

EKSKURZIJE / FIELD TRIPS

- E0 Geološke katastrofe in razvoj Bovške kotline v kvartarju (Miloš Bavec) 61*
- E1 Trenta - Triglavski narodni park. Geologija, geomorfologija in vodni viri (Nadja Zupan Hajna, Metka Petrič & Aleš Zdešar) 69*
- E2 Razvoj jure in krede na Mangartu (Andrej Šmuc, Špela Goričan & Alenka Eva Črne) 81*
- E3 Kras na Kaninskih podih (Franci Gabrovšek & Bojan Otoničar) 99*

E0 Geološke katastrofe in razvoj Bovške kotline v kvartarju

Miloš Bavec

Geološki zavod Slovenije, Ljubljana

UVOD

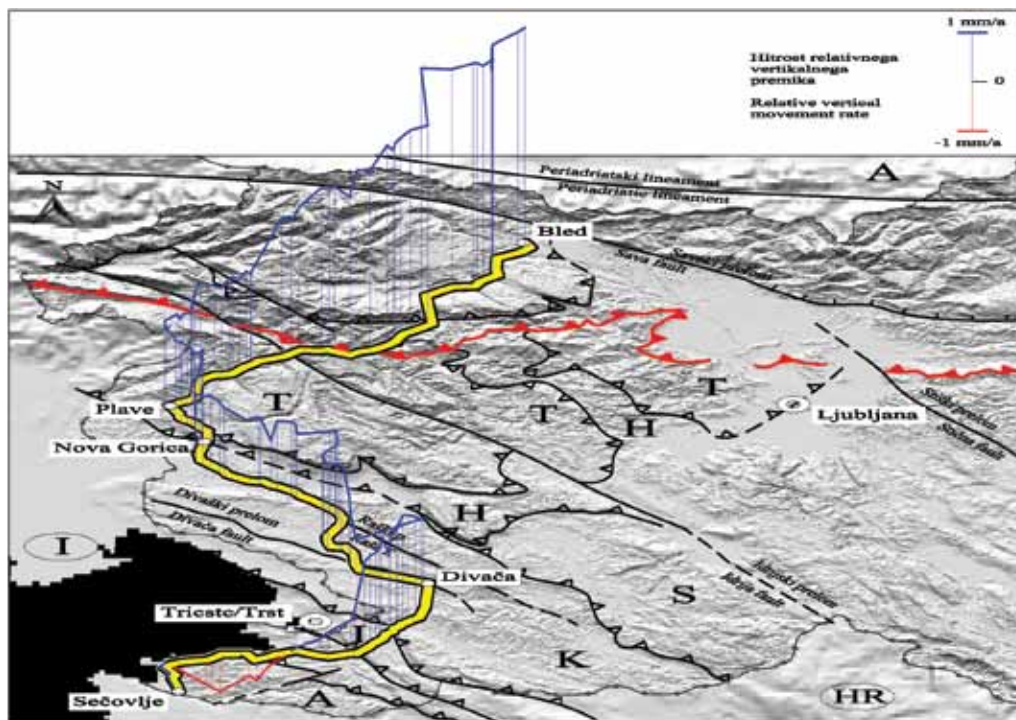
Idilični alpski pejzaž Zgornjega Posočja je nastal kot posledica prav nič idiličnega dogajanja v bližnji geološki zgodovini. Ne samo v zgodovini, tudi danes se posledice kvartarnih klimatskih sprememb na milo rečeno neprijeten način seštevajo s tektonsko aktivnostjo širšega ozemlja. Rezultate poznamo: potresi, podori, gravitacijska pobočna premikanja... Sprehodili se bomo skozi zapise dogodkov v sedimentih in poskusili odviti del zgodbe o nastanku Bovške kotline in njene okolice.

TEKTONIKA IN POTRESI

Celotno slovensko ozemlje je zaradi svojega položaja na širšem območju stika Evrazijske plošče in Jadransko-Apulijske mikroplošče tektonsko aktivno. Aktivnost je posebno izrazita v zahodnem delu, kjer se odraža s povečano seizmičnostjo in je bila z različnimi metodami tudi sorazmerno dobro kvantificirana (npr. Weber et al., 2010, Komac & Bavec, 2007; Rižnar et al., 2007). S ponovljeno nivelmansko izmero je bila največja relativna vertikalna razlika v hitrostih dviganja vzdolž poligona med slovensko obalo in Bledom (slika 1) ocenjena na 7 mm/leto (Rižnar et al., 2007).

Velik del relativne razlike je koncentriran na območje Alp, zato nas povečana seizmičnost tega območja ne sme presenečati.

Manj jasna je geološka interpretacija izrazito povečane seizmičnosti v zahodnem delu Julijskih Alp. Razlog seveda tiči v nezadostno pojasnjenem tektonskem modelu tega območja in tudi Bovška kotlina pri tem ni izjema. Strukturni odnos Polovniške antiklinale, Bovške kotline (sinklinale?) ter Kaninskega pogorja in naravnih oz. prelomnih kontaktov med njimi še vedno ni jase (Buser, 1986, 1987; Jurkovšek, 1985, 1987; Poljak et al., 1998), kljub temu, da je bil ob zadnjih dveh velikih potresih v Posočju (1998, $M_L=5,6$ in 2004, $M_L=4,9$) narejen velik korak naprej v razumevanju seizmotektonskih značilnosti območja (Bajc et al., 2001; Zupančič et al., 2001; Kastelic et al., 2006; Vidrih, 2006). Oba potresa sta bila pripisana desnozmičnemu in poševnozmičnemu premikanju ob Ravenskem prelomu, katerega sled pa ob južnem vходу v Bovško kotlino izgine, tako da večjih novosti o zgradbi same kotline s seizmotektonskimi raziskavami nismo dobili. Potres je povzročil veliko materialno škodo, zanimiv pa je bil tudi po razmeroma intenzivnih posledicah v naravi v obliki plazov in predvsem podorov (slika 2), ki jih je žal že pokojni slovenski seizmolog Renato Vidrih temeljito analiziral in na podlagi svojih ugotovitev predlagal nekatere dopolnitve k lestvici EMS-98 (Vidrih, 2006, 2008).



Slika 1. Relativne hitrosti vertikalnega premikanja glede na izhodišče v Sečovljah vzdolž nivelmanskega poligona Sečovlje – Bled. Z rumeno je označena trasa nivelmanskega poligona, z modro in rdečo pa hitrost vertikalnega premikanja v mm/leto glede na referenčno točko v Sečovljah (povzeto po: Rižnar et al., 2007).



Slika 2. Posledice potresa, 12. aprila 1998 v naravi – podori nad Bovcem so nastali ali se povečali ob potresu.

Več geoloških znakov kaže na intenzivno recentno »pogrezanje«¹ Bovške kotline, ki je bilo med drugim nakazano tudi z analizo PSInSAR (Komac & Bavec, 2007; Milanič, 2010). O relativnem hitrejšem spuščanju dna kotline bi lahko med drugim pričala tudi izjemna debelina kvartarnih sedimentov v njenem jedru ter globoka korita pri vstopih Koritnice (Kluže) in Soče (korita Soče) v kotlino.

Sicer pa številni potresi v Posočju niso novost zgodovinskega obdobja, kar je dobro dokumentirano vsaj enkrat in sicer v obliki seizmiških tekstur v sicer skoraj idealno horizontalno laminiranem poznopleistocenskem jezerskem sedimentu v Srpenici (slika 3; Marjanac et al., 2001).

LEDENIKI

V pleistocenu je bil razvoj površja v Bovški kotlini in njeni okolici močno povezan z delovanjem ledenikov. Snežna meja se je ob pleistocenskih klimatskih minimumih spustila na približno 1400 m nad morjem (povzeto v Bavec, 2001), kar v grobem pomeni, da je bilo vse območje nad to višino akumulacijsko območje (redišče) ledenikov. Led je prekrival vrhove gora in po pobočjih segal globoko proti dolinam. Sledovi visokogorskih (»pobočnih«) ledenikov so najboljše dokumentirani z območja Kaninskega pogorja, medtem ko je ostalo visokogorje obdelano predvsem v preglednih delih (npr. Kunaver, 1972, 1975, 1980, 1982; Melik, 1954a,b).

Pobočni ledeniki in dolinski pritoki iz Koritnice, Možnice, Bavšice, Lepene in ostalih manjših dolin so napajali velik dolinski ledenik, ki ga običajno imenujemo kar s skupnim imenom Soški ledenik. Šlo je za obsežen ledenik, ki je dosegal debelino nekaj sto metrov, po nekaterih ocenah celo tja do 700 m (npr. Melik, 1954b). V zvezi z njegovim največjim obsegom obstoja nekaj različnih interpretacij, vsekakor pa je pri teh ocenah potrebno upoštevati, da je pleistocensko ledeniško dogajanje trajalo kar slaba dva milijona let. Zakaj? Zaradi tektonskih premikanj. Ko namreč poskušamo geomorfološka opazovanja postaviti v okvir današnje topografije, se zlahka uštejemo za več sto metrov. Če pa za izhodišče pogojno vseeno privzamemo današnji relief in ga povežemo z bolj ali manj



Slika 3. Seizmiti v poznopleistocenskem jezerskem sedimentu v Srpenici. Dokaz močnejšega potresa pred približno 15.000 leti (Marjanac et al., 2001). Širina spodnje slike je približno 20 cm.

zanesljivimi geomorfološkimi opazovanji, lastnostmi sedimentov in modelom mogoče razsežnosti ledenika (Bavec & Tulaczyk, 2002) moramo oceno o obsegu Soškega ledenika razdeliti na vsaj dva dela. Za čas zadnjih dveh alpskih poledenitev (riss, würm; ali približno zadnjih dvesto tisoč let) na podlagi konvergence opazovanj ocenjujemo, da je segel kvečjemu do Bovca oziroma, da so se kraki njegovih pritokov najverjetneje stalili celo preden so dosegli Bovško kotlino (Bavec, 2002; Bavec et al., 2004). Na drugi strani pa o obsegu srednje- in zgodnjepleistocenskega ledenika razen rezultatov modeliranja nimamo zadovoljivih dokazov, ki bi lahko utemeljeno oporekali zgodnejšim raziskovalcem. Že od samih začetkov modernega raziskovanja kvartarnih pojavov na Severnem Primorskem (Brückner, 1891; Penck & Brückner, 1909; kasneje tudi Kuščer et al., 1974; Kunaver, 1975) velja, da je dolinski Soški ledenik segal vse do Tolmina oziroma Mosta na Soči. Po takšni interpretaciji naj bi bil najdaljši krak Soškega ledenika od Zadnje Trente do Tolmina dolg kar dobrih 60 km. Takšen ledenik bi imel z vsemi svojimi kraki površino približno 300 km² (meritev na podlagi glaciološkega modela, po katerem ocenjujemo, da je tak obseg večkratno precenjen (Bavec, 2001)).

GRAVITACIJSKA POBOČNA PREMIKANJA (PODORI, PLAZOVI, DROBIRSKI TOKOVI)

V tem poglavju se posvečam pojavom, ki so imeli po mojem mnenju zaradi hitrega odlaganja velikih količin sedimenta največji neposreden vpliv na kvartarni razvoj reliefa in življenja na Bovškem. Dokazi o pojavih gravitacijskega pobočnega premikanja, v nekaterih primerih je šlo za pojave izjemnih razsežnosti, so dokumentirani vsaj za zadnjih 150.000 let. Sledove velikih dogodkov najdemo v vseh dolinah tega območja, omenil pa bom le nekaj najzanimivejših.

Stože in Log pod Mangartom – plaz, drobirski tok

Novembra 2000 se je po dolgotrajnem močnem deževju na območju Stož mobiliziralo okrog 1.5 milijona m³ sedimentnega drobirja (Mikoš et al., 2004). Po prvotnem plazu je material v obliki drobirskega toka z visoko hitrostjo stekel po koritu Predelice ter v Logu pod Mangartom in nizvodno od tam povzročil opustošenje. Ob sedmih življenjih je uničil dobršen del infrastrukture in spremenil način življenja v Logu. Ob univerzalnem razlogu težav v teh krajih, aktivni tektoniki, je bilo kot glavni raz-



Slika 4. Izvorno območje (žarišče) plazu in drobirskega toka na Stožah pri Mangartski planini

zlog za nastanek plazu in drobirskega toka ugotovljeno neugodno zaporedje kamnin in sedimentov na območju žarišča (slika 4). Drсна ploskev prvotnega plazu se je razvila na zelo slabo prepustnih plastnatih karbonatno klastičnih kamninah rabeljske oz. tamarske formacije (T_3^1), na katere je bil odložen najprej til (ledeniška morena), potem presedimentiran til (dokaz drsenja pred zadnjim dogodkom), vse skupaj pa je bilo dodatno obteženo še s paketom pobočnega grušča. Ključna dodatna geološka sestavina za zdrs je bil vpad rabeljskih plasti vzdolž pobočja (Jurkovšek, 2001).

Sotočje Koritnice in Možnice – podor, drobirski tok, jezero

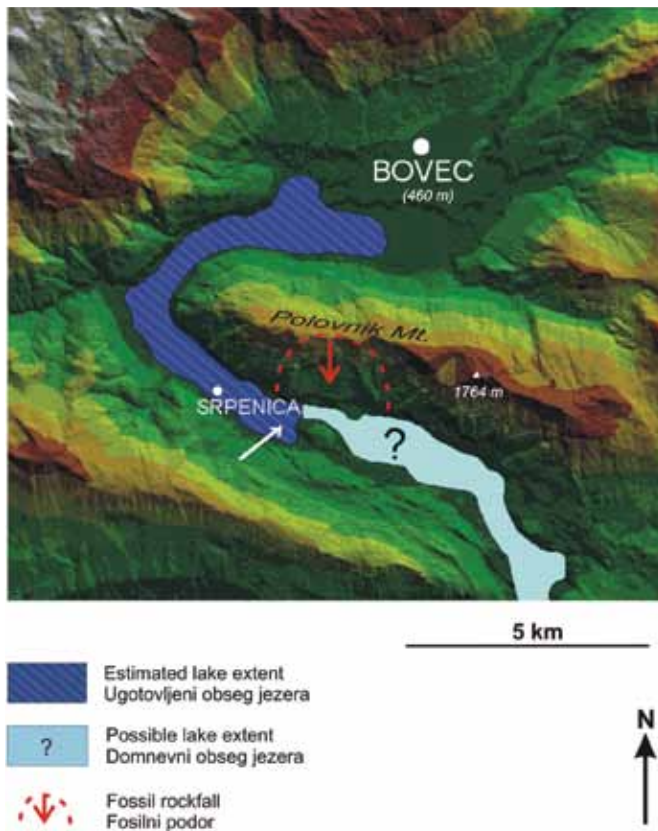
Vzvodno od sotočja Koritnice in Možnice lahko opazujemo zaporedje podornih blokov, sedimentov drobirskega toka in jezerskih sedimentov. Podoru, njegove sledove vidimo pod mostom čez Koritnico, je sledilo proženje masnih tokov, vse skupaj pa je zajezilo Koritnico in povzročilo nastanek jezera. Dogajanje še ni časovno opredeljeno, najverjetneje pa gre za holocen, morda celo za zgodovinski čas. Litologija in rekonstruirana smer transporta podornih blokov in diamiktone, ki jih prekriva (Bavec, 2001), kaže na najverjetnejši izvor materiala z območja Črnega vrha severno oz. severozahodno od mostu. Diamikton bi lahko bil ledeniškega izvora, popolnoma mogoče pa je tudi, da gre za tektonski zdrob in grušč iz močno tektoniziranega zaledja.

Srpenica – podor, jezero, jezerski sedimenti

Vzpetina Kuntri (530 m n.v.) oz. Hrib pri Srpenici je bila interpretirana že na vse mogoče načine; kot morena, podor, kombinacija obeh... Kaže, da je nastala ob kombinaciji podorov s Polovnika in z južnega pobočja Stola, glavnina materiala pa izvira s Polovnika. Na pobočju Polovnika je namreč ravno nad to veliko akumulacijo grušča in blokov zelo dobro izražena konkavna oblika, od koder izvira večina materiala (slika 5).

Litološka sestava grušča kaže, da del materiala, najdemo ga predvsem v najvišjem delu akumulacije, nedvomno izvira tudi s pobočij Stola. Zanimivo vprašanje pri opisovanju tega podora je vsekakor, ali je povzročil nastanek (zajezitev) velikega kvartarnega jezera ("Srpeniško jezero"), ki je segalo vse do Bovške kotline (slika 5). Verjetno ne v celoti. Jezerski sedimenti so namreč nastajali ob sinsedimentacijskem pogrezanju akumulacijskega bazena (sistematsko povečevanje naklona lamin v nekaterih vrtnah; Bavec, 2001). Podor je bil najverjetneje le spremljajoči pojav ob hitrem pogrezanju jezerskega bazena in najbrž drži, da se je podor zrušil v že obstoječo vodno akumulacijo, kakor je ugotavljal že Melik (1962). Analize v zgornjem delu več kot 200 m debele skladovnice jezerskih sedimentov so pokazale, da je jezero tu verjetno obstajalo več deset tisoč let in precej neverjetno je, da bi lahko podorni material ves ta čas zadrževal tako veliko količino vode.

Nastanek jezera in začetek sedimentacije v njem časovno ni opredeljen. Glede na to, da je bilo z vrtnjem dokazano, da jezerski sedimenti ponekod presegajo debelino 200 m (Kuščer et al., 1974) in da se je zgornjih 34 m odložilo v dobrih 8000 letih (Bavec, 2001; 2002), lahko sklepamo, da je jezero brez večje prekinitve tu obstajalo nekaj deset tisoč let. Segalo je do Čezsoče, sedimentacija pa je trajala še globoko v holocen (6590 – 6910 koledarskih let pred sedanostjo). Sediment je plastnat in ponekod drobno laminiran in je skoraj v celoti alohton (prevladuje karbonatni detritus;



Slika 5. Obseg pleistocensko – holocenskega “Srpeniškega jezera” in skalni podor s Polovnika. Bela puščica kaže lokacijo opuščene kopa karbonatnega melja.

Dolenec et al., 1984). Povprečna sestava sedimenta je: SiO_2 - 8.45%, Fe_2O_3 - 1.18%, Al_2O_3 - 2.63%, CaCO_3 - 71.15%, MgCO_3 - 14.29%, ostalo - 2.30% (Kuščer et al., 1974). V osrednjem delu je laminacija izrazito horizontalna in je izražena z značilno razliko v barvi in granulaciji. Razlika v kemijski sestavi med svetlimi in temnimi laminami dokazuje, da laminacija ni sezonsko pogojena in da torej ne gre za varve, pač pa za vpliv različnih izvornih območij sedimenta: več fliša – temnejše lamine, več karbonatov – svetle lamine (Gosar et al., 2008). Na globini približno 34 m sta bili v opuščnem kopu bližnje kemijske tovarne opisani dve plasti s seizmiti (slika 3) – dokaz potresa pred 15.000 leti (Marjanac et al., 2001).

Ravni Laz, Stržišče, Kal-Koritnica – drobirski tokovi velikih razsežnosti

V Bovški kotlini najdemo diamiktit v velikem obsegu na Ravnem Lazu, Radeljcu, Stržišču, nad Kalom-Koritnico in pri Jablenci. Povsod je odložen neposredno na predkvartarni podlagi. Na Ravnem Lazu in Stržišču je pokrit s konglomeratnim pokrovom, na Radeljcu leži na njem erozijski ostanek jezerskih sedimentov, nad Kalom-Koritnico (slika 6) in pri Jablenci pa je nepokrit. Datacije (Bavec, 2001) z IRSL na Ravnem Lazu so dale naslednje ocene starosti: diamiktit $\approx 155 \pm 23$ ka, konglomerat $\approx 200 \pm 43$ ka. U/Th datacija cementa v konglomeratu je dala preliminarni rezultat ≈ 153 ka b.p. (slika 9). Zaradi majhne vsebnosti radioaktivnih izotopov so datacije sorazmerno nezanesljive, kljub



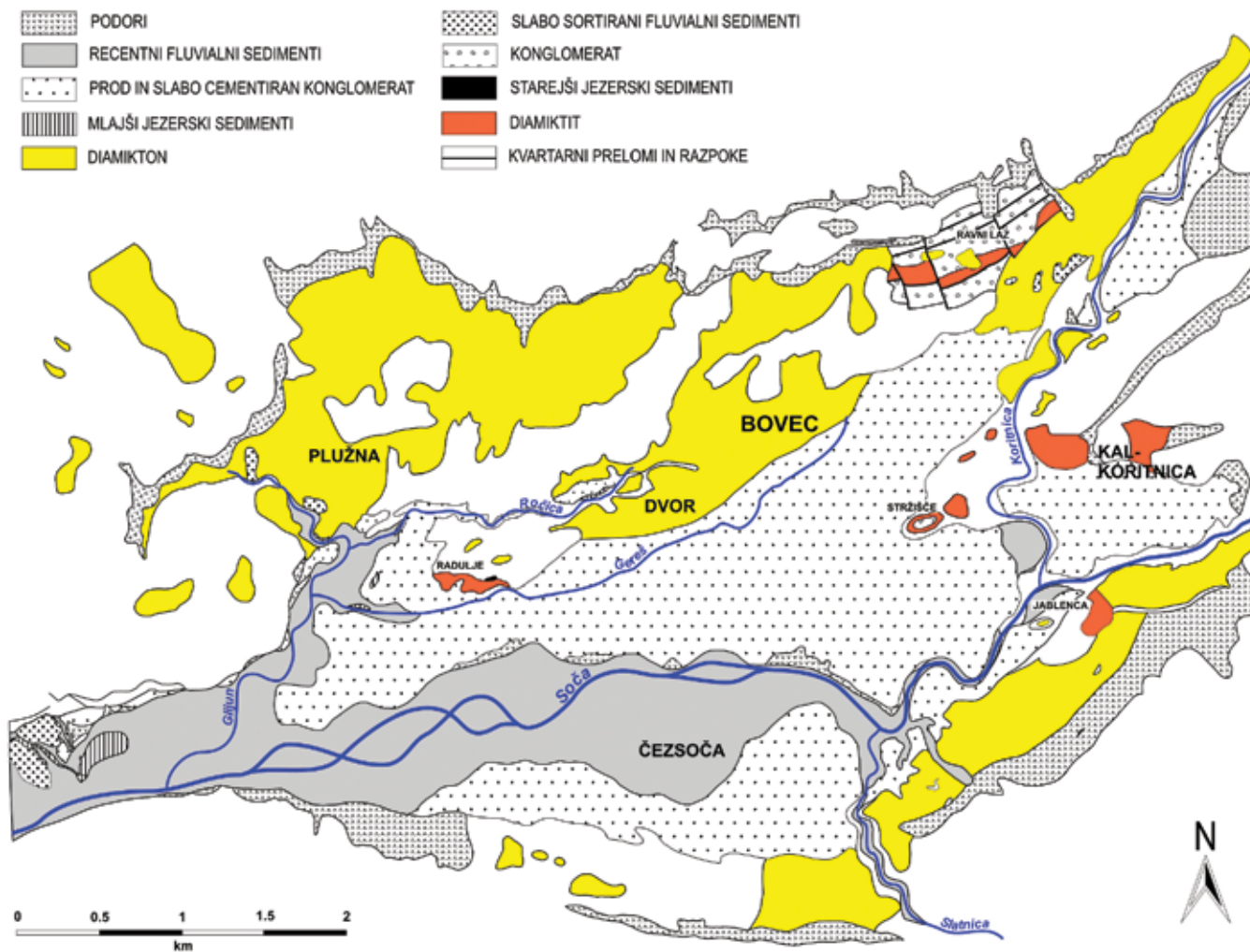
Slika 6. Diamiktit pri Kalu-Koritnici.

temu pa postavljajo vsaj grob časovni okvir paleookoljskim interpretacijam. Vemo, da gre za najstarejši poznan kvartarni sediment z Bovškega, kar je bilo prepoznano že pred prvimi absolutnimi datacijami. Že Winkler (1926) je na primer ocenil, da je diamikt na Ravnem Lazu in Stržišču najstarejša in sicer mindelska ali günska morena dolinskega ledenika, medtem ko naj bi bila tista pri Kalu-Koritnici in na Radeljcu predwürmska, morda riška (Kunaver, 1975). Na podlagi modela možnega obsega ledu in analize sedimentov je bila v zadnjem desetletju postavljena nova interpretacija nastanka diamiktitov (npr. Bavec, 2001; Bavec et al., 2004). Po tej naj bi bil diamiktit sediment (-na kamnina) drobirskega toka oziroma več drobirskih tokov, ki so nastali v času med ali po taljenju ledeniškega ledu. Ko se je led umaknil je bila v zaledju Bovške kotline nenadoma na voljo velika količina dobro omočenega nesprijetega materiala, ki je izgubil obremenitev in bočno oporo. Zato se je zlahka mobiliziral ter se na svoji poti do sedimentacijskega prostora v hitro pogrezajoči se kotlini do dobra premešal tudi z neglacigenim materialom (najbrž znotraj MIS 6 ali na prehodu MIS 6-5). Masnemu toku (ali masnim tokovom) sedimentov je sledilo najprej zelo burno (bazalna plast na Ravnem Lazu), potem pa vse mirnejše odlaganje fluvialnega konglomerata. Če ta interpretacija drži, v Bovški kotlini pravih moren Soškega ledenika sploh ni. Izjema so morene na pobočjih Kanina in Rombona, ki pa so jih odložili manjši pobočni ledeniki. Tudi te pa so bile v veliki meri že odnesene v dolino v obliki različnih pojavov gravitacijskega pobočnega premikanja.

REKONSTRUKCIJA DOGAJANJA V BOVŠKI KOTLINI V ZADNJIH 150.000 DO 200.000 LETIH

Rekonstrukcija razvoja površja v Bovški kotlini v zadnjih 150.000 do 200.000 letih je utemeljena na geomorfoloških opazovanjih, modelu razsežnosti ledenika in analizi dveh kompleksov sedimentov z zelo podobnimi lastnostmi. Oba sta sestavljena iz zaporedja sedimentov gravitacijskega transporta, jezerskih in fluvialnih sedimentov (slika 7). V večjem delu so sedimenti nastajali v paraglacialnem okolju - v zelo močni povezavi a brez neposrednega stika s Soškim ledenikom.

Ključne sestavine nastajanja sedimentov in pokrajine, kot jo poznamo danes, so: ledeniki, aktivna tektonika, gravitacijska



Slika 7. Karta kvartarnih sedimentov in sedimentnih kamnin v Bovški kotlini (Bavec, 2001).

pobočna premikanja, voda in klimatske spremembe. Oba kompleksa sta nastajala v prepletu podobnih sedimentacijskih okolij. Rekonstruirano zaporedje dogajanja lahko poenostavimo v šestih korakih (slika 8, slika 9).

Ledeniki so v najhladnejših obdobjih pokrivali nekatera pobočja in vzvodne dele dolin v Zgornjem Posočju in akumulirali glacialno preoblikovan drobir – morene in ostale glaciogene sedimente.

V periglacialnem okolju na obrobju ledenikov je potekalo intenzivno fizično preperevanje (zmrzal). Nastala je velika količina neglaciogene drobirja.

Akumulirani drobir se je v toplejših obdobjih prožil v smeri proti kotlini v obliki masnih tokov. Pri tem sta se neglaciogeni in glaciogeni drobir premešala. Eden od pomembnih dejavnikov proženja masnih tokov je bila tudi intenzivna tektonska aktivnost območja (pogrezanje Bovške kotline, ki še vedno traja). Dogodki gravitacijskih pobočnih premikanj so bili izjemnih razsežnosti. V času nastajanja starejšega sedimentnega kompleksa je bila celotna kotlina pokrita z najmanj 10 m debelim sedimentom drobirskega toka. Veliki dogodki so se dogajali tudi v holocenu in se dogajajo

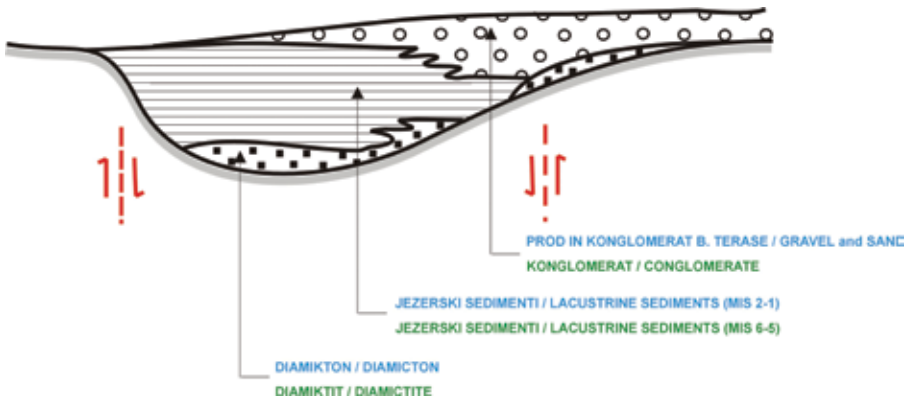
še danes. Mednje - a med manjše - spada tudi dogodek Stože – Log pod Mangartom.

Pogrezajoče se dno Bovške kotline je zapolnjevalo jezero, v katerem so se usedali drobnozrnati laminirani sedimenti. Jezerske sedimente starejšega kompleksa najdemo samo na Radulji, mlajši pa leže pod prodom vse od Čezsoče do Srpenice. Pri zaježitvi mlajšega (Srpeniškega) jezera so sodelovali tudi podori.

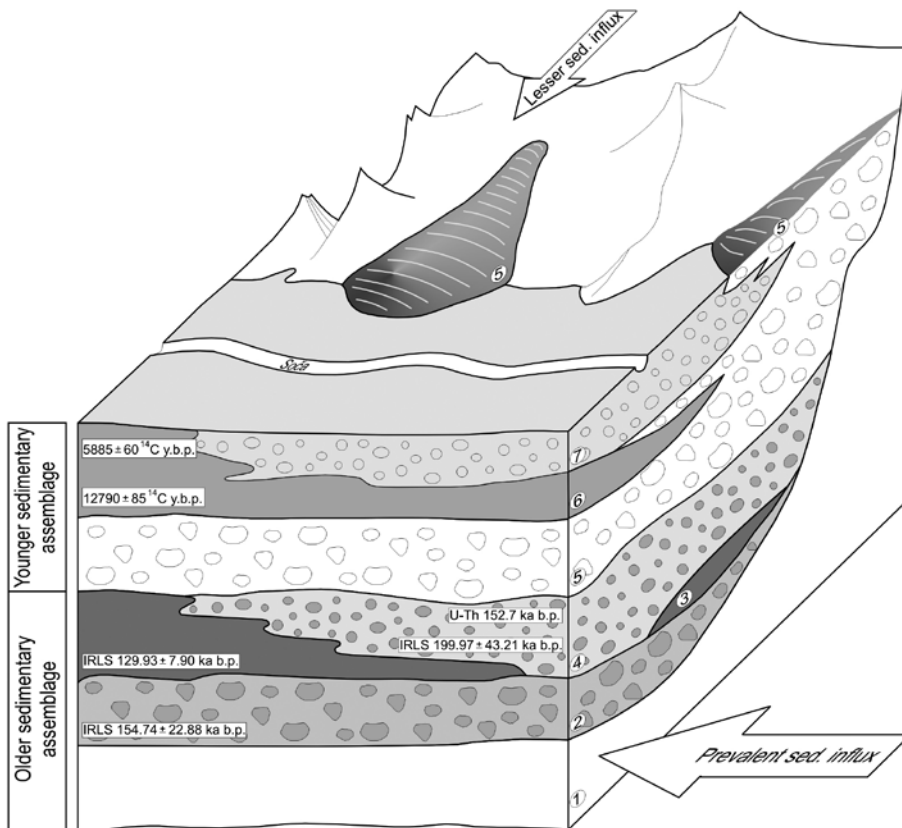
Jezerske sedimente so progradacijsko prekrili fluvialni sedimenti. Ostanke fluvialnih sedimentov starejšega kompleksa najdemo na Ravnem Lazu in Stržišču, mlajšemu kompleksu pa pripada celotna Bovška terasa.

Obdobjem odlaganja so sledila obdobja intenzivne erozije.

Dva kompleksa sedimentov sta najbrž nastala v dveh obdobjih tranzicije od viškov glacialov k interglacialu. Datanje kažejo, da je starejši kompleks nastajal v času med MIS 6 in MIS 5, drugi pa na prehodu MIS 2 v MIS 1. Možno je, da se je takšno zaporedje dogodkov v Bovški kotlini v času kvartarja ponovilo več kot dvakrat, a je erozija sledove starejših sedimentov odstranila. Nastajanje masnih tokov je značilno za relativno hladna, a ne izrazito hladna okolja.



Slika 8. Konceptualni model zaplnitve Bovške kotline v pleistocenu in holocenu. Dva kompleksa sedimentov sta opisana z različnima barvama.



Slika 9. Kvarterni sedimenti in kamnine v Bovški kotlini. 1-predkvartarna podlaga, 2-diamiktit, 3-starejši jezerski sedimenti, 4-(glacio)fluvialni konglomerat, 5-diamiktton, 6- mlajši jezerski sedimenti, 7-(glacio)fluvialni prod in konglomerat (Bovška terasa). Največji dotok je bil vzdolž doline Soče, nekoliko manjši pa po pobočjih.

KAKO KAŽE BOVCU - GEOLOŠKA NAPOVED PRIHODNOSTI

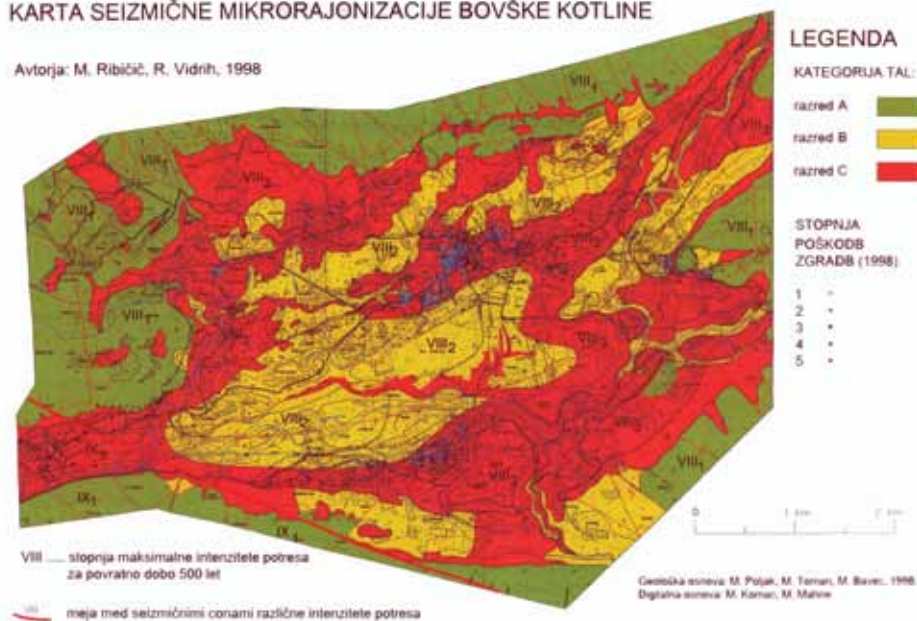
Katastrofe se bodo še dogajale, približno vemo, kakšne bodo, seveda pa ne vemo, kdaj se bodo zgodile. Če bodo prostorski načrtovalci in gradbeniki upoštevali vsaj znanje in izdelke, ki jih geologi že imamo, se bo Bovecu godilo precej bolje.

Potresi bodo! Seizmična mikrorajonizacija (Ribičič & Vidrih, 1999), ki je bila izvedena na podlagi osnovne karte intenzitet (Ribičič, 1987), upoštevanja poškodb ob zadnjih potresih, geološke osnove (Poljak et al., 1998) in vrste tal, napoveduje možnost potresa z intenziteto do IX. stopnje po potresni lestvici EMS-98 za 500 letno povratno dobo (slika 10).

