. Školjkasti lomovi su detektirani na preko 40% zrna u uzorcima. Na manjem broju zrna školjkasti lom je veličine skoro cijelog zrna, dok je na većini zrna kvarca lom veličine 1/3 ili 1/4 zrna. Tekstura "V" otisaka na površini je vidljiva na 15% zrna. Veličina tih tekstura je od 3 do 8 μm . Najčešće se javljaju u skupinama na glatkim, ravnim plohama zrna, a na manjem broju zrna prisutni su i pojedinačni "V" otisci. Na nekoliko zrna kvarca snimljeni su i setovi paralelnih strija. Ukupni postotak zrna sa strijama je oko 5%. Dužina strija je u prosjeku 15-20 μm , a setovi se sastoje od desetak strija.

5. Rasprava

5.1. Taložni okoliši i provenijencija

Podaci dobiveni istraživanjem prapora i njegove podine na Banskom brdu mogu poslužiti za interpretaciju njegove provenijencije i provjeru poznatih teorija o njegovom postanku. Kako bi se uspješno testirale dvije oprečne teorije o postanku prapora, pedogenetska i eolska, nužno je interpretirati mineralni sastav i granulometriju miocenskih sedimenata i stijena u podini prapora kao ključnih podataka koji se koriste za korelaciju. Ako je pedogenetska teorija o postanku prapora ispravna tada bi asocijacija miocenskih sedimentnih i magmatskih stijena na Banskom brdu bila glavni izvorišni materijal za prapor. Pedogenetskim procesima i procesima tzv. 'lesifikacije' iz starijih stijena i sedimenata u tom bi slučaju mogla nastati dovoljna količina kvarcnih zrna veličine silta potrebna za formiranje debelih naslaga pleistocenskog prapora. Međutim, ukoliko je eolska teorija o postanku prapora ispravna tada izvorišni materijal ne mogu biti stijene u njegovoj podini već su to silt i pijesak koji su nastali u udaljenim područjima, poput planinskih masiva Alpa i Karpata. Nakon toga su transportirani u Panonsku nizinu rijekama Dunavom, Tisom i Dravom te istaloženi na njihovim poplavnim ravninama prije završnog, eolskog transporta. Uz ovu temeljnu dvojbu o porijeklu siltozne frakcije, u slučaju ispravnosti eolske teorije nužno je odrediti i duljinu eolskog transporta siltoznih čestica kao prevladavajuće frakcije u istraženim naslagama prapora.

5.1.1. Petrografske i mineraloške karakteristike asocijacije miocenskih sedimenata i magmatskih stijena

Litologija i utvrđeni paleontološki sadržaj u uzorcima ukazuju na okoliš taloženja koji nije bio jednoličan. Fosilni sadržaj iz uzoraka upućuje na srednje miocensku starost sedimenata, tj. baden. Asocijacija marinskih sedimenata s magmatskim stijenama odražava intenzivan sinsedimentacijski vulkanizam tijekom badena na ovome području. Ovi vulkaniti se prema svome sastavu i stratigrafskom položaju mogu usporediti sa sličnim stijenama u Dravskoj depresiji, gdje se javljaju u vrlo velikim debljinama, a tumače se posljedicom geodinamskih procesa vezanih uz postsubducijsko izdizanje vanjskog plašta u Panonskom

bazenu i ekstenziju kore u njegovoj sinrift fazi (PAMIĆ & PIKIJA, 1987; LUGOVIĆ, 1990; PAMIĆ, 1997; PAVELIĆ, 2001; MANDIĆ et al., 2012).

Prevladavajuća sitnozrnatost u sedimentnim facijesima ukazuje na relativno nisku energiju vode, dok fosilna zajednica indicira marinski okoliš taloženja na prostoru otvorenog mora. Taj bi taložni okoliš mogao pripadati zoni dubine plitkog šelfa, koja je bila relativno zaštićena od donosa siliciklastičnog materijala s kopna na što ukazuje prevladavajuća karbonatna sedimentacija. Pojave pješčane komponente mogu indicirati povremeno oplićavanje uslijed kratkotrajnog pada razine mora ili resedimentaciju materijala iz plićeg okoliša potaknutu olujnim procesima. Kasnije formiranje dubljeg šelfa može biti posljedica eustatskog podizanja razine mora u badenu na prostoru Središnjeg Paratethysa (RÖGL, 1996; PAVELIĆ, 2001; KOVÁČ et al., 2007).

Sedimenti koji su po svom sastavu slični sedimentima u asocijaciji miocenskih sedimenata i magmatskih stijena Banskog brda, nađeni su na površini u prostoru Panonske nizine u Mađarskoj, a njihova debljina prelazi 50 m (RONAI, 1985b). Taj podatak bi mogao biti značajan indikator koji bi govorio u prilog pedogenetske teorije jer ukazuje na postojanje dovoljne količine pretpostavljenog izvorišnog materijala za formiranje debelih naslaga prapora.

Granulometrija u uzorcima asocijacije miocenskih sedimenata prikazuje dominantni udio pjeskovite i siltozne frakcije (Tabela 1). Pjeskovita frakcija je dominantna u vršnom dijelu asocijacije u kalcitičnom, siltoznom pješčenjaku na kojem leži prapor (Slika 3). Količina pjeskovite komponente u stijeni je bitna jer su (kvarcna) zrna pijeska glavni izvorišni materijal za siltozna zrna koja su prevladavajući materijal prapora (WRIGHT, 2007). Mineralni sastav miocenskih sedimenata prikazuje zastupljenost kvarca, feldspata, muskovita i biotita. U teškoj mineralnoj frakciji dominiraju minerali iz grupe granata. U uzorcima magmatskih stijena iz asocijacije miocenskih sedimenata i magmatskih stijena, ustanovljeni su plagioklasi, olivini, pirokseni i klorit. U uzorcima prapora s Banskog brda kvarc i feldspati su dominantni u lakoj mineralnoj frakciji, čiji je prosječni udio u ukupnoj masi preko 90%. Muskovit je prisutan u manjim postocima. U teškoj mineralnoj frakciji dominiraju amfiboli, granati i epidot, klorit je prisutan u manjim postocima, a pirokseni su tek neznatno zastupljeni. Mineralni sastav asocijacije miocenskih sedimenata i magmatskih stijena se u određenoj mjeri podudara s mineralnim sastavom prapora na Banskom brdu (Tabele 8 i 9). Usporedbom mineralnog sastava prapora i asocijacije miocenskih sedimenata i magmatskih stijena moguće je pretpostaviti da su starije naslage mogle biti izvorišni materijal prapornih naslaga, što je već i opisano i predloženo na primjeru mađarskog prapora (SMITH et al., 1991). Ta pretpostavka

bi dakle mogla potvrditi ispravnost pedogenetske teorije o podrijetlu prapora na istraženom lokalitetu.

Problem koji se javlja u objašnjenju podrijetla prapora Banskog brda pedogenetskom teorijom je u količini rapoloživog, pretpostavljenog izvorišnog materijala na površini. Mineralna zrna kvarca, feldspata i muskovita determinirana su u baznom dijelu miocenskih sedimenata, a debljina tog sloja je samo 4 m. Ukupna debljina prapora na Banskom brdu je skoro 30 m. Razumljivo je da sloj debljine 4 m nije mogao biti izvorište dovoljne količine kvarca za tako debele praporne naslage, čak i uz gustoću pakiranja prapora od samo 50%. U vrijeme taloženja prapora otvorena debljina miocenskog kompleksa u podini mogla je biti i veća nego danas, no vjerojatno ne toliko da bi producirala frakciju silta u dovoljnoj količini za ovu debljinu prapora. Pored toga, udio granata u uzorcima miocenskih sedimenata je puno veći od njegovog udjela u naslagama pleistocenskog prapora. Budući su granati rezistentni minerali, fizikalno-kemijskim procesima nije mogla biti potrošena veća količina granata bez transporta na velike udaljenosti. Ovim usporedbama granulometrijskih podataka, debljine slojeva te mineralnog sastava moguće je konstatirati da asocijacija miocenskih sedimenata i magmatskih stijena vrlo vjerojatno nije bila izvorišni materijal pleistocenskog prapora na Banskom brdu ili je njen doprinos bio zanemariv.

5.1.2. Petrografske i mineraloške osobine klastita plio-pleistocenske starosti

Iako asocijacija miocenskih sedimenata i magmatskih stijena vjerojatno nije bila izvorišni materijal za naslage prapora na Banskom brdu, na istraženom području međutim, postoje mlađi klastiti koji su podloga prapora i koji bi mogli predstavljati izvorišni materijal. To su klastiti plio-pleistocenske starosti građeni od konglomerata, šljunaka i pijesaka. Svi izdanci ovih klastita nalaze se na sjevernim padinama Banskog brda, a opisani su u istraživanju LOCZY-a (1914). Valutice konglomerata i šljunaka su bazalt-andezitne, pješčenjačke, kvarcne i dolomitne, a LOCZY (1914) ih opisuje kao sedimente 'Panonskog jezera' i sumnja u pliocensku starost.

Istraženi konglomerati i šljunci su nastali taloženjem krupnoklastičnog materijala iz vrlo snažnih struja na što ukazuje veličina valutica, dok slaba sortiranost i česte izmjene s pijeskom indiciraju promjene u energiji vode. Pijesci su vjerojatno odlagani u nižem energetsom režimu u odnosu na krupnozrnatiju frakciju, no izostanak sedimentnih tekstura otežava interpretaciju mehanizma taloženja. Uz izostanak fosila u vezivu sedimenta i

pretpostavljenu plio-pleistocensku starost, ovi sedimenti bi mogli pripadati riječnom okolišu. Ovaj riječni sustav vjerojatno je bio proksimalnog karaktera, na što ukazuju vrlo velike dimenzije valutica u konglomeratima, slaba sortiranost, te njihov sastav koji odražava sastav predmiocenske podloge determinirane u bušotinama u neposrednoj blizini Banskog brda (URUMOVIĆ et al., 1987).

BOGNAR (1990) navodi primjere konglomerata i šljunaka koji se u većoj mjeri podudaraju s istraživanjem LOCZYA (1914) te pretpostavlja da im je starost pliocenska ali razlikuje njihovo podrijetlo. Prisutnost valutica trijaskih dolomita i trijasko-jurskih vapnenaca uz valutice bazalt-andezita, tumači fluvijalnim transportom s Villany brda u Mađarskoj (15 km SZ od Banskog brda) tijekom pliocena. Iz toga se može pretpostaviti da pliocenski sedimenti podine prapora Banskog brda mogu imati širu rasprostranjenost i različita izvorišta.

Međutim, ovim istraživanjem dobiveni su podaci, koji se ipak razlikuju od prethodnih istraživanja navedenih autora. Većina valutica s lokaliteta kod mjesta Branjina su karbonatnog sastava. Manji dio čine valutice pješenjaka, kvarca i bazalt-andezita. Determinirana je samo jedna valutica dolomita. Za dolomitnu valuticu (uzorak BP-1, Slika 23) starost nije moguće pouzdano odrediti jer nema fosilnog sadržaja, pa se korelacijom s površinskim podacima pretpostavlja da bi mogla pripadati trijasu. Valuticama BP-2 (Slika 24) i BP-3 (Slika 25) na temelju fosilnog sadržaja određena je gornje-kredna starost, vjerojatno alb. Valutica BP-4 (Slika 26) je pak karbonatni pješčenjak. Uz kvarcne i rijetke bazalt-andezitne valutice na izdanku kod mjesta Branjina, može se zaključiti da ovi šljunci i slabo litificirani konglomerati imaju petrološki sastav sličan Villany brdu u Mađarskoj. Međutim, slične sedimente nalazimo na ili u podlozi Banskog brda. URUMOVIĆ et al. (1987) navode da su u bušotini jugoistočno od Belog Manastira na dubini od 100 m nabušeni kredni vapnenci. Uz izraženu tektoniku na području Banskog brda od miocena pa sve do kasnog pleistocena (PRELOGOVIĆ & CVIJANOVIĆ, 1983; CSONTOS et al., 2002), obilježenu snažnim vertikalnim i povremeno izraženim horizontalnim pomacima, ne može se isključiti mogućnost da su uslijed mehaničkog trošenja tih sedimenata nastale valutice nađene na sjevernim padinama Banskog brda. Magmatske stijene Banskog brda su bazalt-andeziti (GOLUB 1957; PAMIĆ & PIKIJA, 1987; LUGOVIĆ, 1990), dok su na Villany brdu to ultramafični lamprofiri, alb-cenoman starosti (NEDLI et al., 2010). Time bi se mogla isključiti prisutnost magmatskih valutica s Villany brda u konglomeratima i šljuncima na izdanku Branjina, te između mjesta Branjina i Podolje. Ako je materijal s Villany brda bio donesen vodenim tokovima na područje Banskog brda malo je vjerojatno, da su donesene samo karbonatne valutice apt-alb starosti, a ne i one magmatskog podrijetla. Nadalje, veličina valutica, masivna građa slojeva i slaba sortiranost

materijala podupiru pretpostavku da je izvorišno područje za šljunke i slabo litificirane konglomerate bilo relativno blizu Banskog brda. Starost ovog sedimenta je teško utvrditi odnosno teško je odrediti je li pliocenska ili pleistocenska. Tektonika na području Baranje, a samim time i Banskog brda je bila aktivna i u pliocenu i pleistocenu (CVIJANOVIĆ & PRELOGOVIĆ, 1983; VELIĆ, 1985), pa se izdizanje izvorišnog masiva te proces transporta i taloženja mogao dogoditi i u kasnom pliocenu ali i u pleistocenu.

Na izdanku između Branjine i Podolja na konglomeratima i šljuncima, a ispod prapora, utvrđena je jedinica srednjezrnatog pijeska debljine 2 m obilježena planarnom kosom slojevitosti. Sadržaj granata u teškoj mineralnoj frakciji tog pijeska iznosi čak 75%, a povećani postotak granata je karakterističan za dravski sediment (MUTIĆ, 1975a) što indicira taloženje na riječnom prudu vjerojatno rijeke Drave. Budući je pijesak u podini prapora čija je starost pretpostavljena na 217 000 godina (GALOVIĆ et al., 2009), može se pretpostaviti da je riječ o sedimentu iz zadnjeg interglacijala (Ris-Würm) ili možda čak i iz srednjeg pleistocena.

Ovim istraživanjem je indicirano lokalno podrijetlo plio-pleistocenskih klastita iz neposredne blizine ili s Banskog brda. Petrološkim i mineraloškim analizama ustanovljeno je da konglomerati, šljunci i pijesci nisu izvorišni materijal naslaga prapora. Pijesci koji su stratigrafski na samom vrhu ovih klastita, imaju preveliki sadržaj granata u teškoj mineralnoj frakciji u odnosu na sadržaj tog minerala u naslagama prapora. Ovime je dakle vjerojatno isključena mogućnost da su miocenski i plio-pleistocenski sedimenti i stijene na Banskom brdu bili izvorišni materijal za naslage prapora. Time se i na ovom primjeru pedogenetska teorija o postanku prapora pokazala kao neadekvatna.

5.1.3. Porijeklo i sedimentološke karakteristike pleistocenskih sedimenata

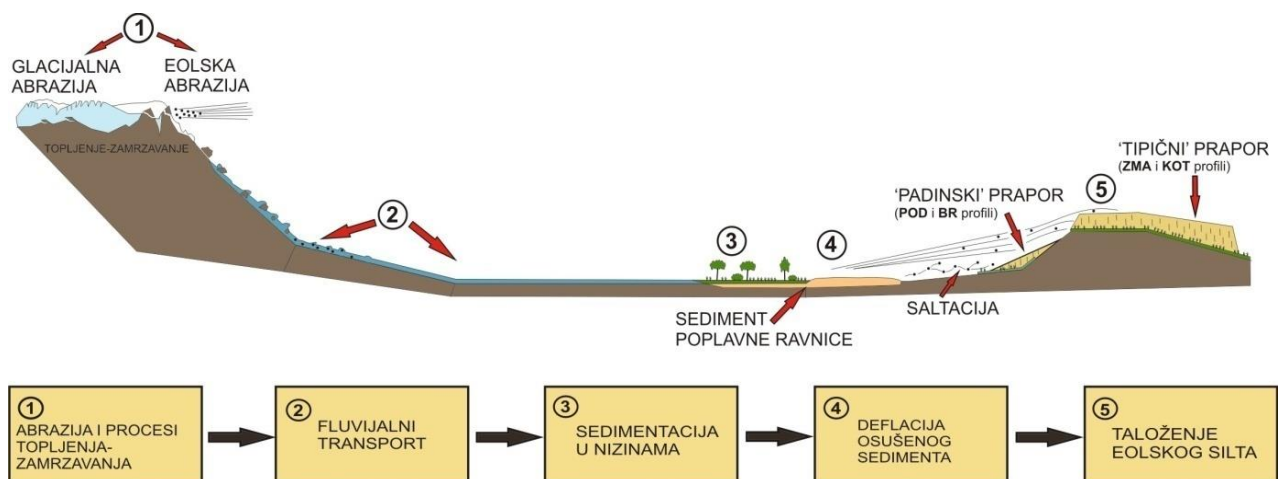
Prapor s profila Banskog brda se u većini osobitosti može usporediti s praporom na drugim lokalitetima Panonske nizine. Granulometrijski podaci prikazuju dominantni udio krupnozrnatog silta, kao i u ostalim profilima prapora istočne Hrvatske iz Šarengrada (GALOVIĆ et al., 2011) i Vukovara (WACHA & FRECHEN, 2011), koji se nalaze u blizini Banskog brda. Udio pješčane komponente se kreće u sličnom rasponu koji varira od 5 do 20%. Na južnom, a posebno sjevernom profilu prapora Banskog brda udio pijeska u praporu je nešto viši, posebno u baznim horizontima, po čemu se razlikuju od spomenutih profila.

Da bi se rekonstruiralo taloženje prapora na nekom lokalitetu potrebno je uzeti u obzir različite čimbenike ali i koncepcije. PYE (1995) je opisao nužne uvjete i procese za formiranje praporih naslaga. Prema njemu dva su osnovna uvjeta za formiranje debelih naslaga prapora: 1. Izvorišno područje dovoljno bogato siltoznim materijalom i 2. Postojanje odgovarajuće 'zamke', odnosno područja u kojem se može akumulirati prapor. Ako su zadovoljena oba uvjeta, moguća je akumulacija prapora koja se odvija u 4 faze (PYE, 1995). Izvorišno područje za primarni materijal su planinski lanci, koji bi u slučaju prapora na Banskome brdu okruživali Panonsku nizinu. KUENEN (1960, 1969), WRIGHT (2000, 2007) i SMALLEY et al. (2005) opisuju fizičko-kemijske procese trošenja stijena, koji rezultiraju stvaranjem materijala za kasnije formiranje prapora. Trošenje stijena, kao primarnog materijala (na primjeru prapora Banskog brda-moguće u Alpama, Karpatima, djelomice i u Dinaridima, te Slavonskom gorju) je kombinacija nekoliko procesa. Glacijalna erozija, fluvijalna erozija, smrzavanje i topljenje vode/leda u pukotinama stijena, eolska abrazija stijena česticama pijeska i tektonski pokreti najvažniji su procesi trošenja. To je prva faza u stvaranju prapora. Nakon toga, rijeke, transportiraju taj materijal i sedimentiraju ga u svojim poplavnim ravninama što predstavlja drugu fazu. U trećoj fazi, u ljetnim mjesecima za vrijeme niskih vodostaja osušeni riječni sediment, tj. dominantno čestice veličine silta s manjim udjelom sitno-znatog pijeska, našao bi se u subaerskim uvjetima. Tada nastupa deflacija te vjetrovi transportiraju sediment u velike akomodacijske prostore, kao što je bila stepa Panonske nizine. Treba istaknuti da je značajnije otpuhivanje siltoznog materijala tijekom ljeta bilo moguće samo ako se nije razvila gusta vegetacija koja bi djelovala kao stabilizator i kohezivni čimbenik istaloženog sedimenta na prostoru poplavne ravnice. Istovremeno, prisutnost vegetacije i mikroorganizama koji izlučivanjem polisaharida lijepe zrna silta uz travu i stvaraju tzv. biološke praporne kore (engl. Biological loess crust=BLC), bitan su faktor stabilizacije i spriječavanja erozije siltoznih zrna napuhanih u nizine (SMALLEY et al., 2011) (Prilog 7). Mala je vjerojatnost da je deflacija bila učinkovita u zimskim mjesecima, jer bi snježno/ledeni pokrivač prekrivio sediment. Poznato je kako su u Europi redovito najdeblje naslage prapora u neposrednoj blizini velikih rijeka kao što su Dunav, Rajna, Tisa, Dnjepar i Dnjestar (SMALLEY, 2009). To pokazuje koliko su aluvijalni sedimenti kao potencijalno izvorište važni u formiranju prapornih naslaga. Debljina prapora u neposrednoj blizini velikih rijeka (do 50 km) sugerira da je većina siltoznih i pjekovitih čestica prije konačne sedimentacije prešla relativno kratke udaljenosti i da je eolski transport proksimalnog karaktera. Dominantni način tog kratkog transporta je saltacija, a samo se

najsitnije čestice kao što je sitnozrnati silt, transportiraju zračnim strujama (GOOSSENS, 1988; SMALLEY, 2009).

Složeni proces transporta zrna pijeska i silta najbolje se može protumačiti pomoću SEM fotografija površine zrna kvarca (TREWING, 1988). Proučavanje površine zrna kvarca pod velikim povećanjima omogućuje uvid u mehanička oštećenja zrna, koja su nastala kao posljedica različitih vrsta transporta. U tu svrhu snimljene su mnogobrojne fotografije kvarcnih zrna iz raznih sedimenata i napravljeni su atlas površinskih tekstura, oblika lomova i cjelovitih zrna (MAHANEY, 2002). Ako kvarcna zrna potječu od kristalinskih stijena onda imaju izrazito slabu sferičnost, uglata su i puna pukotina (TREWING, 1988). Upravo takvog oblika su zrna iz prapora s Banskog brda (Prilozi 11-22). Školjkasti lom koji je vidljiv na većini zrna u oba uzorka je karakterističan za glacijalno podrijetlo i eolski transport silta i pijeska (STRAND & IMMONEN, 2010). Velik broj zrna na površini ima i tzv. "V" otiske (Prilozi 13, 16, 17, 18, 19 i 20) koji nastaju kao posljedica udaraca poskakivanjem i međusobnim sudaranjem zrna u procesu saltacije, a mogu nastati i u vodenim tokovima visoke energije vode (MAHANEY, 2002; STRAND & IMMONEN, 2010). Mali broj zrna ima vidljive setove paralelnih strija što upućuje na proces glacijalnog struganja zrna o zrno ili zrna o podlogu (Prilog 16), pod pritiskom leda (STRAND & IMMONEN, 2010). Te tri najučestalije teksture kvarcnih zrna u uzorcima prapora Banskog brda potvrđuju složeni proces transporta zrna silta i pijeska od mjesta njihovog nastanka, pa sve do taložnog prostora. Eksperimentalnim radovima u laboratoriju izračunata je i energija vjetra te brzine pri kojima nastaju određena mehanička oštećenja zrna (BAUER et al., 2004). Pokazalo se da je eolski transport na kratkim udaljenostima i u kratkim vremenskim intervalima dovoljan da izazove značajna mehanička oštećenja na zrnima kvarca (COSTA et al., 2012). Utvrđeno je da proces saltacije zrna veličine pijeska počinje kod brzine vjetra od 8 m/s, a povećanjem brzine na 13 m/s dolazi do procesa nošenja zrna u zračnoj struji (COSTA et al., 2012). Eksperiment je proveden u uvjetima relativno visokog postotka vlage u zraku (oko 80%), pa je za pretpostaviti da je pri suhim uvjetima potrebna manja brzina vjetra kojom počinje saltacija. Za zrna veličine silta nema podataka ali budući su ona manja i lakša, minimalna brzina potrebna za proces saltacije je znatno niža od 8 m/s. Usporedbom oblika i snimljenih tekstura na zrnima kvarca u praporu Banskog brda s eksperimentalnim podacima, može se pretpostaviti kako su zrna kvarca glacijalnog podrijetla, a na prostor Baranje su transportirana različitim oblicima transporta. Završna faza, odnosno eolski transport bio je proksimalnog karaktera. Nakon te faze, na prostranim, izdignutim i ocjeditim ravnjacima istaložio se sitnozrnati sediment tvoreći naslage koje danas opisujemo kao tipični prapor.

Postoji i podjela procesa koji rezultiraju stvaranjem prapora na tri faze. Tako SMALLEY et. al. (2009) navode tri sljedeće faze: 1. Trošenje stijena 2. fluvijalni transport/sedimentacija pijeska i silta 3. eolska deflacija sedimenta poplavne ravnice. Oni smatraju da se proces može razlučiti u četiri faze, kako je navedeno u prethodnoj koncepciji (PYE, 1995). Pri tome u 2. fazi treba razdvojiti procese transporta i sedimentacije u zasebne faze (SMALLEY et al., 2009). Oba procesa su bitna jer doprinose sortiranju čestica, osobito jer uklanjaju najsitniji silt i čestice gline, te na taj način formiraju ne-kohezivni sediment s visokim omjerom silt/glina, koji je podložan deflaciji. Nakon što su prepoznate i opisane sve faze transporta, vidljivo je da prapor ima složeno podrijetlo i da je eolski transport tek završna faza u složenom procesu transporta. Ovim istraživanjem predlaže se uvođenje pet faza u procesu, kojima se opisuje stvaranje naslaga prapora u Baranji (Slika 51). Isti princip može vrijediti i za cijelu Panonsku nizinu.



Slika 51 Model skupnih procesa koji su mogli rezultirati akumulacijom prapornih naslaga na Banskom brdu u Baranji. Prikazan je slijed od pet faza, od trošenja primarnog, izvorišnog materijala do konačne akumulacije prapora.

Pleistocenske sedimente Banskog brda možemo podijeliti na: tipični prapor, padinski prapor ili ('derazijski les'), lesoliki sediment, pijeske i sediment poplavne ravnice. Unutar tipičnog prapora i padinskog prapora nalaze se i paleotla. Podinu tipičnog prapora čine lesoliki sediment i sedimenti poplavne ravnice. Razlika između te dvije vrste sedimenta je relativno mala u granulometriji i sadržaju CaCO_3 , međutim velika je razlika u njihovoj genezi i faunalnom sadržaju. Lesoliki sediment je siltozni materijal s malim postotkom glinovite i pjeskovite komponente (Tabela 5) te je eolskim transportom sedimentiran u močvarni okoliš. Od tipičnog prapora se razlikuje bojom, što je odmah uočljivo pri terenskim istraživanjima,

koja je najčešće smeđkasta, siva i sivo smeđa, za razliku od tipičnog prapora, koji je svjetlo žute do sivo žute boje. To bi mogla biti posljedica reduktivnih uvjeta u močvarama. Uz to, udio CaCO_3 je veći nego kod tipičnog prapora što bi također mogla biti posljedica taloženja u vodenoj sredini. Česte su pojave limonitiziranih prevlaka, konkrecija i ostataka istrunulog, močvarnog bilja, čije su praznine ispunjene glinovitim materijalom i omotane limonitiziranim prevlakama. Fauna je također različita te se za razliku od tipičnog prapora u kojem dominiraju kopnene zajednice, sastoji od vrsta i fauna koje su karakteristične za močvarni okoliš ili eventualno suhi ali uz neposrednu blizinu vode, dakle s afinitetom prema vlažnijim staništima. Lesoliki sediment je u ovom istraživanju nađen na izdancima kod mjesta Suza (Suza-2 oznaka profila, Slika 34) te kod mjesta Zmajevac pri uzorkovanju za MS analize (Slika 36).

