

Univerza
v Ljubljani
Fakulteta
*za gradbeništvo
in geodezijo*



Jamova cesta 2
1000 Ljubljana, Slovenija
<http://www3.fgg.uni-lj.si/>

DRUGG – Digitalni repozitorij UL FGG
<http://drugg.fgg.uni-lj.si/>

V zbirki je izvorna različica doktorske disertacije.

Prosimo, da se pri navajanju sklicujete na bibliografske podatke, kot je navedeno:

University
of Ljubljana
Faculty of
*Civil and Geodetic
Engineering*



Jamova cesta 2
SI – 1000 Ljubljana, Slovenia
<http://www3.fgg.uni-lj.si/en/>

DRUGG – The Digital Repository
<http://drugg.fgg.uni-lj.si/>

This is an original PDF file of doctoral thesis.

When citing, please refer as follows:

Zajc, M. 2015. Optimizacija nizkofrekvenčnih georadarskih raziskav za karakterizacijo plitvih geoloških struktur. = Optimisation of low-frequency ground penetrating radar surveys for the characterisation of shallow geological structures. Doctoral dissertation. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo. (Mentor Gosar, A.)

<http://drugg.fgg.uni-lj.si>

Univerza
v Ljubljani

*Naravoslovnotehniška
fakulteta*



DOKTORSKI ŠTUDIJSKI
PROGRAM III. STOPNJE
GRAJENO OKOLJE

Kandidatka:

MARJANA ZAJC, univ. dipl. inž. geol.

**OPTIMIZACIJA NIZKOFREKVENČNIH
GEORADARSKIH RAZISKAV ZA KARAKTERIZACIJO
PLITVIH GEOLOŠKIH STRUKTUR**

Doktorska disertacija številka: 21/GO

**OPTIMISATION OF LOW-FREQUENCY GROUND
PENETRATING RADAR SURVEYS FOR THE
CHARACTERISATION OF SHALLOW GEOLOGICAL
STRUCTURES**

Doctoral thesis No.: 21/GO

Soglasje k temi doktorske disertacije je dala Komisija za doktorski študij na 28. seji
16. maja 2012.

Za mentorja je bil imenovan izr. prof. dr. Andrej Gosar.

Ljubljana, 4. junij 2015

Univerza
v Ljubljani

*Naravoslovnotehniška
fakulteta*



Komisijo za oceno ustreznosti teme doktorske disertacije v sestavi:

- izr. prof. dr. Andrej Gosar, UL NTF,
- izr. prof. dr. Marko Vrabec, UL NTF,
- doc. dr. Goran Vižintin, UL NTF,
- doc. dr. Branko Mušič, UL FF,

je imenoval Senat Naravoslovnotehniške fakultete na 28. redni seji, dne 22. marca 2012.

Poročevalce za oceno doktorske disertacije v sestavi:

- izr. prof. dr. Marko Vrabec, UL NTF,
- doc. dr. Goran Vižintin, UL NTF,
- doc. dr. Branko Mušič, UL FF,

je imenoval Senat Naravoslovnotehniške fakultete na 17. redni seji, dne 26. marca 2015.

Komisijo za zagovor doktorske disertacije v sestavi:

- doc. dr. Željko Vukelić, predsednik,
- prof. dr. Andrej Gosar, mentor,
- izr. prof. dr. Marko Vrabec, UL NTF,
- doc. dr. Goran Vižintin, UL NTF,
- doc. dr. Branko Mušič, UL FF,

je imenoval Senat Naravoslovnotehniške fakultete na 19. redni seji, dne 21. maja 2015.

Univerza
v Ljubljani

*Naravoslovnotehniška
fakulteta*



IZJAVA O AVTORSTVU

Podpisana Marjana Zajc izjavljam, da sem avtor doktorskega dela z naslovom »**Optimizacija nizkofrekvenčnih georadarskih raziskav za karakterizacijo plitvih geoloških struktur**«.

Izjavljam, da je elektronska različica v vsem enaka tiskani različici.

Izjavljam, da dovoljujem objavo elektronske različice v repozitoriju UL FGG.

Marjana Zajc

ERRATA

Stran z napako

Vrstica z napako

Namesto

Naj bo

Ta stran je namenoma prazna.

BIBLIOGRAFSKO-DOKUMENTACIJSKA STRAN IN IZVLEČEK

UDK	550.3:621.396.9(043.3)
Avtor:	Marjana Zajc, univ. dipl. inž. geol.
Mentor:	red. prof. dr. Andrej Gosar
Naslov:	Optimizacija nizkofrekvenčnih georadarskih raziskav za karakterizacijo plitvih geoloških struktur
Tip dokumenta:	doktorska disertacija
Obseg in oprema:	197 str., 127 sl., 7 pregl.
Ključne besede:	nizkofrekvenčni georadar, RTA, aktivna tektonika, kraški pojavi, geohazard

Izvleček:

Nizkofrekvenčne georadarske raziskave, predstavljene v disertaciji, so prve takšne raziskave izvedene na območju Slovenije. Metoda georadarja ima pred drugimi geofizikalnimi metodami to prednost, da je oprema lahka in mobilna, z njo pa je moč hitro, neinvazivno, cenovno ugodno in natančno določiti potek ter geometrijo geoloških struktur plitvo pod površjem. Temelji na oddajanju kratkih pulzov elektromagnetnega valovanja, pri čemer prihaja v podpovršju do odbojev signalov na mejah med kamninami z različnimi dielektričnimi lastnostmi. Z uporabo 50 MHz RTA antene je bilo mogoče izvajati raziskave tudi na težje prehodnih območjih, kjer do sedaj geofizikalne raziskave niso bile možne. S pomočjo nizkofrekvenčnih georadarskih raziskav smo na območjih povečane potresne nevarnosti določili prisotnost in značilnost različnih tektonskih struktur. Na območju Idrijskega preloma v Srednji Kanomlji in Vodiškega preloma v Hrašah smo locirali primerno lokacijo paleoseizmoloških izkopov, georadarske rezultate pa smo primerjali še z drugimi geofizikalnimi metodami ter podatki iz izkopov. Na območju Krške kotline smo raziskali Libenski prelom in stopnjo tektonsko pogojenega nagiba Brežiške terase. Za potrebe raziskav tektonskih in kraških pojavov, ki predstavljajo nevarnost pri eksploataciji mineralnih surovin v kamnolomih, smo izvedli meritve v kamnolomu Rodež pri Anhovem ter kamnolomu Črnotiče na Kraškem robu. V kamnolomu Črnotiče smo tako določili geometrijo narivne ploskve Socerbskega preloma, v kamnolomu Rodež pa smo uspešno določili potek tektonskih diskontinuitet ter prisotnost kraških kavern, s tem pa omogočili boljši vpogled v podpovršje in pridobili ključne podatke za nadaljno eksploatacijo. V okviru hidrogeoloških raziskav je uporaba georadarja omogočila določitev globine do gladine podzemne vode v zaledju izvira reke, pri inženirskogeoloških raziskavah pa smo uspeli z georadarjem določiti debelino fosilnega plazu Selo pri Ajdovščini. Pri vseh raziskavah so bile testirane napredne metode obdelave profilov, ki se v georadarskih raziskavah še ne uporabljajo rutinsko. Rezultate, ki smo jih dobili z optimizacijo postopkov obdelave radargramov glede na različne geološke razmere, smo primerjali z obstoječimi podatki, pridobljenimi z geološkim kartiranjem, raziskovalnim vrtanjem, rezultati drugih geofizikalnih raziskav in s paleoseizmološkimi izkopi. S tem smo dokazali, da je nizkofrekvenčna georadarska metoda zelo učinkovita in dovolj natančna pri lociranju in karakterizaciji diskontinuitet plitvo pod površjem v različnih geoloških pogojih, ki nastopajo v Sloveniji.

Ta stran je namenoma prazna.

BIBLIOGRAPHIC-DOCUMENTALISTIC INFORMATION AND ABSTRACT

UDC: 550.3:621.396.9(043.3)
Author: Marjana Zajc, univ. dipl. inž. geol.
Supervisor: Prof. Andrej Gosar, Ph.D.
Title: Optimisation of low-frequency ground penetrating radar surveys for the characterisation of shallow geological structures
Document type: Doctoral dissertation
Scope and tools: 197 p., 127 fig., 7 tab.
Keywords: low-frequency ground penetrating radar, RTA, active tectonics, karstic features, geohazard

Abstract

In the research presented in this dissertation low-frequency ground penetrating radar (GPR) was used for the first time in Slovenia. The advantage of the GPR method above other geophysical methods is its light and mobile equipment enabling a fast, non-invasive, inexpensive and accurate way of determining the spatial extend and geometry of geological structures in the shallow subsurface. By using the 50 MHz RTA antenna, we were able to carry out research in rugged terrain where other geophysical surveys were not possible. With the use of low-frequency GPR we determined the presence and characteristics of different tectonic structures within areas of increased seismic hazard. In the area of the Idrija fault in Srednja Kanomlja and the Vodice fault in Hraše, we located suitable locations for palaeoseismological trenches and compared GPR results with other geophysical methods as well as data from the trenches. In both cases we also determined the courses of the main fault zones, which could be tracked in wider areas. In the Krško basin, we investigated the Libna fault and the rate of tectonically induced subsidence of the Brežice terrace. For the purpose of researching tectonic and karst features that pose a threat during the exploitation of mineral resources in quarries, measurements were performed in the Rodež quarry near Anhovo as well as in the Črnotiče quarry situated on the Karstic edge. In the Črnotiče quarry we determined the geometry of the thrust-fault plane of the Socerb fault as well as the presence of karstic features. In the Rodež quarry we not only successfully tracked tectonic discontinuities in the subsurface but were also able to locate karst cavities, providing a better insight into the subsurface and obtaining key information needed for further exploitation processes. In the context of the hydrogeological research the use of GPR enabled the determination of the depth to groundwater in the hinterland of the Radovna River. Within the engineering geological research conducted on the fossil landslide Selo near Ajdovščina we successfully determined the thickness of the fossil landslide using GPR. Advanced methods of GPR data processing were tested. The results, obtained by optimizing the processing of radargrams based on geological conditions, were compared with existing data from geological mapping, research drilling, results from other geophysical researches and palaeoseisological trenching. We proved that the low-frequency GPR method is very effective and sufficiently accurate in locating and characterising discontinuities in the shallow subsurface in different geological conditions encountered in Slovenia.

Ta stran je namenoma prazna.

ZAHVALA

Javni agenciji za raziskovalno dejavnost Republike Slovenije se zahvaljujem za financiranje mojega doktorskega študija prek programa Mladi raziskovalci (pogodba št. 1000-10-310074). Zahvalila bi se tudi Oddelku za geotehnologijo in rudarstvo na Naravoslovnotehniški fakulteti Univerze v Ljubljani, ki mi je omogočil mesto mlade raziskovalke.

Zahvaljujem se mentorju red. prof. dr. Andreju Gosarju za usmerjanje, svetovanje in vso pomoč pri nastajanju disertacije. Želela bi se zahvaliti tudi Geološkemu zavodu Republike Slovenije za pomoč in sodelovanje, še posebej dr. Milošu Bavcu, dr. Bogomirju Celarcu, dr. Petri Jamšek Rupnik in dr. Marijanu Poljaku. K izvedbi terenskih raziskavah so pripomogli tudi dr. Jernej Jež, izr. prof. dr. Timotej Verbovšek, asist. Tomislav Popit, izr. prof. dr. Mihael Brenčič, Anja Torkar, Marijan Grm, Maša Teran in Teja Čeru. Najlepša hvala vsem.

Za sodelovanje se zahvaljujem tudi Marjeti Car in Robertu Stoparju iz podjetja Geoinženiring d.o.o., dr. Željku Pogačniku in podjetju Salonit Anhovo d.d. ter Žigi Gabrovšku iz podjetja Vitrum laser inženiring d.o.o.

Iskrena hvala tudi Alešu Podpečanu za nepogrešljivo pomoč na terenu ter Davidu Medici za nesebično posredovanje znanja o obdelavi podatkov.

Nenazadnje se zahvaljujem tudi članom komisije izr. prof. dr. Marku Vrabcu, doc. dr. Branku Mušiču in doc. dr. Goranu Vižintinu za natančen pregled disertacije ter vse pripombe in nasvete, ki so pripomogli k izboljšanju doktorskega dela.

Ta stran je namenoma prazna.

KAZALO VSEBINE

BIBLIOGRAFSKO-DOKUMENTACIJSKA STRAN IN IZVLEČEK	III
BIBLIOGRAPHIC-DOCUMENTALISTIC INFORMATION AND ABSTRACT	V
KAZALO PREGLEDNIC	XII
LIST OF TABLES	XIII
KAZALO SLIK	XIV
LIST OF FIGURES	XXIV
1 UVOD	1
2 OPREDELITEV RAZISKOVALNEGA PROBLEMA	4
3 GEORADARSKA METODA.....	7
3.1 Osnove delovanja.....	7
3.1.1 Širjenje, odboj in lom elektromagnetnih valov.....	9
3.1.2 Dušenje in globinski doseg georadarja	13
3.1.3 Frekvenca antene in ločljivost podatkov	16
3.2 Elektromagnetne lastnosti kamnin	19
3.2.1 Dielektričnost ϵ	20
3.2.2 Prevodnost σ	21
3.2.3 Magnetna permeabilnost μ	23
3.3 Obdelava podatkov.....	23
3.3.1 Osnovna obdelava	23
3.3.2 Napredna obdelava	27
4 SEIZMOTEKTONIKA IN POTRESNA NEVARNOST SLOVENIJE	31
4.1 Seizmotektonika Slovenije.....	31
4.2 Potresna nevarnost Slovenije	34
5 IZVAJANJE GEORADARSKIH RAZISKAV.....	37
5.1 Georadarska oprema.....	37

5.2 Določevanje georadarskih profilov in potek snemanja	38
5.3 Programska oprema za obdelovanje radargramov.....	39
5.3.1 RadExplorer.....	39
5.3.2 Reflexw	40
5.4 Optimizacija postopkov obdelave radargramov	42
6 RAZISKAVE ZNOTRAJ OBMOČIJ POVEČANE POTRESNE NEVARNOSTI	57
6.1 Raziskave Idrijskega in Raškega preloma.....	57
6.1.1 Geologija in tektonika območja	57
6.1.2 Idrijski prelom.....	58
6.1.3 Raški prelom.....	76
6.2 Raziskave prelomov v Ljubljanski kotlini.....	83
6.2.1 Geologija in tektonika območja	85
6.2.2 Vodiški prelom.....	86
6.2.3 Cerkljski prelom, Utiški prelom in Skaručenski prelom	101
6.3 Raziskave Libenskega preloma in Brežiške terase.....	108
6.3.1 Geologija in tektonika območja	109
6.3.2 Libenski prelom	110
6.3.3 Brežiška terasa	116
6.4 Tektonski in kraški pojavi v kamnolomu Rodež pri Anhovem	125
6.4.1 Geologija in tektonika območja	128
6.4.2 Lokacije profilov.....	129
6.4.3 Obdelava radargramov	131
6.4.4 Rezultati in diskusija	135
7 RAZISKAVE DRUGIH PLITVIH GEOLOŠKIH STRUKTUR.....	143
7.1 Kraški rob: kamnolom Črnotiče.....	143
7.1.1 Namen raziskav.....	143
7.1.2 Lokacije profilov in izvajanje meritev.....	145
7.1.3 Obdelava radargramov	148