Plazovi, podori in drobirske tokovi bodo! Nastajanje mlajšega sedimentnega kompleksa sedimentov na Bovškem še ni končano. Alpe se še vedno dvigujejo, stene so strme, v teh krajih rado obilno dežuje, na privzdignjenih legah je še od zadnje poledenitve na voljo še dovolj labilnih sedimentov pa tudi na videz trdnejše kamnine pod »dobrimi« pogoji rade splazijo. Na srečo pri oceni nevarnosti nismo več odvisni od človeškega spomina (ki je - že tolikokrat dokazano - slab in neusmiljeno kratek!), pač pa je na podlagi upoštevanja geoloških kart, lastnosti reliefa in nekaterih drugih naravnih lastnosti danes mogoče zelo hitro in z optimalno natančnostjo modelirati nevarnost za nastajanje pojavov pobočnih gravitacijskih premikanj. Za območje Bovške kotline je model v merilu, ki ustreza zahtevam prostorskega načrtovanja na nivoju občine, že izdelan (slika 11; Komac, 2005; Bavec et al., 2005).

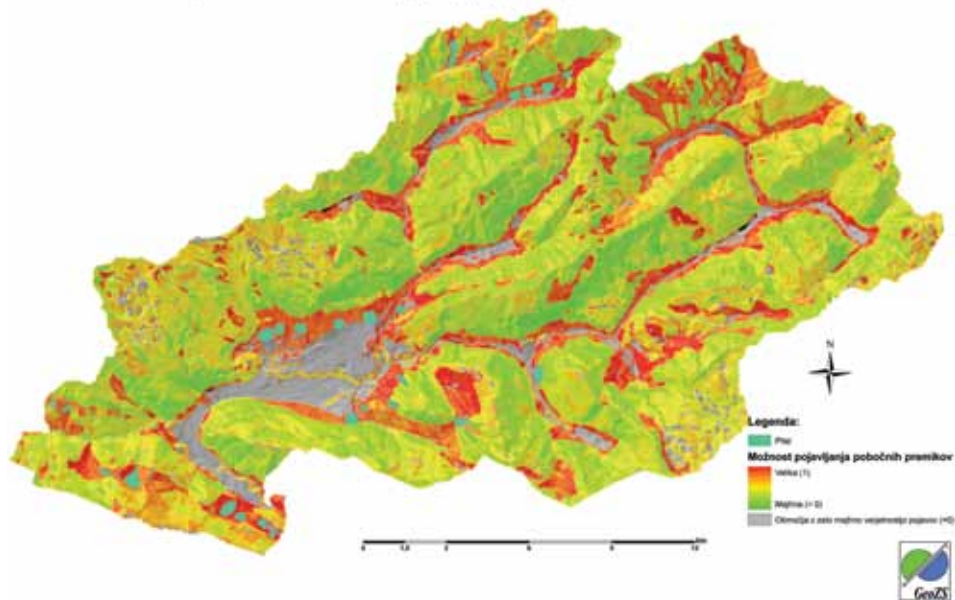
KARTA SEIZMIČNE MIKORAJONIZACIJE BOVŠKE KOTLINE

Avtorja: M. Ribičič, R. Vidrih, 1998



Slika 10. Karta seizmične mikrorajonizacije Bovške kotline (Ribičič & Vidrih, 1999; povzeto po: Vidrih, 2006).

Karta potencialno nevarnih območij pojavljanja pobočnih premikov za občino Bovec



Slika 11. Karta potencialno nevarnih območij za pojavljanje gravitacijskih pobočnih premikanj v občini Bovec (Komac, 2005).

Postanki na ekskurziji

Stože. Izvorno območje drobirskega toka.

Sotočje Koritnice in Možnice. Holocenska (?) zajezev s podorom.

Stržišče/Ravni Laz. Pleistocenski drobirski tok, Bovška terasa, potresi, podori.

Srpenica. Jezerski sedimenti, seizmiti, podori.

LITERATURA

Bajc, J., Aoudia, A., Saraò, A. & Suhadolc, P. 2001: The 1998 Bovec-Krn Mountain (Slovenia) Earthquake Sequence. - *Geophys. Res. Lett.*, 28(9), 1839-1842

Bavec, M. 2001: Kvarterni sedimenti Zgornjega Posočja. - Doktorska disertacija, 131 str., Ljubljana.

Bavec, M. 2002: Nove časovne in genetske opredelitve nekaterih mlajšekvarternih sedimentov in kamnin v Bovški kotlini in njeni bližnji okolici. - *Geologija* 45/2, 291-298, Ljubljana.

Bavec, M., Budkovič, T., Komac, M. 2005: Geohazard - geološko pogojena nevarnost zaradi procesov pobočnega premikanja. Primer občine Bovec. - *Geologija* 48/2, 303-310, Ljubljana.

Bavec, M., Tulaczyk, S. M., Mahan, S. A. & Stock, G. M. 2004: Late Quaternary glaciation of the Upper Soča River Region (Southern Julian Alps, NW Slovenia). - *Sedimentary geology* 165, 3/4, 265-283, Amsterdam.

Bavec, M. & Tulaczyk, S.M. 2002: Poskus ocene obsega mlajšpleistocenskega dolinskega ledenika v Zgornjem Posočju z enostavnim matematičnim modelom. - *Geologija* 45/1, 255 - 268, Ljubljana.

- Brückner, E. 1891: Eiszeit-Studien in den südöstlichen Alpen. – Jahresbericht der Geographischer Gesellschaft von Bern 10, 156 – 164, Bern.
- Buser, S. 1986: Tolmač listov Tolmin in Videm (Udine). Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. – Zvezni geološki zavod Beograd, 103 pp., Beograd.
- Buser, S. 1987: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Tolmin in Videm. – Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd.
- Church, M., Ryder, J.M. 1972: Paraglacial sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. – Geol. Soc. America Bulletin 83, 3059 – 3072, Boulder
- Dolenec, T., Pezdič, J., Ogorelec, B. & Mišič, M. 1984: Izotopska sestava kisika in ogljika v recentnem sedimentu iz Blejskega jezera in v pleistocenski jezerski kredi Julijskih Alp. – Geologija 27, 161-170, Ljubljana.
- Eyles, N., Kocsis, M. 1988: Sedimentology and clast fabric of subaerial debris flow facies in a glacially-influenced alluvial fan. – Sedimentary Geology 59, 15 – 28, Amsterdam.
- Gosar, M., Kovačič, K. & Bavec, M. 2008: Geokemična sestava lamin v mlajšekvartarnem jezerskem sedimentu pri Srpenici v dolini Soče. – Geologija 51/1, 119-126, Ljubljana.
- Jurkovešek, B. 1985: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Beljak in Ponteba. – Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd
- Jurkovešek, B. 1987: Tolmač listov Beljak in Ponteba. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. – Zvezni geološki zavod Beograd, 58 pp., Beograd.
- Jurkovešek, B. 2001: Izdelava karte geološko pogojene ogroženosti občine Bovec (1:25.000). – Ujma 14/15, 289-294, Ljubljana.
- Komac, M. 2005: Verjetnostni model napovedi nevarnih območij glede na premike pobočnih mas - primer občine - Geologija 48/2, 311-340, Ljubljana.
- Komac, M., Bavec, M. 2007: Opazovanje vertikalne komponente recentnih premikov v Julijskih Alpah s PSInSAR metodo. – Geologija 50/ 1, 97-110, Ljubljana.
- Kastelic, V., Živčič, M., Pahor, J. & Gosar, A. 2006: Seizmotektonske značilnosti potresa 2004 v krnskem pogorju. V: Vidrih, R. (ur.), Potresi v letu 2004. – ARSO, 78 – 87, Ljubljana.
- Kunaver, J. 1972: Geomorfološki razvoj Kaninskega pogorja. – 329 str., Ljubljana. Doktorska disertacija. Filozofska fakulteta Ljubljana.
- Kunaver, J. 1975: H geomorfološkem razvoju Bovške kotline v pleistocenu. – Geografski vestnik 47, 11-39, Ljubljana.
- Kunaver, J. 1980: Razvoj in sledovi zadnje stadialne poledenitve v Zgornjem Posočju (I). – Geografski vestnik 52, 17 – 36, Ljubljana.
- Kunaver, J. 1982: Geomorfološki razvoj Kaninskega pogorja s posebnim oziranjem na glaciokraške pojave. – Geografski zbornik 12, 201 – 343, Ljubljana.
- Kuščer, D., Grad, K., Nosan, A. & Ogorelec, B. 1974: Geološke raziskave soške doline med Bovcem in Kobaridom. – Geologija 17, 425 – 476, Ljubljana.
- Marjanac, T., Marjanac, L., Poljak, M., Živčič, M., Bavec, M. 2001: Srpenica seismites - indicators of paleoseismicity in the Upper Soča valley, NW Slovenia. – Geologija 44, 341-350, Ljubljana.
- Melik, A. 1954a: Nova glaciološka dognanja v Julijskih Alpah. – Geografski zbornik 2, 5 – 50, Ljubljana.
- Melik, A. 1954b: Slovenski alpski svet. – Slovenska matica, 606 str., Ljubljana.
- Melik, A. 1962: Bovec in Bovško. Regionalnogeografska študija. – Geografski zbornik 7, 307 – 387, Ljubljana.
- Mikoš, M., Četina, M., Brilly, M. 2004: Hydrologic conditions responsible for triggering the Stože landslide, Slovenia. – Engineering Geology 73, 193-213, Amsterdam.
- Milanič, B. 2010: Ocena recentnih tektonskih premikov v severozahodni Sloveniji na podlagi primerjave PSInSAR podatkov in nivelmanske izmere. – Diplomsko delo, 64 str., NTF, Ljubljana.
- Penck, A. & Brückner, E. 1909: Die Alpen in Eiszeitalter 3, 717 – 1199. – Chr. H. Tauchnitz, Leipzig.
- Poljak, M., Toman, M. & Bavec, M. 1998: Raziskave za potrebe odprave posledic potresa v Posočju dne 12. 4. 1998. – 18 str., 1 priloga, Ljubljana. Tipkano poročilo. Arhiv Geološkega zavoda Slovenije, Ljubljana.
- Ribarič, V. 1987: Seizmološka karta za povratno dobo 500 let. – Zajednica za seizmologiju SFRJ, Beograd.
- Ribičič, M. & Vidrih, R. 1999: Seizmološki in geotehnični pogoji gradnje v zgornjem Posočju. – Sanacija in rekonstrukcija zgradb. – Zbornik referatov. Gradbeni center Slovenije, 135 – 151, Ljubljana.
- Rižnar, I., Koler, B., Bavec, M. 2007: Recentna aktivnost regionalnih geoloških struktur v zahodni Sloveniji. – Geologija 50/1, 111-120, Ljubljana.
- Skaberne, D. 1991: Predlog slovenskega izrazoslovja pobočnih premikanj – pobočnega transporta. – Geologija 44/1, 89 – 100, Ljubljana.
- Vidrih, R. 2006: Geološki vidiki potresa 12. aprila 1998 v zgornjem Posočju. – Doktorska disertacija, 432 str., Ljubljana.
- Vidrih, R. 2008: Potresna dejavnost Zgornjega Posočja. – Agencija Republike Slovenije za okolje, Urad za seizmologijo in geologijo, 509 str., Ljubljana.
- Weber, J., Vrabec, M., Pavlovčič Prešeren, P., Dixon, T., Jiang, Y., Stopar, B. 2010: GPS-derived motion of the Adriatic microplate from Istria Peninsula and Po Plain sites and geodynamic implications. – Tectonophysics 483/ 3-4, 214-222, Amsterdam.
- Winkler, A. 1926: Zur Eiszeitgeschichte des Isonzotals. – Zeitschrift für Gletscherkunde 15, 1-113, Leipzig.
- Zupančič, P., Cecić, I., Gosar, A., Placer, L., Poljak, M., Živčič, M. 2001: Potres 12. aprila 1998 v Krnskem pogorju (Zgornje Posočje, Slovenija) in njegove seizmotektonske značilnosti. – Geologija, 44/ 1, Ljubljana.

Nekaj manj pogosto uporabljenih izrazov

Diamikt: sediment ali sedimentna kamnina z značilnim

»dvočlennim granulometričnim značajem« - skupaj se pojavljajo glina ali melj ter veliki bloki. V skrajnem primeru ga imenujemo blokovna glina. Značilno za til in tilit, sicer pa lahko nastaja v vseh sedimentacijskih okoljih.

Diamiktit: sprijet diamikt.

Diamikton: nesprjet diamikt

Glacialni sedimenti: sedimenti, ki jih je transportiral in odložil ledenik. Najdemo jih samo na območjih, nekoč pokritih z ledom. Niso presedimentirani v vodnem ali subaerskem okolju.

Glaciogeni sedimenti: sedimenti, ki so nastali v bolj ali manj neposredni povezavi z delovanjem ledenika.

Gravitacijska pobočna premikanja: združuje vse vrste težnostnih premikanj na pobočjih: tekočinske tokove, masne tokove (drobirski, zrnški), plazenje, padanje in kotaljenje (podori) ter prevračanje (Skaberne, 1991)

Masni tok sedimentov: vrsta gravitacijskih pobočnih premikanj

Morena: glaciogeno sedimentno telo iz tila ali tilita.

Paraglacialno sedimentacijsko okolje: sed. okolje, zaznamovano z »neglacialnimi procesi na katere neposredno vpliva poledenitev« (Church & Ryder, 1972). Sinonim je »sedimentacijsko okolje z glacialnim vplivom« (glacially-influenced; Eyles & Kocsis, 1988).

PSInSAR: *Permanent Scatterer Interferometric Synthetic Aperture Radar method:* Metoda, ki omogoča meritve premikanja površja na podlagi satelitske radarske interferometrije stalnih sipalcev signala

Til: nesprjet glacialni sediment, največkrat diamiktne sestave.

V preteklosti običajno imenovan z geomorfološkim pojmom morena. Glede na okolje nastanka ločimo krovni, talni, stranski in čelni til, glede na mehanizem sedimentacije pa kompleks raztapljanja (melt-out complex), ablacijski til (ablation till), til kopičenja (lodgement till), bazalni til (basal till), tokovni til (flow till) in druge.

Tilit: sprijet til.

E1 Trenta - Triglavski narodni park. Geologija, geomorfologija in vodni viri

Nadja Zupan Hajna¹, Metka Petrič¹ & Aleš Zdešar²

¹Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna

²Javni zavod Triglavski narodni park, Bled

GEOLOGIJA IN GEOMORFOLOGIJA TRENTE

Nadja Zupan Hajna

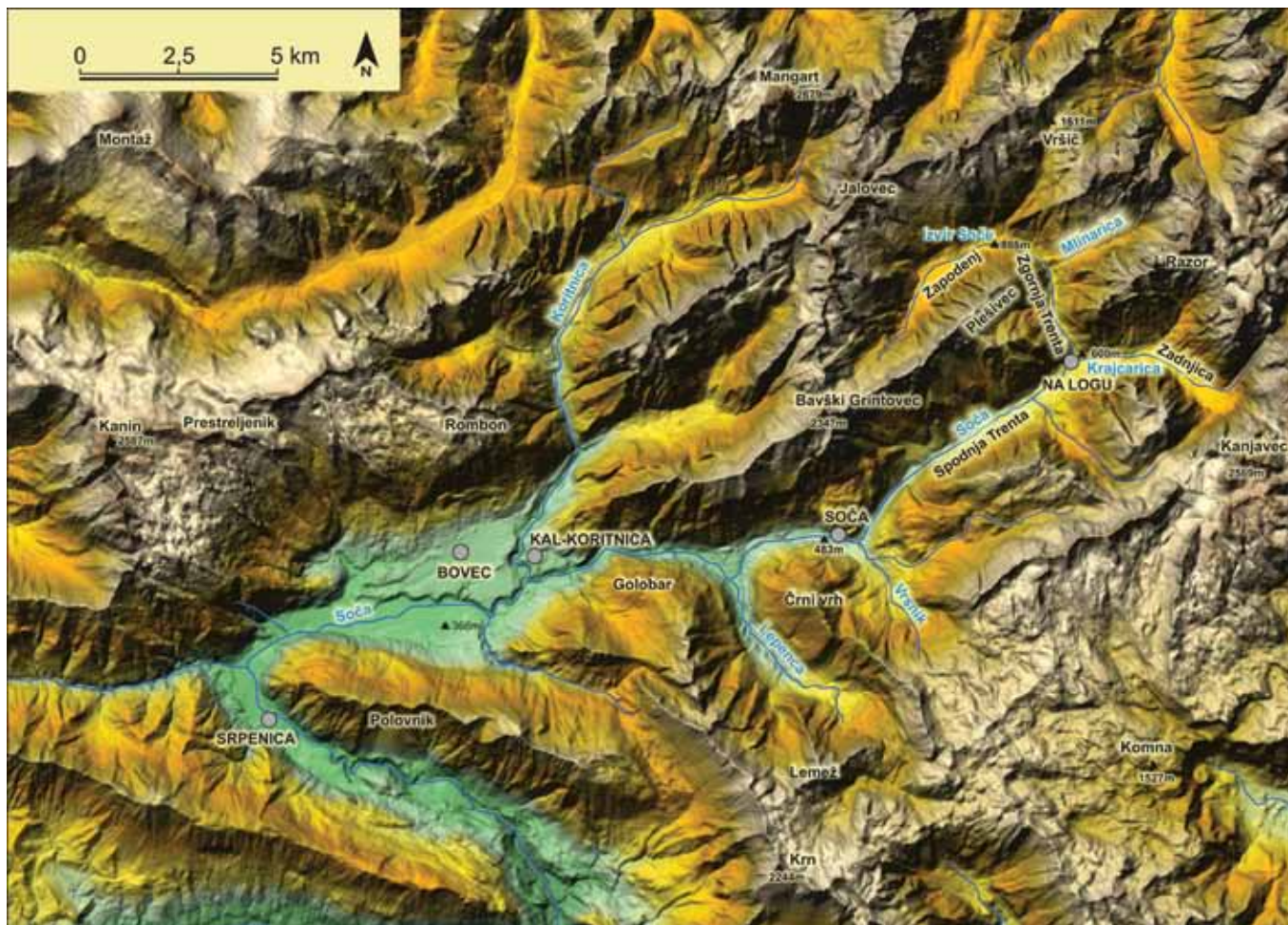
Uvod

Trenta je ledeniška dolina v Triglavskem narodnem parku v Julijskih Alpah, katerega začetek označuje tabla kmalu za vasjo Kal-Koritnica. Je tudi skupno ime za najvišji del Soške doline (slika 1), ki jo sestavlja šest povirnih dolin: Trenta, Mlinarica, Zadnjica, Soča, Vrsnik in Lepena (Kladnik & Rojšek 1997).

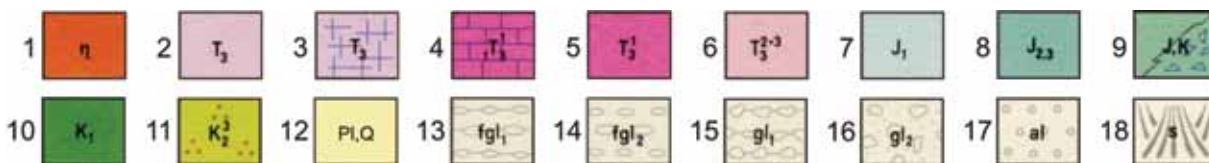
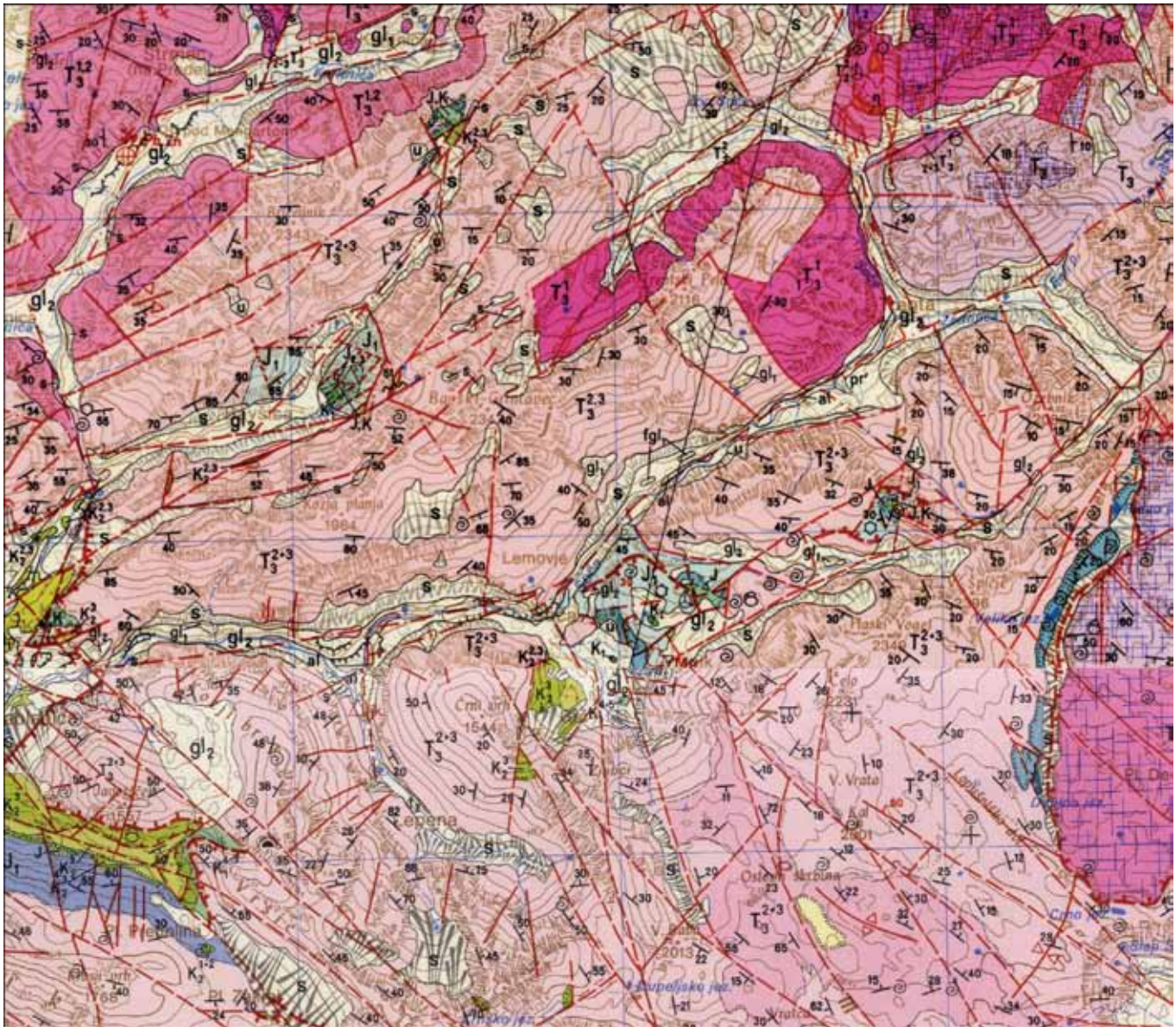
Topografsko se dolina deli na tri območja. Najnižje ležeča je Spodnja Trenta, ki se začne ob sotočju potoka Vrsnik in reke

Soče in sega do zaselka Na Logu (del naselja Trenta). Na tem mestu se Soški dolini iz vzhoda pridruži tudi dolina Zadnjica. Od tu naprej se dolina imenuje Zgornja Trenta, ki se konča pri prvih serpentinah pri Koči ob izviru Soče. Naprej proti planini Zapotok in zatrepu pod pobočji Jalovca in Bavškega Grintavca se dolina imenuje Zadnja Trenta ali Zapoden. Nadmorske višine v dolini Soče so od 402 m pri Kršovcu, 483 m v vasi Soča, 600 m Na Logu, 886 m pri Koči pri izviru Soče, tja do 979 m v Zadnji Trenti.

Podnebje je zmerno celinsko do gorsko, po dolini pa visoko sežejo tudi mediteranski vplivi. Količina padavin se zmanjšuje od juga proti severu; v povprečju je padavin okrog 3000 mm na leto. Gorsko podnebje je omejeno predvsem na vrhnje dele dolin in



Slika 1: Digitalni model reliefa Zgornjega Posočja. Vir: DMV 25; Geodetska uprava Republike Slovenije.



Slika 2: Geološka karta območja Trente in okolice. Vir: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Beljak in Ponteča (Jurkovšek 1985) in Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Tolmin in Videm (Buser 1987). Legenda: 1. kremenov keratofir, kremenov porfir in ignimbritni tuf (ladinij); 2. skladnat apnenec (zg. trias); 3. masiven in skladnat apnenec (zg. trias); 4. plastnat mikritni apnenec (sp. del karnija); 5. masiven in skladnat dolomit in apnenec (karnij); 6. skladnat dachsteinski apnenec s plastmi dolomita (norij in retij); 7. skladnat mikritni in oolitni apnenec (lias); 8. plastnat in ploščat mikritni apnenec, krinoidni apnenec in roženec (dogger-malm); 9. ploščat mikritni apnenec z rožencem, kalkarenit in lapor (tithonij-berriasij); 10. apnenec, kalkarenit, lapor, skrilavec, peščenjak in roženec (sp. kreda); 11. peščenjak, lapor, glinovec in konglomerat – fliš (senon); 12. ostanki prodnikov (pliocen-pleistocen); 13. sprijeti fluvio-glacialni sedimenti (konglomerat, prod in pesek); 14. nesprijeti fluvio-glacialni sedimenti (konglomerat, prod in pesek); 15. starejša sprijeta morena; 16. nesprijeta morena; 17. aluvij; 18. pobočni grušč.

gore nad njimi. Značilne so dolge mrzle zime in kratka poletja. Pozimi je veliko snežnih padavin, ki se zaradi nizkih temperatur dalj časa obdržijo.

Do 16. stoletja so dolino obiskovali le posamezni lovci, stalno pa je bila naseljena od območnega razvoja železarstva. Različne fužine so delovale do leta 1774, nato pa so se prebivalci preživljali s planšarstvom in kmetijstvom (<http://sl.wikipedia.org/wiki/Trenta>). Leta 1906 je bila zgrajena cesta med Bovecem in naseljem Trenta, leta 1915 pa zaradi vojaških potreb še Vršička cesta, ki povezuje dolino s Kranjsko Goro; v času I. svetovne vojne so bili zgrajeni tudi številni vojaški objekti.

Geološki pregled

Geologija Trente je povzeta v glavnem po Buserju (1987) in Jurkovšku (1987) in je prikazana na sliki 2. V geotektonskem smislu pripada zgornji del Posočja Južnim Alpam oziroma narivni grudi Julijskih Alp (Jurkovšek 1987; Placer 2008). V narivu so zastopane sedimentne kamnine od spodnjega triasa do krede, prevladujejo pa zgornjetriasi karbonati. Dominantna smer prelomov je prečno dinarska (SV-JZ), izraziti so tudi prelomi v dinarski smeri (SZ-JV), ki pa so ob prej omenjenem sistemu zamaknjeni. Manj pomembni so prelomi v smeri S-J in V-Z. Na glavna sistema prelomov je vezana tudi cona lusk ob transkurentnih prelomih južno od Vršiča, na Čistem vrhu in v Vrsniku. Prečno dinarski prelomi se izražajo v morfologiji površja, saj je na primer dolina Trente, od Na Logu do vasi Soča, oblikovana ob trentskem prelomu in dolina Zadnje Trente ob mojstrovškem prelomu. Prelomom v dinarski smeri pa sledijo dolina Trente med izviro Soče in zaselkom Na Logu ter dolini Zadnjica in Lepena.

Najstarejše kamnine v Trenti so ladinijske predornine: kremenovi keratofirji, kremenovi porfirji in ignimbritni tufi, ki se nahajajo v luskah ob transkurentnih prelomih na serpentinah južno od Vršiča.

Skladnat cordevolski apnenec gradi Debelo peč med dolinama Mlinarice in Zadnjice. Spodnjekarnijski plastnat mikritni apnenec in masiven skladnat apnenec gradi jugovzhodna in severna pobočja grebena z vrhom Plešivec med dolino Soče pri Na Logu in Zadnjo Trento. Iste starosti je tudi plastnat in ploščat temnosiv apnenec ob ladinijski predorninah pri cesti na Vršič.

Na območju Trente je glavna kamnina dachsteinski apnenec norijsko-retijske starosti. Debelina plasti je od 0,5 do 5 metrov. Značilno je, da apnenec vertikalno in bočno prehaja v dolomit. Dachsteinski apnenec predstavlja značilen primer loferitnega razvoja (loferski cikli). Popoln cikel gradi do več metrov debel podplimski del mikritnih apnencev z značilnimi megalodontidnimi školjkami, ki mu sledijo medplimsko-nadplimski laminiti in stromatoliti ter breča z značilnimi izsušitvenimi teksturami.

Mlajših kamnin je na območju Trente zelo malo, najdemo jih samo v luskah ob transkurentnih prelomih. V luski na Čistem vrhu in pri Vrsniku so razviti liasni mikritni in oolitni apnenci z brečami in glinami, na njih pa je odložen rožnat in siv plastnat apnenec (zgornji lias do malm) s krinoidi. Za rožnate apnenec so značilne tudi manganovo-piritne skorje. Na obeh lokacijah je razvit tudi tithonijsko-berriasijski apnenec, ki je tankoplastnat do ploščat, raznobarven, lokalno se pojavljajo v njem laporji in ponekod gomolji ter plasti roženca. Pri Vrsniku izdanja tudi laporni del spodnje krede.

Kvartarni sedimenti se nahajajo v dnu in na pobočjih dolin in so posledica ledeniških, fluvialnih in pobočnih procesov. Glede na njihovo lego in obliko nekatere od teh sedimentov lahko pripisujemo morenam. Tako v sami dolini Trente in na njenih pobočjih najdemo tile in tilite, druge sedimente pa glede na zrnastost in teksturo lahko opišemo samo kot diamikt (Bavec 2002, Bavec et al. 2004), ki pa je lahko ledeniškega, fluvio-glacialnega ali drugačnega izvora.

Dvigovanje Alp

S ponovljeno nivelmansko izmero je bila največja relativna vertikalna razlika v hitrostih dviganja vzdolž poligona med slovensko obalo in Bledom ocenjena na 7 mm/leto (Rižnar et al. 2007); velik del relativne razlike je koncentriran na območje Alp. Da se Julijske Alpe v primerjavi s svojim predgorjem nedvomno dvigajo, oziroma je vertikalna komponenta vektorja premikanja obrnjena navzgor, so pokazale meritve relativne hitrosti dviganja posameznih točk znotraj Pokrova Julijskih Alp z metodo PSIn-SAR (Komac & Bavec 2007). Relativni dvig je po njihovi oceni 3,35 mm/leto, ob bolj konzervativni oceni pa slab milimeter na leto. Z metodo sta identificirala tudi koseizmične premike na površju, kjer sta najizrazitejšo reakcijo površja ugotovila v Bovški kotlini, povezano z velikonočnim potresom 1998.

Da gre za relativno hiter dvig Alp, nam nakazujejo tudi datacije jamskih sedimentov iz jam (Zupan Hajna et al. 2008; Bosak et al. 2010), kjer smo na primer v Snežni jami na Raduhi ugotovili, da je jamski fluvialni nanos, ki ga je v jamo prinesla ponikalnica, star med 4 do 2 Ma, kar kaže na dejstvo, da je dvig mlajši od 2 milijona let. Podobne rezultate so dobili tudi z datacijami sedimentov v Severnoapneniških Alpah (na primer Frisch et al. 2001), kjer pa ugotavljajo zvezen dvig zadnjih 5 milijonov let.

Potresi in podori

V povezavi z močno tektonsko aktivnostjo so tudi potresi na Bovškem. Aktivna tektonika je posledica kompresijskega napetostnega polja s približno smerjo σ_1 S-J (Rižnar et al. 2007). Širše območje zaznamuje srednja stopnja seizmične aktivnosti. Eden najmočnejših potresov 20. stoletja z žariščem na ozemlju Slovenije je nastal 12. aprila 1998 v zgornjem Posočju. Po <http://www.arso.gov.si/potresi/> je bila njegova magnituda 5,6, največji učinki pa so dosegli med VII. in VIII. stopnjo po EMS. Žarišče potresa je nastalo med dolino Lepene in Krnskimi gorovjem, v globini okoli 8 km. Potres je poleg velike gmotne škode na objektih na Bovškem, Kobariškem in Tolminskem, povzročil tudi precejšnje spremembe v naravi, saj so nastali številni skalnati podori, ki so ponekod popolnoma uničili planinske poti (Vidrih & Ribičič 1999; Vidrih 2008). Padajoče skale in kamenje je ponekod poškodovalo ali celo uničilo nekatere pomnike iz I. svetovne vojne. Najmočnejši popotresni sunek je nastal 6. maja in je imel magnitudo 4,2. Ob potresu je bilo poškodovanih več kot 4000 objektov, na srečo pa ni zahteval smrtnih žrtev.

Šest let pozneje, 12. julija 2004, so se tla stresla na istem območju (vir: <http://www.arso.gov.si/potresi/potresna%20aktivnost/potres2004.html>). Potres je imel magnitudo 4,9. Največja intenziteta je bila od VI.–VII. stopnje po lestvici EMS. Globina žarišča je bila podobna kakor pri prejšnjem potresu (Vidrih 2004). Oba potresa sta nastala ob istem prelomnem sistemu, to je ob ravnskem

prelomu, ki je del idrijskega prelomnega sistema. Razdalja med žariščema obeh potresov znaša manj kakor 6 kilometrov.

Osnovna značilnost alpskega sveta je njegova zgradba, saj ga gradijo trde, večinoma tektonsko poškodovane hribine, ki oblikujejo zelo strma, celo subvertikalna pobočja. Ob potresu v alpskem svetu se zgodi veliko pojavov, ki so za ta svet enkratni (Vidrih 2008). Predvsem se pojavlja sekundarna ogroženost zaradi sprožanja nestabilnosti na strmih pobočjih, npr. padanje in zdrsi kamninskih gmot. Obenem je ogroženost po potresu časovno raztegnjena na nekaj let, ko se še vedno sprožajo hribinski pojavi ob popotresnih sunkih, deževju, vetru in snežnih plazovih.

V dolini Trente je znanih več skalnih podorov (Orožen Adamič 1990; Zorn 2002; Petje et al. 2005; Vidrih 2008), največji so podor z Osojnika nad kmetijo Plajer in podor Berebica v Spodnji Trenti ter podori v dolini Lepene. V dolini Lepene je bilo ob potresu 1998 več podorov: izpod Lemeža, Šije, kote 1776 in ob potoku Šumniku (Vidrih 2008). Najbolj izrazit pojav ob potresu je bil hribinski podor z Lemeža. Z višine je zdrsil tektonsko pretrt apnenec, ki je pri spustu po pobočju z več kot 2000 m dobil veliko hitrost. Skale in kamni so se zdobili v manjše drobce in nad dolino se je dvignil rumen prah, temu pa se je pridružil tudi zračni udar. Zračni udar je v pasu dobrih 50 m in dolžini nekaj sto metrov polomil ali izruval številna drevesa (Vidrih 2008). Istočasno se je zgodil hribinski zdrs izpod Šije. Klinasti zdrs je nastal ob sistemu dveh sekajočih se razpok (lezika in tektonska razpoka) in sodi med redke pojave, ki so značilni za VII.-VIII. stopnjo EMS (Vidrih 2008). Pod podorom je nastal jezik skalnega vršaja, ki se končuje v gozdu nad dolino. V dolini Lepene se je z levega pobočja sprožil tudi drobirski tok, in sicer, ko se je odloženo kamenje v strmi grapi ob potresu sprožilo ter se pomešano s snegom in se odvalilo s pobočja.

Podor s severozahodnega pobočja Osojnika nad domačijo Plajer na levem bregu Soče (slika 3), se je re-aktiviral med 28. in 29. junijem 1989 na mestu starejšega podora, ki je bil takrat že prekrit z vegetacijo (Orožen Adamič 1990; Zorn 2002). Dimenzije podora so bile okrog 400 x 300 m (Mikoš et al. 2006). Sproženo je bilo okrog 300.000 kubičnih metrov materiala v debelini okrog 20 m. Klinast zdrs se je zgodil v sistemu razpok v prelomni coni, ki seka Osojnik v smeri SZ – JV. Posamezni sproženi kamninski bloki so



Slika 3: Podor nad Plajerjem v Spodnji Trenti (foto N. Zupan Hajna).

bili večji od 10 m³. Zaradi podora so se prebivalci kmetije morali izseliti. Na nasprotni strani doline se je 12. decembra 1993 sprožil podor izpod Berebice, ki je zasul regionalno cesto (Zorn 2002; Petje et al. 2005; Mikoš et al. 2006). Sprožila se je kamninska masa dimenzij 30 x 50 x 5 m; to je okrog 7.500 kubičnih metrov materiala. Trije večji naproženi kamninski bloki so se s pobočja sprostili šele leta 1998. Maja 2001 so končali 276 metrov dolgo galerijo, ki ščiti regionalno cesto pred podorom. Podora na nasprotnih straneh Soče, skoraj zrcalna, sta tipičen primer tako imenovanega »dvojčka«, značilnega za ozke alpske doline, kjer na nasprotnih pobočjih nastaneta dva podora (Orožen Adamič 1990).