Sediment poplavne ravnice na pobočju Banskog brda je također dominantno siltozni materijal, no s manjim udjelom glinovite te većim udjelom pjeskovite komponente (Tabela 5) u odnosu na lesoliki sediment, što ukazuje na drugačije genezu. Ovaj sediment nastaje sezonskim izljevanjem rijeke iz korita i plavljenjem ravnice. Svaka nova poplava rezultira stvaranjem novih lamina ili tankih slojeva sedimenta. Na zaravnjenom i širokom prostoru riječne poplavne ravnice, taloži se pjeskoviti, siltozni i glinoviti materijal. Omjeri ove tri komponente u sedimentu ovise o udaljenosti od samog riječnog korita. Veći udio pijeska ukazuje na taloženje u neposrednoj blizini riječnog korita i obrnuto. Ovaj sediment se nalazi s obje strane Banskog brda, a otkriven je na izdancima kod mjesta Podolje (P1a-P1d4 uzorci, Slike 28, 29 i 30) i kod mjesta Suza (Suza-1 oznaka, Slike 32 i 33).

Iako su stariji radovi i istraživači (OBRUCHEV, 1945; PECSI, 1966, 1973; BOGNAR, 1975, 1979, 1990) nazivali ovaj sediment 'fluvijalni prapor', podaci dobiveni ovim istraživanjem omogućavaju drugaciju interpretaciju. 'Fluvijalni prapor', kako su ga opisali navedeni autori je prapor, čija je geneza vezana za rijeke, odnosno za riječni transport i sezonsko naplavlivanje. Iako je postanak tipičnog prapora također vezan uz rijeke, koje su bitan čimbenik u nastajanju tipičnih prapornih naslaga one su samo druga faza u složenom procesu formiranju prapora. 'Fluvijalni prapor' ne možemo karakterizirati kao tipični prapor, jer prapor je sediment, koji je u završnoj fazi složenog procesa nastanka transportiran eolskim putem. Također BOGNAR (1976, 1990) navodi, kako je 'fluvijalni prapor' taložen sezonskim naplavlivanjem Dunava i Drave na riječne terase. Ako je to istinito onda se ta vrsta prapora ne bi smjela zvati fluvijalni, već drugim nazivom, koji bi bolje opisao genezu: 'naplavni prapor', 'poplavni prapor' ili 'praporno deriviran aluvij/koluvij' (PYE, 1995). Nadalje, takvi sedimenti se teško mogu opisati kao prapor, jer prapor podrazumijeva formiranje na kopnu ili

u vodenom okolišu ako je riječ o plitkim vodama stajačicama. Bolji opis bi bio 'prerađeni prapor' (PYE, 1987) ili, ako nije sigurno da je sediment prapornog porijekla, jednostavno koluvijum ili aluvijum ovisno o načinu transporta (PYE, 1995). Takav sediment s lokaliteta Podolje i Suza može eventualno biti pretaloženi stariji prapor, jer se nalazi u podini tipicnog prapora. Međutim, pretaloženi horizonti prapora u sebi vrlo često sadrže proslojke debljine od 2-10 cm bogate kršjem malakofaune. Analizirani sediment poplavne ravnice takve proslojke nema. Istraživani profili na Banskom brdu su pokazali da su prapor (pretaloženi prapor) i lesoliki sediment bogati malakofaunom. Određeni uzorci su bili gotovo sterilni ali i u njima je bilo barem nekoliko jedinki moluska (najmanji broj, točnije 5 jedinki determinirano je u uzorcima Zma 1/1 i Zma 1/2). Većina uzoraka je sadržavala obilnu malakofaunu. U uzorcima sedimenata poplavne ravnice nije evidentirana niti jedna fosilna jedinka. To je razlog zbog koje se može isključiti mogućnosti da se 'fluvijalni prapor' može zamijeniti ili poistovjetiti sa sedimentima poplavne ravnice. Iako BOGNAR (1976, 1979 i 1990) navodi primjere 'fluvijalnog prapora' s nekoliko lokaliteta na Banskom brdu, očito je da sedimenti s izdanka Podolje (P) i Suza (S-1) nisu 'fluvijalni prapor', već je bolja i točnija odredba: sedimenti poplavne ravnice.

Neke sedimentne deformacije u naslagama na sjevernoj strani Banskog brda mogu ukazivati na klimatske značajke. Ranija istraživanja spominju geliflukciju i krioturbacijske procese kao odgovorne za strukture u sedimentu na nekoliko izdanaka sa sjeverne strane Banskog brda (BOGNAR, 1990). Krioturbacijski procesi su posljedica naglih klimatskih promjena tijekom glacijala i stadijala, a mogu se vrlo lako zamijeniti s procesima u sedimentu izazvanima seizmičkom aktivnošću, koji su inače vrlo dobro očuvani i vidljivi u sedimentima poplavne ravnice (SCOTT & PRICE, 1988; VAN VLIET-LANOË, 1991; VAN VLIET-LANOË et al., 2004). Upravo na profilu Podolje (oznaka P, Slika 30) ustanovljena su barem četiri seizmička događaja, koji su ostavili zapis u sedimentu u obliku proboja, valovitih struktura i likvefakcijskih oblika, koji se mogu zamijeniti za krioturbacijske strukture. VAN VLIET-LANOË (1988, 1991, 1998b) i VAN VLIET-LANOË et al. (2004) u svojim radovima jasno objašnjavaju razliku između krioturbacijskih procesa i seizmičkih poremećaja u mekim sedimentima periglacialnih područja pleistocena u Europi. VANDENBERGHE & VANDENBROECK (1982), BRODZIKOWSKI & VAN LOON (1985), MACKAY (1990), AUDEMARD & SANTIS (1991), MORETTI et al. (1999), te GALLI (2000) su interpretirali procese likvefakcije, deformacija u mekim sedimentima, rasta ledenih klinova, nastanka seizmita te njihovo moguće rasprostiranje. Jedan od tipičnih pokazatelja krioturbacijskih procesa u periglacialnim područjima je formiranje ledenih klinova u tlu ili sedimentu.

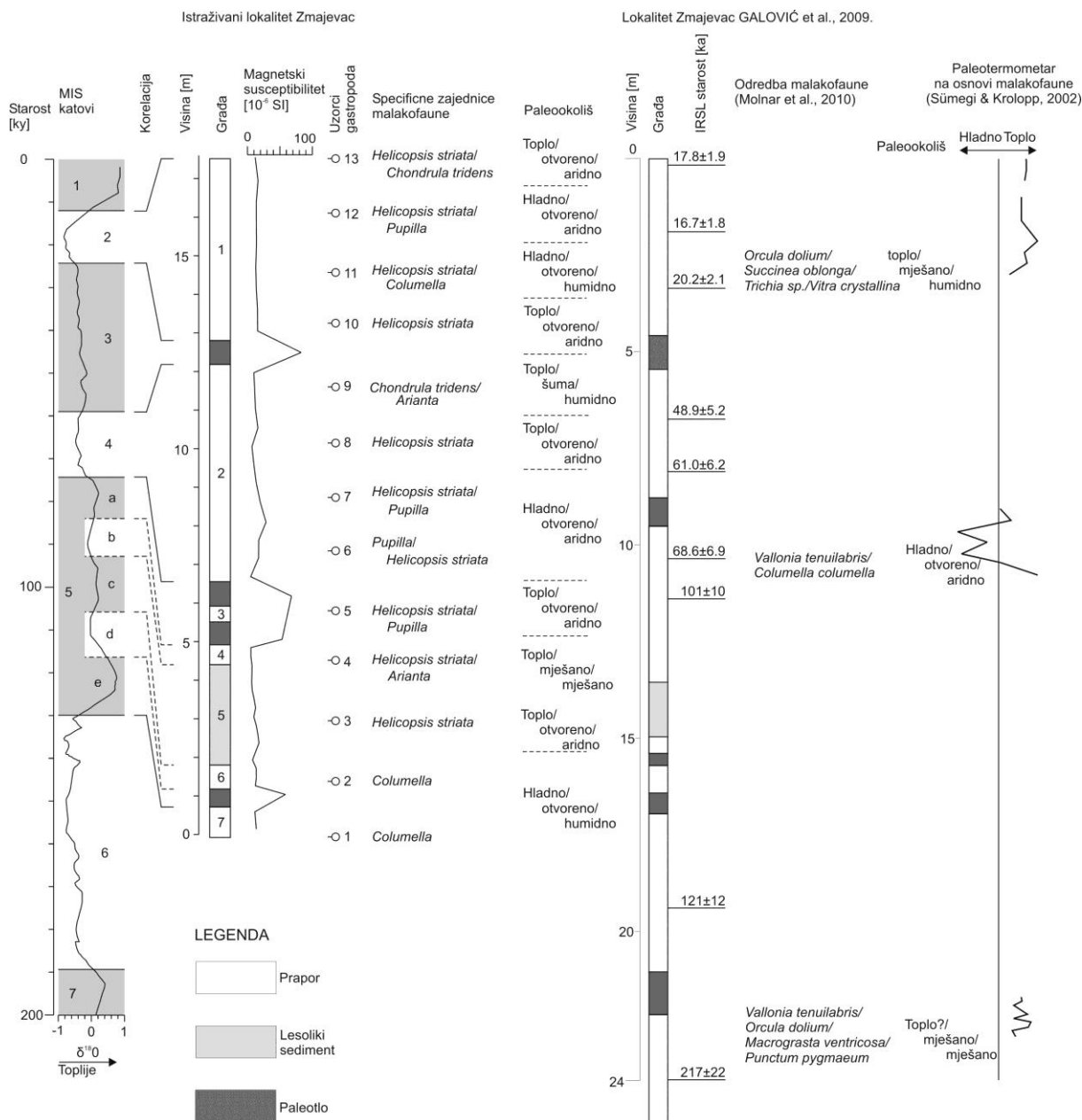
Međutim, vrlo sličan oblik mogu stvoriti seizmički šokovi u mekim sedimentima. Stvarni ledeni klinovi sadrže primarnu ispunu, najčešće je to sitnozrnati sediment bogat organskom tvari, a na samom dnu imaju razgranat završetak, nepravilnog oblika (JARY, 2009). Slični sedimenti generirani potresima nemaju taj razgranati završetak već završavaju ravnim, suženim vrhom. Ovim istraživanjem nije pronađena niti jedna ispunna krupnozrnatijeg sedimenta koja bi upućivala na postojanje nekadašnjih ledenih klinova. Što se tiče likvefakcije, valovitih, radijalnih i 'mikro-plamernih' oblika, njih se mora promatrati s granulometrijskog i fluidno-mehaničkog stajališta. Na izdanku Podolje (Slika 30) detektirane su četiri deformacije u sedimentu, koje bi mogle biti posljedica seizmičkih šokova. Oblik sedimenta u te četiri deformacije ukazuje na likvefakcijske procese u sedimentu. Da bi došlo do likvefakcije ili istiskivanja/utiskivanja, kao posljedica promjene u temperaturi, a bez izvanjskog utjecaja/stresa na sediment, nužna je granulometrijska razlika u sedimentu (VAN VLIET-LANOË et al., 2004). Analiza uzoraka s lokaliteta Podolje i Suza ukazuje na izostanak značajne granulometrijske razlike. U svim uzorcima nalazi se silt odnosno njegove varijacije, od pjeskovitog, do glinovito-pjeskovitog silta. Međutim, udio siltozne komponente je dominantan i u svim uzorcima iznosi 70% ili više. Zbog toga se može konstatirati da se radi o vrlo sličnom sedimentu. Uzimajući u obzir navedene činjenice očito je da u sedimentu s jednolikom granulometrijom samo seizmički (dakle vanjski, tj. mehanički) utjecaj može rezultirati likvefakcijom i navedenim strukturama. Ovo bi dakle bila indicija postanka deformacija u sedimentu seizmičkim događajima. Uz ova istraživanja i literaturne podatke može se konstatirati seizmička geneza deformacija sedimenta poplavne ravnice, odnosno izostanak ledenih klinova u istraživanim naslagama.

Kada opisujemo tipični prapor važno je također razlučiti specifične osobitosti tipičnog prapora južnog i sjevernog profila na Banskom brdu. Južni profil je reprezent sedimentacijskih uvjeta na stabilnoj, južnoj prapornoj Baranjskoj zaravni. Položaj Banskog brda u smjeru SI-JZ s vrhovima 140-150 m višim od okolnih područja, prirodna je 'brana' i zaštita od vjetrova koji bi mogli erodirati nataloženi eolski silt s južne strane. Donos siltoznog materijala na širem prostoru je bio dominantno sjevernim i sjeverozapadnim vjetrovima (MARKOVIĆ et al., 2006, 2008) za vrijeme glacijala i stadijala (KOHFELD & HARRISON, 2003) budući se iznad ledenog pokrova stvara snažna anticiklonalna fronta visokog tlaka zraka koja usmjerava zračne mase prema polju nižeg tlaka zraka, odnosno prema jugu Europe (HOBS, 1942, 1943). Ispuhivanje materijala s aluvijalnih ravnica Dunava, Drave i Tise (THAMO-BOZSO & KOVACS, 2007) se odvijalo u ljetnim periodima tih hladnih razdoblja, jer zimi snježni pokrivač onemogućava eolski transport siltoznog zrna. S obzirom da je

Bansko brdo prirodna prepreka, tj. izdignuće u morfološki ravnom terenu Panonske nizine, predstavljalo je 'zamku' u kojoj su vjetrovi taložili silt i manjim dijelom pijesak. Sjeverna strana Banskog brda je strmija od južne što je posljedica tektonike te su na njoj vjetrovi naglo gubili energiju i taložili silt. Stoga su blage i zaštićene, zavjetrinske južne padine Banskog brda i južna Baranjska praporna zaravan, a s obzirom na glavni smjer vjetra, bile povoljni akomodacijski prostor za sedimentaciju debelih naslaga prapora. Istovremeno s taloženjem prapora na južnoj strani Banskog brda, sjeverna i sjeverozapadna strana su bile izložene procesima erozije i derazije. Prapor koji bi se i istaložio na sjevernoj strani Banskog brda u jednom periodu, vrlo brzo bi bio erodiran sjeverozapadnim vjetrovima koji su nosili veliki postotak vlage (BOKHORST et al., 2009, 2011). Iako vlaga do određene mjere utječe na cementaciju i kompakciju prapora veći postotak vlage ima negativni efekt na stabilnost sedimenta pa je i njegova erozija izraženija u vlažnijim klimatskim uvjetima (PECSI, 1990).

Druga skupina faktora koja je onemogućavala taloženje debljih horizonata prapora sa sjeverne strane su vjerojatno bili bujični tokovi, povremeno ispiranje vodom, soliflukcija, kliženje, jaružanje i dr. Svi ti procesi, koji su vezani za padine mogu se zajednički nazvati: derazijom (BOGNAR, 1990). Stoga se prapor tipskog razvoja istaložen na sjevernim padinama Banskog brda, može okarakterizirati kao 'derazijski prapor', kao što navode razni autori (PECSI 1966, 1973; BOGNAR, 1976, 1990). Na sjevernim izdancima prapor je sličnog izgleda i fosilnog sadržaja kao i prapor s južne strane Banskog brda. Zbog navedenih derazijskih procesa debljina prapora sa sjeverne strane je značajno manja nego s južne. Ukupna debljina na površini na južnoj strani Banskog brda je oko 25 m, dok je sa sjeverne strane debljina i do tri puta manja te iznosi 8-9 m.

Iz opisanog je očito da paleotla sjevernog profila Banskog brda ne mogu pouzdano poslužiti za korelaciju s južnim profilom ili s drugim prapornim profilima iz Panonske nizine. Zato je za korelaciju odabran južni profil prapora Banskog brda. Nakon toga je izvršena korelacija s prethodno istraženim profilom prapora kod Zmajevca (GALOVIĆ et al., 2009) (Slika 52). Krivulja MS vrijednosti prikazuje očekivano povećane vrijednosti u paleotlima u odnosu na horizonte prapora. Pedokompleks sastavljen od dva paleotla razdvojena tankim horizontom prapora prisutan je u oba istražena profila te je poslužio kao glavni marker za usporedbu. Granulometrijska analiza je korištena za korelaciju te su njeni rezultati pokazali značajne sličnosti u oba profila. Odredbe malakofaune iz ovog istraživanja prikazuju znatne razlike u odnosu na prethodno istraženi profil prapora, na kojem su određene vrste iz prapora uzorkovanog neposredno ispod ili iznad paleotala (MOLNAR et al., 2010).



Slika 52 Usporedba prapornih profila Baranje: praporni profil iz ovog istraživanja s lijeve strane slike i praporni profil Zmajevac (GALOVIĆ et al., 2009) na desnoj strani slike, koji se nalazi nedaleko od istraživanog profila. Pomoću profila Zmajevac (GALOVIĆ et al., 2009) moguće je bilo približno odrediti starosti horizonata prapora i paleotala na južnom profilu Banskog brda. U lijevom profilu brojevima od 1 do 7 označeni su horizonti prapora na lokalitetu istraženom u ovom radu. Između njih se nalaze četiri paleotala.

Te razlike su zasigurno posljedica različite metodolgijske uzorkovanja. U ovom istraživanju su uzorkovani veći uzorci prapora u odnosu na prethodno istraživanje te je za svaki uzorak određena

specifična malakofaunalna zajednica, dok u prethodnom istraživanju ne postoje podaci za cijeli profil prapora. Korelacijom podataka dobivenih različitim analizama u ova dva profila prapora, uz korištenje od prije poznate krivulje stabilnih izotopa kisika (MARTINSON et al., 1987), moguće je bilo približno odrediti starosti horizonata prapora južnog profila (Slika 52). Tako je utvrđeno da bazni dio profila obuhvaća vršni dio srednjeg pleistocena, dok je ostatak naslaga prapora kasno pleistocenske starosti.

5.2. Klimatske promjene

Paleontološki podaci dobiveni iz prapornih uzoraka mogu poslužiti za rekonstrukciju klimatskih promjena tijekom kasnog pleistocena. Karakteristične zajednice moluska ukazuju na promjene faza ciklusa I reda veličine koje bi mogle odgovarati promjenama klime u razdoblju prijelaza između maksimuma glacijala i interglacijala (LOŽEK, 1964). Uz paleontološko-paleoekološke analize, analize stabilnih izotopa kisika i ugljika na mekušcima omogućavaju detaljni uvid u relativne promjene lokalne temperature kao odraz klimatskih promjena u kasnome pleistocenu.

Nakon što su ustanovljene faune u svim uzorcima iz prapornih profila važno je odrediti i cikličnost promjene klime. Da klima na Zemlji uvelike ovisi o promjena orbitalnih parametara prvi je utvrdio MILANKOVIĆ (1941), a kasnija istraživanja su to potvrdila (IMBRIE et al., 1984; ISARIN & RENSSSEN, 1999). Rasprostiranje ledenog pokrova i permafrosta također snažno utječe na klimatske promjene (RENSSEN et al., 2000). Razlikuju se ciklusi I, II i nižih redova veličine. Ciklusi su ritmični i ponavljaju se kroz određene vremenske periode. Ciklusi I reda veličine obuhvaćaju razdoblja interglacijala-glacijala, a ciklusi II reda veličine razdoblja interstadijala-stadijala. KUKLA (1961) je ustanovio, da su ciklusi I reda veličine određeni ritmom sedimentacije, pedogeneze i erozije. To se može uočiti i opisati u 6 faza. Ciklusi II reda veličine podložni su istim zakonitostima ali manjeg inteziteta (odnosno u kraćim vremenskim intervalima), a pojedine faze mogu izostati. LOŽEK (1964) je ustvrdio da svakoj od 6 faza odgovara i određena vrsta faune. Na primjeru Banskog brda ove bi se faze mogle interpretirati na sljedeći način:

1.faza: Vremenski odgovara završetku glacijala i početku interglacijala. Počinje slaba pedogeneza i trošenje prapora. Malakofauna postupno prelazi iz hladnodobne u toplodobnu-interglacijalnu. Za ovu fazu tipična je *Bradybaena fruticum* fauna. Stepski okoliš se polako mijenja u šumski.

2.faza: Klima postaje toplija i vlažnija. Izrazit je humidni karakter klime, što pogoduje pedogenetskim procesima. U ovoj fazi je trošenje prapora najintenzivnije, uvjeti za tvorbu tala su optimalni, a procesi sedimentacije i erozije nisu prisutni. Fauna moluska je u punom razvoju, a dominira *Banatica* fauna. Stepski okoliš je zamjenjen šumskim.

3.faza: Počinje zahlađenje klime koja postaje više kontinentalna ali s još uvijek toplim ljetima. Prisutni su proces pedogeneze ali su isprekidani procesima sedimentacije i erozije. Dominira *Chondrula tridens* fauna, iako je prisutna i fauna iz 2.faze. Za vrijeme hladnijih klimatskih perioda formira se i *Helicopsis striata* fauna, s dosta jedinki vrsta *Pupilla*. Pokrov je tipična kontinentalna, černozemna stepa, koja u toplijim i vlažnijim uvjetima prelazi u šumovitu stepu.

4.faza: Nastavlja se zahlađenje klime. Učestale su 'pješčane' oluje, koje nose čestice silta i sitnozrnatog pijeska. Taloži se tzv. 'marker' sloj debljine do 30 cm, a čini ga eolski silt i pijesak. On odvaja autohtona tla od alohtonog materijala krovine. Tipična fauna ove faze i 'markera' je slabo razvijena i poznata, no ima karakter *Helicopsis striata* faune. U ovoj fazi černozemna stepa prelazi u tzv. prapornu stepu.

5.faza: Klima lagano dolazi do maksimuma zahlađenja. Ritmičke izmjene sedimentacije i erozije stvaraju 'slojevite' sedimente koji prelaze u tipični prapor. Dominantna je *Helicopsis striata* fauna bez tipičnih prapornih vrsta. Vegetacijom dominira kontinentalna stepska vegetacija koja podnosi oštre zime.

6.faza: Klima je vrlo hladna i suha, jer je dosegnut maksimum zahlađenja. U ovoj fazi se taloži najveća količina eolskog silta i pijeska koji će činiti buduće praporne naslage. Fauna koja karakterizira ovu fazu je tipična praporna i to *Pupilla* i *Columella* faune. Vegetacija je karakterizirana kontinentalnom stepskom vegetacijom, a zime su surove.

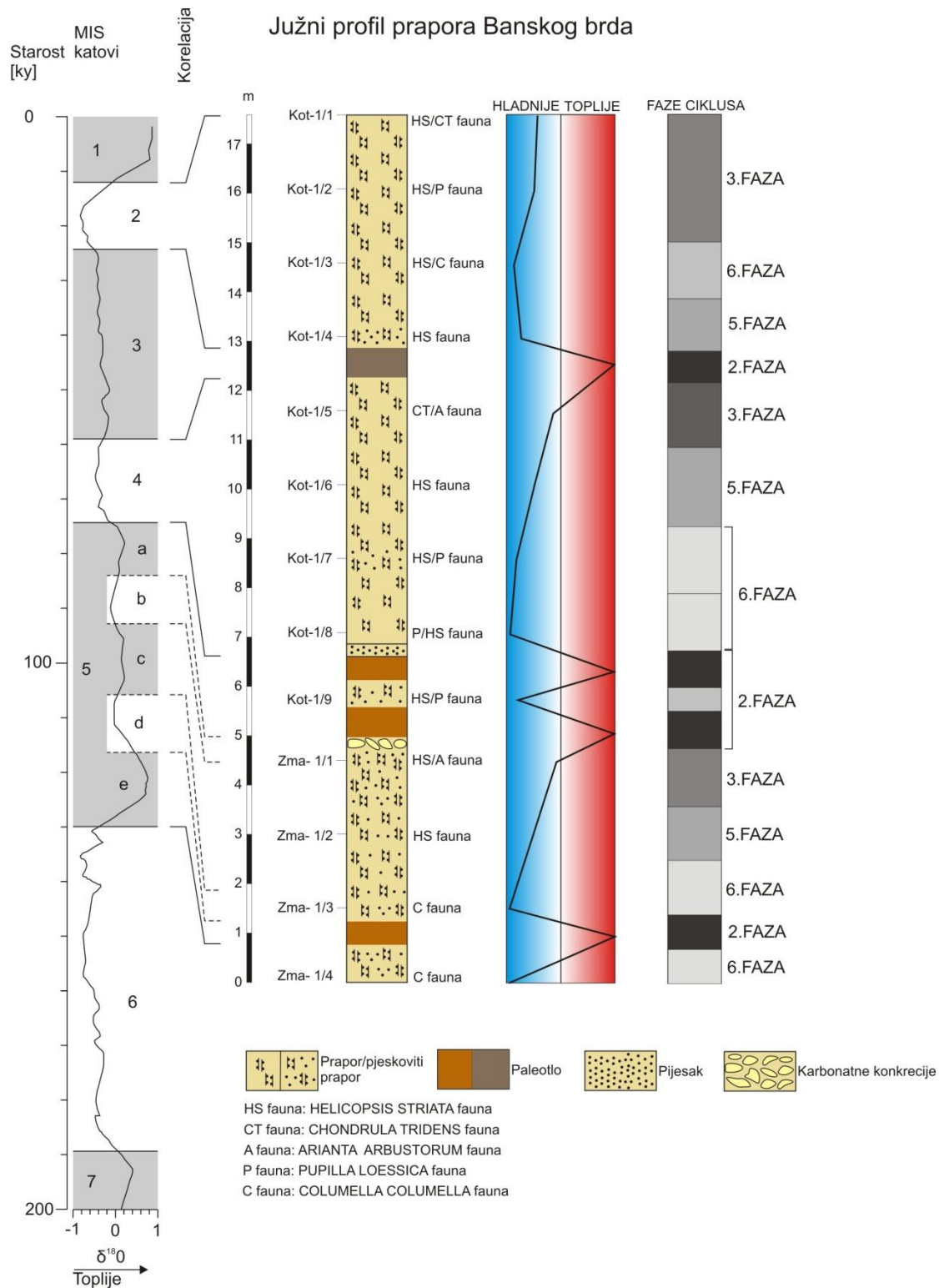
Karakteristične malakofaunalne zajednice koje precizno ukazuju na paleoklimatske i paleookolišne promjene ne sadrže provodne fosile moluska. To je problem koji se javlja pri određivanju starosti horizonata prapora, a time i starosti opisanih faza. Za sedimente koji sadrže organsku tvar holocenske i kasno pleistocenske starosti, može se koristiti metoda radioaktivnog izotopa ugljika C^{14} . Za datiranje uzoraka prapora starijeg od 50 000 godina koriste se metode optički stimulirane luminiscencije (OSL), luminiscencije stimulirane infracrvenom svjetlošću (IRSL) ili termoluminiscencije (TL). Granica do koje su te metode pouzdane je najviše 300 000 godina što kronološki pokriva samo kasni pleistocen, te vršni dio srednjeg pleistocena.

Za južni praporni profil posredno postoje OSL podaci, koji su rađeni na izdanku Zmajevac (GALOVIĆ et al., 2009) i mogu poslužiti kao okvirne starosti horizonata prapora i

paleotala unutar njih, kao što je prethodno opisano. Također, WACHA & FRECHEN (2011) su u Vukovaru uz obalu Dunava na 'Gorjanovićevom profilu' detaljno odredili starosti IRSL metodom, gdje su rezultati pokazali sličan raspon starosti prapora, kao i kod prapora na Banskome brdu.