7.1.4 Rezultati in diskusija.....	152
7.2 Določevanje nivoja gladine podzemne vode: Zgornja Radovna	159
7.2.1 Namen raziskav	159
7.2.2 Lokacija profilov in izvajanje meritev	159
7.2.3 Obdelava radargramov.....	163
7.2.4 Rezultati in diskusija.....	166
7.3 Raziskave debeline fosilnega plazu: Plaz pri Selu v Vipavski dolini.....	170
7.3.1 Namen raziskav	170
7.3.2 Lokacije profilov in izvajanje meritev	171
7.3.3 Obdelava radargramov.....	174
7.3.4 Rezultati in diskusija.....	177
8 ZAKLJUČKI.....	181
VIRI.....	185

KAZALO PREGLEDNIC

Preglednica 3.1: Značilne relativne dielektrične konstante ϵ_r pogostih geoloških materialov, dušenje α [dB/m] ter hitrost potovanja valovanja v [m/ns] pri frekvenci 100 MHz (po Davis in Annan, 1989).	15
Preglednica 3.2: Globinski doseg georadarja pri različnih frekvencah antene (po GSSI, 2011).	19
Preglednica 3.3: Značilne vrednosti dielektričnosti ϵ_r in statične prevodnosti σ_s pogostih podpovršinskih materialov ter vpliv prisotnosti vode, izmerjenih pri frekvenci antene 100 MHz (po Jol, 2009).	22
Preglednica 6.1: Podatki o georadarskih profilih v kamnolomu Rodež.	130
Preglednica 7.1: Informacije o georadarskih profilih kamnoloma Črnotiče.	148
Preglednica 7.2: Osnovni podatki o georadarskih profilih Zgornje Radovne.	160
Preglednica 7.3: Osnovni podatki o georadarskih profilih na Plazu pri Selu.	174

LIST OF TABLES

Table 3.1: Typical relative dielectric constant ϵ_r of common geological materials, attenuation α [dB/m] and wave velocity v [m/ns] at 100 MHz frequency (after Davis and Annan, 1989).	15
Table 3.2: GPR penetration depths at different antenna frequencies (after GSSI, 2011)	19
Table 3.3: Typical values of relative permittivity ϵ_r and static conductivity σ_s for common subsurface materials showing the influence of water at the antenna frequency of 100 MHz (after Jol, 2009).	22
Table 6. 1: Information about Rodež quarry GPR profiles	130
Table 7. 1: Information about Črnotiče quarry GPR profiles	148
Table 7. 2: Basic data on Zgornja Radovna GPR profiles	160
Table 7. 3: Basic data on Selo landslide GPR profiles	174

KAZALO SLIK

Slika 3.1: A – Shematski prikaz georadarskega sistema in podpovršinskega odboja v eni sami točki; B – georadarski profil, sestavljen iz posameznih zaporednih sledi v sosednjih točkah raziskovalnega profila (po Neal, 2004).	8
Slika 3.2: Snellov zakon (po Reynolds, 1997).	9
Slika 3.3: Vrste valov med oddajno in sprejemno anteno (po Neal, 2004).	10
Slika 3.4: Čas potovanja različnih valov pri dvoslojnim modelu (po Blindow, 2006).	12
Slika 3.5: Nastanek refleksijske hiperbole nad točkastim objektom (po Conyers, 2004). 1 – dvojni čas signala; 2 – vertikalni zapis dvojnega časa signala; 3 – refleksijska hiperbola.	13
Slika 3.6: Faktorji in procesi, ki povzročajo zmanjšanje moči radarskega signala (po Reynolds, 1997).	14
Slika 3.7: Odvisnost dosega georadarja od dušenja pri različnih zmogljivostih sistema v dB (po Milsom, 2003).	16
Slika 3.8: Odvisnost ločljivosti georadarja od frekvence pri hribinah in vlažnih zemljinah (po Davis in Annan, 1989).	17
Slika 3.9: A – Fresnelova cona; B – odvisnost Fresnelove cone od frekvence (po Neal, 2004).	18
Slika 3.10: Horizontalna ločljivost v odvisnosti od širine žarka (po Reynolds, 1997).	18
Slika 3.11: Širjenje elektromagnetnega valovanja v praznem prostoru (Daniels, 2004).	19
Slika 3.12: Vpliv prisotnosti vode na dielektričnost nekaterih geoloških snovi (po Daniels, 2004).	21
Slika 3.13: Odstranitev zamika signala (po Jol, 2009).	25
Slika 3.14: Različni primeri, kjer se ničelni čas določi pri: A – prvem odboju, B – prvem negativnem vrhu, C – točki ničelne amplitude, D – točki srednje amplitude, E – prvem pozitivnem vrhu (Yelf in Yelf, 2007).	25
Slika 3.15: Osnovni princip migracije. A – korekcija vpada reflektorja; B – skrčitev hiperbole v točko izvora (po Jol, 2009).	28
Slika 3.16: Določevanje hitrosti potovanja elektromagnetnega valovanja. A – metoda skupne sredinske točke CMP (po Reynolds, 1997); B – prileganje hiperbole (po Jol, 2009).	30
Slika 4.1: Tektonske enote slovenskega ozemlja z ločilnimi elementi: 1 – Periadriatski prelom, 2 – Labotski prelom; 3 – Ljutomerski prelom; 4 – Južnoalpska narivna meja; 5 – zunanjedinarska narivna meja (po Placer, 2008; Poljak et al., 2010).	31
Slika 4.2: Seizmogena območja Slovenije in sosednjih pokrajin. Puščice s pripisanimi vpadi prikazujejo smer glavne napetostne osi, pridobljene iz žariščnih mehanizmov (po Poljak et al., 2000).	32
Slika 4.3: Karta potresne intenzitete s povratno dobo 475 let (MORS, 2014).	34
Slika 4.4: Karta potresne nevarnosti Slovenije na podlagi projektnega pospeška tal (Lapajne et al., 2001).	35

Slika 5.1: Uporabljen georadarska oprema. A – nahrbtnik; B – ProEx kontrolna enota z optičnim modulom antene; C – merilnik razdalje («Hip Chain») z bombažno vrstico; D – RTA antena (Mala, 2014).....	37
Slika 5.2: Izvajanje meritev na terenu.	38
Slika 5.3: Programsko okno programa RadExplorer 1.4 z označenimi funkcijskimi enotami.....	40
Slika 5.4: Programsko okno programa Reflexw 6.0.5 z označenimi funkcijskimi enotami.	41
Slika 5.5: Možnost primerjave dveh radargramov. a – horizontalni način razdelitve; b – vertikalni način razdelitve.	42
Slika 5.6: Primerjava rezultatov odstranitve zamika signala (zeleni okvir) s postopoma »DC shift« (modri okvir) in »dewow« (vijoličasti okvir).	44
Slika 5.7: Določevanje ničelnega časa. Položaj prvega pozitivnega vrha (rdeče linije) vzdolž radargrama precej bolj niha kot položaj prvega negativnega vrha (modre linije).....	45
Slika 5.8: Primerjava končnih rezultatov obdelave z uporabo upadanja energije (levo) in ročnim ojačenjem (desno) pri določanju gladine podtalnice (označena s črnima puščicama).	46
Slika 5.9: Postopek ročne ojačitve uporabljen pri obdelavi radargrama na sliki 5.8. A – krivulja upadanja jakosti signala; B – krivulja ojačitve jakosti signala; C – ročno spremenjena krivulja ojačitve jakosti signala.	47
Slika 5.10: Primerjava končnih rezultatov obdelave z uporabo upadanja energije (levo) in ročnim ojačenjem (desno) pri sledenju nariva (označen s črnimi puščicami).	48
Slika 5.11: Postopek ročne ojačitve uporabljen pri obdelavi radargrama na sliki 5.10. A – krivulja upadanja jakosti signala; B – krivulja ojačitve jakosti signala; C – ročno spremenjena krivulja ojačitve jakosti signala.	48
Slika 5.12: Primer migracije na profilu posnetem preko predora Kastelec. Levo – pred migracijo; desno – po Kirchhoffovi migraciji. Rdeči okvir označuje obe predorski cevi, modri pa dve potencialni kraški jami.	49
Slika 5.13: Primer migracije na profilu posnetem prek antiklinale v kamnolomu Črnotiče. A – pred migracijo; B – po Kirchhoffovi migraciji; C – po f-k (Stoltovi) migraciji.	50
Slika 5.14: Primer migracije na profilu z zračnimi odboji. Zgoraj – pred migracijo; spodaj – po Kirchhoffovi migraciji.....	51
Slika 5.15: Postopek odstranjevanja dogodkov z določenim vpadom pri f-k filtriranju. A – f-k spekter; B – določitev hitrostnega območja v obliki dveh pahljač (rdeče območje); C – odstranitev tega hitrostnega območja.	52
Slika 5.16: Postopek f-k filtriranja za odstranjevanje zračnih odbojev od dreves.....	53
Slika 5.17: Postopek f-k filtriranja za odstranjevanje zračnih odbojev od bližnjega vodnega kanala.	54
Slika 5.18: Primer uporabe dekonvolucije za odstranjevanje večkratnega odbijanja signalov zaradi snemanja blizu železne ograje.....	55
Slika 5.19: Rezultati dekonvolucije pri uporabi različnih odstotkov belega šuma.....	56

Slika 6. 1: A – lokaciji opazovanj mikro-deformacij s TM 71 ekstenziometrom na Idrijskem prelomu v dolini Učje (1) in na Raškem prelomu ob vznožju Vremšice (2) (po Gosar, 2007); B – karta seizmičnosti Zahodne Slovenije (po Gosar, 2007).....	58
Slika 6.2: A – položaj georadarskih profilov 1-5 (rumene linije) ter dodatnega georadarskega profila 6 (oranžna linija) prek Idrijskega preloma (rdeča linija, generalna smer); B – položaj ERT in SRT profilov A-A' in B-B' (modri liniji) (Bavec et al., 2012a).	60
Slika 6.3: Potek georadarskega profila 5 (zeleno linija) prek območja, kjer je potek Idrijskega preloma neznan (črtkana rdeča linija) (po Moulin et al., 2014).	61
Slika 6.4: Postopki osnovne obdelave radargramov posnetih v okolici Srednje Kanomlje prikazani na primeru profila 3 s prikazanim vplivom na izbrano sled (lokacijo sledi na radargramu označuje rdeča linija). A – surov radargram in določitev časovnega intervala za odstranitev zamika signala (zeleni okvir); B – po odstranitvi zamika signala; C – po določitvi ničelnega časa in odstranitvi ozadja; D – po ojačitvi amplitude z upadanjem energije; E – po pasovno prepustnem filtriranju z označenimi zračnimi odboji (modri okvir) in večkratnimi odboji (oranžni okvir).	63
Slika 6.5: F-k filtriranje georadarskega profila 3 za potrebe odstranjevanja zračnih odbojev. A – rezultat osnovne obdelave (slika 6.4E); B – določevanje vpadov linearnih delov hiperbol (interval od $\pm 0,15$ do $\pm 0,22$ m/ns); C – rezultat uporabe parametrov iz B; D – določevanje vpadov preostalih linearnih delov hiperbol (interval od $\pm 0,22$ do $\pm 0,26$ m/ns); E – rezultat uporabe parametrov iz D.	65
Slika 6.6: Dekonvolucija na georadarskem profilu 3 s prikazanim vplivom na izbrano sled (lokacijo sledi na radargramu označuje rdeča linija); A – rezultat f-k filtriranja (slika 6.5E) z označenima dvema območjima dekonvolucije (modri okvir na B, zeleni okvir na C); B – rezultat dekonvolucije na območju modrega okvirja; C – rezultat dekonvolucije na območju zelenega okvirja. Oranžni okvir označuje razliko med B in C.....	66
Slika 6.7: Rezultat obdelave georadarskega profila 2 prek Idrijskega preloma pred (A) in po f-k filtriranju (B) z označenima manjšima anomalijama (zeleni in modri okvir), večjo anomalijo (rdeči okvir) in močnimi linearnimi reflektorji (oranžni okvir).	68
Slika 6.8: Rezultat obdelave georadarskega profila 3 prek Idrijskega preloma pred (A) in po f-k filtriranju ter dekonvoluciji (B) z označeno večjo anomalijo (rdeči okvir), kaotičnimi odboji (oranžni okvir) in manjšo anomalijo (modri okvir).	68
Slika 6.9: Rezultat obdelave georadarskega profila 5 prek Idrijskega preloma pred (A) in po f-k filtriranju (B) z označeno večjo anomalijo (rdeči okvir) in manjšo anomalijo (zeleni okvir).	69
Slika 6.10: Rezultat obdelave georadarskega profila 6 prek Idrijskega preloma pred (A) in po f-k filtriranju (B) z označenimi zračnimi odboji (modri okvir), manjšo anomalijo (zeleni okvir) in večjo anomalijo (rdeči okvir).	70
Slika 6.11: Trasa georadarskega profila 6 paleoseizmološkem izkopu je potekala mimo odkopanega materiala (modri okvir), ki je povzročil zračne odboje (po Bavec et al., 2012b).	70

