Geomorfološke značajke pleistocenskog krajobraza sliva Koločepskog kanala

Gusić, Ivan

Master's thesis / Diplomski rad

2017

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

Permanent link / Trajna poveznica: https://urn.nsk.hr/urn:nbn:hr:169:540444

Rights / Prava: In copyright / Zaštićeno autorskim pravom.

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



Repository / Repozitorij:

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







SVEUČILIŠTE U ZAGREBU

RUDARSKO – GEOLOŠKO – NAFTNI FAKULTET

Diplomski studij geološkog inženjerstva

GEOMORFOLŠKE ZNAČAJKE PLEISTOCENSKOG KRAJOBRAZA SLIVA KOLOČEPSKOG KANALA

Diplomski rad

Ivan Gusić

GI 229

Zagreb, 2017.

Sveučilište u Zagrebu Diplomski rad

Rudarsko–geološko–naftni fakultet

GEOMORFOLŠKE ZNAČAJKE PLEISTOCENSKOG KRAJOBRAZA SLIVA KOLOČEPSKOG KANALA

Ivan Gusić

Diplomski rad izrađen: Sveučilište u Zagrebu

Rudarsko – geološko – naftni fakultet

Zavod za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine

Pierottijeva 6, 10 000 Zagreb

Sažetak:

Na temelju geomorfološke analize i interpretiranih seizmičkih profila te globalnih krivulja izdizanja morskih razina napravljena je preliminarna rekonstrukcija prostora bazena Koločepskog kanala. Unutar bazena nalazi se 9 akustičnih jedinica koje su interpretirane kao izmjene marinskih i jezerskih uvjeta sedimentacije. Tijekom posljednjeg glacijala u središnjem dijelu bazena došlo je do intenzivne erozije starijih naslaga, a erodirane sedimente su transportirali vodotoci koji su imali svoje izvore na mjestu današnjih vrulja i priobalnih izvora. Tvorili su danas potopljenu „Mljetsku rijeku“. Tijekom aridnog LGM-a, eolski pijesak je zatrpao korito „Mljetske rijeke“ u kanalu Veliki Vratnik (danas na dubini od -50 m) što je dovelo do stvaranja jezera u depresiji nastaloj erozijom starijih naslaga. Uočeno je niz rasjeda unutar bazena, gdje akustični profili naslaga ukazuju da su neaktivni nakon taloženja najmlađih akustičnih jedinica (poslije LGM – a). Istočni dio bazena nalazi se još uvijek u fazi izdizanja duž rasjeda koji je bio aktivan za vrijeme starijeg pleistocena i u holocenu, što se manifestiralo kao izdizanje morskog dna duž rasjedne plohe. Blizina epicentra Stonskog potresa iz 5.9.1996.godine ukazuje na mogućnost veze sa navedenim rasjedom.

Ključne riječi: geomorfološka analiza, seizmički profili, globalne krivulje izdizanja, bazen Koločepskog kanala, akustične jedinice, rasjed

Diplomski rad sadrži: 61 stranicu, 2 tablice, 41 sliku, 68 referenci

Jezik izvornika: hrvatski

Diplomski rad pohranjen: Knjižnica Rudarsko – geološko – naftnog fakulteta

Voditelj: Doc. dr. sc. Slobodan Miko, HGI

Ocjenjivači: Doc. dr. sc. Slobodan Miko, HGI

Doc. dr. sc. Jelena Parlov, RGNF

Prof. dr. sc. Bruno Tomljenović, RGNF

Datum obrane: 23.02.2017.

University of Zagreb

Faculty of Mining, Geology

and Petroleum Engineering

Master's Thesis

GEOMORPHOLOGICAL FEATURES OF PLEISTOCENE LANDSCAPE OF THE KOLOČEP'S CANAL WATERSHED

IVAN GUSIĆ

Thesis completed at: University of Zagreb

Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering

Department of Mineralogy, Petrology and Mineral Deposits

Pierottijeva 6, 10 000 Zagreb

Abstract

The preliminary reconstruction of the Koločep canal basin area is based on geomorphological analysis and interpreted acoustic profiles, as well as on global curves of sea level elevation. Inside the basin, there are 9 acoustic units which have been interpreted as changes between marine and lake conditions of sedimentation. During the last glacial period, an intensive erosion of old sediments emerged in the central part of the basin and after that sediments were transported by watercourses which had their own costal wells and „vruljas" (watersprings bellow sea) at the locations that are equal to their recent locations. They formed the Mljet river that is today submerged. During the LGM, the waterway of the Mljet river in Veliki Vratnik canal (-50 m deep at this location) got covered with the eolic sand during the arid LGM, resulting in the emergence of a new lake in the depression created by the erosion of old sediments. Series of faults inside the basin were identified by observation of acoustic profiles of sediments that imply their inactivity after the sedimentation of the youngest acoustic units (after the LGM). The eastern part of the basin is still in the process of elevation along the fault which was active during older Pleistocene and Holocene, which resulted in the elevation of the seabed along the fault plane. The vicinity of the Stone earthquake's epicenter points to a possible connection with the events in the previously mentioned fault area.

Keywords: geomorphological analysis, seismic profiles, global curves of sea level elevation, Koločep canal basin, acoustic units, fault.

Thesis contains: 61 pages, 2 tables, 41 figures, 68 references

Original in: Croatian

Thesis deposited at: The Library of Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering

Supervisor: Assistant Professor Slobodan Miko, PhD

Reviewers: Assistant Professor Slobodan Miko, PhD

Assistant Professor Jelena Parlov, PhD

Full Professor Bruno Tomljenović, PhD

Date of defense: February 23rd, 2017

Sadržaj:

1. UVOD 1

2. PODRUČJE ISTRAŽIVANJA 2

2.1. Geografski smještaj i klima 2

2.2. Geološka građa 5

2.3. Hidrogeologija 8

2.3.1. Podzemni tokovi 10

2.4. Geomorfološke značajke 10

2.5. Strukturna geologija 12

2.6. Seizmičnost područja 13

2.7. Promjene razine mora Jadrana tijekom geološke prošlosti 15

2.7.1. MIS 7 (245 – 186 ka BP) , MIS 6 (186 – 128 ka BP) 17

2.7.2. MIS 5 (128 – 71 ka BP) 17

2.7.3. MIS 4 (71 – 59 ka BP), MIS 3 (59 – 24 ka BP) 18

2.7.4. Posljednji glacijalni maksimum (LGM) – Holocen (30 ka BP – danas) 18

3. METODE ISTRAŽIVANJA 19

3.1. Akustične metode 19

3.1.1. Prikaz dobivenih profila 22

3.2. Moduli i podloge za delinaciju sliva 24

3.2.1. Digitalni model reljefa (DMR) 24

3.2.2. Metoda određivanja slivova 25

4. REZULTATI 29

4.1. Rezultati i interpretacija geofizičkog snimanja podmorja 29

5. DISKUSIJA 42

5.1. Preliminarna rekonstrukcija bazena Koločepskog kanala 42

5.1.1. Taloženje sedimenata prije LGM – a (MIS 2) – akustične jedinice H-B 43

5.1.2. Erozijski događaj ES 1 i taloženje eolskih sedimenata tijekom LGM – a 43

5.1.3. Taloženje sedimenta nakon LGM – a 44

5.1.4. Rasprostiranje akustičnih jedinica u bazenu Koločepskog kanala 44

5.2. Tektonska aktivnost tijekom holocena i Stonski potres iz 1996.godine 50

6. ZAKLJUČAK 54

7. LITERATURA..... 56

Popis tablica

Tablica 3.1. Prikaz osnovnih akustičnih metoda, odgovarajućih frekvencija i njihove osnovne primjene (Morang et al., 1997). 20
Tablica 4.1. Interpretacija akustičnih jedinica u bazenu Koločepskog kanala. 29

Popis slika

Slika 2.1. Karta istraživanog područja (http://www.croatia.eu/article.php?lang=1&id=7, http://www.inet.hr/~rkuzumil/karta.html). 3
Slika 2.2. Srednje mjesečne vrijednosti temperature zraka izmjerene na meteorološkoj postaji Trsteno u 2014. godini (http://www.dubrovackoprimorje.hr/opcina_dubrovacko_primorje.php). 4
Slika 2.3. Srednje mjesečne vrijednosti količine oborina izmjerene na meteorološkoj postaji Trsteno u 2014. godini (http://www.dubrovackoprimorje.hr/opcina_dubrovacko_primorje.php). 4
Slika 2.4. Pregledna geološka karta područja Koločep (modificirano prema Raić et al., 1980; Natević & Petrović, 1967; Marković et al., 1976; Lukšić et al., 2008)..... 5
Slika 2.5. Hidrogeološka karta područja Koločep (modificirano prema Bojanić & Ivičić, 1984; Lukšić et al., 2008). 8
Slika 2.6. Veze: ponori u Popovom polju – izvori u Primorju (Vranješ et al., 2000). 10
Slika 2.7. Prikaz podvlačenja Jadranske mikroploče pod Vanjske Dinaride (Scisciani & Calamita, 2009). 14
Slika 2.8. Epicentri potresa u okolici Koločepa, Hrvatski katalog potresa, 373 BC – 2015. (preuzeto Herak, 2016, http://seizkarta.gfz.hr) (zaokružen je „Stonski“ potres iz 1996. godine). 15
Slika 2.9. Dijagram promjene razine mora (modificirano prema Waelbroeck et al., 2002) 16
Slika 3.1. Geološki dubinomjer (engl. *sub – bottom profiler*) lijevo, Panoramski dubinomjer (engl. *side – scan sonar*) desno 21
Slika 3.2. Prikaz akustičkog profila 21_L9 dobivenog parametrijskim geološkim dubinomjerom, Koločepski zaljev. 22
Slika 3.3. Akustički profil 22_L10 s vidljivim višestrukim refleksom, Koločepski zaljev. 23
Slika 3.4. Prikaz DEM-a u rezoluciji 25x25..... 26
Slika 3.5. Lijevi kvadrat prikazuje smjer toka iz svake ćelije, a desni broj ćelija koje teku u svaku ćeliju. Srednji kvadrat prikazuje kodiranje smjera toka 27

Slika 3.6. Karte koje prikazuju pet koraka pri iscrtavanju slivova: a) DMR (Digitalni model reljefa); b) Smjer toka (engl. *Flow direction*); c) Akumulacija toka (engl. *Flow accumulation*); d) Mjesta istjecanja (engl. *Pour point*); e) Definirani slivovi i podslivovi 28
Slika 4.1. Pregled izdvojenih akustičnih jedinica izdvojenih na seizmičkim profilima u bazenu Koločepskog kanala 32
Slika 4.2. Karta uzdužnih seizmičkih profila pružanja SZ-JI 33
Slika 4.3. Neinterpretirani seizmički profil 26_L8 34
Slika 4.4. Interpretirani seizmički profil 26_L8 34
Slika 4.5. Neinterpretirani seizmički profil 22_L16 35
Slika 4.6. Interpretirani seizmički profil 22_L16 35
Slika 4.7. Neinterpretirani seizmički profil 22_L17 36
Slika 4.8. Interpretirani seizmički profil 22_L17 36
Slika 4.9. Neinterpretirani spojeni seizmički profili (26_L8, 22_L16 i 22_L17) 37
Slika 4.10. Interpretirani spojeni seizmički profili (26_L8, 22_L16 i 22_L17) 37
Slika 4.11. Karta položaja poprečnih seizmičkih profila pružanja JZ – SI. 38
Slika 4.12. Neinterpretirani seizmički profil 22_L9 39
Slika 4.13. Interpretirani seizmički profil 22_L9 39
Slika 4.14. Neinterpretirani seizmički profil 22_L10 40
Slika 4.15. Interpretirani seizmički profil 22_L10 sa sukcesijom bora kao posljedicom reversnog rasjedanja u boranom navlačnom pojasu u kojem se nalazi bazen Koločepskog kanala (usmeno priopćenje B. Tomljenović, 2017) 40
Slika 4.16. Neinterpretirani spojeni seizmički profili (22_L9 i 22_L10) 41
Slika 4.17. Interpretirani spojeni seizmički profili (22_L9 i 22_L10) 41
Slika 5.1. Dijagram promjene razine mora (modificirano prema Waelbroeck et al., 2002). 43
Slika 5.2. Formiranje jezerskog bazena B (tijekom MIS 4 i 3) i pretpostavljeni taložni prostor akustične jedinice B prije LGM-a. Prikazana je obalna linija sa izobatom na -50m dubine. 45
Slika 5.3. Prostiranje jedinice El koja predstavlja napuhavanje eloskog pijeska sa Albanskog šelfa tijekom LGM-a kada je razina bila na -120 m (Babić et al., 2012). Prikazana je i obalna linija izobatom na -120 m. 46
Slika 5.4. Formiranje vodotoka „Mljetske rijeke“: a) model B sa fosilnom ponornom zonom i izvorom. b) poprečni presjek kroz moguću izvoršnu zonu unutar jedinice El koja predstavlja mogući fosilni krški izvor „Mljetske rijeke“ na dubini od -70 m. c) poprečni

seizmički profil kroz fosilnu ponornu zonu sa sjeverne strane otoka Olipa, ujedno i najdublji dio Koločepskog kanala na -69 m, ponor je bio zapunjen sedimentima akustične jedinice A1 (morskim sedimentima). 48
Slika 5.5. Rasprostiranje akustične jedinice A2 49
Slika 5.6. Prodor mora i formiranje bazena A1 50
Slika 5.7. Snimke visina vala tsunamija za južni dio Jadrana (modificirano prema Tiberti et al., 2009) 51
Slika 5.8. Prikazani rasjedi na dubokom seizmičkom profilu (INA-naftaplin, ustupljeno od Agencije za Ugljikovodike) i na neinterpretiranom spojenom profilu (26_L8, 22_L16 i 22_L17) i epicentar potresa iz 1996. 52
Slika 5.9. Izdignuti blok određen na temelju smjerova toka i slivova..... 53

Popis kratica

BC – (engl. *Before Christ*) – Prije Krista

CMT (engl. *Global Centroid-Moment-Tensor*) – Središnji momentni tenzor

DMR (engl. *Digital Elevation Model DEM*) – Digitalni model reljefa

JI – Jugoistok

JZ – Jugozapad

Ka BP (engl. *Kilo Annum Before Present*) – Tisuću godina prije sadašnjosti

LGM (engl. *Last Glacial Maximum*) – Posljedni glacijalni ciklus

MCS – Mercalli-Cancani-Siebergova ljestvica

MIS (engl. *Marine Isotope Stages*) – Marinski izotopni stadiji

MWP (engl. *Melt Water Pulse*) – Voda koja je nastala otopljanjem leda

OGK – Osnovna geološka karta

SFRJ – Socijalistička Federativna Republika Jugoslavija

SI – Sjeveroistok

SZ – Sjeverozapad

TWT (engl. *Two Ways Time*) – Dvosmjerno vrijeme puta

Popis korištenih veličina i odgovarajućih mjernih jedinica u tekstu:

Veličina	**Mjerna jedinica**
Duljina	m
Dubina	m
Nadmorska visina	m n. m. (metri nad morem)
Hidraulička vodljivost	m/dan
Površina	m^2
Temperatura	°C
Količina oborina	mm
Brzina	m/s

1. UVOD

Širi prostor bazena Koločepskog kanala je seizmički aktivno područje. Uzrok seizmičke aktivnosti je podvlačenje Jadranske mikroploče pod Vanjske Dinaride. Osnovna karakteristika strukturne geologije istraživanog područja je visok stupanj tektonske poremećenosti izražen strukturnim formama – navlakama i ljuskavim strukturama. Broj i jakost potresa raste od SZ prema JI. Najveći potresi su zabilježeni u JI dijelu u blizini Dubrovnika (1667.godine) i Stona (1996.godine).

Interpretacijom seizmičkih profila utvrđene su akustične jedinice sedimenata i njihove granice, diskordancijske/erozijske površine i tektonski elementi unutar kvartarnih sedimenata u bazenu Koločepskog kanala. Hidrogeološkim podacima i uz pomoć ArcGis alata određeni su tokovi podzemnih voda, vrulje, definirani slivovi i podslivovi, točke istjecanja i smjerovi tokova. Geomorfološkom analizom su dobiveni podaci za površinske tokove.

Na bazi globalnih krivulja dizanja morske razine definirani su paleookolišni uvjeti taloženja bazena Koločepskog kanala. Geološkom interpretacijom akustičnih jedinica na temelju postojanja praga na -50 m u prolazu Velikog Vratnika koji predstavlja najdublju/najnižu točku ruba bazena Koločepskog kanala izvršena je preliminarna rekonstrukcija bazena Koločepskog kanala.

Ovo istraživanje provedeno je u sklopu projekta Hrvatske zaklade za znanost (HRZZ) „Lost Lake Landskapes of the Adriatic Shelf – LoLADRIA“ broj projekta 9419, voditelja dr.sc. Slobodana Mike.

2. PODRUČJE ISTRAŽIVANJA

2.1. Geografski smještaj i klima

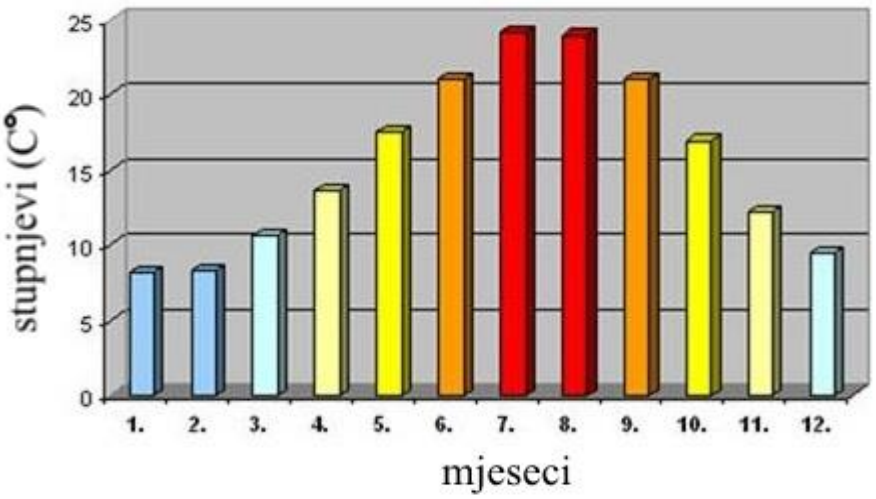
Koločepski kanal je morski kanal između obale i Elafitskog otočja u Dubrovačko – neretvanskoj županiji (slika 2.1.). Otoci Olipa, Jakljan (Lakjan, Lakljan), Šipan, Lopud, Koločep (Kalamota) i Daksa, te otočići i hridi Tajan, Crkvina, Goleč, Kosmeč, Mišnjak, Ruda, Sutmiho, Sv. Andrija, Veliki i Mali Skupio i Grebeni čine Elafitsku skupinu otoka (Magaš et al., 2001). Otoci su međusobno odvojeni potopljenim prolazima, vratima ili projezdrima. Skupni naziv „Projezdri“ se koristio za Koločepska i Lopudska vrata. (Skok, 1950). Veliki Vratnik se nalazi između Olipe i Jakljana, Harpoti između Jakljana i Šipana, Lopudska vrata između Lopuda i Šipana te Koločepska vrata između Koločepa i Lopuda (Magaš et al., 2001).

Širina Koločepskog kanala prosječno iznosi 1,5 km. Udaljenost između kopna i Koločepa je oko 1 km na najužem dijelu kanala, a površina Elafitskog prostora iznosi oko 90 km^2. Ukupna površina otoka približno iznosi 27,13 km^2, pri čemu je površinom najveći otok Šipan, a zatim slijede Jakljan, Lopud i Koločep, dok su ostali površine manje od 1 km^2 (Ruda, Tajan, Daksa, Olipa, Sv. Andrija i dr.). Pružanje otoka je u smjeru od SZ prema JI (dinarski pravac pružanja) u dužini oko 26 km (Magaš et al., 2001).



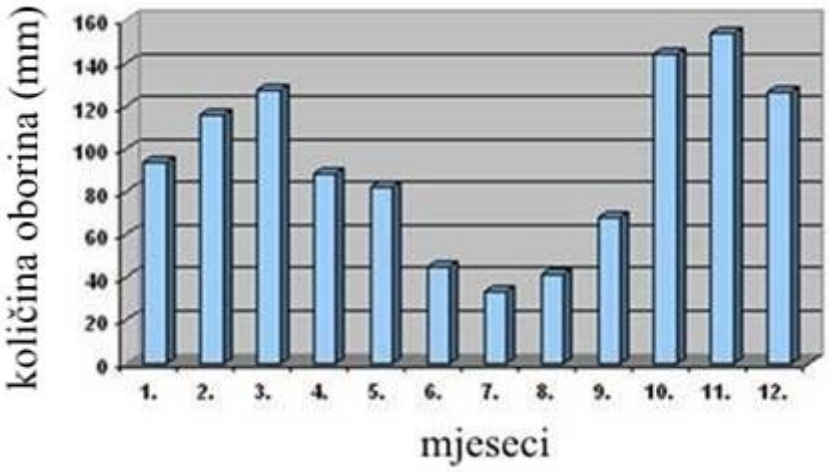
Slika 2.1. Karta istraživanog područja (http://www.croatia.eu/article.php?lang=1&id=7, http://www.inet.hr/~rkuzumil/karta.html).

Područje istraživanja pripada mediteranskoj klimi. Srednja godišnja vrijednost temperature zraka je 15,6 °C, a najniža srednja mjesečna temperatura zraka je u siječnju (8,2 °C), dok je najviša srednja mjesečna temperatura zraka u srpnju (24,1 °C) (slika 2.2.) (Magaš et al., 2001).



Slika 2.2. Srednje mjesečne vrijednosti temperature zraka izmjerene na meteorološkoj postaji Trsteno u 2014. godini (http://www.dubrovackoprimorje.hr/opcina_dubrovacko_primorje.php).

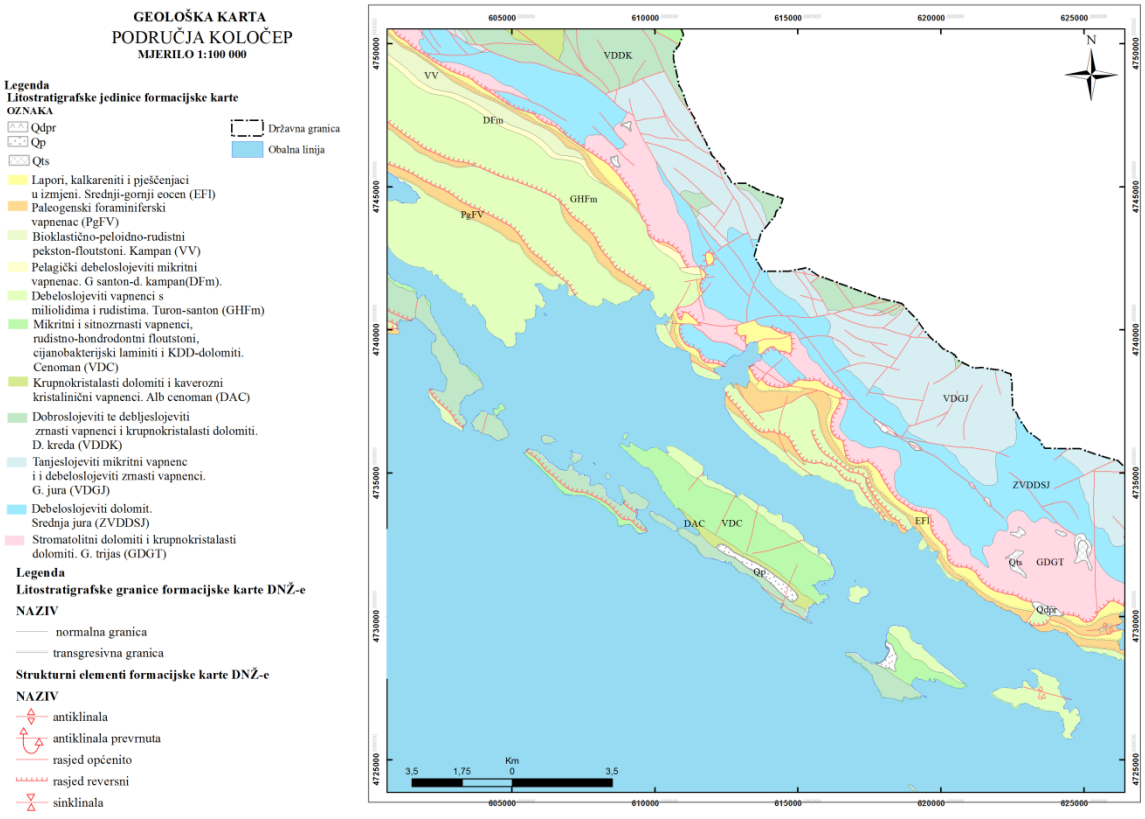
Prema tipu godišnjeg rasporeda oborina, naše istraživano područje spada u sredozemni tip koji je prikazan na slici 2.3. Ukupna godišnja količina oborina iznosi oko 1122,4 mm. Najveći broj oborina je u jesenskim i zimskim mjesecima, a najmanja količina oborina je prisutna tijekom ljeta (33,6 mm u srpnju) (Magaš et al., 2001).