Geomorfologija

Območje Trente je izredno pestro in dinamično glede endogenih in eksogenih procesov, ki so in še oblikujejo površje. Najpomembnejši dejavniki so: a.) močna tektonska aktivnost - dvigovanje Alp, potresi; b.) intenzivni fluvialni procesi - velika količina padavin, površinska rečna mreža; c.) intenzivni pobočni procesi - velike višinske razlike, veliki nakloni pobočij, tektonska pretrtost, klima; č.) poledenitev v pleistocenu - ledeniška erozija in akumulacija, intenzivnejši pobočni procesi; d.) zakrasevanje - korozija površja, vertikalna podzemna drenaža. Rezultat vseh teh različnih dejavnikov je močna erozija, katere posledica je zelo razgiban relief z velikimi višinskimi razlikami in raznoterimi morfološki oblikami.

V pleistocenu so v visokogorju nastali ledeni pokrovi, od katerih so se proti dolinam odcepili posamezni ledeniki. Med njimi je bil eden od najdaljših Soški ledenik, ki je bil dolg kar 80 km in naj bi segal od Zgornje Trente do Mosta na Soči (Kunaver 1980). Novejše raziskave (Bavec 2002; Bavec et al. 2004) pa kažejo, da bi se morala ocena o obsegu Soškega ledenika razdeliti vsaj na dva dela. Za čas zadnjih dveh alpskih poledenitev ocenjujejo, da je segel ledenik kvečjemu do Bovca oziroma, da so se kraki njegovih pritokov najverjetneje stalili celo, preden so dosegli Bovško kotlino.

V Trenti na več krajih najdemo glacialne in fluvio-glacialne sedimente; starejši sedimenti so že vezani (sprijeti). Na karbonatnih (apnenčastih) talnih morenah so se na več mestih s kemičnim raztapljanjem (Cvetek 1971) razvila **grbinasta tla**. Za površino grbinastih tal so značilne po obliki in velikosti podobne vrtačaste oblike, med katerimi so manj kot meter visoke zaokrožene izbokline. Kjer taka tla prekrivajo travniki, jih imenujemo **grbinasti travniki**. Te v zadnjem času skušajo zaščititi pred izravnavanjem. Iz priporočila Ministrstva za kmetijstvo, gozdarstvo in prehrano (<http://rkg.gov.si/GERK/documents/2008>): GRB_08 so grbinasti travniki posebnost kmetijske krajine in naravna dediščina, vendar pa zaradi težke obdelave žal izginjajo. Da bi ohranili te pleistocenske posebnosti, podukrep predvideva vsaj eno ročno košnjo in spravilo letno. Narejen je tudi seznam grbinastih travnikov, ki vključuje tudi območje občine Bovec.

Ledeniške doline, korita in slapovi

Ledeniki so brusili karbonatno podlago in razširili ter poglobili že obstoječe rečne doline. Tako so nastale značilne ledeniške doline, ki imajo prečni profil v obliki črke U. Ozka dolina Lepena na primer velja, poleg Bavšice in Zapodna, za najlepši primer ledeniške doline. Na območju Trente se v dolinah in grapah na gorskih potokih nahaja veliko privlačnih slapov ter ozkih korit.

Dolina **Lepena** je dolga pet kilometrov, obdajajo jo vrhovi Črni vrh, Kaluder, Lemež, Lipnik, Hudi vrh ter severni rob Golobarja. V zgornjem delu doline, na pobočjih Krna, se nahaja Slap Lepenca, v katerem se voda čez štiri stopnje 55 metrov visokega slapu, prelije v dolino. Od vseh potokov in slapov v Posočju je bila ob velikonočnem potresu 1998 najbolj prizadeta prav Lepenca. Utrgalo se je celo pobočje ob zgornjem desnem bregu ter deloma zasulo strugo pod slapiščem. Struga je v srednjem delu toka, le malo pred sotočjem s Šumnikom, ostala nespremenjena. Na Šumniku je 17 večjih in manjših slapov, od katerih so nekateri dvojni.

Dolina **Zadnjice** se ponaša z največjimi višinskimi razlikami med vrhovi in dolino, z rojem izvirov in najbolj vodnatim pritokom Soče, saj se Zadnjici pridruži tudi precej vodnata Krajcarica.

Soteska **Mlinarice** se ponaša z najglobljimi koriti v Triglavskem narodnem parku; dolga je okrog kilometer in globoka do 100 m. Potok Mlinarica izvira pod malim Razorjem in se po kilometru in tristo metrih v 8 metrov visokem slapu izliva v Sočo. Pomladi leta 2005 je skalni podor porušil novo brv čez potok in od takrat je bil osrednji del Mlinarice zaprt za ogled. Na istem mestu je vodna ujma že leta 1999 odnesla brv, leta 2007 so na istem mestu postavili novo.

Zadnja Trenta - Zapoden je dolina, ki se razprostira od izvira Soče proti Bavškemu Grintavcu. Dolina se konča v krnici Zapotok s 180 metrov visoko prepadno steno, čez katero pada več slapov, najvišji je Zapotoški slap s 73 metri. Po dolini teče Suhi potok, ki

pa ob nizkih vodah kmalu ponikne v prod in priteče na površje šele tik pred izlivom v Sočo. V Zadnji Trenti se nahaja tudi lep grbinasti travnik, ki jih najdemo tudi drugje po dolini Soče.

Korita vrezana v živoskalno dno so eden najznačilnejših geomorfoloških pojavov Posočja; po oceni jih je okrog 100 (Jarc et al. 2002). Na zgornjem toku Soče so najbolj znana Mala in Velika Korita in Korita pri Kršovcu. **Korita pri Kršovcu** se nahajajo na Soči pri žižnici Golobar v bližini Kala-Koritnice. Dolga so 100 m in na najožjem delu široka le 1,5 m. **Velika korita Soče** se nahajajo na reki Soči pri vходу v dolino Lepene. Korita so dolga 750 metrov, široka ponekod le 2 metra, stene so pa visoke do 15 metrov. Malo višje, ob odcepu proti Vrsniku in Vasi na skali, oblikuje Soča še Mala korita (slika 4). Ta so dolga 100 metrov, globoka do 6 metrov in ponekod ožja od 1 metra. Globoka so tudi Korita Mlinarice (do 100 m), Korita Koritnice (do 70 m), Spodnja korita Ročice (80 - 100 m). Znana so še korita Nemčlje, Limarice in Krajcarice.

V koritih so številni tudi lepi slapovi. Ob visokih vodah poplavni valovi korita velikokrat prelijejo, saj se gladina Soče dvigne za več kot 10 metrov. Korita ne morejo nastati zgolj z erozijo tekoče vode. Za njihov nastanek je potreben tudi material, ki ga reka prenaša s seboj in dodatno mehansko erodira skalno dno. Pri poglabljanju korit igrajo pomembno vlogo tudi draslje. To so manjše zglajene kotanje v rečnem koritu, v katere so ujeti prodniki in pesek, voda jih v drasljah vrtinči in tako dodatno poglablja korita.

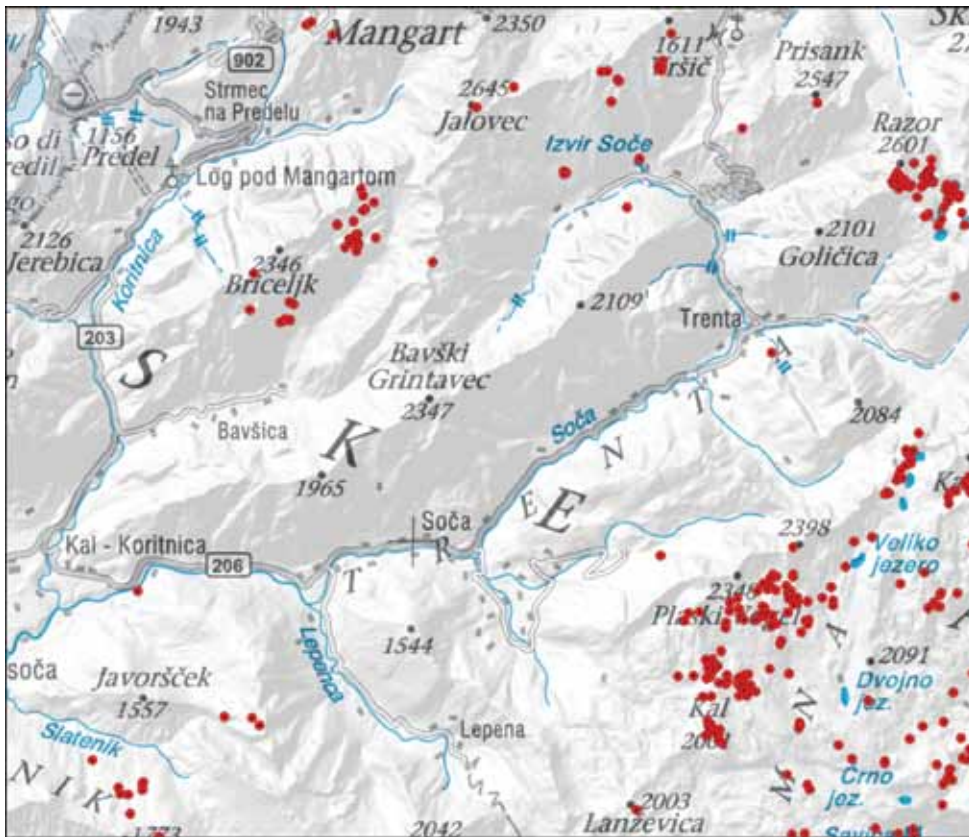
Kraške jame

Iz Katastra Jamarske zveze Slovenije in Inštituta za raziskovanje kraska ZRC SAZU (2010) je razvidno, da na področju Trente poznamo v dolini samo eno jamo (slika 5), in to že takoj na njenem začetku v bližini vasi Kal-Koritnica. V neposredni bližini jame so tudi znana Korita Soče pri Kršovcu. **Jama pri Kalu** (sinonima: Golobaršček, Jamček) ima katastrsko številko 3510 (vir podatkov Kataster JZS in IZRK), njena globina je 40 m in dolžina 80 m. Vhod se nahaja pod vznožjem hriba Golobarja, približno 50 m nad Sočo, z nadmorsko višino vhoda 425 m. Jama je občasen močan izvir na levem bregu Soče. Razvita je v dachsteinskem apnencu. Vhod v jamo je v spodmolu na stiku med skalo in pobočnim gruščem. Kmalu za vhomom (odvisno od vodostaja) naletimo na sifonsko jezero, v katerem so se že večkrat potapljali.

Vse druge jame so na pobočjih doline ali na kraških platojih nad dolino (slika 5). Na pobočjih Ozebnika nad Zadnjico je na nadmorski višini 750 m markantna odprtina v **Jamo v Ozebniku**. Jama ima katastrsko številko 3065 (vir podatkov Kataster JZS in IZRK), njena globina je 50 m, dolžina pa 110 m. Jama se strmo dviguje, v njej se nahaja stara preperela siga, zanjo je značilno intenzivno podiranje sten. V Zgornji Trenti je znana **Jama Izvir Soče**, ki ima katastrsko številko 834 (vir podatkov Kataster JZS in IZRK), njena globina je 28 m, dolžina 31 m, in vhod na 1050 m. V Zgornji Trenti na pobočjih Špička so poznane tri jame, ki tvorijo splet naravnih in rudniških rogov pri opuščeni planini Trenta nad Zapodnom. Najdaljša je **Jama v rudniku Pri Štolnu** (Jama z rudniškimi rovi nad planino Trenta), ki ima katastrsko številko 836 (vir podatkov Kataster JZS in IZRK), njena globina je 29 m, dolžina 805 m, vhod je na 1235 m. V jami naj bi po Italijanskem katastru VG (št. 1633) kopali mangan.



Slika 4: Korita vrezana v živoskalno dno so eden najznačilnejših geomorfoloških pojavov Posočja (foto N. Zupan Hajna).



Slika 5: Lega znanih jam na področju Trente z okolico (Vir: Kataster jam JZS in IZRK ZRC SAZU).

VODNI VIRI ALPSKEGA KRASA

Metka Petrič

Uvod

Alpski kras, ki ga gradijo predvsem apnenci ter deloma dolomiti in dolomitizirani apnenci triasne starosti, pokriva okrog 11 % slovenskega ozemlja (slika 6). Glavna hidrogeološka enota so dobro prepustni kraški vodonosniki, ponekod prevladujejo dolomiti z značilnostmi nekoliko slabše prepustnih razpoklinskih vodonosnikov. Predvsem v rečnih dolinah, v katerih so odloženi klastični sedimenti glacialnega, fluvio-glacialnega in fluvialnega izvora, pa so razviti medzrnski vodonosniki. Hidrogeološko so pomembna tudi območja slabše prepustnih jurskih in krednih laporjev in peščenjakov ali konsolidiranega morenskega materiala, na katerih se voda zadržuje na površju. Tam se pojavljajo vsaj občasni površinski tokovi in visokogorska jezera.

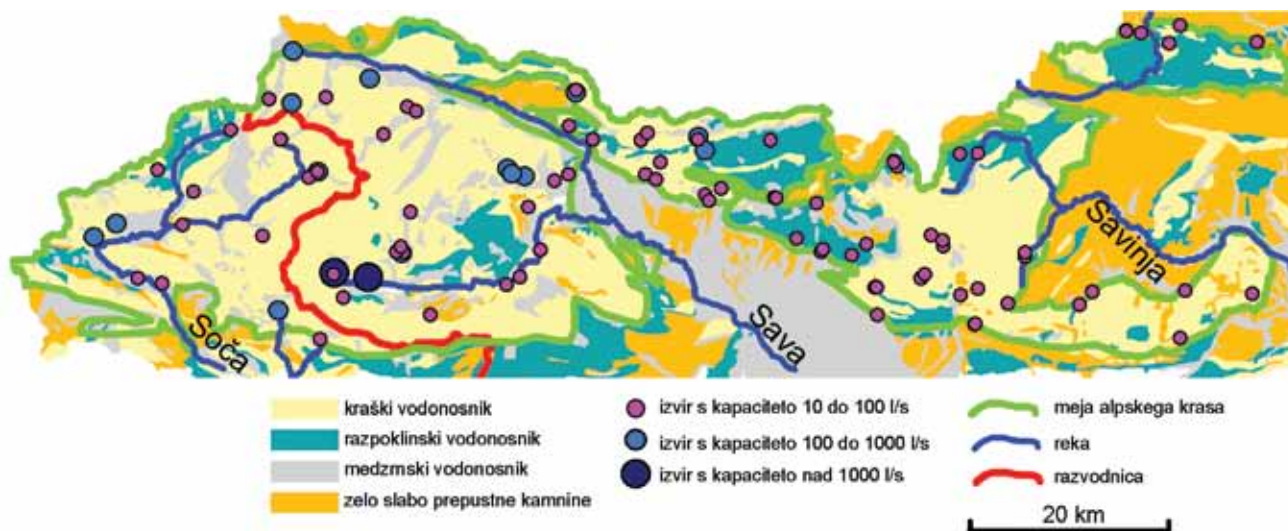
Povprečne letne padavine na območju slovenskega alpskega krasa dosega 3000 mm. Zaradi redke pokritosti z vegetacijo in majhnih debelin prsti je delež učinkovite infiltracije velik. Med visoke kraške planote so vrezane globoke doline in znotraj visokogorskega napajalnega zaledja infiltrirana voda se pretaka podzemno proti izvirov v teh dolinah. Najpomembnejše reke, ki se napajajo iz alpskega krasa, so Soča, Sava in Savinja. Soča odteka proti Jadranskemu morju, Sava in Savinja pa sta del črnomoškega porečja. Zaradi posebnih značilnosti kraških vodonosnikov (neznane poti podzemnega pretakanja, bifurkacija in spreminjanje

velikosti zaledja ob različnih hidroloških pogojih) je praktično nemogoče določiti razvodnico med obema porečjema, njen približni položaj pa je označen na sliki 6.

Na osnovi hidrogeološke karte je bil obseg alpskega krasa v Sloveniji ocenjen na 2200 km², povprečna letna učinkovita infiltracija pa s primerjavo kart povprečnih letnih padavin in evapotranspiracije v obdobju 1961-1990 (Kolbezen & Pristov 1998) na 1620 mm. Ob upoštevanju teh vrednosti smo ocenili, da bi lahko zaloge podzemne vode stalno napajale izvir s povprečnim pretokom 115 m³/s.

Zaloge podzemne vode v alpskem krasu so torej velike, velika pa je tudi ranljivost alpskih kraških vodonosnikov (hitra infiltracija in hiter prenos snovi daleč stran od točke vnosa, kratek zadrževalni čas pri pretakanju proti izvirov). Bolj ugodna lastnost je majhna obremenjenost zaradi redke naseljenosti, kljub temu pa človekove dejavnosti že ogrožajo kakovost kraških vodnih virov. V visokogorju je dobro razvit turizem (smučišča s celotno infrastrukturo, planinske kočice, ponekod počitniške hišice). Kmetijstvo je ekstenzivno, vendar predvsem aktivni gorski pašniki predstavljajo določeno nevarnost. Dodatna obremenitev so divja odlagališča odpadkov.

Zaradi nevarnosti onesnaženja je potrebno načrtovati ustrezne ukrepe za varovanje. Znotraj alpskega krasa je registriranih približno 1200 izvirov, od katerih jih je za vodooskrbo približno 240.000 ljudi zajetih okrog 400. Po podatkih iz leta 2004 ima le približno četrtina zajetih alpskih kraških izvirov sprejet odlok o varovanju, še za dodatnih 75 izvirov pa je pripravljen predlog takega odloka (Vir: EIONET 2004).



Slika 6: Hidrogeološka karta alpskega krasa (Vir: EIONET, 2004)

Izvir Soče

Relativno malo izsledkov hidrogeoloških raziskav v zgornjem Posočju je bilo objavljenih v strokovni periodiki. Jože Janež s sodelavci je izdelal več raziskovalnih projektov, a le v dveh krajših prispevkih (Janež 1995; 2002) povzel nekaj osnovnih značilnosti kraških izvirov na tem območju.

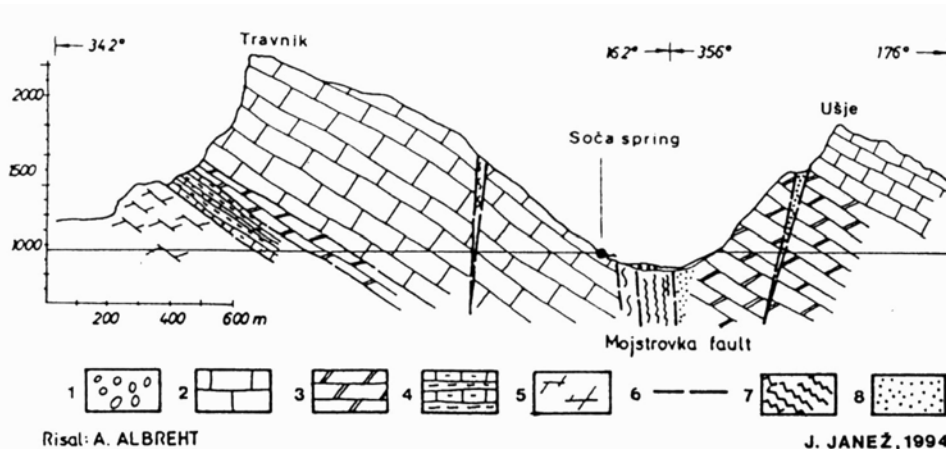
Soča je največja reka v slovenskem delu jadranskega porečja. Njeni stalni izviri so v morenah Suhega potoka v Zadnji Trenti, mesto izviranja vode pa je odvisno od hidroloških pogojev. Ob večjih sušah naj bi iz proda in grušča izviralo le okrog 200 l/s (Habič & Čar, 1989). Ob višjem vodostaju se aktivirajo tudi izviri višje v dolini, pa tudi izvir nad planinsko kočo, ki je najbolj poznan kot izvir Soče. Voda izteka na nadmorski višini 1041 m (Vir: geopedia.si 2010) skozi kraški kanal, ki je razvit ob tektonski razpoki. Ob nižjem vodostaju se nivo vode spusti več kot 30 m pod prelivni rob kanala.

Pod dolino Zadnje Trente poteka mojstrovški prelom (slika 7), ki se preko Vršiča nadaljuje v dolino Pišnice. Severno in severozahodno stran doline gradijo dachsteinski apnenci norijsko-retijske starosti. Pod njimi so zgornjetriasi dolomit in tamarska forma-

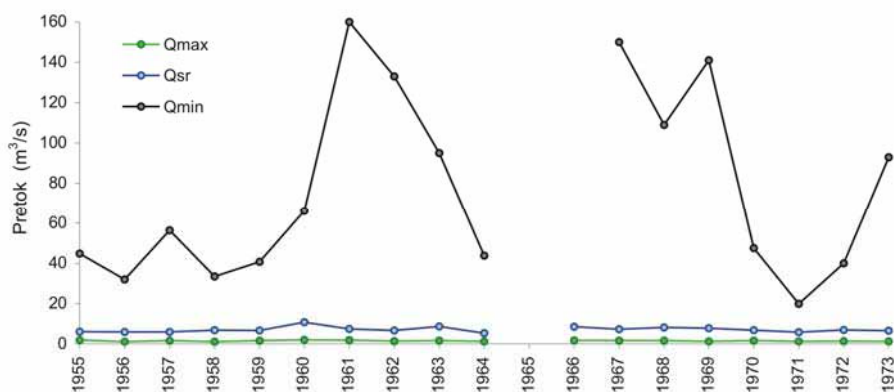
cija, ki jo gradijo apnenci, laporji in dolomiti karnijske starosti. V južnem in jugovzhodnem delu doline izdanja karnijsko-norijski dolomit, ki navzgor prehaja v dachsteinski apnenec. V dolini Zadnje Trente je odložena kvartarna ledeniška morena, ob robu pa pobočni grušč in aluvij.

Na spletni strani Agencije Republike Slovenije za okolje (ARSO) so zbrani podatki o dnevni pretokih na različnih hidroloških postajah v zgornjem Posočju (Agencija Republike Slovenije za okolje, 2010). Za postajo Zgornja Soča so na razpolago podatki o pretokih do leta 1973 in zaradi primerljivosti z ostalimi izviri na tem območju smo pri nadaljnji analizi upoštevali podatke v obdobju od 1955 do 1973. Izmerjen je bil minimalni pretok 1,1 m³/s in srednji pretok 7,1 m³/s, maksimalni pretoki pa so presegali sto m³/s. Karakteristični pretoki po posameznih letih so prikazani na sliki 8, ocenjujemo pa, da je verjetnost napake pri meritvah pretokov ob visokem vodostaju velika.

Na sliki 9 so prikazani izmerjeni dnevni pretoki za izbrano bolj mokro leto 1960 in bolj suho leto 1961. Visoki pretoki spomladi in poleti so posledica taljenja snega v visokogorskem zaledju, posamezni izraziti vodni valovi pa predstavljajo reakcijo na močnejše padavinske dogodke.



Slika 7: Geološki prerez (Legenda: 1. ledeniška morena, kvartar, 2. dachsteinski apnenec, norij-retij, 3. »glavni« dolomit, karnij-norij, 4. tamarska formacija, zgornji karnij, 5. masiven in skladnat dolomit, karnij-cordevol, 6. prelom, 7. porušena cona v apnencu, 8. milonit) (Janež 1995)



Slika 8: Minimalni, srednji in maksimalni pretoki na hidrološki postaji Zgornja Soča v Trenti pred sotočjem z Zadnjico v letih med 1955 in 1973.

ARSO spremlja tudi kakovost izvirov Soče in Krajcarice, a le nekaj osnovnih parametrov. V letih 2007 in 2008 je bila za oba izvira srednja izmerjena vrednost nitratov $1,9 \text{ mg NO}_3/\text{l}$, pesticidi pa niso bili zaznani, zato je bilo kakovostno stanje obeh izvirov ocenjeno kot dobro.

Krajcarica

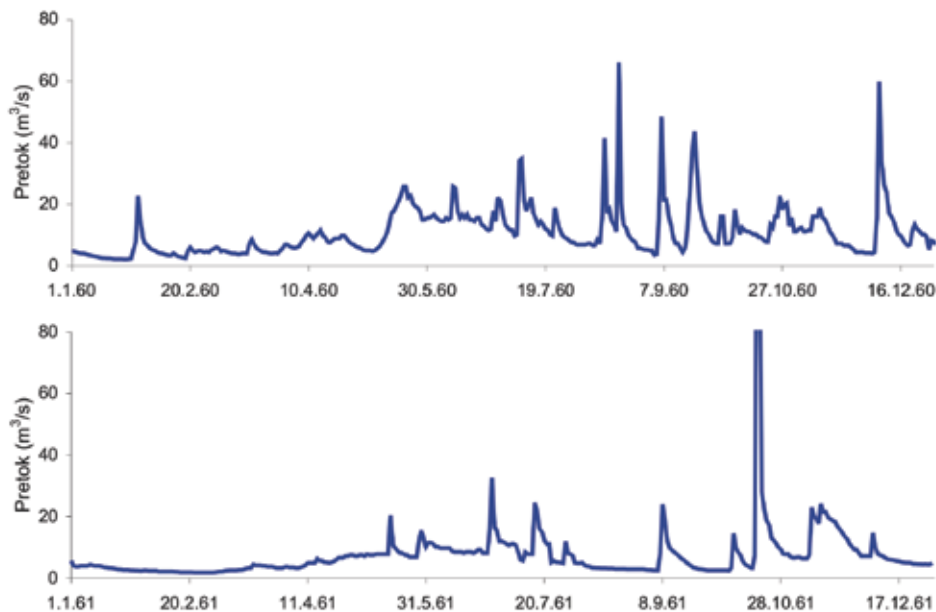
Krajcarica ima številne izvire v dolini Zadnjice v Trenti na nadmorskih višinah med 700 in 720 m. Janež (2002) sklepa, da so izviri v moreni sedaj na sekundarnem mestu, primarni pa se pojavljajo na stiku zgornjetriasnih dachsteinskega apnenca in glavnega dolomita, ki sta prekrita z morenskimi materialom. Zaledje izvira je glede na orografsko razvodnico ocenjeno na 20 km^2 in verjetno obsega območje Velikega Vršovca, Zadnjiškega Ozebnika, Kota, Korit in Komarja.

Na hidrološki postaji Zadnjica v Trenti so bili v obdobju 1955-1973 izmerjeni minimalni pretok 150 l/s , srednji pretok $2 \text{ m}^3/\text{s}$ in maksimalni pretok $27,1 \text{ m}^3/\text{s}$ (Agencija Republike Slovenije za okolje, 2010). Karakteristični pretoki po posameznih letih so prikazani na sliki 10, dnevni za izbrani leti 1960 in 1961 pa na sliki 11.

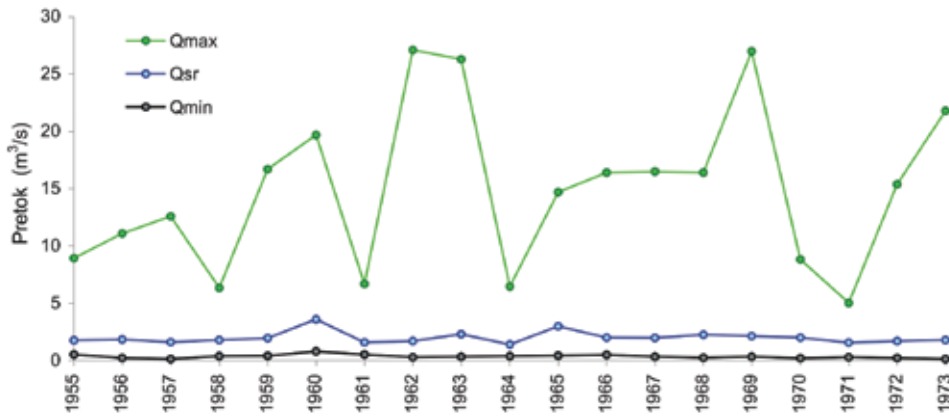
Lepenica

Glavni izviri Lepenice v ledeniški dolini Lepeni so iz morenskega materiala na nadmorski višini 540 do 520 m na mestu, kjer je morenska podlaga že toliko odnesena, da v strugi pogleda na dan skalna podlaga iz dachsteinskega apnenca (Janež, 2002). Ob različnih vodostajih je aktivnih še več izvirov višje in nižje v dolini.

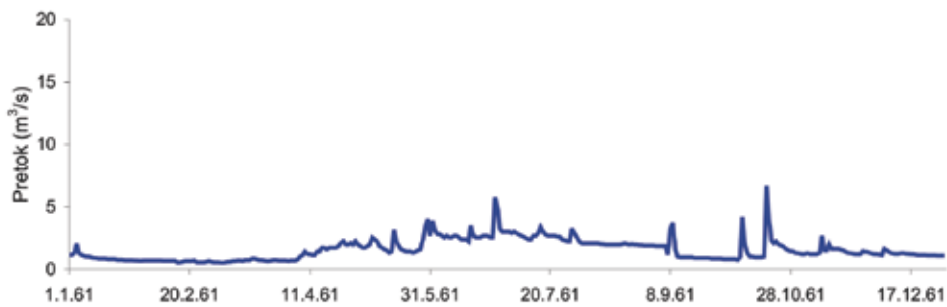
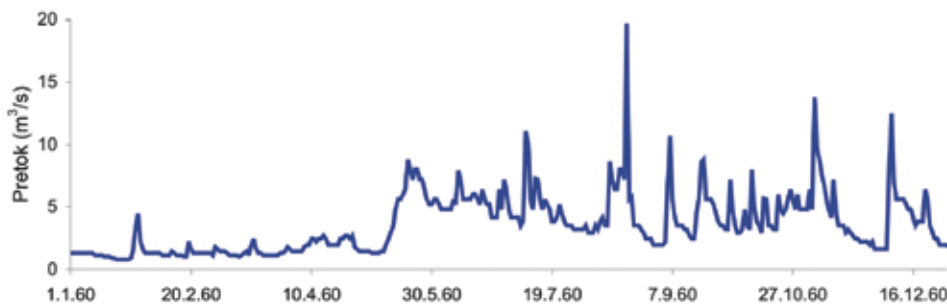
Dnevni pretoki (slika 12) so bili na hidrološki postaji v Lepeni merjeni le v obdobju 1968-1973 (Agencije Republike Slovenije za okolje, 2010). V tem času je bil minimalni pretok 100 l/s , srednji pretok $2,1 \text{ m}^3/\text{s}$ in maksimalni pretok $45,3 \text{ m}^3/\text{s}$.



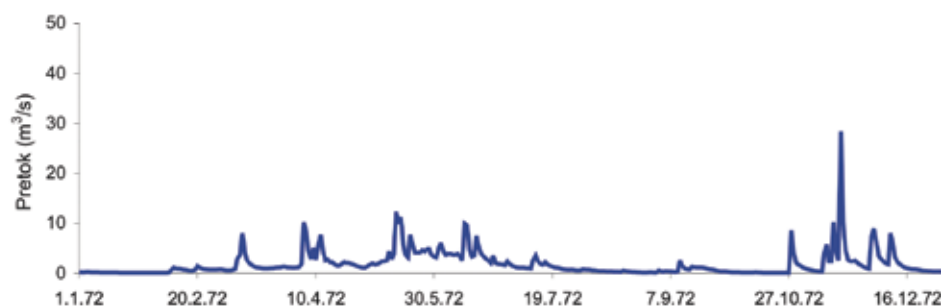
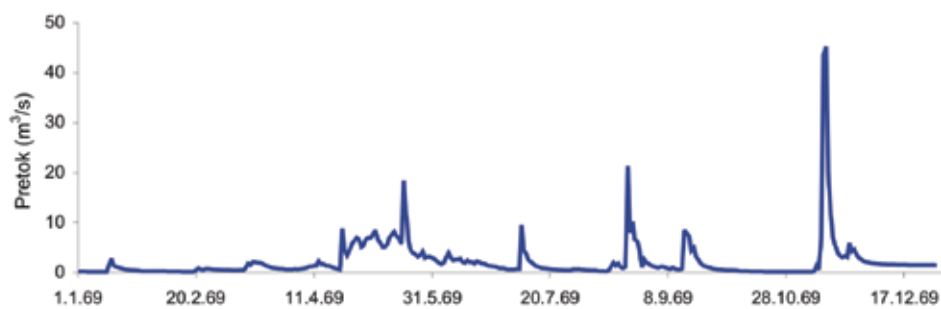
Slika 9: Dnevni pretoki na hidrološki postaji Zgornja Soča v Trenti pred sotočjem Soče z Zadnjico v izbranih letih 1960 in 1961.



Slika 10: Minimalni, srednji in maksimalni pretoki na hidrološki postaji Zadnjica v Trenti v letih med 1955 in 1973.



Slika 11: Dnevni pretoki na hidrološki postaji Zadnjica v Trenti v izbranih letih 1960 in 1961.



Slika 12: Dnevni pretoki na hidrološki postaji Lepena v Lepeni v izbranih letih 1960 in 1961.

TRIGLAVSKI NARODNI PARK

Aleš Zdešar

O parku

Največ ozemlja Triglavskega narodnega parka, skoraj tretjina, je na območju občine Bovec. Ta zajema domala celotno Zgornje Posočje (slika 13).

Triglavski narodni park (TNP) je edini narodni park v Sloveniji, upravlja ga Javni zavod Triglavski narodni park. Park se razprostira na severozahodu Slovenije ob meji z Italijo in blizu meje z Avstrijo, na jugovzhodnem delu alpskega masiva. Skoraj popolnoma se prekriva z Vzhodnimi Julijskimi Alpami. Obsega 880 kvadratnih kilometrov, kar je štiri odstotke površine Slovenije. Spada med najstarejše evropske parke; prvo varovanje sega v leto 1924, ko je bil ustanovljen Alpski varstveni park. Osrednje poslanstvo javnega zavoda TNP je varovanje narave, opravlja pa tudi strokovne in raziskovalne naloge. Povprečno letno število obiskovalcev je 1,6 milijona.

Mejniki v zgodovini TNP:

1906 ali 1908 – prvi, a neuresničen predlog prof. Albina Belarja o parku

1924 – nastanek »Alpskega varstvenega parka« v dolini Triglavskih jezer (1600 ha)

1961 – odlok o razglasitvi Doline Triglavskih jezer za »Triglavski narodni park« (2000 ha)

1981 – uzakonitev parka v sedanjem obsegu

2003 – vključitev Julijskih Alp in Triglavskega narodnega parka v mednarodno omrežje biosfernih območij UNESCO MaB (Man and Biosphere – človek in biosfera)

2004 – prejetje evropske diplome Sveta Evrope za zavarovana območja z vzornim upravljanjem

2007 – prejetje diplome Europa nostra v okviru nagrad Evropske unije za kulturno dediščino v kategoriji arhitekturna dediščina za opravljeno delo pri prenovi Pocarjeve domačije v Zgornji Radovni.

Državni zbor je 18. junija 2010 sprejel novi Zakon o Triglavskem narodnem parku (ZTNP), ki določa varstvena območja v narodnem parku, pravila ravnanja in varstvene režime, način upravljanja TNP, sodelovanja javnosti in prebivalcev narodnega parka pri upravljanju, trajnostne razvojne usmeritve ter način njegovega izvajanja, financiranje, nadzor, sankcije in druga ravnanja, povezana s cilji in nameni tega zakona. ZTNP je bil objavljen v Uradnem listu dne 30. 6. 2010 in je stopil v veljavo 15. 7. 2010.

Nameni in naloge Triglavskega narodnega parka:

- Varovanje narave in ohranjanje kulturne krajine
- Skrb za ustrezen razvoj v parku
- Omogočanje doživljanja parka
- Raziskovanje
- Vzgojno in izobraževalno delo
- Upravljanje

Triglavski narodni park obiskovalcem vzpodbuja doživljanje parka v informacijskih središčih in točkah, informativnih tablah, na parkovnih poteh, z vodenimi izleti, z biološkimi delavnicami v

naravi, z ustvarjalnimi delavnicami in z različnimi izobraževalnimi programi. Na območju Trente naravno in kulturno dediščino predstavlja Soška pot.