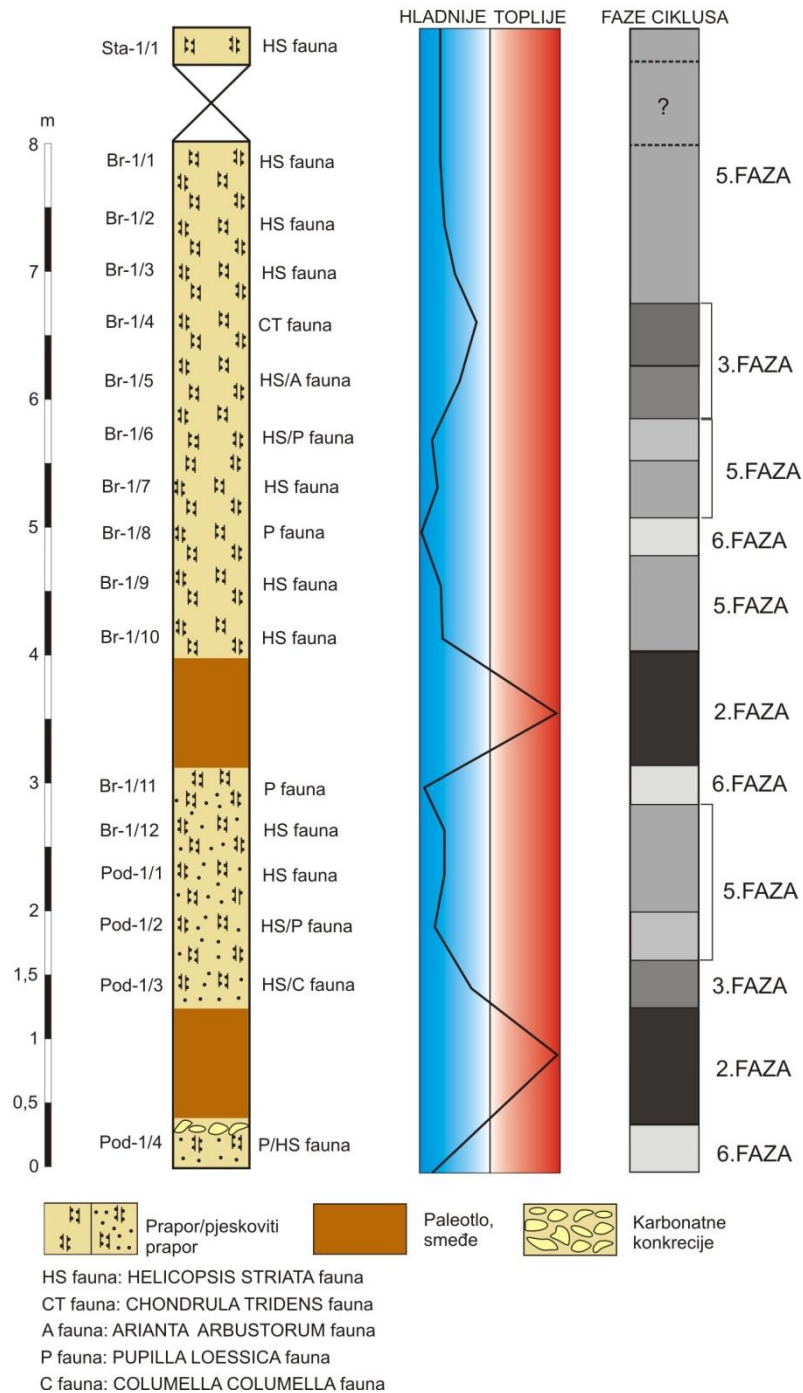
Na temelju odredbi faune u svakom uzorku južnog i sjevernog profila određene su i faze ciklusa, odnosno klimatske promjene (po LOŽEK, 1964). Vidljivo je da donji dio profila, odnosno najstarije paleotlo te 1. i 2. horizont prapora (Slika 53, gledano od baze) prikazuju srednje pleistocensku starost. To odgovara OIS (ili MIS) 6 katu (MARTINSON et al., 1987), što je u rasponu od 170-130 ka i predstavlja predzadnji glacijal Riss. Dva paleotla koja su odvojena tankim proslojkom prapora po korelaciji odgovaraju OIS 5 katu (130-74 ka) odnosno zadnjem interglacijalu Riss/Würm. Treći horizont prapora (gledano od baze) odgovara OIS 4 katu (74-59 ka), dok najmlađe paleotlo odgovara OIS 3 katu (59-24 ka). Najmlađi horizont prapora odgovara OIS 2 katu (24-12 ka). Za sjeverni praporni profil ne postoje podaci o starosti.

Jasna je razlika između zastupljenosti pojedinih vrsta sjevernog i južnog profila prapora Banskog brda. Osobite su razlike u brojnosti, odnosno zastupljenosti kroz cijele profile između vrsta *Chondrula tridens* i *Orcula dolium*. Te razlike ukazuju na određene mikroklimatske razlike. Usporedbom južnog (Slika 53) i sjevernog profila (Slika 54) prapora po fazama ciklusa, vidi se da kroz vrijeme, odnosno profile postoje određena podudaranja u klimatskim uvjetima. Ako sagledamo detaljno taksonomske podatke sjevernog i južnog profila prapora, može se zamijetiti da određeni uzorci imaju vrlo slične zajednice malakofaune, što znači da se isti paleoklimatski uvjeti mogu prepoznati i u južnom i u sjevernom profilu prapora. Teško je precizno utvrditi cikličnost klimatskih promjena, posebno u praporu koji je vjerojatno istaložen tijekom kasnog i djelomično srednjeg pleistocena. Da bi se definirala eventualna cikličnost potrebno je istražiti profile prapora koji bi obuhvaćali veći vremenski raspon u kojem je istaložen sediment te uzorkovati malakofaunu u manjim intervalima.



Slika 53 Klimatske promjene tijekom kasnog pleistocena izražene fazama ciklusa I reda za južni profil prapora na Banskom brdu. U svakom uzorku su određene karakteristične faune pomoću kojih je ustanovljena faza ciklusa glacijal-interglacijal. Na temelju tih podataka konstruirana je krivulja koja prikazuje promjene klime. Lijevo od profila prikazana je krivulja stabilnih izotopa kisika koja prikazuje MIS katove i služi za korelaciju s rezultatima paleontološke odredbe.

Sjeverni profil prapora Banskog brda



Slika 54 Klimatske promjene tijekom kasnog pleistocena izražene fazama ciklusa I reda za sjeverni profil prapora na Banskog brdu. U svakom uzorku su određene karakteristične faune pomoću kojih je ustanovljena faza ciklusa glacijal-interglacijal. Na temelju tih podataka konstruirana je krivulja koja prikazuje promjene klime.

U južnom profilu prapora prevladavaju termofilne i mezofilne vrste, s manjim ujelom kriofilnih vrsta, a nisu nađeni tipični predstavnici toplodobne faune, koji bi odgovarali 2. fazi

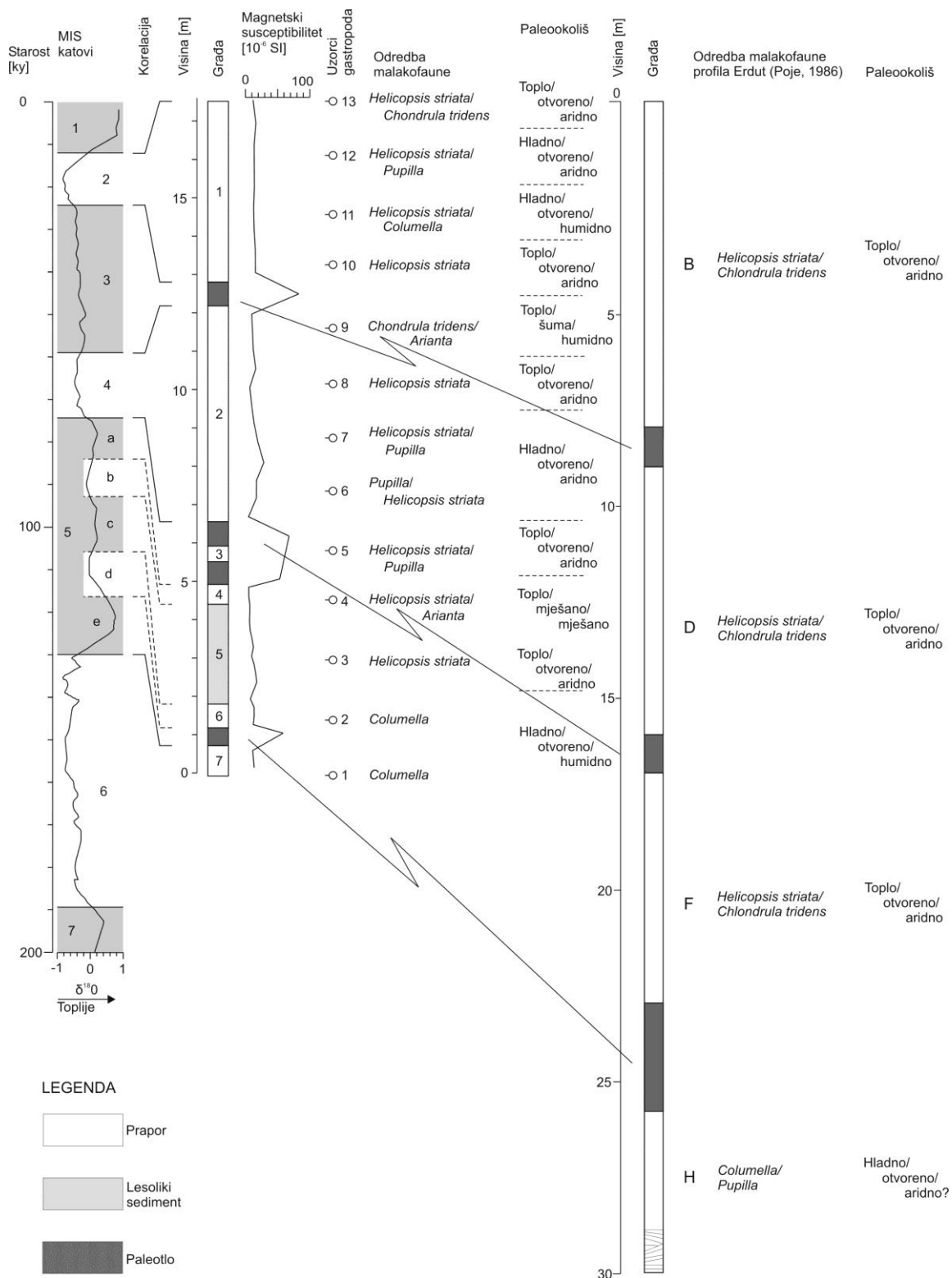
ciklusa, kao što su vrste *Helicigona banatica*, *Mastus bielzi* ili *Discus perspectivus* (BANAK et al., 2012). Slični rezultati su utvrđeni i na sjevernom profilu prapora na Banskom brdu. Ako se makropaleontološki rezultati usporede s holocenskom faunom mekušaca u području Panonske nizine, može se zaključiti kako su u kasnom pleistocenu vladali uvjeti znatno hladnije klime. Vrste koje su karakteristične za aridnu klimu prevladavaju u svim horizontima južnog profila prapora s udjelom od oko 50 %. U dva bazna horizonta prapora (L7 i L6, Slika 52) dominira *Columella* fauna, koja predstavlja vrhunac zahlađenja ali s vlažnom klimom. U odnosu na druge profile prapora u Hrvatskoj i regiji to predstavlja odstupanje u malakološkim rezultatima, jer je na tim profilima detektirana fauna koja predstavlja toplije periode s aridnom klimom unutar glacijala (MARKOVIĆ et al., 2006, 2007.; MOLNAR et al., 2010; HUPUCZI & SÜMEGI, 2010; NOVOTNY et al., 2011). Mlađi horizonti prapora od L5 do L1 ne pokazuju veća odstupanja malakoloških rezultata, te su u skladu s ostalim profilima prapora u Panonskoj nizini. Istraživanje rađeno na profilu Zmajevac (MOLNAR et al., 2010) je pokazalo rezultate koji znatno odstupaju od rezultata ovog istraživanja (Slika 52). Fauna utvrđena tim istraživanjem ima elemente toplodobne faune, iako ni tu nije utvrđena *Banatica* fauna u punom opsegu. Razlog je u načinu uzorkovanja, jer je u tom istraživanju uzorkovan prapor neposredno ispod paleotala i na samom vrhu profila. Dominacija *Helicopsis* faune, koja je utvrđena na istraživanom profilu nije primjetna u istraživanju MOLNAR et al. (2010), jer tamo dominiraju vrste *Vallonia tenuilabris* i *Orcula dolium*.

Prijašnje istraživanje malakofaune koje je provedeno na profilima prapora istočne Slavonije pokazalo je značajnu podudarnost rezultata (POJE, 1982) s rezultatima u ovom radu. Na profilu kod Erduta utvrđena je malakofuna u četiri horizonta prapora. U baznom horizontu je utvrđena *Columella* fauna, dok u tri preostala horizonta dominantna *Helicopsis striata* fauna s elementima drugih fauna. Ti rezultati su usporedivi s rezultatima dobivenim istraživanjem južnog profila prapora na Banskom brdu (Slika 55). Primjetne su ipak manje razlike u faunalnom sadržaju. L4, L5 i L6 horizonti istraživanog profila (Slika 55) uz dominaciju *Helicopsis* faune prikazuju i snažan utjecaj *Arianta* i *Columella* faune, dok u istraživanju POJE (1982) korelirani horizont prapora prikazuje *Helicopsis* faunu uz utjecaj *Chondrula tridens* faune. Horizont L2 istraženog profila uz dominaciju *Helicopsis* faune prikazuje snažan utjecaj *Pupilla* faune, dok korelirani profil prapora u Erdutu prikazuje snažan utjecaj *Chondrula tridens* faune u dominantnoj *Helicopsis* fauni. Vršni L1 horizont istraživanog profila i vršni horizont profila u Erdutu pokazuju veliku sličnost, kao i bazni horizonti, jer je uz dominaciju *Helicopsis* faune primjetna *Chondrula tridens* fauna (Slika 55).

Vrijednosti magnetskog susceptibiliteta (MS) mjerene na južnom profilu prapora Banskog brda (Slika 46) prikazuju sličnosti s vrijednostima mjerenim na drugim lokalitetima u Panonskoj nizini (MARKOVIĆ et al., 2006, 2007; GALOVIĆ et al., 2009; WACHA & FRECHEN, 2011). MS vrijednosti su unutar očekivanih vrijednosti, posebno u horizontima prapora (MAHER & THOMPSON, 1999) Najbolja usporedba MS vrijednosti je s profilom prapora u mjestu Irig u susjednoj Vojvodini (MARKOVIĆ et al., 2007). Najmlađe paleotlo F2 prikazuje najveću MS vrijednost, dok najstarije F4 paleotlo prikazuje najnižu MS vrijednost (Slika 46), što je u suprotnosti od očekivanja. Za očekivati je da najstarije F4 paleotlo, koje je jedino interglacijalno tlo, prikaže najviše MS vrijednosti, jer je formirano u klimatskim uvjetima koji su bili vremenski dovoljno dugi da bi se formiralo potpuno razvijeno tlo. Koliko su ti periodi točno trajali i koliko je klima bila toplija i vlažnija nego u glacijalnim periodima, teško je utvrditi. Dva su osnovna faktora koji utječu na debljinu i zrelost paleotla: 1. duljina trajanja toplije klime 2. intenzitet vlažnosti i topline (VIDIĆ et al., 2004). Uz to, paleoreljef, odnosno geomorfologija terena utječe na razinu podzemnih voda, na površinske vode tekućice, procese ispiranja koji su karakteristični za padine, itd. Upravo zbog kombinacije ovih faktora teško je jednoznačno utvrditi koliko dugo su trajali periodi tople i humidne klime i koji je bio točni karakter te klime. Prethodna saznanja mogu navesti na zaključak da je željezo u mineralima prisutno u oksidiranom obliku tj. kao prevlake Fe-oksihidroksida na mineralima (ROUSSEAU et al., 2002). Uz to niži MS signal može biti i posljedica ispiranja minerala (ROUSSEAU et al., 2002).

Takve niske MS vrijednosti u potpuno razvijenim paleotlima već su primjećene i u prethodim istraživanjima prapora (ROUSSEAU et al., 2002; NOVOTHNY et al., 2009), pa se može pretpostaviti da su navedeni procesi bili prisutni i za vrijeme formiranja F4 paleotla na istraženom profilu prapora na Banskom brdu.

Pedokompleks F3a i F3b (Slika 46) južnog profila također prikazuje MS vrijednosti slične onima iz profila kod Iriga (MARKOVIĆ et al., 2007), iako su neznatno više, čime gotovo identično odgovaraju MS vrijednostima zabilježenima u profilu prapora Sütto u Mađarskoj (NOVOTHNY et al., 2011). Najviša izmjerena MS vrijednost u najmlađem F2 paleotlu je vjerojatno posljedica snažnog zatopljenja klime s izrazitim vlažnim uvjetima (ROUSSEAU et al., 2002). MS vrijednosti sjevernog profila prapora ovog istraživanja mjerene su samo u dva paleotla. Prosječna MS vrijednost iz tih uzoraka je znatno niža od prosječne MS vrijednosti iz četiri paleotla južnog profila prapora. Mogući uzrok tome je ispiranje minerala kao posljedica geomorfologije terena, strmih, sjevernih padina Banskog brda, odnosno procesa derazije za vrijeme interglacijala i/ili interstadijala.



Slika 55 Korelacija malakoloških rezultata istraživanog južnog profila prapora na Banskom brdu i profila prapora kod Erduta (POJE, 1982).

Vrijednosti stabilnih izotopa kisika ($\delta^{18}\text{O}$) i ugljika ($\delta^{13}\text{C}$) mogu poslužiti kao paleotermometar, poput odredbi karakterističnih zajednica moluska (LOŽEK, 1964; KROLOPP & SÜMEGI, 1995) odnosno kao alat za rekonstrukciju klimatskih uvjeta kasnog pleistocena (YAPP, 1979; LÉCOLLE, 1985; GOODFRIEND & MAGARITZ, 1987; GOODFRIEND, 1992). Stabilni izotopi kisika, odnosno $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti koriste se za određivanje paleotemperature, a stabilni izotopi ugljika, odnosno $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti nam govore o načinu prehrane moluska, a time posredno ukazuju na vlažnost/suhoću paleoklime. Vrijednosti $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ mjerene na odabranim kućicama malakofaune prezentiraju podatke koji se ne podudaraju uvijek s interpretacijom paleoklime koja je određena karakterističnih faunama. U L6 horizontu južnog profila prapora (Slika 49) je utvrđena *Pupilla* fauna, koja predstavlja vrhunac zahlađenja, a izotopne $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti izmjerene na kućicama malakofaune ukazuju na topliju klimu. Također je primjetno da u L3 horizontu prapora (Slika 49) podaci koji prikazuju $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti ne odgovaraju detektiranoj *Helicopsis striata* fauni, odnosno izotopni podaci pokazuju hladnije klimatske uvjete od utvrđene malakofaune. U ostalim uzorcima izotopne vrijednosti $\delta^{18}\text{O}$ u velikoj se mjeri podudaraju s utvrđenim karakterističnim faunama. U sjevernom profilu prapora Banskog brda (Slika 50) u baznom i srednjem horizontu također su vidljiva odstupanja u izotopnim $\delta^{18}\text{O}$ vrijednostima i odredbama karakterističnim fauna. U vršnom horizontu vrijednosti se podudaraju.

Uzrok tih razlika u tumačenju paleotemperature između malakofaune i izotopnih podataka ($\delta^{18}\text{O}$) u pojedinim uzorcima, je kompleksni mehanizam izotopne frakcionacije u organizmu kopnenih puževa i brzina odgovora na klimatske promjene u kasnom pleistocenu (BALAKRISHNAN & YAPP, 2004; YANES et al., 2008, 2009).

Profili prapora u istočnoj Slavoniji i Hrvatskoj koje su obradili drugi istraživači nisu bili iskorišteni za mjerenje stabilnih izotopa kisika i ugljika, pa se prapor na širem prostoru Hrvatske ne može korelirati tom analitičkom metodom.

U regiji su praporni profili obrađeni ovom analitičkom metodom, pa se istraživani profil prapora na Banskom brdu može usporediti s profilima prapora u Srbiji (Petrovaradin) i Mađarskoj (Úri, Sütto, Ságvár i Albertirsa) (STEVENS, 2003). Analizirane su vrste *Pupilla* sp, *Trichea* sp. i *Succinea* sp. a starost je određena na oko 20 000 godina (STEVENS, 2003). Vrijednosti $\delta^{18}\text{O}$ se kreću u rasponu od -1,50 do -7,17, a upravo je taj najveći raspon izmjeren na lokalitetu Úri u Mađarskoj (STEVENS, 2003). Raspon $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti u istraženim profilima na Banskom brdu se kreće od -2,15 do -5,76, što je puno manje od profila Úri. Svi ostali profili u regiji prikazuju puno manje varijacije $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti, koje se prosječno kreću od -1,66 do -4,48, što je po iznosu raspona usporedivo s vrijednostima istraženih profila

Banskog brda. To nam može ukazati da su na širem području Panonske nizine relativne promjene paleotemperature bile vrlo sličnog iznosa.

Da bi se odredila približna temperatura, odnosno promjene temperature tijekom kasnog pleistocena na području Baranje, nužno je usporediti podatke stabilnih izotopa fosilnih kućica ($\delta^{18}\text{O}$) i podatke za izotopni sastav kišnice na području Hrvatske, kako bi se recentni podaci mogli koristiti kao referentna točka pri utvrđivanju paleotemperature. Podaci u mjernoj stanici Zagreb pokazuju da je $\delta^{18}\text{O}$ vrijednost kišnice za ljetne mjesecce -6,11, a za zimske mjesecce -12,10 (KEHRWALD et al., 2010). Prijašnjim istraživanjima je određeno da su $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti u fosilnim kućicama pleistocenskih puževa obogaćene za +5‰ u odnosu na $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti kišnice, koja je padala u vrijeme formiranja kućice (LÉCOLLE, 1985; GOODFRIEND & MAGARITZ, 1987). Izmjerene $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti u fosilnim kućicama profila prapora Banskog brda možemo stoga uvećati za 5‰, i tako dobiti $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti kišnice iz kasnog pleistocena u rasponu od -7,15 do -10,76. Ako je $\delta^{18}\text{O}$ izotopni sastav kišnice u Zagrebu u ljetnim mjesecima prikazao vrijednost od -6,11, tada je vidljivo da raspon $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti od -7,15 do -10,76 prikazuje znatno niže ljetne temperature tijekom kasnog pleistocena. Upravo u ljetnim mjesecima kopneni puževi grade svoje kućice i u njih se ugrađuju omjeri stabilnih izotopa kisika i ugljika (HELLER, 1990; GOODFRIEND, 1992). Bitno je odrediti vezu između $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti izmjerenih u fosilnim kućicama i temperature izražene u °C. Utvrđeno je da promjena temperature od 2 °C uzrokuje promjenu od 0,5‰ u $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti fosilne kućice (GOODFRIEND, 1999).

Kombinacijom navedenih parametara mogu se približno rekonstruirati paleotemperaturne promjene kasnog pleistocena na području Baranje, što je podatak koji osim paleontoloških podataka daje mjerne, analitičke podatke koji su precizniji. Promjene temperature se mogu izraziti jednostavnom jednadžbom:

$$\Omega \text{ (}^\circ\text{C)} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{max.}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{min.}} / 0,5) \times 2 \text{ }^\circ\text{C} \quad (26)$$

gdje je:

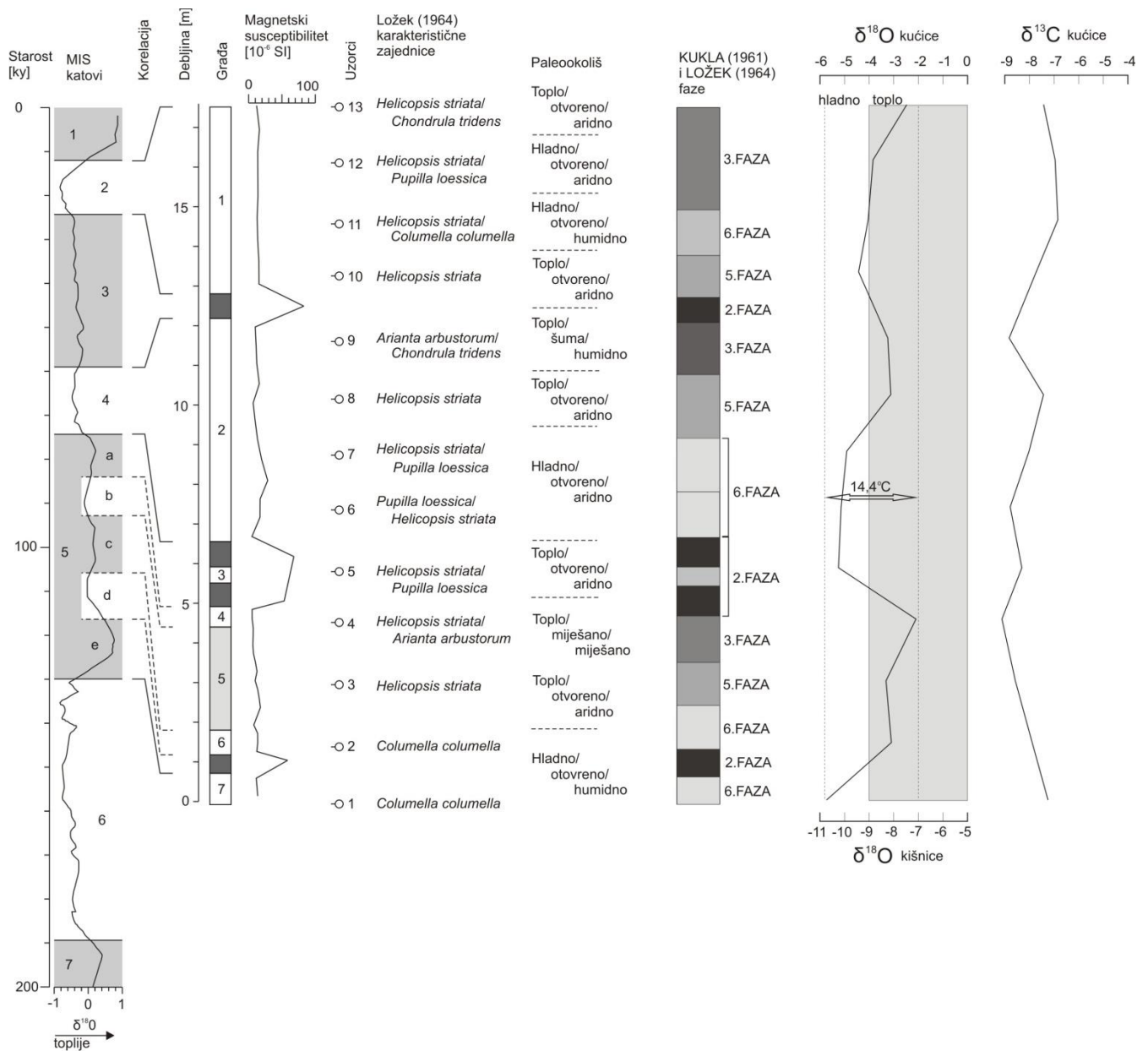
Ω - relativna promjena paleotemperature,

$\delta^{18}\text{O}_{\text{max}}$ – maksimalna $\delta^{18}\text{O}$ vrijednost kišnice kasnog pleistocena,

$\delta^{18}\text{O}_{\text{min}}$ – minimalna $\delta^{18}\text{O}$ vrijednost kišnice kasnog pleistocena.

Raspon $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti mjerenih u kućicama malakofaune prapornih profila Banskog brda je 3,61‰. Djeljenjem tog iznosa s 0,5‰, dobije se broj 7,22. Kada tu broju

pomnožimo s 2 °C, dobije se iznos od 14, 44 °C. To je iznos promjena prosječne temperature ljetnih mjeseci tijekom perioda kasnog pleistocena na području Baranje (Slika 56).



Slika 56 Korelacija paleontološki, magnetometrijskih i izotopnih podataka za južni profil prapora Banskog brda. Uz faze ciklusa na krivulji stabilnih izotopa kisika ($\delta^{18}O$) prikazane su i korigirane $\delta^{18}O$ vrijednosti za kišnicu te relativne promjene temperature.