Slika 2.3. Srednje mjesečne vrijednosti količine oborina izmjerene na meteorološkoj postaji Trsteno u 2014. godini (http://www.dubrovackoprimorje.hr/opcina_dubrovacko_primorje.php).

2.2. Geološka građa

Područje istraživanja zahvaća tri OGK SFRJ lista 1 : 100 000, a to su: list Ston (veći dio), Trebinje i Dubrovnik (manji dio). Teren koji obuhvaća kopneni dio lista Ston (Raić et al., 1980) izgrađuju sedimenti mezozoika i tercijara, koji su mjestimično prekriveni kvartarnim sedimentima. List Trebinje (Natević & Petrović, 1967) zahvaća mali dio mezozojskog i paleogenog kompleksa. U geološkoj građi terena lista Dubrovnik (Marković et al., 1976) zastupljeni su sedimenti gotovo cijelog mezozoika. Na slici 2.4. prikazana je pregledna (litostratigrafska) karta s tumačem (Lukšić et al., 2008)



Slika 2.4. Pregledna geološka karta područja Koločep (modificirano prema Raić et al., 1980; Natević & Petrović, 1967; Marković et al., 1976; Lukšić et al., 2008)

Istraživano područje je zastupljeno sa neformalnom litostratigrafskom jedinicom GDGT (glavni dolomit gornjeg trijasa) koja se prati u izduženom pojasu uz čelo reversa od Slivnog i Ravnog, u zaleđu Malostonskog kanala te dalje uz obalu i do Slanog. Izdvojena litojedinica se sastoji od izmjene bijelih do svijetlosivih stromatolitnih ranodijagenetskih dolomita i tamnijesivih ranodijagenetskih dolomikrita koji mjestimično prelaze u krupnokristalaste kasnodijagenetske dolomite. Plitkomorski paleookoliši u kojima se talože

primarne dolomitne naslage u okviru izdvojene jedinice Hauptdolomita se uspostavljaju na temelju postupne ingresije u gornjem trijasu. Ukupna debljina ovih naslaga (GDGT) se kreće od 300 – 800 m. Posljedica različitih indeksa navlačenja u zonama reversnih rasjeda uvjetuje razlikama u debljinama dolomitnih naslaga (Lukšić et al., 2008).

Od Slanog prema JI istraživanog područja zastupljeni su zrnasti vapnenci i dolomiti donje i srednje jure koji su označeni na karti sa neformalnom litostratigrafskom jedinicom ZVDDSJ. Ova jedinica predstavlja karbonatni kompleks donje i srednje jure s dominatnim svijetlosivim do bijelim zrnastim vapnencima i kasnodijagenetskim dolomitima. Debljina dolomitnog dijela izdvojene jedinice ZVDSJ ne prelazi 150 m. Debljina zrnastih vapnenaca u nižim slojevima je od 0,3 do 1 m, a u središnjem i gornjem dijelu od 0,6 do preko 1 m (Lukšić et al., 2008).

Na istraživanom području sjeverno od Slanog je zastupljena izdvojena neformalna litostratigrafska jedinica VDGJ. Sastoji se od nepravilne izmjene vapnenaca i dolomita, gdje prevladavaju smeđi mikritni peritajdalni vapnenci. Dolomiti su pretežito krupnokristalaste građe i sivkasto – smeđe boje. Nastali su postdijagenetskim procesima. U neposrednim krovinskim i podinskim naslagama, vapnenci su zahvaćeni različitim stupnjem postdijagenetske prekristalizacije – dolomitizacije. Litojedinica VDGJ ima promjenjivu debljinu zbog taloženja u paleokolišnim uvjetima tijekom gornje jure i kreće se od 450 – 1000 m (Lukšić et al., 2008).

SI od Slanog, na JI dijelu otoka Šipana i na Lopudu zastupljene su donjokredne naslage koje su na karti istraživanog područja izdvojene neformalnom litostratigrafskom jedinicom VDDK. Na temelju litologije, donjokredne naslage su heterogenog sastava. To se posebno odnosi na zrnaste vapnence donje krede. Razlog tome je taloženje u specifičnim paleookolišima na ovom dijelu jadranske karbonatne platforme. Ukupna debljina izdvojene karbonatne litostratigrafske jedinice može iznositi i do 1000 m ako je u potpunosti razvijena (Lukšić et al., 2008).

Neformalna litostratigrafska jedinica DAC predstavlja prijelaz iz (gornjo) albskih u cenomanske vapnence u dolomitnom razvoju, a na istraživanom području je registrirana na otocima Jakljan, Šipan i Lopud. Litojedinica je obilježena s dominatnim krupnokristalastim sivim do sivkastosmeđim kasnodijagenetskim dolomitima s varijabilnim udjelom proslojaka vapnenaca. U izmjeni s dolomitima nerijetko dolaze kristalinični i kasnodijagenetski dolomitizirani vapnenci (smeđe i sivkasto – smeđe boje). Ukupna

debljina izdvojene neformalne litostratigrafske jedinice iznosi 100 – 450 m (Lukšić et al., 2008).

Vapnenci i dolomiti cenomana su izdvojeni sa neformalnom litostratigrafskom jedinicom VDC koja je na istraživanom području zastupljena na otocima Šipan, Koločep i Lopud. Ova jedinica se sastoji od smeđesivih mikritnih vapenaca i smeđkasto – sivkastih postdijagenetskih dolomita krupnokristalaste građe. Ukupna debljina naslaga cenomana iznosi 250 – 450 m (Lukšić et al., 2008).

Na istraživanom području SZ od područja Slano zastupljene su karbonatne naslage Gornji Humac formacija (GHFm) koje predstavljaju debeloslojeviti vapnenci s milioidima i rudistima. Na temelju mikrofosilne asocijacije utvrđen je kronostratigrafski raspon izdvojene litostratigrafske jedinice GHFm od gornjega turona do gornjega santona (Lukšić et al., 2008).

Pelagički debeloslojeviti mikritni vapnenci predstavljaju naslage izdvojene litostratigrafske jedinice Dol formacije (DFm) i nalazimo ih kao manje izolirane pojave (na SZ strani istraživanog područja), nastale kao posljedica paleomorfološke diferencije i podubljavanja na dijelovima jadranske karbonatne platforme krajem gornjega santona i početkom kampana. Ukupna debljina pelagičkih vapnenaca litojedinice DFm iznosi 50 – 100 m (Lukšić et al., 2008).

Na SZ strani istraživanog područja uz izdvojenu litostratigrafsku jedinicu DFm zastupljene su kampanske naslage na temelju utvrđene fosilne zajednice. Ove naslage obilježavaju debeloslojeviti do masivni rekristalizirani i kristalinični rudistno – bioklastični floutstoni do svijetlosivi radstoni. Ukupna debljina neformalne litostratigrafse jedinice Visočani vapnenac (VV) iznosi preko 40 m (Lukšić et al., 2008).

Neformalna litostratigrafska jedinica Paleogenski foraminiferski vapnenci (PgFV) se u području od SZ prema JI na istraživanom području nalazi u izduženim zonama koje su najčešće reducirane i uklještene u zonama reversnih rasjeda. Ukupna debljina litojedinice PgFV je uglavnom do 20 m, mjestimično i do 30 m, a vrlo često lateralno nestaju ili prelaze u druge litotipove eocenskih naslaga (Lukšić et al., 2008).

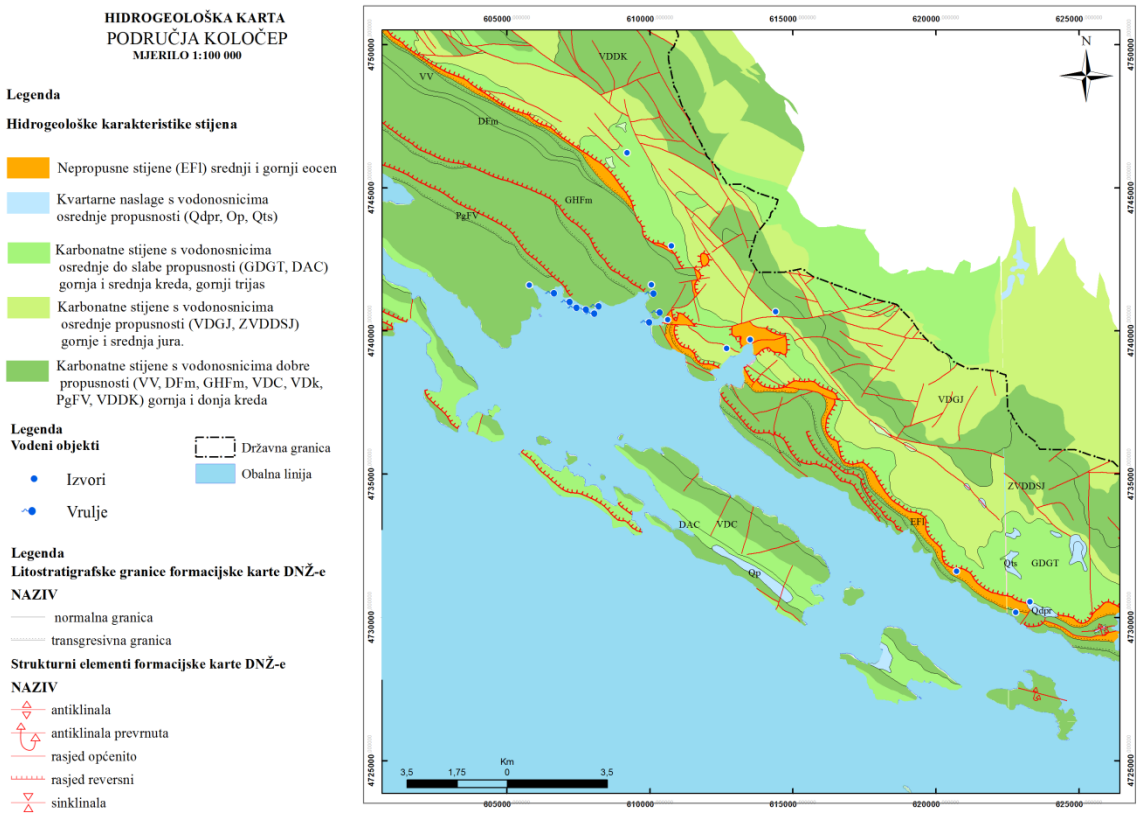
Zajedno s litojedinicom PgFV od SZ prema JI pružaju se naslage eocenskih klastita u uskim, djelomično reduciranim sinklinalnim strukturama. Naslage su izdvojene

neformalnom litostratigrafskom jedinicom Eocenski fliš (EFl). Ukupna debljina Efl iznosi 200 m (Lukšić et al., 2008).

Najmlađe naslaga na istraživanom području su kvartarne naslage koje su općenito izdvojene kao Kvartar (Q) i nalaze se kao manje, izolirane pojave, neznatnih debljina i vrlo različitog genetskog porijekla. Unutar ovih naslaga na istraživanom području su zastupljena tri osnovna tipa: terra rossa (Ots), deluvijalno – proaluvijalni nanosi (Odpr) i pijesci Qp (Lukšić et al., 2008).

2.3. Hidrogeologija

Istraživano područje izgrađuju sedimentne stijene koje stratigrafski pripadaju gornjem trijasu, juri i kredi, zatim tercijaru i kvartaru. Hidrogeološka karta je opisana prema slici 2.5. (Lukšić et al., 2008). Na temelju hidrogeološke karte su opisane hidrogeološke karakteristike stijena (Bojanić & Ivičić, 1984).



Slika 2.5. Hidrogeološka karta područja Koločep (modificirano prema Bojanić & Ivičić, 1984; Lukšić et al., 2008).

Propusnost gornjotrijaskih naslaga (GDGT) je različita, a ovisi o stupnju izlomljenosti i zastupljenosti dolomita, pa su u cjelini označene kao djelomično propusne (Bojanić & Ivičić, 1984).

Jurske naslage su razvijene uz gornjotrijaske naslage. Područje koje izgrađuju dogerske naslage (ZVDDSJ) je dobro vodopropusno. Malm (ZVDDSJ) je razvijen u više facijesa, dok je stariji dio naslaga propustan, a mlađi djelomično propustan (Bojanić & Ivičić, 1984).

Kredne naslage izgrađuju najveći dio istraživanog terena, a čitava kreda je zastupljena sa različitim facijesima. Donjokredne naslage (VDDK, DAC) djelomično su propusne u donjem dijelu, odnosno djelomično nepropusne do propusne u gornjem dijelu. U višem dijelovima gornje krede (VV, DFm, VDC, GHFm) razvijeni su vapnenci koji su propusni. Bankoviti dolomiti su djelomično propusni, dok su pločasti do bankoviti laporoviti vapnenci djelomično nepropusni (Bojanić & Ivičić, 1984).

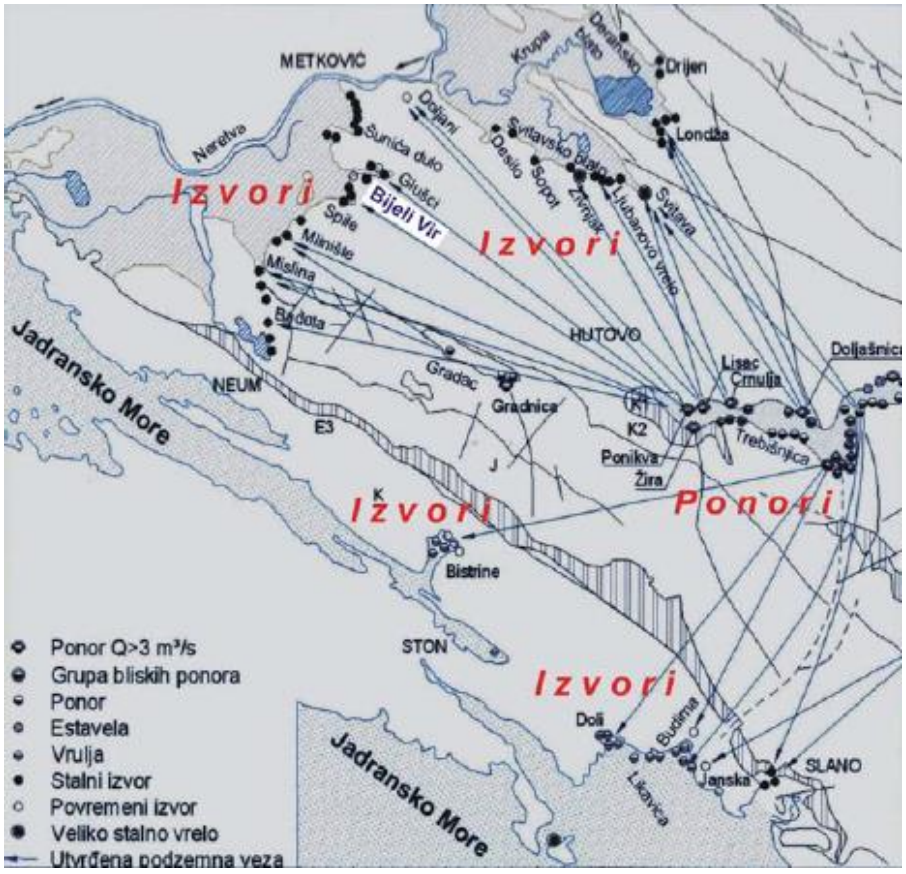
Paleogen je predstavljen foraminiferskim vapnencima (PgFV) i flišem (Efl). Liburnijske naslage su u cjelini vodopropusne, a vodopropusnost im je vezana za vapnenačke podine (kreda) i krovine (foraminiferski vapnenci) i svrstane su u propusne stijene. Foraminiferski vapnenci su propusni za vodu. Naslage fliša su nepropusne. Karbonatni elementi zbog različitih litoloških članova, tektonske raspucalosti i različitih hidrogeoloških svojstava su u znatnoj mjeri propusni te služe kao kolektori podzemnih voda koje izviru najčešće na kontaktu sa nepropusnim elementima fliša . Flišne naslage ovisno o debljini, položaju u strukturnoj građi i hipsometrijskom položaju mogu imati funkciju potpune barijere do nepotpune ili viseće barijere (Slivno – Ravno) (Bojanić & Ivičić, 1984).

Naslage kvartara su genetski različite, različitog su litološkog sastava i debljine, na različitom su hipsometrijskom položaju i leže na različitoj litološkoj podlozi. To nam pokazuje da je vodopropusnost i hidrogeološka funkcija na pojedinim dijelovima terena različita. Kod aluvijalnih naslaga, naslaga crvenice i pijeska, ovisno o litologiji karakteristične su vertikalne i bočne promjene vodopropusnosti, dakle označene su kao stijene sa naizmjeničnim hidrogeološkim osobinama. Qd, Qpr i Qts kvartarne naslage su izdvojene naslagama pijeska, ilovine, šljunka i kamenog kršja, koje dijelom leže na nepropusnom flišu. U pogledu vodopropusnosti ove naslage su označene kao djelomično propusne. U sjevernom i istočnom dijelu Konavla i SI dijelu Župe nalazi se siparišno –

obrončani materijal, koji kao sabirni medij sa nepropusnim flišom u podlozi uzrokuje pojavu brojnih izvora, te pojave nestabilnosti tla. U manjem opsegu slične pojave nalazimo uzduž flišne zone na potezu Dubrovačke rijeke – Slano (Bojanić & Ivičić, 1984).

2.3.1. Podzemni tokovi

Na istraživanom području zapažene su vrulje i izvori za koje se smatra kako pripadaju podzemnim tokovima slivova rijeke Neretve i Trebišnjice. Na temelju ponora iz Popova polja na zapadnoj strani sliva rijeke Trebišnjice mogu se definirati tokovi podzemnih voda sa priobalnim vrelima Jansko i Budim, i vruljama Slano i Doli (slika 2.6.). Režim oborina vezan je za režim ovih vodnih pojava, ali i za režim rada ponora u Popovom polju (Vranješ et al., 2000).



Slika 2.6. Veze: ponori u Popovom polju – izvori u Primorju (Vranješ et al., 2000).

2.4. Geomorfološke značajke

Prevladavajućim egzogenim i endogenim silama i procesima, te obilježjima geološke građe uvjetovano je geomorfološko oblikovanje istraživanog područja. Među mikrokrškim oblicima izdvajaju se brojni manji izdvojeni brežuljci, glavice, suhodoline

(drage), dolci, ponikve, jaruge, jame, špilje i dr. (http://www.zzpudnz.hr/LinkClick.aspx?fileticket=WZRniFa-Xe8%3D&tabid=396).

Istraživano područje se uzdiže paralelno s obalom prema zaleđu, tako da u krajnjem istočnom dijelu doseže najveću visinu preko 900 m. Najveći vrh je Neprobić visine 965 m n. m. Obalni se dio područja na većem dijelu strmo uzdiže iznad mora, dok je na manjim dijelovima nešto blaži. U zaleđu se izdvajaju nekoliko većih polja, odnosno zaravni. To su Imotica – Ošlje, Smokovljani – Visočani, Točionik – Podimoč i Rudine (http://www.zzpudnz.hr/LinkClick.aspx?fileticket=WZRniFa-Xe8%3D&tabid=396).

Nakon kasnog pleistocena – holocena dolazi do izdizanja razine mora za 100 m, pri čemu je definirana obalna crta otoka. Dolazi do stvaranja Koločepskog kanala i Elafitskog otočja ispred kopna. U nižim dijelovima suhodolina, jaruga i dolaca u obalnom pojasu oblikovane su mnoge luke, uvale i drage, a među njima su najznačajnije: uvala Bistrina, luka Slano, te uvale Doli, Smokvina, Budima i Janska (Magaš.et al., 2001).

Dubine mora u Koločepskom kanalu su veće od onih u Malostonskom zaljevu. Izobata u Koločepskom kanalu je 20 m u neposrednoj blizini obale (oko 50 – ak metara od obalne linije), osim u produžetcima potopljenih suhodolina ili u produžecima pojedinih rtova gdje su prisutni podmorski grebeni. Izobata od 50 m je prosječno udaljena od obale Šipana i Lopuda oko 200 m, dok je od obalne linije Jakljana udaljena za 500 m. Najveća dubina mora u Malostonskom zaljevu iznosi 19 m (Magaš.et al., 2001).

Kod geomorfološkog oblikovanja Elafita posebno su izraženi fluviokrški i padinski (derazijski) procesi (jaruženje, bujičenje). Uz obalu otoka, osobito one na JZ koje su izložene utjecaju juga s otvorene pučine Jadranskog mora, izrazit je utjecaj abrazije. Posljedica djelovanja svih tih procesa je razvoj specifičnih mezooblika, mikrooblika i nanoformi u reljefu Elafita. U geomorfologiji otoka Šipana, Lopuda i Koločepa ističu se dva usporedna vapnenačka hrpta, JZ i SI. Oni su odijeljeni središnjom otočnom udolinom, građenom pretežno od dolomita i ispunjenom mlađim naslagama, crvenicama i lesolikim formacijama. Ističu se vrhovi visina od 125 m (Križ na Koločepu) do 234 (Velji vrh). S obzirom na manje nadmorske visine vertikalna raščlanjenost je izrazitija u području JZ dijelu grebena otoka (Magaš.et al., 2001).

2.5. Strukturna geologija

Osnovna karakteristika strukturne geologije istraživanog područja je visok stupanj tektonske poremećenosti izražene strukturnim formama – navlakama i ljuskavim strukturama. Vrlo značajnu ulogu u razvoju tektonskih odnosa, reljefa i krških fenomena ima upravo ova građa (Bojanić & Goatti, 1985).

Na temelju geotektonske sheme (Petkovic et al., 1935, 1958), u istraživanom području Koločepskog kanala razlikujemo dvije osnovne tektonske jedinice razvijene na širokom području Dinarida: „para – autohton" uzduž obalnog pojasa i navlaka „visokog krša" u kojoj se nalazi najveći dio istraživanog područja. Reversni rasjed regionalnog karaktera razdvaja ove dvije jedinice.

Para – autohton izgrađuju vapnenci i dolomiti krede i tercijara, te eocenski fliš od kojeg se posebno ističe neprekinuta zona uzduž kontakta sa navlakom visokog krša, gdje fliš podilazi pod naslage ove navlake. Osnovno strukturno obilježje para – autohtona su bore i rasjedi reversnog karaktera s pravcem pružanja SZ – JI (Bojanić & Goatti, 1985), dijagonalni i poprečni rasjedi koji su uvjetovali pojavu vrela (Bojanić & Ivičić, 1984)

SI od reversnog rasjeda se prostire navlaka visokog krša, pri čemu rasjed dijeli ovu navlaku od para – autohtona. Navlaku visokog krša izgrađuju isključivo vapnenci i dolomiti trijasa i jure sa visokim stupnjem okršenosti, pri čemu se boranje očituje u širini litostratigrafskih zona i ponavljanju naslaga (Bojanić & Goatti, 1985). Poprečni rasjedi kod visokog krša za područja Slano – Zavala, Slano – Crnoglava predstavljaju drenove podzemne vode prema primorju (Bojanić & Ivičić, 1984).

Za vrijeme gornjeg trijasa do kraja krede došlo je do sedimentacije koja se odvijala u plitkovodnom režimu sa manjim litološkim varijacijama i oscilacijama morskog dna. Međutim u gornjoj juri i donjoj kredi nastala je stanovita diferencija facijesa i došlo je do lokalnog izdizanja kopnenih površina kada se stvarao boksit (Bojanić & Goatti, 1985).