Soška pot (vir: <http://www.tnp.si/doziviljati/C49/>) je parkovna učna pot, ki vodi obiskovalce Triglavskega narodnega parka ob Soči od njenega izvira proti Bovcu. Je najstarejša parkovna pot Triglavskega narodnega parka. Povezuje steze in mirne, manj znane dele doline Trente in Soče, stran od ceste in hrupa. Soča je smaragdna nit poti ter ponuja ogled vseh znanih in manj znanih naravnih vrednot in kulturne dediščine v dolini. Posebna zanimivost so slikovite brvi, po katerih večkrat prečkamo reko. Hoja po Soški poti in obisk Informacijskega središča TNP Doma Trenta ponujata poznavanje in razumevanje Triglavskega narodnega parka. Celotna pot od izvira Soče po dolini Trente in Soče vse do meje parka pri Kršovcu je dolga okrog 20 kilometrov. Na meji parka Soška pot preide v eno od bovških sprehajalnih poti in nas privede v Bovec. Obisk Soške poti lahko prilagodimo svojemu času in namenu ter si ogledamo samo tisti del, ki nas najbolj zanima. Pot je označena z značilnimi informacijskimi stebrički TNP, na informacijskih točkah pa so pojasnjevalne table. S Triglavskim narodnim parkom se lahko dogovorite tudi za strokovno vodenje.

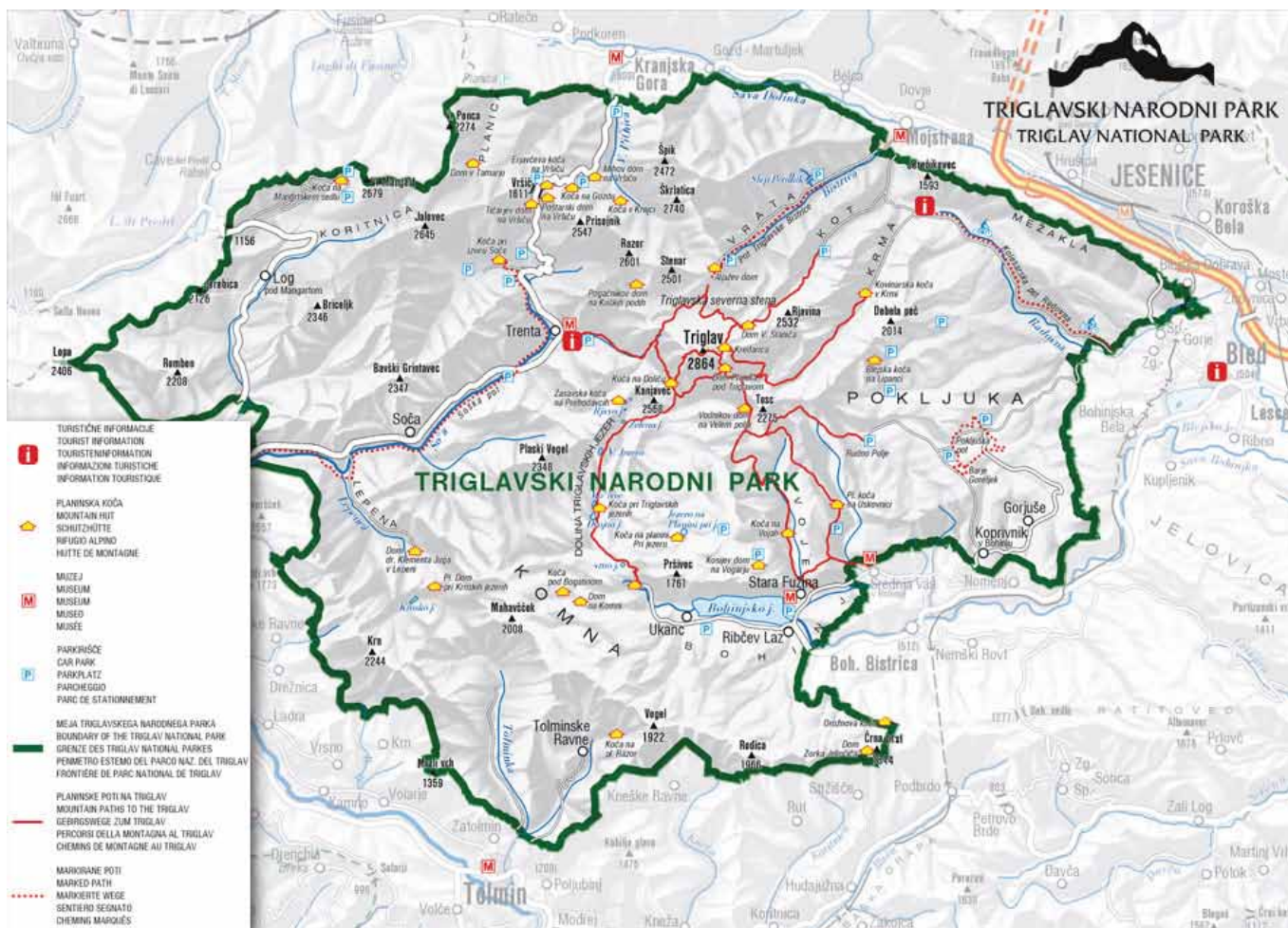
Alpski botanični vrt Juliana je bil ustanovljen že leta 1926 in je v zakon o Triglavskem narodnem parku vključen kot naravni spomenik.

Osnovne geološke značilnosti TNP

Gore Triglavskega narodnega parka so odprta knjiga geološke zgodovine tega ozemlja. Njegov razvoj je trajal več kot 200 milijonov let. V tem času so kamnine območja parka prepotovale več tisoč kilometrov dolgo pot od Zemljinega ekvatorja do današnje lege na severozahodu Slovenije.

Kamnine Triglavskega narodnega parka so nastale v spreminjajočih se morskimi okoljih nekdanjega oceana Tetida, večinoma v geoloških obdobjih triasa, deloma pa tudi jure in krede. Najbolj značilni kamnini sta apnenec in dolomit, v manjši meri peščenjaki, laporovci, lapornati apnenci in fliš. Nekdanje razgibano površje je omogočalo nastanek številnih in raznovrstnih življenjskih okolij, v katerih so živeli organizmi, ki so se v obliki fosilnih ostankov ohranili v kamninah. Najpogostejši fosili, ki jih lahko opazujemo s prostim očesom so ostanki polžev, školjk, ramenonožcev, koral, alg, glavonožcev, redkeje pa tudi rib in drugih vretenčarjev. Fosili so neme priče nekdanjih življenjskih razmer, pogosto nam pomagajo določiti tudi starost kamnine.

Površje Triglavskega narodnega parka prepoznamo po strmih, priostrenih vrhovih, visokogorskih grebenih, značilnih položnejših pobočjih, ki se prevesijo v strme, prepadne stene, visokih kraških planotah, po širokih ledeniško preoblikovanih dolinah, soteskah, redkih rečnih in ledeniških terasah in obsežnih meliščih. Podoba današnjega površja Triglavskega narodnega parka je odraz prepletanja kamninske podlage, tektonskih procesov in vplivov zunanjih Zemljinih sil. Skozi dolgotrajen proces pritiskanja Afriške tektonske plošče na Evroazijsko, so se kamnine, nastale na dnu morja, dvignile in ustvarile obsežno Alpsko gorovje. Pri tem so se gubale, narivale in prelamljale. Gorski svet parka je izpostavljen erozijskim procesom, površje je močno preoblikovano zaradi delovanja ledenikov in tekočih voda. Površinske vode je zaradi apnenčeve podlage razmeroma malo, večina vode se pretaka po obsežnih podzemnih sistemih in v obliki podtalnice v dnu dolin.



Slika 13: Območje Triglavskega narodnega parka (Vir: <http://www.tnp.si/>).

Posledica topnosti apnenca v stiku s padavinsko vodo in snegom je nastanek visokogorskega krasa. Odsotnost rastlinskega pokrova je pospešila nastanek kraških oblik, omogoča pa tudi nemoteno opazovanje in raziskovanje raznolikih kraških fenomenov, ki se kažejo predvsem v obliki žlebičev, škrapelj, kotličev, lašt, kont, kraških planot in drugih pojavov. Raztapljanje apnenca ni le površinsko, območje Triglavskega narodnega parka je svetovno znano tudi po globokih podzemnih brezni in jamah. Na območju parka je znanih približno 600 kraških jam, najgloblje brezno (Čehi 2) je globoko 1502 m.

Slovenska geološka pot v TNP

Pred desetletji je prof. dr. Stanko Buser razvil idejo o Slovenski geološki poti, ki bi povezovala vse pomembnejše geološke posebnosti od severovzhodne Slovenije preko Karavank, Julijskih Alp, skozi osrednjo Slovenijo proti Hrvaški.

Čeprav so Julijske Alpe odete v na videz monotone sive barve, pa ozemlje, ki ga pokriva Triglavski narodni park, skriva mnoge geološke zanimivosti. Znotraj meja parka lahko naštejemo kar 45 točk Slovenske geološke poti. V park vstopi geološka pot skozi eno od najbolj obiskanih naravnih in hkrati geoloških znamenitosti, torej skozi sotesko Vintgar. Po suhi Pokljuški soteski se vzpne na Pokljuko in mimo Blejske kočice na Lipanci doseže gorski greben.

Na Studorskem prevalu lahko v lapornatem apnencu opazujemo fosilne ostanke triasnih polžev, školjk in amonitov, pot pa nadaljujemo pod Toscem na Velo polje. Po Velski dolini se pot vzpne do Doliča, nadaljuje na Prehodavce in nas popelje v zagotovo najlepší del vsega popotovanja. Dolina Triglavskih jezer je biser, s katerim se podobni po svetu ne morejo primerjati. Sprehod po pokopališču fosilnih amonitov je zagotovo prvovrstno doživetje, ki ga dopolnjuje kraško preoblikovano površje. Nadaljevanje poti poteka čez kraško planoto Komno, mimo Krnskega jezera na Krn. Sledi del poti proti Jezeru v Lužnici pod mogočnim masivom Peskov, kjer se geološka zgodovina srečuje z mnogo mlajšo, vendar nesrečno zgodovino prve svetovne vojne. Pogled na nenavadno oblikovani in obarvani Rdeči rob, ki ga gradijo kredne kamnine, nakazuje del poti, kjer so kamnine mnogo pestrejšje kot na precejšnjem delu Julijskih Alp. Mimo Zatolminskih planin se pot spusti do Tolminskih korit in se nato dvigne vse do Tolminskih Raven in naprej do planine Razor. Ta del poti zaznamujejo čudoviti profili v globokem morju nastalih kamnin, ki so bile zaradi močnih tektonskih sil stisnjene na ozek pas, ne širši od nekaj kilometrov. S planine Razor se pot nadaljuje po dobro ohranjeni mulatjeri pod grebenom Peči (Spodnjebohinjski greben) do Podbrda, ki leži izven parka. Geološka pot ne pozabi zaobiti tudi Vršiča, izvira Soče, Trente ter Kriških podov.

Marsikdo izmed vas je že večkrat hodil po omenjenih poteh, pa vendar bi bila lahko prehojena pot še v marsičem mnogo bolj zanimiva, če bi zanjo obstajal vodnik o geoloških posebnostih. Lansko leto je Javni zavod Triglavski narodni park v okviru programa Unesco MAB – Človek in biosfera začel z obnovo tablic Slovenske geološke poti v parku in območju MAB – Človek in biosfera. Vsega skupaj bomo zamenjali 57 tablic. Sočasno z namestitvijo novih tablic potekajo usklajevanja z Oddelkom za geologijo Naravoslovnotehniške fakultete v Ljubljani in Geološkim zavodom Slovenije za izdajo vodnika po geološki poti v TNP-ju.

Slovenska geološka pot v Triglavskem narodnem parku je predvsem namenjena seznanjanju širše množice ljudi z geološkimi značilnostmi narodnega parka, hkrati pa zavezuje stroko k nadaljnjim raziskovanjem in interpretaciji pestre geološke zgodovine Julijskih Alp. Doživljanje Julijskih Alp z razlago o njihovem nastanku, sestavi kamnin, geomorfoloških oblikah, tektonskih premikih, fosilnem življenju in kraških pojavih bistveno pripomore k spoštovanju narave kot celote, s tem pa tudi k ohranjanju narodnega parka in njegove nežive narave.

POSTANKI NA EKSKURZIJI

Korita Soče pri Kršovcu, Jama pri Kalu (sinonima: Golobaršček, Jamček). Erozijska živoskalnega dna, izvorna jama.

Dolina Lepene. Ledeniška dolina, slapovi, podor, fluvioglacialni material.

Podor pri Plajerju. Podori, stare morene, dvigovanje Alp.

Informacijsko središče TNP na Logu. Pomen parka za ohranjanje geološke dediščine.

Krajcarica. Izviri, morene.

Mlinarica. Korita, hidrologija, podori.

Izvir Soče. Izvirna jama, hidrologija.

LITERATURA

Agencija Republike Slovenije za okolje, 2010: Arhiv površinskih voda. - [Online] Dostopno na: http://vode.arso.gov.si/hidarhiv/pov_arhiv_tab.php [17.6.2010]

Agencija Republike Slovenije za okolje, 2010: Potresi. - [Online] Dostopno na: <http://www.arso.gov.si/potresi/> [8.7.2010]

Bavec, M. 2002: Nove časovne in genetske opredelitve nekaterih mlajšekvartarnih sedimentov in kamnin v Bovški kotlini in njeni bližnji okolici. - *Geologija* 45/2, 291-298, Ljubljana.

Bavec, M., Tulaczyk, S. M., Mahan, S. A. & Stock, G. M. 2004: Late Quaternary glaciation of the Upper Soča River Region (Southern Julian Alps, NW Slovenia). - *Sedimentary geology* 165, 3/4, 265-283, Amsterdam.

Bosak, P., Pruner, P., Zupan Hajna, N. & Mihevc, A., 2010: Palaeomagnetic and biostratigraphic research of cave fill in Snežna jama, Slovenia. Progress Report, IG CAS & IZRK ZRC SAZU, 1-27, Praha-Postojna.

Buser, S. 1987: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Tolmin in Videm. - Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd.

Cvetek, J., 1971: Grbinasti travniki s posebnim ozirom na Bohinj. *Geografski vestnik*, 42, 67-78.

EIONET, 2004: EuroWaterNet Slovenia. - [Online] Dostopno na: <http://nfp-si.eionet.eu.int/ewnsi/index.htm> [27.1.2004]

Frisch W., Kuhlemann J., Dunkl I. & Székely B., 2001: The Dachstein paleosurface and the Aogenstein Formation in the Northern Calcareous

Alps – a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 90, 3, 500-518.

Geopedia, Izviri, lokacije. - [Online] Dostopno na: (<http://www.geopedia.si/sloj/izviri>).

Habič, P. & J. Čar, 1989: Strokovne podlage za varovanje vodnih virov in vodnih zalog kot osnova za sprejem odloka za zaščito zaledja izvirov Boke, Bočiča in Glijuna, povirij Koritnice, Tolminke, Zadlaščice. - Tipkano poročilo, Rudnik živega srebra Idrija, št.pr. 84/89.

Jamarska zveza Slovenije in Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, 2010: Kataster jam.

Janež, J., 1995: Izvir Soče in njegovo vodozbirno območje. - *Geološki zbornik*, 10, 35-37, Ljubljana.

Janež, J., 2002: Veliki kraški izviri v zgornjem Posočju. - *Geologija*, 45/2, 393-400, Ljubljana.

Jarc, P., Kladnik, D. & Rojšek, D., 2002: Posočje A-Ž. Založba ZRC, 244 str., Ljubljana.

Jurkovšek, B. 1985: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Beljak in Ponteča. - Zvezni geološki zavod Beograd, Beograd.

Jurkovšek, B. 1987: Tolmač listov Beljak in Ponteča. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. - Zvezni geološki zavod Beograd, 58 pp., Beograd.

Kladnik, B. & Rojšek, D., 1997: Soča. Založba Zaklad, 1-79, Ljubljana.

Kolbezen M. & J. Pristov, 1998: Površinski vodotoki in vodna bilanca Slovenije. - MOP-Hidrometeorološki zavod Republike Slovenije, 98 pp, Ljubljana.

Komac, M. & Bavec, M., 2007: Opazovanje vertikalne komponente recentnih premikov v Julijskih Alpah s PSInSAR metodo. *Geologija* 50/1, 97-110, Ljubljana.

Kunaver, J., 1980: Razvoj in sledovi zadnje stadialne poledenitve v Zgornjem Posočju (I). - *Geografski vestnik* 52, 17 - 36, Ljubljana.

Mikoš, M., Petje, U. & Ribičič, M., 2006: Application of a Rockfall Simulation Program in an Alpine Valley in Slovenia. *Disaster Mitigation of Debris Flows, Slopes, Failures and Landslides*, 199-211, Tokyo.

Ministrstva za kmetijstvo, gozdarstvo in prehrano: GERK dokumenti (grbinasti travniki). - [Online] Dostopno na: <http://rkg.gov.si/GERK/documents/2008> [8.7.2010]

Orožen Adamič, M., 1990: Podor v Trenti. *Ujma*, 4, 18.

Petje, U., Mikoš, M. & Ribičič, M., 2005: Ocena nevarnosti padajočega kamenja za odsek regionalne ceste v dolini Trente. *Geologija*, 48/2, 341-354, Ljubljana.

Petrič, M., 2004: Alpine karst waters in Slovenia. - *Acta carsologica*, 33/1, 11-24, Ljubljana.

Placer, L., 2008: Osnove tektonske razčlenitve Slovenije. - *Geologija*, 51/2, 205-217, Ljubljana.

Rižnar, I., Koler, B., Bavec, M. 2007: Recentna aktivnost regionalnih geoloških struktur v zahodni Sloveniji. - *Geologija*, 50/1, 111-120, Ljubljana.

Triglavski narodni park, 2010: TNP. - [Online] Dostopno na: <http://www.tnp.si/> [1.8.2010]

Vidrih, R., 2004. Potres 12. julija 2004 v zgornjem Posočju. Življenje in tehnika LV, september 2004, 20-32, Tehniška založba Slovenije, Ljubljana.

Vidrih, R., 2008: Potresna dejavnost zgornjega Posočja. (Seismic activity of the Upper Posočje Area). Ministrstvo za okolje in prostor, Agencija Republike Slovenije za okolje, Urad za seizmologijo in geologijo, 509 strani, Ljubljana.

Vidrih, R., Ribičič, M., 1999: Posledice potresa v naravi (Effects of the Earthquake on the Natural Environment), *Ujma*, 13, 107-116, Ljubljana.

Wikipedija: Trenta. - [Online] Dostopno na: <http://sl.wikipedia.org/wiki/Trenta> [1.8.2010]

Zorn, M., 2002: Podori v slovenskih Alpah (Rockfalls in Slovene Alps). *Geografski zbornik*, 42, 124-160, Ljubljana.

Zupan Hajna, N., Mihevc, A., Pruner, P. & Bosák, P., 2008b: Paleomagnetism and Magnetostratigraphy of Karst Sediments in Slovenia. - *Carsologica* 8, Založba ZRC, 266 pp., Postojna, Ljubljana.

E2 Razvoj jure in krede na Mangartu

Andrej Šmuc¹, Špela Goričan² & Alenka Eva Črne^{2,3}

¹Oddelek za geologijo, Naravoslovnotehniška fakulteta, Univerza v Ljubljani

²Paleontološki inštitut Ivana Rakovca ZRC SAZU, Ljubljana

³Geological Survey of Norway, Trondheim, Norway

UVOD

Območje Mangartskega sedla se nahaja v severozahodnem delu Julijskih Alp na meji z Italijo. Julijske Alpe strukturno sodijo v Julijski pokrov, ki skupaj s spodaj ležečim Tolminskim pokrovom tvori vzhodni podaljšek geotektonske enote Južnih Alp, oziroma predstavljajo področje, kjer se paleogenske dinarske strukture prekrivajo z neogenskimi strukturami, značilnimi za Južne Alpe (Placer, 1999). Na tem območju je bilo starejše narivanje v dinarski smeri prekrito z mlajšimi miocenskimi narivi v alpski smeri proti jugu. Narivne strukture na celotnem območju Julijskih Alp so bile kasneje dodatno deformirane z miocensko-pliocenskimi zmičnimi prelomi. Zgodovinska in recentna seizmična aktivnost območja pa kaže, da je vsaj del teh prelomov aktiven še danes.

Paleogeografsko je bilo območje Julijskih Alp v mezozoiku del Jadransko-Apuljskega mikro-kontinenta, ki je na sever in zahod mejil z Alpsko Tetido, na vzhodu pa je bil omejen z Vardarskim oceanom (cf. Stampfli et al., 2001, slika 1). Območje Julijskih Alp je tako večji del mezozoika pripadalo južnemu pasivnemu kontinentalnemu robu Tetide, kjer so zaradi riftinga vladale ekstenzijske razmere.

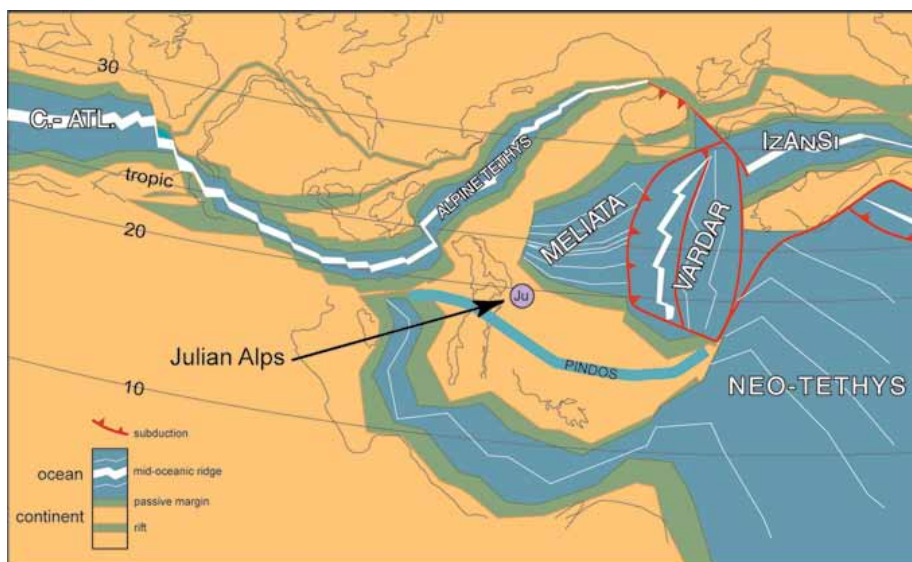
V triasu in juri je kontinentalni rob doživel dve glavni fazi ekstenzijske tektonike, ki sta na območju današnje zahodne Slovenije povzročili nastanek treh različnih paleogeografskih prostorov (Buser, 1989, 1996). Od juga proti severu si sledijo: Dinarska karbonatna platforma, globljevodni sedimentacijski prostor - Slovenski bazen ter Julijska karbonatna platforma (JKP), ki v srednji juri postane izolirana podmorska planota imenovana Julijski prag (JP) (slika 2).

Julijske Alpe naj bi bile v juri in kredi del Julijske karbonatne platforme in Julijskega praga, vendar pa zelo različni globljevodni razvoji predvsem jurskih kamnin kažejo na to, da Julijski prag ni predstavljal enotnega sedimentacijskega prostora, pač pa je bil prav tako razdeljen na manjše bloke z različno hitrostjo pogreznja. Nekateri od teh blokov so postali prave izolirane podmorske planote, medtem ko so drugi bloki postali del globljega Bovškega jarka, v katerega je bil občasno prinešen material s sosednjih plitvovodnih območij.

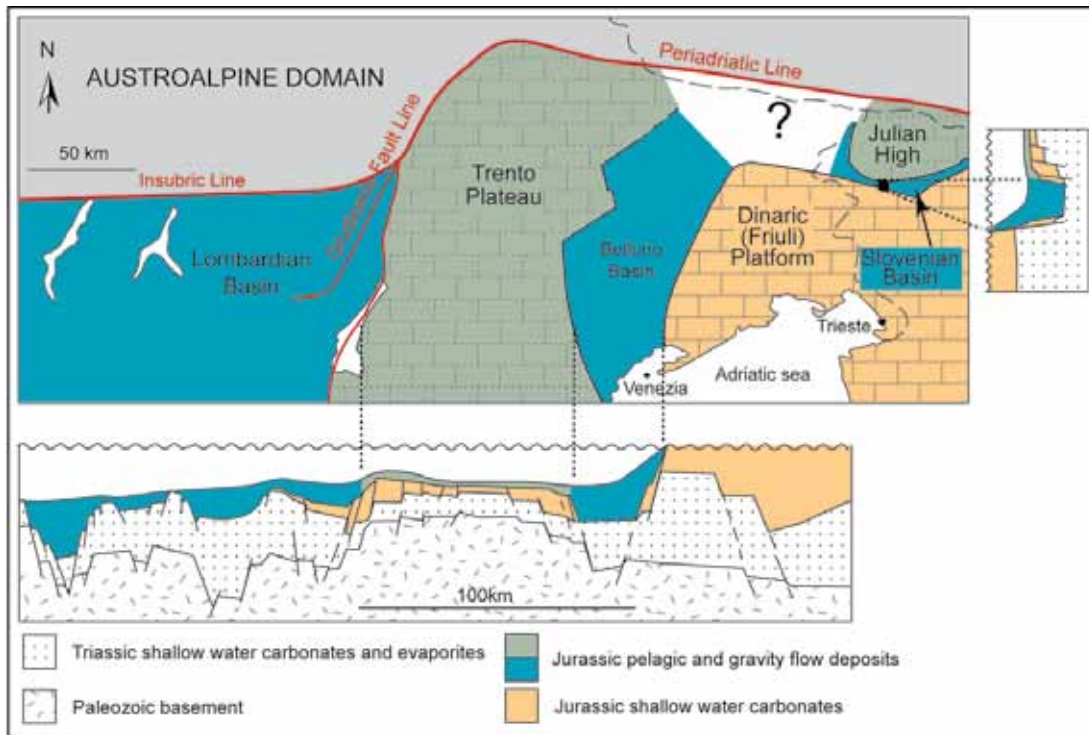
STRUKTURA MANGARTSKEGA SEDLA

Mangartsko sedlo je strukturno zelo zapleteno (Šmuc, 2004, 2005). V splošnem opazujemo dve večji enoti: Travniško, v kateri izdajajo kamnine JKP in Bovškega jarka, ter Mangartsko strukturno enoto, ki je sestavljena iz kamnin JKP in Julijskega praga (sliki 3 in 4). Mangartska enota je razdeljena na štiri podenote: Mali Vrh, Rdeča skala, Drnska podenota ter podenota Vrh Mangarta.

Najnižje leži podenota Mali Vrh. Gradijo jo zgornjetriasni in spodnjejurski plitvovodni apnenci z neptunskimi dajki, na katere nalebajo zgornjekredni globotrunkanski apnenci (slika 5). Na podenoto Mali Vrh je narinjena Travniška enota. Njena značilnost so v poleglo sinklinalno gubo povite plasti z razvitimi "dupleks" sistemi. Travniško strukturno enoto sestavljajo plitvovodne zgornjetriasne in spodnjejurske kamnine ter spodnjejurske do spodnjekredne globljevodne kamnine Bovškega jarka (slika 6). Ob narivni coni med podenoto Mali Vrh in Travniško enoto je ukleščena še podenota Rdeča skala, ki je sestavljena izključno iz



Slika 1: Paleogeografska rekonstrukcija v oxfordiju (prirejeno po Stampfli et al. 2001)



Slika 2: Današnji položaj paleogeografskih enot in shematski paleogeografski prerez v zgornji juri (italijanski del karte po Bosellini et al. (1981), slovenski del karte prirejen po Buserju (1989) in Placerju (2008).

močno pretrtih globotrunkanskih apnencev. Vzhodni del masiva Mangarta gradi strukturno podenoto Vrh Mangarta. Podenota je bila ob močnem reverznem prelomu dvignjena nad višino Mangartskega sedla. Sestavljajo jo dachsteinski apnenci z neptunskimi dajki. V prelomni coni reverznega preloma so ukleščene še kamnine Drnske strukturne podenote, ki jih gradijo globokovodne aptijsko-albijske kamnine, ki diskordantno nalegajo na zgornjetriasne in spodnjeljurske plitvovodne kamnine z zgornjelijurskimi neptunskimi dajki (slika 7).

STRATIGRAFIJA MANGARTSKE STRUKTURNE ENOTE

Mangartsko strukturno enoto gradijo kamnine Julijske karbonatne platforme (dachsteinski apnenci in zgornjetriasni do spodnjurski masivni apnenci), na katere so diskordantno odloženi ali aptijsko-albijski skrilavi glinavci z roženci (Drnska podenota) ali senonski rdeči globotrunkanski apnenci (strukturni podenoti Mali vrh in Rdeča skala) (sliki 5 in 7). Posebnost Mangarske strukturne enote predstavljajo številni jurski neptunski dajki, ki prepredajo spodnjeljurske plitvovodne apnenice. (Goričan & Šmuc, 2004; Šmuc, 2004, 2005; Črne et al., 2007)

Zgornjetriasni in spodnjeljurski plitvovodni apnenci

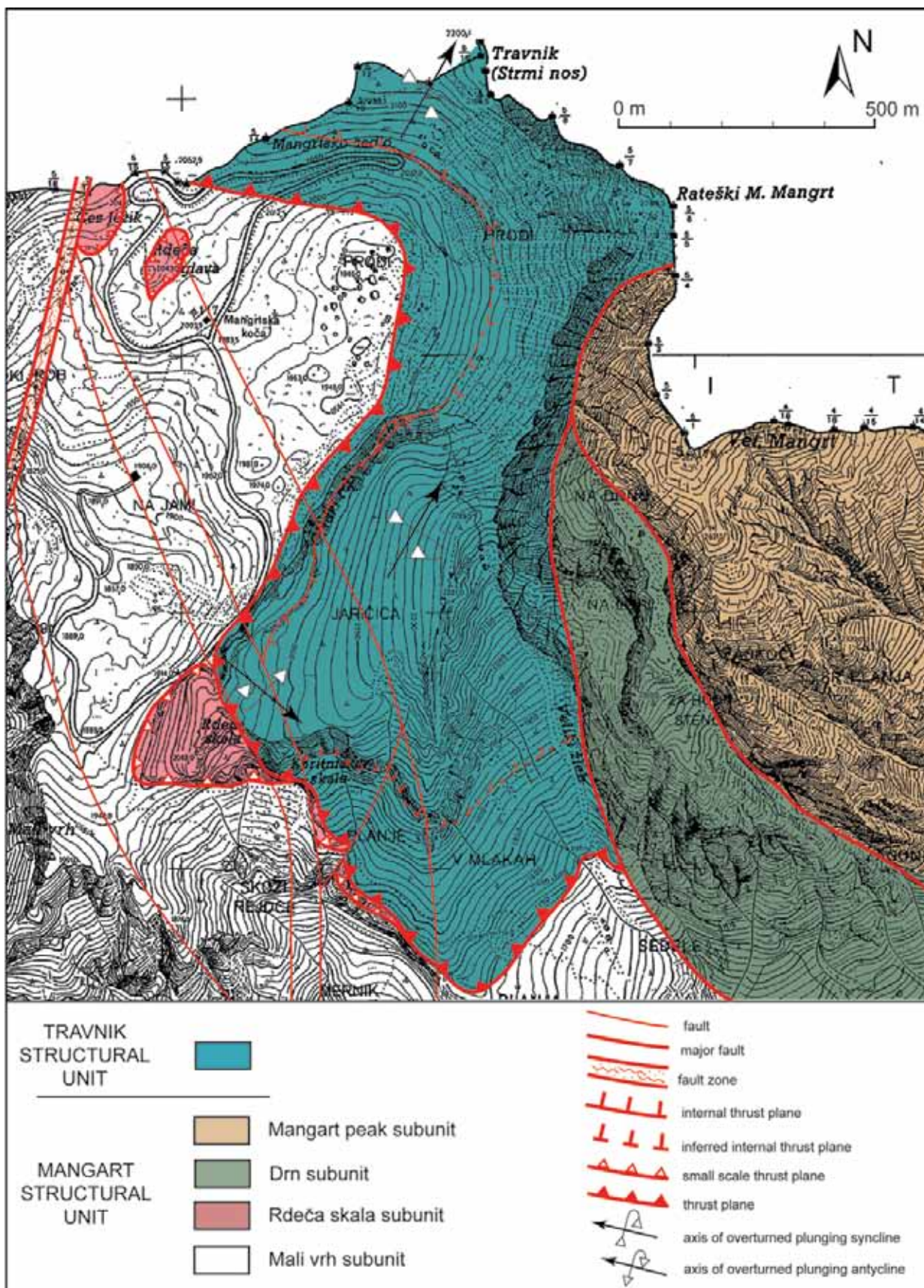
Plitvovodni apnenci zgornjetriasne in spodnjeljurske starosti predstavljajo najstarejše kamnine Mangartskega sedla. Gre za masivne grebenske apnenice, ki predstavljajo del kopastega grebena v robnih delih karbonatne platforme. Greben je bil obdan s peščeniimi plitvinami, v katerih so se sedimentirali peloidni in oolitni apnenci. Masivni apnenci so tipa grainstone in so zgrajeni iz koral, spongij, apnenčevih alg, hidrozojev, stromatoporid, fragmentov školjčnih lupinic, polžev, ehinodermov in brahiopodov. Manj pa je peloidov in bentoških foraminifer ter intraklastov oolitnih

in peloidnih apnencev. Na podlagi foraminifer *Galeanella panti-cae* (Zaninetti & Brönnimann) in *Triasina hantkeni* (Majzon) (v spodnjem delu apnencev) ter foraminifere *Agerina martana* (Farinacci) v zgornjem delu apnencev je starost grebenskih apnencev norij-retij do pliensbachij.