Kada su u pitanju stabilni izotopi ugljika, odnosno $\delta^{13}C$ vrijednosti, one služe za određivanje prehrane kopnenih puževa. Klimatske promjene tijekom glacijala i interglacijala su glavni uzrok promjene $\delta^{13}C$ vrijednosti u biljkama (HUANG et al., 2001). Važno je istaknuti da na $\delta^{13}C$ vrijednosti atmosferski CO_2 ne utječe (BALAKRISHNAN & YAPP,

2004), pa su ti podaci relevantni pokazatelj prehrane mekušaca. Što su $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti negativnije to je pokazatelj da su mekušci u prehrani konzumirali C3 biljke, odnosno da su klimatski uvjeti bili humidni (GOODFRIEND & ELLIS, 2002; YANES et al., 2008). Ako su $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti pozitivnije to je pokazatelj da su puževi u prehrani konzumirali i C4 biljke, što ukazuje na aridniji okoliš (GALY et al., 2008; YANES et al., 2008). Također, $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti izmjerene u fosilnim kućicama mekušaca su za 8-19‰ obogaćene u odnosu na $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti biljke kojom su se hranili (McCONNAUGHEY & GILIKIN, 2008). Rasponi $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti mjerenih na kućicama u uzorcima prapora s Banskog brda pokazuju da su se puževi dominantno hranili C3 biljkama, što ukazuje na pretežno humidnu klimu. To se u određenoj mjeri razlikuje od podataka dobivenih određivanjem karakterističnih zajednica malakofaune po uzorcima. Pretežno humidni okoliš nije u tolikoj mjeri detektiran u drugim istraženim profilima prapora u Hrvatskoj (POJE, 1986; MOLNAR et al., 2010, WACHA & FRECHEN, 2011) i regiji (MARKOVIĆ et al., 2006, 2007, NOVOTHNY et al., 2011), što ukazuje da su u Baranji u kasnom pleistocenu vladali humidniji klimatski uvjeti u odnosu na druge predjele Panonske nizine.

6. Zaključak

Cilj ovog istraživanja bio je odrediti karakteristike prapora na Banskom brdu, utvrditi i opisati složene fizikalno-kemijske procese koji su nužni za njegovo stvaranje te objasniti kako su se klimatske promjene tijekom pleistocena odrazile na malakofaunu. Kombiniranom primjenom modernih analitičkih metoda i standardnih sedimentoloških analiza ustanovljeni su procesi koji rezultiraju stvaranjem debelih naslaga pleistocenskog prapora. Istraživanjem profila prapora i starijih sedimentnih i magmatskih stijena na području Banskog brda testirane su dvije teorije o postanku prapora. Istraživanje praporne malakofaune paleontološkim i izotopnim analizama dalo je uvid u klimatske promjene na prostoru Baranje tijekom kasnog pleistocena.

6.1. Taložni okoliš i provenijencija

Granulometrijski podaci uzoraka prapora iz četiri profila prapora pokazuju da u sedimentu dominiraju čestice veličine silta. Na južnom profilu prapora prosječna veličina zrna, odnosno medijan iznosi 0,031 mm. Na sjevernom profilu prapora prosječna veličina zrna, odnosno medijan je nešto veći te iznosi 0,033 mm. Sortiranost zrna je na oba profila relativno slaba. U južnom profilu prapora prosječni udio zrna veličine silta iznosi 88,11%, a u sjevernom profilu prapora iznosi čak 90,44%. U svim uzorcima i južnog i sjevernog profila prapora prisutan je i manji udio pjeskovite komponente.

Analiza sadržaja CaCO_3 u uzorcima iz profila prapora prikazuje sljedeće vrijednosti: Prosječni udio CaCO_3 u uzorcima prapora južnog profila prapora iznosi 9,32%, pri čemu je maksimalna vrijednost od 23,3% zabilježena u uzorku Kot 1/4, a minimalna vrijednost od 2,9% u uzorku Zma 1/1. Prosječni udio CaCO_3 u uzorcima prapora sjevernog profila iznosi 9,92%, pri čemu je maksimalna vrijednost od 15,8% zabilježena u uzorcima Pod 1/1 i Br 1/12, a minimalna vrijednost od 5% u uzorku Br 1/11.

Modalna analiza lake (LMF) i teške mineralne frakcije (TMF) napravljena je na svim uzorcima prapora i prikazuje sljedeće rezultate. U uzorcima južnog profila prapora u lakoj mineralnoj frakciji dominira kvarc s prosječnim udjelom od 58,38%, a u sjevernom profilu prapora prosječni udio kvarca iznosi 60,29%. U teškoj mineralnoj frakciji dominiraju amfiboli, granati i epidot, klorit je prisutan u manjim postocima, a pirokseni su tek neznatno

zastupljeni. Svaka od tri dominantne skupine prozirnih teških minerala i u južnom i u sjevernom profilu prapora zastupljena je prosječno u rasponu od 25 do 30% , a međusobni odnosi variraju u uzorcima. Modalne analize pokazuju da je izvorišno područje za naslage prapora na Banskom brdu prostor Alpa, odnosno manjim dijelom i zapadnih Karpata. Postotak minerala granata, amfibola i epidota u velikoj mjeri odgovara mineralnom sastavu sedimenta poplavnih ravnica rijeka Drave, Dunava i djelomično Tise, koje svoja izvorišta imaju upravo u navedenim planinskim masivima.

Skenirajuće fotografije elektronskim mikroskopom (SEM) napravljene su na dva uzorka, po jednom iz južnog i sjevernog profila prapora. Oblik i stupanj zaobljenosti zrna ukazuju na glacijalno podrijetlo kvarca. Na većini zrna jasno se vide tragovi koji upućuju na složeni transport zrna, od izvorišta pa do sedimentacijskog prostora. Školjkasti lom upućuje na eolski transport, jer mehaničko trošenje zrna stvara lom tog karakterističnog oblika. "V" otisci na plohama zrna su oštećenja koja nastaju kao posljedica udaraca poskakivanjem i međusobnom kolizijom zrna u procesu saltacije, a mogu nastati i u vodenim tokovima visoke energije vode. Strije na manjem broju zrna nastaju kao posljedica glacijalnog struganja zrna o zrno ili zrna o podlogu. Sve tri vrste tekstura koje su vidljive na površinama ukazuju na različite načine transporta kvarcnih zrna. Glacijalno trošenje, transport vodenim tokovima i eolski transport, su tri mehanizma koji su nužni za stvaranje naslaga prapora i svi su podjednako važni. Utvrđeno je da ne postoje značajne razlike u teksturama na zrnima u uzorku južnog i sjevernog profila prapora.

Sedimentne i magmatske stijene miocenske starosti na Banskom brdu ne sadrže dovoljnu količinu kvarca čijim bi trošenjem nastale debele naslage pleistocenskog prapora. Mineralni sastav tih stijena također ne odgovara mineralnom sastavu prapora, što je naročito vidljivo u velikoj razlici u količini granata u praporu i u starijim stijenama. Time je pedogenetska teorija nastanka prapora odbačena, a potvrđena je eolska teorija.

Nakon što su utvrđene karakteristike prapora Banskog brda i prepoznati procesi koji su nužni za stvaranje debelih naslaga, očito je da prapor nije nastao taloženjem čestica veličine silta i pijeska isključivo eolskim transportom, već je to završna faza u složenom procesu. Kompletan proces nastanka prapora može se podijeliti u pet zasebnih faza od kojih su sve neophodne. Eolski transport silta i pijeska s poplavnih ravnica u taložni prostor nije distalnog karaktera kako se smatralo, već je proksimalnog. Brzina vjetra potrebna za početak transporta silta saltacijom je manja od 8 m/s.

Prapor Banskog brda može se podijeliti na tipični prapor, padinski (ili derazijski) prapor i lesoliki sediment. Tipični prapor je nastao taloženjem siltoznih i pjeskovitih čestica

na zaravnjenim, relativno stabilnim platoima i u nizinama, najčešće stepama. Takav prapor je istražen na južnim padinama Banskog brda na lokalitetima Zmajevac i Kotlina. Padinski prapor nastao je taloženjem tih istih čestica na strmim padinama gora i planina. Takav prapor je istražen na sjevernim padinama Banskog brda na lokalitetima Podolje i Branjina. Lesoliki sediment je siltozni materijal s većim postotkom glinovite i manjim postotkom pjeskovite komponente u odnosu na tipični prapor, koji je eolskim transportom sedimentiran u močvarni okoliš ili je nastao kao posljedica naknadnog plavljenja tipičnog prapora riječnim poplavama. Na lokalitetima Suza i Zmajevac utvrđene su naslage lesolikog sedimenta.

6.2. Klimatske promjene u kasnom pleistocenu

U oba profila prapora utvrđeno je pet hladnodobnih, karakterističnih malakofauna. U južnom profilu prapora prevladavaju termofilne i mezofilne vrste, s manjim udjelom kriofilnih vrsta, a nisu nađeni tipični predstavnici toplodobne faune koji bi odgovarali 2. fazi ciklusa glacijal-interglacijal. Slični rezultati su utvrđeni i na sjevernom profilu prapora na Banskom brdu. U oba profila prapora u većini uzoraka dominira *Helicopsis striata* fauna, a prisutne su u manjem ili većem postotku i sve ostale hladnodobne faune. U dva bazna horizonta južnog profila prapora dominira *Columella* fauna koja predstavlja vrhunac zahlađenja, ali s vlažnom klimom. U baznom horizontu sjevernog profila prapora dominira *Pupilla* fauna, koja je ekvivalent *Columella* fauni, ali je karakteristična za aridnu klimu. Usporedbom fosilne i recentne malakofaune u području Panonske nizine, može se zaključiti kako su u kasnom pleistocenu vladali uvjeti znatno hladnije klime.

Podaci stabilnih izotopa kisika i ugljika analitički su opis klimatskih promjena tijekom kasnog pleistocena. Stabilni izotopi kisika omogućuju rekonstrukciju paleotemperature, a stabilni izotopi ugljika posredno ukazuju na vlažnost ili aridnost klime. Raspon $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti mjerenih u kućicama malakofaune prapornih profila Banskog brda kreće se u vrijednostima -2,15 do -5,76. Usporedbom $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti recentne kišnice i fosilnih kućica malakofaune, te uz poznavanje složenih procesa tijekom izgradnje kućice izračunato je da je raspon temperaturnih promjena ljetnih mjeseci tijekom kasnog pleistocena na području Baranje bio 14,44 °C. Time su potvrđeni rezultati paleontoloških istraživanja koja ukazuju na značajne temperaturne razlike između perioda glacijala i interglacijala. Vrijednosti $\delta^{18}\text{O}$ pokazuju da su prosječne temperature tijekom ljetnih mjeseci u kasnom pleistocenu bile značajno niže u odnosu na prosječne ljetne temperature u recentno vrijeme.

Kada su u pitanju stabilni izotopi ugljika, odnosno $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti, pomoću njih se određuje prehrana fosilnih puževa. Vrijednosti $\delta^{13}\text{C}$ u uzorcima variraju od -6,45 do -10,00 i pokazuju koje su biljke bile dominantne u prehrani mekušaca. Tzv. C3 biljke su dominantne na Zemlji i predstavljaju hladniju i vlažniju klimu. Tzv. C4 biljke rastu u toploj i suhoj klimi. Rasponi $\delta^{13}\text{C}$ vrijednosti mjerenih na kućicama malakofaune u uzorcima prapora s Banskog brda pokazuju da su se puževi dominantno hranili C3 biljkama, što ukazuje na pretežno vlažnu klimu.

Uzrok manjih razlika u prosječnoj paleotemperaturi pojedinih uzoraka prapora koja je ustanovljena određivanjem karakterističnih zajednica malakofaune i mjerenjem izotopnih vrijednosti ($\delta^{18}\text{O}$) je kompleksni mehanizam izotopne frakcionacije u organizmu kopnenih puževa i brzina odgovora na klimatske promjene u kasnom pleistocenu.

Magnetometrijska analiza, odnosno magnetski susceptibilitet (MS) mjerena je u uzorcima prapora i četiri paleotla južnog profila prapora te u dva paleotla sjevernog profila prapora. Prosječna MS vrijednost u uzorcima prapora južnog profila je $12,345 \times 10^{-6}$ SI. Prosječna MS vrijednost u uzorcima paleotla je $65,425 \times 10^{-6}$ SI. MS vrijednost sjevernog profila prapora mjerena je samo u dva paleotla i prosječno iznosi $33,7 \times 10^{-6}$ SI, što je znatno manje od prosječne MS vrijednosti u paleotlima južnog profila prapora. Više MS vrijednosti u paleotlima u odnosu na one u praporu posljedica su povećane količine feromagnetičnih minerala u paleotlima, koji su nastali u uvjetima tople i vlažne klime. Značajna razlika u MS vrijednostima između paleotla južnog i sjevernog profila prapora posljedica je procesa koji su bili aktivni na sjevernim padinama Banskog brda, što je rezultiralo ispiranjem feromagnetičnih minerala iz ta dva paleotla.

Istraženi profili prapora Banskog brda po sedimentološkim, mineraloškim, magnetometrijskim i izotopnim karakteristikama slični su drugim profilima prapora u Panonskoj nizini, posebice onima u Vojvodini. Postoje razlike u karakterističnim zajednicama malakofaune, a one su posljedica lokalnih klimatskih i geomorfoloških uvjeta. Nakon taloženja čestica silta i pijeska na području Banskog brda, nisu nastupile značajne dijagenetske promjene. Promjene tipičnog prapora naknadnim plavljenjem i padinskim procesima u manjoj mjeri su utjecale na njegove karakteristike, ali ne mijenjaju način njegovog postanka. Prapor se istaložio u periodima suhe i hladne klime za vrijeme glacijala i stadijala, točnije u periodima MIS 2, MIS 4, MIS 5b, 5d i MIS 6. Paleotla, kao reprezent toplije i vlažnije klime formirala su se u periodima interglacijala i interstadijala, točnije u periodima MIS 3 i MIS 5a, 5c i 5e.

7. Popis literature

- AUDEMARD, F.A. & DE SANTIS, F. (1991): Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes.- *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 44, 5-16.
- BABIĆ, Ž., ČAKARUN, I., SOKAČ, A. & MRAZ, V. (1978): O geologiji kvartarnih naslaga porječja rijeke Drave.- *Geol. vjesnik*, 30/1, 43-61, Zagreb.
- BALAKRISHNAN, M. & YAPP, C.J. (2004): Flux balance models for the oxygen and carbon isotope composition of land snail shells.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68, 2007-2024.
- BANAK, A., MANDIĆ, O., KOVAČIĆ, M. & PAVELIĆ, D. (2012): Late Pleistocene climate history of the Baranja loess plateau-evidence from the Zmajevac loess-paleosol section (northeastern Croatia).- *Geol. Croat.*, 65/3, 411-422.
- BAUER, B.O., HOUSER, C.A. & NICKLING, W.G. (2004): Analysis of velocity profile measurements from wind-tunnel experiments with saltation.- *Geomorphology*, 59, 81-98.
- BERG, L.S. (1916): The origin of loess.- *Communications Russian Geographical Foundation* 52, 579-646 (in Russian).
- BOGNAR, A. (1975): Osobine i regionalno značenje Banskog brda i Južne baranjske lesne zaravni, Magistarski rad, PMF, Sveučilište u Zagrebu, Zagreb.
- BOGNAR, A. (1976): Les i lesu slični sedimenti i njihovo geografsko značenje.- *Geografski horizont*, 1-2, 15-31, Zagreb.
- BOGNAR, A. (1979): Distribution, properties and types of loess and loess-like sediments in Croatia.- *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, 22, 267-286.

- BOGNAR, A. (1990): Geomorfologija Baranje. Znanstvena monografija.-Savez geogr. Društva Hrvatske, Posebna izdanja, 7, 312 str., Zagreb.
- BOKHORST, M.P., BEETS, C.J., MARKOVIĆ, S.B., GERASIMENKO, N.P., MATVIISHINA, Z.N. & FRECHEN, M. (2009): Pedo-chemical climate proxies in Late Pleistocene Serbian-Ukrainian loess sequence.- *Quat. Int.*, 198, 113-123.
- BOKHORST, M.P., VANDENBERGHE, J., SÜMEGI, P., ŁANCZONT, M., GERASIMENKO, N.P., MATVIISHINA, Z.N., MARKOVIĆ, S.B. & FRECHEN, M. (2011): Atmospheric circulation patterns in central and eastern Europe during the Weichselian Pleniglacial inferred from loess grain-size records.- *Quat. Int.*, 234, 62-74.
- BRODZIKOWSKI, K. & VAN LOON, A.J. (1985): Inventory of deformational structures as a tool for unravelling the Quaternary geology of glaciated areas.- *Boreas*, 14, 175-188.
- BRONGER, A. (2003): Correlation of loess–paleosol sequences in East and Central Asia with SE Central Europe: towards a continental Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history.- *Quat. Int.*, 106-107, 11-31.
- CHARISI, S.D. & SCHMITZ, B. (1995): Stable ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) isotopes through the Palocene at Gebel Aweina, eastern Tethyan region.- *Paleo. Paleo. Paleo.*, 116, 103-129.
- COSTA, P.J.M., ANDRADE, C., MAHANEY, W.C., MARQUES DA SILVA, F., FREIRE, P., FREITAS, M.C., JANARDO, C., OLIVEIRA, M.A., SILVA, T. & LOPES, V. (2012): Aeolian microtextures in silica spheres induced in a wind tunnel experiment: Comparison with aeolian quartz.- *Geomorpholgy*, 4118.
- CREMASCHI, M. (1990): Stratigraphy and palaeoenvironmental significance of the loess deposits on Susak Island (Dalmatian archipelago).- *Quat. Int.*, 5, 97–106.
- CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J.L. & WORUM, G. (2002): Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former

- European Tethyan margin (the Mecsek-Villany area SW Hungary).- *Tectonophysics*, 357, 81-102.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures.- *Journal of Geology*, 63, 538-578.
- EVANS, M. E. & HELLER, F. (2001): Magnetism of loess/palaeosol sequences: Recent developments.- *Earth Sci. Rev.*, 54, 129–144.
- FRANK, C. (2006): Plio-pleistozäne und holozäne Mollusken Österreichs.-Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, 797 str., Wien.
- GALLI, P. (2000): New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction.- *Tectonophysics*, 324, 169-187.
- GALOVIĆ, I. & MUTIĆ, R. (1984): Gornjopleistocenski sediment istočne Slavonije (Hrvatska).- *Rad JAZU* 411, 299-356 (Zagreb).
- GALOVIĆ, L. (2005): Geokemijske i mineraloške značajke paleotala u pleistocenskim praporima istočne Slavonije i Baranje, Doktorska disertacija, RGNF, Sveučilište u Zagrebu, Zagreb.
- GALOVIĆ, L., FRECHEN, M., HALAMIĆ, J., DURN, G & ROMIĆ, M. (2009): Loess chronostratigraphy in Eastern Croatia-A luminescence approach.- *Quat. Int.*, 198, 85-97.
- GALY, V., FRANÇOIS, L., FRANCE-LANORD, C., FAURE, P., KUDRASS, H., PALHOL, F. & SINGH, S.K. (2008): C4 plants decline in the Himalayan basin since the Last Glacial Maximum.- *Quat. Sci. Rev.*, 27, 1396-1409.
- GOLUB, LJ. (1957): Bazalt-andezit kod Popovca u Baranji.- *Geol.vjesnik*, 10, 111-122.
- GOODFRIEND, G.A. & MAGARITZ, M. (1987): Carbon and oxygen isotope composition of shell carbonate of desert land snails.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, 377-388.

- GOODFRIEND, G.A., MAGARITZ, M. & GAT J.R. (1989): Stable isotope composition of land snail body water and its relation to environmental waters and shell carbonate.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 3215-3221.
- GOODFRIEND, G.A. (1992): The use of land snail shells in paleoenvironmental reconstruction.- *Quat. Res.*, 11, 665-685.
- GOODFRIEND, G.A. (1999): Terrestrial stable isotope records of Late Quaternary paleoclimates in the eastern Mediterranean region.- *Quat. Sci. Rev.*, 18, 501-513.
- GOODFRIEND, G. A. & ELLIS, G. L. (2002): Stable carbon and oxygen isotope variations in modern *Rabdotus* land snail shells in the southern Great Plains, USA, and their relation to environment.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66, 1987–2002.
- GOOSSENS, D. (1988): Scale model simulations of the deposition of loess in hilly terrain.- *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, 533-544.
- GROSSMAN, E. L. & KU T. L. (1986): Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite.- *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sec.)*, 59, 59–74.
- HAASE, D., FINK, J., HAASE, G., RUSKE, R., PECSI, M., RICHTER, H., ALTERMANN, M., JAEGER, K.-D. (2007): Loess in Europe- its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000.- *Quat. Sci. Rev.* 26, 1301-1312.
- HAO, Q., OLDFIELD, F., BLOEMENDAL, J. & GUO, Z. (2008): The magnetic properties of loess and paleosol samples from the Chinese Loess Plateau spanning the last 22 million years.- *Paleo. Paleo. Paleo.*, 260, 389-404.
- HEAD, K.H. (1992): *Manual of soil laboratory testing. Volume 1: Soil classification and compaction tests.* Pentech press, London. 253-260.
- HEĆIMOVIĆ, I. (1991): Tumač OGK 1:100.000 list Mohač. Geomorfološka analiza.- *Fond struč. dok. IGI*, 5 str., Zagreb.

- HELLER, J. (1990): Longevity in mollusks.- *Malacologia*, 31, 259–295.
- HOBBS, W.H. (1942): Wind-the dominant transportation agent within extramarginal zones to continental glaciers.- *J. Geol.*, 50, 556–559.
- HOBBS, W.H. (1943): The glacial anticyclones and the European continental glacier.- *Am. J. Sci.*, 241, 333–336.
- HRVATSKI GEOLOŠKI INSTITUT (2009): Geološka karta Republike Hrvatske 1:300 000, Zagreb.
- HUANG, Y., STREET-PERROTT, F.A., METCALFE, S.E., BRENNER, M., MORELAND, M., FREEMAN, K.H. (2001): Climate change as the dominant control on glacial-interglacial variations in C3 and C4 plant abundance.- *Science*, 293, 1647–1651.
- HUPUCZI, J. & SÜMEGI, P. (2010): The Late Pleistocene paleoenvironment and paleoclimate of the Madaras section (South Hungary), based on preliminary records from mollusks.- *Cent. Eur. J. Geosci.*, 2(1), 64-70.
- IMBRIE, J., HAYS, J.D., MARTINSON, D.G., McINTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L. & SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the Marine ¹⁸O record.- In: Berger, J.I.A., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. Eds., *Milankovitch and Climate*. Reidel, Dordrecht, str., 269–305.
- ISARIN, R.F.B. & RENNSSEN, H. (1999): Reconstructing and modelling Late Weichselian climates: the Younger Dryas in Europe as a case study.- *Earth. Sci. Rev.*, 48, 1-38.
- JANEKOVIĆ, GJ. (1970): Pedološke karakteristike Slavonije i Baranje.- *Zbornik radova I Znan. Sabora Slavonije i Baranje*, 1, 1-22, Osijek.
- JANEKOVIĆ, GJ. & PICHLER-SAJLER, A. (1976): Pedološka slika Djakovištine.- *Zbornik Djakovištine, I Centar za znan. rad Vinkovici. Poseb.izd. 3, Jugosl. akad. znan. umjet.*, 21-54, Zagreb.

- JENKO, K. (1959): Geološko snimanje Popovačkog brda (Baranja).- Fond struč.dok.Inst. za geol.istraž., Zagreb.
- KEHRWALD, N., McCOY, W.D., THIBEAULT, J., BURNS, S.J. & OCHES, E.A. (2010): Paleoclimatic implications of the spatial patterns of modern and LGM European land-snail shell δO^{18} .- *Quat. Res.*,74, 166-176.
- KITAMURA, A. & KIMOTO, K. (2007): Eccentricity cycles shown by early Pleistocene planctonic foraminifers of the Omma Formation, Sea of Japan.- *Global and Planet. Change*, 55, 273-283.
- KOHFELD, K.E. & HARRISON, S.P. (2003): Glacial-interglacial changes in dust deposition on the Chinese Loess Plateau.- *Quat. Sci. Rev.*, 22, 1859-1878.
- KOVÁČ, M. & HUDÁČKOVA, N. (1997): Changes of paleoenvironment as a result of interaction of tectonic events with sea level changes in the northeastern margin of Vienna Basin.- *Zbl. Geol. Pal.ont. Teil I*, 5/6, 457-469, Stuttgart.
- KOVÁČ, M., ANDREYEVA-GRIGOROVICH, A., BAJRAKTAREVIĆ, Z., BRZOBOHATÝ, R., FILIPESCU, S., FODOR, L., HARZHAUSER, M., NAGYMAROSY, A., OSZCZYPKO, N., PAVELIĆ, D., RÖGL, F., SAFTIĆ, B., SILVA, L. & STUDENCKA, B. (2007): Badenian evolution of the Central Paratethys Sea: paleogeography, climate and eustatic sea level changes.- *Geol. Carpat.*, 58, 579-606.
- KROLOPP, E. (1983): Biostratigraphic division of Hungarian Pleistocene Formations according to their Mollusc fauna.- *Acta Geol. Hun.*, 26, 62-89.
- KROLOPP, E. & SÜMEGI, P. (1995): Paleoecological reconstruction of the Late Pleistocene, based on loess malacofaunain Hungary.- *GeoJournal*, 36, 213-222.
- KUKLA, J. (1961): Survey of Czechoslovak Quaternary: Quaternary Sedimentation Cycle.- *Inst. Geol. Prace*, 34/1, 145-154, Warszawa.

- KUKLA, G., HELLER, F., LIU, X.M., XU, T.C., TUNGSHENG, L. & AN, Z.S. (1988): Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility.- *Geology*, 16, 811–814.
- KUENEN, P.H. (1960): Experimental abrasion 4: eolian action.- *Journal of Geology*, 68, 427–449.
- KUENEN, P.H. (1969): Origin of quartz silt.- *J. Sediment. Petrol.*, 39, 1631–1633.
- LÉCOLLE, P. (1985): The oxygen isotope composition of landsnail shells as a climatic indicator: Applications to hydrogeology and paleoclimatology.- *Chem. Geol.*, 58, 157-181.
- LOCZY, L. (1914): A Báni hegység (Baranya vm).- *Geologiai viszonyai (Geološke osobine Banskog brda), A MKFI Évi Jelentése 1913-rol*, Budapest, 1914.
- LOŽEK, V. (1964): Quartarmollusken der Tschechloakei.- *Rozpr. Ust. Geol.*, 31, 374 str., Praha.
- LOŽEK, V. (1976): Klimaabhängige Zyklen der Sedimentation und Bodenbildung während des Quartars im Lichte malakozoologischer Untersuchungen.- *Rozpr. Českoslov. Akad. ved*, 86/8, 1-97, Praha.
- LOŽEK, V. (2001), Molluscan fauna from the loess series of Bohemia and Moravia.- *Quat. Int.*, 106/107, 141–156.
- LUGOVIĆ, B., MAJER, V. & STRUMPFL, W.E. (1990): Geochemical Characteristics of Basaltic Andesites from Baranja (Croatia, Yugoslavia).- *Geol. vjesnik*, 43, 135-142, Zagreb.
- MACKAY, J.R. (1990): Some observations on the growth and deformation of epigenetic, syngenetic and anti-syngenetic ice wedges.- *Permafrost and Periglacial Processes* 1, 15-29.