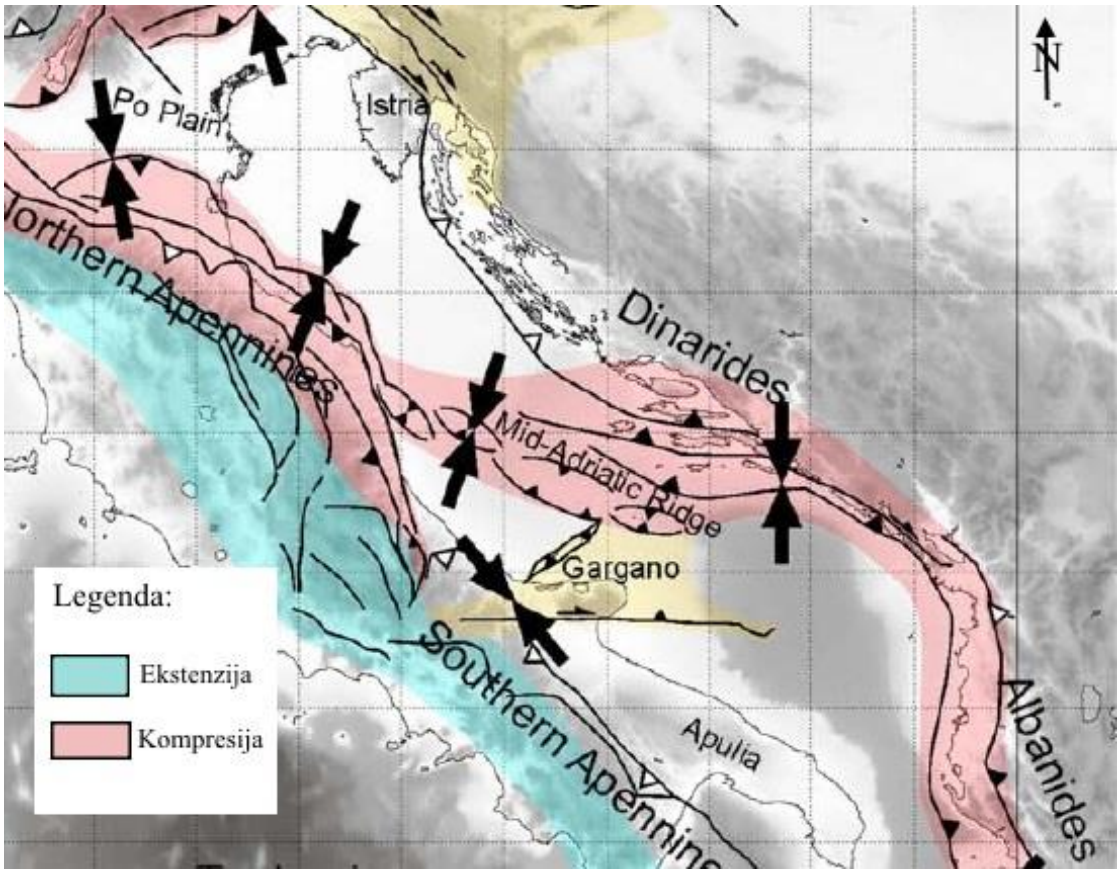
Laramijskom orogenezom došlo je do oplićavanja i prekida sedimentacije u gornjoj kredi i do stvaranja boksita, boćatih i slatkovodnih bazena u kojima su se taložili bituminozni, pločasti, tanko uslojeni vapnenci i laporoviti vapnenci (Bojanić & Goatti, 1985).

Transgresija je zastupljena krajem paleocena i početkom eocena. Ona označava novi sedimentacijski ciklus koji traje kroz cijeli eocen i dio donjeg oligocena. Za to vrijeme se talože foraminiferski vapnenci, te u nastavku naslage fliša (Bojanić & Goatti, 1985).

Početkom oligocena dolazi do novih orogenetskih pokreta koji su prekinuli sedimentacijski ciklus za vrijeme cijelog eocena i dijela donjeg oligocena. Od tada ovo područje postoji kao kopno. Za vrijeme savske faze alpske orogeneze došlo je do intenzivne tektonske aktivnosti u vidu nabiranja i razlamanja naslaga. Međutim mnogo kasnije, u toku pliocena i kvartara je formirana ova tektonska struktura (Bojanić & Goatti, 1985).

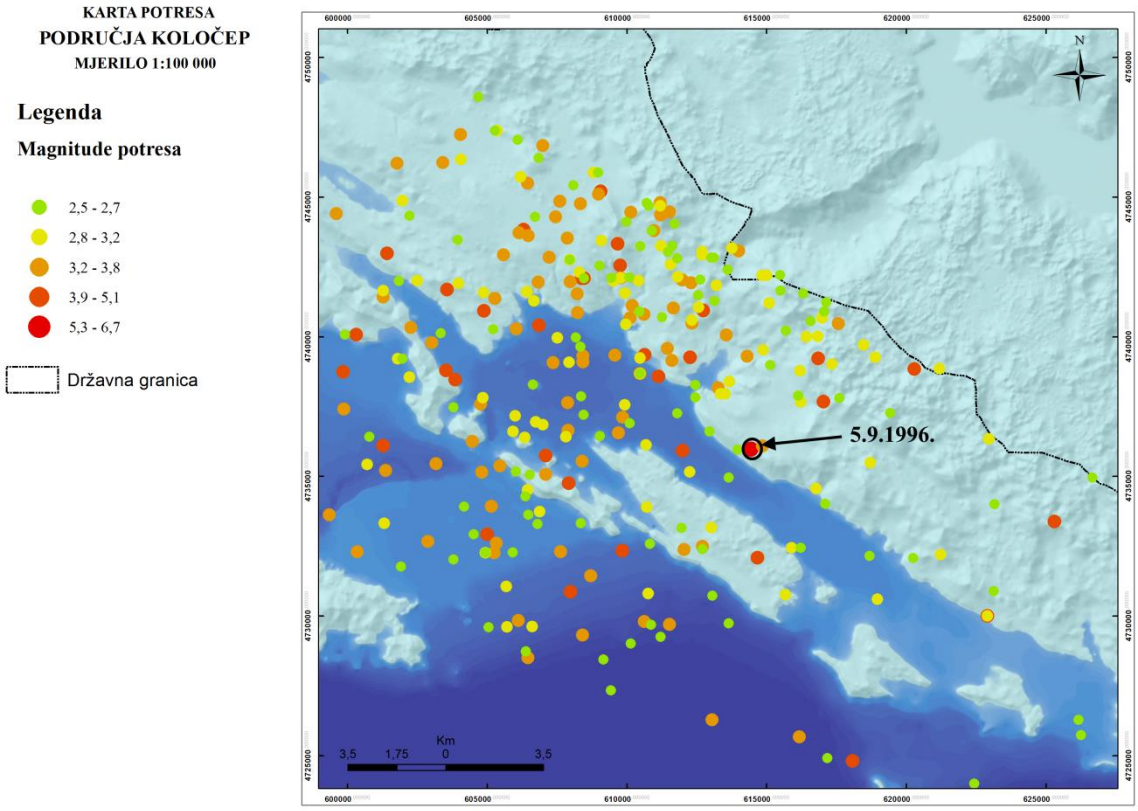
2.6. Seizmičnost područja

S obzirom na seizmički potencijal, širo područje Koločepa je najoznačenije područje u Hrvatskoj. Osnovni uzrok seizmičke aktivnosti na istočnoj obali Jadranskog mora leži u podvlačenju Jadranske mikroploče pod Vanjske Dinaride (slika 2.7.). Na našem području je značajna subdukcija Jadranske mikroploče, koja se pruža 40 km u unutrašnjost od obalne linije. Kao posljedica toga je aktivnost karbonatnog kompleksa i pomaka reversnog rasjeda unutar Jadrana, zajedno sa formacijama aktivnih zona uzrokovanim deformacijama strukturnih odnosa i stalnoj pojavi potresa (Kuk et al., 2000).



Slika 2.7. Prikaz podvlačenja Jadranske mikroploče pod Vanjske Dinaride (modificirano prema Scisciani & Calamita, 2009).

Broj i jakost potresa raste idući od SZ – JI, tako da se najveći broj potresa kao i najjači potresi događaju na JI dijelu od Stona, Dubrovnika do Albanije. Osim toga i povijesni nam podatci mogu dati uvid o broju potresa sa jačinom intenziteta oko IX° MCS i više, zabilježenih u istraživanom području (slika 2.8.) (Herak, 2016).



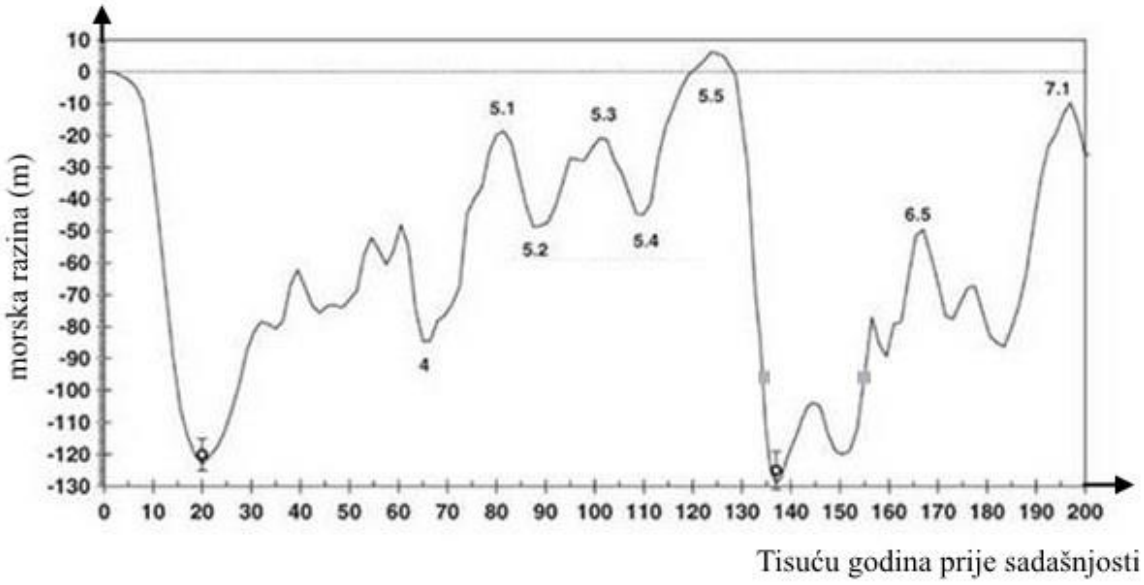
Slika 2.8. Epicentri potresa u okolici Koločepa, Hrvatski katalog potresa, 373 BC – 2015. (preuzeto Herak, 2016, http://seizkarta.gfz.hr) (zaokružen je „Stonski“ potres iz 1996. godine).

Kod područja istraživanja treba istaknuti Dubrovački potres iz 1667.godine (jačine intenziteta oko X° MCS) koji je oštetio mjesta Koločep i Lopud. 1850. godine zabilježen je potres jačine inteziteta VIII° MCS (Herak, 2016). Drugi jači potres se dogodio 5. rujna 1996.godine (M = 6.0, h = 13 km i I = VII – IX° MCS) u dubrovačkom primorju u području Stona i Slanog. Mikroseizmičke lokacije hipocentara više od tisuću naknadnih potresa, kao i CMT rješenje za žarišni mehanizam pomaka, ukazuju nam na to da se potres dogodio na reversnom rasjedu, nagnutom prema SI i pružanja SZ – JI. Najveća oštećenja su se dogodila u Stonu i Slanom (Markušić et al, 1998).

2.7. Promjene razine mora Jadrana tijekom geološke prošlosti

Tijekom geološke prošlosti promjene razina mora bile su učestale (slika 2.9.) i one su se značajno razlikovale u intezitetu i predznaku. Kvartar obilježavaju izrazite klimatske promjene praćene izmjenom glacijala i interglacijala. Brojna se istraživanja temelje na određivanju promjene morske razine tijekom kvartara, odnosno tijekom zadnjih 2,588

milijuna godina. Za vrijeme posljednjeg glacijalnog maksimuma (LGM) dolazi do porasta razine mora od oko 120 m. Najveći broj istraživanja zasniva se na opažanju oscilacija morske razine od LGM do današnjice (Fairbanks, 1989).



Slika 2.9. Dijagram promjene razine mora (modificirano prema Waelbroeck et al., 2002)

Kod promjena razina mora potrebno je razlikovati eustatske (globalne) i relativne (lokalne) (Van de Plassche, 1986). Eustatske promjene razine mora tijekom kvartara su posljedica stvaranja i otapanja ledenog pokrova (Lambeck & Chappell, 2001), što se povezuje s cikličkim promjenama orbitalnih parametara i varijacijama u solarnoj radijaciji koja doseže površinu Zemlje (Fairbanks, 1989). Te morske promjene obuhvaćaju cijelu Zemlju. Krivulje globalne promjene morske razine zahtjevaju postojanje tektonski stabilnog područja (Fairbanks, 1989). Pri relativnim promjenama razine mora dolazi do promjene razine položaja mora u odnosu na kopno. Obalna linija se može mijenjati zbog različitih lokalnih čimbenika, ali uz uvjet da globalna razina ostaje nepromijenjena. Na kraju relativna morska razina čini zbroj eustatskog, tektonskog i glacio – hidro – izostatskog utjecaja na određenom području (Van de Plassche, 1986; Lambeck & Chappell, 2001; Antonioli, 2003; Lambeck et al., 2004), dok utjecaj može imati težina i kompakcija sedimentnog pokrivača (Rovere et al., 2016).

Jadran je tektonski aktivno područje kao i naše područje istraživanja. Stoga je moguće rekonstruirati jedino krivulju relativne promjene razine mora. Subsidencija je izražena na prostoru sjevernog dijela Jadrana, dok na prostoru oko Trsta dolazi do

izdizanja (Ferranti et al., 2006; Antonioli et al., 2009). U ovom području su zastupljeni vertikalni pokreti uzrokovani prirodnim i antropogenim utjecajem. Središnji Jadran predstavlja prijelazno područje, dok na samom jugu, kao i na području istraživanja, dolazi do tektonskog izdizanja (Maselli et al., 2010). U Jadranu prilikom razmatranja promjena razine mora također treba u obzir uzeti utjecaj glacio – hidro – izostatske prilagodbe bez obzira na udaljenost prostora Jadrana od središta akumulacije ledenih pokrova (Antonioli et al., 2009).

Kao podjela kvartara kod promjene razine mora se često uzima zasnovana podjela na stabilnim izotopima kisika. Napravljena je podjela na MIS stadije (MIS – Marine Isotope Stages) jer tokom kvartara dolazi do izmjene interglacijala i glacijala, odnosno toplih i hladnih intervala koji su utvrđeni na temelju omjera kisikovih izotopa (δ18O) sadržanih u kućicama foraminifera koje grade sedimente istaložene na oceanskom dnu (Emiliani, 1955). Svakom stadiju su pridodane brojčane vrijednosti, pri čemu su glacijali označeni parnim brojevima, a interglacijali neparnim brojevima. Podjela našeg područja istraživanja započinje s holocenom koji ima oznaku MIS 1, MIS 2 i obuhvaća vremenski interval od 12 – 24 ka BP, ostale su MIS 3 (24 – 59 ka BP), MIS 4 (59 – 71 ka BP), MIS 5 (71 – 128 ka BP), MIS 6 (186 – 128 ka BP) i MIS 7 (245 – 186 ka BP) (Imbrie et al., 1984). Trajanje posljednjeg glacijalnog maksimuma (LGM) je od 30 – 19 ka BP (Lambeck & Chappell, 2001). Unutar svakog stadija toplije i hladnije faze, odnosno podstadiji označeni su slovnim oznakama.

2.7.1. MIS 7 (245 – 186 ka BP) , MIS 6 (186 – 128 ka BP)

Tijekom MIS 7 stadija se smatra da su bila izražena tri perioda visoke razine mora: MIS 7e (oko 238 ka BP), MIS 7c (oko 216 ka BP) i MIS 7a (oko 195 ka BP) (Bard et al., 2002). Za vrijeme MIS 7c razina mora je bila slična današnjoj, dok je za vrijeme MIS 7a bila za oko 9 – 18 m niža od današnje (Bard et al., 2002). Tijekom MIS 6 stadija razina mora je bila jednako niska kao tijekom LGM – a, odnosno znatno niža od današnje. Na temelju istraživanja siga na području Sardinije dokazano je da je tijekom MIS 6e morska razina bila 52 m niža u odnosu na današnju (Antonioli, 2003).

2.7.2. MIS 5 (128 – 71 ka BP)

Tijekom MIS 5 interglacijala morska razina je bila slična današnjoj. Posljednji interglacijal je MIS 5e i tijekom tog stadija razina mora je bila oko „6±3" m viša od današnje (Lambeck et al., 2004; Ferranti et al., 2006). Dokaz tome su istraživanja u

tektonski stabilnim područjima na prostoru Mediterana. Za vrijeme MIS 5d i MIS 5b razina mora nije nikad pala ispod -22 m. Istraživanja globalnih promjena razina mora su pokazala da je tijekom MIS 5c razina mora bila vjerojatno više od 20 m niža u odnosu na današnju razinu (Waelbroek et al., 2002; Siddall et al., 2003). Prema istraživanju Dorale et al., 2010 (Surić et al., 2014) za vrijeme MIS 5a razina mora je bila 1 m viša od današnje. Zabilježen je raspon relativne razine mora tijekom MIS 5a podstadija od -30 do +10 m u odnosu na današnju razinu mora (Coyne et al., 2007; Surić, 2009).

2.7.3. MIS 4 (71 – 59 ka BP), MIS 3 (59 – 24 ka BP)

Za vrijeme MIS 4 i MIS 3 stadija u odnosu na MIS 5 i holocen razina mora je bila niska. Ovaj stadij je obilježen glacijalnim uvjetima, gdje bi u generalnom smislu parni MIS stadiji trebali predstavljati glacijale, a neparni interglacijale. Iznimka je MIS 3 stadij gdje je razina mora bila oko 60 m do 90 m niža u odnosu na današnju (Waelbroek et al., 2002; Siddall et al., 2003; Siddall et al., 2008) i upravo iz tih razloga se MIS 3 ne može smatrati interglacijalom. U prvoj polovici MIS 3 stadija razina mora je bila 20 m viša u odnosu na drugu polovicu ovog perioda (Siddall et al., 2008).

2.7.4. Posljednji glacijalni maksimum (LGM) – Holocen (30 ka BP – danas)

Većina istraživanja promjena razine mora kao i kod područja našeg istraživanja se odnosi na period nakon posljednjeg glacijalnog maksimuma (LGM). Prema Fairbanksu (1989), globalna razina za vrijeme LGM-a je bila „121±5 m“ niža u odnosu na današnju. LGM započinje prije 30 ka BP i traje do oko 19 ka BP, a predstavlja razdoblje najniže razine mora (Lambeck & Chappell, 2001). Nagli porast razine mora je uzrokovan otapanjem leda, a taj porast nije bio jednolik. Postojala su 2 intervala bržeg porasta morske razine: MWP IA (Melt Water Pulse) (16 – 12,5 ka BP) i MWP IB (11,5 – 8 ka BP) (Fairbanks, 1989). Ove dvije faze porasta morske razine bile su prekinute kratkim intervalom kada se smanjila brzina porasta morske razine, tijekom mlađeg drijasa. Današnji volumen oceani su dosegnuli prije oko 7 000 godina (Lambeck & Chappell, 2001).

3. METODE ISTRAŽIVANJA

3.1. Akustične metode

Primjena geofizičkih metoda je značajna u istraživanju morskog okoliša. U plitkomorskim okolišima koriste se geofizičke metode istraživanja koje se zasnivaju na korištenju akustičkih valova i omogućavaju istraživanja različitih obilježja morskog dna i potpovršina prekrivenih stupcem morske vode. Korištenjem akustičnih metoda nastoje se dobiti podaci o dubini vodenog stupca, morfologiji morskog dna, tipu sedimenata na morskom dnu, potencijalnim arheološkim nalazištima i predviđanju opasnosti. Fizička svojstva vode i svojstva sedimenata u blizini površine će utjecati na veliki raspon primjena koja će ovisiti o značajkama sustava koji se koristi (Morang et al., 1997).

S obzirom da se fizička svojstva zemljine unutrašnjosti mijenjaju vertikalno i lateralno, interpretacija dobivenih podataka se zasniva na nizu pretpostavki. Na temelju detaljnih znanstvenih istraživanja geofizičke metode nam mogu pružiti geološki okvir jer korištenjem isključivo jedne geofizičke metode rijetko se pruža dovoljno informacija. Dobiveni podaci se stoga nadopunjavaju uzorcima sedimenata, jezgrama ili dodatnim geofizičkim istraživanjima kako bi se podaci korelirali i dobili rezultati na temelju nekoliko različitih metoda (Morang et al., 1997).

Uređaji koji se zasnivaju na primjeni zvuka i ultrazvuka i koji se koriste za prikupljanje geofizičkih podataka u istraživanjima morskih okoliša se razlikuju prema frekvencijama koje koriste (Tablica 3.1.). Stoga se akustičke metode mogu općenito podijeliti na sustave koji koriste visoku i nisku frekvenciju (Morang et al., 1997).

Tablica 3.1. Prikaz osnovnih akustičnih metoda, odgovarajućih frekvencija i njihove osnovne primjene (Morang et al., 1997).

AKUSTIČKI SUSTAV	**FREKVENCIJA (kHz)**	**UPOTREBA**
Morsko dno i dubina vodenog stupca		
Dubinomjeri (jednostruki snop)	12 – 200	mjerenje dubine vode za kartiranje batimetrije
Dubinomjeri (višestruki snop)	75 – 455	kartiranje topografije i struktura morskog dna
Panoramski dubinomjeri	38 – 455	kartiranje topografije morskog dna, tipa sedimenata, tekstura, struktura, izdanaka, te materijala koje je čovjek stvorio
Geološki dubinomjeri		
Pretvornici	3,5 – 7,0	penetracija u potpovršinske sedimente s visokom rezolucijom

Korištenjem visokih frekvencija povećava se rezolucija, a smanjuje se dubina prodiranja. Niža frekvencija ima sposobnost penetracije u sedimente. U istraživanju plitkomorskim okoliša često se koriste geološki (engl. *sub – bottom profiler*) (slika 3.1. lijevo) i panoramski dubinomjer (engl. *side – scan sonar*) (slika 3.1. desno) te dubinomjer s jednostrukim (engl. *singlebeam*) i višestrukim snopom (engl. *multibeam*) (Tablica 3.1.). Ovi navedeni sustavi iniciraju širenje akustičkih impulsa u vodi i mjere proteklo vrijeme između upućivanja impulsa i dolaska povratnog signala reflektiranog s raznih površina na ili ispod morskog dna (Morang et al., 1997).



Slika 3.1. Geološki dubinomjer (engl. *sub – bottom profiler*) lijevo, Panoramski dubinomjer (engl. *side – scan sonar*) desno

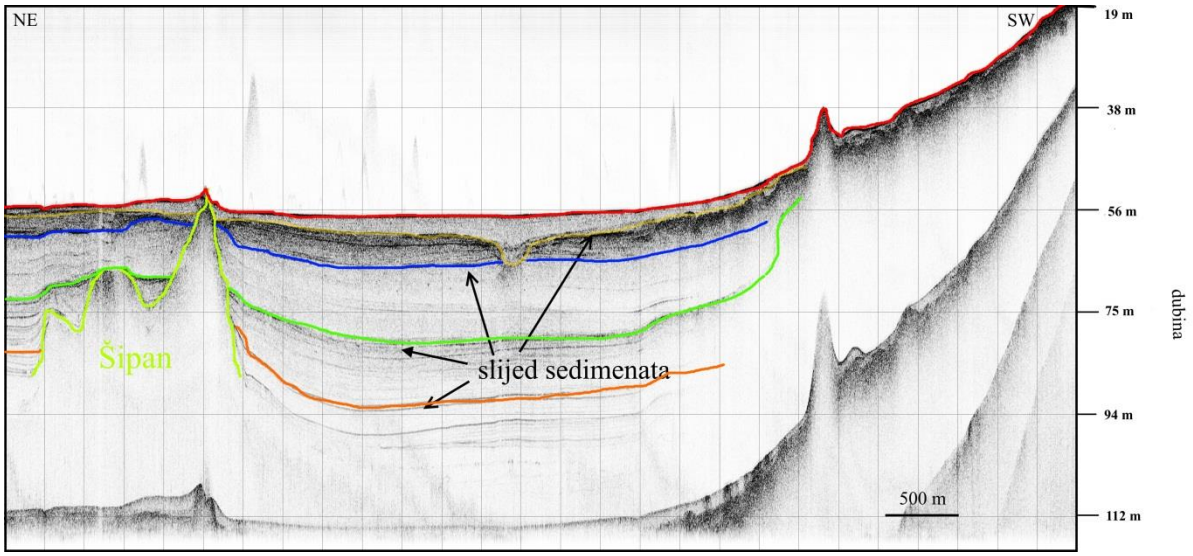
Kod hidrografskih istraživanja, koji za cilj imaju dobiti točne batimetrijske podatke, koriste se dubinomjeri s jednostrukim snopom. Ti dubinomjeri mjere ozvučenu točku vertikalno ispod istraživačkog plovila, dok dubinomjeri s višestrukim snopom omogućavaju stvaranje trodimenzionalnog prikaza podmorskih struktura i topografije uz postizanje visoke rezolucije, na način da snimaju morsko dno kroz veliki broj zraka koje prekrivaju široke pojaseve sa svake strane linije plovidbe istraživačkog broda. Panoramski dubinomjer pruža sliku na temelju koje je moguće razumjeti značajke materijala na morskom dnu, a geološki dubinomjeri se koriste za dobivanje prikaza potpovršine morskog dna visoke rezolucije. Time se omogućava bolja interpretacija sedimentacijskih procesa koja se odvijala na morskom dnu (Damuth, 1980).