Slika 6.12: Primerjava rezultatov SRT (A) in ERT (B) metod na profilu A-A' (po Stopar in Car, 2011) ter georadarskega profila 2 (C). Črni okvirji označujejo mesta treh anomalij.	71
Slika 6.13: Primerjava rezultatov SRT (A) in ERT (B) metod na profilu B-B' (po Stopar in Car, 2011) ter georadarskega profila 6 (C). Rdeči okvir označuje globljo anomalijo, ki predstavlja območje glavne prelomne cone.	73
Slika 6.14: Primerjava topografsko korigiranega georadarskega profila 6 z interpretacijo paleoseizmološkega izkopa. A – profil 6; B – interpretacija profila 6 (modra krivulja predstavlja zračni odboj, zelena in oranžna linija pa meje med plastmi; PD – prelom D; PF – prelom F, PK – prelom K); C – interpretacija severnega boka izkopa; D – interpretacija južnega boka izkopa; 1 – sedimentne kamnine podlage; 2 – glavno sedimentacijsko telo (blokovni prod); 3, 4 – zapolnitve najnižjih delov depresij (prod, mulj); 5, 6 – aluvialni in koluvialni sedimenti (grušč, prod); 7 – tla; 8 – prelom (po Bavec et al., 2012b).	75
Slika 6.15: A – satelitska slika lokacij georadarskih profilov, ki prečkata Raški prelom (modri liniji); B – geološka karta območja z vrisanimi lokacijama georadarskih profilov (modri liniji), Raškim prelomom (a) in Tomačevskim prelomom (b). 1 – apnenec, laporast apnenec in apnenčeva breča (Liburnijska formacija); 2 – debeloplastnati in masivni apnenec z rudistnimi biostromami (Lipiška formacija); 3 – ploščasti in laminirani apnenec z rožencem (Lipiška formacija, Tomajski apnenec) (Jurkovšek, 2013).	77
Slika 6.16: Lokaciji georadarskih profilov preko Raškega preloma. A – profil 1 ob cestnem useku (slikano proti SV); B – profil 2 po pohodni poti Raša (slikano proti JV).	78
Slika 6.17: A – fotografija brežine cestnega useka z označeno traso profila 1 (rdeča linija); B – georadarski profil 1; C – skica prelomne cone Raškega preloma z označeno traso profila 1 (rdeča linija); 1 – porušena kamnina z zabrisanimi plastmi; 2 – zmleta kamnina; 3 – pretrta kamnina z vidnimi plastmi (ZRSVN, 2015).	80
Slika 6.18: Rezultat georadarskega profila 2 preko Raške prelomne cone. A – pred odstranitvijo povprečja signala; B – po odstranitvi povprečja signala z označeno diskontinuiteto (rdeča linija) in difrakcijsko hiperbolo (črna krivulja); C – območje radargrama z diskontinuiteto (rdeča linija) in difrakcijsko hiperbolo (črna krivulja) v merilu 1:1.	82
Slika 6.19: Geografski položaj Ljubljanske kotline in njenih podenot (Jamšek Rupnik, 2013).	83
Slika 6.20: Intenzitete Ljubljanskega potresa leta 1895 po EMS-98. Vrednosti V-VII predstavljajo podatke, kjer je bila prijavljena škoda, vendar stopnjo škode ni bilo mogoče oceniti (Jamšek Rupnik, 2013).	84
Slika 6.21: Opredeljeni in predvidevani kvartarni aktivni prelomi Ljubljanske kotline (Verbič, 2006).	86
Slika 6.22: Območje Vodiškega preloma z vidnimi deformacijami in označenim potekom S in J topografske stopnje preloma. A – digitalni model reliefa (barvna skala prikazuje nadmorske	

višine in ni linearna); B – topografska karta (Bavec et al., 2010). Modri okvir predstavlja lokacijo slike 6.23A.....	87
Slika 6.23: A – trasa testnega georadarskega profila za določitev lokacije paleoseizmološkega izkopa Hraše (rdeča linija, položaj označen na sliki 6.22), rumeni okvir označuje lokacijo slike 6.24B); B – snemanje profila skozi koruzno polje na južni topografski stopnji preloma (oranžni okvir).	88
Slika 6.24: Položaj georadarskih profilov posnetih med paleoseizmološkim izkopom. A – snemanje z 250 MHz anteno in trasi georadarskih profilov 1 in 3; B – skica paleoseizmološkega izkopa (svetlo rjava barva), odložen izkopan material (temno rjava barva) in trase georadarskih profilov 1, 2 in 3 z označenimi markerji na začetku, koncu in lomu izkopa.	89
Slika 6.25: Postopki obdelave radargramov posnetih s 50 MHz anteno ob izkopu Hraše prikazani na primeru profila 3 (Reflexw). A – surov radargram in določitev časovnega intervala za odstranitev zamika signala (zeleni okvir); B – rezultat obdelave z ojačenjem amplitude s postopkom upadanja energije; C – rezultat obdelave z ročnim ojačenjem amplitude; D – po f-k filtriranju.....	92
Slika 6.26: Rezultat testnega georadarskega profila z označenimi markerji (zeleni linije) in difrakcijsko hiperbolo zračnega odboja (zeleni krivulja). Lokacija je prikazana na sliki 6.23. Črni okvir označuje območje anomalije v podpovršju.....	93
Slika 6.27: Primerjava profila 1, posnetega s 50, 250 in 500 MHz anteno, z difrakcijskimi hiperbolami zračnih odbojev (rumene linije in krivulje).	94
Slika 6.28: Primerjava profila 2, posnetega s 50, 250 in 500 MHz anteno. Rdeči okvir označuje močno anomalijo na 500 in 250 MHz profilih, na 50 MHz profilu pa je komaj vidna.	95
Slika 6.29: Primerjava profila 3, posnetega s 50, 250 in 500 MHz anteno. Rdeči okvir označuje močno anomalijo na 50 MHz profilu, ki na 500 in 250 MHz profilih ni vidna.	96
Slika 6.30: Dva načina prikaza dodatno obdelanega profila 3, posnetega s 50 MHz anteno, ki vsebuje močno anomalijo (rdeči okvir) in linearni reflektor (rdeča linija).	97
Slika 6.31: Primerjava rezultatov SRT (A) in ERT (B) metod na izkopu Hraše (po Stopar in Car, 2012) ter georadarskega profila 3 (C). Črni okvirji označujejo mesto anomalije, vidne na georadarskem profilu 3.....	100
Slika 6.32: Interpretacija paleoseizmološkega izkopa čez južno vejo Vodiškega preloma. Rdeči okvir označuje mesto anomalij na radargramih (Jamšek Rupnik et al., 2014).	100
Slika 6.33: Lokacija georadarskega profila C1 (rdeča linija). A – skica domnevne prelomne strukture Cerkeljskega preloma (Ce) (Vrabec, 2001); B – satelitska slika območja; C – fotografija terena z označenim mestom izravnave (rumena linija), pogled proti SV.....	102
Slika 6.34: Georadarski profil C1 z označenimi zapolnitvami (modre krivulje) in možnim Cerkeljskim prelomom (rdeča linija). Črni okvir označuje območje slike 6.35.....	102
Slika 6.35: Detajl georadarskega profila C1 z označeno prelomno cono Cerkeljskega preloma (rdeče območje) in bližnje zapolnitve (modra krivulja) v merilu 1:1.	103

Slika 6.36: Lokacija georadarskih profilov U1 in U2 (rdeči liniji). A – satelitska slika območja; B – fotografija terena z vidno traso profila U2, pogled proti S.	104
Slika 6.37: Rezultat georadarskega profila U1 z označenima zapolnitvama (modri krivulji), lokacijo Utiškega preloma (rdeča linija), anomalijo (rumeni okvir) in območjem prikazanim na sliki 6.38 (črni okvir).	104
Slika 6.38: Detajl georadarskega profila U1 z možnim Utiškim prelomom (rdeča linija) v merilu 1:1.	105
Slika 6.39: Rezultat georadarskega profila U2 z označeno zapolnitvijo (modra krivulja) in zračnimi odboji (rumeni okvir).	106
Slika 6.40: Lokacija georadarskega profila S1. A – satelitska slika območja z označeno traso profila (rdeča linija) in potekom dveh izboklin (rumeni liniji); B – fotografija terena z označeno topografijo (modra krivulja), dvema izboklinama (rumeni puščici) in traso profila (rdeča linija), pogled proti SV.	107
Slika 6.41: Zgoraj – rezultat georadarskega profila S1; spodaj – topografska korekcija profila S1 z označeno cesto (zeleni okvir), izboklinama (rdeči krivulji) in vmesno sedimentno zapolnitvijo (modre krivulje).	108
Slika 6.42: Lokacije treh paleoseizmoloških izkopov na Libni pri Krškem (zeleni linije) z označenima približnima SV in JZ mejama prelomne cone Libenskega preloma (rdeči liniji) (po Bavec et al., 2011).	109
Slika 6.43: A – geografski položaj širšega območja raziskav; B – lokacija georadarskih profilov na Libni pri Krškem; C – fotografija z označenimi trasami georadarskih profilov.	110
Slika 6.44: Postopki obdelave radargramov posnetih na Libni prikazani na primeru profila 3 s prikazanim vplivom na izbrano sled (lokacijo sledi na radargramu označuje rdeča linija). A – surov radargram in določitev časovnega intervala za odstranitev zamika signala (zeleni okvir); B – po odstranitvi zamika signala; C – po določitvi ničelnega časa in odstranitvi ozadja; D – po ojačitvi amplitude z upadanjem energije; E – po pasovno prepustnem filtriranju; F – obrnjen profil po f-k filtriranju; G – po odstranitvi povprečja.	112
Slika 6.45: Levo – georadarski profil 1 posnet na mestu izkopa 3; desno – fotografija izkopa 3 posneta v smeri proti SV (Bavec et al., 2011).	113
Slika 6.46: Zgoraj – interpretacija paleoseizmološkega izkopa 3 (a – stopnica izkopa, b – razpoka, c – prelom, d – površje, e – spodnja meja tal, f – vzorci, 1 – tla, 2 – melj s peščenim prodrom, 3 – preperinska »glina« s prodniki, 4 – z manganom obarvana preperinska »glina«, 5 – preperinska »glina« z meljem, 6 – preperinska »glina«, 7 – litotamnijski apnenec, 8 – porušitev stene; po Bavec et al., 2011); spodaj – georadarski profil 2 z označenim apnencem (črni okvir) in meljem s peščenim prodrom (modri okvir).	114
Slika 6.47: Levo – georadarski profil 3 posnet na mestu izkopa 1 z označenim apnencem (rdeči okvir), anomalijo na sredini profila (črni okvir) in močno izraženimi reflektorji (zeleni okvir); desno –	

fotografija izkopa 1 v smeri JZ pred zasutjem z vidni apnencem (rdeči okvir) (Bavec et al., 2011).	115
Slika 6.48: Georadarski profil 4 z označnimi močnejšimi odboji (rdeči okvir) in zračnimi odboji (črni okvir).	116
Slika 6.49: Zgoraj – geološka karta Krške kotline (Poljak, 2015) s položajem seizmičnega profila P-3/95 in P-4/95; spodaj – interpretacija seizmičnega profila P-3/95 in P-4/95 z vidno sinklinalo in dvema normalnima prelomoma (Gosar, 1998). A – lapor, konglomerat, peščenjak; B – litotamnijski apnenec, konglomerat, prod, pesek; C – laporast apnenec ali dolomit.	117
Slika 6.50: Geološko-geomorfološka karta kvartarnih sedimentov širše okolice Brežiške terase (po Verbič, 2004, 2008) z označenim območjem georadarskih raziskav (rdeči okvir, slika 6.51). H1-H4 – holocenske površine različnih starosti; a – zgornjpleistocenska terasa/zasip, drnovska aloformacija; b – srednjpleistocenska terasa/zasip, Brežiška terasa brežiške aloformacije; c – zgornji pliocen?-holocen, dobravska formacija.	118
Slika 6.51: A – lokacije georadarskih profilov B1 do B8, posnetih vzdolž Brežiške terase; B – meja med prodom brežiške aloformacije zgoraj in miocenskim laporovcem spodaj (rumena linija). .	120
Slika 6.52: Določitev hitrosti potovanja signalov na profilu B1 glede na znano globino do meje med prodom in laporovcem.	122
Slika 6.53: Georadarski profili B2, B3 in B4 z označeno mejo med prodom in laporovcem (rdeča krivulja), globino do meje (rumene linije) in markerji (zelene linije).	123
Slika 6.54: Georadarski profili B5, B6, B7 in B8 z označeno mejo med prodom in laporovcem (rdeča krivulja), globino do meje (rumene linije) in markerji (zelene linije).	124
Slika 6.55: A – geološka karta (Buser, 1987) z označeno lokacijo kamnoloma (modri okvir) in z litostratigrafsko interpretacijo na desni; B – satelitska slika kamnoloma Rodež. Rdeči poligon označuje območje raziskav, prikazano na sliki 6.59 (po Zajc et al., 2014).	126
Slika 6.56: Delovna nesreča med nakladanjem surovine na etaži E255 kamnoloma Rodež. A – porušitev stropa freatičnega kanala vzdolž diskontinuitete (a) in razpok z vpadom enakim plastnatosti (b); B – kraški kanal z vidno smerjo toka (rumena puščica); C – pogreznitev kolesa delovnega stroja v kraški kanal (po Zajc et al., 2014).	127
Slika 6.57: Primeri različno usmerjenih strukturnih diskontinuitet glede na etaže s potencialnimi zdrsi vzdolž ene ali dveh ravnin (po Zajc et al., 2014).	127
Slika 6.58: Geološka zgradba obravnavanega območja z geološkim profilom terena GEOL, lokacija katerega je prikazana na sliki 6.59 (po Zajc et al., 2014).	129
Slika 6.59: Območje raziskav z označenimi etažami kamnoloma, 21 georadarskimi profili, geološkim profilom (GEOL, sl. 6.58) ter 4 geološko-georadarskimi (GGPR, slika 6.8) profili (po Zajc et al., 2014).	131
Slika 6.60: Postopek obdelave radargramov, posnetih v kamnolomu Rodež, prikazan na primeru profila 3. A – surov radargram in določitev časovnega intervala za odstranitev zamika signala	

- (zeleni okvir); B – po odstranitvi zamika signala; C – po določitvi ničelnega časa in odstranitvi ozadja z označeno sledjo (modra krivulja); D – po ojačitvi amplitude z AGC funkcijo; E – po pasovno prepustnem filtriranju; F – primerjava frekvenčnih spektrov pred (levo) in po (desno) pasovno prepustnem filtriranju.134
- Slika 6.61:** Normalizirane vrednosti kemičnih (utežne vrednosti SiO_2 , Al_2O_3 in Fe_2O_3 , določenih z XRF metodo) in mineraloških (skupna utežna vrednost kaolinita – k, klorita – k in muskovita – m, določena na utežno vrednost CaCO_3 z XRD in TG metodo) analiz vseh litoloških enot raziskovanega območja (po Pogačnik et al., 2009).136
- Slika 6.62:** Primer kraške kaverne in diskontinuitete odprtega tipa, vidne v steni etaže E280. A – različne družine diskontinuitet (J1, J2 in Jb), ki vodijo k formacijam drsnih ploskev (a, b in c; modra območja); B – freatični kanal (z označenim prenešenim jamskim sedimentom; rumena črtkana črta); C – strop kaverne, razvite ob Jb; D – zaglinjena prelomna cona J3 (rdeči puščici) seka freatični kanal (rumena puščica) (po Zajc et al., 2014).137
- Slika 6.63:** Interpretacija dveh vzdolžnih georadarskih profilov (3 in 14) in štirih prečnih georadarskih profilov (6, 7, 10 in 20). Na profilih so označene kraške kaverne (puščice), zračni odboji in odboji od roba etaž (oglati oklepaji) ter diskontinuitete (rumene linije). Prikazane so tudi nekatere difrakcijske hiperbole, uporabljene pri določevanju hitrosti (zelene krivulje) (po Zajc et al., 2014).138
- Slika 6.64:** Geološko-georadarski GGPR profili s povečanimi detajli. Lokacije profilov so prikazane na levi in na sliki 6.59. Rdeče linije prikazujejo rezultate strukturnega in litološkega kartiranja, modre oznake pa georadarske rezultate (po Zajc et al., 2014).140
- Slika 6.65:** Levo – sečišče diskontinuitet J1 in JGPR (rekonstruiranih iz georadarskih profilov) s pobočjem (SL); desno – diagram polov glavnih struktur (J1, J2, Jb in JGPR) (po Zajc et al., 2014).141
- Slika 7.1:** a – geografski in geotektonski položaj območja raziskav (Vrabec in Fodor, 2006); b – Jadransko-Dinarska narivna cona in strukturno-geološki položaj kamnoloma Črnotiče (po Placer et al., 2010); c – prerez širšega območja raziskav (po Zajc et al., 2015).144
- Slika 7.2:** a – satelitska slika kamnoloma Črnotiče; b – geološka karta kamnoloma Črnotiče z označenimi vrtinami (z absolutno nadmorsko višino narivnega preloma v m), strukturnimi konturami narivnice (izdelanimi na podlagi podatkov iz vrtin) ter trasami georadarskih profilov (a: začetna točka, b: končna točka); c – narivni stik s krovinskim in talninskim blokom, viden v tektonskem oknu v južnem delu kamnoloma, ter zapolnjene kaverne (fotografija je bila posneta v ZSZ-VJV smeri); d – detajl rahlo povite narivnice preloma (po Zajc et al., 2015).146
- Slika 7.3:** Postopek obdelave radargramov, posnetih v kamnolomu Črnotiče, prikazan na primeru profila 3. A – surov radargram in določitev časovnega intervala za odstranitev zamika signala