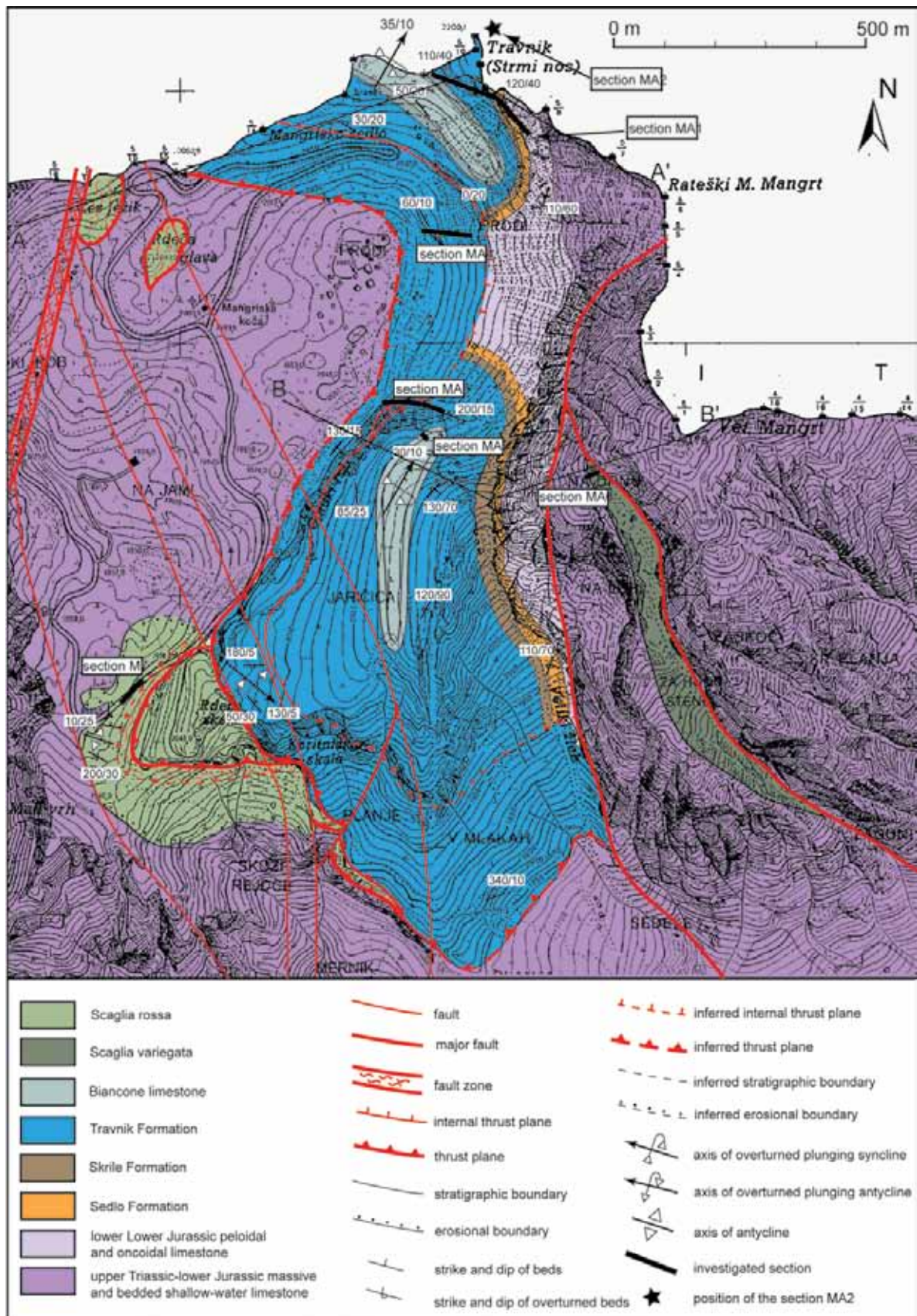
Jurski neptunski dajki na Mangartskem sedlu

Neptunski dajki so geološka telesa oziroma zapolnitve praznih prostorov v starejših kamninah z mlajšimi morskimi sedimenti. Pogosto se pojavljajo na robovih potopljenih karbonatnih platform, njihov nastanek pa je večinoma posledica natezne tektonike. Na Mangartskem sedlu se neptunski dajki pojavljajo v plitvovodnih apnencih zgornjetriasne do spodnjelijasne starosti kot lateralno omejena, do nekaj 10 m velika telesa breč z rdečim vezivom (slika 8). Breče na Mangartskem sedlu je opisal že Cousin (1981), kasneje so jih raziskovali Jurkovšek in sodelavci (1990), prvič pa je breče interpretiral kot neptunske dajke Šmuc (2004). Podrobneje je genezo teh dajkov opisala Črne s sodelavci (2007). Breče enakega nastanka so opisane tudi z drugih nahajališč v Julijskih Alpah, pojavljajo se na primer na več mestih v 3 km dolgem pasu med Krnom in Jezerom v Lužnici (Babić, 1981; Buser, 1986, 1987).

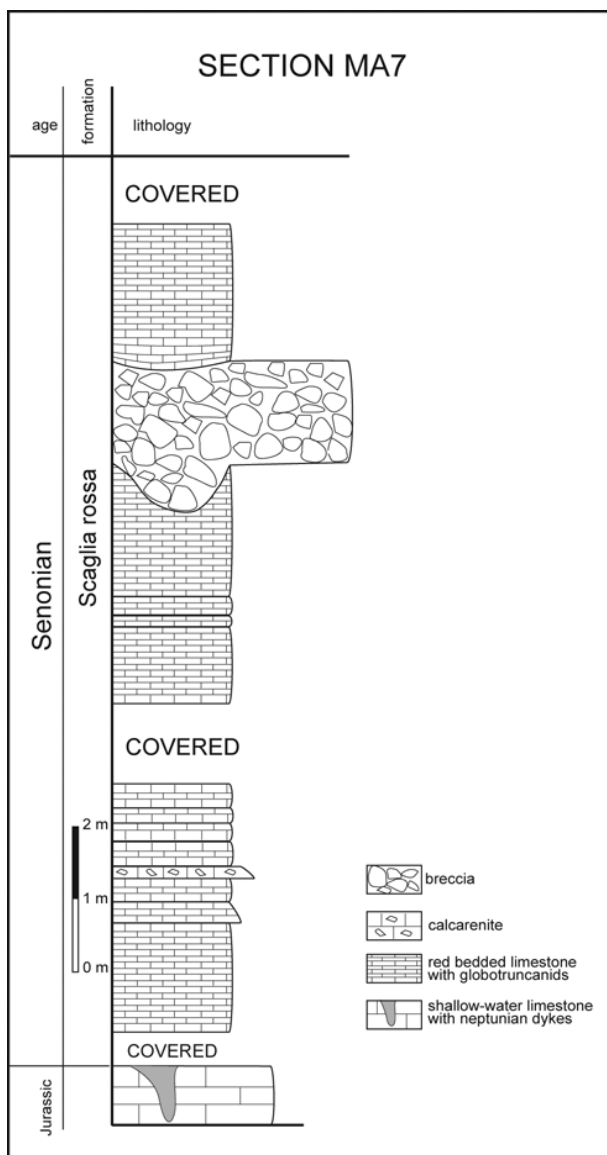
Neptunski dajki najlepše izdajajo ob 150 m dolgem useku ceste, ki vodi na Mangartsko sedlo. Matično kamnino neptunskih dajkov predstavljajo zgornjetriasni do pliensbachijski masivni plitvovodni apnenci. Pliensbachijska starost zgornjega dela plitvovodnih apnencev potrjuje prisotnost korale *Rhabdophyllia phaceloidea* (Beauvais), ki je bila najdena v klastih matične kamnine znotraj breče. Nad spodnjelijasnimi masivnimi plitvovodni apnenci diskordantno leži senonska Scaglia rossa, ki sta jo Radoičić & Buser (2004) poimenovala kot bovške plasti.



Slika 3: Strukturna karta Mangartskega sedla z označenimi glavnimi strukturnimi elementi.



Slika 4: Geološka karta Mangarskega sedla.



Slika 5: Stratigrafski stolpec strukturne podenote Mali Vrh.

Znotraj kompleksnega sistema neptunskih dajkov je bilo prepoznanih sedem različnih faciesov, ki zapolnjujejo votline različnih oblik in različnega nastanka. Na podlagi kontaktov in raznolikosti faciesov sta bili prepoznani dve glavni generaciji nastanka neptunskih dajkov.

Prva generacija neptunskih dajkov je nastala z zapolnjevanjem s sedimentom in precipitacijo cementov v treh različnih oblikah zapolnitev, ki jih makroskopsko ločimo na: a) nepravilno oblikovane votline velike od nekaj cm do 1 m imajo z matično kamnino neravne kontakte, ki nakazujejo, da je njihov nastanek ali le preoblikovanje povzročilo raztapljanje matične kamnine; b) breče manjših dimenzij; c) različno usmerjene le nekaj cm široke razpoke, ki prepredajo matično kamnino in posledično tvorijo mozaično teksturo - oglati klasti se med seboj dobro prilagajajo. Sedimenti prve generacije so heterogeni, prepoznanih je bilo pet različnih mikrofaciesov: 1) rožnat wackestone do packstone z odlomki

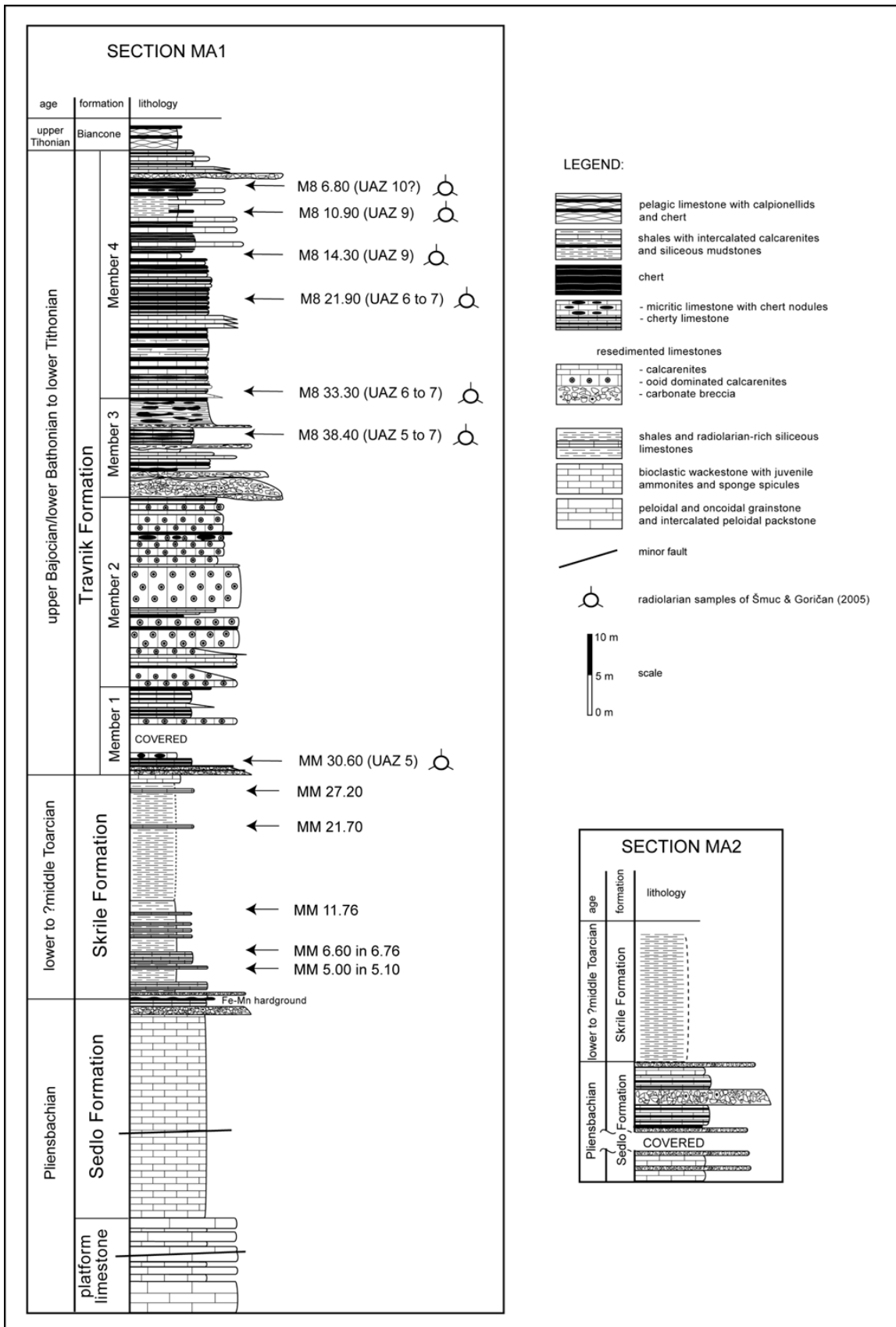
ostrakodov in bentoškimi foraminiferami, med njimi je vrsta *Agerina martana* (Farinacci) (slika 9a); 2) ostrakodna lumakela; 3) rdeč packstone s fragmenti apnenca (?matična kamnina) in foraminiferami vrste *Involutina liassica* (Jones); 4) siv packstone do wackestone s spikulami spongij in radiolariji; 5) rdeč mikrit. Poleg omenjenih mikrofaciesov zapolnjujejo neptunske dajke tudi precipitati in sicer Fe-Mn skorje in obrobni stebričasti, ponekod vlaknati, sparitni cementi. Pliensbachijska starost nepunskih dajkov prve generacije je določena na podlagi foraminifer *Agerina martana* in *Involutina liassica*.

Neptunski dajki druge generacije so veliko bolj pogosti kot neptunski dajki prve generacije. Prepoznani sta bili naslednji geometriji: a) lateralno omejene breče globoke nekaj metrov in široke do 20 m, ki najverjetneje predstavljajo vertikalne razpoke, zapolnjene s kaotičnimi brečami (slika 8); b) različno orientirane do 20 cm široke in 1 m globoke jasno izražene razpoke. Prisotna sta dva različna tipa zapolnitev: 1) breča, ki vsebuje do 1,2 m velike oglate klaste matične kamnine, nekateri izmed njih vsebujejo sedimente prve generacije neptunskih dajkov; ostali, do nekaj centimetrov veliki klasti, so: klasti mikrosparitnega apnenca, črni klasti z nepresevnimi minerali; klasti s tankolupinastimi školjkami in glavkonitom ter klasti prve generacije neptunskih dajkov (slika 9b); vezivo breče je večinoma rdeč, ponekod siv laporast apnenec z odlomki ehinodermov; 2) breča, ki vsebuje izključno klaste matične kamnine v rdečem/sivem vezivu z odlomki ehinodermov. Starosti sedimentov druge generacije neptunskih dajkov zaradi pomanjkanja vodilnih fosilov ne moremo natančno določiti.

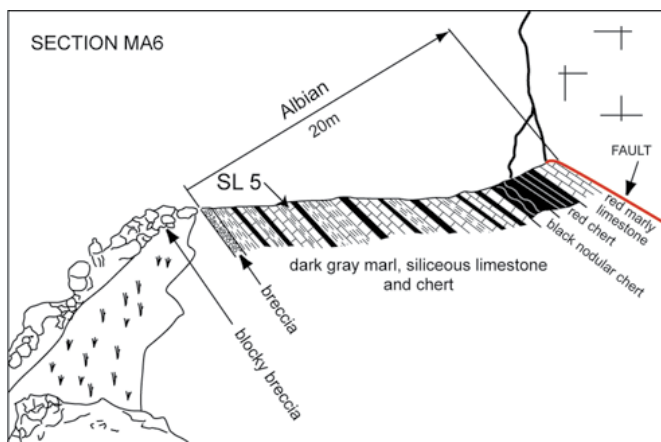
Nastanek neptunskih dajkov na Mangartu je vezan na mehanske deformacije matične kamnine. Izjema so neptunski dajki prve generacije, zapolnitve nepravilno oblikovanih votlin, ki so nastali ali bili le preoblikovani z raztapljanjem matične kamnine. Pliensbachijska starost tako matične kamnine kot prve generacije neptunskih dajkov nakazuje, da so votline v matični kamnini nastale in bile zapolnjene neposredno po odlaganju plitvovodnega plienschbachijskega apnenca. Nastanek neptunskih dajkov prve generacije je posledica razpada Julijske karbonatne platforme v plienschbachiju, kar sovpada z regionalno prepoznanim spodnjemurskim riftingom Tetricide. Neptunski dajki druge generacije so bolj pogosti, možen časovni razpon njihovega nastanka pa je vse od plienschbachija do zgornje krede. Najbolj verjetno je, da je glavna deformacija matične kamnine in nastanek breč kimmeridgijske do spodnje tithonijske starosti - neptunski dajki te starosti s fragmenti *Saccocoma* sp. so prisotni v Drnski strukturni podenoti, enaka starost pa je bila določena tudi za neptunske dajke v Dolini Triglavskih jezer (Šmuc, 2004, 2005).

Nekateri izmed sedimentov, ki so ohranjeni v neptunskih dajkih na Mangartu, nimajo ekvivalenta v normalnem stratigrafskem zaporedju Julijskih Alp. Razlog je lahko dejstvo, da se sedimentacija v manjših votlinah razlikuje od sedimentacije na morskem dnu. Glede na obsežno stratigrafsko vrzel na Julijskem pragu - od plienschbachija do bajocija - je povsem možno, da so sedimenti zapolnitev neptunskih dajkov edini ohranjeni sedimenti te starosti na Julijskem pragu.

Neptunski dajki se pojavljajo tudi v Drnski strukturni podenoti. Tu neptunske dajke predstavljajo breče z rdečim vezivom. Sestavljajo jo do 10 cm veliki klasti belih grebenskih apnencev. Rdečo mikrosparitno osnovo predstavlja apnenec tipa packstone z aptihi, rodom *Saccocoma* ter odlomki drugih ehinodermov.



Slika 6: Stratigrafski stolpec Travnške strukturne enote



Slika 7: Stratigrafski stolpec Drnske strukturne podenote

Starost breč Drnske strukturne podenote je zgornji kimmeridgij do spodnji tithonij.

Spodnjekredni roženci, skrilavi glinavci in apnenci: *Scaglia variegata*

Spodnjekredne kamnine izdajajo izključno v Drnski strukturni podenoti (slika 3), kjer z erozijsko diskordanco nalegajo na dachsteinske apnenice s kimmeridgijskimi neptunskimi dajki (slika 7). Gre za kamnine, ki so nastajale v globljevodnem okolju. V spodnjem delu na drobnozrnatih brečah in kalkarenitih ležijo tankoplastnatni temno sivi do zeleni kremenasti apnenci in skrilavi glinavci, nad katerimi sledijo črni in rdeči gomoljasti roženci. Najmlajše kamnine so rdeči tankoplastnatni apnenci tipa packstone, ki jih gradijo planktonske foraminifere ter redka zrna fosfatov in kremenca, značilna je tudi velika vsebnost Fe-Mn oksidov. Albijška starost zaporedja je bila določena na podlagi radiolarijske združbe iz apnencev v spodnjem delu enote.

Globotrunkanski apnenci: *Scaglia rossa*

Globotrunkanski apnenci izdajajo v strukturni podenoti Mali Vrh (sliki 3 in 4), kjer z erozijskim kontaktom nalegajo na spodnjejurske plitvodne apnenice z jurskimi neptunskimi dajki. Globotrunkanske apnenice predstavljajo večinoma pelagični apnenci oziroma drobnozrnati kalciturbiditi (slika 10). Med njimi so tudi sedimenti bolj grobozrnatih gravitacijskih tokov, ki poleg globljevodnih zrn vsebujejo tudi plitvodna zrna ter litoklaste starejših kamin. Pelagični apnenci in drobnozrnati kalciturbiditi so tankoplastnatni apnenci tipa wackestone (redkeje packstone in mudstone), ki so sestavljeni večinoma iz planktonskih foraminifer. Sedimente grobozrnatih gravitacijskih tokov pa predstavljajo kalkareniti in breče, ki poleg planktonskih foraminifer vsebujejo še intraklaste pelagičnih apnencev, starejše litoklaste ter tudi plitvodna zrna (odlomke školjk *Inoceramus* sp., ehinodermov ter bentoških foraminifer).

Na podlagi bogate združbe globotrunkan je Jurkovšek s sodelavci (1990) določil senonsko starost apnencev.



Slika 8: Izdanek neptunskih dajkov na Mangartskem sedlu: kaotična breča z oglatimi klasti matične kamnine in rdečim vezivom.

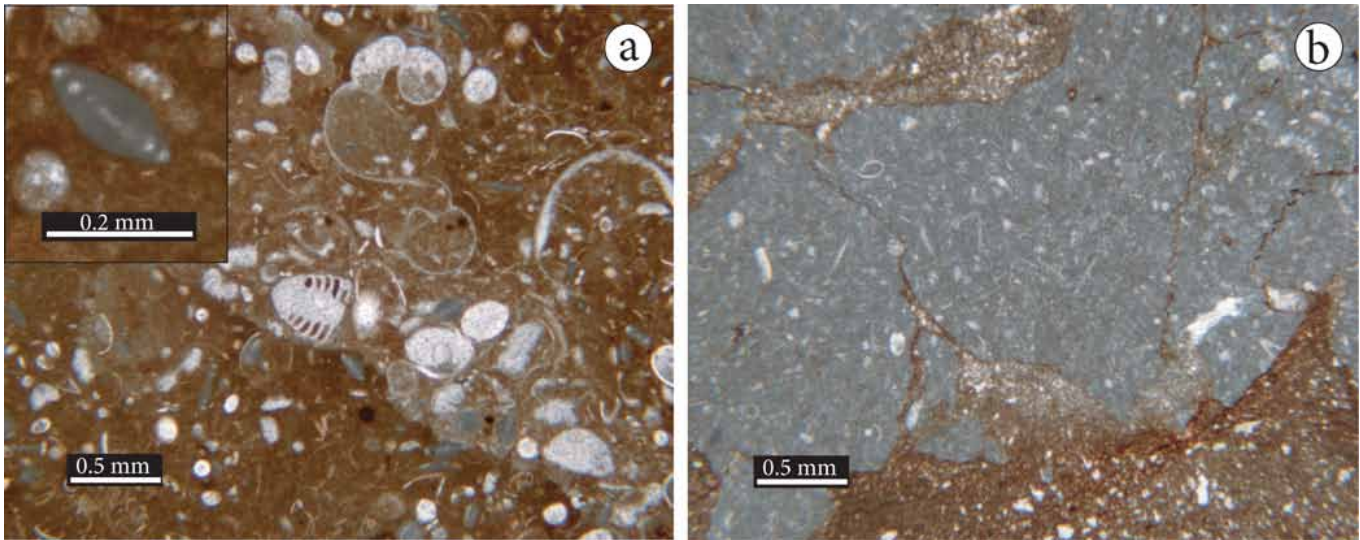
SEDIMENTARNA EVOLUCIJA MANGARTSKE STRUKTURNE ENOTE

Zgornjetriasna do spodnjejurska plitvodna sedimentacija

Masivni plitvodni apnenci spodnjejurske starosti v okviru strukturne podenote Mali Vrh so nastajali v robnih delih Julijske karbonatne platforme in predstavljajo nadaljevanje plitvodne sedimentacije iz zgornjega triasa. Razviti so v obliki manjšega kopastega grebena, ki je bil obdan s peščenimi plitvinami, v katerih so se sedimentirali peloidni in oolitni apnenci. Po dosedanjih raziskavah (Turnšek & Ramovš, 1987; Turnšek, 1997) so norijsko-retijski grebenski apnenci omejeni izključno na Julijsko karbonatno platformo in jih v Julijskih Alpah opazujemo ali znotraj kompleksa dachsteinskega apnenca ali v njegovih najvišjih delih.

Rob podmorske planote z reducirano sedimentacijo

Plitvodni pliensbachijski apnenci vsebujejo v zgornjem delu neptunske dajke z večfaznimi zapolnitvami. Najstarejše zapolnitve v dajkih so pliensbachijske starosti. Dajki označujejo začetek natezne tektonike v spodnjem pliensbachiju, ki je povzročila razpad do takrat relativno enotne platforme na bloke z različnimi hitrostmi pogrezanja ter zaključek plitvodne sedimentacije na celotni Julijski karbonatni platformi (cf. Buser, 1989, 1996; Turnšek, 1997). Starost najmlajših zapolnitev dajkov pa je zgornji kimmeridgij do spodnji tithonij. To pomeni, da je bila natezna tektonika, odgovorna za nastanek dajkov, dejavna od spodnje do zgornje jure, oziroma da je v tem celotnem času potekalo zapolnjevanje dajkov. Diskordantno na apnencih z dajki ležijo kredni globljevodni sedimenti. Na robnem delu podmorske planote od spodnje jure do zgornje krede ni prihajalo do sedimentacije, oziroma se je zaradi dinamike dogajanja lahko odložila le majhna debelina sedimentov, ki so bili nato ob kasnejših erozijskih fazah s podvodnimi tokovi ali le zaradi nestabilnosti sedimentov na pomočju presedimentirani v globlje dele. Edini jurski sedimenti, ki so ohranjeni, tako predstavljajo zapolnitve neptunskih dajkov.



Slika 9: a) Najbolj pogost mikrofacies prve generacije, rožnat packstone z ostrakodi in foraminiferami. V zgornjem levem kotu je povečana foraminifera vrste *Agerina martana* (Farinacci). b) Mikrofacies prve generacije, siv wackestone s spikulami spongij in radiolariji, ki ga sekajo sedimenti druge generacije – rdeč packstone z odlomki ehinodermov.

Kredna globljevodna sedimentacija

V obdobju aptija-albija so se na robnem področju podmorske planote začeli odlagati globljevodni sedimenti. Aptijsko-albijske kamnine so v Julijskem pokrovu zelo redke. V Bavšici in Vrsniku so to zelenkasti laporovci, glinavci, apnenci, peščenjaki in roženci (Jurkovšek et al., 1990). Najdemo jih še na Rdečem robu in vzhodno od Jezera v Lužnici, kjer jih predstavljajo zelenkasti laporji v menjavi s kalkareniti (Buser, 1986, 1987, 1996; Pavšič, 1994). Večji obseg imajo omenjene kamnine v Slovenskem bazenu, kjer tvorijo spodnji del tako imenovane flišoidne formacije (Caron & Cousin, 1972). Začetek sedimentacije aptijsko-albijskih kamnin je posledica tektonske aktivnosti v spodnji kredi (cf. Buser 1989, 1996; Jurkovšek et al., 1990), ki je povzročila ponovno tektonsko reorganizacijo oziroma poglabljanje sedimentacijskega prostora.

Kredna sedimentacija se je v strukturni podenoti Mali vrh začne šele z senonskimi globotrunkanskimi apnenci. Možno je, da se glinasti aptijsko-albijski sedimenti v strukturni podenoti Mali Vrh sploh niso odložili ali pa so bili kasneje erodirani. V obeh primerih so omenjene razlike v sedimentaciji najverjetneje posledica aktivne tektonike in relativne topografije morskega dna.

Tektonska dogajanja so se odvijala tudi v zgornji kredi in sicer pred senonom. Na območju Julijskega pokrova namreč opazujemo, kako globljevodni senonski globotrunkanski apnenci neposredno nalegajo na zgornjetriasne plitvovodne apnenice (cf. Buser, 1986, 1987, 1989, 1996). Tektonska dogajanja v kredi pa so bila dejavna tudi na robu Dinarske karbonatne platforme, kjer na triasne in jurske plitvovodne apnenice z erozijsko mejo nalegajo globokovodni coniacijski do campanijski Volčanski apnenci (Buser, 1986, 1987, 1989, 1996).

STRATIGRAFIJA TRAVNIŠKE STRUKTURNE ENOTE

Travniško strukturno enoto sestavljajo spodnjejurski plitvovodni apnenci Julijske karbonatne platforme ter spodnjejurske do

spodnjekredne globokomorske kamnine Bovškega jarka (slika 6) (Goričan et al., 2003; Šmuc, 2004, 2005; Šmuc & Goričan, 2005).

Spodnjejurski plitvovodni apnenci

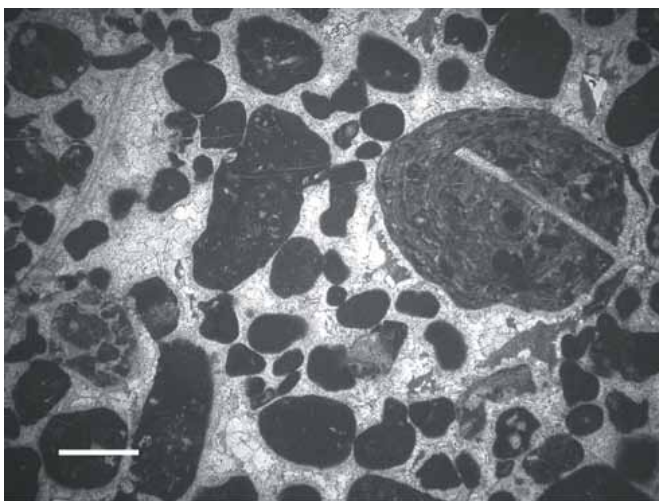
Najstarejše kamnine Travniške enote so spodnjejurski peloidni in onkoidni apnenci, ki so se odlagali v visokoenergijskem podplimskem okolju. Apnenci so masivni do debeloplastnati, so tipa grantstone in sestavljeni večinoma iz peloidov, onkoidov, mikritiziranih ooidov, intraklastov in številnih bioklastov (slika 11). Zrna so bila cementirana z več generacijami cementov. Pliensbachijska starost apnencev je bila določena na podlagi foraminifere *Agerina martana* (Farinacci). V spodnjem delu apnencev *A. martana* ni prisotna, kar kaže na to, da je spodnji masivni del apnencev lahko še sinemurijske starosti.

Sedlska formacija

Sedlska formacija konformno nalega na spodnjejurske plitvovodne apnenice. Debelina formacije je 27 m. V spodnjem delu jo sestavljajo bioklastični apnenci z juvenilnimi amoniti, spikulami spongij in foraminiferami (slika 12), ki so nastajali v hidrodinamsko relativno mirnem okolju distalnega šelfa ali distalne rampe najverjetneje v območju pod vplivom nevihtnih valov. V vrhnjem delu formacije se pojavijo kremenasti apnenci z radiolariji ter zelenkaste in rdeče litoklastično-intraklastične breče in kalkareniti, ki so nastali z gravitacijskimi tokovi visoke gostote. Prisotnost litoklastov starejših kamnin pa kaže tudi na mehansko erozijo podlage zrnkega turbiditnega toka. Najvišji del Sedlske formacije sestavljajo rdeči kremenasti apnenci s kalcitiziranimi spikulami spongij in radiolariji ter številnimi tudi do 3 cm velikimi Fe-Mn gomolji. Formacija se zaključuje s 25 cm debelim železovo-manganovim horizontom, ki ga gradijo do 3 cm veliki Fe-Mn gomolji. Gomolji so večinoma sestavljeni iz kremenca in piroluzita, v manjši meri pa so zastopani še cryptomelan, thodorokit in goethit. Vsebnost MnO v gomoljih dosega do 55% (Jurkovšek et al., 1990).



Slika 10: Globotrunkanski apnenci s plastjo debeložrnate breče.



Slika 11: Pliensbachijski plitvovodni apnenec tipa grainstone, sestavljen iz peloidov, intraklastov apnenec tipa mudstone in onkoidov. Merilo je dolgo 1mm.



Slika 12: Sedlska formacija: bioklastični apnenec z juvenilnimi amoniti, spikulami spongij in odlomki ehinodermov. Merilo je dolgo 1 mm.

Fe-Mn gomolji in skorja kažeta na sedimentacijo v okolju z močno reducirano sedimentacijo, za kar so najverjetneje krivi močni podmorski tokovi, ki preprečujejo odlaganje sedimenta.

Pliensbachijska starost bioklastičnih apnencev je bila določena na podlagi pogostne foraminifere *Agerina martana* (Farinacci). Višje ležeča Skrilska formacija je spodnjetoarcijske starosti (glej spodaj), tako da horizont z Fe-Mn gomolji starostno pripada približno meji pliensbachij-toarcij.

Skrilska formacija

Skrilska formacija je debela 27,5 m in leži diskordantno na Sedlski formaciji. Sestavljajo jo večinoma spodnjetoarcijski temnorjavi in črni laminirani, skrilaški organogeni glinavci, med katerimi so tankoplastnati kremenasti apneneci. Glinavce sestavljajo kremen, smektit, ilit ter manganovi oksidi (Jenkyns, 1988; Jurkovšek et al., 1990). Vrednosti TOC so med 0,3% in 1,89% (Sabatino et al., 2009). Vsebnost Mn je visoka, v spodnjem delu enote dosega ponekod tudi do 9,27%, v zgornjem pa se zmanjša le na 1,12% in manj (Jenkyns, 1988). Z organsko snovjo obogateni glinavci so se odložili v anoksičnem okolju in predstavljajo značilen sediment globalnega oceanskega anoksičnega dogodka v spodnjem toarciju. Med glinavci se pojavljajo do 15 cm debele plasti kremenastih apnencev, ki so pogostejše v spodnjem delu enote. Predstavljajo sedimente turbiditnih tokov nizke gostote in so sestavljeni večinoma le iz radiolarijev (slika 13), kar kaže na presedimentiranje znotraj sedimentacijskega bazena. Formacija se zaključuje s hemipelagičnim tankoplastnatim laminiranim svetlo zelenim apnenecem s sledovi vrtnanja.

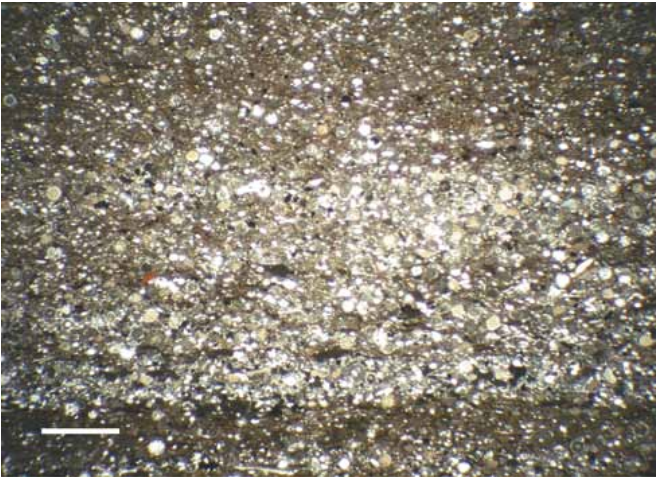
Starost glinavcev in kremenastih apnencev je spodnji toarcij in je bila določena na podlagi izvrstno ohranjenih radiolarijev v kremenastih apnencih (Goričan et al., 2003) ter na podlagi novejših izotopskih analiz (Sabatino et al. 2009).

Opisanim kamninam Skrilske formacije sledi dolga stratigrafska prekinitve, ki je trajala vsaj od zgornjega toarcija do vključno spodnjega bajocija.

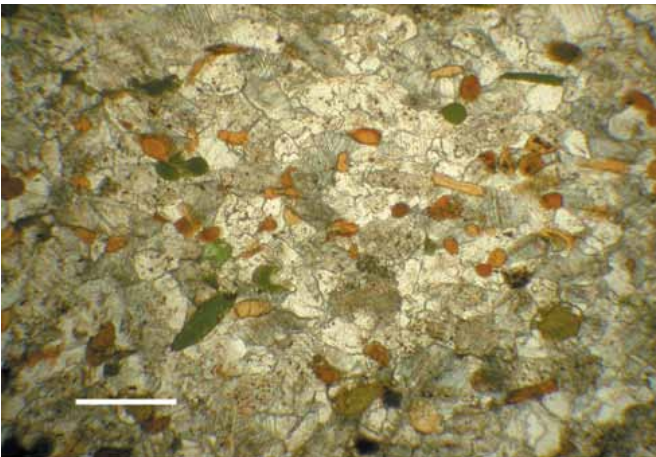
Travniška formacija

Travniška formacija je spodnjabajocijske do spodnjethonijske starosti in dosega debeline od 77 do 120 m. Z diahrono erozijsko diskordanco nalega na Skrilsko formacijo. Formacija se je namreč začela odlagati v obdobju od spodnjega bajocija do spodnjega bathonija. Travniška formacija je zelo heterogena in sestavljena iz rožencev, kremenastih apnencev ter sedimentov karbonatnih gravitacijskih tokov. Razdeljena je na 4 člene (slika 6).

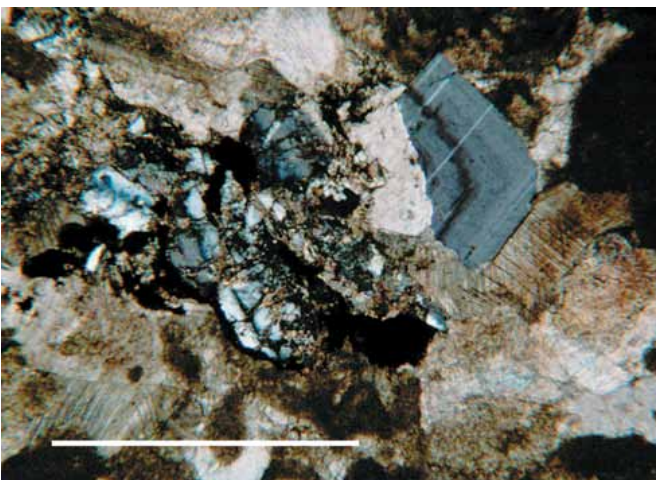
Člen 1 je najstarejši in je različno razvit. V profilih M2 in M3 ga v bazi gradijo plastnati homogeni svetlo rjavi apneneci tipa wackestone/mudstone z roženci, ki predstavljajo sedimente "periplatform ooze" in se menjavajo z laminirani kremenasti apneneci, ki so nastajali s turbiditnimi tokovi majhne gostote. Kremenaste apnenice sestavljajo kalcitizirani radiolariji, filamenti in subhedralna zrna pirita ter kristali avtigenega kremena. Redkeje se pojavljajo tudi bolj grobe plasti turbiditov, ki jih predstavljajo srednjezrnati kalkareniti s filamenti, zrna ehinodermov, intraklasti ter glavkonitom. V srednjem delu se začnejo pojavljati bolj številni ooidni in ehinodermski kalciturbiditi, ki ponekod vsebujejo tudi številna zrna glavkonita (slika 14). Ostala zrna so filamenti, bentoške foraminifere in fragmenti fosfatnih zrn. V vrhnjem delu se menjavajo srednje zrnati kalkareniti z ooidi ter kremenasti apneneci z radiolariji.