- MAGYAR, I., GEARY, D.H. & MÜLLER, P. (1999): Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe.- *Paleo. Paleo. Paleo.*, 147, 151-167.
- MAHANEY, W.C. (2002): Atlas of sand grain surface textures and applications. Oxford University Press, 237 str.
- MAHER, B. A. & THOMPSON, R. (Eds.) (1999): Quaternary Climates, Environment and Magnetism, 390 str., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- MALEZ, M. (1965): O nekim periglacialnim pojavama u pleistocenu Slavonije.- *Geol. vjesnik*, 18/1, 159-165, Zagreb.
- MALEZ, M. (1973): Kvartarne naslage šire okolice Podravske Slatine i Orahove u Slavoniji.- *Radovi centra za org. naučnoistraž. rada u Vinkovcima Jugosl. akad. znan. umjet.*, 2, 5-55, Zagreb.
- MANDIĆ, O., DE LEEUW, A., BULIĆ, J., KUIPER, K., KRIJGSMAN, W., JURIŠIĆ-POLŠAK, Z. (2012): Paleogeographic evolution of the Southern Pannonian Basin: 40Ar/39Ar age constrains on the Miocene continental series of northern Croatia.- *Int. Jour. Earth. Sci.*, 101, 1033-1046.
- MARKOVIĆ, S.B., OCHES, E., SÜMEGI, P., JOVANOVIĆ, M. & GAUDENYI, T. (2006): An introduction to the Middle and Upper Pleistocene loess-palosal sequence at Ruma brickyard , Vojvodina, Serbia.- *Quat. Int.*, 149, 80-86.
- MARKOVIĆ, S.B., OCHES, E.A., McCOY, W.D., GAUDENYI,T., FRECHEN, M., JOVANOVIĆ, M. (2007): Malacological and sedimentological evidence for 'warm' climate from the Irig loess sequence (Vojvodina,Serbia).- *Geophysics, Geochemistry and Geosystems*, 8, Q 09008.
- MARKOVIĆ, S.B., BOKHORST, M.P., VANDENBERGHE, J., McCOY, W.D., OCHES, E.A., HAMBACH, U., GAUDENYI, T., JOVANOVIĆ, M., ZÖLLER, L., STEVENS,

- T. & MACHALETT, B. (2008): Late Pleistocene loess-paleosol sequences in the Vojvodina region, north Serbia.- *Journal of Quat. Sci.*, 23, 73-84.
- MARTINSON D., PISIAS, M.,G., HAYS, J.,D., IMBRIE, J., MOORE, T., C. & SHACKLETON, M.J. (1987): Age dating and the orbital theory of ice ages: development of a high-resolution 0 to 300 000-year chronostratigraphy.- *Quat. Res.*, 27, 1-30.
- McCONNAUGHEY, T. A. & GILIKIN, D. P. (2008) Carbon isotopes in mollusk shell carbonates.- *Geo. Mar. Lett.*, 28, 287–299.
- MENGE, M.A. & MAURER, H.F.W. (1992): *Heavy minerals in Colour*.- Chapman and Hall, London, 151 str.
- 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).- *Quat. Int.*, 234, 32-49.
- MILANKOVIĆ, M. M. (1941): *Canon of the insolation and the ice-age problem*. Beograd: Königlich Serbische Akademie [English translation by the Israel Program for Scientific Translations, published for the US Department of Commerce, and the National Science Foundation , Washington, DC, (1969).]
- MOLNAR, D., HUPUCZI, J., GALOVIĆ, L. & SÜMEGI, P. (2010): Preliminary malacological investigation on the loess profile at Zmajevac, Croatia.- *Cent. Eur. J. Geosci*, 2(1), 52-56.
- MORETTI, M., ALFARO, P., CASELLES, O. & CANAS, O. (1999): Modelling seismites with a digital shaking table.- *Tectonophysics*, 304, 369-383.
- MOSS, A.J. (1966): Origin, shaping and significance of quartz sand grains.- *Journal of the Geol. Soc. of Aus.*, 13, 97– 136.

- MUHS, D.R. & BETTIS III, E.A. (2003): Quaternary loess-paleosol sequences as an example of climatic extremes.- *Geol. Soc. Am. Spec. Pub.*, 370, 53–74.
- MUTIĆ, R. (1975a): Pijesak rijeke Drave u naslagama bušotine B-12 nedaleko podravske Slatine.- *Geol. vjesnik*, 28, 243-268, Zagreb.
- MUTIĆ, R. (1975b): Sedimentološka istraživanja naslaga lesa iz okolice Vinkovaca, Našica i Valpova.- *Geol. vjesnik*, 28, 269-286, Zagreb.
- NÉDLI, Z., TÓTH, T., DOWNES, H., CSÁSZÁR, G. BEARD, A. & SZABÓ, C. (2010): Petrology and geodynamical interpretation of mantle xenoliths from Late Cretaceous lamprophyres, Villány Mts. (S Hungary).- *Tectonophysics*, 489, 43-54.
- NOVOTHNY, Á, HORVÁTH, E. & FRECHEN, M. (2002): The loess profile at Albertirsa, Hungary- improvements in loess stratigraphy by luminescence dating.- *Quat. Int.*, 95-96, 155-163.
- NOVOTHNY, A., FRECHEN, M., HORVATH, E., WACHA, L.& ROLF, C. (2011): Investigating the penultimate and last glacial cycles of the Sütto loess section (Hungary) using luminescence dating, high-resolution grain size, and magnetic susceptibility data.- *Quat. Int.*, 234, 75-85.
- OBRUCHEV, V.A. (1945): Loess type and their origin.- *Am. Journal of Sci.*, 243, 256-262.
- PAMIĆ, J. & PIKIJA, M. (1987): Badenian Andesites and Pyroclastics from Baranja in Northern Croatia (Yugoslavia).- *Acta Geol. Hung.*, 30/1-2, 111-132, Budapest.
- PAMIĆ, J. & PÉCSKAY, Z. (1996): Geological and K-Ar ages of Tertiary volcanic formations from the southern part of the Pannonian Basin in Croatia-based on surface and subsurface data.- *Nafta*, 47, 195-202, Zagreb.
- PAVELIĆ, D. (2001): Tectonostratigraphic model for the North Croatian and North Bosnian sector of the Miocene Pannonian Basin System.- *Basin Research*, 13, 359-376.

- PECSI, M. (1966): Löss und lössartige Sediment im Karpatenbecken and ihre lithostratigraphische Gliederung.- Petermanns Geographische Mitteilungen, 110 Gotha.
- PECSI, M. (1973): Scientific and practical significance of Loess Research.- Acta Geologica Academiae Scientifica Hungaricae, numero 16, Budapest.
- PECSI, M. (1990): Loess is not just accumulation of airborne dust.- Quat. Int., 7/8, 1-21.
- PECSI, M. (1995): The role of principles and methods in loess-paleosol investigation.- GeoJournal, 36, 117-131.
- PEH, Z., ŠAJN, R., HALAMIĆ, J. & GALOVIĆ, L. (2008): Multiple discriminant analysis of the Drava River alluvial plain sediments.- Environmental Geology, 55 (7), 1519-1535.
- PLETIKAPIĆ, Ž., GJETVAJ, I., JURKOVIĆ, M., URBIHA, H & HRNČIĆ, LJ. (1964): Geologija i naftoplinonosnost Dravske potoline.- Geol. vjesnik, 17, 49-78.
- POJE, M. (1982): Malakofauna prapornih naslaga istočnog dijela Slavonije, Magistarski rad, Sveučilište u Zagrebu, Zagreb.
- POJE, M. (1985): Praporne naslage "vukovarskog profila" i njihova stratigrafska pripadnost.- Geol. vjesnik, 38, 45-66.
- POJE, M. (1986): Ekološke promjene na vukovarskom prapornom ravnjaku proteklih cca 500.000 godina.- Geol. vjesnik, 39, 19-42.
- PORTER, S.C. (2001): Chinese loess record of monsoon climate during the last glacial-interglacial cycle.- Earth. Sci. Rev., 54, 115-128.
- PRELOGOVIĆ, E. & CVIJANOVIĆ, D. (1983): Prikaz neotektonske aktivnosti dijela Slavonije, Baranje i Bačke.- Geol. vjesnik, 36, 241-254.

- PYE, K. (1984): SEM investigations of quartz siltmicro-textures in relation to the source of loess.- In: Pesci, M. (Ed.), *Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols*. Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, pp. 139–151.
- PYE, K. (1987): *Aeolian Dust and Dust Deposit*.- Academic Press, London, 334 str.
- PYE, K. (1989): Processes of fine particle formation, dust source regions and climatic changes.- In: Leinen, M., Sarnthein, M. (Eds), *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, str., 3–30.
- PYE, K. (1995): The nature, origin and accumulation of loess.- *Quat. Sci. Rev.*, 14, 653-667.
- RENSSEN, H., ISARIN, R.F.B., VANDENBERGHE, J. LAUTENSCHLAGER, M. & SCHLESE, U. (2000): Permafrost as a critical factor in paleoclimate modelling: the Younger Dryas case in Europe.- *Earth and Planet. Sci. Let.*, 176, 1-5.
- RONAI, A. (1985b): Limnic and terrestrial sedimentation and the N/Q boundary in the Pannonian Basin.- In: Kretzoi, M., Pesci, M. (Eds), *Problems of the Neogene and Quaternary*. Akademiai Kiado, Budapest, str., 21–49.
- RÖGL, F. (1996): Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene.- *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Osterr., Wien*, 41, 65-73.
- RÖGL, F. (1998): Paleogeographic considerations for Mediteranian and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene).- *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 99A, 279-310.
- RUKAVINA, D. (1983): O stratigrafiji gornjeg pleistocena s osvrtom na topla razdoblja i njihov odraz u naslagama na području Jugoslavije.- *Rad JAZU*, 19, 199-221 (Zagreb).
- SCOTT, B. & PRICE, S. (1988): Earthquake-induced structure in young sediments.- *Tectonophysics*, 147, 165-170.

- SMALLEY, I.J., JEFFERSON, I.F., DIJKSTRA, T.A., DERBYSHIRE, E. (2001): Some major events in the development of the scientific study of loess.- *Earth Sci. Rev.*, 54, 5–18.
- SMALLEY, I.J. & LEACH, J.A. (1978): The origin and distribution of the loess in the Danube Basin and associated regions of east-central Europe-a review.- *Sediment. Geol.* 21, 1–26.
- SMALLEY, I.J., KUMAR, R., O'HARA-DHAND, K., JEFFERSON, I.F. & EVANS, R.D. (2005): The formation of silt material for terrestrial sediments: Particular loess and dust.- *Sediment. Geol.*, 179, 321-328.
- SMALLEY, I.J., O'HARA-DHAND, K., WINT, J., MACHALETT, B. & JEFFERSON, I.F. (2009): Rivers and loess: The significance of long river transportation in the complex event-sequence approach to loess deposit formation.- *Quat. Int.*, 198, 7-18.
- SMALLEY, I.J., MARKOVIĆ, S.B. & SVIRČEV, Z. (2011): Loess is (almost totally formed by) the accumulation of dust.- *Quat. Int.*, 240, 4-11.
- SMITH, B.J., WRIGHT, J.S. & WHALLEY, W.B. (1991): Simulated aeolian abrasion of Pannonian sands and its implications for the origins of Hungarian loess.- *Earth Surf. Processes Landforms*, 16, 745–752.
- SOKAČ, A., DRAGIČEVIĆ, I. & VELIĆ, J. (1982): Biostratigrafske i litološke odlike neogenskih i kvartarnih sedimenata nekih bušotina okolice Osijeka.- *Geol. vjesnik*, 35, 9-20.
- SOREGHAN, M.J. & SOREGHAN, G.S. (2007): Whole-rock geochemistry of upper Paleozoic loessite, western Pangea: Implications for paleo-atmospheric circulation.- *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 255, 117-132.
- STEVENS, T. (2003): Aminostratigraphy of mid to late Pleistocene loess in middle Europe, M.S. Thesis, University of Massachusetts, Amherst.

- STEVENS, T. & LU, H. (2009): Optically stimulated luminescence dating as a tool for calculating sedimentation rates in Chinese loess: comparisons with grain-size records.- *Sedimentology*, 56, Issue 4, 911-934.
- STRAND, K. & IMMONEN, N. (2010): Dynamics of the Barents-Kara ice sheet as revealed by quartz sand grain microtextures of the Late Pleistocene Arctic Ocean sediments.- *Quat. Sci. Rev.*, 29, 3583-3589.
- STÜBEN, D., KRAMAR, U., BERNER, Z.A., MEUDT, M., KELLER, G., ABRAMOVICH, S., ADATTE, T., HAMBACH, U. & STINNESBESK, W. (2003): Late Maastrichtian paleoclimatic and paleoceanographic changes inferred from Sr/Ca ratio and stable isotopes.- *Paleo. Paleo. Paleo.*, 199, 107-127.
- SÜMEGI, P. & KROLOPP, E. (2002): Quaternary malacological analysis for modeling of the Upper Weichselian palaeoenvironmental changes in the Carpathian Basin.- *Quat. Int.*, 91, 53-63.
- ŠIMON, J. (1973): O nekim rezultatima regionalne korelacije litostratigrafskih jedinica u jugozapadnom području Panonskog bazena.- *Nafta*, 12, Mjesečnik Jugoslavenskog komiteta svjetskog kongresa za naftu, Zagreb.
- TREWIN, N. (1988): use of scanning electron microscope in sedimentology.- In: *Techniques in Sedimentology* (Ed. M. E. TUCKER). Blackwell Scientific Publications, Oxford, str., 229-273.
- THAMO-BOZSO, E. & KOVACS, L., O. (2007): Evolution of Quaternary modern fluvial network in the Mid-Hungarian plain, indicated by heavy mineral distributions and statistical analysis of heavy mineral data.- *Developments in Sedimentology*, Vol. 58, 491-514.
- URUMOVIĆ, K. (1973): Hidrogeološke značajke Baranje.- *Geol. vjesnik*, 26, 247-256.

- URUMOVIĆ, K., VITEZIĆ, J. & MAĐARAC, A. (1979a): Hidrogeološka studija Baranje.- Istraživanje nuklearnih sirovina u SRH, RGN, Sveučilišta u Zagrebu, OOUR Institut za geologiju i mineralne sirovine, Zagreb.
- URUMOVIĆ, K., MADŽARAC, A., GOLD, H., HLEVNJAK, B. i TRELEC, D. (1987): Hidrogeološka studija Baranjskog prapornog ravnjaka.- Fond struč. Dok. Rudarsko-geološko-naftnog fakulteta, Sveučilišta u Zagrebu.
- URUMOVIĆ, K. & PRELOGOVIĆ, E. (2002): Plan upravljanja parkom prirode Kopački Rit.- Sektorska studija: Geologija. Fond struč. dok. Elektroprojekt, Zagreb.
- VADASZ, E. (1960): Magyarország földtana, Akademiai Kiado, Budapest.
- VAN MEERBEECK, C.J., RENSSSEN, H., ROCHE, D.M., WOHLFARTH, B., BOHNCKE, S.J.P., BOS, J.A.A., ENGELS, S., HELMENS, K.F., SANCHEZ-GONI, M.F. SVENSSON, A. & VANDENBERGHE, J. (2011): The nature of MIS 3 stadial-interstadial transitions in Europe: New insights from model-data comparisons.- Quat. Sci. Rev., Vol. 30, Issues 25-26, 3618-3637.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1988): The genesis of cryoturbations and their significance in environmental reconstruction.- Journal of Quat. Sci., 3, 85-96.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1991): Differential heave, load casting and convection: converging mechanisms. A discussion of the origin of cryoturbations.- Permafrost and Periglacial Processes, 2, 123-139.
- VAN VLIET-LANOË, B. (1998a): Frost and soils: implications for paleosols, paleo-climates and stratigraphy.- Catena, 34, 157-183.
- VAN VLIET-LANOË, B., MAGYARI, A. & MEILLIEZ, F. (2004): Distinguishing between tectonic and perglacial deformations of quaternary continental deposits in Europe.- Global and Planet. Change, 43, 103-127.

- VANDENBERGHE, J. & VANDENBROECK, P. (1982): Weichselian convolution phenomena and processes in fine sediments.- *Boreas*, 11, 299-315.
- VANDENBERGHE, J. (1985): Paleoenvironment and stratigraphy during the last glacial in the Belgian-Dutch border region.- *Quat. Res.*, 24(1), 23-38.
- VANDENBERGHE, J. & NUGTEREN, G. (2001): Rapid climatic changes recorded in loess successions.- *Global and Planet. Change*, 28, 1-9.
- VELIĆ, J., DRAGIČEVIĆ, I & PRELOGOVIĆ, E. (1985): Geološki odnosi kvartarnih naslaga okolice Erduta (istočna Slavonija).- *Geol. vjesnik*, 38, 87-100.
- VIDIĆ, N.J., SINGER, M.J. & VEROSUB, K.L. (2004): Duration dependence of magnetic susceptibility enhancement in the Chinese loess-paleosols of the last 620 ky.- *Paleo. Paleo. Paleo.*, 211, 271-288.
- WACHA, L & FRECHEN, M. (2011): The chronology of the Gorjanović loess section in Vukovar, Croatia.- *Quat. Int.*, 240, 87-99.
- WACHA, L., MIKULČIĆ PAVLAKOVIĆ, S., NOVOTHNY, Á, CRNJAKOVIĆ, M. & FRECHEN, M. (2011): Luminescence dating of Upper Pleistocene loess from the island of Susak in Croatia.- *Quat. Int.*, 234, 50-61.
- WEIN, G. (1967): *Über die Tektonik Südost-Transdanubiens*, Föltani Közlöny, No.4, MFTF, Budapest.
- WENTWORTH, C., K. (1922): A scale of grade and class terms for clastic sediments.- *The J. Geol.*, 30, 377-392.
- WRIGHT, J.S. (2000): The spalling of overgrowths during experimental freeze-thaw of a quartz sandstone as a mechanism of quartz silt production.- *Micron*, 31, 631-638.

- WRIGHT, J.S. (2007): An overview of the role of weathering in the production of quartz silt.-
Sediment. Geol., 202, 337-351.
- YANES, Y., DELGADO, A., CASTILLO, C., ALONSO, M.R., IBÁÑEZ, M., DE LA
NUEZ, J. & KOWALEWSKI, M. (2008): Stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, and δD)
signatures of recent terrestrial communities from a low-latitude, oceanic setting:
Endemic land snails, plants, rain, and carbonate sediments from the eastern Canary
Islands.- Chem. Geol., 249, 377-392.
- YANES, Y., ROMANEK, C.S., DELGADO, A., BRANT, H.A., NOAKES, J.E., ALONSO,
M.R. & IBÁÑEZ, M. (2009): Oxygen and carbon isotopes of modern land snail shells
as environmental indicators for a low-latitude oceanic island.- Geochim. Cosmochim.
Acta, 73, 4077-4099.
- YAPP, C.J. (1979): Oxygen and carbon isotope measurements of land snail shell carbonate.-
Geochim. Cosmochim. Acta, 43, 629-635.
- XIAO, J., PORTER, S., AN, Z., KUMAI, H. & YOSHIKAWA, S. (1995): Grain size of
quartz as an indicator of winter monsoon strength on the loess plateau
of central China during the last 130,000 yr.- Quat. Res., 43, 22-29.

Ilustracije

Popis slika:

Slika 1 Rasprostiranje prapora na europskom kontinentu (preuzeto iz HAASE et al., 2007).

Crvenim kvadratom je označeno područje Baranje.

Slika 2 Uzorkovanje prapora za potrebe sedimentološke, paleontološke i analize stabilnih izotopa kiska i ugljika. Lokalitet Branjina (2,5 m u visini profila). Drška geološkog čekića je duljine 40 cm.

Slika 3 Litologija u kamenolomu Popovac. Oznakama VP-1 do VP5 označena su mjesta uzorkovanja.

Slika 4 Facijes kalcitičnih pjeskovitih siltita. Debljina naslaga je 4 m.

Slika 5 Facijes kalcitičnih glinovitih siltita. Debljina naslaga je 5 m. Na slici je vidljiv sloj vapnenačke breče označen crvenom strelicom.

Slika 6 Facijes pjeskovitih lapora. Debljina naslaga je 9 m.

Slika 7 Izdanak bazalt-andezita. Debljina magmatskog tijela na ovom dijelu kamenoloma je oko 5 m. Nožić u donjem, lijevom kutu slike je duljine 9 cm.

Slika 8 Kalcitični siltozni pješčenjak. Na slici je vidljiva razlomljenost sedimentne stijene.

Slika 9 Presjek spikule spužve (uključeni analizator).

Slika 10 Kalcitični silit s presjecima sitnih bentičkih i planktonskih foraminifera.

Slika 11 Globigerina sp. u središtu slike iznad numeričkog mjerila.

Slika 12 Globigerinoides . u središtu slike iznad numeričkog mjerila.

Slika 13 U sredini slike je uzdužni presjek biserijalne aglutinirane foraminifere, vjerojatno Gaudryinopsis sp.

Slika 14 Uzdužni presjek ljušture brahiopoda koji se prepoznaje po fibroznoj punktiranosti.

Slika 15 Uzorak VP-4, N+ Bazalt-andezit, holokristaline porfirne strukture i intergranularne teksture.

Slika 16 Uzorak VP-4, N- Porfir plagioklasa veličine 1,2 mm.

Slika 17 Uzorak VP-4, N- Ti-augit (blago ružičaste vlastite boje) i perjasti kristali ilmenita (opaki mineral).

Slika 18 Uzorak VP-4, N+ Vlknasti silimanit na rubu mandule bazalt- andezita.

Slika 19 Profil Branjina. Dominiraju nesortirani konglomerati debljine oko 5 m.

Slika 20 Kompozitni stup plio-pleistocenskih klastita na Banskom brdu.

Slika 21 Konglomerat 1 kod sela Podolje. Za mjerilo služi geološki čekić koji se nalazi polegnut na konglomeratu. Konglomerat se nalaze u baznih 0,6 m stupa Branjina/podolje (Slika 20).

Slika 22 Pijesak na profilu kod sela Podolje. Vidljiva je planarna kosa slojevitost. Duljina drške geološkog čekića je 30 cm. Pijesak se nalazi u vršnih 1 m stupa Branjina/Podolje (Slika 20).

Slika 23 Uzorak BP-1, kristalinični karbonat.

Slika 24 Uzorak BP-2, bioklastični vekston.

Slika 25 Uzorak BP-3, peloidno-bioklastični pekston.

Slika 26 Uzorak BP-4, mikritni karbonat, bez uključenog analizatora.

Slika 27 Stup bušotine Beli Manastir. Prvi metar je recentno tlo, a od 2 m dubine, pa sve do 26 m se izmjenjuju silt (prapor), gline i lesoliki sediment koji sadrže kršje faune.

Slika 28 Lokalitet Podolje. Donji dio profila (baznih 3 m) čine sedimenti poplavne ravnice na kojima se nalaze prapor i siltozni pijesak.

Slika 29 Najniži dio slijeda naslaga na lokalitetu Podolje. Uzorci P1a-P1c. Mjerilo je duljine 8 cm. Za položaj uzoraka vidi Sliku 28.

Slika 30 Uzorci P1d1-P1d4. U ovom slijedu sedimenata vidljive su strukture istiskivanja vodom koje upućuju na tektonski uzrok deformacije. Označene su strelicama. Za položaj uzoraka vidi Sliku 28.

Slika 31 Profil Suza. Crvenim kvadratom visine oko 1,5 m označeno je mjesto uzorkovanja.

Slika 32 Uzorkovanje na profilu Suza. Slijed laminiranog, siltoznog sedimenta poplavne ravnice iz kojeg su uzeti uzorci S1a-S1d. Mjerilo je duljine 1 m.

Slika 33 Slijed sedimenata poplavne ravnice na izdanku Suza. Oznakama S1a-S1d označen su mjesta uzorkovanja.

Slika 34 Profil Suza-2. U lesolikom sedimentu vidljivi su limonitizirani ostaci slatkovodne flore u 'in-situ' položaju. Oznakama S2a i S2b označena su mjesta uzorkovanja. Geološki čekić je mjerilo.

Slika 35 Slijed naslaga prapora južne strane Banskog brda. Na svakom uzorku su napravljene sedimentološke, paleontološke i analize stabilnih izotopa.

Slika 36 Profil prapora Zmajevac s vidljiva tri horizonta paleotala.

Slika 37 Slijed naslaga prapora sjeverne strane Banskog brda. Na svakom uzorku su napravljene sedimentološke, paleontološke i analize stabilnih izotopa.

Slika 38 Praporni profil kod sela Podolje.

Slika 39 Kompilacijski profil površinskih sedimenata kasnog pleistocena Banskog brda.

Slika 40 LMF minerali, bez uključenog analizatora.

Slika 41 TMF minerali, bez uključenog analizatora.

Slika 42 Rutil bez uključenog analizatora.

Slika 43 Granati, bez uključenog analizatora.

Slika 44 Epidot (lijevo zrno)+amfibol (desno zrno), bez uključenog analizatora.

Slika 45 Amfibol, bez uključenog analizatora.

Slika 46 Vrijednosti MS, mjerene na profilu Zmajevac, čija je ukupna debljina oko 18 m.

Slika 47 Vrste gastropoda iz profila prapora Banskog brda. Mjerilo je 1 mm. 1. Arianta arbustorum 2. Arianta arbustorum alpicola 3. Clausilia dubia 4. Cochlodina cerata 5. Helicopsis striata 6. Helicopsis striata hungarica 7. Vallonia tenuilabris 8. Cochlodina laminata 9. Vitrea contracta 10. Vitrea crystallina 11. Aegopinella pura 12. Oxychilus draparnaudi 13. Cochlostoma cf. salomoni 14. Chondrula tridens 15. Cochlicopa lubrica 16. Succinea oblonga 17. Abida secale 18. Orcula dolium 19. Pupilla muscorum 20. Pupilla loessica 21. Columella columella.

Slika 48 Prikaz raspršenosti i grupiranja vrijednosti $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ u svim analiziranim uzorcima gastropoda.

Slika 49 Prikaz vrijednosti stabilnih izotopa kisika i ugljika iz uzoraka južnog profila prapora Banskog brda, zajedno s odredbama specifičnih malakocenoza. Krivulje označavaju srednje izmjerene vrijednosti u svakom uzorku. Brojevima od 1 do 7 označeni su horizonti prapora i lesolikog sedimenta (horizont 5) između kojih su paleotla.

Slika 50 Prikaz vrijednosti stabilnih izotopa kisika i ugljika iz uzoraka sjevernog profila prapora Banskog brda, zajedno s odredbama specifičnih malakocenoza. Krivulje označavaju srednje izmjerene vrijednosti u svakom uzorku. Brojevima od 1 do 3 označeni su horizonti prapora, između kojih su paleotla.

Slika 51 Model skupnih procesa koji su mogli rezultirati akumulacijom prapornih naslaga na Banskom brdu u Baranji. Prikazan je slijed od pet faza, od trošenja primarnog, izvorišnog materijala do konačne akumulacije prapora.

Slika 52 Usporedba prapornih profila Baranje: praporni profil iz ovog istraživanja s lijeve strane slike i praporni profil Zmajevac (GALOVIĆ et al., 2009) na desnoj strani slike, koji se nalazi nedaleko od istraživanog profila. Pomoću profila Zmajevac (GALOVIĆ et al., 2009) moguće je bilo približno odrediti starosti horizonata prapora i paleotala na južnom profilu Banskog brda. U lijevom profilu brojevima od 1 do 7 označeni su horizonti prapora na lokalitetu istraženom u ovom radu. Između njih se nalaze četiri paleotla.

Slika 53 Klimatske promjene tijekom kasnog pleistocena izražene fazama ciklusa I reda za južni profil prapora na Banskom brdu. U svakom uzorku su određene karakteristične faune pomoću kojih je ustanovljena faza ciklusa glacijal-interglacijal. Na temelju tih podataka konstruirana je krivulja koja prikazuje promjene klime. Lijevo od profila prikazana je krivulja stabilnih izotopa kisika koja prikazuje MIS katove i služi za korelaciju s rezultatima paleontološke odredbe.

Slika 54 Klimatske promjene tijekom kasnog pleistocena izražene fazama ciklusa I reda za sjeverni profil prapora na Banskom brdu. U svakom uzorku su određene karakteristične faune pomoću kojih je ustanovljena faza ciklusa glacijal-interglacijal. Na temelju tih podataka konstruirana je krivulja koja prikazuje promjene klime.

Slika 55 Korelacija malakoloških rezultata istraživanog južnog profila prapora na Banskom brdu i profila prapora kod Erduta (POJE, 1982).