(zeleni okvir); B – po odstranitvi zamika signala; C – po določitvi ničelnega časa in odstranitvi ozadja; D – po ročni ojačitvi amplitude; E – po pasovno prepustnem filtriranju.	151
Slika 7.4: Georadarski profili 1, 3 in 4 z označenimi globinami do nariva v vrtinah ter prileganimi hiperbolami s hitrostjo potovanja signalov. a – profil 1; b – profil 3; c – profil 4.	153
Slika 7.5: Georadarski profil 6 z označenimi globinami do nariva v vrtinah, s prileganimi hiperbolami s hitrostjo potovanja signalov ter lokacijo potencialne kaverne. a – prvi del profila 6 (0-220 m); b – drugi del profila 6 (220-436 m).....	154
Slika 7.6: Georadarska profila 10 in 11 s prileganimi hiperbolami s hitrostjo potovanja signalov ter lokacijo v steni kamnoloma vidne kaverne. a – profil 10; b – profil 11 s fotografijo in oznako kaverne.	155
Slika 7.7: a – georadarski profil 12 z dobro izraženo plastnatostjo in antiklinalno obliko ter označeno potencialno kaverno; b – fotografija stene kamnoloma z dobro vidno antiklinalo ter označeno traso profila 12 vzdolž zgornje etaže.....	156
Slika 7.8: Primerjava strukturne karte narivnice, izdelane na podlagi podatkov iz vrtin (sive konture) s strukturno karto narivnice, izdelane s pomočjo georadarskih rezultatov (vijoličaste konture). Legenda je na sliki 7.2b (po Zajc et al., 2015).....	157
Slika 7.9: 3D predstavitev georadarskih profilov z interpretirano narivnico (rdeča linija). Smer pogleda ZSZ (po Zajc et al., 2015).	158
Slika 7.10: Geološka karta širšega območja Zgornje Radovne (Torkar, 2010). Zeleni okvir označuje območje merjenja georadarskih profilov, prikazano na sliki 7.11.	160
Slika 7.11: Položaj georadarskih profilov R1, R2 in R3 in lokacija vodnjaka (črna puščica).	161
Slika 7.12: Zakoličene trase georadarskih profilov. a – vsakih 50 m; b – preko suhe struge.	162
Slika 7.13: Na neravnem terenu se je antena zatikala v veje in korenine, kar je povzročilo njen slabši stik s tlemi.	163
Slika 7.14: Postopek obdelave radargramov posnetih na območju Zgornje Radovne na primeru profila R1 s prikazanim vplivom na izbrano sled. A – surov radargram in določitev časovnega intervala za odstranitev zamika signala (zeleni okvir); B – po odstranitvi zamika signala; C – po določitvi ničelnega časa in odstranitvi ozadja; D – po ročni ojačitvi amplitude; E – po pasovno prepustnem filtriranju; F – po topografski korekciji.	165
Slika 7.15: Geološki presek preko vrtin K1, K2 in K3 v Krmi z označeno gladino podzemne vode (Žlebnik, 1966).	167
Slika 7.16: Interpretacija vzdolžnega georadarskega profila R1. Zgoraj – detajli, uporabljeni pri določitvi gladine podzemne vode z označeno globino v vodnjaku (21,76 m) in mestom pojava vode na površini (0 m); spodaj – izris gladine podzemne vode (temno modra), mesto pojava površinske vode (svetlo modra), lokacija prečnih georadarskih profilov R2 in R3 ter globina do podzemne vode v točki sečišča profilov R1 in R3 (7,5 m).....	168

- Slika 7.17:** Interpretacija prečnega georadarskega profila R3 in primerjava s prečnim georadarskim profilom R2. Levo zgoraj – močno izražen zvezni reflektor, ki predstavlja gladino podzemne vode; levo spodaj: izris gladine podzemne vode (modra linija) ter oznaka lokacije sečišča z vzdolžnim profilom R1 z globino do podzemne vode (7,5 m); desno: profil R2 brez linearnih reflektorjev, z oznako lokacije sečišča z vzdolžnim profilom R1.....169
- Slika 7.18:** Fotografija odkopane brežine pri gradnji hitre ceste H4 pri Selu z označenim kontaktom med zgoraj ležečim karbonatnim gruščem (G) in spodaj ležečim muljasto-peščnim sedimentom (MP) (Teran, 2012).171
- Slika 7.19:** Geološka karta Vipavske doline (Buser, 1968) z označenim območjem Plazu pri Selu (Teran, 2012).172
- Slika 7.20:** Položaj georadarskih profilov P1 – P7 (modre linije), kontrolni profil PK (rdeča linija) in meja plazu (zeleno linija) (po Teran, 2012).173
- Slika 7.21:** Postopek obdelave radargramov, posnetih na območju Plazu pri Selo, prikazan na primeru profila P2 s prikazanim vplivom na izbrano sled (položaj sledi predstavlja rdeča linija). A – surov radargram in določitev časovnega intervala za odstranitev zamika signala (zeleni okvir); B – po odstranitvi zamika signala; C – po določitvi ničelnega časa in odstranitvi ozadja; D – po ročni ojačitvi amplitude; E – po pasovno prepustnem filtriranju; F – po odstranitvi povprečja.....176
- Slika 7.22:** Prvih 31 m kontrolnega georadarskega profila PK z izmerjeno globino do kontakta v dveh točkah.177
- Slika 7.23:** Interpretacije georadarskih profilov P1, P2, P4 in P5. Rdeča linija označuje mejo med karbonatnim gruščem zgoraj in flišem spodaj.179

LIST OF FIGURES

Figure 3.1: A – GPR system and subsurface reflection at an individual survey point; B – GPR profile composed of sequential plotting of individual traces from adjacent survey points (after Neil, 2004).	8
Figure 3.2: Snell's law (after Reynolds, 1997).	9
Figure 3.3: Types of ray paths between transmitting and receiving antennae (after Neal, 2004).....	10
Figure 3.4: Traveltime diagram for a horizontal two-layer model (after Blindow, 2006).	12
Figure 3.5: Forming of a reflection hyperbola over a buried point source (after Conyers, 2004). 1 – two-way traveltime; 2 – vertical plotting of the two-way traveltime; 3 – reflection hyperbola. ...	13
Figure 3.6: Factors and processes causing reduction of signal strength (after Reynolds, 1997).	14
Figure 3.7: Signal range and attenuation for different GPR system performances in dB (after Milsom, 2003).	16
Figure 3.8: Relationship between GPR resolution and bandwidth in rock and wet soil (after Davis and Annan, 1989).	17
Figure 3.9: A – Fresnel zone; B – frequency-dependent Fresnel zone (after Neal, 2004).	18
Figure 3.10: Horizontal resolution due to beam width (after Reynolds, 1997).	18
Figure 3.11: Propagation of electromagnetic waves in free space (Daniels, 2004).	19
Figure 3.12: Effect of moisture content on relative permittivity of some geological materials (after Daniels, 2004).....	21
Figure 3.13: DC removal (after Jol, 2009).	25
Figure 3.14: Different examples of time-zero positions: A – first break; B – first negative peak; C – zero amplitude point; D – mid-amplitude point; E – first positive peak (Yelf and Yelf, 2007). ...	25
Figure 3.15: Basic principle of migration. A – correction of reflector dip; B – collapse of hyperbola into a single point (after Jol, 2009).	28
Figure 3.16: Electromagnetic wave velocity analysis. A – common mid point CMP sounding (after Reynolds, 1997); B – hyperbola fitting (after Jol, 2009).....	30
Figure 4.1: Tectonic units of Slovenia with separating elements: 1 – Periadriatic fault zone; 2 – Lavanttal fault; 3 – Ljutomer fault; 4 – Southern Alps thrust border; 5 – External Dinarides thrust zone (after Placer, 2008; Poljak et al., 2010).....	31
Figure 4.2: Seismogenic areas of Slovenia and adjacent regions. Arrows show the direction of maximum principal stress as determined from fault plane solutions with dips (after Poljak et al., 2000).	32
Figure 4.3: Map of earthquake intensity with 475-year earthquake recurrence cycle (MORS, 2014).	34
Figure 4.4: Map of seismic hazard of Slovenia using design ground acceleration (Lapajne et al., 2001).	35

Figure 5.1: GPR equipment used. A – backpack; B – ProEx control unit with optical antenna module; C – hip chain with cotton string; D – RTA antenna (Mala, 2014).	37
Figure 5.2: Conducting measurements in the field.	38
Figure 5.3: Program window of RadExplorer 1.4 program with labelled functional sections.	40
Figure 5.4: Program window of Reflexw 6.0.5 program with labelled functional sections.	41
Figure 5.5: Option of comparing two radargrams. a – horizontal split mode; b – vertical split mode.	42
Figure 5.6: Comparison of results of subtracting a constant shift (green frame) using »DC shift« (blue frame) and »dewow« (purple frame).	44
Figure 5.7: Defining time zero. The position of the first positive peak (red lines) varies along the radargram a lot more than the position of the first negative peak (blue lines).	45
Figure 5.8: Comparison of final processing results using energy decay (left) and manual gain (right) for determining the watertable level (marked with black arrows).	46
Figure 5.9: Manual gain function used for processing of the radargram shown in Fig. 5.8. A – signal decay curve; B – signal gain curve; C – manually altered signal gain curve.	47
Figure 5.10: Comparison of final processing results using energy decay (left) and manual gain (right) for tracking a thrust-fault (marked with black arrows).	48
Figure 5.11: Manual gain function used for processing the radargram shown in Fig. 5.10. A – signal decay curve; B – signal gain curve; C – manually altered signal gain curve.	48
Figure 5.12: Example of migration on a profile measured across the Kastelec tunnel. Left – before migration; right – after Kirchhoff migration. Red frame indicates both tunnel tubes while the blue frame marks two potential karst caves.	49
Figure 5.13: Example of migration on a profile measured across the anticline in Črnotiče quarry. A – before migration; B – after Kirchhoff migration; C – after f-k migration (Stolt).	50
Figure 5.14: Example of migration on a profile with air reflections. Top – before migration; bottom – after Kirchhoff migration.	51
Figure 5.15: Process of removing events with particular dip directions in f-k filtering. A – f-k specter; B – determining the velocity range in the form of two fans (red area); C – removing of this velocity range.	52
Figure 5.16: Process of f-k filtering for removing air reflections caused by trees.	53
Figure 5.17: Process of f-k filtering for removing air reflections caused a nearby water canal.	54
Figure 5.18: Example of deconvolution used for eliminating reverberation resulting from recording close to a steel road barriers.	55
Figure 5.19: Deconvolution results using different white noise percentages.	56
Figure 6.1: A – Monitoring micro-deformations with TM 71 extensimeters on the Idrija fault in Učja Valley (1) and on the Raša fault at the foot of Vremščica Mountain (2) (after Gosar, 2007); B – seismicity map of Western Slovenia (after Gosar, 2007).	58

- Figure 6.2:** A – position of GPR profiles 1-5 (yellow lines) and the additional GPR profile 6 (orange line) across the Idrija fault (red line, general direction); B – position of ERT and SRT profiles A-A' and B-B' (blue lines) (Bavec et al., 2012a). 60
- Figure 6.3:** Trace of GPR profile 5 (green line) across the area where the Idrija fault trace is unknown (dashed red line) (after Moulin et al., 2014). 61
- Figure 6.4:** Basic processing steps of radargrams recorded around Srednja Kanomlja shown for the profile 3 with effects on the selected trace (red line marks the location of the trace). A – raw radargram and defining the time interval for DC shift (green frame); B – after DC shift; C – after time zero adjustment and background removal; D – after energy decay; E – after bandpass filtering with marked air reflections (blue frame) and reverberation (orange frame). 63
- Figure 6.5:** F-k filtering of GPR profile 3 for the purpose of removing air reflections. A – result of basic processing steps (Figure 6.4E); B – determining dips of the linear parts of hyperbolas (interval from $\pm 0,15$ to $\pm 0,22$ m/ns); C – result after using parameters from B; D – determining dips of remaining linear parts of hyperbolas (interval od $\pm 0,22$ do $\pm 0,26$ m/ns); E – result after using parameters from D. 65
- Figure 6.6:** Deconvolution on GPR profile 3 with shown effects on the selected trace (red line marks the location of the trace); A – result of f-k filtering (Figure 6.5E) with two areas of deconvolution (blue frame on B, green frame on C); B – result of deconvolution in the area marker with the blue frame; C – result of deconvolution in the area marked with the green frame. Orange frame marks the difference between B and C. 66
- Figure 6.7:** Processing results of GPR profile 2 across the Idrija fault before (A) and after f-k filtering (B) with marked two smaller anomalies (green and blue frame), a bigger anomaly (red frame) and strong linear reflectors (orange frame). 68
- Figure 6.8:** Processing results of the GPR profile 2 across the Idrija fault before (A) and after f-k filtering and deconvolution (B) with marked bigger anomaly (red frame), chaotic reflections (orange frame) and a smaller anomaly (blue frame). 68
- Figure 6.9:** Processing results of the GPR profile 5 across the Idrija fault before (A) and after f-k filtering (B) with marked bigger anomaly (red frame) and smaller anomaly (green frame). 69
- Figure 6.10:** Processing results of the GPR profile 6 across the Idrija fault before (A) and after f-k filtering (B) with marked air reflections (blur frame), smaller anomaly (green frame) and bigger anomaly (red frame). 70
- Figure 6.11:** Line of GPR profile 6 measured along the palaeoseismological trench passed the dug out material (blue frame) that caused air reflections (after Bavec et al., 2012b). 70
- Figure 6.12:** Comparison of SRT (A) and ERT (B) results of profile A-A' (after Stopar in Car, 2011) and the GPR profile 2 (C). Black frames indicate the locations of three anomalies. 71