Slika 13: Skrilska formacija. Laminirani in normalno gradirani kremenasti apnenici z radiolarijami. Merilo je dolgo 1 mm.



Slika 14: Travniška formacija, člen 1. Kalkareniti, zgrajeni iz odlomkov ehinodermov, glavkonitnih in fosfatnih zrn. Merilo je dolgo 1 mm.



Slika 15: Travniška formacija, člen 4. Na fotografiji zrna plagioklazov v breči. Merilo je dolgo 1 mm.

V profilu Travnik se člen 1 začne z debelim nivojem bazalnih turbiditnih breč in kalkarenitov zgornjebajocijske-spodnjebathonijske starosti. Brečo gradijo predvsem litoklasti starejših litologij, glavkonit in filamenti, odlomki ehinodermov, foraminifere, radiolariji in spikule spongij. Nekateri deli breč so popolnoma okremenjeni. Nad njimi sledijo sedimenti drobnozrnatih turbiditov majhne gostote, to so kremenasti apnenici in laminirani roženci, ki se menjavajo s homogenimi apnenici ("periplatform ooze"). V zgornjem delu člena 1 se začnejo pojavljati tudi plasti srednjezrnatih kalciturbiditov, sestavljenih predvsem iz ooidov.

Člen 2 je podobno razvit v vseh profilih. Je bathonijske starosti in ga gradijo predvsem različno debele plasti srednjezrnatih kalciturbiditov, ki jih skorajda izključno gradijo ooidi.

Člen 3 je najverjetneje zgornjebathonijske starosti. V bazi ga sestavljajo presedimentirani apnenici, značilni za proksimalne dele turbiditnih tokov. Gre za menjavanje breč in kalkarenitov, ki jih gradijo litoklasti starejših kamnin in različni bioklasti. Višje sledijo debelo do drobnozrnati kalciturbiditi, ki imajo podobno sestavo kot tisti iz člena 2, le da vsebujejo manj ooidov. Člen 3 se konča s heterogeno sestavljeno plastjo breče, ki navzgor prehaja v masivni drobnozrnati vzporedno laminirani kalkarenit z gomolji roženca. Celoten člen 3 najverjetneje predstavlja popolno zapolnitveno sekvenco erozijskega kanala.

Člen 4 je najmlajši člen Travniške formacije, starostno je uvrščen v obdobje od najvišjega bathonija do vključno spodnjega tithonija. V spodnjem delu člen 4 gradijo predvsem laminirani kremenasti apnenici in črni roženci, ki predstavljajo normalne pelagične sedimente. Ti se menjavajo z drobno do debelozrnatimi kalciturbiditi, ki jih gradijo predvsem bioklasti in peloidi. Za srednji del člena 4 so značilne plasti oranžnih "replacement" rožencev in drobnozrnati kalciturbiditi. Zgornji del člena 4 predstavljajo rdeči radiolarijski roženci in debelozrnati kalciturbiditi. V vrhnjem delu člena pa se nahaja 2,5 m debel horizont glinavcev, ki mu sledijo rdeči laporovci z radiolarijami. V njih najdemo plasti debelozrnatih kalkarenitov, ki so zgrajeni izključno iz ehinodermov, in plast breče. Breča je sestavljena večinoma iz litoklastov spodaj ležečih kamnin Travniške formacije ter bioklastov. V breči se pojavljajo tudi euhedralna zrna detritičnih plagioklazov (slika 15). Plagioklazi so conarni in pripadajo bytownitu do anortitu.

Biancone apnenici

Spodnji del biancone apnencev predstavljajo zgornjetithonijski do srednjeriasijski rdeči gomoljasti apnenici tipa mudstone do wackestone, med katerimi se pojavljajo tudi nekaj centimetrov debele plasti rožencev. Apnenici so sestavljeni iz kalpionelid, aptihov, kalcitiziranih radiolarijev in spikul spongij. V spodnjem delu člena so prisotne *Crasicollaria* sp. in *Calpionella alpina* (Lorenz), v zgornjem delu člena pa se pojavi tudi *Calpionella elliptica* (Cadisch). Rdeči gomoljasti apnenici predstavljajo normalno pelagično sedimentacijo v globljemorskem okolju pod mejo raztapljanja aragonita (ACD) in nad mejo raztapljanja kalcita (CCD).

Zgornji del biancone apnencev sestavljajo zgornjevalanginijski/ spodnjehauterivijski svetlo sivi apnenici z gomolji roženca. Plastnatost v apnencih zaradi pretrtosti ni ohranjena. Apnenici so tipa wackestone do mudstone in so sestavljeni izključno iz kalcitiziranih radiolarijev.

SEDIMENTARNA EVOLUCIJA TRAVNIŠKE STRUKTURNE ENOTE

V kamninah Travniške strukturne enote lahko opazujemo sedimentarni razvoj ozemlja iz zgornjetriasne do spodnjegurske karbonatne platforme v spodnjegurski do spodnjekredni bazen.

Spodnjegurska plitvodna sedimentacija in potopitev karbonatne platforme

Spodnjegurski peloidni in onkoidni apnenci predstavljajo nadaljevanje plitvodne sedimentacije iz zgornjega triasa v spodnjo juro, vsaj do konca sinemurija ali do spodnjega pliensbachija. Odlagali so se v visoko energijskem podplimskem okolju Julijske karbonatne platforme in predstavljajo peščene plitvine v robnih delih karbonatne platforme. Raznovrstnost bioklastov kaže na visoko produkcijo karbonata. V zgornjem delu se med plitvodnimi apnenci pojavljajo plasti bolj drobno zrnatih peloidnih apnencev, ki so nastajali v hidrodinamsko mirnejšem okolju. Vsebujejo bioklaste, značilne za bolj odprto okolje, kar kaže na poglobitev sedimentacijskega okolja. Poglobitev je nastala zaradi tektonske subsidence v spodnjem pliensbachiju, ki je posledica riftinga južnega kontinentalnega roba Tetide. V pliensbachiju je namreč karbonatna platforma razpadla na bloke z različnimi hitrostmi pogrezanja. Interstratificirane tanjše plasti apnencev v zgornjem delu plitvodnih apnencev označijo začetno fazo potapljanja platforme, v kateri produkcija karbonata še lahko sledi pospešenemu pogrezanju. Hitrost subsidence se je nato povečevala in zaradi večje globine je bila plitvodna produkcija karbonata prekinjena. Začeli so se odlagati apnenci Sedlske formacije, ki vsebujejo juvenilne amonite in spikule spongij, in so značilni za okolja distalnega šelfa ali šelfnega pobočja.

V zgornjem delu Sedlske formacije se znotraj apnencev pojavi horizont breč in kalkarenitov, ki so sestavljeni večinoma iz ehinodermov ter litoklastov spodaj ležečih kamnin. Med in nad brečami se nahajajo apnenci, v katerih se prvič pojavijo radiolariji, ki kažejo na dodatno poglobitev sedimentacijskega okolja. Temu je razlog nova faza tektonskega pogrezanja v zgornjem pliensbachiju, ki je potekala sočasno z evstatičnim dvigom morske gladine. Hemipelagični apnenci z radiolariji in spikulami spongij ter Fe-Mn gomolji nad brečami in kalkareniti v Sedlski formaciji kažejo, da je iz plitvodnih območij v globlje dele prihajala le najdrobnejša karbonatna frakcija. Sedimentacija je bila zelo počasna in je dosegla minimum v času nastajanja horizonta z Fe-Mn gomolji. Upočasnitev sedimentacije je posledica regionalnega znižanja morske gladine v zgornjem pliensbachiju. Prekinjen je bil donos karbonata iz plitvih delov, sočasno pa so bili podmorski tokovi močnejši. Ti so "pomotali" morsko dno, preprečevali sedimentacijo in omogočili nastanek Fe-Mn skorij (cf. Schlager, 1981; Martire, 1992, 1996; Tucker, 2001).

Toarcijski anoksični bazen

Apnenci spodnjega dela Skrilске formacije predstavljajo ponovno vzpostavitev sedimentacije v odprtem morskem okolju. Spremembe so najverjetneje nastale zaradi slabjenja podmorskih tokov in vnosa terigenega materiala zaradi spodnjetoarcijske transgresije.

Glinavci, obogateni z organsko snovjo, predstavljajo značilen sediment globalnega oceanskega anoksičnega dogodka v spodnjem toarciju. Območje Travniške strukturne enote je v spo-

dnjem toarciju ležalo znotraj anoksičnega bazena, v katerem so se sedimentirali drobnozrnati sedimenti. Značaj sedimentov kaže, da se je sedimentacija odvijala znotraj cone minimalne vsebnosti kisika (cf. Jenkyns et al., 1991; Sabatino et al., 2009). Kremenasti apnenci med skrilavimi glinavci so se odložili s turbiditnimi tokovi nizke gostote. Apnence gradijo skorajda izključno pelagična zrna, kar kaže na presedimentacijo s pobočij znotraj bazena. Hemipelagični apnenci v vrhnjem delu Skrilске formacije kažejo na ponovno vzpostavitev oksidacijskih pogojev na morskem dnu. Vendar pa je bila hitrost sedimentacije počasna, saj apnenci vsebujejo številne bioturbacijske sledove.

Bajocijska faza pospešenega pogrezanja in nastanek globokega bazena

V bajociju se je območje Travniške strukturne enote dodatno spustilo in postalo del globljega bazena: Bovškega jarka. Poglobitev območja je nastala zaradi pospešenega pogrezanja v bajociju, ki je bilo posledica odpiranja zahodne Tetide (termalno pogrezanje). Pogrezanje območja je povzročilo nastanek zapletene podmorske morfologije v bajociju. Dolga stratigrafska vrzel, kjer manjkajo srednjetoarcijske do bajocijske kamnine med Skrilsko in Travniško formacijo, je namreč diahrona, prav tako pa so različno razviti bazalni deli Travniške formacije (člen 1). Nadaljnji sedimentarni razvoj pa kaže, da se je podmorski relief postopoma izravnal in v bathoniju opazujemo na vseh profilih enake debeline plasti oolitnih resedimentov člena 2. Vrzel predstavlja srednje-kimerijsko diskordanco, ki je bila ugotovljena v večini evropskih bazenskih obrobij in na podmorskih platojih (Jacquin & Graciansky, 1998; Jacquin et al., 1998).

Travniško strukturno enoto v splošnem gradijo srednje in zgornjegurski sedimenti dveh različnih genetskih tipov. Roženci, kremenasti apnenci in glinavci predstavljajo normalno pelagično bazensko sedimentacijo. Apnenci, ki so nastali z različnimi gravitacijskimi tokovi, pa predstavljajo presedimentiran material s plitvodnih območij (najverjetneje Dinarske karbonatne platforme) v bazen. Pelagični sedimenti poleg planktonskih organizmov in bentosnih organizmov odprtega morja vsebujejo tudi različne količine karbonatne mikritne osnove. Planktonski organizmi, ki so gradili svoje skelete iz kalcita, so bili v srednji juri še zelo redki, tako da je bila večina karbonatnega mulja transportirana iz plitvodnih območij (Mattioli & Pittet, 2002; Pittet & Mattioli, 2002).

Sestava, pogostnost ter raznovrstnost karbonatnih gravitacijskih tokov v srednji in zgornji juri kažejo na spremembe v produkciji karbonata na Dinarski karbonatni platformi ter na nihanje morske gladine. Splošen trend, ki ga opazujemo v karbonatnih resedimentih v srednji in zgornji juri, kaže na relativno večanje oddaljenosti sedimentacijskega bazena od izvornega področja ("distalizacija") od zgornjega bathonija do callovija/oxfordija. Na to kažejo tanjšanje plasti in manjšanje velikosti zrn v karbonatnih resedimentih. V oxfordiju opazujemo relativno manjšanje oddaljenosti sedimentacijskega bazena od izvornega področja ("proksimalizacija"), ki jo označijo večje debeline plasti in večanje velikosti zrn v resedimentih. Spremembe odgovarjajo transgresivno-regresivnemu ciklu drugega reda v srednji in zgornji juri. V Travniški formaciji pa lahko opazujemo tudi cikle višjega, to je tretjega reda. Apnenci tipa wackestone v členu 1 predstavljajo "periplatform ooze" sedimente. Njihov nastanek je povezan s transgresijo v bajociju, ki povzroči povečan vnos karbonatnega mulja iz lagunskih delov karbonatne

platforme. Zelo debele plasti oolitnih apnencev člena 2 odgovarjajo obdobju največje oolitne produkcije na platformi v bathoniju. V stratigrafsko mlajših presedimentiranih apnencih pa že opazujemo postopno povečevanje vsebnosti ehinodermov ter postopno zmanjševanje količine ooidov. Člen 3 se začne z sekvencami debelozrnatih breč, na katere erozijsko nalegajo drobnozrnati apnenci. Ostra sprememba velikosti zrn kaže na to, da je večji del gravitacijskega toka zdrvel v globlje dele bazena. Ohranjeni sedimenti tako predstavljajo le njegovo glavo in rep. Sekvence predstavljajo najbolj proksimalne faciese v Travnški formaciji in sovpadajo z zgornjebathonijsko regesijo. Posebno pozornost zaslužijo breče v zgornjem delu člena 4, saj so sestavljene iz erodiranih klastov starejših kamnin, vsebujejo pa tudi conarne plagioklaze bytownita in anortita. Izvor plagioklazov zaenkrat še ni znan. Mogoče je, da prihajajo zrna conarnih plagioklazov iz notranjih con Dinaridov ali iz Severnih Apneniških Alp, ki pa v Sloveniji danes niso ohranjene.

Karbonatna pelagična sedimentacija

V okviru Travnške strukturne enote opazujemo na meji spodnji/zgornji tithonij spremembo v sedimentaciji. Značilne kremenaste pelagične kamnine prehajajo v pelagične apnence (rdeči gomoljasti apnenci biancone facies). Relativno ostra faciesna sprememba iz rdečih rožencev v apnence tipa biancone je prav tako ugotovljena v Slovenskem bazenu (Cousin, 1981; Buser, 1986, 1987) in v drugih bazenih v Južnih Alpah, Apeninih in Dinaridih.

DATACIJE Z RADIOLARIJI

V Skrilski in Travnški formaciji ter v formaciji Scaglia variegata smo našli razmeroma lepo ohranjene radiolarije, s katerimi smo določili starost plasti. Položaj radiolarijskih vzorcev na profilih je označen na slikah 6 in 7. Značilni radiolariji so prikazani na slikah 16 do 19. Popoln seznam vrst je objavljen v naslednjih člankih: Goričan et al. (2003), Goričan & Šmuc (2004) in Šmuc & Goričan (2005).

Travnška strukturna enota, Skrilaska formacija - spodnja jura (toarcij) (slika 16)

V temno sivih kremenastih apnencih na sedlu med Rateškim Malim Mangartom in Travnikom smo določljive radiolarije izolirali iz sedmih vzorcev (slika 6). Združba je v vseh vzorcih podobna, vendar v spodnjem delu profila vsebuje več različnih vrst kot v višje ležečih plasteh. Skupno je bilo določenih 52 vrst, ki pripadajo 20 rodovom spumelarijev in 17 rodovom naselarijev. Na podlagi prej objavljenih radiolarijskih conacij smo pred leti (Goričan et al., 2003) določili spodnji toarcij v prvih 10 metrih profila, za višji del profila pa smo domnevali, da morda sega v srednji toarcij. Drugih stratigrafsko pomembnih fosilov v profilu nismo našli. Novejši podatki izotopskih analiz ogljika so pokazali, da se je celotna Skrilaska formacija na tem profilu odložila v času spodnjega toarcija (Sabatino et al., 2009). Ta datacija je bila potrjena tudi z najnovejšo radiolarijsko conacijo (Carter et al., v tisku), po kateri je vseh sedem vzorcev uvrščenih v spodnjetoarcijsko cono *Napora relicha* - *Eucyrtidiellum disparile*. V vzorcih Skrilaske formacije sta bili najdeni obe nominalni vrsti (slika 16 - 14, 15, 17) in več drugih vrst, značilnih za to cono.

Lokalitete z lepo ohranjenimi spodnjetoarcijskimi radiolariji so v svetu redke. Podobno raznovrstne združbe kot na Mangartu so bile

najprej znane samo v Oregonu (Yeh, 1987) in na Japonskem (Yao, 1997). Pozneje so primerljive radiolarijske združbe odkrili tudi v Omanu (Blechs Schmidt et al., 2004).

Da bi ugotovili primarno sestavo združb, smo izvedli še kvantitativne analize. Spumelariji v vseh analiziranih vzorcih po pogostnosti prevladujejo nad naselariji, kar je značilno za radiolarijske združbe srednjih globin. Še posebej izstopajo spumelariji s spužvasto lupino (35% do 54% vseh primerkov v združbi) in med njimi predvsem primerki rodu *Orbiculiformella* (do 28%). Podobna taksonomska struktura je bila ugotovljena v zgornjebathonijskih združbah na Antarktiki v sedimentih bazenov, osiromašenih s kisikom (Kießling, 1999). Sklepamo lahko, da so spužvasti spumelariji živeli v zgornjem delu vodnega stolpca (nad cono z minimalno vsebnostjo kisika), po drugi strani pa so bili relativno neodvisni od temperature (geografske širine). Zanimivo je tudi, da se pogostnost primerkov družine Pantaneliidae v preiskanem profilu na Mangartu izrazito spreminja (od 0,2 % do 12 %). O vzrokih za relativno pogostnost pantanelid so mnenja zaenkrat deljena, njihov delež naj bi bil večji v nizkih geografskih širinah ali na območjih s povišano produktivnostjo. Glede na rezultate raziskav na Mangartu je druga interpretacija bolj verjetna, pantanelide so bile najbrž skupina, ki je dobro uspevala na območjih s povečano koncentracijo hranljivih snovi. V dveh vzorcih na bazi profila (MM 5.00 in MM 5.10) so poleg radiolarijev pogoste spongijske spikule (do 30% favne), med njimi tudi večje tetraksone spikule in dezme, medtem ko smo v višje ležečih vzorcih našli samo zelo redke monaksone spikule. V teh dveh vzorcih med radiolariji prevladujejo velike sferične oblike. V sestavi vzorcev na bazi profila se torej jasno odraža turbiditen značaj sedimenta. Večja vsebnost velikih sferičnih oblik je v največji meri posledica sortiranja zaradi tokov in se verjetno ne ujema z deležem v prvotni tanatocenozi.

Travnška strukturna enota, Travnška formacija - srednja in zgornja jura (sliki 17, 18)

V tej formaciji smo določljive radiolarije našli v tankih plasteh mikrita z roženci in v radiolarijskih rožencih med karbonatnimi turbiditi. Pozitivni vzorci so razmeroma redki, v celotni formaciji smo datirali sedem vzorcev (slika 6). V vseh vzorcih je naselarijev precej več kot spumelarijev. Za datacije smo uporabili conacijo Baumgartnerja in sodelavcev (1995), ki so z metodo unitarnih asociacij (UA) interval od aalenija do aptija razdelili na 22 con (UAZ).

Srednji juri pripadajo vzorci v prvem, drugem, tretjem in v spodnjem delu četrtega člena Travnške formacije. Vzorec MM 30.60 na bazi formacije je temno siv laminiran roženec. V vzorcu so pogoste tudi velike spongijske spikule. Stratigrafsko pomembne vrste so *Eucyrtidiellum semifactum* Nagai & Mizutani, *Unuma latusicostatus* (Aita) in *Unuma darnoensis* Kozur. Radiolarijska združba ustreza coni UAZ 5 (najvišji bajocij do spodnji bathonij). Z radiolariji smo na referenčnem profilu Travnške strukturne enote torej ugotovili, da je med Skrilsko in Travnško formacijo precejšnja stratigrafska vrzel, ki obsega srednji in zgornji toarcij, aalenij in skoraj ves bajocij.

Vzorec M8 38.40 je črn apnec z rožencem, vsebuje slabo ohranjene radiolarije in redke tetraksone in monaksone spongijske spikule. Z vrstami *Semihsuum amabile* (Aita), *Ristola altissima major* Baumgartner & De Wever in *Praewilliriedellum robustum* (Matsuo-

ka) smo vzorec uvrstili v relativno dolg interval treh con, od UAZ 5 do UAZ 7 (najvišji bajocij do callovij). Vzorec M8 33.30 je laminiran siv apnenec s črnim rožencem, vsebuje slabo ohranjene radiolarije in redke spongijske spikule. Uvrščen je v UAZ 6 do UAZ 7 (srednji bathonij do callovij) na podlagi vrst *Plicaforacapsa catenarium* (Matsuoka), *Kilinora? oblongula* (Kocher) in več drugih vrst, ki se zadnjič pojavijo v coni UAZ 7. Vzorec M8 21.90 je siv apnenec z majhnimi gomolji črnega roženca. Radiolariji so srednje dobro ohranjeni in bolj raznovrstni kot v drugih srednejurskih vzorcih. Monaksone in tetraksone spikule so dokaj številne. Stratigrafsko najpomembnejša radiolarijska vrsta je *Kilinora spiralis* (Matsuoka), ki ima razpon omejen na coni UAZ 6 in UAZ 7. Vzorec vsebuje še več drugih vrst, ki ne segajo višje od cone UAZ 7. Ker sta ta in prejšnji vzorec uvrščena v isti interval od UAZ 6 do UAZ 7, je verjetno, da višje ležeči vzorec M8 21.90 pripada vrhnjemu delu tega intervala, gotovo pa ni mlajši od callovija.

V zgornjo juro je uvrščen zgornji del četrtega člena Travnjske formacije. Vzorec M8 14.30 je vijolično rdeč plastovit roženec. Radiolariji so srednje dobro ohranjeni, spongijske spikule so pogoste in precej velike. Starost je določena z vrstama *Archaeodictyomitra minoensis* (Mizutani) in *Palinandromeda podbielensis* (Ožvoldova), ki se skupaj pojavljata v coni UAZ 9 (srednji - zgornji oxfordij). Vzorec M8 10.90 je rdeč laminiran roženec, ki vsebuje nekaj karbonata in gline. Radiolariji so številni, dobro ohranjeni in raznovrstni. Spongijske spikule so redke. Radiolarijska združba je podobna kot v prejšnjem vzorcu. Vzorec M8 6.80 je rdeč lapor. Spongijske spikule so relativno velike in jih je več kot radiolarijev. Radiolarijska združba je dobro ohranjena, vendar je diverziteteta zelo nizka. Prevladujejo naselariji z ugreznjenim cefalisom ali toraksom. Taka sestava radiolarijskih združb in povečana abundanca večjih spongijskih spikul sta značilni za relativno proksimalne pelagične faciese. Starosti zaradi nizke diverzitetete nismo mogli natančno določiti. Po stratigrafski razširjenosti vrste *Dicerosaturnalis angustus* (Baumgartner) sklepamo, da vzorec M8 6.80 ni mlajši od cone UAZ 10 (najvišji oxfordij - kimmeridij).

Mangartska strukturna enota, formacija Scaglia variegata - spodnja kreda (albij) (slika 19)

Formacija Scaglia variegata je lepo odkrita ob markirani Slovenski poti blizu vrha Mangarta. Vzorec mikritnega apnenca 4 m nad bazo profila (slika 7) je vseboval raznoliko radiolarijsko združbo, v kateri smo določili 11 spumelarijskih in 19 naselarijskih vrst. Za določitev starosti smo uporabili conacijo, ki jo je izdelal O'Dogherty (1994), ker ima med objavljenimi radiolarijskimi conacijami za to obdobje najboljšo ločljivost in upošteva največje število vrst. Po podatkih o razširjenosti posameznih vrst lahko ugotovimo, da združba z Mangarta vsebuje vrste, ki naj bi izumrle na koncu aptija (npr. *Dicroa periosa* Foreman in *Dicerosaturnalis trizonalis* (Rüst)), in hkrati vrste, ki naj bi se prvič pojavile v zgornjem delu srednjega albija (npr. *Xitus spineus* Pessagno, *Napora durhami* (Pessagno), *Vitorfus campbelli* Pessagno in *Vitorfus brustolensis* (Squinabol)). Ker vmesni interval v O'Doghertyjevi conaciji ni registriran, je najbolj verjetno, da »mešana« združba ustreza prav manjkajočemu intervalu, to je spodnjemu albiju ali spodnjemu delu srednjega albija. V lapornem apnencu približno 15 m nad radiolarijskim vzorcem smo našli globotruncanide z enojnim grebenom, ki se prvič pojavijo v coni *Rotalipora subticinensis*, to je v zgornjem delu srednjega albija (Caron, 1985). Preučeni profil torej obsega spodnji in srednji albij.

ZAKLJUČKI

Območje Julijskih Alp je v juri pripadalo južnemu kontinentalnemu robu Tetide. Zaradi riftinga so tu vladale ekstenzijske razmere. Naše raziskave so pokazale, da območje Julijskih Alp v spodnji do zgornji juri ni predstavljalo enotnega sedimentacijskega prostora izolirane podmorske planote, pač pa je bilo razrezano na manjše bloke, ki so se pogrezali z različno hitrostjo. Nekateri od teh blokov so postali prave izolirane podmorske planote, medtem ko so drugi postali del globljih bazenov, v katerih je v glavnem potekala globokovodna sedimentacija, občasno pa je bil v bazene prinešen material tudi iz sosednjih plitvovodnih območij.

Jursko-kredna zaporedja v Julijskih Alpah tako odražajo vpliv natezne tektonike zaradi riftinga v zahodni Tetidi, evstatična nihanja morske gladine in regionalne paleoceanografske spremembe. Glavne faze v jurskem in krednem razvoju Julijskih Alp so naslednje:

1. Na območju Julijskih Alp se je plitvovodna sedimentacija nadaljevala iz zgornjega triasa še v spodnjo juro. Plitvovodne kamnine so nastajale na karbonatni platformi z razgibanimi hidrodinamskimi pogoji. Sestavljale so jo plimske ravnice, zaprte lagune, visokoenergijske peščene plitvine in redkeje tudi manjši kopasti grebeni.

2. V spodnjem pliensbachiju je bila plitvovodna sedimentacija zaradi pospešene faze tektonskega pogrezanja prekinjena. Platforma v tem času razpade na manjše bloke z različno hitrostjo pogrezanja. Na globlje pogreznjenih blokih (Travnjska strukturna enota) je potekala globljevodna sedimentacija na distalnem šelfu. Na relativno manj pogreznjenih območjih (Mangartska strukturna enota) pa ni prihajalo do sedimentacije, ker so bila območja dvignjena na kopno ali pod vplivom močnih morskih tokov, ki so preprečevali usedanje. Pliensbachijska tektonska faza je regionalna in ugotovljena na celotnem pasivnem robu Tetide.

3. Regresija na meji pliensbachij/toarcij je v globlje spuščenihih blokih ustvarila pogoje za nastanek horizonta z Fe-Mn gomolji.

4. V toarciju postanejo globlje spuščeni bloki del anoksičnega bazena, v katerem nastajajo črni glinavci, ki so značilen sediment anoksičnega okolja in sovpadajo z globalnim anoksičnim dogodkom v tem času.

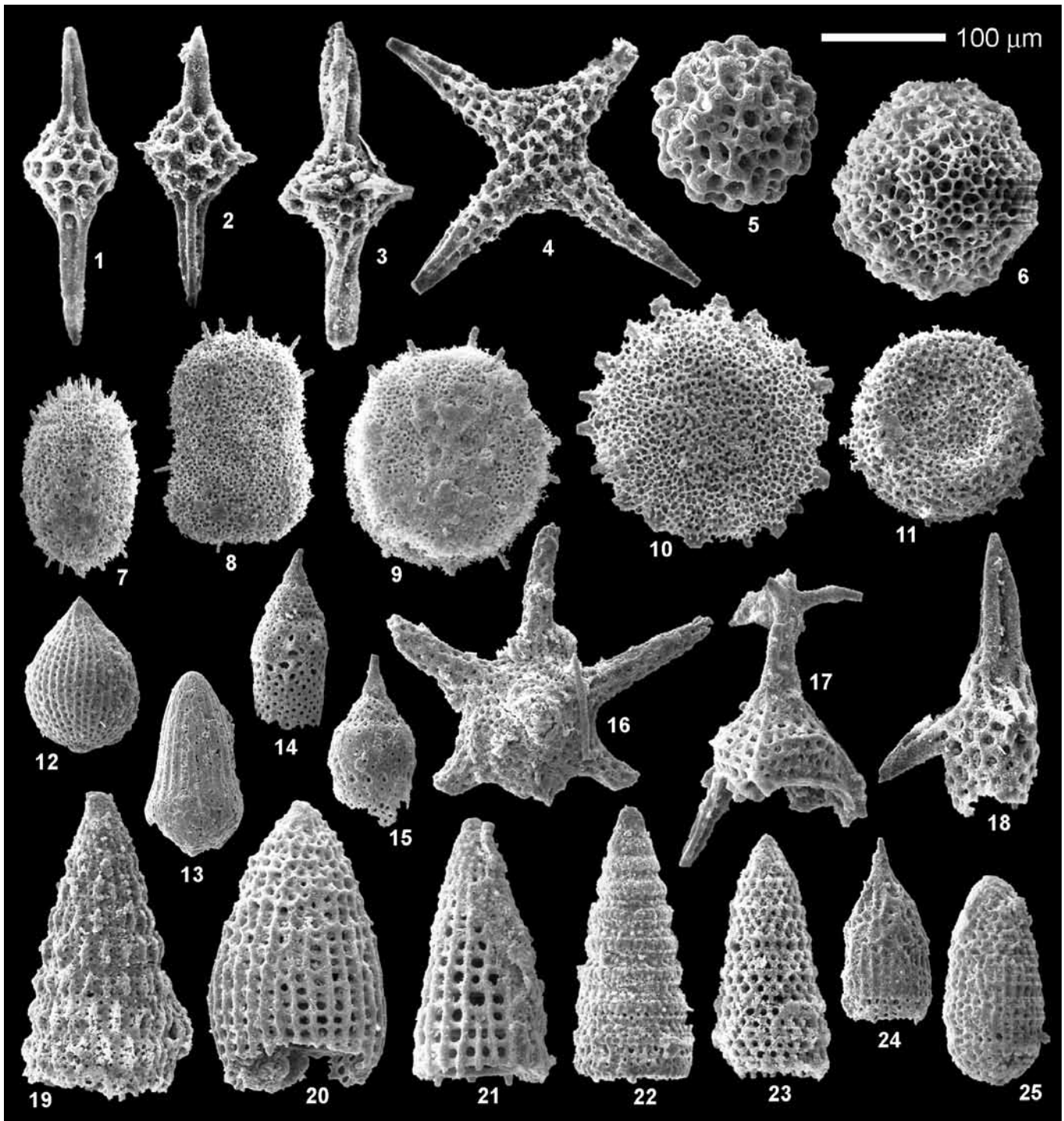
5. Pospešena faza subsidence v bajociju povzroči dodatno pogrezanje ozemlja Julijskih Alp. Območje Travnjske strukturne enote postane del Bovškega jarka, ki je neposredno povezan z Dinarsko karbonatno platformo, s katere prihajajo karbonatni turbiditi. Območje Mangartske strukturne enote pa postane del izolirane podmorske planote.

6. Regresija v zgornjem bathoniju v bazenu povzroči nastanek breč, ki predstavljajo najbolj proksimalen bazenski facies.

7. Nova tektonska faza v kimmeridiju povzroči nastanek breč, ki vsebujejo detritična zrna plagioklazov. Tektonska faza sovпада z začetkom kompresivnega režima v notranjih conah Dinaridov ter z zgornjejurskim narivanjem v Severnih Apneniških Alpah.

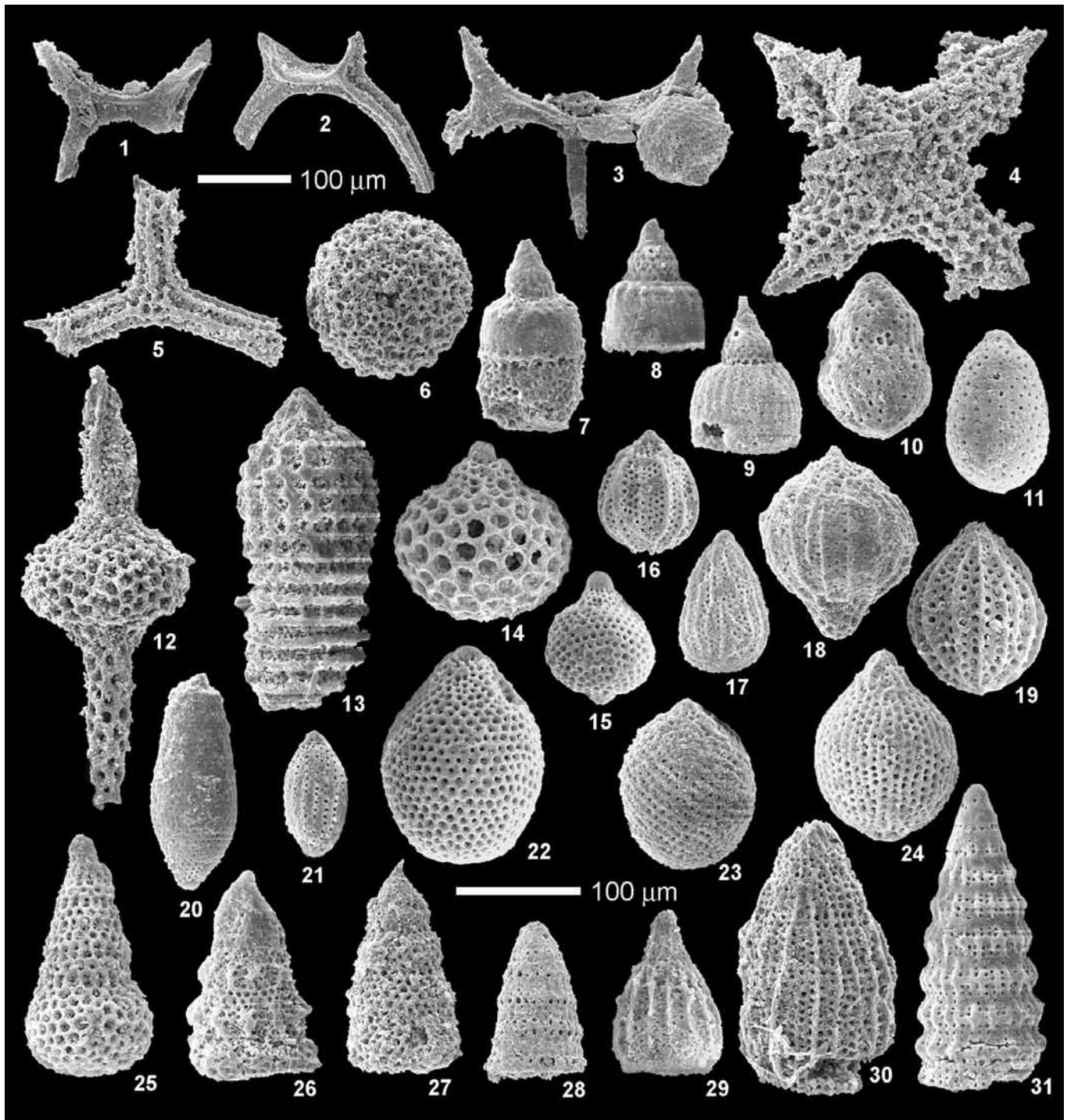
8. Na meji spodnji/zgornji tithonij se tako v globljih bazenih kakor tudi na podmorski planoti začnejo sedimentirati apnenci tipa biancone. Ta faciesna sprememba je regionalna in prisotna v vseh bazenih zahodne Tetide.

9. Tektonska faza v spodnji kredi je povzročila ponovno tektonsko reorganizacijo sedimentacijskega prostora in začetek sedimentacije globljevodnih kamnin na celotnem območju Julijskih Alp.