Slika 56 Korelacija paleontološki, magnetometrijskih i izotopnih podataka za južni profil prapora Banskog brda. Uz faze ciklusa na krivulji stabilnih izotopa kisika ($\delta^{18}\text{O}$) prikazane su i korigirane $\delta^{18}\text{O}$ vrijednosti za kišnicu te relativne promjene temperature.

Popis tabela:

Tabela 1 Popis svih izdanaka Banskog brda na kojima su uzeti uzorci za analize.

Tabela 2 Granulometrijski podaci uzoraka profila Popovac. Za položaj uzoraka vidi Sliku 3.

Tabela 3 Postotak CaCO_3 u uzorcima iz profila Popovac. Za položaj uzoraka vidi Sliku 3.

Tabela 4 Granulometrijski podaci bušotine Beli Manastir. Za položaj uzoraka u bušotini vidi Sliku 27.

Tabela 5 Granulometrijski podaci za sedimente s profila Podolje, Suza i Suza-2. Za položaj uzoraka vidi Slike 28 i 33. M_o -medijan, S_o -sortiranost, S_k - koeficijent asimetrije.

Tabela 6 Granulometrijski podaci južnog profila prapora Banskog brda. Za položaj uzoraka vidi Sliku 36. M_o -medijan, S_o -sortiranost, S_k - koeficijent asimetrije.

Tabela 7 Granulometrijski podaci sjevernog profila prapora Banskog brda. Za položaj uzoraka vidi Sliku 37. M_o -medijan, S_o -sortiranost, S_k - koeficijent asimetrije.

Tabela 8 Modalna analiza teške mineralne frakcije sedimentata poplavne ravnice i pijeska iz profila Podolje. Za položaj uzoraka vidi Slike 20, 28 i 33.

*Tabela 9 Prikaz modalne analize uzoraka južnog profila prapora. Za položaj uzoraka vidi Sliku 37, u Prilozima. **Legenda:** **op**-opaki minerali; **do**-dolomit; **bi**-biotit; **ch**-klorit; **prm**-prozirni teški minerali; **tu**-turmalin; **zr**-cirkon; **ru**-rutil; **ap**-apatit; **am**-amfiboli; **py**-pirokseni; **ep**-grupa epidota; **g**-granati; **cy**-kianit; **st**-staurolit; **tit**-titanit; **czt**-klinocoisit; **cto**-kloritoid;*

csp-kromspinel, *si*-silimanit; *x*-neodređena zrna; *q*-kvarc; *f*-feldspati; *s*-čestice stijena; *ms*-muskovit; +-zrna s udjelom manjim od 1%.

Tabela 10 Prikaz modalne analize uzoraka sjevernog profila prapora. Za položaj uzoraka vidi Sliku 38, u Prilozima. **Legenda:** *op*-opaki minerali; *do*-dolomit; *bi*-biotit; *ch*-klorit; *prm*-prozirni teški minerali; *tu*-turmalin; *zr*-cirkon; *ru*-rutil; *ap*-apatit; *am*-amfiboli; *py*-pirokseni; *ep*-grupa epidota; *g*-granati; *cy*-kianit; *st*-staurolit; *tit*-titanit; *czl*-klinocoisit; *cto*-kloritoid; *csp*-kromspinel, *si*-silimanit; *x*-neodređena zrna; *q*-kvarc; *f*-feldspati; *s*-čestice stijena; *ms*-muskovit; +-zrna s udjelom manjim od 1%.

Tabela 11 Postotak CaCO₃ u uzorcima sedimenata poplave ravnice s profila Podolje. Za položaj uzoraka vidi Sliku 28.

Tabela 12 Postotak CaCO₃ u uzorcima sedimenata poplavne ravnice s profila Suza. Za položaj uzoraka vidi Sliku 33.

Tabela 13 Postotak CaCO₃ u uzorcima južnog profila Banskog brda. Za položaj uzoraka vidi sliku 36.

Tabela 14 Postotak CaCO₃ u uzorcima sjevernog profila Banskog brda. Za položaj uzoraka vidi Sliku 37.

Tabela 15 Izmjerene vrijednosti stabilnih izotopa kisika i ugljika na odabranim kućicama malakofaune. **Br**-Branjina, **Kot**-Kotlina, **Pod**-Podolje, **Zma**-Zmajevac, **Sta**-Stanovi. **a**-Arianta arbustorum, **b**-Helicopsis sp., **c**-Chondrula tridens, **p**-potpuno očuvane kućice gastropoda.

Popis priloga:

Prilog 1 HGI (2009): Iz Geološke karte Republike Hrvatske, 1:300 000. Na karti je prikazana Baranja.

Prilog 2 Reljefna karta Banskog brda s prikazanom morfologijom i lokalitetima odabranim za uzorkovanje.

Prilog 3 Tektonski odnosi na području Baranje (URUMOVIĆ & PRELOGOVIĆ, 2002). Prikazani su normalni i reversni rasjedi na području Banskog brda.

Prilog 4 Zastupljenost i ukupan broj 13 najučestalijih vrsta gastropoda u uzorcima prapora mase 8-10 kg iz južnog profila prapora. Za položaj uzoraka vidi Sliku 35 u Rezultatima.

Prilog 5 Zastupljenost i ukupan broj 13 najučestalijih vrsta gastropoda u uzorcima prapora mase 8-10 kg iz sjevernog profila prapora. Za položaj uzoraka vidi Sliku 37 u Rezultatima.

Prilog 6 Karakteristike 21 vrste gastropoda iz prapora Banskog brda. **Legenda:** **C**=kriofilne, **H**=higrofilne, **T**=termofilne, **M**=mezofilne, **W**=preferiraju šumsko stanište, **Cr**=otporne na

hladnoću, **Sh**=subhigrofilne, **O**=preferiraju otvoreno stanište, **W/O**=mješoviti okoliš, **D**=toleratne na aridne uvjete.

Prilog 7 Utjecaj BLC kore na stabiliziranje istaloženog silta na stepskim područjima (prerađeno iz SMALLEY et al., 2011).

Prilog 8 Ponavljanje, odnosno dvostruki horizont paleotla iste starosti uzrokovano razlikama u reljefu područja na koji se sedimentira silt. 1. Početak sedimentacije. 2. Dio siltoznog materijala je istaložen i na kopnu i u vodenu sredinu. 3. Vodena sredina je potpuno zatrpana siltoznim materijalom. Stvara se paleotlo. 4. Novi donos siltoznog materijala koji prekriva horizonte palotla.

Prilog 9 Prijedlog nastanka prapora kao posljedica zavisnosti o promjenama klimatskih uvjeta. Primjer koji prikazuje sediment riječne poplave ravnice kao izvorišni materijal za naslage prapora.

Prilog 10 Nastanak prapora vezan uz klimatske promjene. Primjer koji prikazuje morenski materijal kao izvorišni za naslage prapora.

Prilog 11 SEM fotografija 0103 zrna kvarca.1- "V" otisak.

Prilog 12 SEM fotografija 0104 zrna kvarca.1-"V" otisak, 2-školjkasti lom.

Prilog 13 SEM fotografija 0105. Povećani prikaz 1-"V" otisak.

Prilog 14 SEM fotografija 0106. 2-školjkasti lom

Prilog 15 SEM fotografija 0107. 2-školjkasti lom.

Prilog 16 SEM fotografija 0108. 1-"V" otisak, 3-paralelne strije.

Prilog 17 SEM fotografija 0109. 1-"V" otisak, 2-školjkasti lom.

Prilog 18 SEM fotografija 0111. 1-"V" otisak, 2-školjkasti lom.

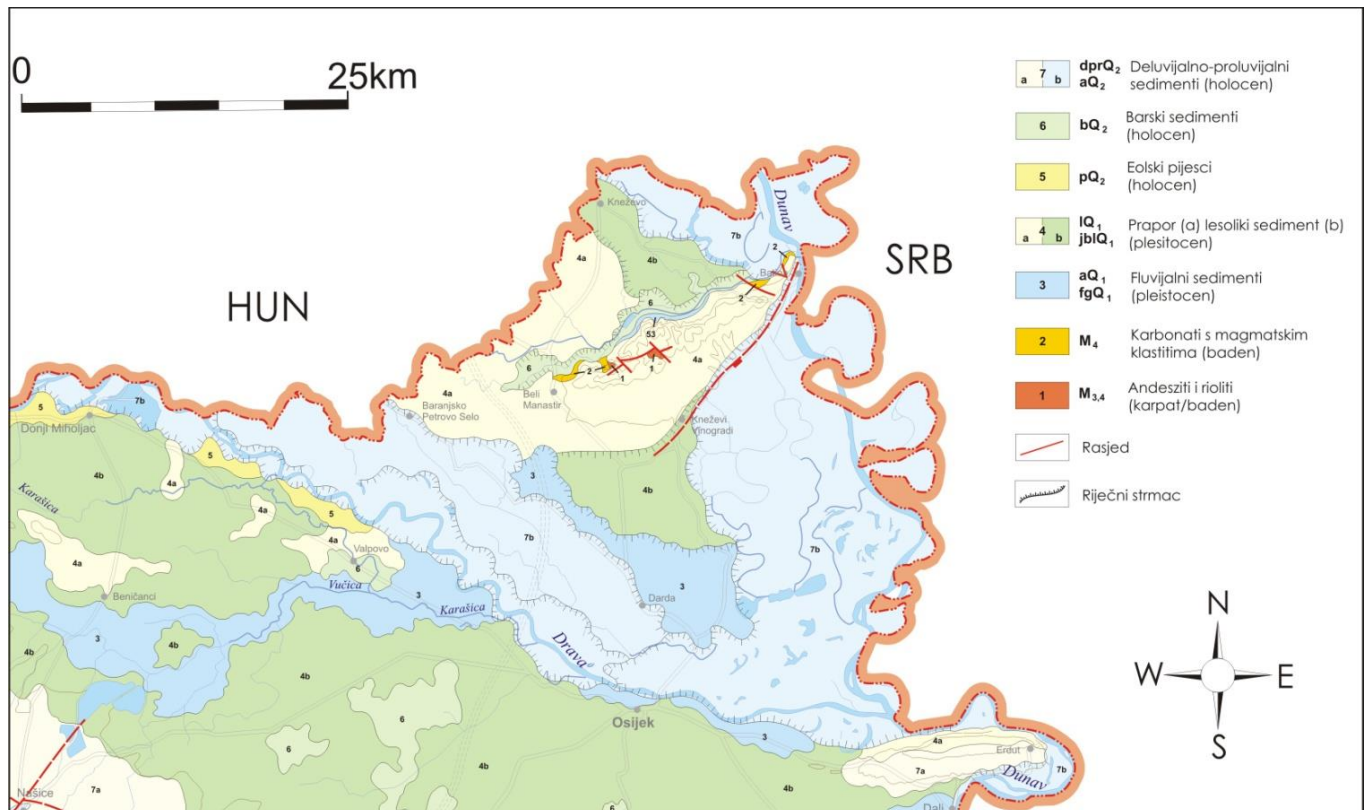
Prilog 19 SEM fotografija 0112. 1-detalj "V" otiska.

Prilog 20 SEM fotografija 0113. 1-"V" otisak.

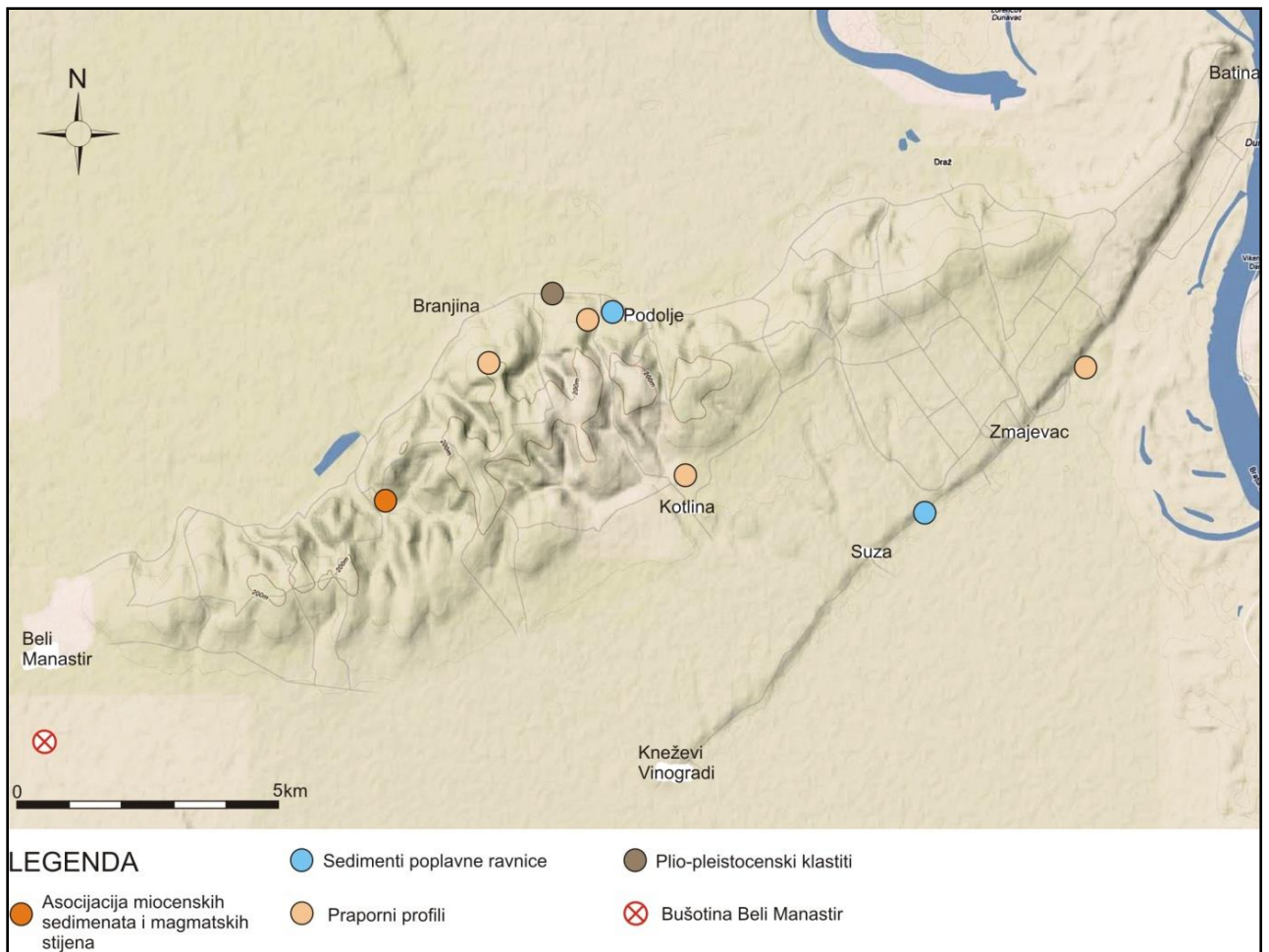
Prilog 21 SEM fotografija 0114. 2-školjkasti lom.

Prilog 22 SEM fotografija 0116. 2-školjkasti lom.

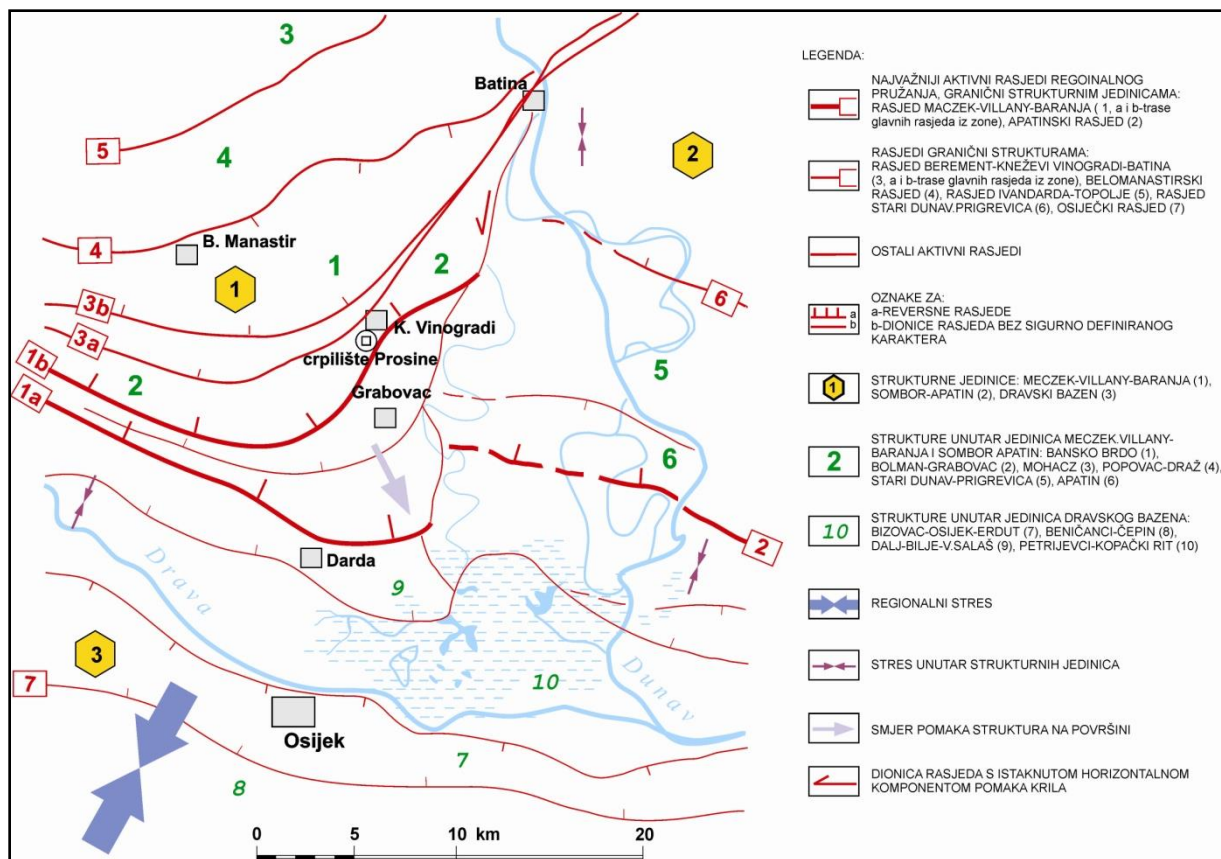
8. Prilozi



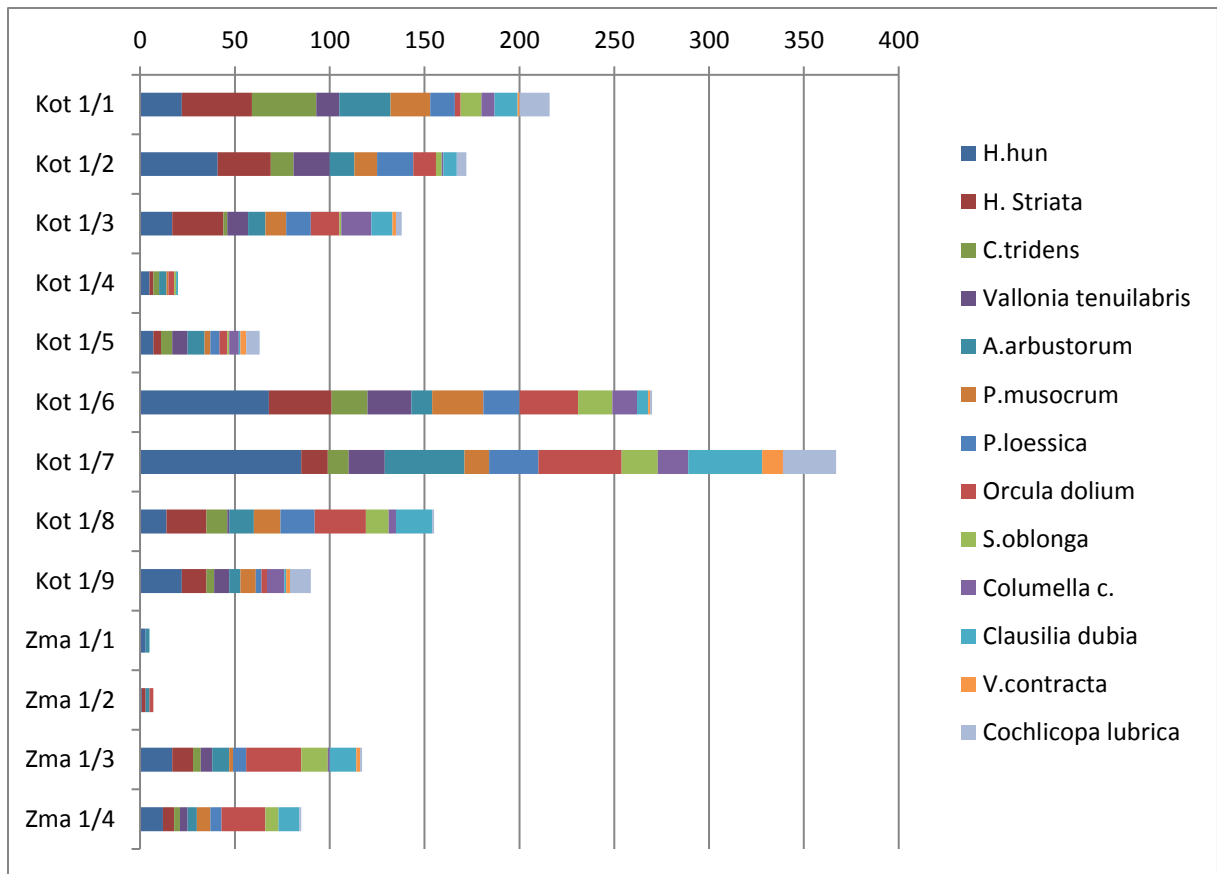
Prilog 1 HGI (2009): Iz Geološke karte Republike Hrvatske, 1:300 000. Na karti je prikazana Baranja.



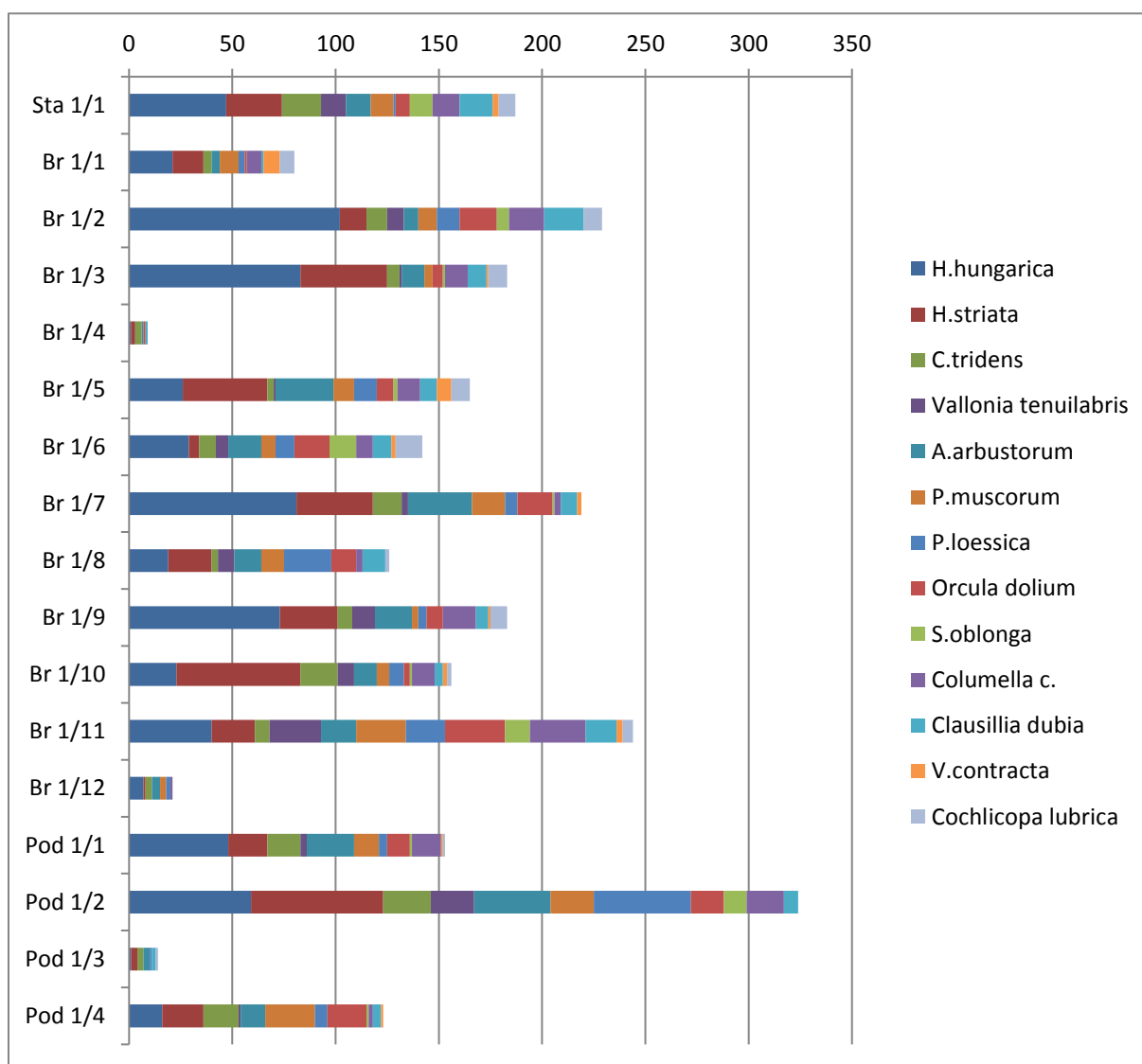
Prilog 2 Reljefna karta Banskog brda s prikazanom morfologijom i lokalitetima odabranim za uzorkovanje.



Prilog 3 Tektonski odnosi na području Baranje (URUMOVIĆ & PRELOGOVIĆ, 2002). Prikazani su normalni i reversni rasjedi na području Banskog brda.



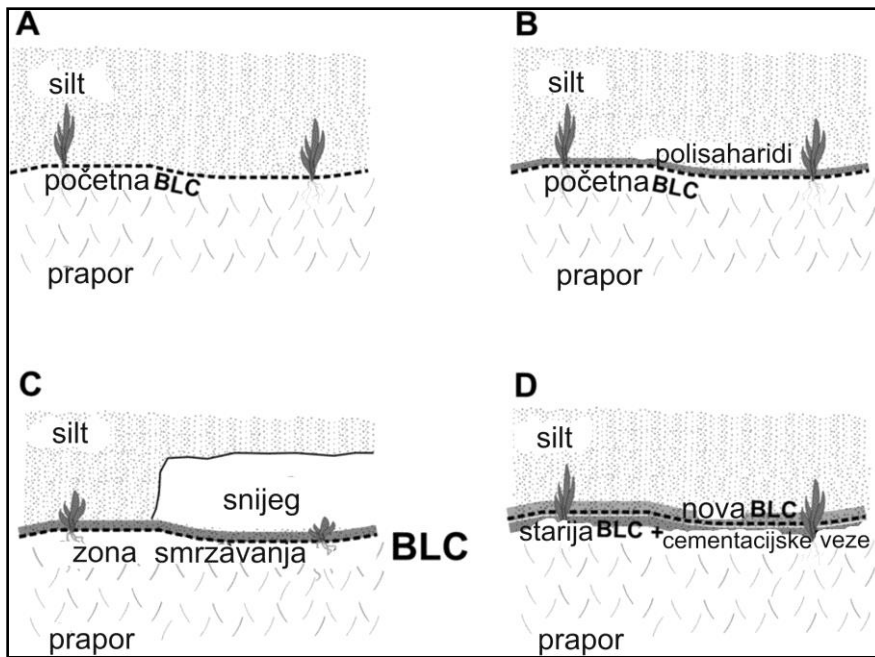
Prilog 4 Zastupljenost i ukupan broj 13 najučestalijih vrsta gastropoda u uzorcima prapora mase 8-10 kg iz južnog profila prapora. Za položaj uzoraka vidi Sliku 35 u Rezultatima.