- Figure 6.13:** Comparison of SRT (A) and ERT (B) results of profile B-B' (after Stopar in Car, 2011) and the GPR profile 6 (C). Red frame marks the deep anomaly representing the area of the main fault zone.73
- Figure 6.14:** Comparison of topographically corrected GPR profile 6 with the palaeoseismological trench interpretation. A – profile 6; B – interpretation of profile 6 (blue curve indicates an air reflection while the orange and the green line mark boundaries between layers; PD – fault D; PF – fault F, PK – fault K); C – interpretation of the north part of the trench; D – interpretation of the south part of the trench; 1 – sedimentary bedrock; 2 – main sedimentary body (bouldery gravel); 3,4 – lowest depression fills (pebbels, silt); 5, 6 – alluvial and colluvial sediments (gravel, pebbels); 7 – soil; 8 – fault (after Bavec et al., 2012b).....75
- Figure 6.15:** A – satellite image of GPR profile locations crossing the Raša fault (blue lines); B – geological map of the area with marked GPR profiles (blue lines), the Raša fault (a) and the Tomačevica fault (b). 1 – limestone, marly limestone and limestone breccia (Liburnian formation); 2 – thickbedded and massive limestone with rudist biostromes (Lipica formation); 3 – platy and laminated limestone with chert (Lipica formation, Tomaj limestone) (Jurkovšek, 2013).77
- Figure 6.16:** Locations of GPR profiles accross the Raša fault. A – profile 1 along the road cutting (photo in the NE direction); B – profile 2 along the Raša walking trail (photo in the SE direction).78
- Figure 6.17:** A – photo of the road cutting slope with marked trace of profile 1 (red line); B – GPR profile; C – sketch of the Raša fault zone with marked trace of profile 1 (red line); 1 – destructed rock, bedding is not visible; 2 – crushed rock; 3 – fractured rock, bedding is visible (ZRSVN, 2015).....80
- Figure 6.18:** Result of GPR profile 2 accross the Raša fault zone. A – before subtracting average; B – after subtracting average with marked discontinuity (red line) and diffraction hyperbola (black curve); C – area of the radargram containing the discontinuity (red line) and diffraction hyperbola (black curve) in scale 1:1.....82
- Figure 6.19:** Geographic position of the Ljubljana basin and its sub-units (Jamšek Rupnik, 2013)....83
- Figure 6.20:** Intensities of the Ljubljana earthquake in 1895 EMS-98. Values V-VII represent the data where damage was reported. however the degree of damage was impossible to estimate (Jamšek Rupnik, 2013).84
- Figure 6.21:** Determined and inferred Quarternary active faults of the Ljubljana Basin (Verbič, 2006).86
- Figure 6.22:** Area of the Vodice fault showing clear deformations with marked N and S fault scarps. A – digital elevation model (colour scale corresponds to metres a.s.l. and is not linear); B – topographic map (Bavec et al., 2010). Blue frame indicates the location of Figure 6.23A.88

- Figure 6.23:** A – line of test GPR profile for determining the location of the Hraše palaeoseismological trench (red line, position indicated in Figure 6.22), yellow frame indicates the location of Figure 6.24B; B – recording the profile through the corn field on the south fault scarp (orange frame). 88
- Figure 6.24:** Location of GPR profiles recorded during palaeoseismological trenching. A – recording with a 250 MHz antenna and GPR lines of profiles 1 and 3; B – sketch of the palaeoseismological trench (light brown colour), deposit of dug out material (dark brown colour) and lines of GPR profiles 1, 2 and 3 with markers depicting the start, end and break of the trench..... 89
- Figure 6.25:** Processing steps of radargrams recorded with 50 MHz antenna along the Hraše trench shown on profile 3 (Reflexw). A – raw radargram and defining the time interval for DC shift (green frame); B – result after using energy decay as the gain function; C – result after using manual gain (y) as the gain function; D – after f-k filtering..... 92
- Figure 6.26:** Results of the test GPR profile with markers (green lines) and diffraction hyperbola of an air reflection (green curve). Location is shown in Figure 6.23. Black frame marks the area of the subsurface anomaly. 93
- Figure 6.27:** Comparison of the profile 1 recorded with 50, 250 and 500 MHz antenna with diffraction hyperbolas from air reflections (yellow lines and curves)..... 94
- Figure 6.28:** Comparison of the profile 2 recorded with 50, 250 and 500 MHz antenna. Red frame marks a strong anomaly on the 500 and 250 MHz profiles which is barely seen on the 50 MHz profile. 95
- Figure 6.29:** Comparison of the profile 3 recorded with 50, 250 and 500 MHz antenna. Red frame marks a strong anomaly on the 50 MHz profiles which cannot be seen on the 500 and 250 MHz profiles..... 96
- Figure 6.30:** Two display modes of the additionally processed profile 3 recorded with the 50 MHz antenna containing a strong anomaly (red frame) and a linear reflector (red line). 97
- Figure 6.31:** Comparison of SRT (A) and ERT (B) results on the Hraše trench (after Stopar in Car, 2012) and the GPR profile 3 (C). Black frames indicate the location of the anomaly seen on the GPR profile 3. 100
- Figure 6.32:** Interpretation of the palaeoseismological trench across the south branch of the Vodice fault. Red frame marks the location of the anomalies in the radargrams (Jamšek Rupnik et al., 2014). 100
- Figure 6.33:** Location of the GPR profile C1 (red line). A – sketch of supposed fault structure of the Cerklje fault (Ce) (Vrabec, 2001); B – satellite image of the area; C – photo of the field with marked point of surface levelling (yellow line), view in the NE direction..... 102
- Figure 6.34:** GPR profile C1 with marked fills (blue curves) and probable Cerklje fault (red line). Black frame indicates the area in Figure 6.35..... 102

- Figure 6.35:** Detail of GPR profile C1 with marked Cerklje fault zone (red area) and nearby fill (blue curve) in scale 1:1. 103
- Figure 6.36:** Location of GPR profiles U1 and U2 (red lines). A – satellite image of the area; B – photo of the field with a visible trace of profile U2, view in the N direction. 104
- Figure 6.37:** Result of GPR profile U1 with marked fills (blue curves), the location of the Utik fault (red line), anomaly (yellow frame) and area shown in Figure 6.38 (black frame). 105
- Figure 6.38:** Detail of GPR profile U1 with probable Utik fault (red line) in scale 1:1. 105
- Figure 6.39:** Result of GPR profile U2 with marked fill (blue curve) and air reflections (yellow frame). 106
- Figure 6.40:** Location of GPR profile S1. A – satellite image of the area with marked trace of the profile (red line) and two bulges (yellow lines); B – photo of the field with marked topography (blue curve), two bulges (yellow arrows) and profile trace (red line), view in the NE direction. 107
- Figure 6.41:** Above – result of GPR profile S1; below – topographic correction of the profile with marked road (green frame), bulges (red curves) and sedimentary fill in between (blue curves). 108
- Figure 6.42:** Locations of three palaeoseismological trenches on Libna Hill near Krško (green lines) with marked approximated NE and SW boundaries of the Libna fault zone (red lines) (po Bavec et al., 2011). 109
- Figure 6.43:** A – geographical position of the wider research area; B – location of GPR profiles on Libna Hill near Krško; C – photo with marked GPR lines. 110
- Figure 6.44:** Basic processing steps of radargrams recorded on the Libna Hill shown on profile 3 with effects on a selected trace (red line marks the location of the trace). A – raw radargram and defining the time interval for DC shift (green frame); B – after DC shift; C – after time zero adjustment and background removal; D – after energy decay; E – after bandpass filtering; F – flipped profile after f-k filtering; G – after subtracting average. 113
- Figure 6.45:** Left – GPR profile 1 measured on the location of trench 3; right – photo of trench 3 taken in the NE direction (Bavec et al., 2011). 113
- Figure 6.46:** Top – interpretation of palaeoseismological trench 3 (a – trench step, b – fracture, c – fault, d – ground surface, e – soil lower interface, f – samples, 1 – soil, 2 – silt with sandy gravel, 3 – residual »clay« with gravel, 4 – residual »clay« Mn coloured, 5 – residual »clay« with silt, 6 – residual »clay«, 7 – Lithotamnian limestone, 8 – wall collapse; after Bavec et al., 2011); bottom – GPR profile 2 with marked limestone (black frame) and silt with sandy gravel (blue frame). ... 115
- Figure 6.47:** Left – GPR profile 3 recorded on the location of trench 1 with marked limestone (red frame), anomaly in the middle of the profile (black frame) and strong reflectors (green frame); right – photo of trench 1 in SW direction before it collapsed showing the presence of limestone (red frame) (Bavec et al., 2011). 115
- Figure 6.48:** GPR profile 4 with marked stronger reflections (red frame) and air reflections (black frame). 116

- Figure 6.49:** Above – geological map of the Krško basin (Poljak, 2015) with location of the seismic profile P-3/95 and P-4/95; below – interpretation of the seismic profile P-3/95 in P-4/95 with a visible syncline and two normal faults (Gosar, 1998). A – marl, conglomerate, sandstone; B – Lithotamnion limestone, conglomerate, gravel, sand; C – marly limestone or dolomite. 117
- Figure 6.50:** Geological-geomorfological map of the Quarternary sediments of the wider area of the Brežice terrace (after Verbič, 2004, 2008) with marked area of the GPR survey (red frame, Figure 6.51). H1-H4 – Holocene surfaces of different ages; a – Upper Pleistocene terrace, Drnovo alloformation; b – Middle Pleistocene terrace, Brežice terrace of the Brežice alloformation; c – Upper Pliocene?-Holocene, Dobrava formation. 118
- Figure 6.51:** A – locations of GPR profiles B1 to B8 recorded along the Brežive terrace; B – boundary between gravel of the Brežice alloformation above and the Miocene marlstone below (yellow line). 120
- Figure 6.52:** Defining signal velocity on the B1 profile based on the known depth to the boundary between gravel and marlstone. 122
- Figure 6.53:** GPR profiles B2, B3 and B4 with marked boundary between gravel and marlstones (red curve), depth to boundary (yellow line) and markers (green lines). 123
- Figure 6.54:** GPR profiles B5, B6, B7 and B8 with marked boundary between gravel and marlstone (red curve), depth to boundary (yellow line) and markers (green lines). 124
- Figure 6.55:** B – geological map (Buser, 1987) with marked quarry location (blue frame) and lithostratigraphical interpretation on the right; B – satellite image of the Rodež quarry. Red polygon indicates the researched area shown in Figure 6.59 (after Zajc et al., 2014). 126
- Figure 6.56:** Work accident during loading of raw material at the E255 bench of the Rodež quarry. A – roof collapse of a phreatic channel along discontinuity (a) and joint structures, with the same dip as the bedding plane (b); B – karst channel with visible flow direction (yellow arrow); C – sinking of loader wheel into a karst cavity (after Zajc et al., 2014). 127
- Figure 6.57:** Samples of differently orientated structural discontinuities at the bench or ramp face with potential single or double plane sliding (after Zajc et al., 2014). 127
- Figure 6.58:** Geological setting of the study area with geological profile GEOL, the location of which is shown in Figure 6.59 (after Zajc et al., 2014). 129
- Figure 6.59:** Studied area with benches of the quarry and positions of 21 GPR profiles, a geological profile (GEOL, Figure 6.58) and 4 integrated geological – GPR (GGPR) profiles (after Zajc et al., 2014). 131
- Figure 6.60:** Processing flow of radargrams recorded in the Rodež quarry shown on the Profile 3. A – raw radargram and defining the time interval for DC removal (green frame); B – after DC removal; C – after time zero adjustment and background removal; D – after amplitude correction using the AGC function; E – after bandpass filtering; F – comparison of frequency spectrums before (left) and after (right) bandpass filtering. 135

- Figure 6.61:** Normalised data of chemical (weight amount of SiO_2 , Al_2O_3 and Fe_2O_3 , defined by XRF method) and mineralogical (sum weight amount of kaolinite – k, chlorite – k and muscovite – m; defined by XRD and TG methods for weight amount of CaCO_3) analysis of all lithological units in the research area (after Pogačnik et al., 2009). 136
- Figure 6.62:** Example of a karst cavity and open type discontinuity on the E280 bench face. A - different discontinuity families (J1, J2 and Jb) that lead to the formation of sliding surfaces (a, b and c; blue area); B – phreatic channel (with traces of transported cave sediment; yellow dashed line); C – roof of the cavity developed at Jb; D – clayey fault zone J3 (red arrows) cutting off the phreatic channel (yellow arrow) (after Zajc et al., 2014). 137
- Figure 6.63:** Interpretation of two longitudinal GPR profiles (3 and 14) and four transverse GPR profiles (6, 7, 10 and 20), showing the locations of karst cavities (arrows), air reflections and reflections from the bench edge (square brackets) and discontinuities (yellow lines). Some diffraction hyperbolas used for velocity determination are also shown (green lines) (after Zajc et al., 2014). 138
- Figure 6.64:** Geological-GPR GGPR profiles with enlarged details. The locations of the profiles are shown on the left and in Figure 6.59. Structural and lithological mapping results are depicted with red lines and GPR results with blue lines (after Zajc et al., 2014). 140
- Figure 6.65:** Left – intersection of discontinuities J1 and JGPR (reconstructed from GPR profiles) with the slope (SL); right – diagram of poles for main structures (J1, J2, Jb and JGPR) (after Zajc et al., 2014). 141
- Figure 7.1:** a – geographical and geotectonic (Vrabec and Fodor, 2006) position of the research area; b – Adria-Dinarides thrust zone and structural-geological position of the Črnotiče quarry (after Placer et al. 2010); c – cross-section across the wider research area (after Zajc et al., 2015). 144
- Figure 7.2:** a – satellite image of the Črnotiče quarry; b – geological map of the Črnotiče quarry with indicated boreholes (with absolute elevation of the thrust contact in m), structural contours of the thrust-fault (constructed from the boreholes) and GPR profiles (a: start point; b: end point); c – view of the thrust contact with the hanging wall and foot wall at the tectonic window in the southern part of the quarry with marked filled cavities (photo was taken in the WNW-ESE direction); d – detail of the slightly folded thrust plane (after Zajc et al., 2015). 146
- Figure 7.3:** Processing flow of radargrams recorded in the Črnotiče quarry shown on the Profile 3. A – raw radargram and defining the time interval for DC shift (green frame); B – after DC shift; C – after time zero adjustment and background removal; D – after manual gain (y); E – after bandpass filtering. 152
- Figure 7.4:** GPR profiles 1, 3, 4 with boreholes with marked depths to the thrust-fault and fitted hyperbolas with signal velocities. a – profile 1; b – profile 3; c – profile 4. 153