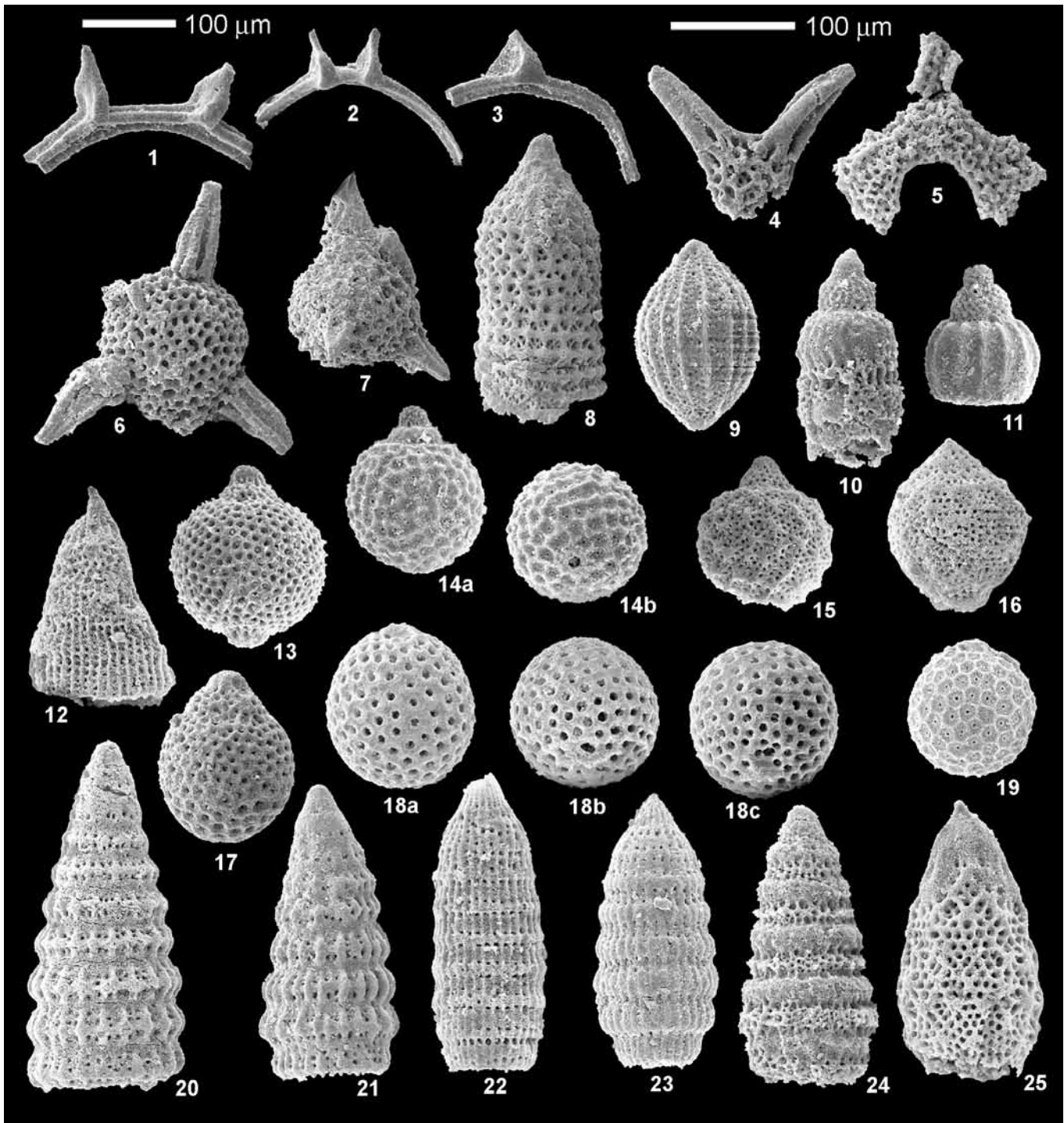
Slika 16: Toarcijski radiolariji Skriljske formacije. Pri vsakem primerku je navedena številka vzorca. Vse povečave 200x.

- 1: *Trillus elkhornensis* Pessagno & Blome, MM 6.76. 2: *Zartus mostleri* Pessagno & Blome, MM 6.76. 3: *Zartus stellatus* Goričan & Matsuoka, MM 6.76. 4: *Pseudocrucella* sp. C sensu Carter, MM 6.76. 5: *Praeconocaryomma decora* Yeh gr., MM 6.76. 6: *Praeconocaryomma bajaensis* Whalen, MM 5.00. 7: *Bistarkum mangartense* Goričan, Šmuc & Baumgartner, MM 21.70. 8: *Bistarkum phantomense* (Carter), MM 21.70. 9: *Orbiculiformella incognita* (Blome), MM 21.70. 10: *Orbiculiformella teres* (Hull), MM 11.76. 11: *Orbiculiformella callosa* (Yeh), MM 21.70. 12: *Helvetocapsa plicata* (Matsuoka), MM 6.76. 13: *Plicaforacapsa elegans* (Matsuoka), MM 6.76. 14, 15: *Eucyrtidium disparile* Nagai & Mizutani, MM 6.76. 16: *Citriduma hexaptera* (Conti & Marcucci), MM 6.76. 17: *Napora relicha* Yeh, MM 6.76. 18: *Anaticapitula anatifomis* (De Wever), MM 5.00. 19: *Hsuuum lucidum* Yeh, MM 27.20. 20: *Parahsuuum izeense* (Pessagno & Whalen), MM 5.00. 21: *Parahsuuum mostleri* (Yeh), MM 21.70. 22: *Canoptum rugosum* Pessagno & Poisson, MM 6.76. 23: *Praeparvicingula tlellensis* Carter, MM 27.20. 24: *Parahsuuum longiconicum* Sashida, MM 6.76. 25: *Bagotum modestum* Pessagno & Whalen, MM 6.76.



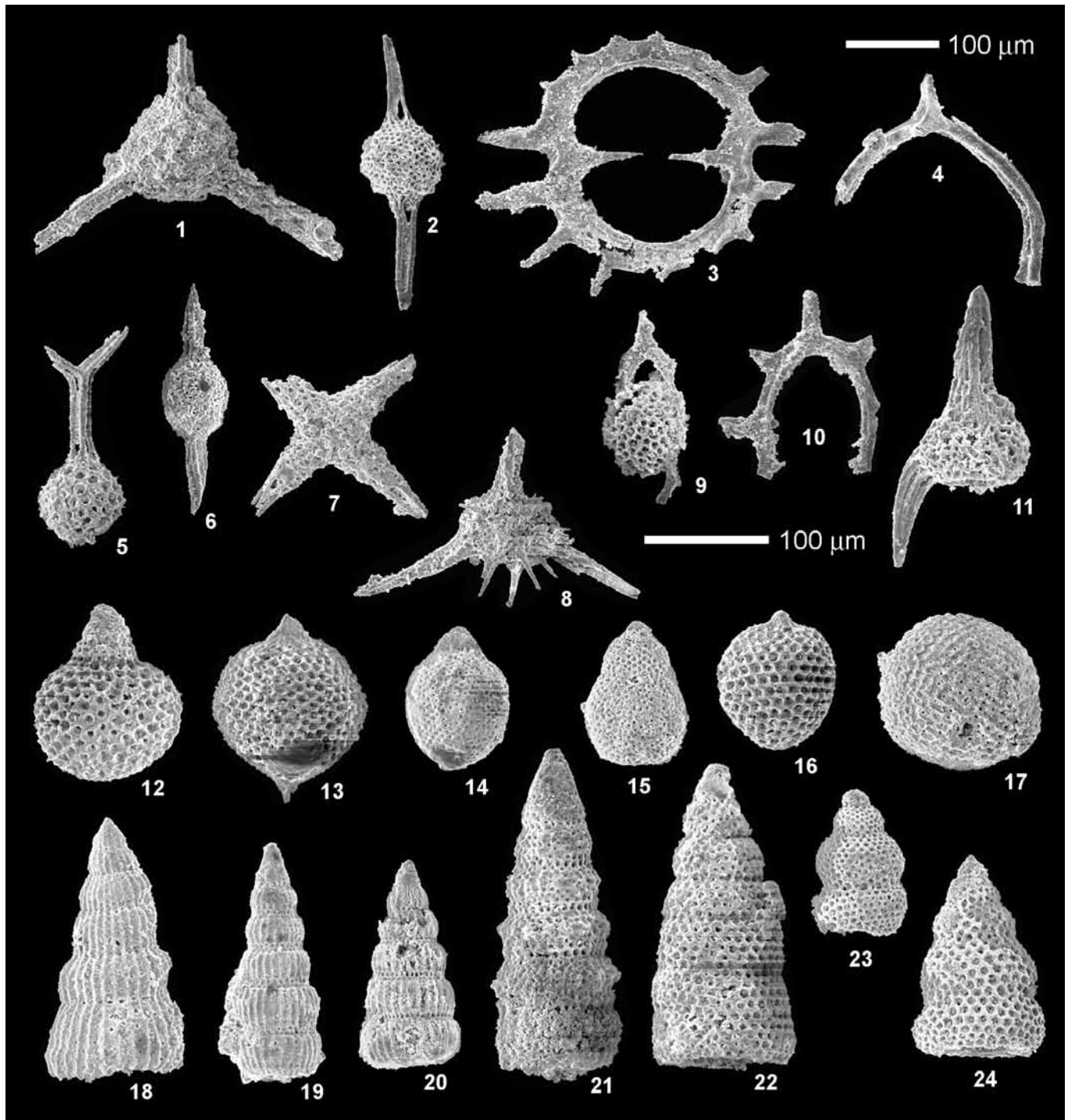
Slika 17. Srednjejurski radiolariji Travniške formacije. Pri vsakem primerku je navedena številka vzorca. Povečave: 1 – 6, 12, 13 = 150x (zgornje merilo); 7 – 11, 14 – 31 = 200x (spodnje merilo).

1: *Hexasaturnalis suboblongus* (Yao), MM 30.60. 2: *Hexasaturnalis nakasekoi* Dumitrica & Dumitrica-Jud, M8 21.90. 3: *Hexasaturnalis* cf. *tetraspinus* (Yao), MM 30.60. 4: *Higumastra imbricata* (Ožvoldova), M8 21.90. 5: *Tritrabs casmaliaensis* (Pessagno), M8 21.90. 6: *Levilleugeo ordinarius* Yang & Wang, M8 21.90. 7: *Eucyrtidiellum pustulatum* Baumgartner, M8 33.30. 8: *Eucyrtidiellum semifactum* Nagai & Mizutani, M8 33.30. 9: *Eucyrtidiellum ptyctum* (Riedel & Sanfilippo), M8 21.90. 10: *Theocapsommella medvednicensis* (Goričan), M8 33.30. 11: *Gongylothorax ponticus* Bragin & Tekin, M8 21.90. 12: *Spinoscapsa rosea* (Hull), M8 21.90. 13: *Ristola altissima major* Baumgartner & De Wever, M8 38.40. 14: *Zhamoidellum ventricosum* Dumitrica, M8 21.90. 15: *Williriedellum marcucciae* Cortese, M8 33.30. 16: *Unuma gordus* Hull, M8 33.30. 17: *Protunuma?* aff. *lanosus* Ožvoldova, M8 21.90. 18: *Unuma darnoensis* Kozur, MM 30.60. 19: *Protunuma?* *ochiensis* Matsuoka, M8 33.30. 20: *Guexella nudata* (Kocher), M8 33.30. 21: *Plicaforacapsa catenarum* (Matsuoka), M8 33.30. 22: *Praewilliriedellum robustum* (Matsuoka), M8 21.90. 23: *Kilinora spiralis* (Matsuoka), M8 21.90. 24: *Striatojaponocapsa conexa* (Matsuoka), M8 33.30. 25: *Pseudoristola tsunoensis* (Aita), M8 21.90. 26: *Xitus skenderbegi* (Chiari, Marcucci & Prela), M8 38.40. 27: *Stichomitra?* *tairai* Aita, M8 21.90. 28: *Dictyomitrella?* *kamoensis* Mizutani & Kido, MM 30.60. 29: *Semihsuum amabile* Aita, M8 33.30. 30: *Hsuum rutogense* Yang & Wang, M8 21.90. 31: *Transhsuum brevicostatum* (Ožvoldova) gr., M8 33.30.



Slika 18. Zgornjejurski radiolariji Travnške formacije. Pri vsakem primerku je navedena številka vzorca. Povečave: 1 – 3, 6 – 8 = 150x (levo merilo); 4 – 5, 9 – 25 = 200x (desno merilo).

1, 2: *Hexasaturnalis minor* (Baumgartner), 1: M8 10.90, 2: M8 6.80. 3: *Dicerosaturnalis angustus* (Baumgartner), M8 6.80. 4: *Bernoullius dicera* (Baumgartner), M8 10.90. 5: *Deviatus diamphidius* (Foreman) s.l., M8 10.90. 6: *Triactoma blakei* (Pessagno), M8 10.90. 7: *Fultacapsa sphaerica* (Ožvoldova), M8 6.80. 8: *Ristola altissima altissima* (Rüst), M8 10.90. 9: *Protunuma japonicus* Matsuoka & Yao, M8 14.30. 10: *Eucyrtidiellum pustulatum* Baumgartner, M8 14.30. 11: *Eucyrtidiellum ptyctum* (Riedel & Sanfilippo), M8 10.90. 12: *Parahsuum carpathicum* Widz & De Wever, M8 10.90. 13: *Williriedellum carpathicum* Dumitrica, M8 14.30. 14a, b: *Williriedellum yaoi* (Kozur), M8 14.30. 15: *Williriedellum yahazuense* (Aita), M8 14.30. 16: *Williriedellum crystallinum* Dumitrica, M8 14.30. 17: *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, M8 10.90. 18a, b, c: *Gongylothorax* sp. A, M8 6.80. 19: *Gongylothorax favosus* Dumitrica, M8 10.90. 20, 21: *Transhsuum brevicostatum* (Ožvoldova) gr., M8 10.90. 22: *Archaeodictyomitra apiarium* (Rüst), M8 14.30. 23: *Archaeodictyomitra minoensis* (Mizutani), M8 10.90. 24: *Cinguloturris carpatica* Dumitrica, M8 14.30. 25: *Xitus* sp., M8 14.30.



Slika 19. Albijski radiolariji formacije Scaglia variegata. Vsi primerki so iz vzorca SL 5 s profila pod vrhom Mangarta. Povečave: 1 – 8 = 150x (zgornje merilo); 9 – 24 = 200x (spodnje merilo).

1: *Acastea* cf. *diaphorogona* (Foreman). 2: *Acaeniotyle* cf. *umbilicata* (Rüst). 3: *Acanthocircus venetus* (Squinabol). 4: *Dicerosaturnalis trizonalis* (Rüst). 5: *Dicroa periosa* Foreman. 6: *Archaeospongoprunum* sp. 7: *Crucella euganea* (Squinabol). 8: *Becus horridus* (Squinabol). 9: *Vitorfus brustolensis* (Squinabol). 10: *Vitorfus campbelli* Pessagno. 11: *Napora durhami* (Pessagno). 12: *Hiscocapsa asseni* (Tan). 13: *Dorypyle?* *communis* (Squinabol). 14: *Turbocapsula costata* (Wu). 15: *Diacanthocapsa* sp. 16: *Cryptamphorella conara* (Foreman). 17: *Holocryptocanium barbui* Dumitrica. 18: *Archaeodictyomitra montisserei* (Squinabol). 19, 20: *Pseudodictyomitra lodogaensis* Pessagno. 21: *Xitus spineus* Pessagno. 22: *Stichomitra?* *communis* Squinabol. 23, 24: *Stichomitra?* *japonica* (Nakaseko & Nishimura).

POSTANKI NA EKSURZIJI

Ob cesti na Mangartsko sedlo. Neptunski dajki in globotrunkanski apnenci Mangartske strukturne enote.

Vzpon na sedlo med Rateškim Malim Mangartom in Travnikom. Referenčni profil Travnške strukturne enote.

LITERATURA

- Babić L. (1981) - The origin of »Krn Breccia« and the role of the Krn area in the Upper Triassic and Jurassic history of the Julian Alps. *Vesnik Zavoda za geološka i geofizička istraživanja*, ser. A *Geologija* 38/39:59-87.
- Baumgartner P.O., Bartolini A., Carter E.S., Conti M., Cortese G., Danelian T., De Wever P., Dumitrica P., Dumitrica-Jud R., Goričan Š., Guex J., Hull D.M., Kito N., Marcucci M., Matsuoka A., Murchey B., O'Dogherty L., Savary J., Vishnevskaya V., Widz D. & Yao A. (1995). - Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Associations. - In: Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Goričan Š., Urquhart E., Pilleuit A., De Wever P. (Eds.), *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology*. *Mémoires de Géologie (Lausanne)* 23: 1013-1038.
- Blechschild I., Dumitrica P., Matter A., Krystyn L. & Peters T. 2004. Stratigraphic architecture of the northern Oman continental margin - Mesozoic Hamrat Duru Group, Hawasina complex, Oman. *GeoArabia* 9(2): 81-132.
- Buser S. (1986) - Osnovna geološka karta SFRJ 1: 100 000 list Tolmin in Videm. *Zvezni geol. Zavod Beograd*, Beograd.
- Buser S. (1987) - Tolmač k Osnovni geološki karti SFRJ 1: 100 000 lista Tolmin in Videm. *Zvezni geol. Zavod Beograd*, 103 str. Beograd.
- Buser S. (1989) - Development of the Dinaric and the Julian Carbonate Platforms and of the intermediate Slovenian Basins (NW Yugoslavia). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 40: 313-320.
- Buser S. (1996) - Geology of western Slovenia and its paleogeographic evolution. In: Drobne K., Goričan Š. & Kotnik B. (eds.) - *The role of Impact Processes in the Geological and Biological Evolution of Planet Earth*. International workshop, ZRC SAZU: 111-123.
- Caron M. (1985) - Cretaceous planktonic foraminifera. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.): *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press (Cambridge): 17-86.
- Caron M. & Cousin M. (1972) - Le sillon slovène: les formations terrigènes crétacées des unités externes au Nord-Est de Tolmin (Slovénie occidentale). *Bull. Soc. Géol. France*, 14 (7): 34-45.
- Carter E.S., Goričan Š., Guex J., O'Dogherty L., De Wever P., Dumitrica P., Hori R.S., Matsuoka A. & Whalen P.A. (v tisku) - Global radiolarian zonation for the Pliensbachian, Toarcian and Aalenian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Cousin M. (1981) - Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie. *Société Géologique du Nord*, Publ. No 5, Vol. 1 521 pp., Vol.2 - Annexe 521 pp.
- Črne A. E., Šmuc A. & Skaberne D. (2007) - Jurassic neptunian dikes at Mt Mangart (Julian Alps, NW Slovenia). *Facies*, 53: 249-265.
- Goričan Š., Šmuc A. & Baumgartner P. (2003) - Toarcian Radiolaria from Mt. Mangart (Slovenian-Italian border) and their paleoecological implications. *Marine Micropaleontology*, 49/3: 275-301.
- Goričan Š. & Šmuc A. (2004) - Albian Radiolaria and Cretaceous stratigraphy of Mt. Mangart (western Slovenia). *Razprave 4. razreda SAZU* 45(3): 29-49.
- Jacquin T. & Graciansky P. (1998) - Major transgressive/regressive cycles: the stratigraphic signature of European basin development. In: Graciansky P., Hardenbol J., Jacquin T. & Vail P.R. (eds.) - *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Special Publication, 60: 15-29.
- Jacquin T., Dardeau G., Durllet C., Graciansky P. & Hantzpergue P. (1998) - The North Sea Cycle: An Overview of 2nd-order Transgressive/Regressive Facies Cycles in Western Europe. In: Graciansky P., Hardenbol J., Jacquin T. & Vail P.R. (eds.) - *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Special Publication, 60: 445-466.
- Jenkyns H.C. (1988) - The Early Toarcian (Jurassic) Anoxic Event: Stratigraphic, Sedimentary and Geochemical Evidence. *American Journal of Science*, 288: 101-151.
- Jenkyns H.C., Gèzy B. & Marshall J.D. (1991) - Jurassic manganese carbonates of Central Europe and the Early Toarcian Anoxic Event. *The Journal of Geology*, 99/2: 137-149.
- Jurkoveš B., Šribar L., Ogorelec B. & Jurkoveš T. (1990) - Pelagične jurske in kredne plasti v zahodnem delu Julijskih Alp. *Geologija*, 31/32 (1988/1989): 285-328.
- Kiessling W. (1999) - Late Jurassic Radiolarians from the Antarctic Peninsula. *Micropaleontology* 45, Supplement 1: 1-96.
- Martire L. (1992) - Sequence stratigraphy and condensed pelagic sediments. An example from the Rosso Ammonitico Veronese, northeastern Italy. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 94: 169-191.
- Martire L. (1996) - Stratigraphy, Facies and Synsedimentary Tectonics in the Jurassic Rosso Ammonitico Veronese (Altopiano di Asiago, NE Italy). *Facies*, 35: 209-236.
- Mattioli E. & Pittet B. (2002) - Contribution of calcareous nannoplankton to carbonate deposition: a new approach applied to the Lower Jurassic of central Italy. *Marine Micropaleontology*, 45/2: 175-190.
- O'Dogherty L. (1994) - Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). *Mémoires de Géologie (Lausanne)* 21: 1-415, 73 pls.
- Pavšič J. (1994) - Biostratigraphy of Cretaceous, Paleocene and Eocene clastics of Slovenia. *Razprave IV. razreda SAZU*, 35: 65-84.
- Pittet B. & Mattioli E. (2002) - The carbonate signal and calcareous nannofossil distribution in an Upper Jurassic section (Balingen-Tieringen, Late Oxfordian, southern Germany). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 179: 71-96.
- Placer, L. (1999) - Contribution to the macrotectonic subdivision of the border region between Southern Alps and External Dinarides. *Geologija* 41 (1998): 223-255.
- Radoičić B. & Buser S. (2004) - Biostratigrafija zgornjekrednih pelagičnih apncev okolice Bovca v Julijskih Alpah. - *Geologija*, 47/2, 151-177.
- Sabatino N., Neri R., Bellanca A., Jenkyns H., Baudin F., Parisi G. & Masetti D. (2009) - Carbon-isotope records of the Early Jurassic (Toarcian) oceanic anoxic event from the Valdorbia (Umbria-Marche Apennines) and Monte Mangart (Julian Alps) sections: paleogeographic and stratigraphic implications. *Sedimentology* 56: 1307-1328.
- Schlager W. (1981) - The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geological Society of America Bulletin*, Part 1, 92: 197-211.
- Stampfli G.M., Mosar J., Favre P., Pilleuit A. & Vannay J.-C. (2001) - Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neo-Tethys East Mediterranean connection. V Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F. & Crasquin-Soleau S. (eds) - *Peri Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. *Mem. Mus. natn. Hist. nat.*, 186: 51-108.
- Šmuc A. (2004) - Sedimentološke in stratigrafske raziskave jurskih in krednih plasti Julijskih Alp. - doktorska disertacija, Univerza v Ljubljani, 168 pp.
- Šmuc A. (2005) - Jurassic and Cretaceous stratigraphy and sedimentary evolution of the Julian Alps, NW Slovenia. Založba ZRC, ZRC SAZU, Ljubljana, 98 pp.
- Šmuc A. & Goričan Š. (2005) - Jurassic sedimentary evolution of a carbonate platform into a deep-water basin, Mt. Mangart (Slovenian-Italian border). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 111(1): 45-70.
- Tucker M.E. (2001) - *Sedimentary petrology*. 262 str., Blackwell Science.
- Turnšek D. (1997) - Mesozoic Corals of Slovenia. Založba ZRC, ZRC SAZU, Ljubljana, 512 pp.
- Turnšek D. & Ramovš A. (1987) - Upper Triassic (Norian-Rhaetian) Reef Buildups in the Northern Julian Alps (NW Yugoslavia). *Razprave IV. razreda SAZU*, 28: 27-67.
- Yao A. (1997) - Faunal change of Early - Middle Jurassic radiolarians. *News of Osaka Micropaleontologists*, Spec. Vol. 10: 155-182.
- Yeh K.-Y. (1987) - Taxonomic Studies of Lower Jurassic Radiolaria from east-central Oregon. *National Museum of Natural Science, Taiwan*, Spec. Publ. 2: 1-169.

E3 Kras na Kaninskih podih

Franci Gabrovšek & Bojan Otoničar

Inštitut za raziskovanje krasa ZRC SAZU, Postojna

KANINSKI PODI - UVOD

Kaninski podi so velika glaciokraška uravnava v JZ delu Kaninskega pogorja (Zahodne Julijske Alpe) (slika 1). Širše območje podov omejuje mejni greben med Slovenijo in Italijo, ki se vije od Skutnika, preko Male in Velike Babe, Vrha Žlebi, Vrha Laške Planje, Malega in Visokega Kanina, Prestreljenika, do sedla Prevala. Podi se proti jugovzhodu prevesijo v strmejša pobočja, ki se spuščajo v Bovško kotlino. Proti SV dolina Krnica loči pode od podobne planote Goričica. Tudi na italijanski strani je več visokogorskih kraških planot (Bela Peč – Col delle Erbe, podi pod Lopo).

Površje podov sestavlja niz laštastih pobočij, prekinjenih z jarki, suhimi dolinami in zaprtimi depresijami. Največje med slednjimi je Veliki dol. Kaninskim podom dajejo značilno podobo tudi dolgi grebeni (tip »nunatak«), verjetno ostanki nekdanjih uravnava (Kunaver, 1983), ki jih na Bovškem zaradi oblike imenujejo »škednji».

Dolga zgodovina zakrasevanja in niz pleistocenskih poledenitev je v in na karbonatnem masivu ustvarila izjemno glaciokraško pokrajino, ki odraža edinstven stik ledenikov s kraško podlago.

Posledica ledeniškega delovanja so tudi laštasta pobočja, ki so po umiku ledenikov izpostavljena zakrasevanju pod vplivom deževnice in snežnice. Na laštih tako najdemo številne in genetsko raznolike škraplje, brezna, škavnice in redkeje dežne žlebiče. Med

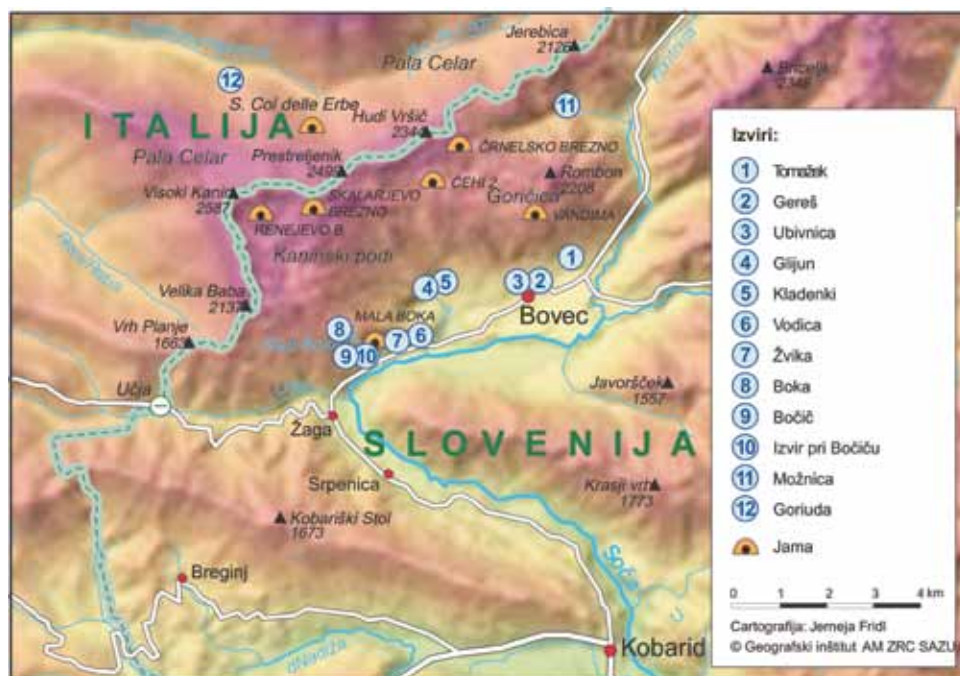
zaprtimi površinskimi oblikami prevladujejo kotlički, ki naj bi nastali zaradi korozivnega delovanja snežnice.

SPLOŠNI GEOLOŠKI PREGLED

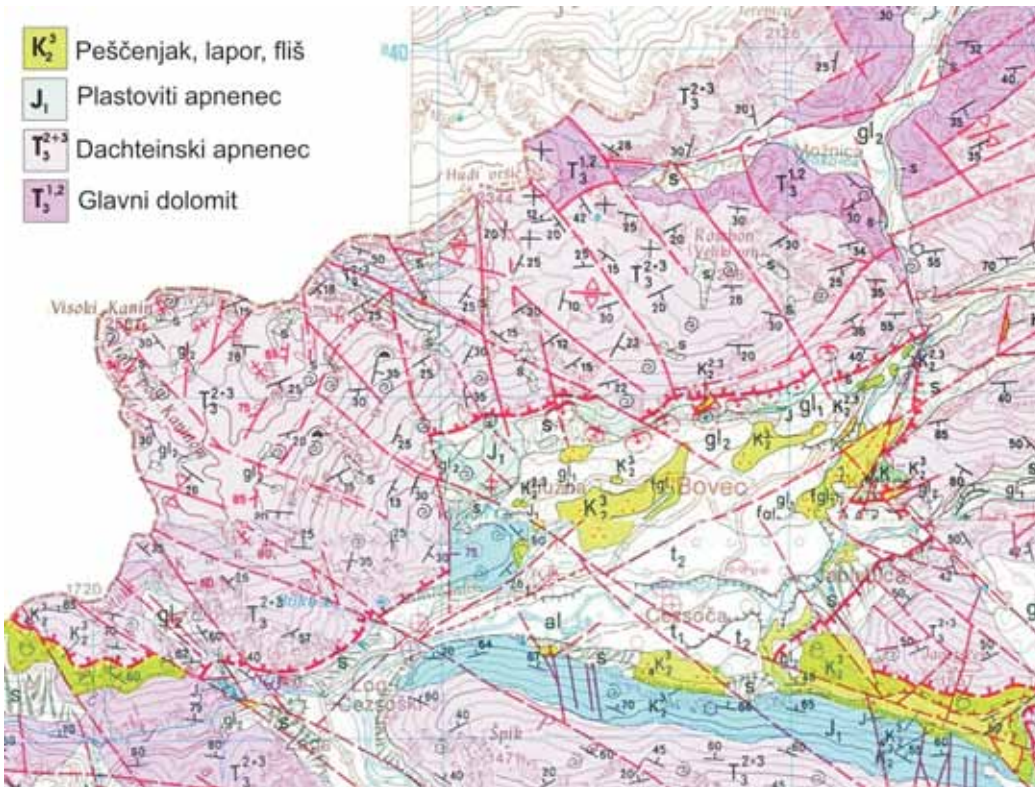
V geotektonskem smislu pripada Kaninsko pogorje Južnim Alpam oziroma narivni grudi Julijskih Alp (Placer, 2008). Kaninski masiv sekajo in obdajajo v glavnem dinarsko (SZ-JV) in prečno dinarsko (SV-JZ) usmerjeni prelomi. V Bovški kotlini je proti jugu vpadajoči dachteinski apnenec Kaninske monoklinale, ki predstavlja del večje razkosane antiklinale (Semeraro, 2000), narijen na jurske in kredne karbonatne in nekarbonatne sedimentne kamnine Bovške sinklinale (Jurkovšek, 1987) (slika 2).

Površje Kaninskih podov gradijo sivi debelo plastoviti zgornje-triasni dachteinski apnenci urejeni v navzgor plitvejše parasekvence oziroma t.i. loferske cikle. Pod apnencem leži prav tako zgornjetriasni »glavni« dolomit, ki izdanja vzdolž severnega obroba Kaninskega masiva in vzdolž globljih visečih ledeniških dolin (npr. Krnica), vrezanih v Kaninsko pogorje (slika 2 in 3). Glavni dolomit leži pod dachsteinskim apnencem tudi globoko pod površjem Kanina, kar je imelo, kot bo pokazano v nadaljevanju, pomemben vpliv na razvoj kraškega vodonosnika in jam (slika 3).

Na južnem pobočju Kanina, nekaj sto metrov nad dnem Bovške kotline in na severnih Kaninskih podih, že na območju sose-



Slika 1: Del Gornjega Posočja s Kaninskim pogorjem. Označene so nekatere jame in izviri. (Prirejeno po Komac, 2001)



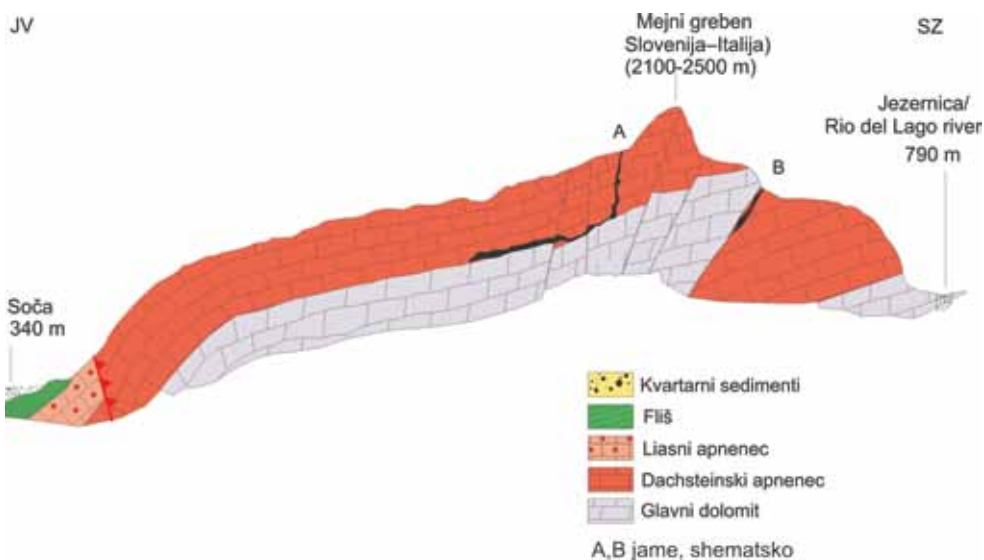
Slika 2: Geološka karta slovenskega dela Kaninskega pogorja

dnje Italije, izdajajo spodnjejurski mikritni, oolitni in laporasti apneneci, podrejeno pa tudi jurske grobo zrnate breče z laporasto osnovo (Jurkovšek, 1987; Semeraro, 2000) (sliki 2 in 3). Nad Bovecem se pojavljajo v rdečih pelagičnih spodnjejurskih laporastih apnenecih Fe-Mn nodule in amoniti. V zgornjih nivojih dachsteinskega apnenca so na širšem območju Julijskih Alp pogosti neptunski dajki in sili (Babić, 1981; Jurkovšek, 1987; Črne et al., 2007). V okolici Bovca gradi dno Soške doline zgornjekredni fliš, podrejeno pa tudi zgornjekredni lapor, t.i. »scaglia«. Te kamnine so v glavnem prekrte z glacialnim, fluvioglacialnim, fluvialnim, aluvialnim in jezerskim materialom pleistocenske in holocenske

starosti (glej ekskurzijo E0 - Geološke katastrofe in razvoj Bovške kotline v kvartarju).

Dachsteinski apnenec

Podobno kot mnoge druge srednje in zgornjetriasne karbonatne platforme obsežnega zahodnega šelfa Tetide, gradi tudi Julijsko karbonatno platformo več kot 1000 metrov debelo zaporedje dachsteinskih apnenecv urejeno v navzgor plitvejšo parasekvence, t.i. loferske cikle (sliki 3 in 4). Popoln cikel gradi tudi do več metrov debel podplimski del pretežno mikritnih apnenecv z značilnimi megalodontidnimi školjkami (slika 5), ki mu sledijo medplimsko-



Slika 3: Geološki profil Kanina (prirejeno po Audra, 2000 in Komac, 2001)



Slika 4: Debelo plastovit dachsteinski apnenec (Prestreljnik, 2499 m)



Slika 5: Okoli 10 cm velike megalodontidne školjke (podplimski del loferskega cikla, dachsteinski apnenec, Kaninski podi)

nadplimski laminiti, stromatoliti in breča z značilnimi izsušitvenimi in raztoplinskimi teksturami. Vrh cikla je lahko zakrasel, kar se odraža v paleokraškem površju centimetrskih, manj pogosto decimetrskih amplitud. Ponekod opazujemo do nekaj centimetrov široke paleokraške kanale, ki penetrirajo do podplimskega dela cikla, redko tudi globlje v predhodni cikel. Nekatere raztoplinske oblike ustrezajo podpovršinskemu, najverjetneje haloklimnemu tipu paleokrasa.