Geološki dubinomjer ima raznoliku primjenu i koristi se prilikom različitih geoloških istraživanja. Jedna od najraširenijih i najuspješnijih primjena geološkog dubinomjera u plitkomorskim područjima je u istraživanju kvartarne sukcesije sedimenata, gdje su debljina i tip sedimenata u priobalnom području takvi da većina različitih tipova geoloških dubinomjera može prodrijeti u njih. Geološki dubinomjer se koristi za određivanje morfologije morskog dna, debljine nekonsolidiranih sedimentnih paketa, stratigrafskog slijeda naslaga, te potopljenog krškog reljefa i za istraživanje stratigrafije

potpovršine morskog dna u cilju bolje interpretacije sedimentacijskih procesa koji se događaju na dnu mora. Ova metoda nam daje podatke o morfologiji i geološkim strukturama, gdje je moguće prepoznavanje erozijskih površina, ploha diskontinuiteta, bora, rasjeda i sličnih karakteristika. Podacima iz jezgri sedimenata i uzorcima površinskih sedimenata, ova metoda i ostale metode nam omogućavaju paleookolišnu rekonstrukciju našeg istraživanog područja povezanog s promjenom morske razine i istraživanja kvartarnih sukcesija sedimenata (Saito et al., 1998; Çağatay et al., 2003; Garcia – Garcia et al., 2004; Micallef et al., 2013; Foglini et al., 2015).

3.1.1. Prikaz dobivenih profila

Upotrebom geološkog dubinomjera dobiveni profili nisu u cjelosti prikazani kao stvarni prikaz poprečnog presjeka potpovršine morskog dna. Međutim promjene u litologiji se uočavaju ukoliko se stvaraju razlike u akustičnoj impendanciji kao i kod našeg istraživanog područja (slika 3.2.). Ta interpretacija podataka je složena, ali može biti i nepouzdana. Kod interpretacije potpovršinskih geoloških struktura, ukoliko postoji razumijevanje geoloških procesa i geološke građe istraživanog područja, ti nam podaci mogu biti veoma korisni (Morang et al., 1997; Stoker et al., 1997; Gustafson, 2012). Današnji zapis je u digitalnom obliku.

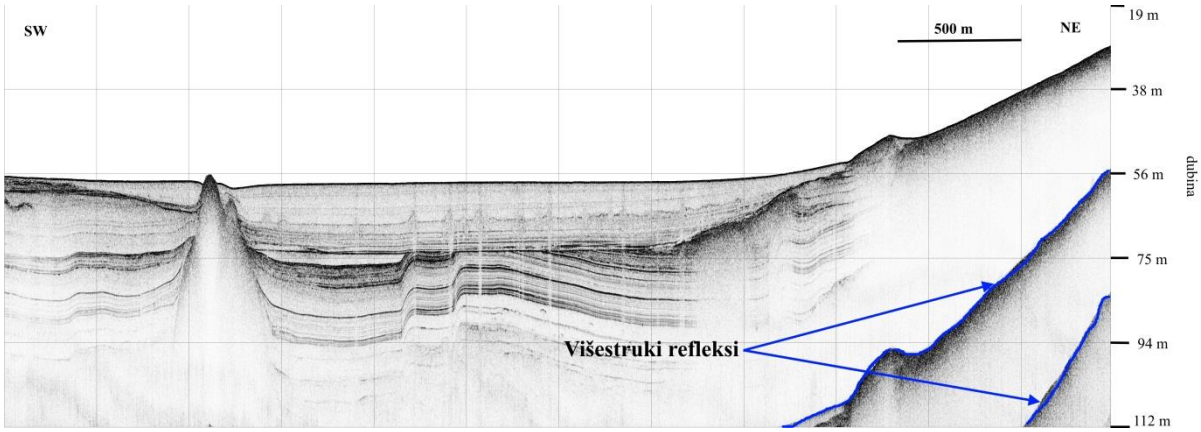


Slika 3.2. Prikaz seizmičkog profila 21_L9 dobivenog parametrijskim geološkim dubinomjerom, Koločepski zaljev.

Podaci se vrši digitalno i postoje ograničenja s obzirom na postizanje rezultata i na temelju brojnih parametara refleksije se prepoznaju različite značajke na dobivenim

profilima (Morang et al., 1997). Interpretacija se zasniva na radovima Mitchum et al., 1977, Stoker et al., 1997, Berryhill, 1986, Stoker et al., 1997 za kvartarne naslage na kontinentskom šelfu i padini.

Pojava višestrukih refleksa predstavlja problem u istraživanju plitkomorskih okoliša. Razlikujemo dva tipa višestrukih refleksa: kratkog puta i dugog puta. Oni kratkog puta dolaze brzo nakon primarne refleksije, pri čemu produžuju trajanje impulsa primarnog signala, dok višestruki refleksi dugog puta dolaze kasnije kao odvojeni događaji (Badley, 1985; Evans et al., 1995; Stoker et al., 1997). Kod našeg istraživanog područja je višestruki refleks morskog dna kratkog puta (slika 3.3.). Do višestrukog refleksa dolazi kada se zvučna energija reflektira s morskog dna, putuje do granice vode i zraka, te se potom opet reflektira prema morskom dnu.



Slika 3.3. Seizmički profil 22_L10 s vidljivim višestrukim refleksom, Koločepski zaljev.

Površina mora zbog velike razlike u impedanciji između zraka i vode predstavlja izvrstan reflektor. Kada postoji dovoljna količina energije i kada uvjeti u sedimentu pogoduju tome, povratni put se ponavlja u navrata. Interpretacija je otežana kada se višestruki refleksi pomiješaju s refleksima potpovršinskih horizonata, a oni se mogu prepoznati tako što se prvi višestruki refleks pojavljuje na dubini dvostrukoj od dubine dna, te imaju dvostruko veći nagib od nagiba morskog dna (slika 3.3.). Svaki slijedeći višestruki refleks nalazi se na udaljenosti koja odgovara dubini vodenog stupca (Saucier, 1970). Funkcija akustične reflektivnosti materijala na morskom dnu je amplituda višestrukog refleksa. Jake reflekse i snažne višestruke reflekse stvaraju stijene, šljunak i pijesak, dok mulj stvara slabe višestruke reflekse i uz to je slab reflektor. Kod podataka prikupljenih istraživanjem šelfa višestruku refleksi morskog dna predstavljaju jedan od glavnih problema u interpretaciji pa je potrebno razlikovati primarne reflekse od višestrukih

refleksa. Snaga višestrukog refleksa morskog dna je često veća nego dubljih potpovršinskih reflektora, te postaje nemoguće interpretirati reflektore ispod prvog višestrukog refleksa morskog dna i značajan dio sedimentne sukcesije postaje „zamračen“ serijom višestrukih refleksa (Stoker et al., 1997).

Podaci dobiveni akustičnim metodama nemaju dubine izražene u metrima, već u milisekundama, koje predstavljaju dvosmjerno vrijeme puta (TWT). Kako je točna brzina zvuka kroz pojedine jedinice rijetko dostupna, kao prosječna brzina u izračunima dubina uzima se 1500 m/s. Iz dobivenih podataka TWT možemo izračunati dubine između pojedinih reflektora prema jednadžbi (Stoker et al., 1997):

$$D = \frac{TWT}{2} \times V \qquad (3.1.)$$

,pri čemu je: D = dubina, TWT = dvosmjerno vrijeme puta, a V = prosječna brzina akustičnog signala.

3.2. Moduli i podloge za delinaciju sliva

Sustav koji se koristi za upravljanje prostornim podatcima i osobinama koje su njima pridružene se naziva geografski informacijski sustav (GIS). U najstrožem smislu to je računalni sustav sposoban za integriranje, spremanje, uređivanje, analiziranje i prikazivanje geografskih informacija (Perković, 2010).

3.2.1. Digitalni model reljefa (DMR)

Digitalni model reljefa-DMR (engl. *Digital Elevation Model DEM*) predstavlja reljef (površina Zemlje) koji je numerički definiran nizom točaka s tri koordinate (X, Y i Z) i to u digitalnom obliku, a takav model ne sadrži vegetaciju niti izgrađene objekte (Perković, 2010).

Koriste se točke isključivo sa sve tri koordinate, a mogu biti:

- nepravilno rasute na cijeloj površini (trokuti – TIN),
- na pravilnoj mreži kvadrata,
- na profilima.

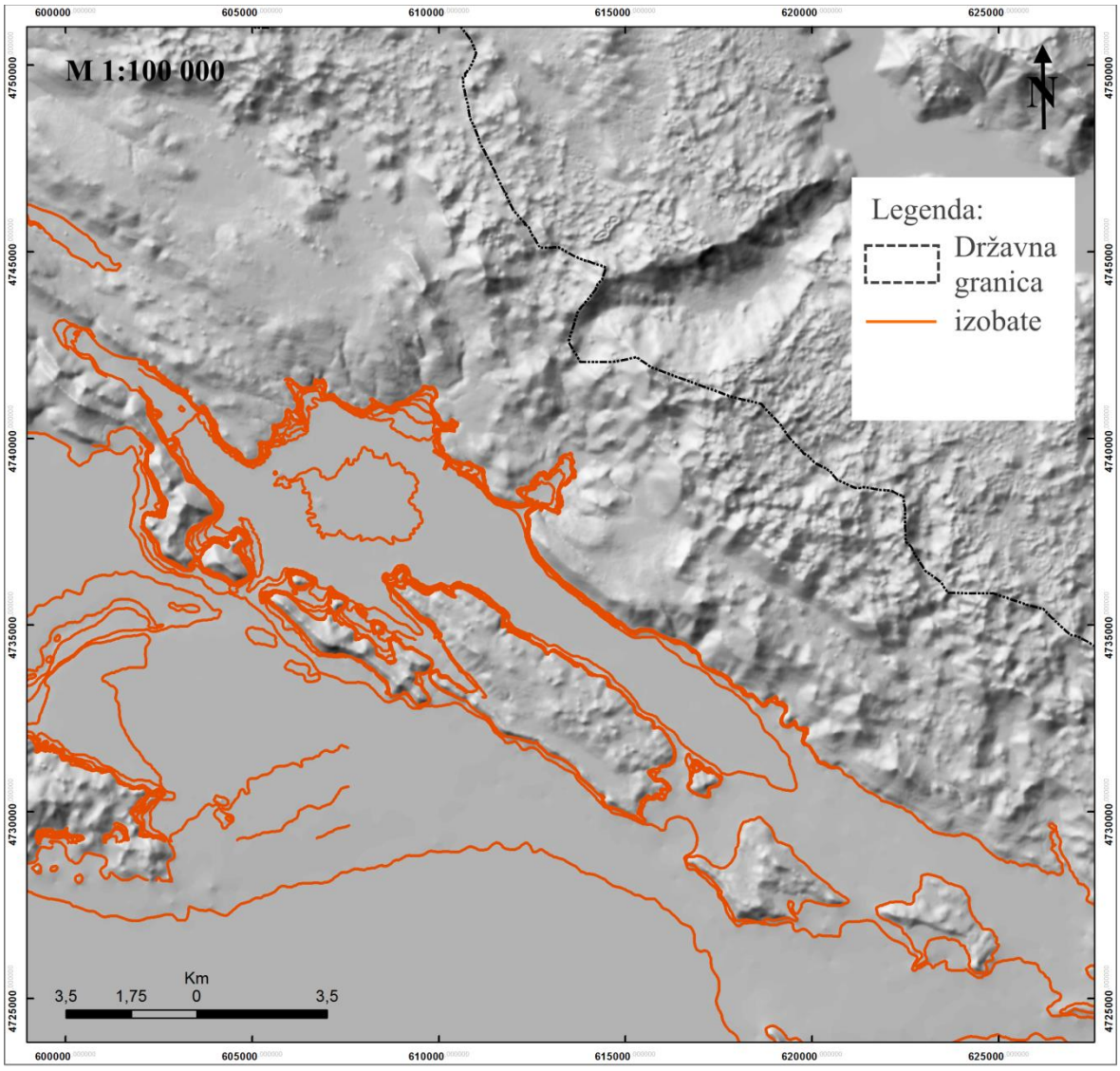
Neposrednom izmjerom na terenu, georeferenciranjem satelitskih podataka, fotogrametrijskom izmjerom i digitalizacijom karata (točaka i izohipsa – linija koje spajaju

točke jednake nadmorske visine nad površinom mora) dobivaju se točke kod DMR – a, a rezultat digitalnog modela izgleda kao (Perković, 2010):

- prikaz 3D linijama (linijama oblika i prijelomnicama),
- prikaz pojedinačnim markantnim točkama – kotama,
- prikaz izohipsama i kotama (digitalni model visina),
- prikaz profilima,
- prikaz sjenčanim reljefom.

3.2.2. Metoda određivanja slivova

Slivovi su iscrtani (delineirani) na temelju digitalnog modela reljefa (DMR ili DEM – a) (slika 3.4.) koristeći alat Spatial Analyst u ESRI ArcGIS 9.3.1. DMR je izrađen prema topografskoj karti RH (DGU) i batimetrijskim kartama mjerila 1:25 000 , Listovima Olipa i Slano mjerila 1:25 000 (HHI, 1987), a veličina ćelije mu je 25 metara. Cijeli proces korištenja niza funkcija u ESRI – jevom alatu Spatial Analyst – Hidrology opisan je na slici 3.5.

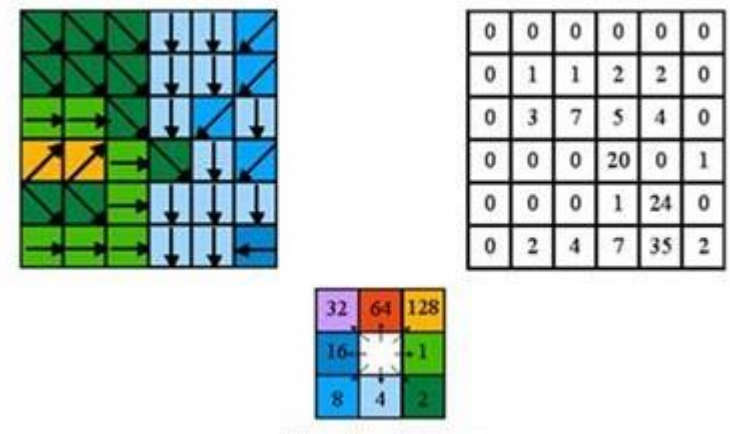


Slika 3.4. Prikaz DEM-a u rezoluciji 25x25

Iz DMR-a je prvo izračunat smjer toka (engl. *Flow direction*) Potom je iz DMR-a izderiviran novi DMR bez depresija (engl. *depresionless DEM*). ArcGIS podatcima dobivenim funkcijom Flow direction iz novog DMR-a se može izraditi raster akumulacije toka (engl. *Flow accumulation*).

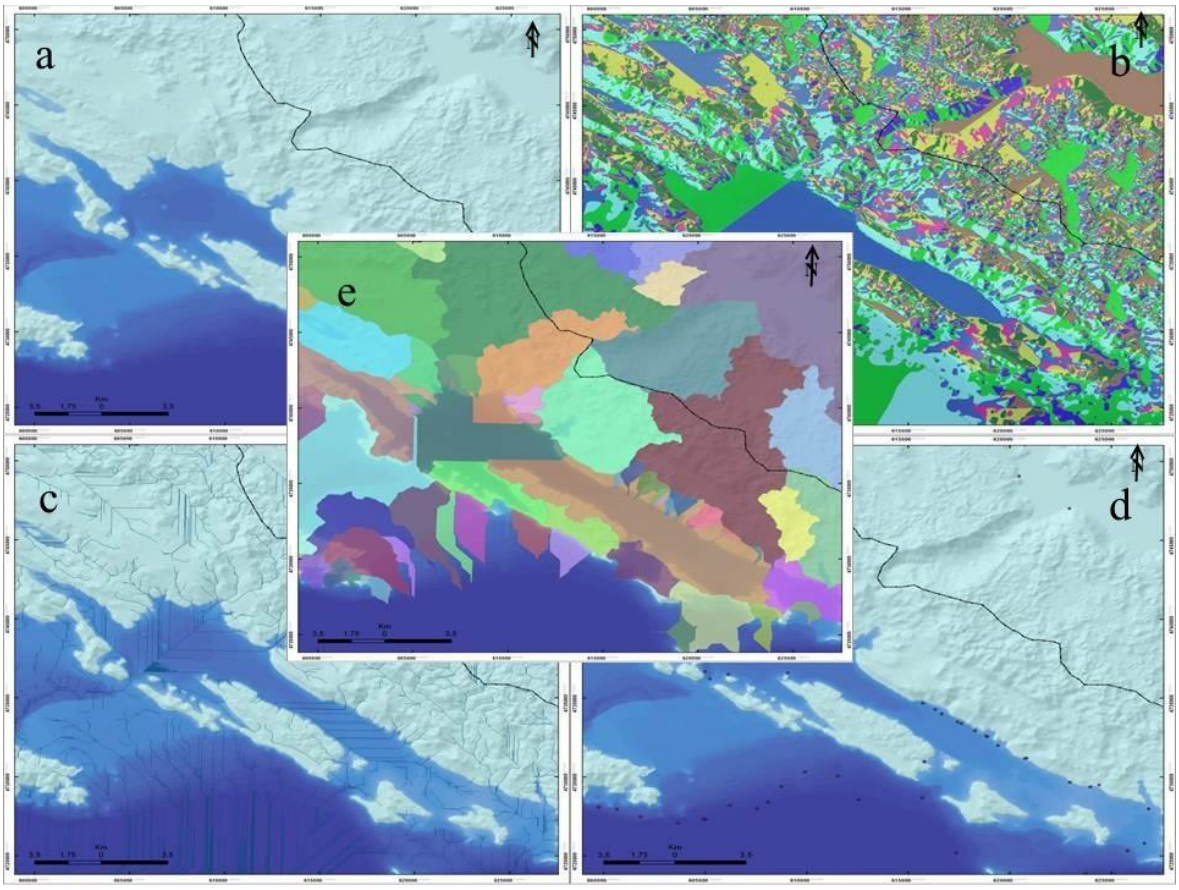
Kako je prikazano na slici 3.5, ova funkcija računa akumulirani tok kao akumuliranu težinu (vrijednost) svih ćelija koje niz padinu teku jedna u drugu. Dobivene vrijednosti predstavljaju količinu padalina koja bi tekla u ćeliju, ako pretpostavimo da pritom nema zapreka, evapotranspiracije ili gubitka u podzemlje. Ćelije s visokim vrijednostima akumulacije toka onda možemo koristiti za definiranje tokova (površinskih), a ćelije s akumulacijom toka = 0 predstavljaju uzdignuća i koriste se za određivanje

grebena. Drugim riječima, ova funkcija služi za određivanje površinskog drenažnog sustava istraživanog područja.



Slika 3.5. Lijevi kvadrat prikazuje smjer toka iz svake ćelije, a desni broj ćelija koje teku u svaku ćeliju. Srednji kvadrat prikazuje kodiranje smjera toka

Kada je završeno definiranje smjera toka vode, određena su mjesta istjecanja vode iz sliva (engl. *Pour point*). To je najčešće najniža točka sliva. Funkcijom *Watershed* su prethodno izračunati elementi *Flow direction* i *Pour point* i iscrtane granice slivova (odnosno podslivova). Svi koraci u kartografskom obliku vide se na slici 3.7.



Slika 3.6. Karte koje prikazuju pet koraka pri iscrtavanju slivova: a) DMR (Digitalni model reljefa); b) Smjer toka (engl. *Flow direction*); c) Akumulacija toka (engl. *Flow accumulation*); d) Mjesta istjecanja (engl. *Pour point*); e) Definirani slivovi i podslivovi

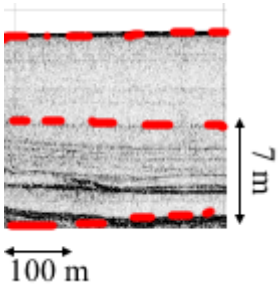
Kao rezultat izrađen je GIS sloj sa izdvojenim slivovima i podslivovima.

4. REZULTATI

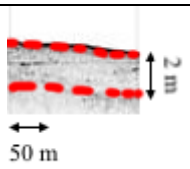
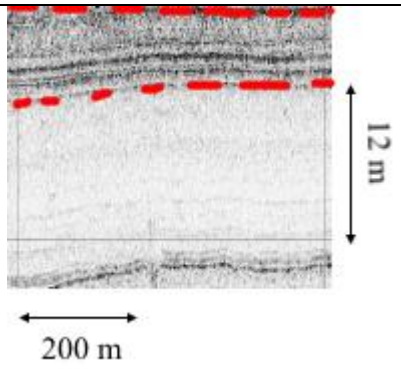
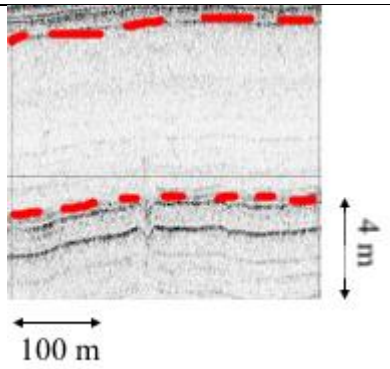
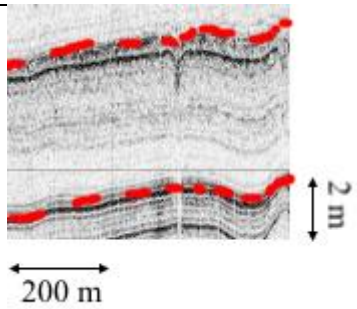
4.1. Rezultati i interpretacija geofizičkog snimanja podmorja

Na temelju analize seizmičkih profila podmorja bazena Koločepskog kanala interpretirani su seizmički profili na temelju karakteristika akustičnih jedinica. Na temelju geofizičkog snimanja i akustičnih profila bilo je moguće izdvojiti 9 akustičnih jedinica u stratigrafskom slijedu od starijih (akustična jedinica H) prema mlađima (akustična jedinica A1) prikazanih u tablici 4.1. Granice između jedinica postavljene su na temelju jakih akustičnih reflektora i homogenosti samih jedinica. Jaki reflektori su interpretirani kao promjene/prekidi u sedimentaciji, a interpretiraju se u smislu povećanja gustoće sloja koja daje takav akustični signal. Na temelju akustičnih jedinica, te njihovih granica i debljina napravljena je rekonstrukcija geoloških procesa u bazenu pri čemu se opisalo taloženje sedimenata kao posljedice promjene razina mora i hidroloških (hidrogeoloških) uvjeta i donosa sedimenata iz sliva tijekom kasnog pleistocena i početkom holocena.

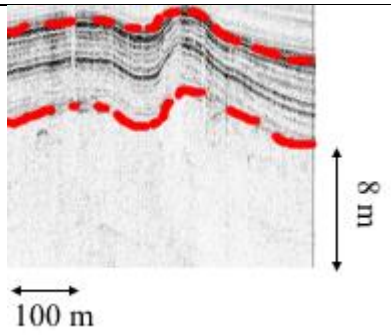
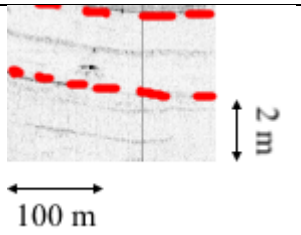
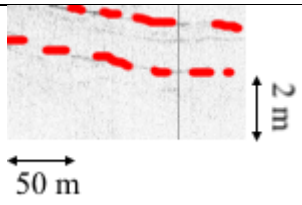
Tablica 4.1. Interpretacija akustičnih jedinica u bazenu Koločepskog kanala.

Akustične jedinice	Akustičke karakteristike	Reprezentativni primjeri
A A1 (gore) A2 (dole)	A1 – refleksi srednje do visoke amplitude. Akustično prozirna jedinica sa nekoliko slabih paralelnih reflektora unutar profila. Starija A2 jedinica odvojena je neravnim ali izraženim reflektorom unutar jedinice. Jasno se naziru srednje do jako gusti i paralelni reflektori. Najveća debljina jedinice A1 iznosi 8 m, a dok kod jedinice A2 iznosi <0,5 m – 7 m. Jedinice A1 i A2 uvijek su odvojene su od starijih jedinica izrazito jakim neravnim reflektorom koji je interpretiran kao erozijski događaj.	