- Figure 7.5:** GPR profile 6 with boreholes with marked depths to the thrust-fault, fitted hiperbolas with signal velocities and the location of a potencial cavity. a – first part of profile 6 (0-220 m); b – second part of profile 6 (220-436 m). 154
- Figure 7.6:** GPR profiles 10 and 11 with fitted hiperbolas with signal velocities and the position of a cavity seen in the quarry wall. a – profile 10; b – profile 11 with indicated cavity and its photo. 155
- Figure 7.7:** a – GPR profile 12 with well pronounced bedding indicating clear anticlinal shape and a marked potencial cavity; b – photo of the quarry wall with clearly visible anticline and indicated trace of the GPR profile 12 along the upper floor..... 156
- Figure 7.8:** Comparison of the structural map of the thrust-fault, constructed from boreholes (gray contours) with the structural map of the thrust-fault constructed from GPR profiles (purple contours). For the legend, see Figure 2b (after Zajc et al., 2015). 157
- Figure 7.9:** 3D representation of the GPR profiles with interpreted thrust-fault plane (red line). View in the WNW direction (after Zajc et al., 2015). 158
- Figure 7.10:** Geological map of wider Zgornja Radovna area (Torkar, 2010). Green frame indicates the area of measured GPR profiles shown in Fig. 7.11. 160
- Figure 7.11:** Position map of GPR profiles R1, R2 and R3 and location of water well (black arrow). 161
- Figure 7.12:** Marked GPR profile lines. a – every 50 m; b – over a dry riverbed. 162
- Figure 7.13:** The antenna kept getting caught in the branches and roots of the rugged terrain causing poor ground contact. 163
- Figure 7.14:** Processing flow of radargrams recorded in the Zgornja Radovna area shown on the profile R1 with effects on a selected trace. A – raw radargram and defining the time interval for DC shift (green frame); B – after DC shift; C – after time zero adjustment and background removal; D – after manual gain (y); E – after bandpass frequency filtering; F – after topographic correction..... 166
- Figure 7.15:** Geological cross section across boreholes K1, K2 and K3 in Krma with marked groundwater level (Žlebnik, 1966)..... 167
- Figure 7.16:** Interpretation of longitudinal GPR profile R1. Top – detailes used to determine the groundwater level with marked depth from the water well (21,76 m) and point where water was spotted on the surface (0 m); bottom – construction of groundwater level (dark blue), surface water (light blue), location of transverse GPR profiles R2 and R3 and depth to groundwater at the intersection of profiles R1 and R3 (7,5 m). 168
- Figure 7.17:** Interpretation of transverse GPR profile R3 and comparison with transverse GPR profile R2. Top left – well pronounced continuous reflector representing groundwater level; bottom left – construction of groundwater level (blue line) and marked location of intersection with

longitudinal profile R1 and depth to groundwater (7,5 m); right – profile R2 with no visible linear reflectors and with marked location of intersection with longitudinal profile R1.....	169
Figure 7.18: Photo of an excavated slope during construction of H4 highway near Selo with marked contact between carbonate gravel (G) above and silty to sandy sediments (MP) below (Teran, 2012).....	171
Figure 7.19: Geological map of the Vipava Valley (Buser, 1968) with marked area of the Selo landslide (Teran, 2012).....	172
Figure 7.20: Position of GPR profiles P1 – P7 (blue lines), control GPR profile PK (red line) and landslide extent (green line) (after Teran, 2012).....	173
Figure 7.21: Processing flow of radargrams recorded on the Selo landslide area shown on the profile P2 with effects on a selected trace (red line represents the location of the trace). A – raw radargram and defining the time interval for DC shift (green frame); B – after DC shift; C – after time zero adjustment and background removal; D – after manual gain (y); E – after bandpass filtering; F – after subtracting average.	176
Figure 7.22: First 31 m of the control GPR profile PK with two points of measured depth to the contact.	177
Figure 7.23: Interpretation of GPR profiles P1, P2, P4 in P5. Red line marks the contact between carbonate gravel above and flysch below.	179

Ta stran je namenoma prazna.

1 UVOD

Slovenija leži na območju, kjer se stikajo Alpe, Dinaridi in Panonska nižina (Poljak et al., 2000), ki tvorijo pet tektonskih enot: Jadransko-Apulijsko predgorje, Dinaride, Južne Alpe, Vzhodne Alpe in Panonsko nižino. Meje med posameznimi enotami predstavljajo pomembni prelomi: Periadriatska prelom, Labotski prelom, Ljutomerski prelom, Savski prelom, Južnoalpska narivna meja ter zunanja meja narivnega območja Zunanjih Dinaridov (Placer, 1999, 2008). Čeprav je razvoj tektonskih struktur ozemlja v splošnem dobro znan, se je podrobno preučevanje aktivne tektonike začelo šele nedavno (Poljak et al., 2010). Z integracijo seizmoloških in tektonskih podatkov ter rekonstrukcijo smeri napetosti so Poljak et al. (2000) pokazali, da je to območje tako tektonsko kot tudi seizmološko izredno kompleksno.

Potresna dejavnost v Sloveniji je v glavnem povezana z območji stikov med prej omenjenimi tektonskimi enotami (Poljak et al., 2010). Glede na moč in število potresov se ozemlje Slovenije smatra za srednje potresno dejavno (Poljak et al., 2000). Kljub temu, da je tektonika slovenskega ozemlja relativno dobro znana, neposrednih dokazov recentnih deformacij, kot so zamiki v recentnih sedimentih in površinski pretrgi, ni. Zaradi tega in tudi spričo dejstva, da je poznavanje seizmičnosti Slovenije v smislu časovnega razpona precej omejeno (Gosar, 2003/2004), je praktično nemogoče zanesljivo povezati posamezne seizmične dogodke s tektonskimi strukturami ter s tem izdelati podroben seizmotektonski model ozemlja (Poljak et al., 2000). V tem pogledu bi boljše poznavanje pretekle seizmičnosti slovenskega ozemlja pripomoglo k boljšemu verjetnostnemu ocenjevanju potresne nevarnosti, saj zanesljivost ocen znižujejo ravno pomanjkljivi podatki o pretekli potresni dejavnosti (Gosar, 2003/2004). Z namenom, da bi se ocenila verjetnost in moč potresov v prihodnosti, se lokacije, čas in moč potresov v preteklosti opredeljujejo tudi s paleoseizmološkimi raziskavami (McCalpin, 2009).

Karta potresne nevarnosti Slovenije (Lapajne et al., 2001) kaže, da območje največje potresne nevarnosti poteka preko osrednje Slovenije od NW proti SE, pri čemer najbolj izstopajo tri območja s povečano potresno dejavnostjo, in sicer območje zahodne Slovenije, območje Ljubljane z okolico ter območje Brežic (Lapajne et al., 2002). Posledično so na teh območjih podrobne geofizikalne raziskave potencialno aktivnih tektonskih struktur v smislu ocenjevanja potresne nevarnosti še posebej pomembne. Do danes je bilo v ta namen z različnimi geofizikalnimi in drugimi metodami izvedenih že precej takšnih raziskav, ni pa še bila uporabljena metoda nizkofrekvenčnega georadarja, ki v svetu že spada med nepogrešljive geofizikalne metode, kot so še refrakcijska in refleksijska seizmika ter električna tomografija.

Vsaka izmed teh metod je občutljiva za različne fizikalne parametre kamnin, raziskave pa kažejo, da najboljše podatke o geološki strukturi neke lokacije dobimo s kombinacijo rezultatov različnih geofizikalnih metod. Primer takšne kombinacije je npr. dopolnjevanje seizmičnega refleksijskega profila, ki ima globlji doseg, z georadarskim profilom plitvega dosega. Tako dobimo celotno sliko geološke strukture pod površja. Georadarska metoda ima pred drugimi geofizikalnimi metodami tudi to prednost, da je oprema lahka in mobilna, z njo pa je moč hitro, neinvazivno, cenovno ugodno in natančno določiti potek ter geometrijo geoloških struktur plitvo pod površjem. Poleg tega se z nedavnim razvojem posebnih RTA (Rough Terrain Antenna) anten omogoča izvajanje raziskav tudi na težje prehodnih območjih.

V zadnjih nekaj desetletjih je metoda georadarja doživela hiter razvoj in se danes uporablja na številnih področjih, kot so arheološke raziskave, pregled cest, mostov, detekcija cevi in kablov, forenzične raziskave, preiskave snežne odeje in ledenikov (Daniels, 2008). Vedno več pa se georadar uporablja tudi pri geoloških raziskavah, kot so iskanje in raziskovanje prelomov in razpok v kamnini, odkrivanje kraških struktur, preiskovanje in kartiranje sedimentov ter določevanje gladine podzemne vode (Blindow et al., 2007). Georadar temelji na oddajanju kratkih pulzov elektromagnetnega valovanja, pri čemer prihaja v globini do odboja signalov na mejah med kamninami z različnimi dielektričnimi lastnostmi. Pri tem se meri t.i. dvojni čas, ki preteče med oddanim signalom in njegovo vrnitvijo nazaj do sprejemne antene po odboju od diskontinuitet v globini (Daniels, 2008). Globinski doseg georadarja je odvisen predvsem od frekvence uporabljenih anten, nanj pa vpliva tudi vrsta drugih dejavnikov, kot je dušenje signala, prisotnost vode in glinene frakcije v tleh ter sama zmogljivost georadarskega sistema (Milsom, 2003). Nižja kot je frekvenca antene, večji globinski doseg omogoča, s tem pa se tudi zmanjšuje ločljivost. Nizkofrekvenčne antene so torej najprimernejše za uporabo pri strukturnogeoloških raziskavah, kjer je cilj čim večji globinski doseg ob še sprejemljivi ločljivosti podatkov. Zgodovinski razvoj ter osnovni principi in aplikacije metode georadarja so v literaturi podrobno opisani (Davis in Annan, 1989; Daniels, 1996; Annan, 2002; Milsom, 2003; Neal, 2004; Blindow et al., 2007; Jol, 2009).

S svojo zasnovo in principom delovanja georadar predstavlja idealno metodo za lociranje in karakterizacijo diskontinuitet plitvo pod površjem v smislu njihove umestitve med različne vrste prelomov (zmični, normalni, reverzni, narivi), določitev geometrije prelomov (listrični, sintetični, antitetični, sekundarni itd.), njihove orientacije in prostorske razsežnosti ter spremljajočih deformacijskih struktur (gube, luske, razpoke). V kombinaciji z drugimi geofizikalnimi in geološkimi metodami je mogoče dognati tudi potencialno aktivnost prelomov, starost njihovega nastanka ter dolžino in hitrost premikov ob prelomih. V svetu se je georadar že izkazal za izredno uspešno metodo na področju raziskav aktivne tektonike, kjer se uporablja za določitev glavnih struktur, kot so normalni prelomi (McClymont et al., 2008, 2009; Christie et al., 2009; Pauselli et al., 2010) reverzni prelomi (Rashed et al., 2003; Amos et al., 2007; McClymont et al., 2008), zmični prelomi (Ferry et al., 2004;

Gross et al., 2004; McClymont et al., 2008) ali površinsko aktivno gubanje (Ishiyama et al., 2007). V številnih študijah je georadar pripomogel pri izvajanju paleoseizmoloških raziskav (npr. Meghraoui et al., 2000; Ferry et al., 2004; Gross et al. 2004, McClymont et al., 2008, 2009; Beidinger et al., 2010; Dentith et al., 2010). Na podlagi dobljenih rezultatov je namreč mogoče določiti najbolj primerno lokacijo za raziskovalni izkop (Slater in Niemi, 2003; Salvi et al., 2003; Malik et al., 2010) in s tem proučiti zgodovino seizmotektonskega dogajanja (McCalpin, 2009).

2 OPREDELITEV RAZISKOVALNEGA PROBLEMA

Na območjih največje potresne nevarnosti v Sloveniji poznamo več prelomnih struktur, ki bi na podlagi pretekle potresne dejavnosti lahko predstavljale potencialno potresno nevarnost tudi v prihodnosti. Ker pa je za čim boljšo oceno te nevarnosti potrebno zelo dobro poznavanje pretekle potresne dejavnosti, so v Sloveniji nujne paleoseizmološke raziskave (Gosar, 2003/2004), h katerim pa lahko bistveno pripomorejo tudi georadarske raziskave. Slednje so namreč ključnega pomena za določanje najbolj primerne lokacije izkopov. Ker paleoseizmološki izkop predstavlja dolgotrajen, drag in invaziven poseg, je določitev najustreznejše lokacije še kako pomembna.

Na območju zahodne Slovenije potekata dva večja preloma, in sicer Idrijski in Raški prelom, na katerih smo izvedli georadarske meritve za potrebe paleoseizmoloških raziskav. Najmočnejši znan potres na ozemlju Slovenije z magnitudo 6,8 se je zgodil 26. marca 1511. To je bil tako imenovani idrijski potres, ki je povzročil ogromno škode v Sloveniji in sosednjih državah (Ribarič, 1982; Poljak et al., 2000; Gosar 2003/2004; Cunningham et al., 2006). Potres je nastal v širši coni Idrijskega preloma, vendar natančnejša lokacija žarišča ni znana (Poljak et al., 2010). Glede na mikrodeformacije, opazovane na ekstenziometrih v dolini Učje (Idrijski prelom) ter ob vznožju Vremščice (Raški prelom), sta oba preloma še vedno aktivna (Šebela et al., 2005; Gosar, 2007). To dokazujejo tudi regionalne GPS meritve v zahodni Sloveniji, ki kažejo na premike reda velikosti 2 mm/leto (Vrabec et al., 2006). Potencialna lokacija paleoseizmološkega izkopa v Srednji Kanomlji je bila določena na podlagi LiDAR snemanja, ki je bilo prvič v Evropi izvedeno za potrebe raziskav aktivnih prelomov prav na območju Idrijskega preloma (Cunningham et al., 2006). V sklopu predvidenih paleoseizmoloških raziskav so imele pomembno vlogo georadarske meritve, ki so bile uporabljene skupaj z električno tomografijo in refrakcijsko seizmiko (Bavec et al., 2012).

Drugo območje povečane potresne nevarnosti, ki je zaradi goste poseljenosti potresno tudi najbolj ogroženo območje v Sloveniji, je Ljubljana z okolico. Eden večjih potresov na slovenskih tleh je bil Veliki ljubljanski potres leta 1895 z magnitudo 6,1 (Ribarič, 1982), vir katerega pa bi lahko bil Vodiški prelom. Recentna aktivnost Vodiškega preloma je bila dokazana z morfotektonskimi analizami (Bavec et al., 2010; Jamšek Rupnik, 2013; Jamšek Rupnik et al., 2013). Georadarske meritve so bile izvedene za potrebe prostorskega sledenja Vodiškega preloma, določitve ustrezne lokacije za paleoseizmološki izkop ter boljšega razumevanja strukturnogeološke zgradbe. Poleg Vodiškega preloma so bile meritve izvedene še na drugih domnevno aktivnih prelomih tega območja, in sicer na Skaručenskem, Cerkeljskem in Utiškem prelomu.

Tretje območje s povečano potresno nevarnostjo, območje Brežic, zajema tudi Krško kotlino, kjer so prav tako bile ugotovljene aktivne tektonske strukture (npr. Libenski prelom, Artiška fleksura). Dodatna karakterizacija le-teh z geofizikalnimi raziskavami je nujna za izboljšanje ocene potresne

nevarnosti, ki je ključnega pomena zaradi jedrske elektrarne Krško (Gosar, 1998; Gosar in Božiček, 2006), zato so bile na tem območju tudi izvedene georadarske meritve.