Neptunski dajki

Blokovna tektonika, povezana z regionalnimi ekstenzijskimi prelomi, nastalimi kot posledica riftinga na širšem območju zahodnega obrobja Tetide, in neenakomerno pogrezanje različnih blokov sta vplivala na paleogeografsko evolucijo Julijske karbonatne platforme v zgornjem triasu in spodnji juri. Posledica teh procesov so tudi neptunski dajki, zaradi delnega dviga nekaterih blokov nad morsko gladino pa tudi paleokraški pojavi. Predvsem na zahodnem delu Kaninskih podov lahko sledimo do več decimetrov širokim neptunskih dajkom, zapolnjenim z rdečim, zelenim in sivim mikritnim in kalkarenitnim apnencem do več sto metrov v dolžino in globino. Črne et al. (2007) menijo, da je šlo na območju sedanjih Julijskih Alp za dve glavni generaciji formiranja in zapolnjevanja neptunskih dajkov, pliembachijsko in najverjetneje kimmeridgijsko-spodnje tithonijsko.

O HIDROGEOLOGIJI KANINSKEGA POGORJA

Masiv sestavljajo močno zakraseli karbonati. Površje je večinoma golo, kar omogoča hitro infiltracijo padavin ob odsotnosti snežnega pokrova. Od jeseni do pomladi večina padavin pade v obliki snega, ki se topi v pomladanskih in poletnih mesecih (april - avgust), ko so izviri v povprečju tudi najbolj vodnati.

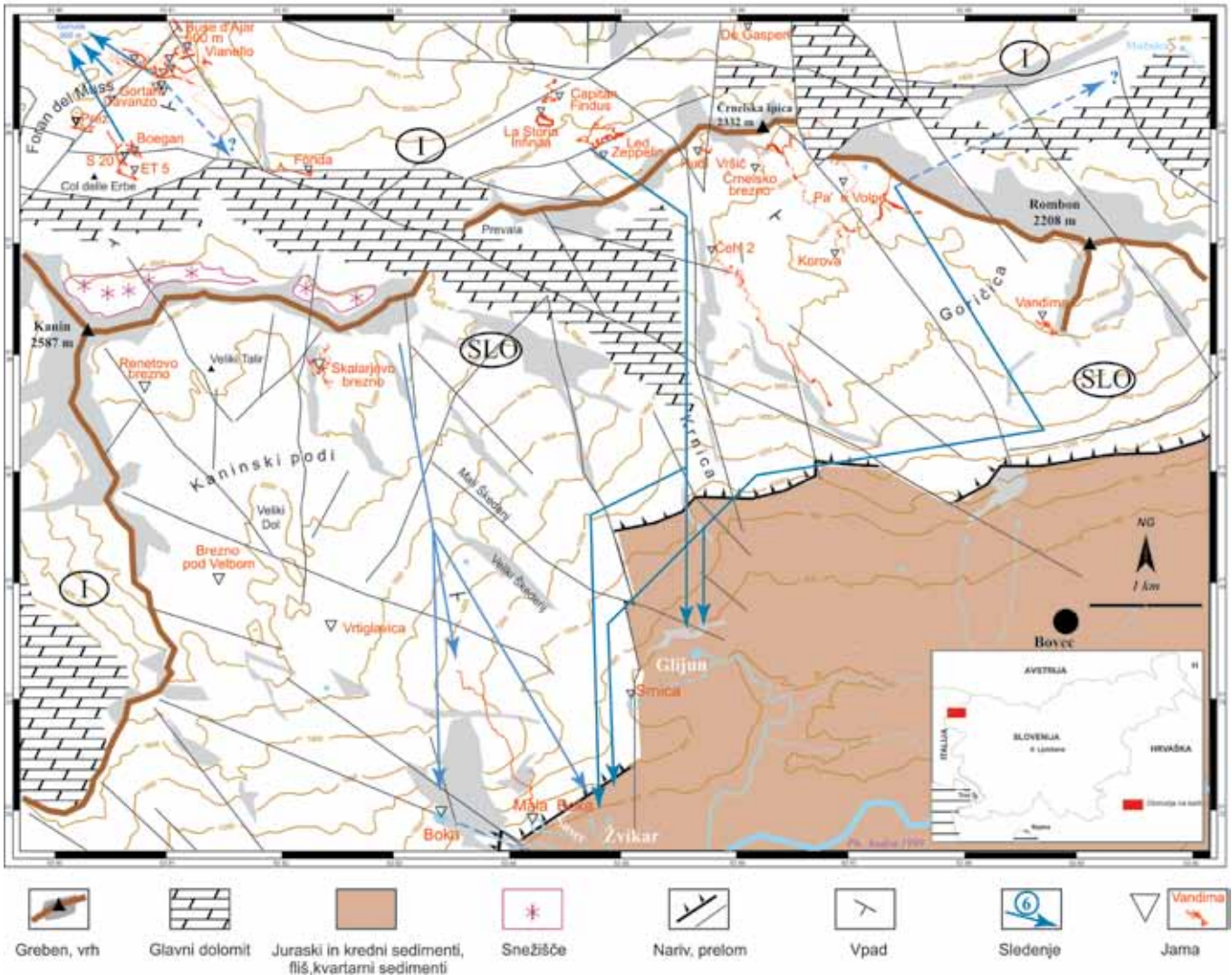
Zaradi velikih topografskih razlik in globokega zakrasevanja debelina nenasičena (vadozne) cone pogosto preseže kilometer. Odtok s površja je vertikalnen.

Voda iz masiva odteka skozi niz kraških izvirov v dolinah. V Sloveniji so to **Glijun** (485 m n.m.v., $Q_{\min} = 0.15 \text{ m}^3/\text{s}$, $Q_{\max} = 15 \text{ m}^3/\text{s}$), **Boka** (730 m n.m.v., $Q_{\min} = 0.2 \text{ m}^3/\text{s}$, $Q_{\max} = 50 \text{ m}^3/\text{s}$), **Sušec** (485 m n.m.v., $Q_{\min} = 10-15 \text{ l/s}$, $Q_{\max} > 1 \text{ m}^3/\text{s}$), **Žvikar** ($Q_{\min} = 0.01 \text{ m}^3/\text{s}$, $Q_{\max} = 1 \text{ m}^3/\text{s}$). Skozi izvire **Možnice** (niz sedmih izvirov na višini 670 m and 750m s skupnim iztokom $Q_{\min} = 250 \text{ l/s}$, $Q_{\max} = \text{več } 10 \text{ m}^3/\text{s}$) se s Kaninskega pogorja steka le majhen delež vode.

Največji izvir na Italijanski strani masiva je **Goriuda** v Reklanski dolini (861 m n.m.v., $Q_{\min} = 10 \text{ l/s}$, $Q_{\max} = 20 \text{ m}^3/\text{s}$), nekaj izvirov je tudi v Jezerski dolini. Povprečni iztok iz celotnega masiva je približno $6 \text{ m}^3/\text{s}$, pri čemer se preko 85 % vode steka na slovensko stran, kjer so izviri v povprečju nižje, poleg tega pa tako narekuje tudi strukturna zgradba masiva; plasti in stik med apnencem in dolomitom vpadajo proti jugu (sliki 3 in 6).

Iz dosedanjih hidrogeoloških raziskav in vodnih sledenj (Novak, 1979; Janež & Čar, 1992; Casagrande et al., 1999; Komac, 2001), lahko povzamemo naslednje ugotovitve o pretakanju podzemnih voda v masivu:

- Vode iz območja planote Goričica (Rombonski podi) se večinoma iztekajo v Glijun. Smer odtoka sledi vpadu geoloških struktur v smeri J - JV, na robu Bovške kotline pa se ob stiku s slabo prepustnimi nekarbonati usmeri proti JZ, proti izvirov Glijun, Žvikar in Sušec, kjer je stik topografsko najnižji (slika 6).
- Vode iz velikih sistemov na SZ delu Italijanske strani (Complesso del Foran del Mussin Complesso del Col delle Erbe) tečejo pretežno v izvir Goriuda v Reklanski dolini.
- Največ voda iz Kaninskih podov (JZ del masiva) teče proti izviru Boka.
- Temperatura vode na izvirov je med 4 and 8°C, koncentracija kalcijevih ionov zavzema 0.75 mmol/l - 1.25 mmol/l, magnezijevih pa med 0.04-1 mmol/l. Nizka karbonatna trdota je posledica odsotnosti vegetacije in tal na večjem delu zaledja. Večja koncentracija magnezija je značilna za nizke vode, ko se relativno večji delež vode pretaka skozi glavni dolomit.



Slika 6: Pregledna karta Kaninskega pogorja z glavnimi litološkimi enotami, nekaterimi pomembnejšimi jamami (stanje 2000) in smermi odtoka podzemnih voda, določenimi z sledilnimi poskusi (Prirejeno po Audra, 2000).

SPELEOLOGIJA IN SPELEOGENEZA

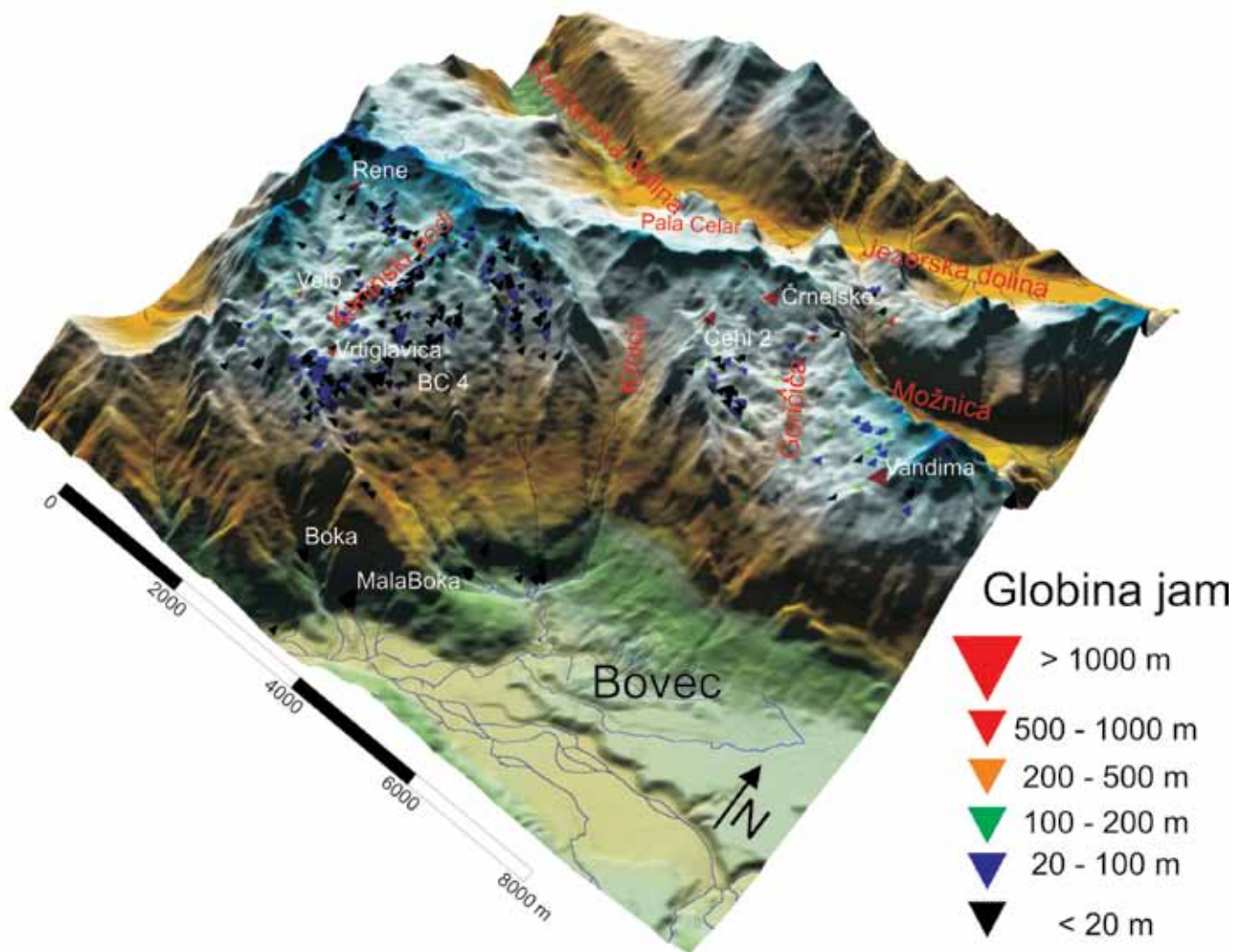
Kratka zgodovina jamarstva na Kaninu

Številni vhodi v brezna so že v začetku šestdesetih let na Kanin privabili jamarje, ki območje od takrat sistematično raziskujejo (slika 7). Na italijanski strani masiva so v 70-ih letih v breznu Gortani dosegli globino 920 m. Kasneje so na območju Col del Erbe raziskali še več jam, ki skupaj z breznom Gortani tvorijo sistem, dolg preko 38 km (slika 8). Na tem območju je tudi sistem Foran del Muss, prav tako globok preko kilometra in dolg preko 18 km. Na Slovenski strani ni izjemno dolgih sistemov, so pa tu tri najgloblje jame in dve najgloblji enotni vertikali, med njima tudi najgloblja na svetu. Tudi na naši strani raziskave potekajo od 60-ih let, šele konec osemdesetih in v devetdesetih pa so jamarji tu raziskali prve jame globoke preko tisoč metrov (sliki 9 in 10). Trenutno je na slovenski strani pet jam globljih od kilometra in ena na italijanski. Skupaj je na svetu 90 jam globljih od kilometra. Vsako leto na Kaninu registriramo več deset novih jam.

O razvoju jam v Kaninskem pogorju

V zadnjem desetletju je prišlo do korenitih sprememb v interpretaciji razvoja velikih alpskih jamskih spletov. Če je še do nedavna prevladovala hipoteza o pleistocenskem razvoju, se danes večina raziskovalcev (Plan et al., 2008; Audra et al., 2002) nagiba k temu, da je glavnina teh jam starejša. Plan et al. (2008) glavno fazo speleogeneze v Severnih apeniških Alpah (Totes Gebirge) postavi v zgornji miocen. V tem obdobju naj bi se razvijala mreža velikih horizontalnih galerij, ki so značilne za številne alpske jamske sisteme. Podobno Audra et al. (2002) na osnovi analiz sedimentov razlagajo speleogenezo v Tennengebirge. Tam sedimenti kažejo na razvoj jam od spodnjega miocena naprej, pri čemer naj bi glavna razvojna faza potekala v zgornjem miocenu, kjer naj bi se v območje stekale ponornice iz Centralnih Alp.

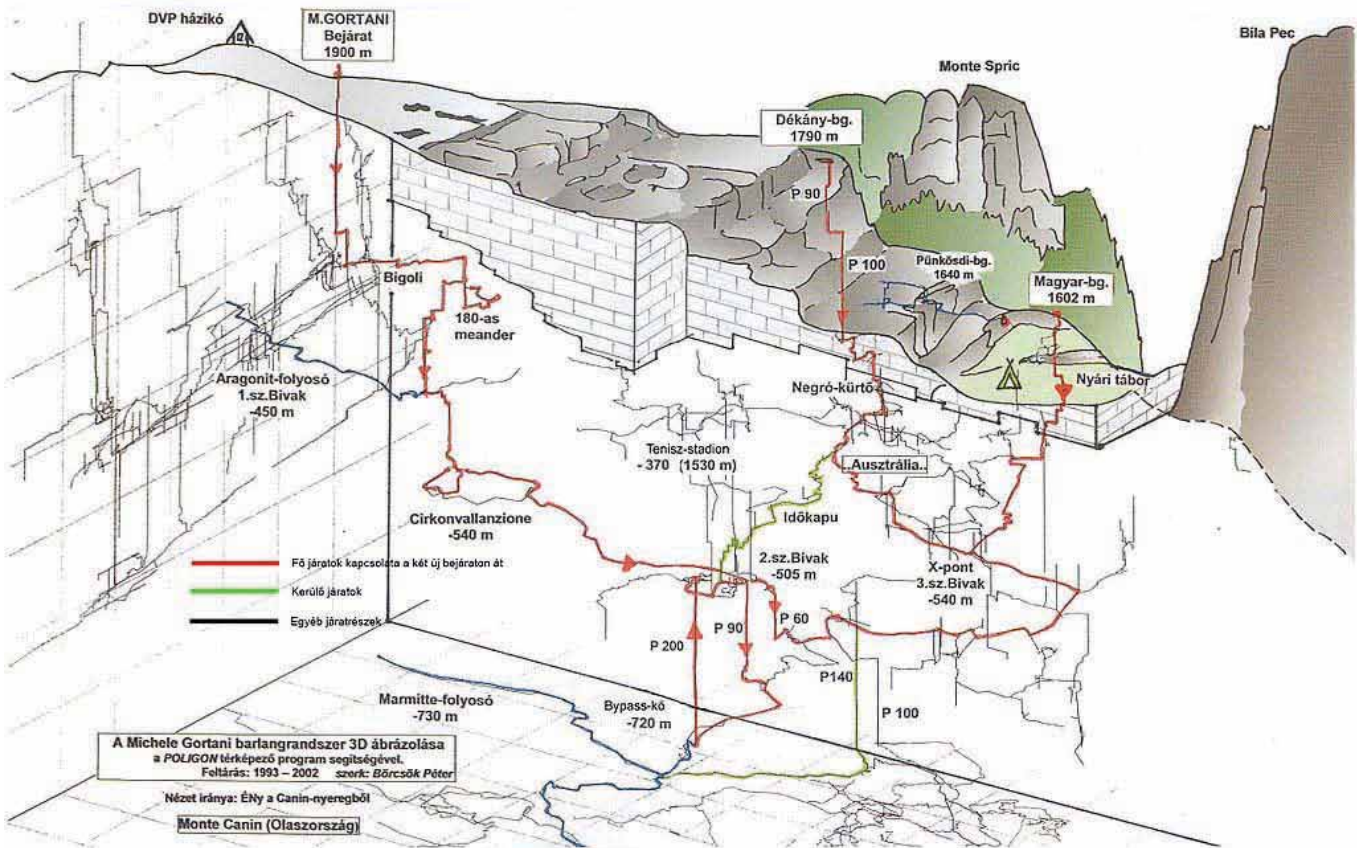
Sistematskih raziskav, ki bi pojasnile speleogenezo na Kaninu, ni. O predkvartarnem razvoju jam na Kaninu pregledno piše Semeraro (2000). Delo je vredno pozornosti, čeprav so nekatere ugotovitve slabo podprte. Tudi Cassagrande et al. (1999) o spe-



Slika 7: Digitalni model reliefa z vrisanimi vhodi v jame in označenimi področji, na katere se sklicujemo v tekstu.

Ime jame	Globina (m)	Dolžina (m)	Položaj
Čehi II	1.502	5.291	Goričica / Krnica
Mala Boka – BC4 Polska jama	1.319	8.168	Kaninski podi / Rob Bovške kotline
Črnelško brezno	1.241	11.450	Goričica / Črnelška špica
Renejevo brezno	1.238	3.548	Kaninski podi /Visoka glava
Vandima	1.182	2.500	Goričica/ Čukla – Rombon
Sistem Foran del Muss	1.140	18.000	Bela peč
Ab. Dei Led Zeppelin	960	2.507	Pala Celar
Sistema Col Del Erbe	935	40.000	Bela peč (SZ)
Skalarjevo Brezno	911	4.765	Kaninski podi (J)
Brezno po Velbom -Češka jama	910	1.565	Kaninski podi, zahodni del (JZ)
Abisso Queen Mama	805		Lopa /Krnica
Abisso Paolo Fonda – Grotta del Laricetto	800	1.863	Zavetišče Gilberti (S)
Net 10 – Abisso del Pero – Capitan Findus	735		Pala Celar (SV)
Vrtiglavica	643	643	Kaninski podi (JZ)

Tabela 1: Nekatere najgloblje in najpomembnejše jame Kaninskega pogorja (tabela ni povsem popolna, Vir: Kataster jam JZS, Kataster jam Commissione Grotte Eugenio Boegan, <http://www.catastogrotte.it>)



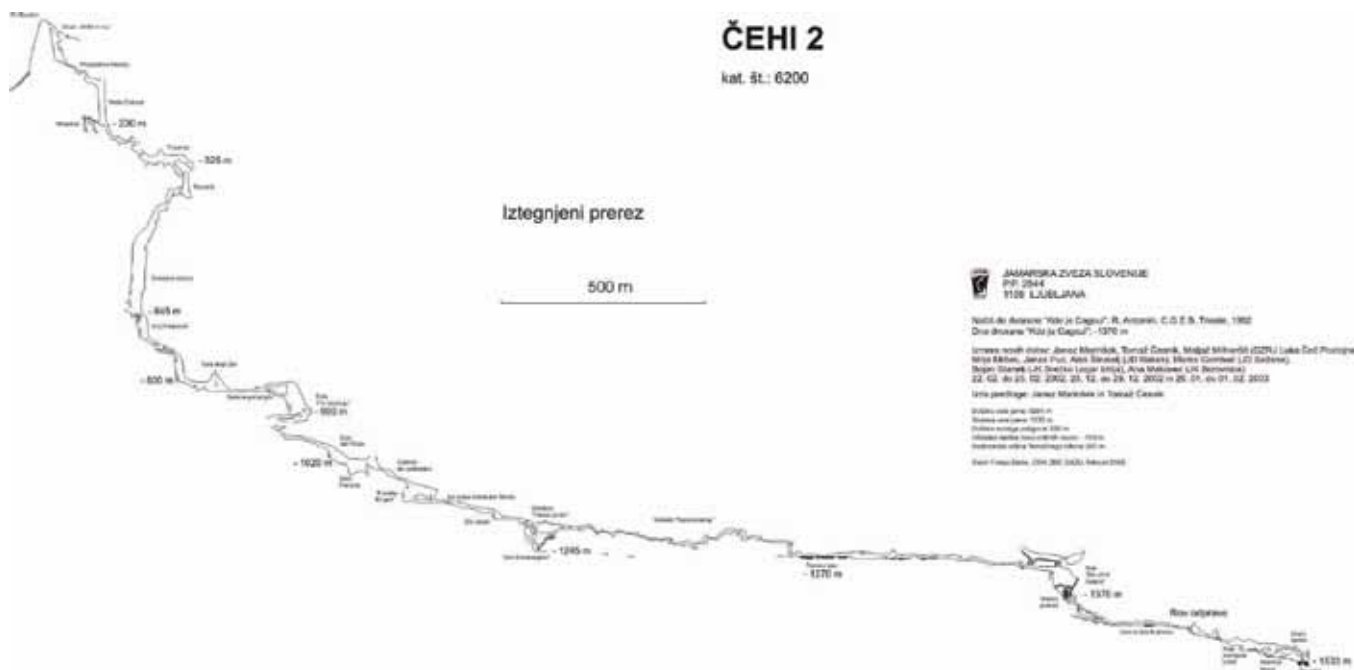
Slika 8: Blok diagram masiva na območju Bele peči z jamskim sistemom Col delle Erbe. (Vir: www.karszt.hu)

leogenezi v Kaninskem pogorju pišejo zelo na splošno. Na osnovi omenjenih del ter lastnih opažanj in razmišljanj lahko o razvoju jam na območju Kanina povzamemo naslednje:

- Območje verjetno okopni nekje med eocenom in oligocenom.
- Predvsem na JZ območju Kaninskega pogorja, v sistemu Foran del Muss in Col Del Erbe, so odkrili dobro razvito mrežo horizontalnih freatičnih kanalov, ki pričajo o povsem drugačnih hidroloških pogojih ob času njihovega razvoja, kot so danes. Tudi v Skalarjevem breznu in Vandimi, na Slovenski strani, najdemo več segmentov velikih freatičnih galerij. Ti so horizontalni oz. rahlo nagnjeni, deloma ali povsem zapolnjeni s sedimenti, v njih najdemo tudi sigo. Redke datacije sige in sedimentov kažejo na starost večjo od 760 ka. Izjemno velike galerije so pred nekaj leti odkrili v jami Queen Mama, ki ima vhod na Italijanski strani Lope, razteza pa se pod Krnico. Semerraro navaja 6-8 horizontov med 2000 m in 1200 m n.m., ob katerih je gostota teh galerij še posebej visoka. Ti horizonti so vezani na položaje nekdanje freatične površine oz. erozijske baze. Žal o sedimentih, ki bi omogočali datiranje, ni veliko podatkov.
- Močno vlogo pri speleogenezi Kanina igra stik dachsteinskega apnenca in glavnega dolomita. Dve najgloblji jami na Slovenski strani (Čehi II (slika 9) in Črnelško brezno) kažeta izrazito vertikalni razvoj skozi celoten stolpec dachsteinskega apnenca do stika z dolomitom, kjer se položita in tvorita niz galerij, ki

ob stiku tonejo proti Bovški kotlini. Stik apnenca in dolomita določa tudi položaj izvirov Boke in Goriude.

- Prisotnost sadre in pirita v sistemu Col del Erbe lahko kažeta tudi na speleogenezo, povezano s sulfidnimi nahajališči na območju Rablja. Možnost zgodnjega razvoja jam zaradi delovanja žveplene kisline, ki nastaja z oksidacijo sulfidov, sicer obstaja, čeprav v masivu Kanina še nihče ni našel oz. opisal značilnih jamskih oblik, ki govorijo o hipogenem razvoju. Možnost, da bi žveplena kislina dotekala z globoko cirkulacijo, je majhna. Najbolj verjetno je, da so bili sulfidi prineseni na območje z alogenimi rekami, torej je žveplena kislina nastajala na mestu. Zaenkrat lahko takemu razvoju pripišemo zgolj možen, a majhen pomen, predvsem v smislu oblikovanja prvih prevodnih poti, ki so bile lahko nosilne za kasnejšo speleogenezo.
- V zadnjih dveh in pol milijona let se je zvrstilo niz poledenitev, ki so na površju pustile značilni glaciokraški pečat. Kaj pa v jamah? Je kvartar obdobje stagnacije v razvoju jam, ali pa je prav v kvartarju prišlo do intenzivnega oblikovanja novih in preoblikovanja starih jamskih sistemov? Kvartarni stagnaciji v prid kažejo nekatere raziskave v Severnih apneniških Alpah in drugje (Audra et. Al, 2002; Plan, 2008), kjer so številni starejši rovi zapolnjeni z ledeniškim tilom. V mineralni sestavi tamkajšnjih »varv« prevladuje kalcit, kar vodi do sklepa, da so bile ledeniške vode močno nasičene s kalcijevim karbonatom, njihova speleogenetski potencial pa posledično majhen. Po drugi



Slika 9: Iztegnjeni profil najgloblje jame v Sloveniji Čehi 2 (Vir: Kataster jam JZS).

strani včasih isti avtorji v istih razpravah poudarjajo pomen kvartarne glaciokraške faze, ko naj bi ledeniške vode izjemno preoblikovale že obstoječe jamske sisteme ter vrezale nove podzemne kanjone in brezna.

- V vsakem primeru je potencialni vpliv ledenikov na speleogenezo in morfogenezo visokogorskega krasa velik. Dolinski ledeniki lahko zajezijo obstoječe izvire, povzročijo dvig piezometričnega nivoja in možen razvoj freatične mreže kraških kanalov. Na Bovškem je bil poznokvartarni obseg ledenikov vezan predvsem na višje ležeče lege, torej niso zapolnjevali Bovške kotline (Bavec et al., 2004). Na visokogorskih planotah so se očitno oblikovali pretežno mirujoči platojski ledeniki. Ledeniki oblikujejo vodonosnik s sezonsko dinamiko razvoja in pretakanja, ki je na karbonatni podlagi verjetno še toliko bolj specifičen. V tem primeru se ledeniška voda lahko steka v vadozno cono krasa in dolbe nove in stare jamske sisteme, predvsem vadozna brezna povezana s kanjoni (jamarji jim pravijo meandri). Ledeniške vode ne potujejo dolgo po bazi ledenika, ampak lokalno poniknejo v kras, kar jim zagotavlja agresivnost na kalcit. Obstoječe in razvijajoče se vodne poti v krasu verjetno narekujejo razvoj mreže prevodnikov v ledeniškem pokrovu in na ta način ustvarjajo povratno zanko (= bolj »učinkovite« vodne poti si vzamejo večji kos ledeniškega območja), ki vodi do relativno hitrega razvoja jamskih sistemov. Taka zanka se ohranja skozi več ledeniških ciklov. Podobno si lahko predstavljamo tudi razvoj glaciokraških zaprtih depresij na površju. Številna brezna (posebej v bližini vhoda) so cilindrične ali lečaste oblike, ki kažejo na someren razvoj preseka, podobno kot pri rovih v zaliti coni. Razvoj takih brezen je možen v pogojih, ko so zapolnjena z ledom in stene raztaplja vodni film med ledom in skalo. Nekatere najgloblje jame v Kaninskem pogorju kažejo razvoj v smeri današnjega odtekanja vode, kar tudi govori v prid temu,

da se pomemben del geneze kaninskega podzemlja dogaja tudi v kvartarju. O razvoju jam pod ledeniki vemo malo, zadnji odstavek je zgolj razmišljanje enega od avtorjev vodnika, ki upa, da bo vzpodbudilo k iskanju empiričnih dejstev, ki bi potrdile teze bodisi obrambe bodisi potrdile.

OKVIRNI POTEK POTI

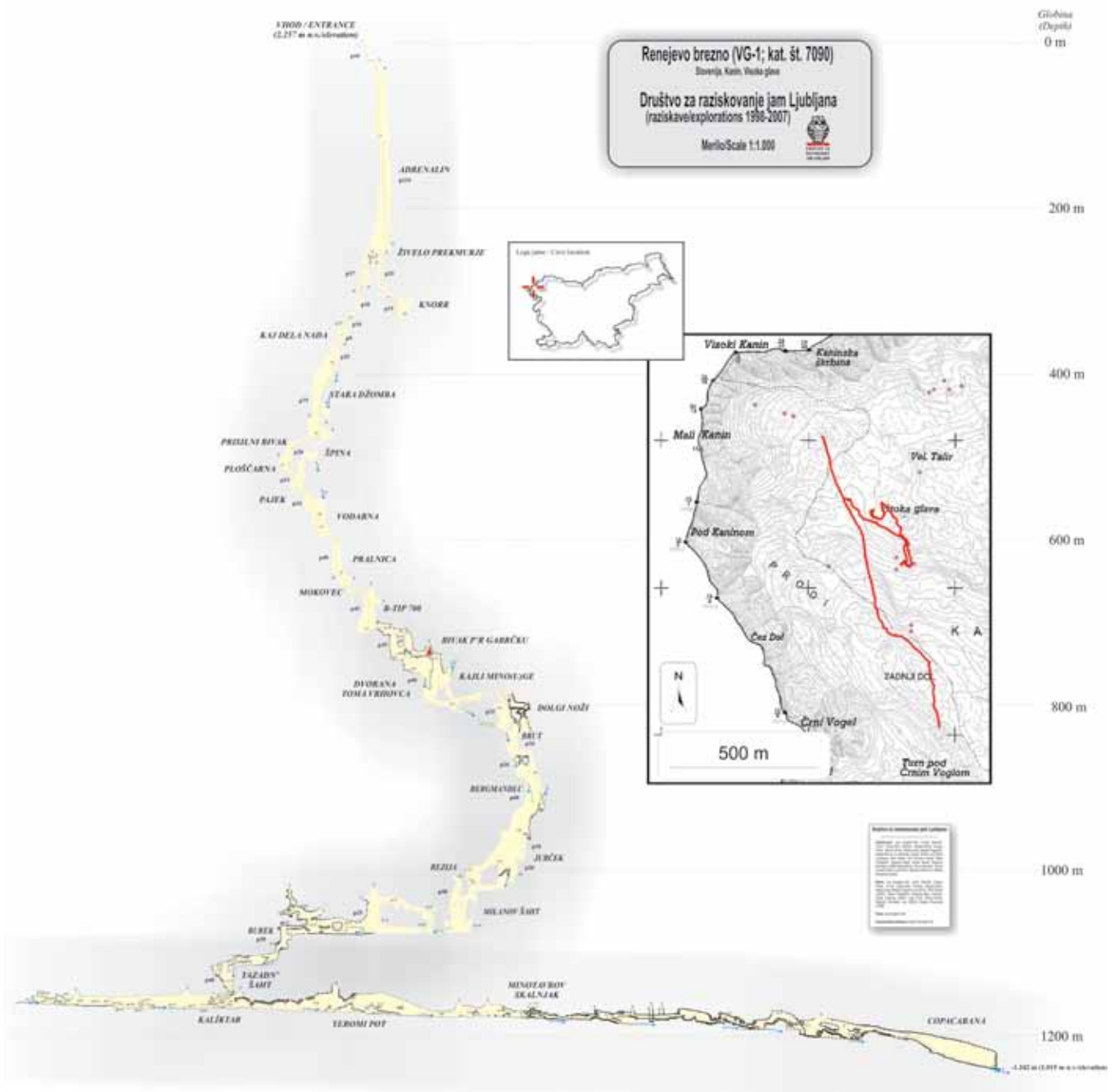
S kabinsko žičnico na D postajo. Od tam proti vrhu Osojnic in preko Dolgih prodivov proti Visoki glavi, skozi Zadnji in Veliki dol in proti prehodu med Babanskima škednjema. Od tam po JZ strani proti prehodu med Rušo in Kopo ter preko Gozdeca na B postajo. S B postaje s kabinsko žičnico v Bovec. Pot večinoma vodi po planinskih poteh in razmeroma lahkem brezpotju. V primeru slabega vremena oziroma počasne skupine, bomo pot ustrezno skrajšali. Celoten pohod bo predvidoma trajal 5-7 h.

LITERATURA

- Audra, P., 2000: Le karst haut du Kanin (Alpes Juliennes, Slovénie-Italie).- Karstologia 35, 27-38.
- Audra, P., Quinif, Y. & P. Rochette, 2002: The genesis of Tennengebirge karst and caves (Salzburg, Austria). Journal of cave and karst studies. 64, 3, 153-164.
- Babič, L. 1980: The origin of "Krn breccia" and the role of the Krn area in the Upper Triassic and Jurassic history of the Julian Alps.- Vesnik, 28/24, ser A., 38,39.
- Benedetti, G. & Mosetti, A., 2000: Il Complesso del Foran del Muss (Monte Canin-Friuli-Venezia Giulia).-Speleologia 43, 3-21.
- Cassagrande, G., Cucchi, F., Manca, P. & L. Zini, 1999: Deep hypogean karst phenomena of Mt. Canin (Western Julian Alps): a synthesis of the state of present research. Acta Carsologica 28(1), 57-69.
- Čar, J. & Habič, P., 1989: Strokovne podloge za zavarovanje vodnih virov in vodnih zalog kot osnova za sprejem odloka za zaščito: zaledje izvirov Boke, Bočiča in Glijuna, povirij Koritnice, Tolminka, Zadlaščice. Poročilo, Rudnik Živega Srebra Idrija.

- Črne, A.E., Šmuc, A. & D. Skaberne, 2007: Jurassic neptunian dikes at Mt Mangart (Julian Alps, NW Slovenia).- *Facies*, 53, 2, 249-265.
- Janež, J., & J. Čar, 1992: Strukturno geološke in hidrogeološke razmere izvirov Možnice.- *Acta Carsologica*, 21, 77-93.
- Jurkovšek, B., 1987: Tolmač list Beljak in Ponteža, Osnovna geološka karta 1:100 000. Zvezni geol. zavod Beograd, Beograd.
- Komac, B., 2001. The karst springs of the Kanin masiff.- *Acta Geographica* 41, 7-45.
- Kunaver, J., 1983: Geomorfološki razvoj Kaninskega pogorja.- *Geografski zbornik*, 22, 197-346. Ljubljana.

- Novak, D., 1979: Nekatere raziskave podzemskih voda alpskega krasa.- *Naše jame*, 20, 31-36. Ljubljana.
- Placer, L., 2008: Principles of the tectonic subdivision of Slovenia = Osnove tektonske razčlenitve Slovenije.- *Geologija*, 51, 2, 205-217.
- Plan, L., Filipponi, M., Behm, M., Seebacher, R. & P. Jeutter, 2009: Constraints on alpine speleogenesis from cave morphology – A case study from the eastern Totes Gebirge (Northern Calcareous Alps, Austria).
- Semeraro, R., 2000. A hypothesis of the paleogeography of the western Julian Alps and its role in the karstic development of Mt. Canin.- *Ipogea*, 3, 117-166.



Slika 10: Profil in tlorisni položaj Renejevega brezna na Kaninskih podih (Vir: Društvo za raziskovanje jam Ljubljana).