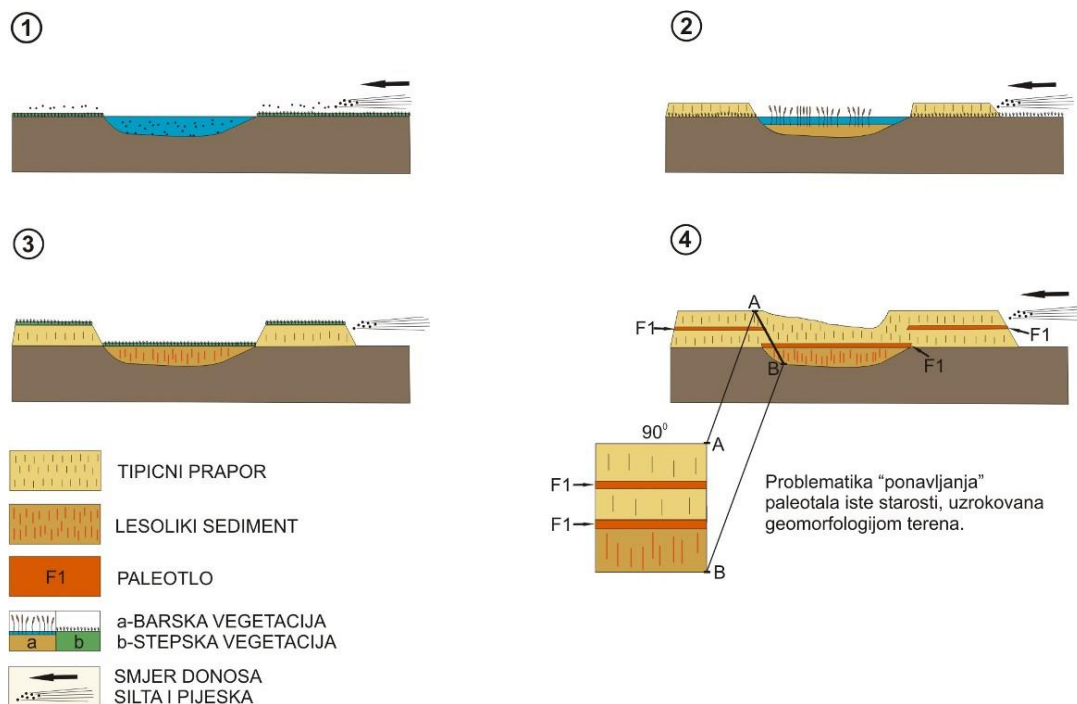
Prilog 5 Zastupljenost i ukupan broj 13 najučestalijih vrsta gastropoda u uzorcima prapora mase 8-10 kg iz sjevernog profila prapora. Za položaj uzoraka vidi Sliku 37 u Rezultatima.

Vrsta	Paleoklimatska grupa	Paleohumidna grupa	Paleookolišna grupa	Biogeografska grupa
<i>Arianta arbustorum</i>	Cr	H	W	Zapadna i srednja Europa
<i>Arianta arbustorum alpicola</i>	Cr	H	W/O	Zapadna, sjeverna i srednja Europa
<i>Clausilia dubia</i>	M	Sh	W	Srednja Europa
<i>Cochlodina cerata</i>	M	M	W/O	Srednja Europa
<i>Helicopsis striata</i>	T	D	O	Srednja Europa
<i>Helicopsis striata hungarica</i>	T	D	O	Srednja i JI Europa
<i>Vallonia tenuilabris</i>	C	D	O	Južna i srednja Azija
<i>Cochlodina laminata</i>	M	Sh	W	Europa
<i>Vitrea contracta</i>	M	Sh	W/O	Europa
<i>Vitrea crystallina</i>	Cr	H	W/O	Istočna i srednja Europa
<i>Aegopinella pura</i>	T	H	W	Europa
<i>Oxychilus draparnaudi</i>	M	Sh	W/O	Zapadna i srednja Europa
<i>Cochlostoma cf. salomoni</i>	T	D	O	Alpe i JI Europa
<i>Chondrula tridens</i>	T	D	O	Srednja i JI Europa
<i>Cochlicopa lubrica</i>	M	M	W/O	Holarктиčka
<i>Succinea oblonga</i>	Cr	H	O	Europa, Sibir
<i>Abida secale</i>	M	H	W	Zapadna, JI i srednja Europa
<i>Orcula dolium</i>	M	H	W	Alpe i Srednja Europa
<i>Pupilla muscorum</i>	M	M	O	Holarктиčka
<i>Pupilla loessica</i>	C	D	O	Europa
<i>Columella columella</i>	C	H	O	Holarктиčka, u Europi Boreo-Alpinska

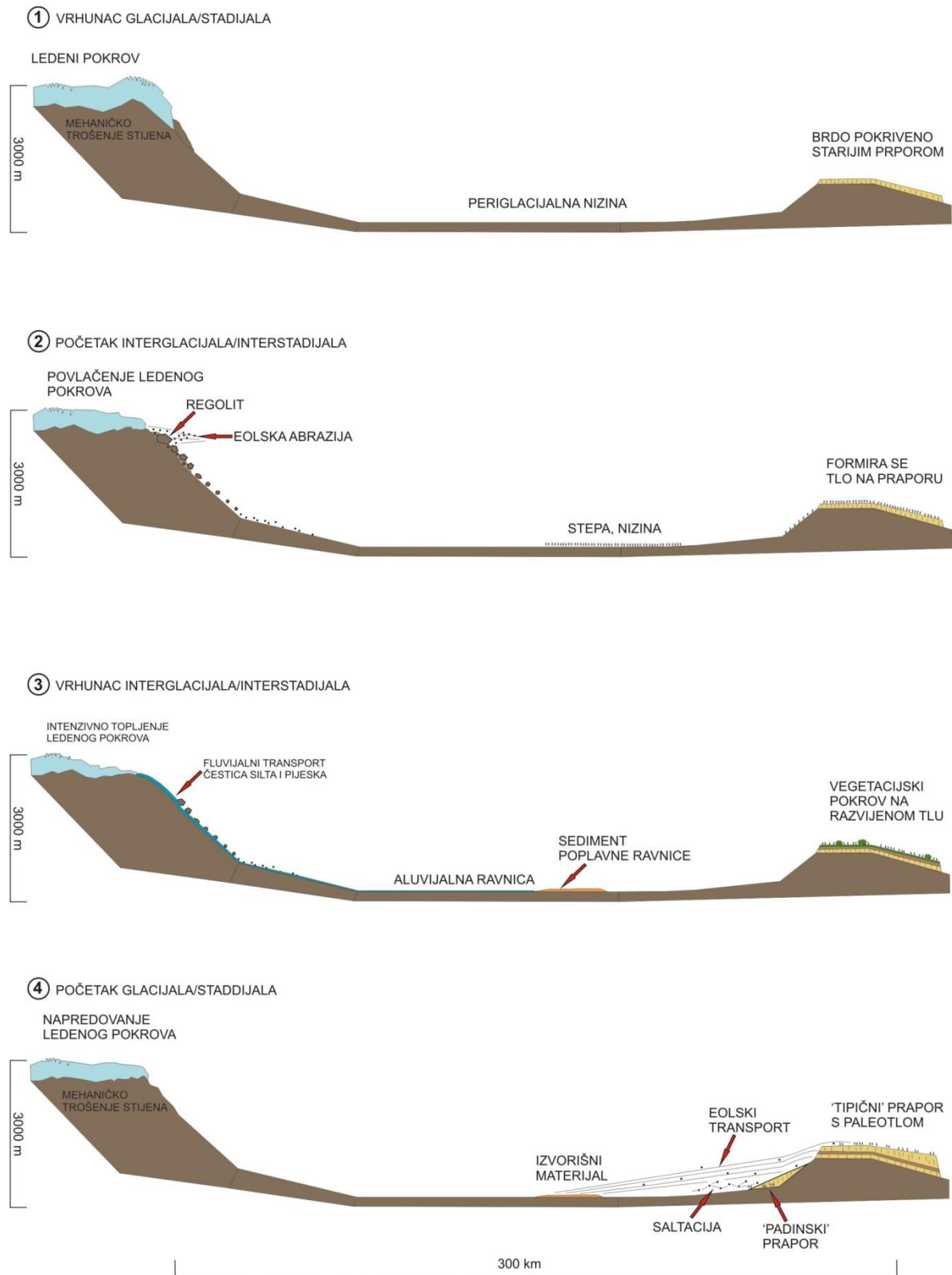
Prilog 6 Karakteristike 21 vrste gastropoda iz prapora Banskog brda. Legenda: **C**=kriofilne, **H**=higrofilne, **T**=termofilne, **M**=mezofilne, **W**=preferiraju šumsko stanište, **Cr**=otporne na hladnoću, **Sh**=subhigrofilne, **O**=preferiraju otvoreno stanište, **W/O**=mješoviti okoliš, **D**=toleratne na aridne uvjete.



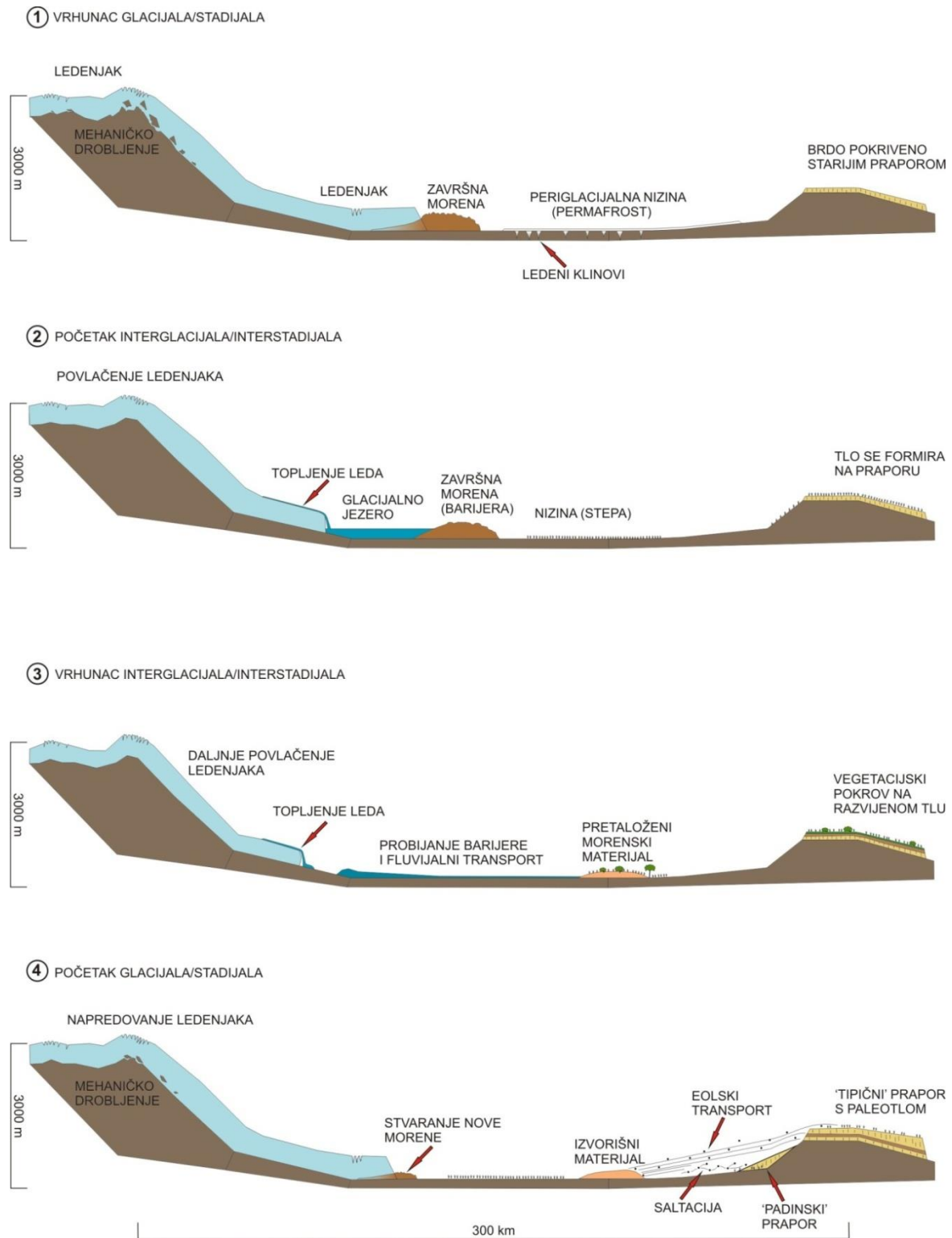
Prilog 7 Utjecaj BLC kore na stabiliziranje istaloženog silta na stepskim područjima (prerađeno iz SMALLEY et al., 2011).



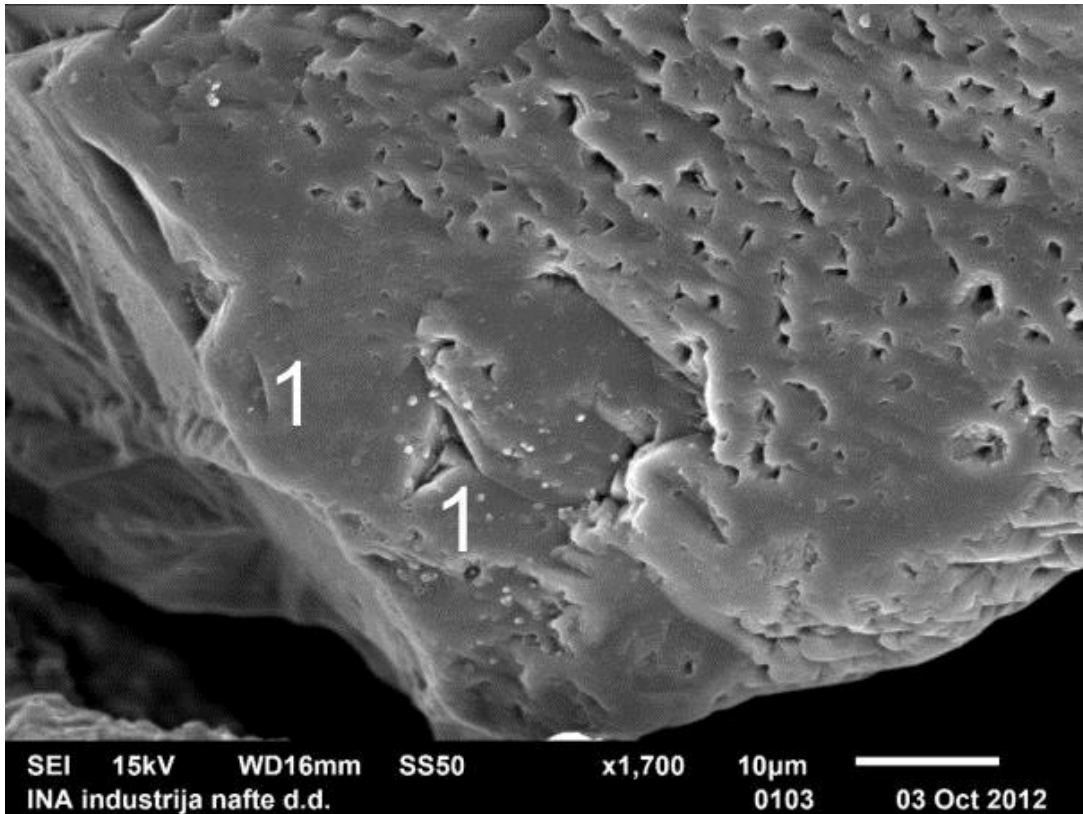
Prilog 8 Ponavljanje, odnosno dvostruki horizont paleotla iste starosti uzrokovano razlikama u reljefu područja na koji se sedimentira silt. 1. Početak sedimentacije. 2. Dio siltoznog materijala je istaložen i na kopnu i u vodenu sredinu. 3. Vodena sredina je potpuno zatrpana siltoznim materijalom. Stvara se paleotlo. 4. Novi donos siltoznog materijala koji prekriva horizonte paleotla.



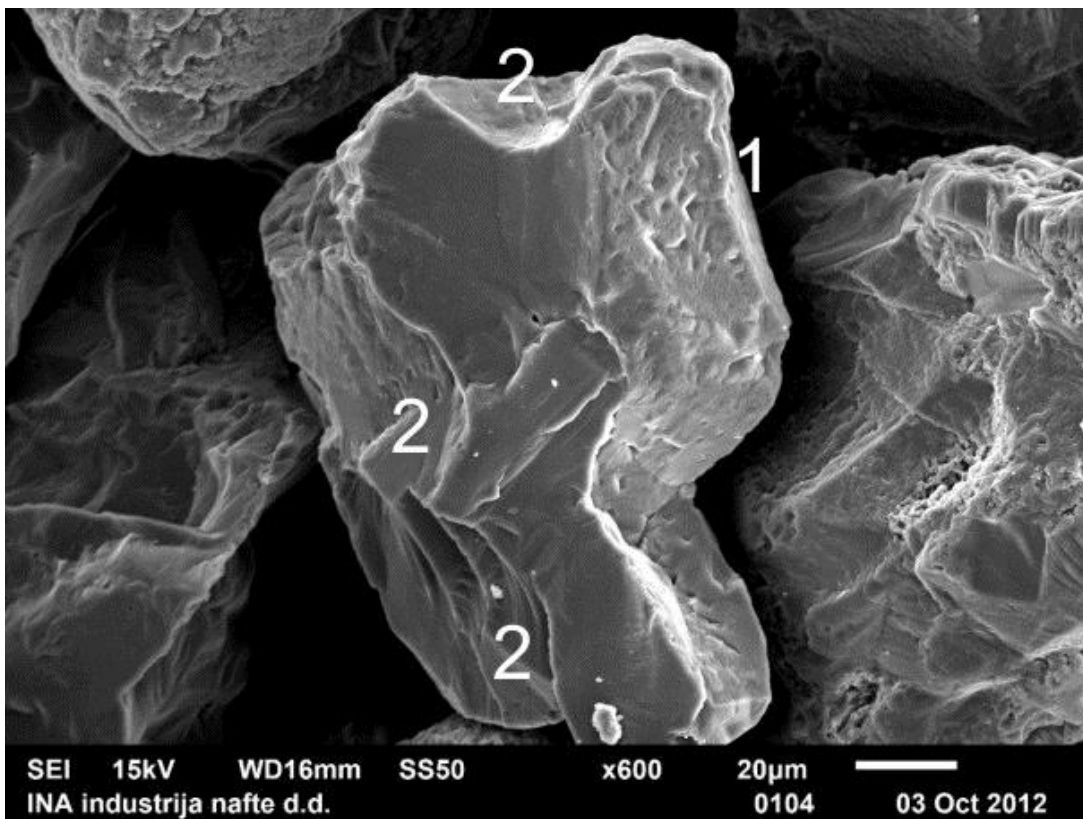
Prilog 9 Prijedlog nastanka prapora kao posljedica zavisnosti o promjenama klimatskih uvjeta. Primjer koji prikazuje sediment riječne poplave ravnice kao izvorišni materijal za naslage prapora.



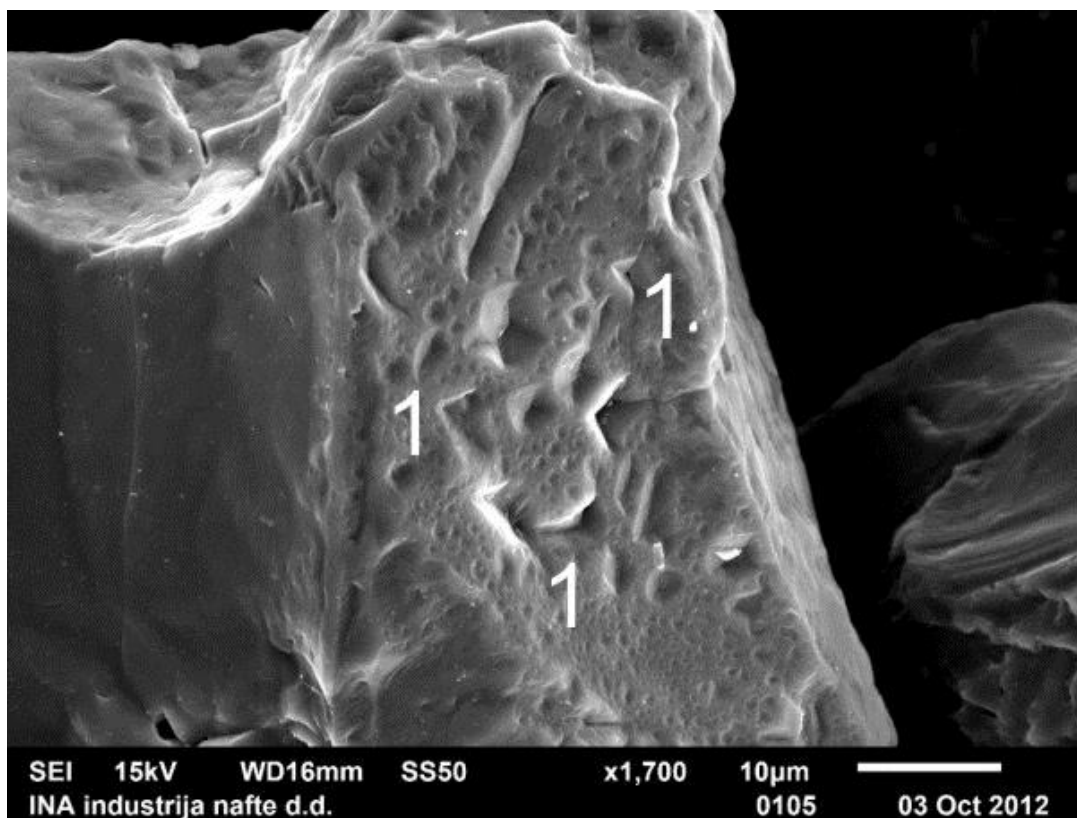
Prilog 10 Nastanak prapora vezan uz klimatske promjene. Primjer koji prikazuje morenski materijal kao izvorišni za naslage prapora.



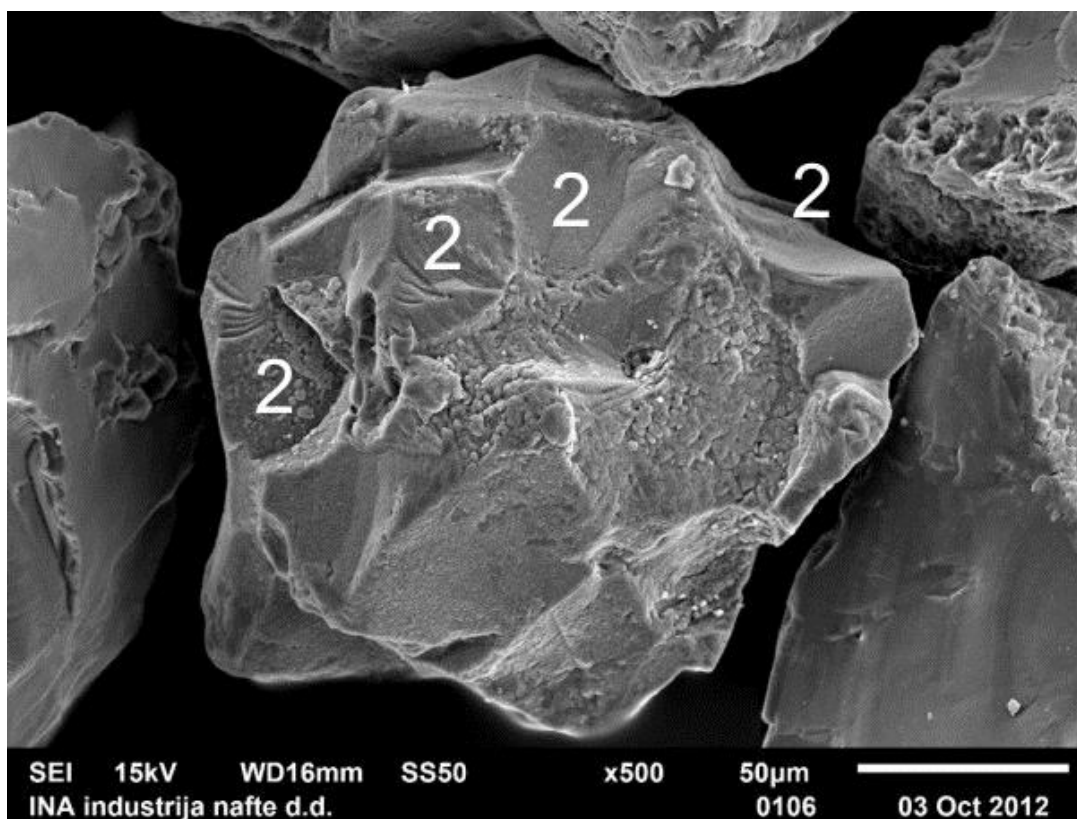
Prilog 11 SEM fotografija 0103 zrna kvarca.1- "V" otisak.



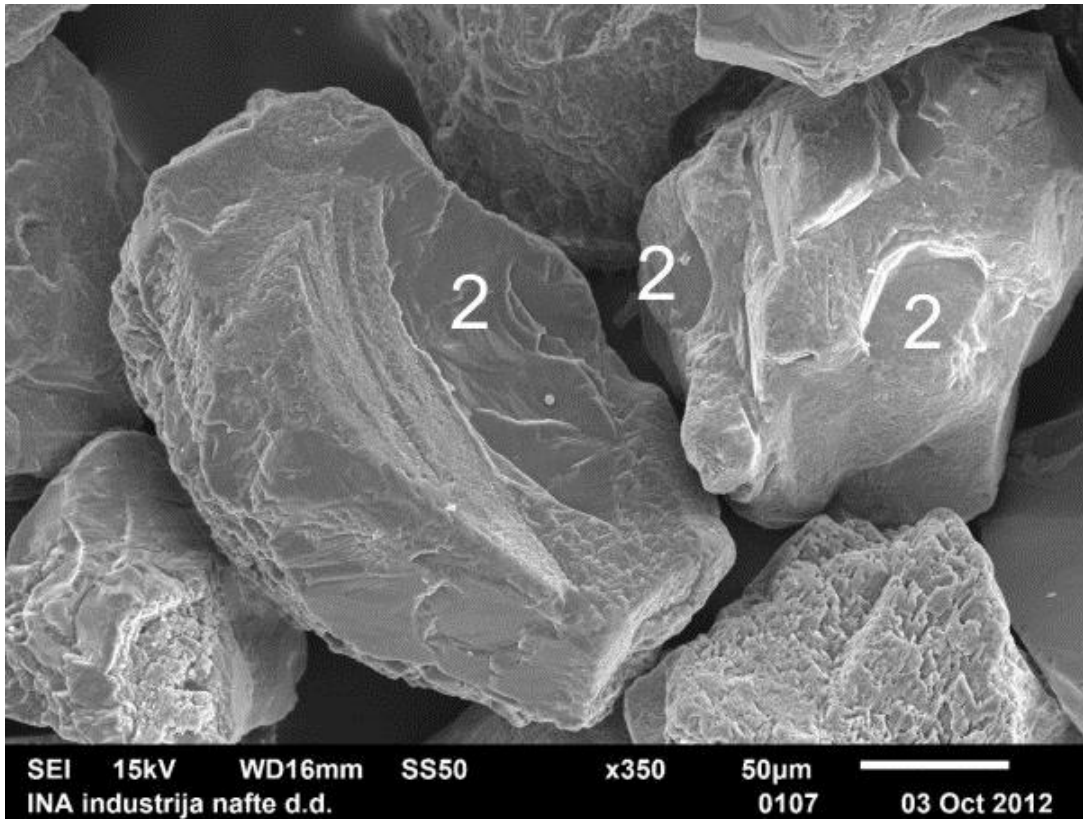
Prilog 12 SEM fotografija 0104 zrna kvarca.1-"V" otisak, 2-školjkasti lom.