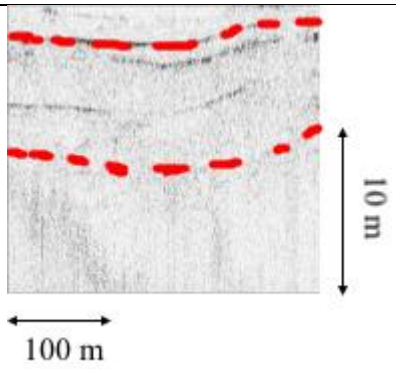
Tablica 4.1. Interpretacija akustičnih jedinica u bazenu Koločepskog kanala.

Akustične jedinice	Akustičke karakteristike	Reprezentativni primjeri
El	Gotovo akustično neprozirna jedinica. U većini profila maskira starije naslage koje su u podini. Debljina jedinice El prosječno iznosi 3 m.	
B	Jedinica sa izrazito jakim paralelnim reflektorima odvojena izraženim refraktorom od jedinice C na koju konkordantno naliježe u cijelom bazenu. Prosječna debljina jedinice iznosi 4 m.	
C	Refleski niske do srednje amplitude. Slabo izraženi refraktori unutar jedinice. Prosječna debljina jedinice iznosi 6 m.	
D	Jedinica je odvojena od krovinskih i podinskih naslaga snažnim refraktorima koji su uglavnom paralelni sa krovinskom jedinicom (C) i podinom (E). Prosječna debljina jedinice iznosi 10 m	

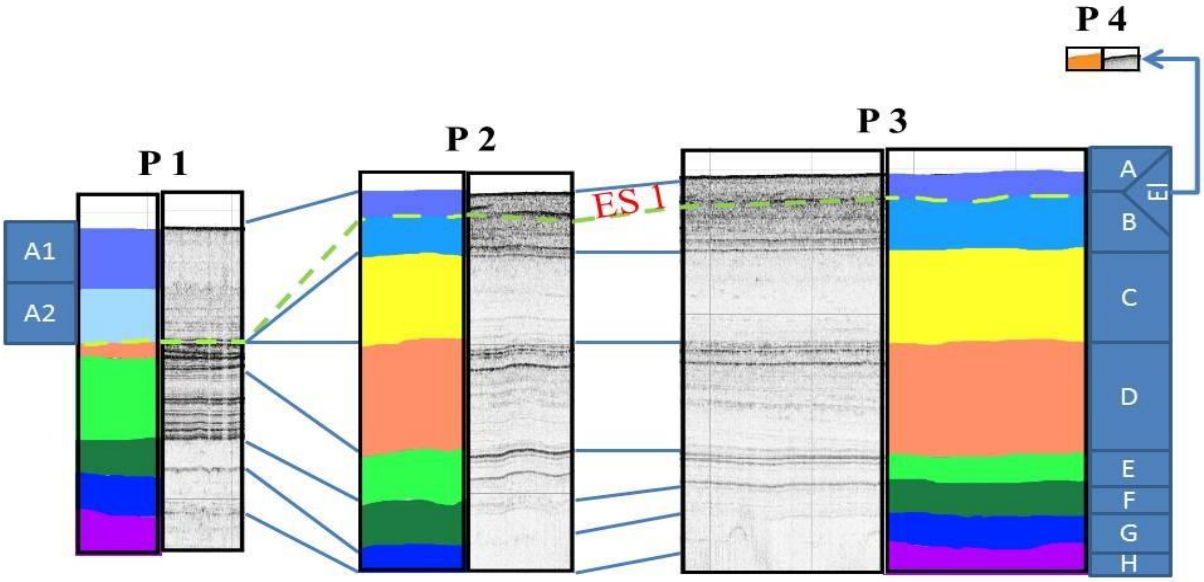
Tablica 4.1. Interpretacija akustičnih jedinica u bazenu Koločepskog kanala.

Akustične jedinice	Akustičke karakteristike	Reprezentativni primjeri
E	Ova jedinica sadrži niz internih oštrih paralelnih refleksa srednje do visoke amplitude. Prosječna debljina jedinice je 5 m.	
F	Ova jedinica kao i jedinice G i H se nalaze na granici razlučivosti instrumenta te osim nekoliko slabih reflektora karakterizira je nešto snažniji refraktor koji čini granicu sa podinskom G jedinicom. Unutar jedinice javljaju se izolirani parabolični refraktori. Prosječna debljina jedinica iznosi 2 m.	
G	Refleski slabe amplitude. Slabi refraktori unutar jedinice. Jedinica je paralelna sa krovinskim i podinskim jedinicama. Donja granica razlučivosti instrumenta. Prosječna debljina jedinice iznosi 2 m.	

Tablica 4.1. Interpretacija akustičnih jedinica u bazenu Koločepskog kanala.

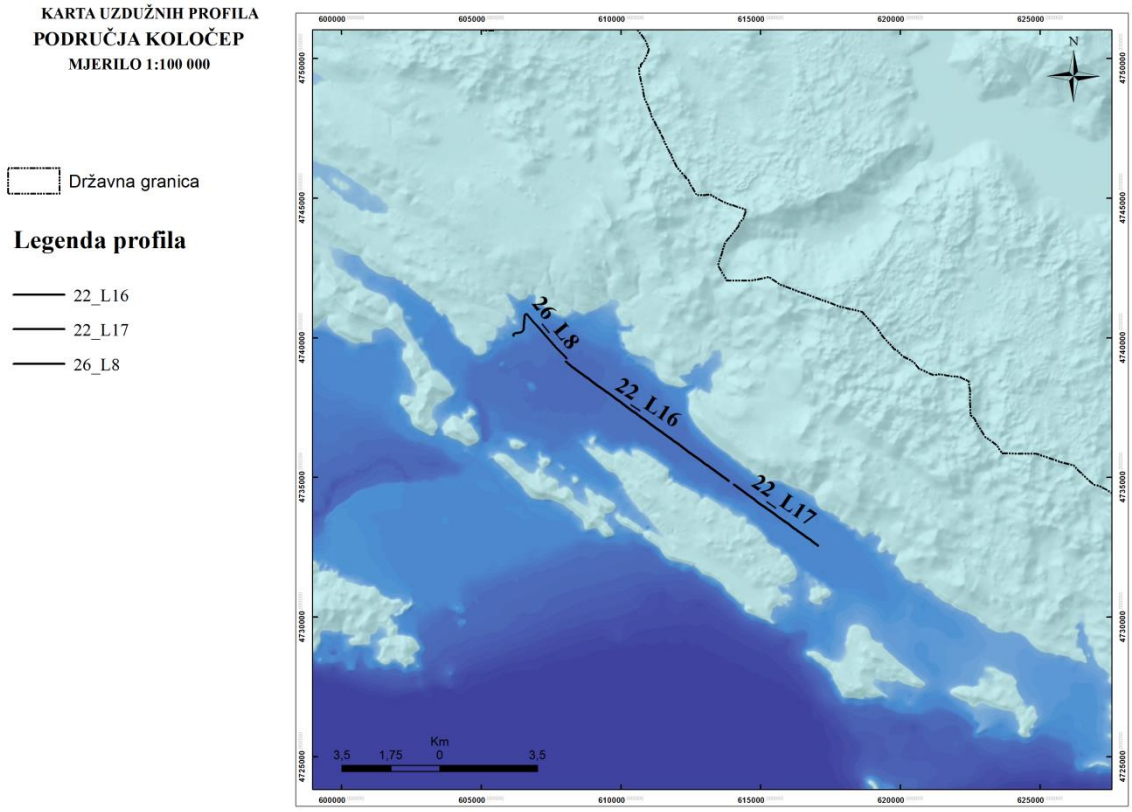
H	Jedinica slična jedinici G koja se nalazi u krovini. Debljina jedinice iznosi oko 4 m.	

Na slici 4.1. prikazana je korelacija izdvojenih akustičnih jedinica na seizmičkim profilima u bazenu Koločepskog kanala gdje su postavljeni stupovi klasifikacije jedinica u slijedu od najmlađih do najstarijih (od gore prema dolje A – H). Izvučene su njihove granice krovine i podine, svaka jedinica je geološki interpretirana, imenovana i označena u boji kako bi se razlikovale. Jedinice od H do B su konkordantne i predstavljaju kontinuiran slijed bazenskog taloženja sa mogućim kraćim hijatusima. Ove naslage su rasjedane i borane u središnjem i JI dijelu bazenu uslijed tektonike.



Slika 4.1. Pregled izdvojenih akustičnih jedinica izdvojenih na seizmičkim profilima u bazenu Koločepskog kanala

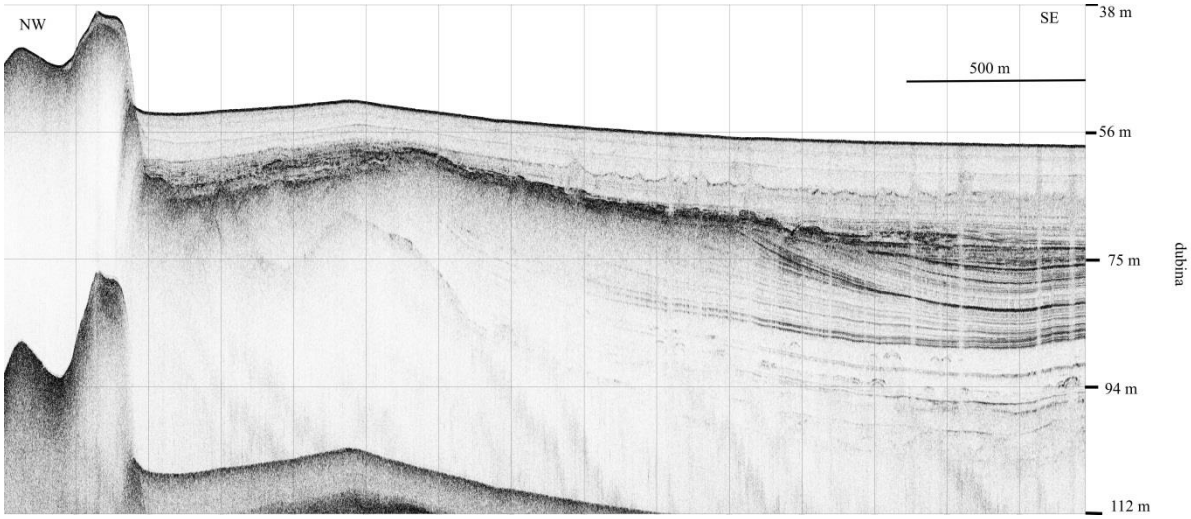
U pravcu pružanja SZ – JI prikazna su tri seizmička profila (26_L8, 22_L16 i 22_L17) u bazenu Koločepskog kanala (slika 4.2.).



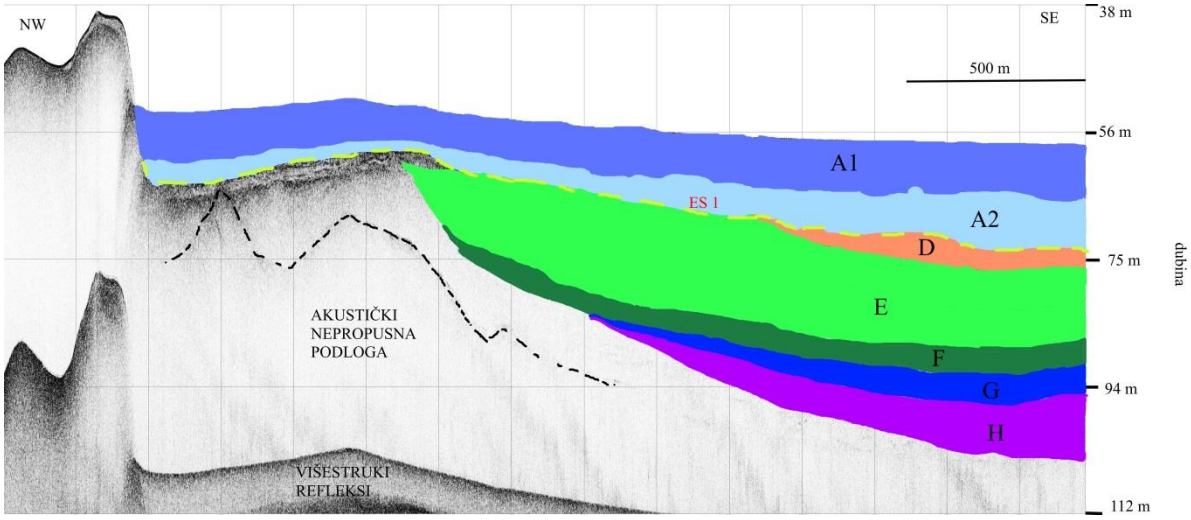
Slika 4.2. Karta uzdužnih seizmičkih profila pružanja SZ-JI

Na seizmičkom profilu 26_L8 (slika 4.3. i 4.4.) najmlađa akustična jedinica A je podijeljena na dvije jedinice A1 (maksimalne debljine 6 m) i A2 (maksimalne debljine 7 m). Granicu između jedinice A1 (podina) i A2 (krovina) čine izrazito jaki neravni reflektori koji su interpretirani kao erozijski događaj. Na temelju jakih refraktora na profilu je izdvojena erozijska granica između jedinica A2 (podina) i D (krovina). Maksimalna debljina jedinice D iznosi 3 m i idući od JI prema SZ jedinica počinje isklinjavati u središnjem dijelu profila. Granica između akustičnih jedinice D i E je određena na temelju snažnih refraktora na podini jedinice D i krovini jedinice D. Maksimalna debljina akustične jedinica E iznosi 10 m. Na temelju niza oštrih paralelnih refleksa, srednje do slabih amplituda izdvojene su granice između jedinice E (podina) i F (krovina). Maksimalna debljina jedinice F iznosi 4 m. Granicu između jedinice F (podina) i G (krovina) čine refleksi slabe amplitude s snažnijim refraktorom. Maksimalna debljina jedinice G iznosi 4 m. Na dnu profila određena je granica između G (podina) i H (krovina). Granica je određena na temelju refleksa slabih amplituda s slabijim refraktorima i

maksimalna debljina jedinice H iznosi 8 m. Nakon erozijskog reflektora ES1 talože se jedinice A1 i A2 koje diskordantno naliježu na podinske naslage E i D te na akustično nepropusnu podlogu.



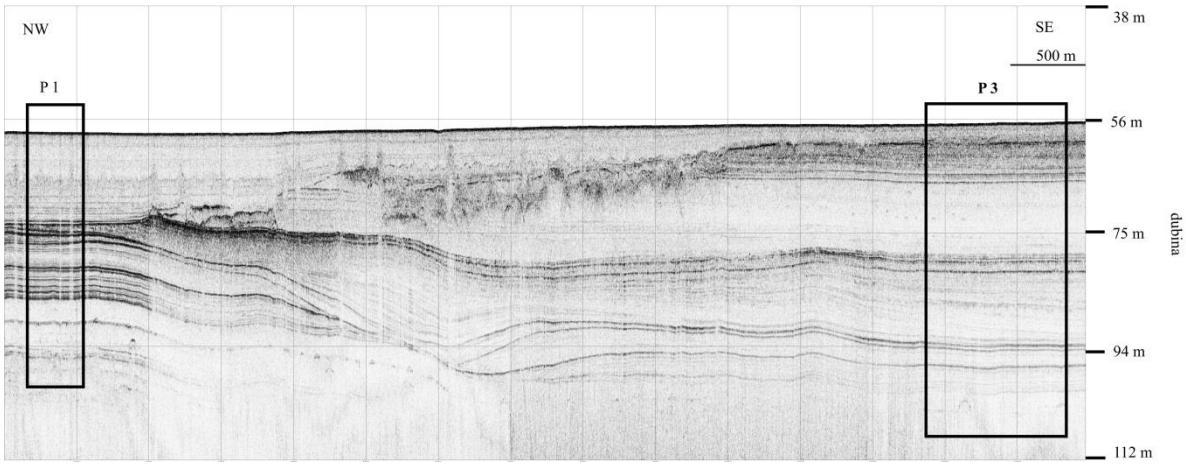
Slika 4.3. Neinterpretirani seizmički profil 26_L8



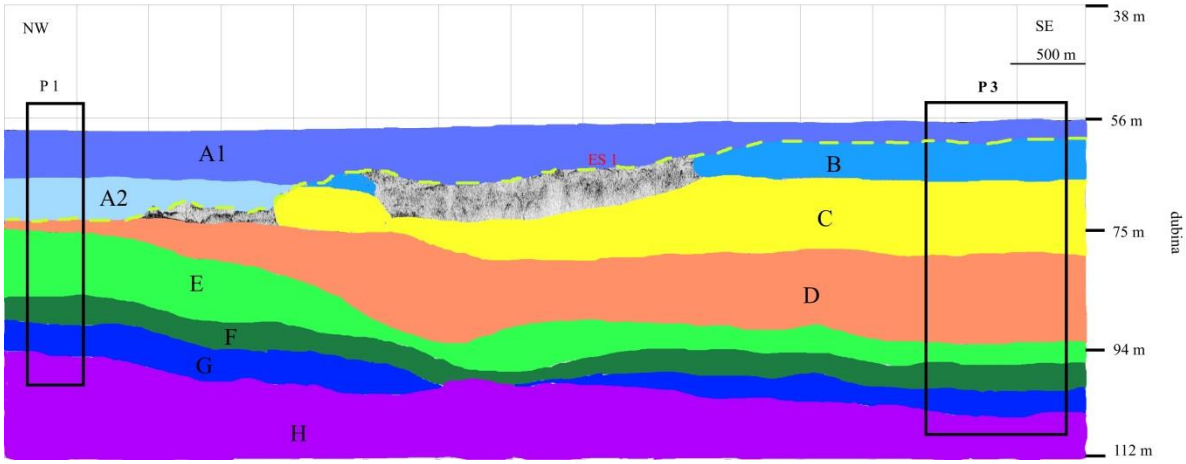
Slika 4.4. Interpretirani seizmički profil 26_L8

Na profilu 22_L16 (slika 4.5 i 4.6.) akustična jedinica A2 na SZ strani profila počinje isklinjavati. Nakon toga se debljina jedinice A1 smanjuje i erozijski je izražen parabolični i neravan refraktor ES1 koji se nastavlja između jedinica A1 i B. Nakon toga na JI dijelu profila određena je granica akustične jedinice A 1(podina) i B (krovina) na temelju izraženog refraktora i paralelnih reflektora. Maksimalna debljina jedinice B iznosi 8 m. Granicu između B (podina) i C (krovina) čine refleksi niske do srednje amplitude sa izraženim refraktorom. Maksimalna debljina akustične jedinice C iznosi 14 m. Ostale

jedinice F, G i H i njihove granice su određene na temelju paralelnih reflektora sa srednje do slabije izraženim refraktorom. Maksimalne debljine im se protežu od 4 m do 10 m. U središnjem dijelu profila uočava se deformacija podinskih jedinica F, G, i H te povećanje debljine krovinskih naslaga jedinice D.



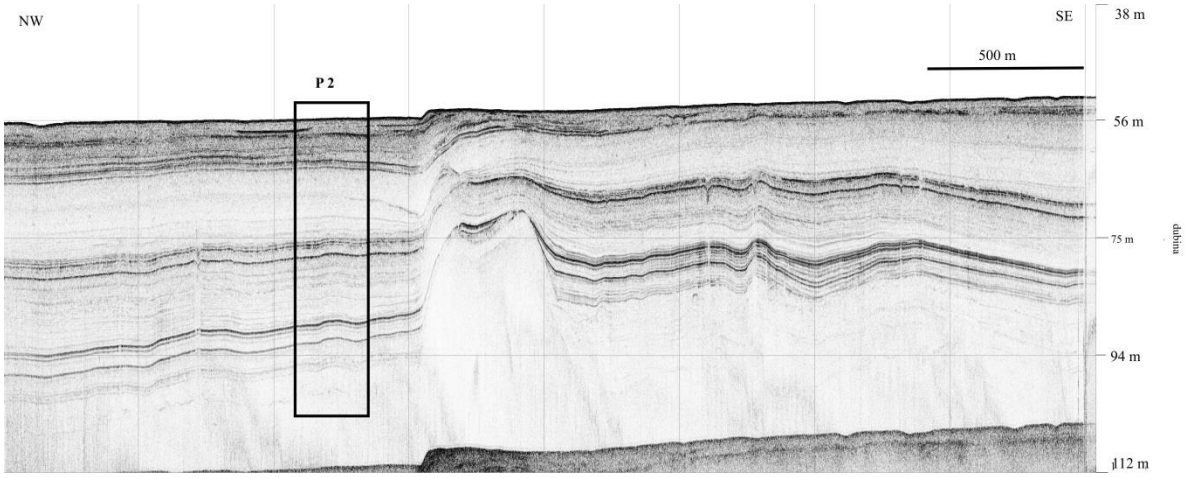
Slika 4.5. Neinterpretirani seizmički profil 22_L16



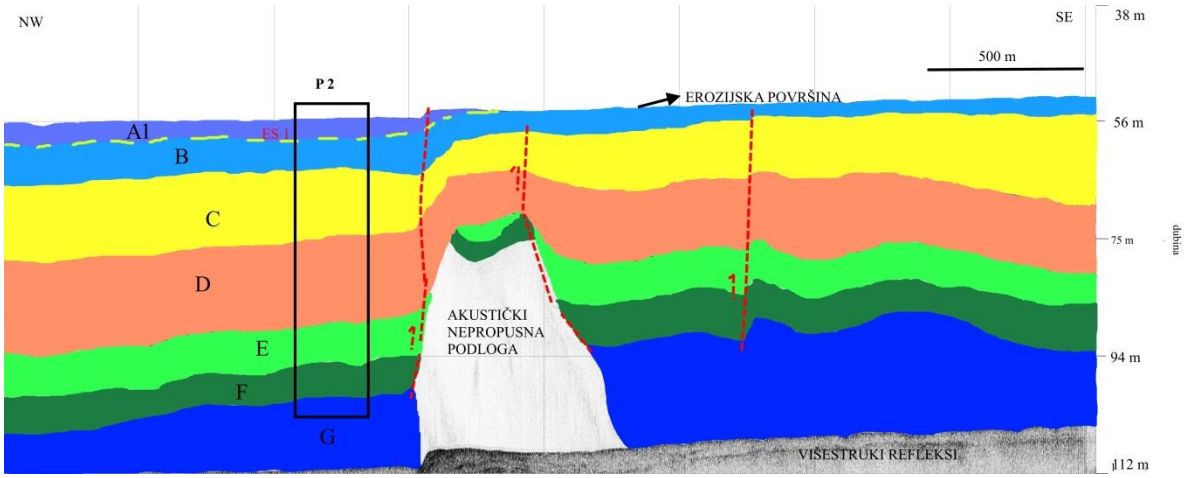
Slika 4.6. Interpretirani seizmički profil 22_L16

Na profilu 22_L17 (slika 4.7. i 4.8.) koji uzdužno presjeca JI dio Koločepskog bazena uočavaju se tektonske deformacije akustičnih jedinica B, C, D, E i F, pri čemu se akustična jedinica A1 isklinjava na rasjedu koji se očitava kao lom i izdizanje na morskoj površini. U istočnom dijelu profila na jedinici B se stvara erozijska površina na kojoj se taloži tanki sloj jedinice A1. S nizom internih oštrih paralelnih refleksa i visoko do srednje izraženim refraktorima određene su ostale jedinice, njihove granice i njihove maksimalne debljine pri čemu su C i D najdeblje 10 – 14 m, a ostale E, F, G i H se kreću od 2 – 6 m.

Uočava se izdignuti blok akustično nepropusne podloge sa vertikalnim pomakom duž rasjeda od 10 – ak metara.