Poleg navedenih območij, kjer so georadarske raziskave na aktivnih prelomih nujne v smislu izboljšanja ocene potresne nevarnosti, so bile meritve izvedene tudi za potrebe določanja prisotnosti tektonskih in kraških pojavov, ki predstavljajo nevarnost pri eksploataciji mineralnih surovin v kamnolomih Rodež in Črnotiče. Pri meritvah v kamnolomu Črnotiče je bila georadarska metoda uporabljena za boljše strukturnogeološko razumevanje geomorfološke stopnje Kraškega roba. Ta je nastala kot posledica podpiranja in narivanja fliša Istre na eni in karbonatnega Krasa na drugi strani. Kompleksnost sistema številnih lusk, prelomov in narivov, ki se je ob teh procesih izoblikoval, predstavlja velik izziv tako geološkim kot tudi geofizikalnim raziskavam.

Za boljše poznavanje procesov na območjih prehoda iz podzemne vode v izvire je bila georadarska metoda uporabljena tudi v okviru hidrogeoloških raziskav zaledja izvira reke Radovne. Namen raziskav je bil določiti položaj in obliko gladine podzemne vode ter s tem prispevati k izboljšanju razumevanja procesov in dinamike fluvialnih izvirov, pri katerih gladina podzemne vode prosto niha (Torkar et al., 2015b).

Georadarske meritve so bile izvedene tudi v okviru inženirskogeoloških raziskav na fosilnem plazu Selo pri Ajdovščini. Namen raziskav je bil pridobiti vpogled v podpovršje, določiti debelino sedimentnega telesa plazu, globino in obliko meje med plazom in flišno podlago ter s tem izboljšati poznavanje razsežnosti in prostornine plazu, ki spada med največje pojave drobirskega toka v svetu (Teran, 2012).

Pri izvedenih georadarskih raziskavah je bila prvič uporabljena nizkofrekvenčna 50 MHz antena posebnega RTA (Rough Terrain Antenna) tipa, ki je novost tudi v svetu. Uporaba le-te je omogočila izvajanje raziskav tudi na težje prehodnih območjih, kjer do sedaj geofizikalne raziskave niso bile možne.

HIPOTEZA

Z optimalnimi parametri terenskega zajema podatkov in uporabo naprednih metod njihove obdelave je mogoče dobiti kvalitetne nizkofrekvenčne georadarske podatke za karakterizacijo plitvih geoloških struktur. Na podlagi rezultatov lahko opredelimo vrsto ter strukturo preloma, usmerjenost, vpad in prostorsko razširjenost. Pri integraciji rezultatov drugih geofizikalnih in geoloških raziskav pa lahko določimo tudi potencialno aktivnost in paleoseizmičnost prelomov, starost nastanka ter dolžino in hitrost premika ob prelomih. S predlaganimi georadarskimi raziskavami lahko bistveno izboljšamo poznavanje seizmotektonske zgradbe ozemlja in omogočimo uspešnejše paleoseizmološke raziskave.

OSTALI CILJI

- Optimizacija terenskega zajema georadarskih podatkov za reševanje različnih strukturnogeoloških in okoljskih problemov;
- Razvoj naprednih metod obdelave georadarskih podatkov, ki v georadarskih raziskavah še niso dovolj uveljavljene.

ZASNOVA RAZISKAV

Raziskave so potekale v povezavi z raziskovalnim programom Regionalna geologija Slovenije (GeoZS, NTF), raziskovalnim projektom Seizmotektonski model Ljubljanske kotline (GeoZS, FGG, NTF, ARSO) ter projektom Karta aktivnih prelomov v Sloveniji (ARSO, GeoZS). Čeprav je bil poudarek na določevanju in karakterizaciji aktivnih prelomnih struktur (Vodiški prelom, Raški prelom, Idrijski prelom, Libenski prelom), smo metodo georadarja aplicirali tudi na številnih drugih strukturah, ki predstavljajo izziv za geološke raziskave (npr. Kraški rob).

V prvi fazi raziskav smo pregledali obstoječo literaturo in podatke o aktivni tektoniki in seizmičnosti izbranih testnih lokacij po Sloveniji. V tej fazi smo izbirali primerne lokacije za umerjanje metode georadarja na plitvih geoloških strukturah, kjer smo kasneje dobljene rezultate lahko primerjali z že znanimi podatki drugih raziskav.

Druga faza raziskav je zajemala testiranje oz. umerjanje metode georadarja s 50 MHz RTA anteno v različnih geoloških pogojih. Pri tem smo prvič uporabljali nizkofrekvenčni georadarski sistem, ki je zaradi ustreznega razmerja med globinskim dosegom raziskav in ločljivostjo podatkov najprimernejši za geološke aplikacije. Do sedaj so se v Sloveniji izvajale le raziskave z visokofrekvenčnimi georadarji, ki so zaradi nezadostnega globinskega dosega omogočale le vpogled v plitvejšo podpovršje. Poleg teh se je izvajala tudi refleksijska seizmika, ki pa lahko poda informacije le o nekoliko globljih geoloških strukturah. Prvič je bil uporabljen tudi RTA sistem, ki je omogočil izvajanje meritev tudi na sicer težko prehodnih lokacijah.

Sledila je tretja faza, v kateri smo georadarske raziskave vključevali v različne bazične in aplikativne strukturnogeološke raziskave ter na njih dokazali uspešnost razvitih raziskovalnih pristopov. Pri obdelavi terenskih podatkov je bil poudarek na postopkih, ki se v georadarskih raziskavah še ne uporabljajo rutinsko, ter na integraciji in skupni interpretaciji georadarskih in drugih geofizikalnih, geoloških in paleoseizmoloških raziskav.

3 GEORADARSKA METODA

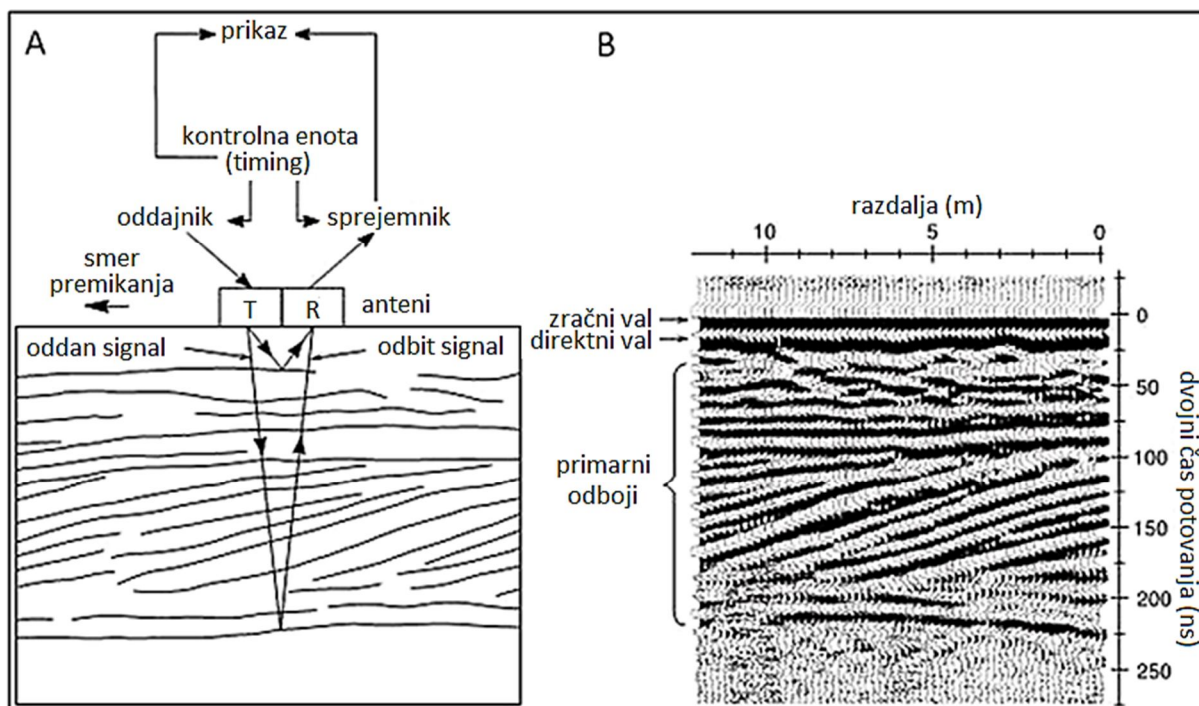
3.1 Osnove delovanja

Metoda georadarja je geofizikalna metoda, ki omogoča raziskovanje zemeljskega podpovršja z visoko ločljivostjo brez samega posega v kamnine. Temelji na principu odboja elektromagnetnega valovanja in je v osnovi podobna refleksijski seizmiki (Davis in Annan, 1989). Tipični georadar ima nekaj metrov globinskega dosega, nekateri posebni sistemi pa lahko prodrejo več sto metrov ali celo več kilometrov v globino. Velike globine lahko doseže v granitu, suhem pesku, snegu, ledu ter sladki vodi, ne prebije pa slane vode ter glin z visoko vsebnostjo slane vode, saj je v takšnih materialih dušenje elektromagnetnega valovanja zelo visoko. V zadnjih nekaj desetletjih je metoda georadarja doživela hiter razvoj in se danes uporablja na številnih področjih, kot so arheološke raziskave, odkrivanje zakopanih min, pregled cest, mostov, detekcija cevi in kablov, forenzične raziskave, preiskave snežne odeje in ledenikov (Daniels, 2008). Vedno več pa se georadar uporablja pri geoloških raziskavah, kot so npr. odkrivanje kraških struktur in votlin, iskanje in raziskovanje prelomov in razpok v kamnini, preiskovanje in kartiranje sedimentov, določevanje globine podzemne vode in ocenjevanje vsebnosti vlage v zemljinah (Blindow et al., 2007).

Radar proizvaja kratke visokofrekvenčne pulze elektromagnetnega valovanja na območju 10-1000 MHz, ki se širijo v globino. Širjenje elektromagnetnega valovanja je odvisno od električnih lastnosti tal, na katere pa v največji meri vpliva vsebnost vode (Davis in Annan, 1989). Na mejah med posameznimi plastmi in na robovih zakopanih predmetov pride do odboja in difrakcije elektromagnetnih valov, odbojnost in globinski doseg pa sta odvisna predvsem od dielektrične permitivnosti ϵ in električne prevodnosti σ materiala. Manj pomemben parameter pri georadarski metodi je magnetna permeabilnost, ki je z izjemo feromagnetnih kamnin približno enaka za vse vrste kamnin (Blindow et al., 2007). V zraku potuje signal s svetlobno hitrostjo, v tleh pa se zaradi različnih električnih lastnosti kamnin (predvsem dielektričnosti) upočasni, zato je za določitev pravih globin odbojev potrebna kalibracija za vsak material posebej (Daniels, 2008).

Opremo, potrebno za georadarske raziskave, sestavljajo štirje glavni elementi, in sicer oddajna enota, sprejemna enota, kontrolna enota ter prikazovalna enota. Slika 3.1a shematsko prikazuje georadarski sistem, pri katerem pa so možne številne variacije in s tem tudi različne aplikacije. Oddajnik proizvaja kratke visokonapetostne signale, ki se preko oddajne antene širijo v globino, odbiti del signala pa potuje nazaj proti sprejemni anteni ter naprej do sprejemnika. Sprejemnik ta signal ojača in digitalizira, kontrolna enota pa ga oblikuje za prikaz. Nekateri georadarski sistemi uporabljajo eno anteno tako za oddajanje kot tudi za sprejemanje signalov, kar olajša terensko delo, razmerje med signalom in šumom pa precej izboljša uporaba dveh ločenih anten z majhno medsebojno razdaljo (Davis in Annan, 1989).

Pri terenskih meritvah z georadarskim sistemom, kjer sta oddajna in sprejemna antena ločeni, obe položimo na tla in ju enakomerno premikamo po površini, medtem pa se ustvarja slika podpovršja v realnem času (slika 3.1b) (Daniels, 2008). Čas med oddanim signalom in sprejemom odbitega signala je t.i. dvojni čas potovanja (»two-way travel time« oz. TWT), ki ga merimo v nanosekundah (10^{-9} s). Je funkcija globine, razdalje med antenama (v primeru sistema z dvema ločenima antenama) ter povprečne hitrosti radarskih valov v sloju nad diskontinuiteto, ki povzroča odboj signalov (Neal, 2004).



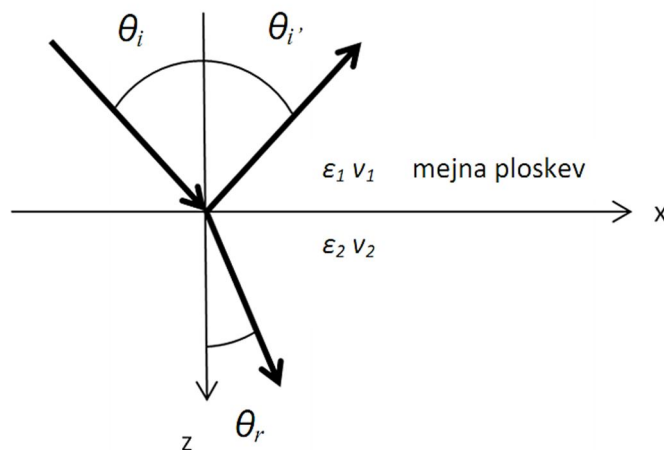
Slika 3.1: A – Shematski prikaz georadarskega sistema in podpovršinskega odboja v eni sami točki; B – georadarski profil, sestavljen iz posameznih zaporednih sledi v sosednjih točkah raziskovalnega profila (po Neal, 2004).

Figure 3.1: A – GPR system and subsurface reflection at an individual survey point; B – GPR profile composed of sequential plotting of individual traces from adjacent survey points (after Neal, 2004).

Rezultati georadarske metode so lahko prikazani dvodimenzionalno z uporabo ene izmed horizontalnih osi (x ali y) ter vertikalne osi (z), pri čemer gre za običajno (2D) profiliranje. Dvodimenzionalno so lahko prikazani tudi s horizontalno ravnino (x,y) na dani globini (z), lahko pa jih prikažemo tudi tridimenzionalno (Daniels, 2008). V zadnjih dveh primerih gre za posebno (3D) snemanje.

3.1.1 Širjenje, odboj in lom elektromagnetnih valov

Na meji med dvema slojema z različnimi električnimi lastnostmi pride do odboja dela vpadnega elektromagnetnega signala nazaj v zgornji sloj ter do refrakcije oz. loma signala v spodnjem sloju (slika 3.2). Pri tem ima ključno vlogo dielektrična permitivnost ϵ obeh slojev. Običajno je podana kot brezdimenzionalna relativna permitivnosti ϵ_r , ki je definirana kot kvocient med dielektrično permitivnostjo ter permitivnostjo praznega prostora, in jo imenujemo tudi dielektričnost materiala.



Slika 3.2: Snellov zakon (po Reynolds, 1997).

Figure 3.2: Snell's law (after Reynolds, 1997).