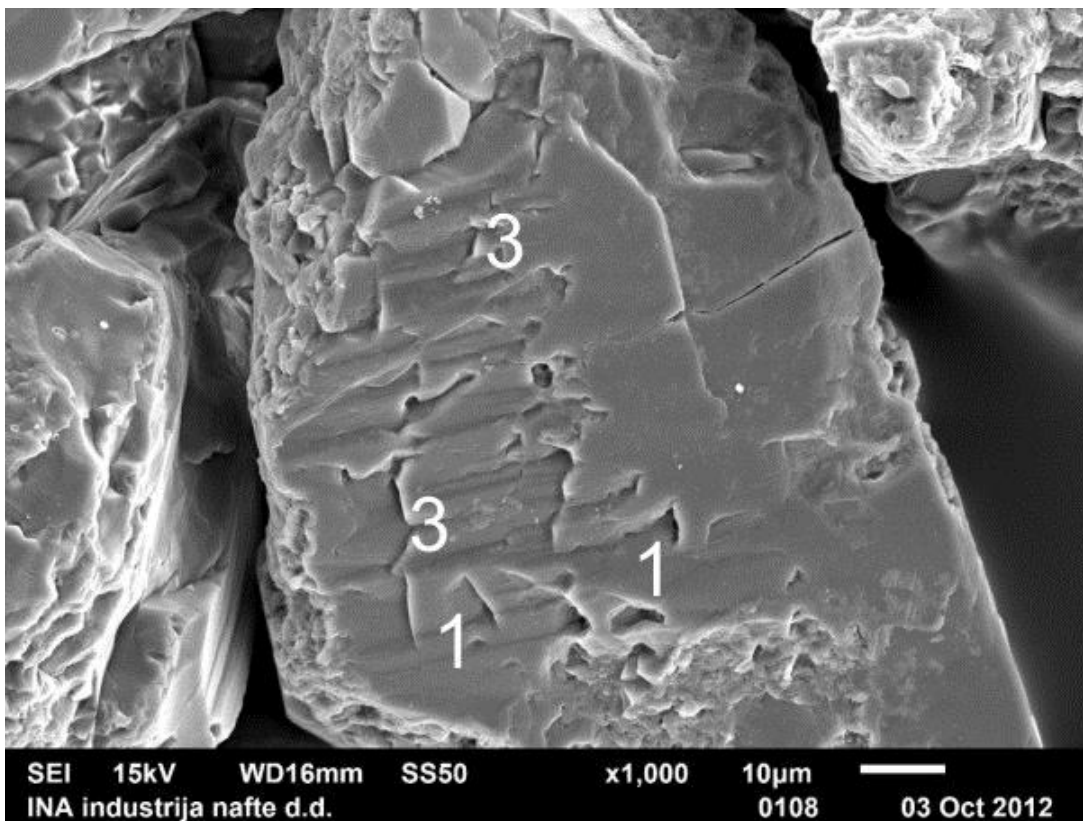
Prilog 13 SEM fotografija 0105. Povećani prikaz 1-"V" otisak.



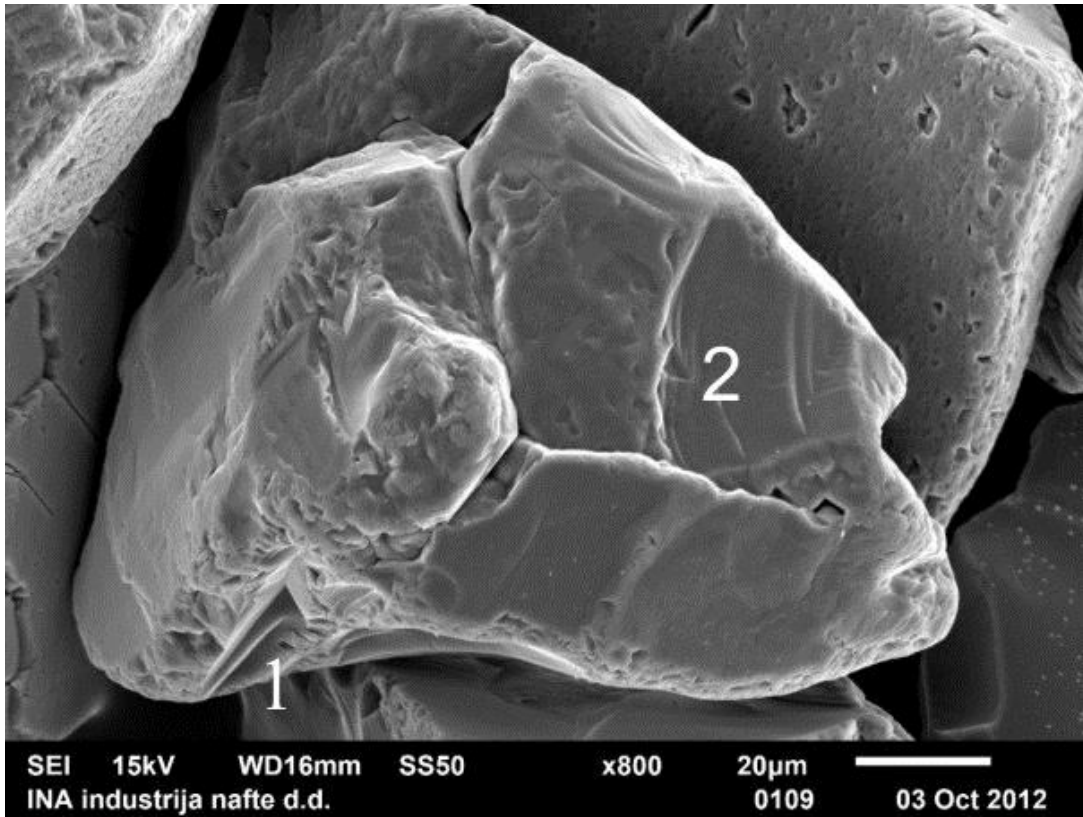
Prilog 14 SEM fotografija 0106. 2-školkasti lom



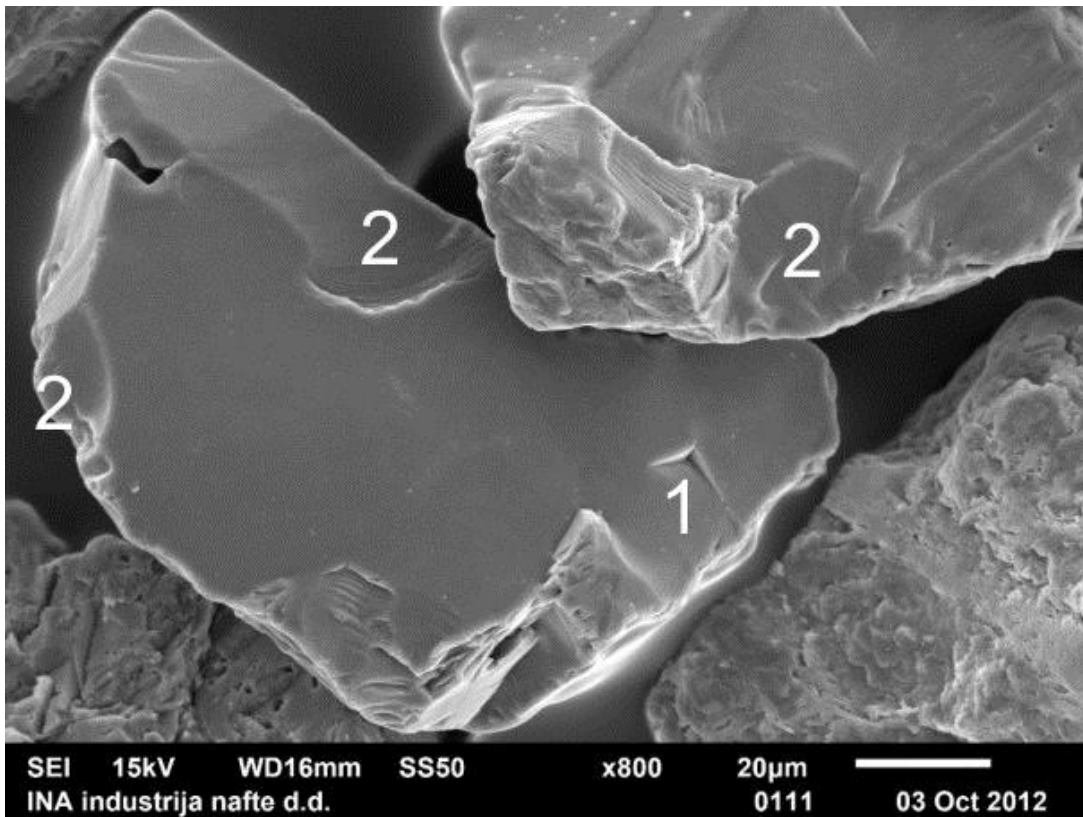
Prilog 15 SEM fotografija 0107. 2-školkasti lom.



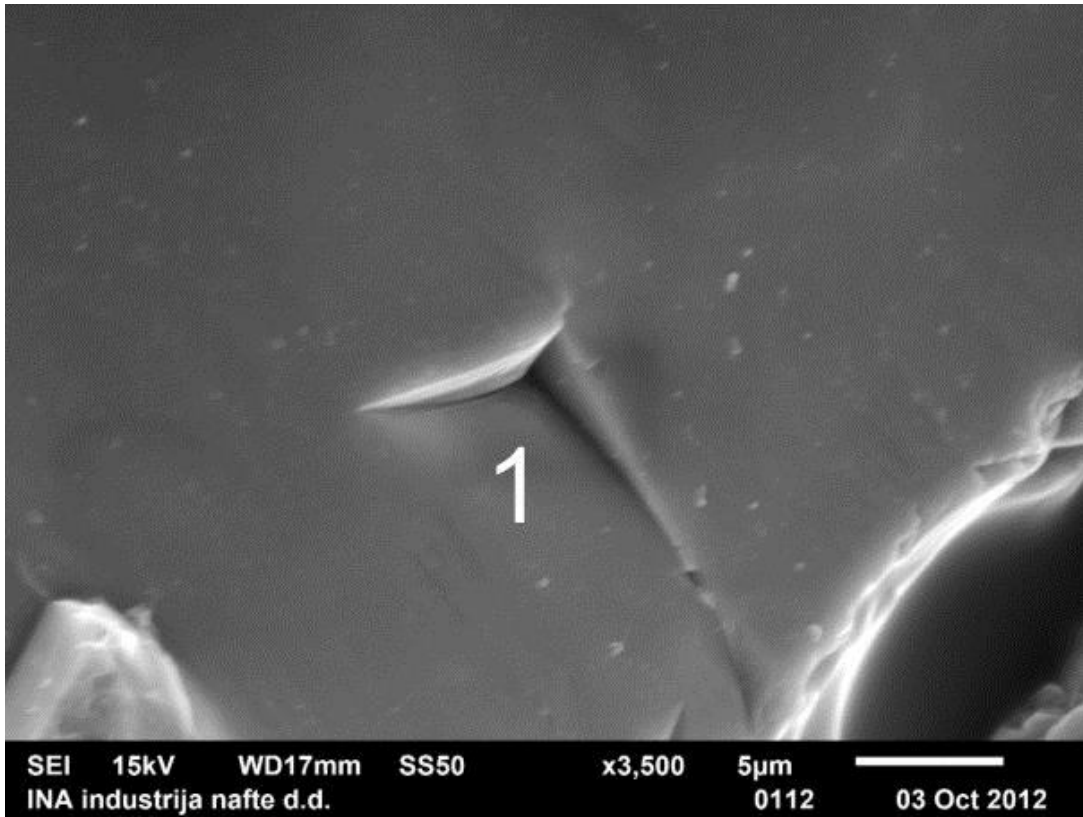
Prilog 16 SEM fotografija 0108. 1-"V" otisak, 3-paralelne strije.



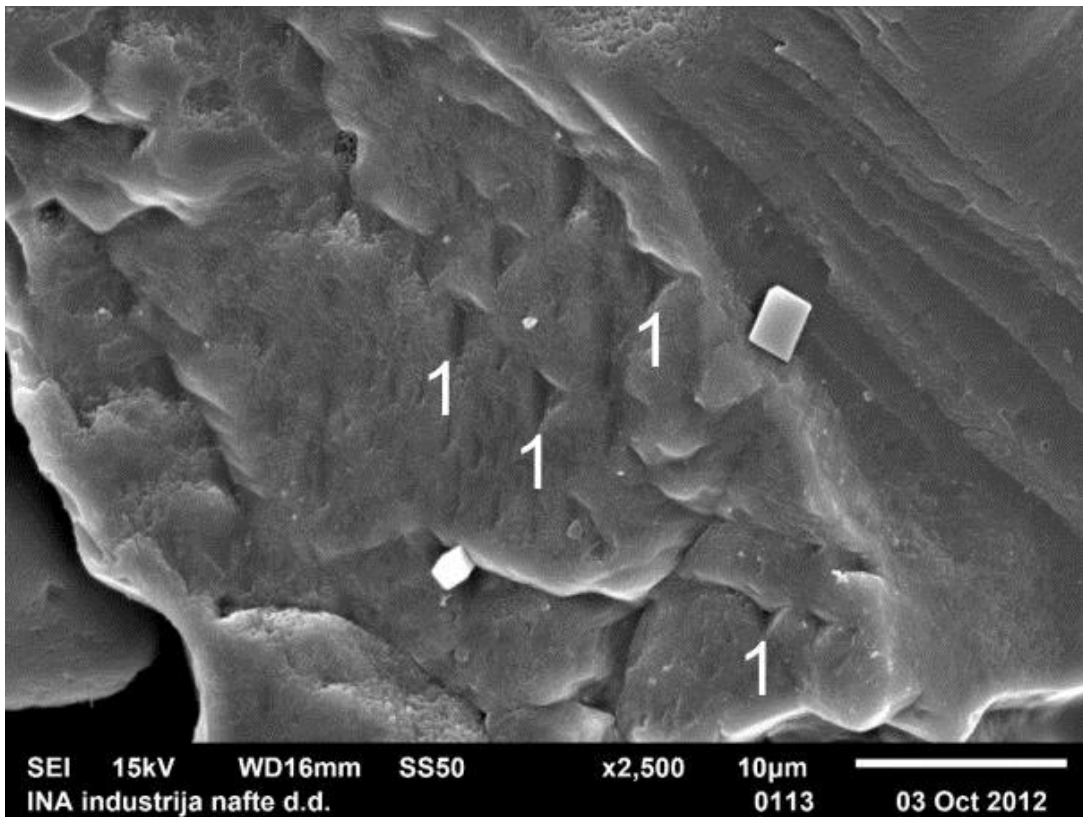
Prilog 17 SEM fotografija 0109. 1-"V" otisak, 2-školjkasti lom.



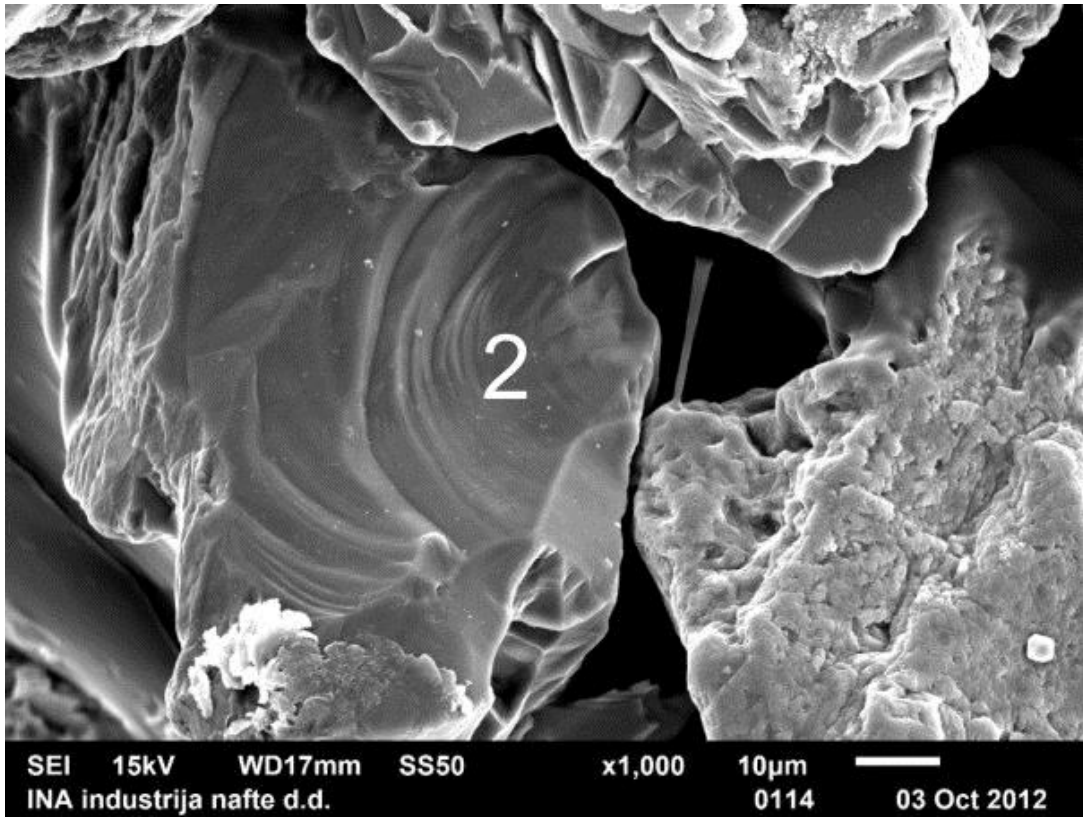
Prilog 18 SEM fotografija 0111. 1-"V" otisak, 2-školjkasti lom.



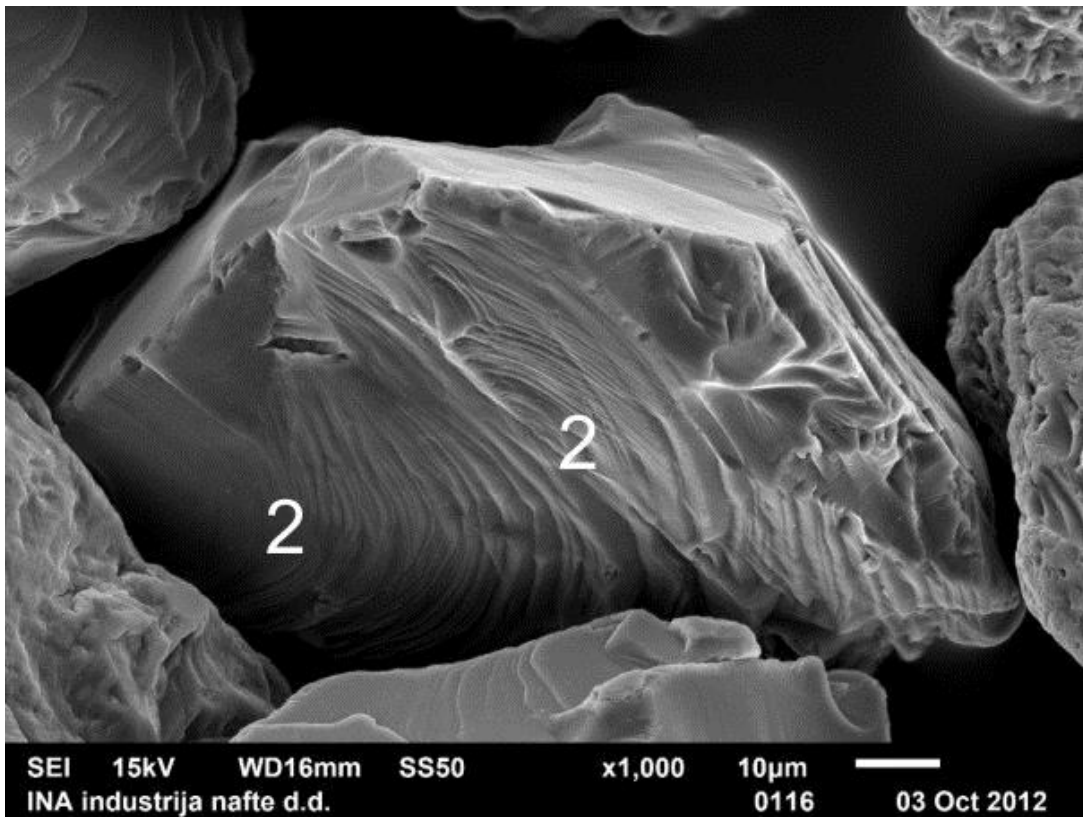
Prilog 19 SEM fotografija 0112. 1-detalj "V" otiska.



Prilog 20 SEM fotografija 0113. 1-"V" otisak.



Prilog 21 SEM fotografija 0114. 2-školjkasti lom.



Prilog 22 SEM fotografija 0116. 2-školjkasti lom.

Životopis

Rođen 26.02.1980. u Zagrebu gdje je 1998. završio XIII Prirodoslovno-matematičku gimnaziju. Na Prirodoslovno-matematičkom fakultetu u Zagrebu je 2004. diplomirao (smjer geologija i paleontologija) s diplomskim radom: Geološke osobitosti Parka prirode Telaščica. Zaposlio se kao znanstveni novak-asistent 2004. u Hrvatskom geološkom institutu, u Zavodu za geologiju. Iste godine je upisao i postdiplomski studij na Rudarsko-geološko-naftnom fakultetu u Zagrebu, smjer geologija i mineralogija: Petrologija ležišta sedimentnog ciklusa. Znanstveno se i stručno usavršavao 2007. godine u Naturhistorisches Museum u Beču, kod dr. sc. Olega Mandića iz područja makropaleontologije i biostratigrafije i 2008. godine u Institute for Coastal Marine Environment (IAMC), u Napulju iz područja stabilnih izotopa. Izlagao je na 3. Hrvatskom geološkom kongresu 2005. u Opatiji, 4. Hrvatskom geološkom kongresu 2010. u Šibeniku, na EGU kongresu u Beču 2009., na 13th Congress RCMNS u Napulju, 2009., na 18th International Sedimentological Congress, Mendoza, Argentina, 2010., te na 29th IAS Meeting of Sedimentology, Schladming, Austria, 2012.

U HGI-u u Zavodu za geologiju sudjelovao je u projektu izrade OGK 1: 50 000 na području Hrvatskog Zagorja, Dilj gore i okolice Karlovca. Sudjelovao je u radu projekta Hrvatsko-mađarske Bilaterale usklađivanja geoloških karata, područje rijeke Drave od 2008. do 2011.

Za potrebe gospodarstva sudjelovao je u izradi Inženjersko-geološke karte podsljemenske zone grada Zagreba.

Član je Hrvatskog geološkog društva (HGD), Međunarodne udruge sedimentologa (IAS) i Hrvatske akademije znanosti i umjetnosti (HAZU), Znanstvenog vijeća za naftu i plin.

Popis objavljenih radova

KOVAČIĆ, M., AVANIĆ, R., BAKRAČ, K., HEĆIMOVIĆ, I., FILJAK, R. & MORIĆ, A. (2005): Gornjomiocenski sedimenti Dilj gore (Late Miocene sediments of Dilj Mt.).- U: VELIĆ, I, VLAHOVIĆ, I. & BIONDIĆ, R. (ur): 3. Hrvatski geološki kongres, Opatija, Knjiga sažetaka, 77, Zagreb.

MORIĆ, A., MANDIĆ, O., PAVELIĆ, D. & FERIĆ, P. (2009): Upper Pleistocene climate dynamics from malakofaunal data-Geophysical Research Abstracts, 11, EGU General Assembly 2009, 22.4.2009, Wien.

MORIĆ, A., SPROVIERI, M., LIRER, F., MANDIĆ, O., PAVELIĆ, D. & FERIĆ, P. (2009): Climate changes in Upper Pleistocene, isotope data from loess malakofauna. Earth system evolution and the Mediterranean area from 23 Ma to the present. Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy (RCMNS), 13th Congress RCMNS, 2nd-6th September, 2009, Naples, Italy, Abstract Book, Acta Naturalia de "L'Ateneo Parmense", 45.

BANAK, A., PAVELIĆ, D., MANDIĆ, O., SPROVIERI, M. & KOVAČIĆ, M. (2010): The sedimentary record of BANSKO BRDO HILL (NE Croatia): from Badenian marine environment to Pleistocene eolian sediments. 18th International Sedimentological Congress, Mendoza, Argentina. Abstracts Volume (Schwartz E, Georgieff S. M., Piovano E, Ariztegui D, ur.), 437.

BANAK, A. & FERIĆ, P. (2010): Usporedba recentne i pleistocenske klime-izotopni podaci malakofaune (Comparison of recent and Pleistocene climate-isotope data from malakofauna).- U: HORVAT, M. (ur.): 4. Hrvatski geološki kongres, Šibenik, Knjiga sažetaka, 357, Zagreb.

BANAK, A., KOVAČIĆ, M., MANDIĆ, O. & PAVELIĆ, D. (2012): Sedimentary characteristics and source of loess in Baranja (eastern Croatia).- 29th IAS Meeting of Sedimentologists, 10-13. September, 2012, Schladming, Austria, Book of Abstracts, 172.

BANAK, A., MANDIĆ, O., KOVAČIĆ, M. & PAVELIĆ, D. (2012): Late Pleistocene climate history of the Baranja loess plateau-evidence from the Zmajevac loess-paleosol section (northeastern Croatia).- Geol. Croat., 65/3, 411-422.

Sadržaj

1. Uvod	9
2. Metode istraživanja	15
2.1. Terenski rad	15
2.2. Laboratorijske analize	17
2.2.1. Granulometrijska analiza	18
2.2.2. Modalna analiza teške i lake mineralne frakcije	18
2.2.3. Analiza sadržaja CaCO₃ (kalcimetrija)	19
2.2.4. Analiza stabilnih izotopa kisika i ugljika	20
2.2.4.1. Stabilni izotopi kisika	22
2.2.4.2. Stabilni izotopi ugljika	25
2.2.4.3. Primjena stabilnih izotopa kod istraživanja cikličkih sekvencija	27
2.2.5. Paleontološke analize	29
2.2.6. Analiza magnetskog susceptibiliteta (MS)	30
2.2.7. Fotografije elektronskim mikroskopom, SEM (Scanning electron microscope)	31
3. Geološki položaj i stratigrafija	33
4. Rezultati	38
4.1. Asocijacija miocenskih sedimenata i magmatskih stijena	38
4.1.1. Rezultati granulometrije i kalcimetrije	44
4.1.2. Petrološki i paleontološki rezultati	46
4.2. Klastiti plio-pleistocenske starosti	50
4.2.1. Petrološki i paleontološki rezultati	53
4.2.2. Modalna analiza teške i lake mineralne frakcije	56
4.3. Pleistocenski sedimenti	56
4.3.1. Pleistocenski sedimenti ispod površine	57
4.3.1.1. Paleontološki podaci	59
4.3.1.2. Granulometrijski podaci	59
4.3.2. Površinski sedimenti	60
4.3.2.1. Granulometrijski podaci	70
4.3.2.2. Modalna analiza teške i lake mineralne frakcije	73
4.3.2.4. Rezultati analize magnetskog susceptibiliteta (MS)	82
4.3.2.5. Paleontološki rezultati	84
4.3.2.6. Analiza stabilnih izotopa kisika i ugljika	88
4.3.2.7. Rezultati fotografija skenirajućim elektronskim mikroskopom (SEM)	93
5. Rasprava	95
5.1. Taložni okoliši i provenijencija	95
5.1.1. Petrografske i mineraloške karakteristike asocijacije miocenskih sedimenata i magmatskih stijena	95
5.1.2. Petrografske i mineraloške osobine klastita plio-pleistocenske starosti	97
5.1.3. Porijeklo i sedimentološke karakteristike pleistocenskih sedimenata	99
5.2. Klimatske promjene	108
6. Zaključak	120
6.1. Taložni okoliš i provenijencija	120
6.2. Klimatske promjene u kasnom pleistocenu	122
7. Popis literature	124
Ilustracije	141
8. Prilozi	147
Životopis	162

[Popis objavljenih radova](#) 163