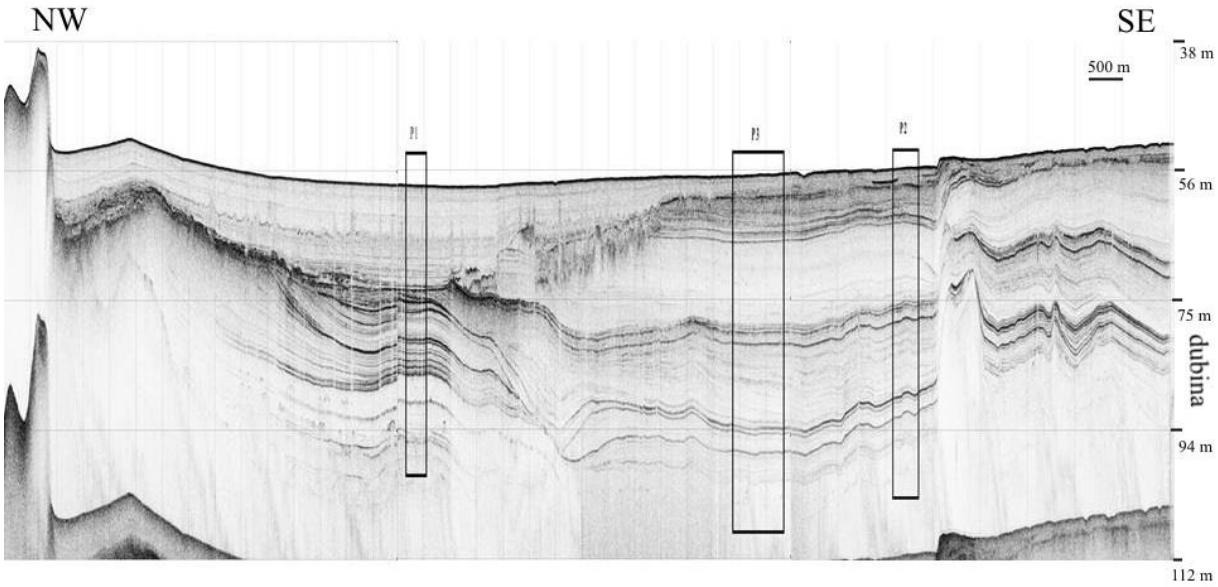


Slika 4.7. Neinterpretirani seizmički profil 22_L17

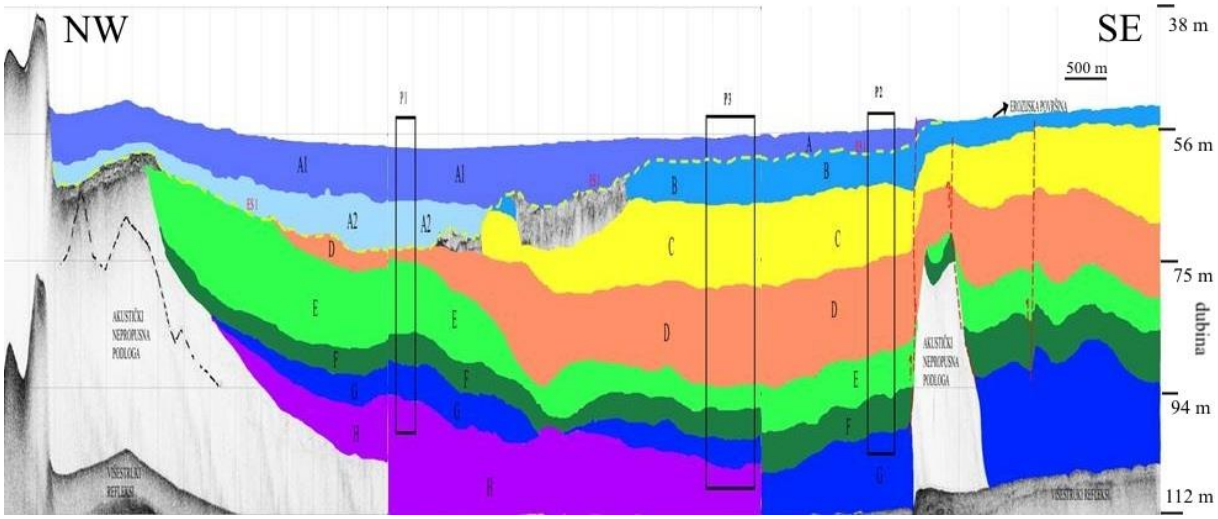


Slika 4.8. Interpretirani seizmički profil 22_L17

Na temelju slika 4.9 i 4.10. spojena su sva tri profila zajedno i dobivena je bolja slika tog cijelog profila. Iz slika je uočeno da jedinice A1 i A2 nisu tektonski poremećene i da su im slojevi paralelni, dok kod JI strane istraživanog područja dolazi do izdizanja akustički nepropusne podloge i do isklinjavanja jedinice A1.

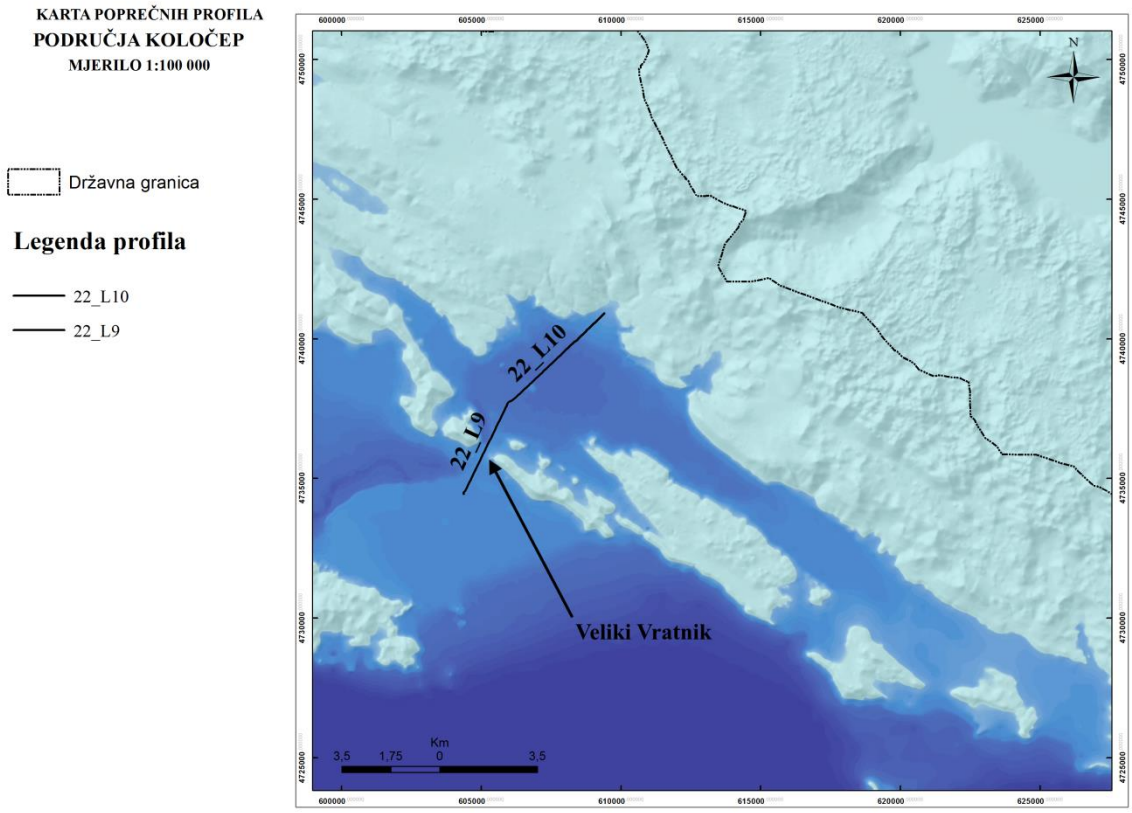


Slika 4.9. Neinterpretirani spojeni seizmički profili (26_L8, 22_L16 i 22_L17)



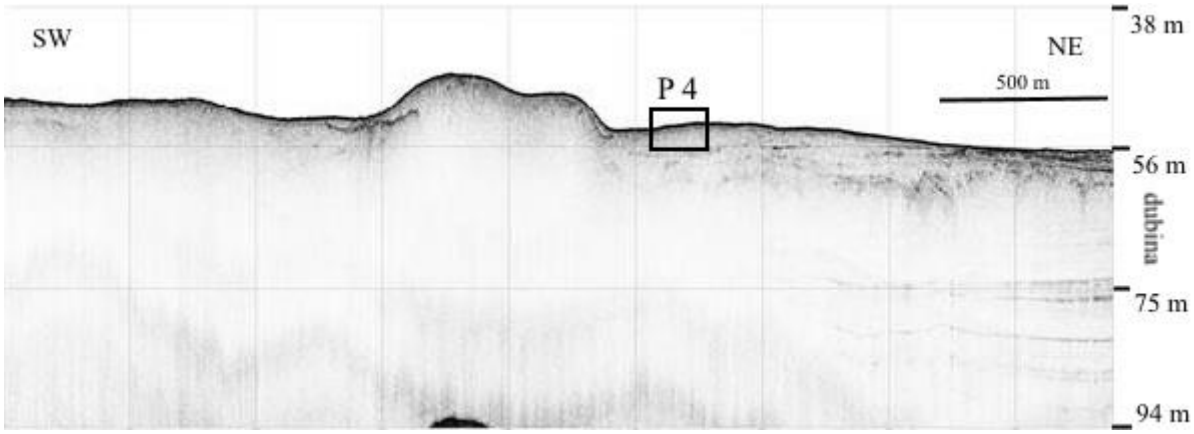
Slika 4.10. Interpretirani spojeni seizmički profili (26_L8, 22_L16 i 22_L17).

Na poprečnim profilima smjeru pružanja JZ – SI obuhvaćena su dva seizmička profila 22_L9 i 22_L10 (slika 4.11.) u bazenu Koločepskog kanala.

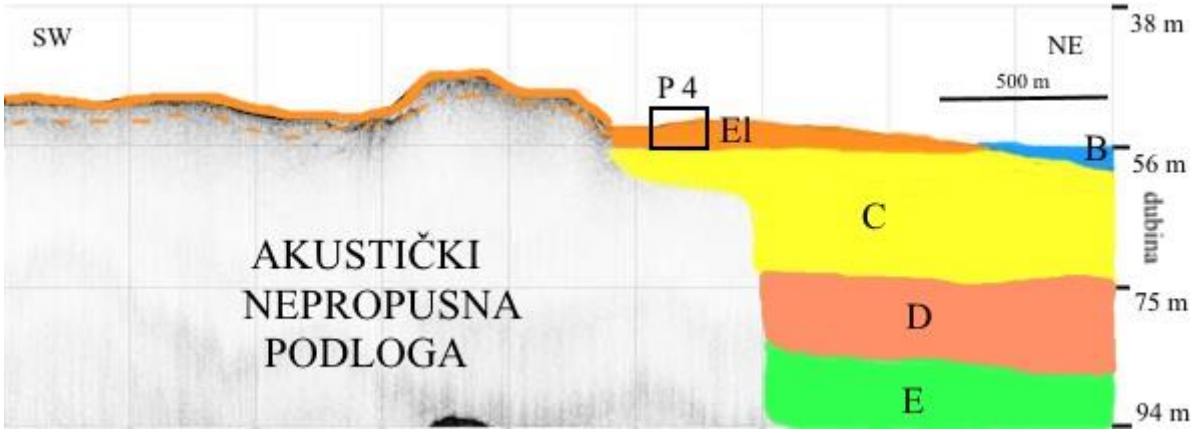


Slika 4.11. Karta položaja poprečnih seizmičkih profila pružanja JZ – SI.

Kod profila 22_L9 (slika 4.12. i 4.13.) izvučena je akustična jedinica El (eolski pijesak – izvor karta sedimenta podmorja List Olipa, HII) između jedinica A i B. Na temelju refleksa srednje amplitude određena je granica jedinice El (podina) na tom području maksimalne debljina oko 3 m. U južnom dijelu profila površinske naslage pijeska zamasakirale su akustični signal te predstavljaju akustično nepropusnu podlogu. Akustične jedinice A nedostaje i prisutna je erozijska površina. Akustična jedinica B (podina) maksimalne debljina 2 m određena je na izrazito jakim paralelnim reflektorima i izraženim refraktorom koji odvaja ovu jedinicu od akustične jedinice C (krovina). Na temelju refleksa slabe do srednje amplitude, slabim reflektorima i srednje do slabim refraktorima određene su ostale granice akustičnih jedinica C, D i E. Njihove maksimalne debljine iznose oko 7 – 9 m za D i E, a za C i do 12 m.

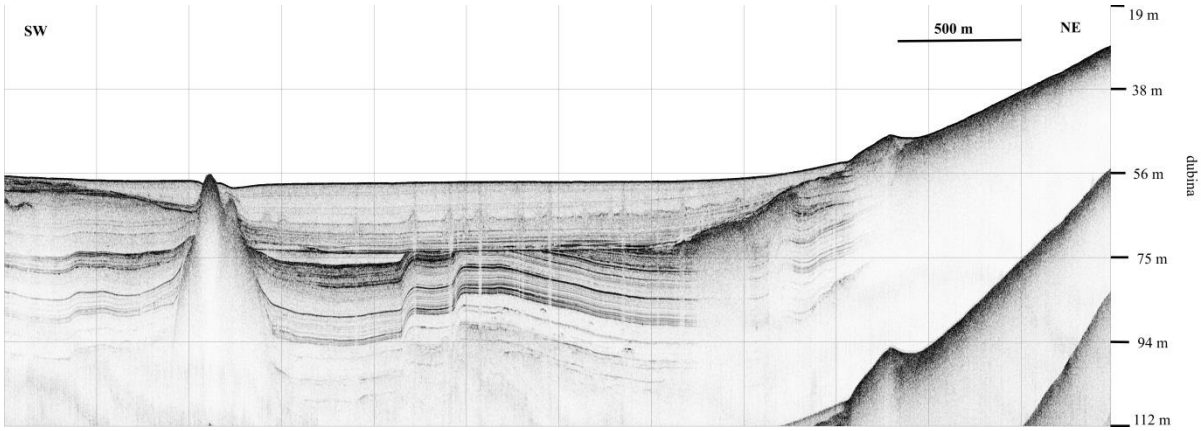


Slika 4.12. Neinterpretirani seizmički profil 22_L9

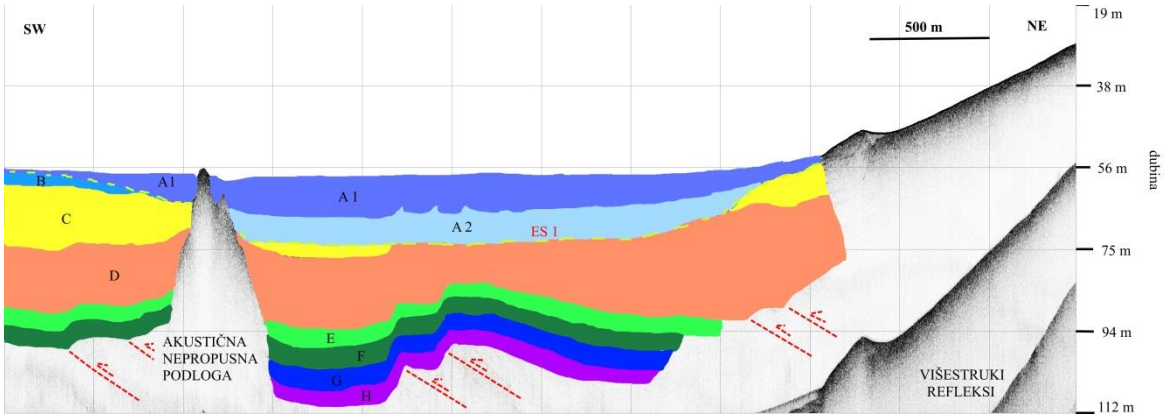


Slika 4.13. Interpretirani seizmički profil 22_L9

Na profilu 22_L10 (slika 4.14. i 4.15.) najmlađa akustična jednica A1 se proteže od Velikog Vratnika do otoka Šipan i dalje se nastavlja u bazen. Jednica B je u središnjem dijelu bazena uslijed stvaranja erozijske površine i time je zahvatila akustične jedinice C, D, E i F. U zatvorenom bazenu tektonika je zahvatila akustične jedinice C, D, E, F, G i H. Jedinica C u središnjem dijelu zbog erozije u potpunosti izostaje kao i veći dio jedinice D. Ove jedinice su vidljive ispod erozijske površine ES 1 na rubovima bazena. Maksimalne debljine jedinica variraju od 4 – 18 m, pri čemu su najveće kod jedinice C i D. S jako dobrim nizom oštrih internih paralelnih refleksa, visoko do srednje izraženim refraktorima određene su jedinice C (podina) i D (krovina). Ostale jedinice E, F, G i H i njihove granice su određene na temelju refleksa srednje do slabih amplituda, srednje do slabim reflektorima i slabo izraženim refraktorima. Maksimalne debljine ovih jedinica se kreću oko 4 m.

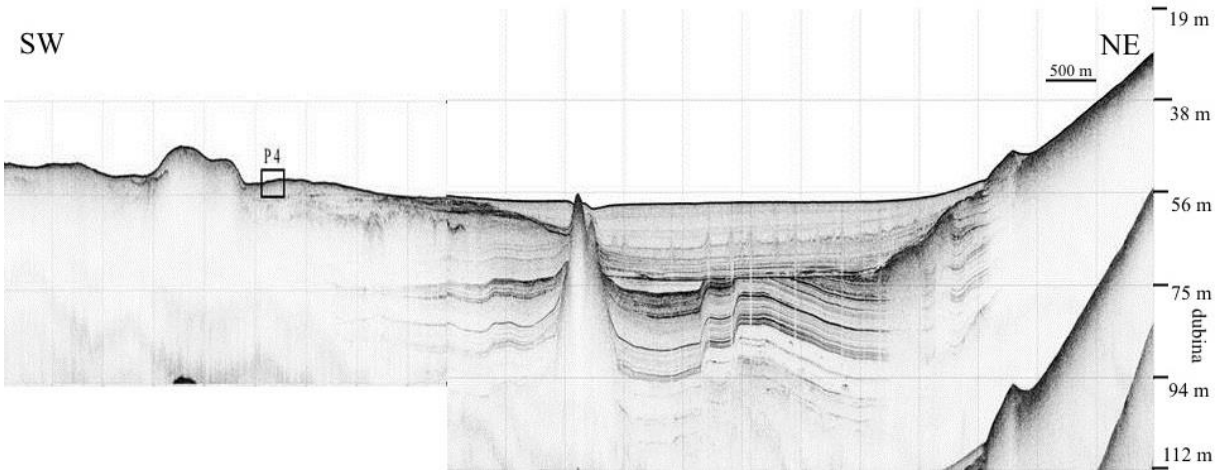


Slika 4.14. Neinterpretirani seizmički profil 22_L10

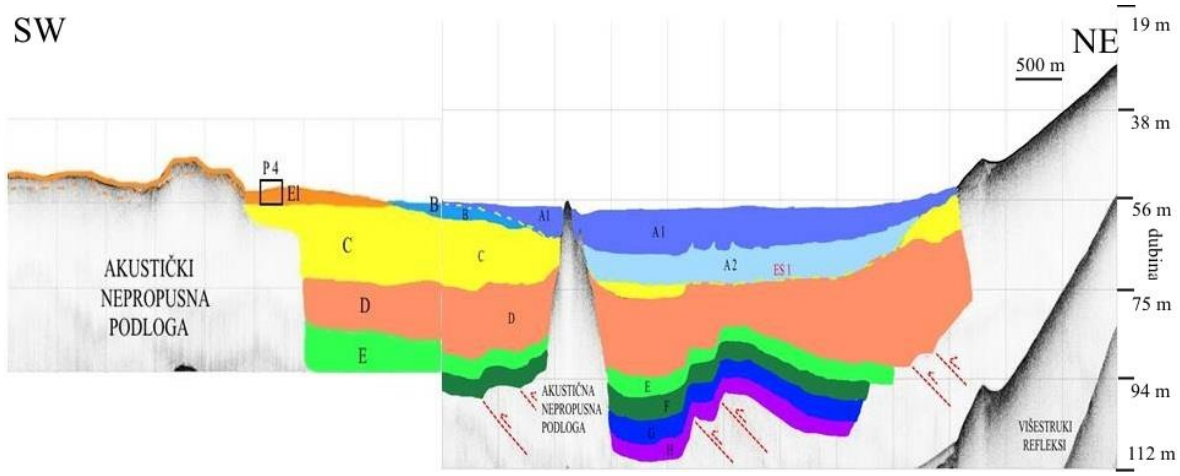


Slika 4.15. Interpretirani seizmički profil 22_L10 sa sukcesijom bora kao posljedicom reversnog rasjedanja u boranom navlačnom pojasu u kojem se nalazi bazen Koločepskog kanala (usmeno priopćenje B. Tomljenović, 2017)

Kako bi dobili bolji pregled bazena oba profila 22_L9 i 22_L10 su spojena u jedan (slika 4.16. i 4.17.). Isto tako kao i na prethodnom spojenom profilu (4.9 i 4.10.) pri čemu jevidjivo da tektonika nije poremetila slojeve A1 i A2.



Slika 4.16. Neinterpretirani spojeni seizmički profili (22_L9 i 22_L10)



Slika 4.17. Interpretirani spojeni seizmički profili (22_L9 i 22_L10)

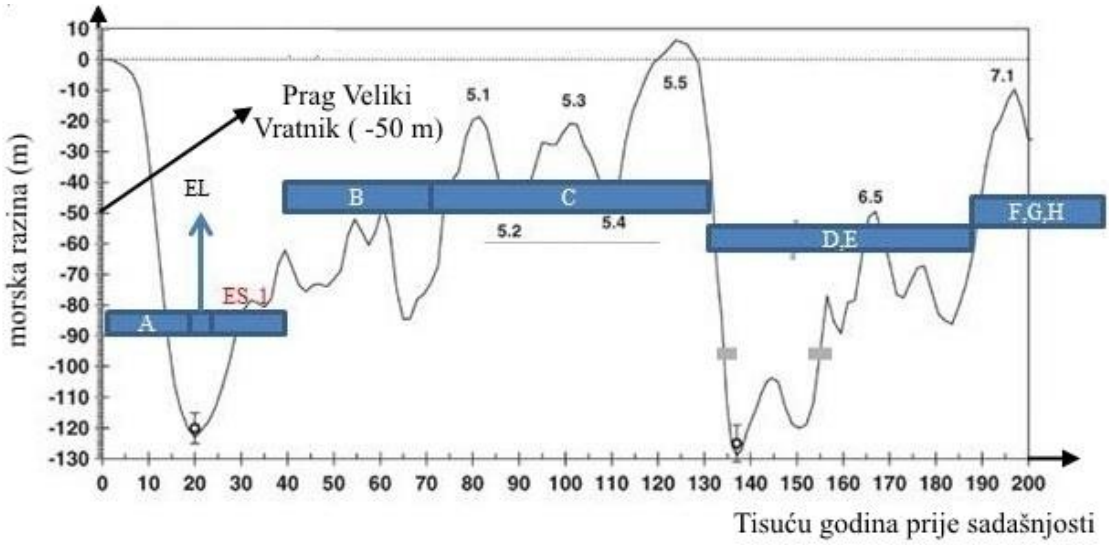
5. DISKUSIJA

Na temelju geofizičkih istraživanja podmorja, geomorfološkom analizom kopna i podmorja na bazi topografskih i batimetrijskih karata M 1 : 25 000 i nadopunjenim hidrogeološkim podacima rekonstruiran je bazen Koločepskog kanala. Interpretacijom geofizičkih profila utvrđene su akustične jedinice sedimenata, njihove granice, diskordancijske/erozijske površine i tektonski elementi unutar kvartarnih sedimenata u bazenu Koločepskog kanala. Hidrogeološkim podacima i uz pomoć arcGis alata određeni su izvori tokova podzemnih voda, vrulje, definirani slivovi i podslivovi, točke istjecanja, smjerovi tokova. Geomorfološkom analizom dobiveni su podaci za površinske tokove.

5.1. Preliminarna rekonstrukcija bazena Koločepskog kanala

Preliminarnom geološkom interpretacijom akustičnih jedinica te na temelju postojanja praga na -50 m u prolazu Velikog Vratnika koji predstavlja najdublju/najnižu točku ruba bazena Koločepskog kanala i promjenama globalnih razina mora tijekom kvartara napravljena je rekonstrukcija bazena Koločepskog kanala. Ova interpretacija se temelji i na dvije pretpostavke vezane za interpretaciju seizmičkih karakteristika izdvojenih jedinica, dakle jedinicama sa jakim paralelnim internim refraktorima koje su interpretirane kao faze sa jezerskom sedimentacijom, dok jedinice koje su transparentne bez izraženih internih refraktora su tumačene kao razdoblja taloženja morskih sedimenata/muljeva koji tipično nemaju ili ne pokazuju internu slojevitost. Ovakav odnos pokazuje dio analiziranih bazena istočne Jadranske obale (Lošinjski kanal, Novigradsko more, Pirovački zaljev, usmeno priopćenje S. Miko). Preliminarna rekonstrukcija se sastoji od interpretacije taloženja starijih jedinica od jedinice H do jedinice B koja je na razini pretpostavke naročito vezana uz vrijeme taloženja i tip sedimentacije koje neće biti moguće potvrditi bez istražnih bušenja i datiranja sedimenta. Taloženje jedinice El tj. eolskih sedimenta puno je jasnije jer su navedeni sedimenti istraživani (Babić et al., 2012) na otoku Mljetu i smješteni su u vremenski raspon trajanja LGM – a (24 – 18000 godina prije sadašnjosti). Erozija koja je zabilježena akustičnom diskordantnom granicom ES1 zahvatila je naslage jedinica B, C, D u najdubljem zapadnom dijelu bazena Koločepskog kanala. Nakon prestanka erozije u novonastali bazen/depresiju vjerojatno su se prvo taložili jezerski sedimenti jedinice A2, a poplavljivanjem morem Koločepskog kanala početkom holocena taložila se jedinica A1 sve do danas. Preliminarna interpretacija starosti izdvojenih jedinica

bazena Koločepskog prikazana je na slici 5.1. zajedno sa krivuljom morskih razina tijekom posljednjih 200 000 godina.



Slika 5.1. Dijagram promjene razine mora (modificirano prema Waelbroeck et al., 2002).

5.1.1. Taloženje sedimenata prije LGM – a (MIS 2) – akustične jedinice H-B

• Akustične jedinice F, G i H (MIS 7) vjerojatno predstavljaju marinsku sedimentaciju gdje je najveća razina mora bila oko -15 m.

• Akustične jedinice D i E (MIS 6) vjerojatno predstavljaju jezersku sedimentaciju gdje je razina mora bila ispod -50 m.

• Akustična jedinica C (MIS 5) vjerojatno predstavlja morsku sedimentaciju gdje je došlo do prodora mora u bazen Koločepskog kanala. Razina mora je bila od -20 m (MIS 5.1) do +5 m (MIS 5).

Akustična jedinica B (MIS 3 i MIS 4) vjerojatno predstavlja jezersko taloženje. Bazen za vrijeme MIS 3 i MIS4 je bio zatvoren i razina mora je bila ispod -50 m do -90 m.

5.1.2. Erozijski događaj ES 1 i taloženje eolskih sedimenata tijekom LGM – a

• ES 1 predstavlja vjerojatno erozijsku površinu koja je nastala prije taloženja jedinice A2 (jezerskih sedimenata), a predstavlja hrapavu akustičnu površinu sa nizom paleotokova, manjih jaraka i oštrih neravnina. U središnjem dijelu Koločepskog kanala između otoka Jakljana i kopna (potez Doli – Slano) erozija je vjerojatno zahvatila

akustične jedinice B, C i veći dio jedinice D. Razina mora za vrijeme ES 1 je bila od-70 do -120 m.

• Akustična jedinica El predstavlja moguće zatrpavanje JZ dijela bazena eolskim pijeskom koji je za vrijeme LGM napuhan s Albanskog šelfa (Babić et al., 2012). Jedinica El je stavljena između jedinica A i B. Za vrijeme El razina mora je iznosila -120 m.

5.1.3. Taloženje sedimenta nakon LGM – a

• Akustična jedinica A predstavlja najmlađu jedinicu koja je podijeljena na temelju internih refraktora na jedinice A1 i A2. Jedinica A1 vjerojatno predstavlja marinsku sedimentaciju budući da je prisutna na većem dijelu bazena kanala i ima vrlo slabe interne refraktore, a početak taloženja marinskih sedimenta zbog praga od -50 nije bilo moguće prije 11 ka BP, dakle ova jedinica predstavlja vremensko razdoblje čitavog holocena. Jedinica A2 se taložila između erozijskog događaja ES1 i početka marinske sedimentacije (jedinice A1) te vjerojatno predstavlja jezersko taloženje sedimenata. Između ovih dviju jedinica postoji relativno naglašen neravan reflektor koji upućuje da postoji hijatus/erozijska površina između završetka taloženja jezerskih sedimenata i taloženja holocenskih marinskih sedimenta (slika 4.16). Razina mora za vrijeme taloženja jedinice A1 je rasla od -50 m do današnje razine sličnom brzinom kao što je prikazano na globalnoj krivulji rasta razina mora (slika 5.1.). Rasla je oko 10 m svakih tisuću godina do prije 8000 godina nakon čega je došlo do usporavanja rasta. Razine mora za vrijeme taloženja jedinice A2 mogle su biti od -120 m do -50 m. Rast razine mora između prije 18000 godina (kraj LGM-a) i holocena (početak prije 11500 godina) je oko 10 m u tisuću godina.

5.1.4. Rasprostiranje akustičnih jedinica u bazenu Koločepskog kanala

Akustična jedinica B (slika 5.2.) je najmlađa jedinica koja je taložena prije erozije koja je nastupila s događajem ES 1. Ona predstavlja u svom JZ dijelu podinu jedinice El koja predstavlja eolske pijeske čije je taloženje moguće jedino tijekom LGM – a. Budući da dio ovih naslaga na dubinama većim i od 90 m (usmeno priopćenje g. Crmarića iz HHI-a) između otoka Mljeta i poluotoka Pelješca, na temelju jakih gustih internih refraktora unutar ove jedinice koji su karakteristični za jezerske sedimente za razliku od marinskih sedimenata i u kojima su odsutni ovakvi reflektori možemo prepostaviti da se je taloženje odvijalo u jezerskoj fazi razvoja bazena kada su ranije mora stagnirala na -60 m tijekom MIS3 i MIS 4. Akustična jedinica B u JI dijelu bazena (slika 4.1.) uslijed vjerojatno

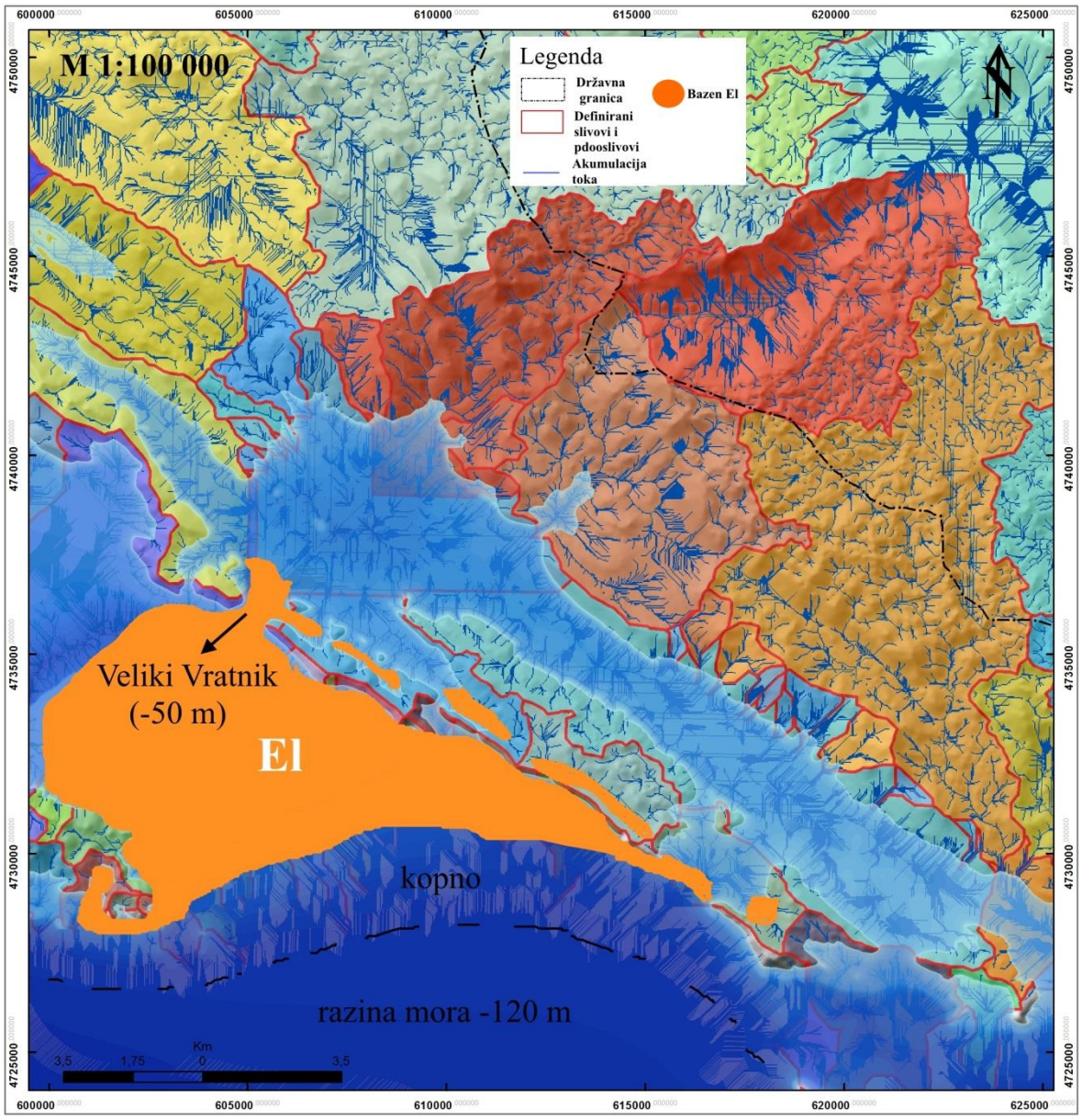
kontinuiranog tektonskog izdizanja predstavlja erozijsku površinu na koju se taloži vrlo malo holocenskog sedimenta (jedinica A1).



Slika 5.2. Formiranje jezerskog bazena B (tijekom MIS 4 i 3) i pretpostavljeni taložni prostor akustične jedinice B prije LGM – a. Prikazana je obalna linija sa izobatom na -50 m dubine.

Za vrijeme LGM kada je razina mora pala -120 m došlo je vjerojatno do zatrpavanja JZ dijela bazena eolskim pijeskom koji je za to vrijeme bio napuhan s Albanskog šelfa (Babić et al., 2012). Jedinica El (slika 5.3) ujedno čini prag u prolazu Velikog Vratnika i proteže se dalje prema Mljetu i čini potopljeni pleistocenski pješčani/elolski zaravan koji se ucrtava kao vodotok „Mljetske rijeke“, koja je drenirala

Koločepski kanal. Izvori ove rijeke su najvjerojatnije sadašnji priobalni izvori i vrulje koji se nalaze na potezu Doli – Slano, a povezani su sa ponornim zonama Trebišnjice u zaleđu (slika 2.6.), a koja je vjerojatno tijekom degalcijacije, tj. otapanja ledenjaka u slivu Trebišnjice prihranjivane ogromnim količinama vode .

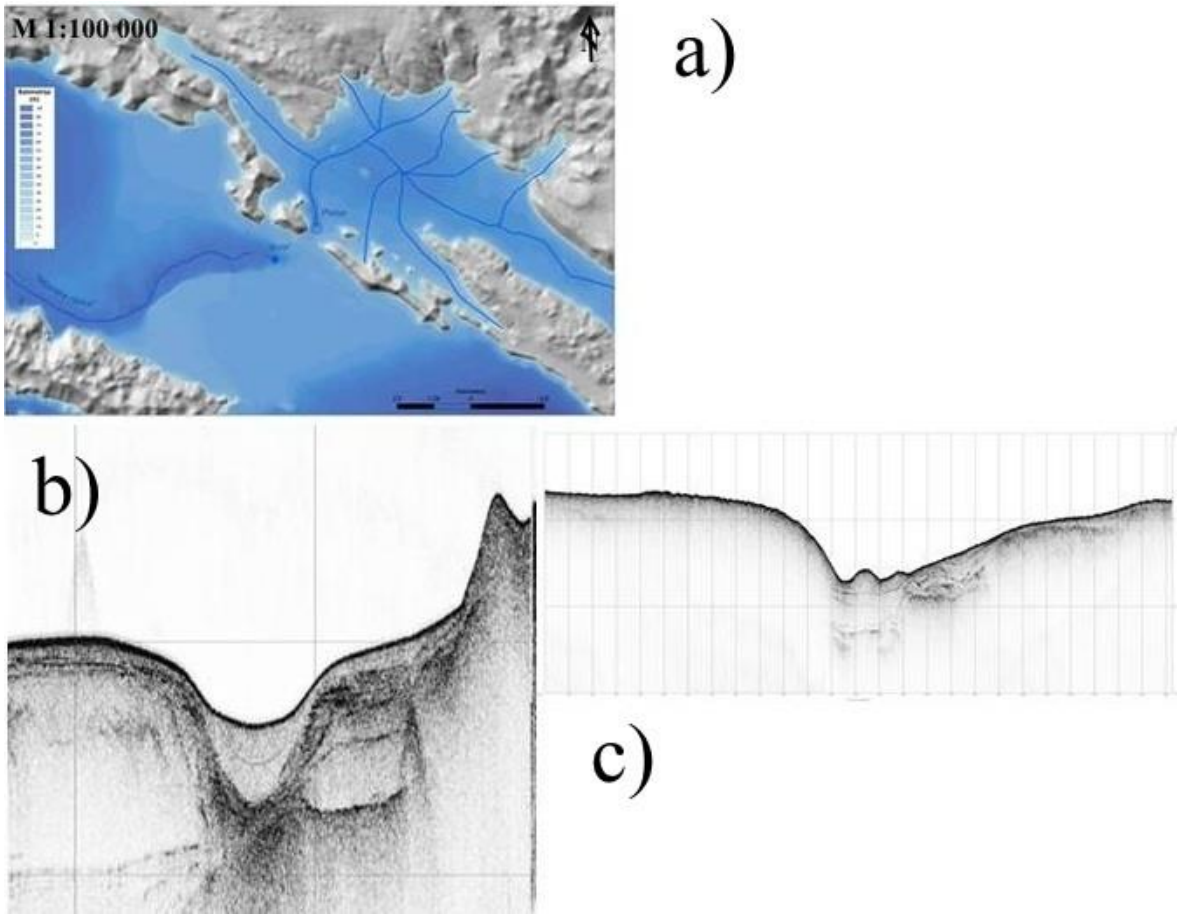


Slika 5.3. Prostiranje jedinice El koja predstavlja napuhavanje eloskog pijeska sa Albanskog šelfa tijekom LGM-a kada je razina bila na -120 m (Babić et al., 2012). Prikazana je i obalna linija izobatom na -120 m.

Vrlo važnu ulogu osim globalne fluktacije mora na sedimentaciju i geomorfologiju bazena Koločepskog kanala ima prag na -50 m u području Velikog Vratnika između otoka Olipe i Jakljana koji predstavlja batimetrijski najdublji prag između bazena Koločepskog

kanala i otvorenog Jadranskog mora. Sadašnja akustična geofizička istraživanja ne ukazuju na postojanje paleokanala između otoka Olipe i Jakljana. Metoda kojom su rađena geofizička snimanja ima jako ograničeno prodiranje kroz pješčane naslage stoga nije moguće razlučiti strukture koje se nalaze 1 – 2 metra ispod eolskog pijeska. Važno je napomenuti da se navedeni prag nalazi duž regionalnog reversnog rasjeda pružanja SZ – JI koji prolazi duž južnih strana otoka Olipe i Jakljanja. Budući da se radilo o relativno plitkom bazenu, gdje su se razlike između najmlađih dijelova akustične jedinice B (-58 m) i praga Veliki Vratnik (-50 m) razlikovale svega 8 m, pomaci duž navednog rasjeda mogli su utjecati na zatvaranje bazena. Debljine LGM naslaga u nekim dijelovima uz otoka Mljeta dosežu i više od 20 m debljine te se tako ostavlja mogućnost zatrpavanja kanala. U prilog ovoj teoriji ne idu geofizička istraživanja paleokanala Mljetske rijeke (usmeno priop. S. Miko) i Korčulanskog kanala (usmeno priop. R. Crmarić) iz kojih je vidljivo da je „Mljetska rijeka“ usjecala svoje korito u nalage eolskog pijeska (Slika 5.4. b). Takav događaj upućuje da je rijeka formirana nakon taloženja eolskih pijesaka i da je prag bio zapunjen pijeskom pa je stoga morala postojati ponorna zona na sjevernoj strani otoka Olipe i krški izvor na južnoj strani gdje počinje paleokanal „ Mljetske rijeke“ (Slika 5.4. b).

Nakon LGM došlo je do stvaranja erozijske površine ES 1 koja je nastala prije taloženja kasnije jezerskih sedimenata (bazena A2). U središnjem dijelu bazena Koločepskog kanala između otoka Jakljana i kopna, erozija je zahvatila starije jezerske i marinske naslage do 130 ka BP (jedinice C, D i B). Došlo je do otjecanja koje se odvijalo kroz ponorne zone na sjevernom rubu otoka Olipe (Slika 5.4. c), gdje je ujedno i najdublji dio Koločepskog kanala (slika 5.4. a). Na drugoj strani praga je voda izvirala i formirala „Mljetsku rijeku“ čije je potopljeno korito činila plesitocensko pješčana/zaravan formirana za vrijeme LGM – a. Ponornu zonu na sjevernoj strani prihranjivali su površinski vodotoci i izvori koji su povezani sa današnjim priobalnim izvorima i vruljama koje se nalaze na potezu Slano – Doli i koji su povezani sa ponornim zonama Trebišnjice u zaleđu. Formiranje rijeke se stoga može smatrati da je nastalo tijekom LGM –a, a završilo prije 15 000 godina kada je razina mora bila na -70 m (korito rijeke i fosilni izvor su poplavljeni morem). Tada je počelo taloženje jezerskih sedimenata prije cca 11000 godina zbog praga na -50 m. U prilog ovoj teoriji ide i činjenica da iz najnovijih geofizičkih snimanja (2016), koje je proveo Hrvatski hidrografski institut na profilu blizini Sobra (Mljet), Prapratno (Pelješac) se jasno vidi da su korito i terase „Mljetske rijeke“ usječene u eolske naslage u širini od 1 km (usmeno priopćenje R. Crmarić, 2017).



Slika 5.4. Formiranje vodotoka „Mljetske rijeke“: a) model B sa fosilnom ponornom zonom i izvorom, b) poprečni presjek kroz moguću izvoršnu zonu unutar jedinice El koja predstavlja mogući fosilni krški izvor „Mljetske rijeke“ na dubini od -70 m, c) poprečni seizmički profil kroz fosilnu ponornu zonu sa sjeverne strane otoka Olipa, ujedno i najdublji dio Koločepskog kanala na -69 m, ponor je bio zapunjen sedimentima akustične jedinice A1 (morskim sedimentima).

Za vrijeme 20 – 11 ka BP razina mora je vjerojatno pala ispod -50 m i došlo je do zatvaranja bazena (slika 5.5.). Jedinica A2 predstavlja jezersko taloženje sedimenata zbog relativno dobro izraženih paralenih akustičnih reflektora karakterističnih za jezerske naslage, a taložila se između erozijskog događaja ES 1 i početka marinske sedimentacije. Jezerski uvjeti sedimentacije su vjerojatno nastali nakon dizanja morske razine i potapanja „Mljetske rijeke“ sa razinom mora između -70 i -60 m. Jezero sa sedimentima akustične jedinice A2 je nastalo u kasnijoj fazi kod viših razina mora, ali sa razinom ispod -50 m. Vjerojatno do oblikovanja jezera su pogodovali tokovi voda iz današnjih izvora i vrulja.



Slika 5.5. Rasprostiranje akustične jedinice A2

Na slici 5.6. vjerojatno je došlo do prodora mora tijekom 11 ka BP unutar bazena Koločepskog kanala. Jedinica A1 predstavlja marinsku sedimentaciju. Prije 11 ka BP razina mora je bila manja od -50 m i nije bilo moguće taloženje po cijelom bazenu zbog praga -50 m, pa je postepeno nakon podizanja mora došlo do marinske sedimentacije u bazen Koločepskog kanala.



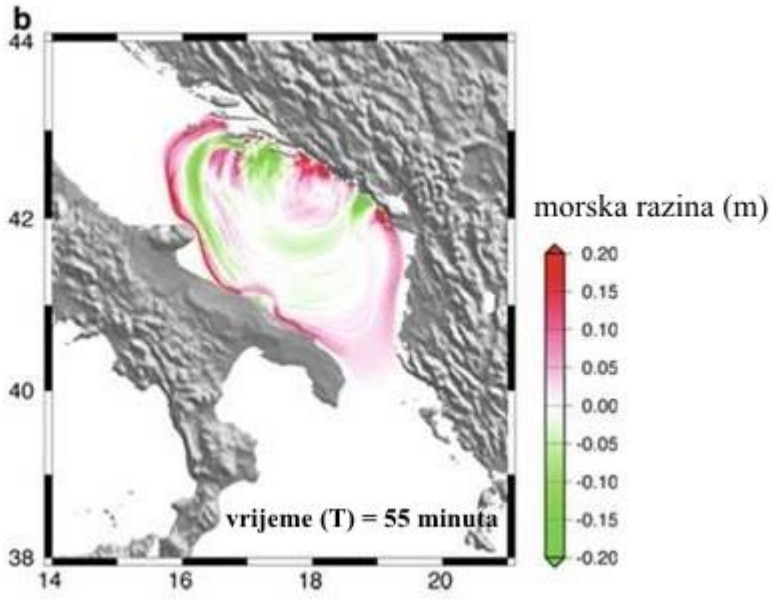
Slika 5.6. Prodor mora i formiranje bazena A1

5.2. Tektonska aktivnost tijekom holocena i Stonski potres iz 1996.godine

Širi prostor Koločepskog kanala je seizmičko aktivno područje u Hrvatskoj. Osnovni uzrok tome je podvlačenje Jadranske mikroploče pod Vanjske Dinaride. Najveći dio potresa se upravo zbivao u tom dijelu, pri čemu treba navesti Stonski 5.9.1996. i Dubrovački potres 1667.godine.

Smatra se da potresi generirani u bazenu Koločepskom kanalu nemaju značajniji potencijal za generiranje tsunamija (Tiberti et al., 2009) ali predstavljau začajnu opasnost za okolno kopno i urbanizirane sredine kao što je vidljivo iz događaja u prošlosti. Prema

njihovom modelu, potres magnitude 6 – 7 izazvao bi podizanje morske razine od 20 cm, a vrijeme propagacije vala bi iznosilo 50 minuta (slika 5.6.).

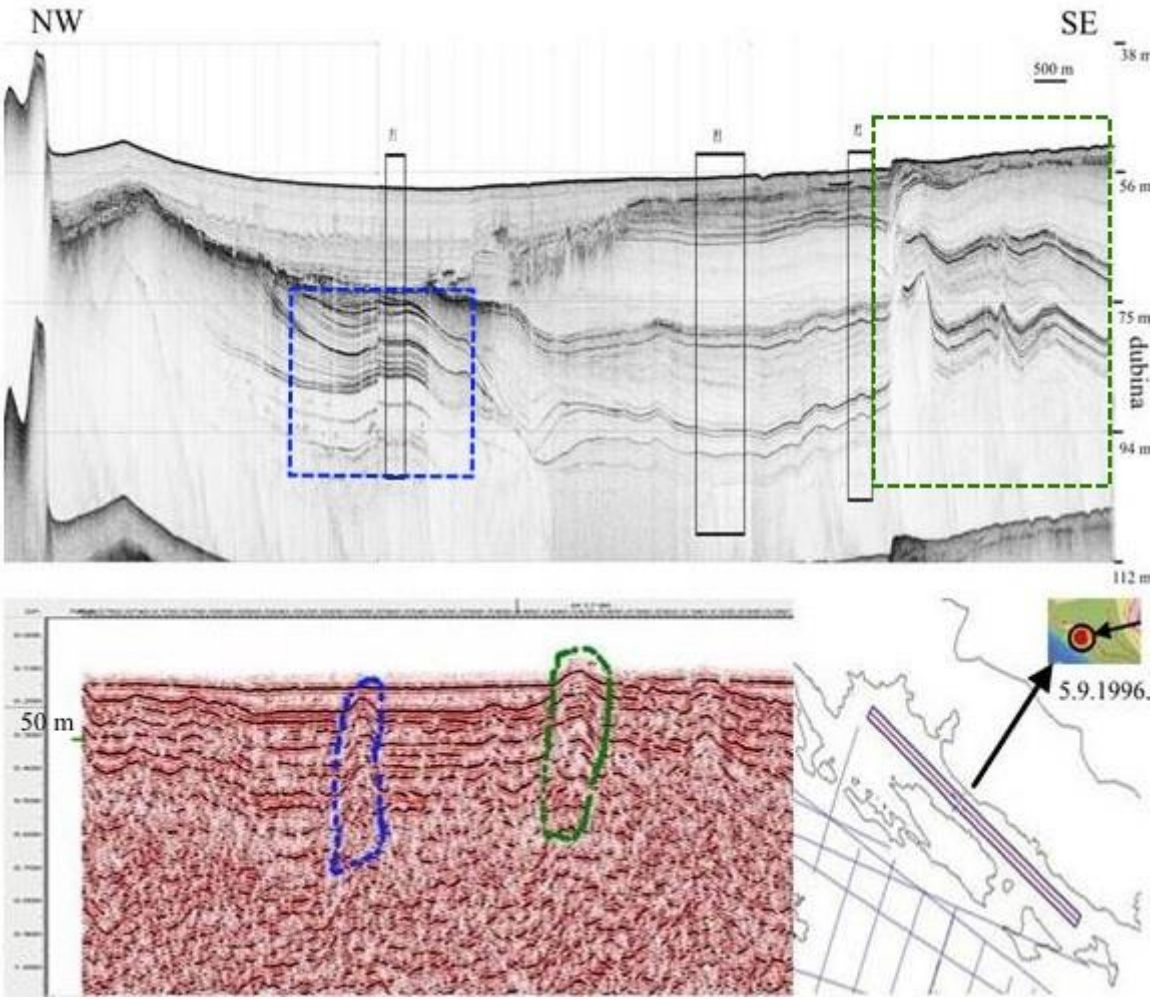


Slika 5.7. Snimke visina vala tsunamija za južni dio Jadrana (modificirano prema Tiberti et al., 2009)

Dokazi tektonske aktivnosti prije taloženja jedinica A1 i A2 (prije LGM-a) vidljive su na seizmičkim profilima (slika 4.14. i 4.15.). Tektonska aktivnost je uslijedila nakon ili tijekom taloženja jedinice C. Izraženi reflektori unutar jedinica A1 i A2 nisu dislocirani tj. paralelni su, što ukazuje na to da je tijekom taloženja i nakon taloženja ovih jedinica veći dio rasjeda, koji su u središnjem dijelu bazena Koločepskog kanala, nije aktivan.

Na slici 5.8. uspoređen je duboki seizmički profil (ustupljeno od strane Agencije za ugljikovodike za potrebe ovog istraživanja u sklopu HRZZ projekta LoLADRIA) sa neinterpretiranim spojenim seizmičkim profilima 22_L9 i 22_L10 (slika 4.16.) duž osi Koločepskog kanala. Na dubokom seizmičkom profilu jasno se ocrtavaju izdignuti dijelovi karbonatnih naslaga i stratificirani kvartarni sedimenti. Na temelju dvostrukih vremena moguće je zaključiti da se unutar bazena Koločepskog kanala unutar okršenog bazena nalazi više od 300 m stratificiranih naslaga sedimenata. Seizmičkim profilom i penetracijom geološkog dubinomjera obuhvaćeno je prvih 50 m ovih naslaga. Na oba profila jasno se uočavaju tektonski pomaci u središnjem dijelu bazena (sredina linije Doli – Jakljan) koji na seizmičkom profilu ne pokazuje aktivnost tijekom kasnog pleistocena i holocena (A1 i A2 jedinice). Holocenski aktivan rasjed/blok nalazi se duž SI obale Šipana

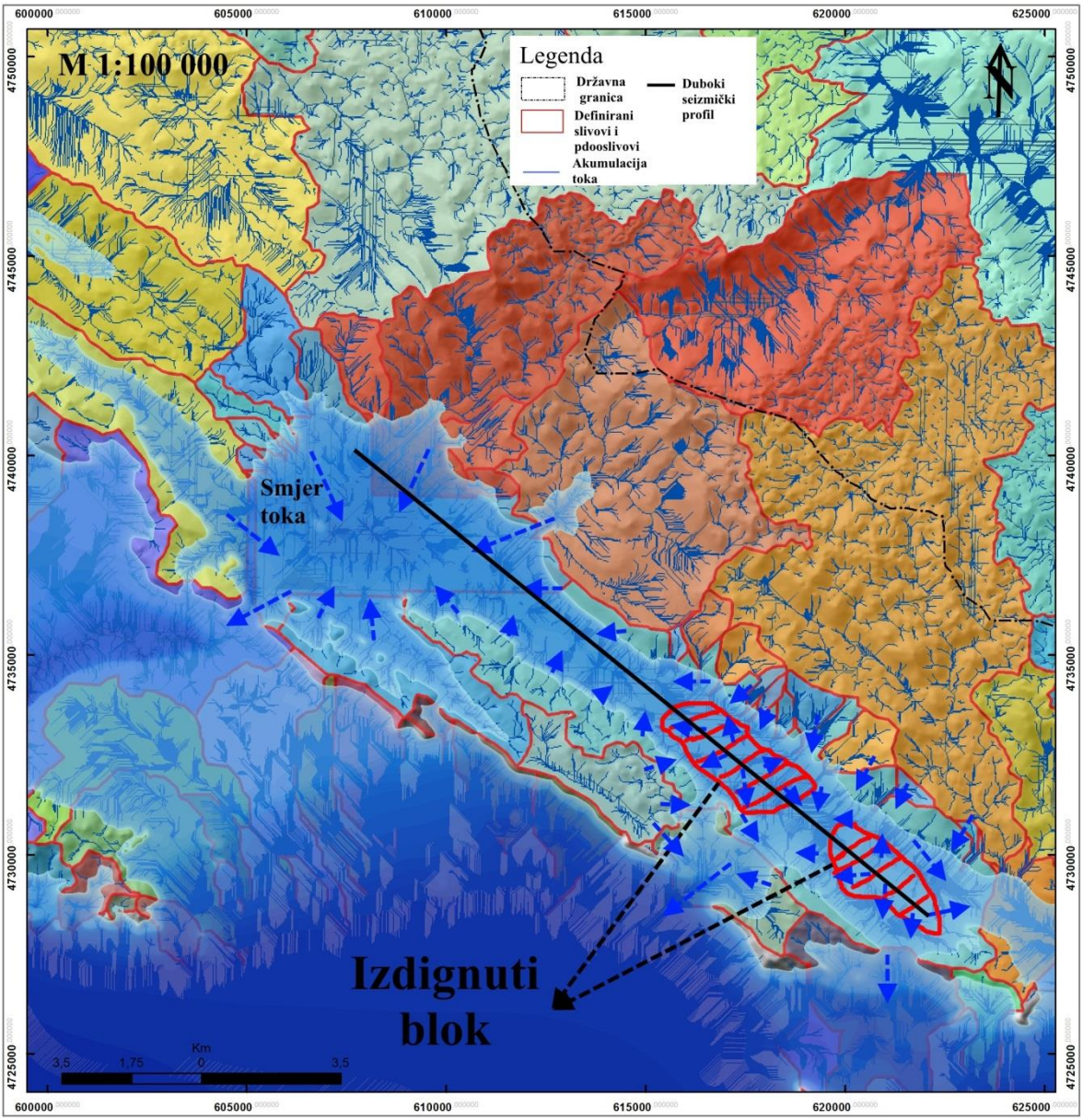
gdje se uočava da su holocensko morsko dno i jedinica A1 izdignuti oko 1,5 – 2 m dok je cijeli karbonatni blok izdignut oko 15 m nakon taloženja jedinice E. Zanimljivo je da na kopnu u blizini ovog izdignutog bloka se nalazi epicentar najsnažnijeg potresa iz 1996.godine (Stonski potres). Budući da preciznost određivanja epicentra je 5 km (usmeno priopćenje Prof. M. Heraka), moguće da je upravo potres vezan za ovaj rasjed.



Slika 5.8. Prikazani rasjedi na dubokom seizmičkom profilu (INA-naftaplin, ustupljeno od Agencije za Ugljikovodike) i na neinterpretiranom spojenom seizmičkom profilu (26_L8, 22_L16 i 22_L17) i epicentar potresa iz 1996.

- U podnožju jedinice H a na temelju dubokog seizmičkog profila (slika 5.8. sa crvenim profilom od INE) moguće je zaključiti da je slijed naslaga sa izmjenama jezerske/kopne i marinske sedimentacije debljine preko 300 m (vjerojatno cijeli kvartar, a možda i pliocen).

Na temelju analize batimetrijske karte M 1 : 25 000 (HHI, 1987) i pomoću arcGis alata kod kojeg su određeni smjerovi toka vode i slivovi, jasno je uočeno tektonsko izdizanje na dubokom geofizičkom profilu koje se izražava na način da središnji dio Koločepskog kanala u dijelu istočno od središnjeg dijela otoka Šipana prema istoku pokazuje smjerove vodotoka od sredine kanala prema rubovima uz obalu sa Šipanske strane obale i kopna (slika 5.9.)



Slika 5.9. Izdignuti blok određen na temelju smjerova toka i slivova.

6. ZAKLJUČAK

Prostor Koločepskog kanala predstavlja jedno od seizmički najaktivnijih područja u RH. To su potvrdila i najnovija geofizička istraživanja koja su dala uvid u geološku strukturu podmorja do cca 50 m ispod morskog dna. Na temelju postojećih i dostupnih geoloških podataka; geoloških karta (OGK), hidrogeološke karte, topografskih karata, batimetrijskih karata (HHI) i geofizičkih snimanja načinjena je preliminarna geomorfološka rekonstrukcija bazena Koločepskog kanala. Ključnu ulogu pretpostavljene geološke interpretacije akustičnih jedinica je postojanje praga na -50 m u prolazu Velikog Vratnika koji predstavlja najdublju/najnižu točku ruba bazena Koločepskog kanala. Promjene u sedimentaciji i formiranju bazenu su određene na promjenama globalnih razina mora tijekom kvartara. Na temelju geofizičkog snimanja i seizmičkih profila bilo je moguće izdvojiti 9 akustičnih jedinica u stratigrafskom slijedu od starijih (akustična jedinica H) prema mlađima (akustična jedinica A1). Preliminarna rekonstrukcija bazena Koločepskog kanala se sastoji od interpretacije taloženja starijih jedinica od jedinice H do jedinice B koja je na razini pretpostavke naročito vezana uz vrijeme taloženja i tip sedimentacije koje nije bilo moguće potvrditi bez istražnih bušenja i datiranja sedimenta. Prema dubokom seizmičkom uzdužnom profilu smatramo da je unutar bazena bilo više od 300 m stratificiranih sedimenata s izmjenama jezerske/kopnene i marinske sedimentacije. Na temelju jakih gustih internih refraktora unutar jedinice B na JZ dijelu bazena na poprečnom seizmičkom profilu, kada je razina mora bila ispod -50 m, smatramo da je bazen za vrijeme MIS 3 i MIS 4 bio zatvoren i da je nastupila jezerska sedimentacija. Na poprečnom seizmičkom profilu i pomoću određenih smjerova toka uočeno je tektonsko izdizanje jedinice B na JI dijelu kanala pa smatramo da je to izdizanje upravo vezano za epicentar potresa iz 1996.godine. Prepostavljamo da je to vjerojatno holocenski aktivan rasjed/blok koji se nalazi duž SI obale Šipana, gdje su holocensko morsko dno i jednica A1 izdignuti oko 1,5 do 2 m, dok je cijeli karbonatni blok izdignut oko 15 m.Taloženje jedinice El tj. eolskih sedimenata puno je jasnije jer su navedeni sedimenti istraživani na otoku Mljetu i smješteni su u vremenski raspon trajanja LGM – a (24 – 18000 godina prije sadašnjosti). Na temelju akustične diskordatne granice dobivene iz seizmičkih profila smatramo da je došlo do erozije ES 1 u prvoj fazi deglacijacije nakon LGM – a. Erozija ES 1 je zahvatila naslage jedinica B, C, D u najdubljem zapadnom dijelu bazena Koločepskog kanala, a nastala je vjerojatno nakon taloženja eolskog pijeska El tijekom LGM – a. Erozijska površina kod ES1 je nastala nakon LGM – a, a otjecanje se odvijalo kroz sada

većim dijelom zatrpane fosilne ponorne zone na sjevernom rubu otoka Olipe, gdje je i najdublji dio Koločepskog kanala. Na drugoj strani praga je voda izvirala i time činila „Mljetsku rijeku“ čiji su vodotok činile naslage eolskog pijeska. Smatramo da su ponornu zonu na sjevernoj strani prihranjivali površinski vodotoci i izvori koji su povezani sa današnjim priobalnim izvorima i vruljama koje se nalaze na potezu Slano – Doli i koji su povezani sa ponornim zonama Trebišnjice u zaleđu. Nakon prestanka erozije u novonastali bazen/depresiju taložili su jezerski sedimenti jedinice A2. Uvid tome su relativno dobro izraženi jaki paralelnih reflektora vidljivi iz seizmičkih profila. Smatramo da je ta jezerska sedimentacija nastupila nakon dizanja morske razine i potapanja „Mljetske rijeke“ sa razinom mora -70 i -60 m. Poplavljivanjem morem Koločepskog kanala početkom holocena taložila se jedinica A1. Na temelju seizmičkih profila, taloženje jedinice A1 je prisutno u cijelom bazenu pa smatramo da taloženje nije bilo moguće prije 11 ka BP zbog praga Veliki Vratnik od -50 m. Tek nakon postepenog podizanja mora tijekom 11 ka BP je došlo do taloženja jedinice A1 u bazen Koločepskog kanala.Na temelju seizmičkih profila, gdje su izraženi paralelni reflektori u jedinicama A1 i A2, smatramo da većina rasjeda nije bila aktivna tijekom taloženja ovih jedinica.

7. LITERATURA

Antonioli, F. (2003): Sea level change in Italy during last 300 ka BP. A review. Biogeographia 23, 23 – 32.

Antonioli, F., Ferranti, L., Fontana, A., Amorosi, A., Bondesan, A., Braitenberg, C., Dutton, A., Fontolan, G., Furlani, S., Lambeck, K., Mastronuzzi, G., Monaco, C., Spada, G. & Stocchi, P. (2009): Holocene relative sea-level changes and vertical movements along the Italian and Istrian coastlines. Quaternary International 206, 102 – 133.

Babić, Lj., Zupanić, J., Vidović, J., Razum, I. & Crnjaković, M. (2012):Succession of Pleistocene non – marine sediments containing marine fossils, Mjet island, eastern Adriatic (Croatia), Natural Croatia, vol. 2, No, 269 – 299, Zagreb.

Badley, M. E. (1985): „Practical seismic interpretation“. International Human Resources Development Corporation, University of Michigan, 266

Bard, E., Antonioli, F. & Silenzi, S. (2002): Sea – level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argentarola Cave (Italy). Earth and Planetary Science Letters 196, 135 – 146.

Berryhill, J. R. (1986): Submarine canyons – velocity replacement by wave – equation datuming before stack. Geophysics, 51, 1572 – 1579.

Çağatay, M. N., Görür, N., Polonia, A., Demirbağ, E., Sakınç, M., Cormier, M. H., Capotondi, L., McHugh, C., Emre, Ö. & Eriş, K. (2003): Sea – level changes and depositional environments in the Izmit Gulf, eastern Marmara Sea, during the late glacial-Holocene period. Marine Geology 202, 159 – 173.

Coyne, M. K., Jones, B. & Ford, D. (2007): Highstands during Marine Isotope Stage 5: evidence from the Ironshore Formation of Grand Cayman, British West Indies. Quat. Sci. Rev. 26 (3 – 4), 536 – 559

Damuth, J. E. (1980): Use of high frequency (3.5 – 12 kHz) echograms in the study of near bottom sedimentation processes in the deep sea. Marine Geology 38, 51 – 75.

Dorale, J.A., Onac, B. P., Fornós, J.J., Ginés, J., Ginés, A., Tuccimei, P. & Peate, D. W.,(2010): Sea – level highstand 81,000 years ago in Mallorca. Science 327, 860 – 863.

Emiliani, C. (1955): Pleistocene temperatures. Journal of Geology 63, 538 – 578.

Evans, S. M., Dawson, M., Day, J., Frid, C. L. J., Gill, M. E., Pattisina, L. A. & Porter, J. (1995): Domestic waste and TBT pollution in coastal areas of Ambon Island (Eastern Indonesia). Mar. Pollut. Bull. 30: 109 – 115.

Fairbanks, R. G. (1989): A 17000 – year glacio – eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature 342, 637 – 642.

Ferranti, L., Antonioli, F., Mauz, B., Amorosi, A., Dai Pra, G., Mastronuzzi, G., Monaco, C., Orru, P., Pappalardo, M., Radtke, U., Renda, P., Romano, P., Sanso, P. & Verrubbi, V. (2006): Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications. Quaternary International 145 – 146, 30 – 54.

Foglini, F., Prampolini, M., Micallef, A., Angeletti, L., Vandelli, V., Deidun, A., Soldati, M. & Taviani, M. (2015): Late Quaternary coastal landscape morphology and evolution of the Maltese Islands (Mediterranean Sea) reconstructed from high-resolution seafloor data. U: Geology and Archaeology: Submerged Landscapes of the Shelf. Geological Society, London, Special Publications 411.

Garcia-Garcia, A., Garcia-Gil, S. & Vilas, F. (2004): Echo characters and recent sedimentary processes as indicated by high-resolution sub-bottom profiling in Ria de Vigo (NW Spain). Geo-Mar Lett 24, 32 – 45.

Gustafson, D. J. (2012): A geophysical investigation of dewatering structures in Western Lake Superior. Faculty of the Graduate School of the University of Minnesota, 122 str.

Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1944): Frequency of earthquakes in California. Bulletin of the Seismological Society of America, 34(4), 185 – 188.

Herak, D & Herak, M. (2016): Veliki dubrovački potres 1667. godine

Hrvatski hidrografski institut (1987): Karte morskog dna Mljet Olipa M 1 : 25 000, JRM Split, List 70, I. izdanje.

Hrvatski hidrografski institut (1987): Karte morskog dna Olip Slano M 1 : 25 000, JRM Split, List 71, I. izdanje.

Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. & Shackleton, N.J. (1984): The orbital theory of pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing, Proceedings of the Nato Advanced Research Workshop held in Palisades, NY (A. Berger, J. Imbrie, H. Hays, G. Kukla, & B. Saltzman (ur.)), Dordrecht: D. Reidel Publishing, 269 – 305.

Kuk, V., Prelogović, E., Dragičević, I. (2000): Seismotectonically Active Zones in the Dinarides. – Geol. Croatica, 53/2, 295 – 303.

Lambeck, K. & Chappell, H. (2001): Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. Science 292, 679 – 686.

Lambeck, K., Antonioli, F., Purcell, A. & Silenzi, S. (2004): Sea-level change along the Italian coast for the past 10 000 yr. Quaternary Science Reviews 23, 1567 – 1598.

Magaš, D., Faričić, J., Surić, M. (2001): Elafitsko otočje-fizičko-geografska obilježja u funkciji društveno-gospodarskog razvitka. Geoadria, 2001, 6.1: 31-55.

Marković, S., (1971): OGK SFRJ, List Dubrovnik, K 34 – 49 Zavod za geol. i geofiz.istraž. Beograd, 1963- 1965, List OGK

Markušić, S., Herak, D., Ivančić, I., Savić, I., Herak M. & Prelogović, E. (1998): Seismicity of Croatia in the period 1993-1996 and the Ston-Slano earthquake of 1996. Geofizika, 15, 83 – 01, Zagreb.

Maselli, V., Trincardi, F., Cattaneo, A., Ridente, D. & Asioli, A. (2010): Subsidence pattern in the central Adriatic and its influence on sediment architecture during the last 400 kyr. Journal of Geophysical Research 115, B12106, doi:10.1029/2010JB007687.

Micallef, A., Foglini, F., Le Bas, T., Angeletti, L., Maselli, V., Pasuto, A. & Taviani, M. (2013): The submerged paleolandscape of the Maltese Islands: Morphology, evolution and relation to Quaternary environmental change. Marine Geology 335, 129 – 147.

Mitchum, R. M., (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C. E. (ed.), Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 205 – 212.

Morang, A., Larson, R. & Gorman, L. (1997): Monitoring the Coastal Environment; Part III: Geophysical and Research Methods. Journal of Coastal Research 13 (4), 1064 – 1085.

Natević Lj., Petrović V. (1964-1965): Osnovna geološka karta SFRJ; list Trebinje. K 34 – 37 IGI Sarajevo, 1964/65, SGZ Beograd , List OGK

Perković, D. (2010): Osnove geoinformatike, kartografija u Gis-u. Sveučilište u Zagrebu, Rudarsko – geološko – naftni fakultet

Petković, K. (1935): Geologija istočne Srbije. Beograd: Srpska kraljevska akademija, knjiga 28.

Petković, K., Pejović D. & Pašić, M. (1958): Ugljeni rudnik Rtanj: monografska studija geološkog sastava i tektonskih odnosa. Beograd: Naučno delo, knjiga 22.

Raić, V., Papeš, J., Ahac, A., Korolija, B., Grimani, I., Marinčić, S., (1980): OGK SFRJ, List Ston 1:100 000, K 33-48 IGI Sarajevo i GZ Zagreb, 1967- 1968, List OGK

Rovere, A., Raymo, M. E., Vacchi , M., Lorscheid, T., Stocchi , P., Gómez-Pujol, L., Harris, D. L., Casella, E., O'Leary, M.J. & Hearty, P.J. (2016): The analysis of Last Interglacial (MIS 5e) relative sea-level indicators: Reconstructing sea-level in a warmer world. Earth-Science Reviews 159, 404 – 427.

Saito, Y., Katayama, H., Ikehara, K., Kato, Y., Matsumoto, E., Oguri, K., Oda, M. & Yumoto, M. (1998): Transgressive and highstand systems tracts and post – glacial transgression, the East China Sea. Sedimentary Geology 122 (1 – 4), 217 – 232.

Saucier, R. T. (1970): Acoustic Subbottom Profiling Systems: A State-of-the-art Survey. Technical report S – 70 – i. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, 76 page.

Scisciani, V. & Calamita, F. (2009): Active intraplate deformation within Adria: Examples from the Adriatic region. Tectonophysics 476, 57 – 72.

Siddall, M., Rohling, E. J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I. & Smeed, D. A. (2003): Sea – level fluctuations during the last glacial cycle. Nature 423, 853 – 858.

Siddall, M., Rohling, E. J., Thompson, W. G. & Waelbroeck, C. (2008): Marine Isotope Stage 3 sea level fluctuations: Data synthesis and new outlook. Rev. Geophys., 46, RG4003, doi:10.1029/2007RG000226.

Skok, P. (1950.): Slavenstvo i romanstvo na jadranskim otocima, Jadranski institut JAZU, Zagreb.

Surić, M., Korbar, T. & Juračić, M. (2014): Tectonic constraints on the late Pleistocene-Holocene relative sea-level change along the north-eastern Adriatic coast (Croatia). Geomorphology 220, 93 – 103.

Surić, M., Richards, D.A., Hoffmann, D.L., Tibljaš, D. & Juračić, M. (2009): Sea – level change during MIS 5a based on submerged speleothems from the eastern Adriatic Sea (Croatia). Marine Geology 262, 62 – 67.

Tiberti, M. M., Lorito, S., Basili, R., Kastelic, V., Piantanesi, A., Valensise, G. (2009): Scenarios of Earthquake-Generated Tsunamis for the Italian Coast of the Adriatic Sea, Pure appl. geophys. 165.11-12: 2117 – 2142.

Van de Plassche, O. (1986): Sea – level research: a manual for the collection and evaluation of Data. Norwich, Geobooks.

Waelbroecka, C., Labeyriea, L., Michela, E., Duplessya, J. C., McManusc, J. F.,. Lambeckd, K., Balbona, E., Labracheriee, M. (2002) : Sea – level and deep water temperature changes derived from benthicforaminifera isotopic records, Quaternary Science Reviews 21, 295 – 305

Waelbroek, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E. & Labracherie, M. (2002): Sea – level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, Quaternary Science Reviews 21, 295 – 305.

Elaborati i projekti:

Bojanić, L. & Goatti, V.(1985): Hidrogeološka istraživanja zaobalnog brdskog područja između izvorskih voda Zaton – Slano. Arh. struč. dok. Geol. zavoda, br. II, 312/85, Zagreb

Bojanić, L. & Ivičić, D. (1984): Hidrogeološka studija područja Metković – Dubrovnik – Konavle. Arh. struč. dok. Geol. zavoda, br. 186/84, Zagreb.

Lukšić, B., Slobodan M., Hasan, O. & Dedić, Ž. (2008): Rudarsko – geološka osnova/studija Dubrovačko – Neretvanske županije, Hrvatski Geološki Institut, I izdanje

Vranješ, M., Prskalo M. & Džeba, T., (2000): Hidrologija i hidrogeologija sliva Neretve i Trebišnjice, osvrt na izgradnju dijela HE sustava – gornji horizonti

Web izvori:

Herak, M., (2012)(http://seizkarta.gfz.hr/) (15.11.2016)

Karta istraživanog područja (http://www.croatia.eu/article.php?lang=1&id=7, http://www.inet.hr/~rkuzumil/karta.html) (08.11.2016)

Klimatske značajke (http://www.dubrovackoprimorje.hr/opcina_dubrovacko_primorje.php) (10.11.2016)

Odluke o izradi Urbanističkog plana uređenja TZ i LN Sestrice (Službeni glasnik Dubrovačko - neretvanske županije (09/12) (http://www.zzpudnz.hr/LinkClick.aspx?fileticket=WZRniFa-Xe8%3D&tabid=396) (12.11.2016)