Vpad, odboj ter lom signala se dogajajo v isti ravnini, vpadni kot θ_i in odbojni kot θ_i' pa sta enaka. Razmerje med lomnim θ_r in vpadnim kotom θ_i podaja Snellov zakon z enačbo:

$$\frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_r} = n_{12} = \sqrt{\frac{\epsilon_2}{\epsilon_1}} = \frac{v_1}{v_2} \quad (1)$$

kjer je v_1 hitrost širjenja signala v zgornjem sloju, v_2 hitrost širjenja signala v spodnjem sloju, n_{12} refrakcijski oz. lomni količnik, odvisen od dielektrične permitivnosti obeh slojev (ϵ_1 in ϵ_2) (Blindow, 2006). Kadar velja $v_1 > v_2$, obstaja v sloju 1 takšen kritičen vpadni kot, pri katerem se signal več ne more lomiti in širiti iz sloja 1 v sloj 2. Iz zgornje enačbe (1) ga dobimo tako, da namesto θ_i vstavimo 90° (Jol, 2009).

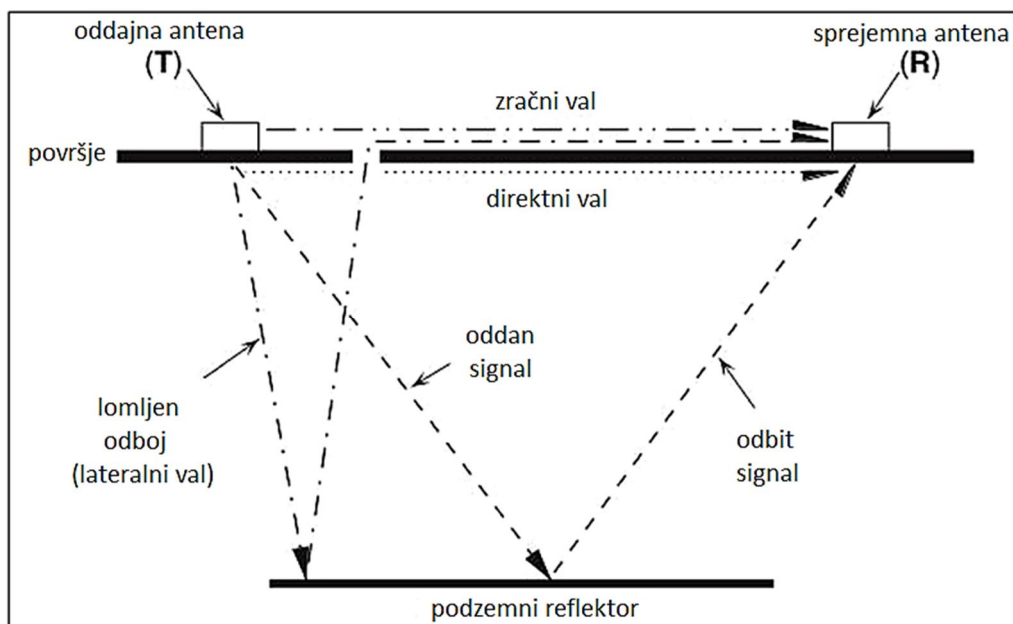
Če predpostavimo, da sta prevodnost in magnetna permeabilnost materiala obeh slojev zanemarljiva, nam delež odbite energije poda refleksijski koeficient R z enačbo:

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_{r2}} - \sqrt{\epsilon_{r1}}}{\sqrt{\epsilon_{r2}} + \sqrt{\epsilon_{r1}}} \quad (2)$$

kjer ϵ_{r1} in ϵ_{r2} predstavljata dielektričnost zaporednih slojev 1 in 2, med katerima pride do odboja signala. Vrednost R je vedno med -1 in $+1$ (Neal, 2004). V primeru vlažnega peska ($\epsilon_{r1} = 9$) in nasičenega peska ($\epsilon_{r2} = 25$) dobimo po enačbi (2) $R = -0,25$. Negativen predznak kaže na 180° fazni zasuk amplitude, število 0,25 pa nam pove, da se je 25% začetne amplitude odbilo nazaj proti površju (Blindow, 2006).

Določevanje refleksijskega koeficienta pri različnih podpovršinskih diskontinuitetah, povezanih z vrsto geoloških pojavov v nekonsolidiranih sedimentih, je pokazalo, da je georadar občutljiv na spremembe v razmerjih sediment/zrak/voda. Do značilnih odbojev pride pri spremembi v količini in tipu fluida v porah, spremembah poroznosti ter velikosti, obliki in orientiranosti zrn sedimenta. Posledično bi morale na radargramu biti vidne tako sedimentacijske strukture in litološke meje kot tudi gladina podzemne vode. Odboje pa poleg teh ustvarijo tudi razpoke in druge deformacijske strukture, ki predstavljajo velike elektromagnetne diskontinuitete znotraj sedimentov in kamnin. Tako so razpoke, prelome in gube z metodo georadarja odkrili že v številnih raziskavah (Neal, 2004).

Odboji od podpovršinskih diskontinuitet pa niso edini posneti signali na radargramu. Prihodi različnih signalov so prikazani na sliki 3.3. Prvi zabeležen signal je zračni val (»air wave«), ki potuje od oddajne do sprejemne antene s svetlobno hitrostjo c_0 . Drugi je prihod direktnega vala (»ground wave«), ki potuje naravnost med obema antenama skozi tla. Zračni in direktni val prekrijeta vsakršne primarne odboje v zgornjem delu radarskega profila (slika 3.1b). Prisotni so lahko tudi lateralni valovi (»lateral waves«), ki so posledica odboja signala nazaj na površje pod kritičnim kotom, kjer se kasneje lomijo na meji med tlemi in zrakom. Odboji, povezani z lateralnimi valovi, niso pravilno postavljeni v čas (globino) glede na mejo, ki povzroča njihov nastanek (Neal, 2004).



Slika 3.3: Vrste valov med oddajno in sprejemno anteno (po Neal, 2004).

Figure 3.3: Types of ray paths between transmitting and receiving antennae (after Neal, 2004).

Glede na to, da zračni val potuje z največjo možno hitrostjo za elektromagnetne valove, ga lahko uporabimo za določitev začetnega časa (»time zero«). Hitrost potovanja v zgornjem sloju pa lahko določimo s pomočjo direktnega vala. Časa potovanja zračnega t_a in direktnega t_g vala sta v odvisnosti od razdalje x podana z enačbama:

$$t_a = \frac{x}{c_0} \quad t_g = \frac{x}{v} \quad (3)$$

Kritični kot, pri katerem pride do nastanka lateralnega vala pri $\Phi = \arcsin(v/c_0)$, je povezan s kritično razdaljo x_c , katero podaja enačba:

$$x_c = \frac{2hv}{\sqrt{c_0^2 - v^2}} \quad (4)$$

kjer je h globina do podzemnega reflektorja. Ko je razdalja x večja od kritične razdalje x_c ($x > x_c$), potuje lateralni val s časom t_l v skladu z enačbo:

$$t_l = \frac{x}{c_0} + \sqrt{\frac{1}{v^2} - \frac{1}{c_0^2}} \quad (5)$$

Najpomembnejši pa je odbiti signal, katerega čas potovanja podaja enačba:

$$t_r = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2} \quad (6)$$

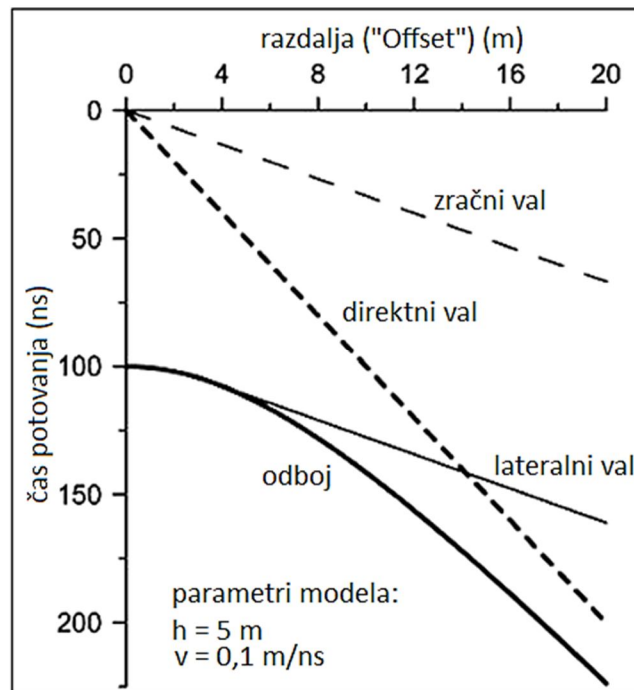
kar je enačba hiperbole. Pri tem gre za čas potovanja signala v primeru, da sta oddajna in sprejemna antena v isti točki na površju, navpično nad točko odboja.

Pri razdalji $x = 0$ dobimo enačbo za ničelni čas $t_0 = 2h/v$ (Blindow, 2006). Iz te enačbe pa lahko izrazimo enačbo za globino do diskontinuitete $h_0 = vt_0/2$ (Daniels, 2004). Slika 3.4 prikazuje diagram različnih časov potovanja za posamezne tipe valov.

Hitrost širjenja valov se s povečevanjem permitivnosti snovi zmanjšuje. Z zmanjševanjem hitrosti širjenja pa se znotraj materiala zmanjšuje tudi valovna dolžina v skladu z enačbo:

$$\lambda = v/f \quad (7)$$

kjer je λ valovna dolžina, f pa frekvenca (Daniels, 2004).

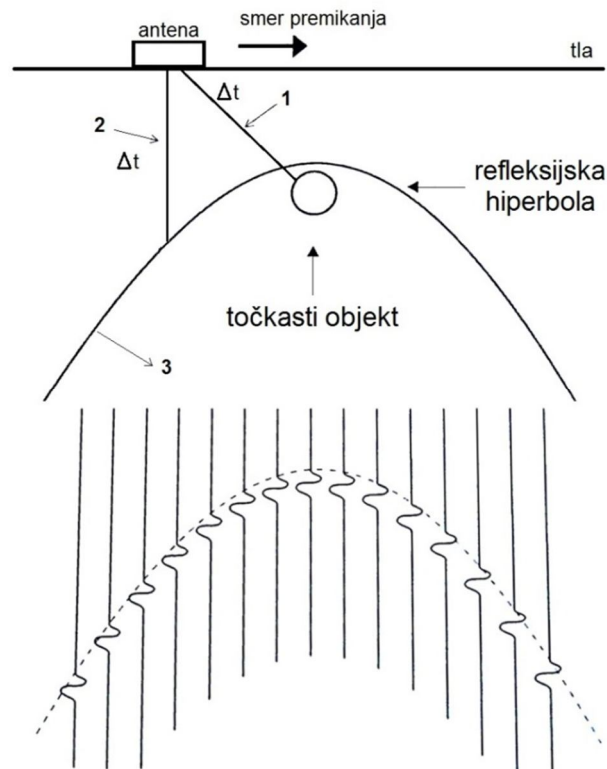


Slika 3.4: Čas potovanja različnih valov pri dvoslojnem modelu (po Blindow, 2006).

Figure 3.4: Traveltime diagram for a horizontal two-layer model (after Blindow, 2006).

V nekaterih okoliščinah poleg odbojev pride tudi do difrakcije elektromagnetnih valov na meji z majhnimi nemohogenostmi in drugimi objekti. Difrakcije na radargramu prepoznamo po značilnih hiperboličnih oblikah. Do njihovega nastanka pride, kadar je prevladujoča valovna dolžina radarskih signalov večja od vira difrakcije, do difrakcije pa prihaja tudi na ostrih robovih. Po enačbi (7) je pri srednji frekvenci 100 MHz in hitrosti širjenja 0,1 m/ns prevladujoča valovna dolžina približno 1 m. V tem primeru bi difrakcijske hiperbole povzročili vsi objekti in nehomogenosti, manjši od 1 m (GSSI, 2011). Iz tega je razvidno, da se motečim difrakcijskim vzorcem lahko izognemo z uporabo anten nižjih frekvenc. Difrakcijo pa lahko povzročajo tudi sami objekti, ki jih želimo zaznati, npr. cevi ali kabli (Blindow, 2006).

Refleksijske hiperbole so specifični elementi georadarskih profilov. Slika 3.5 prikazuje nastanek takšne hiperbole s premikanjem antene nad točkastim objektom. Ker se signali od oddajne antene v podpovršje širijo v obliki eliptičnega konusa, sprejemna antena zazna odboje od ciljnega objekta še preden je antena neposredno nad njim ter jih še vedno zaznava tudi, ko se od njega že oddaljuje. Dvojni čas signala se zabeleži in izriše v globino neposredno pod mestom, kjer se takrat nahaja sredina med sprejemno in oddajno anteno. Bolj kot je antena oddaljena od ciljnega objekta, daljši je čas potovanja signala do tega objekta in nazaj do površine. Posledično dobimo značilno refleksijsko hiperbolo, katere vrh predstavlja dejansko lokacijo točkastega objekta v podpovršju (Conyers, 2004).



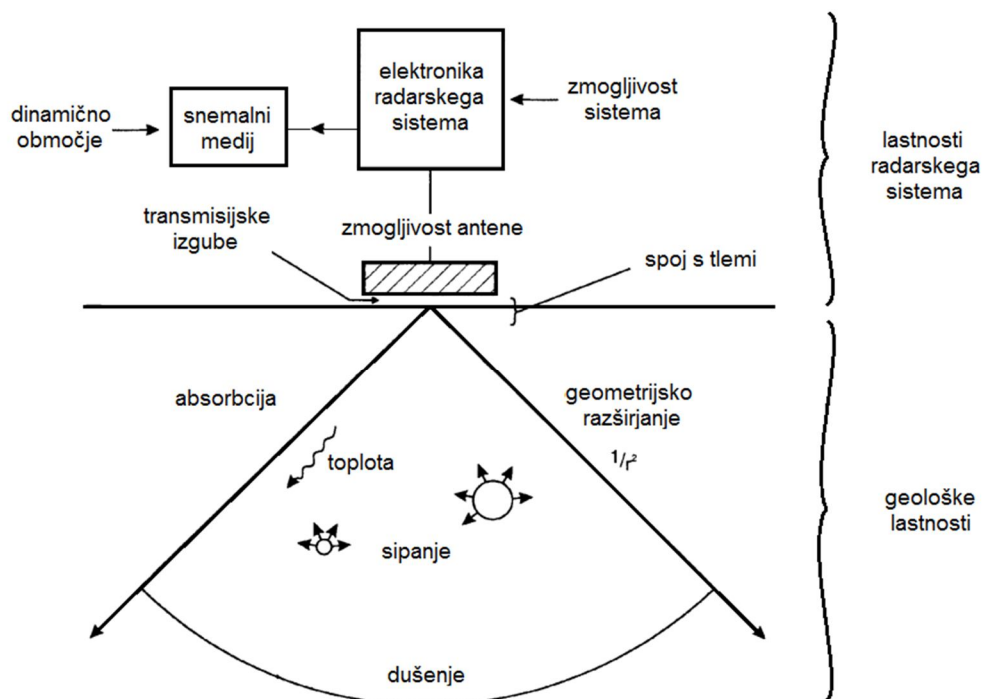
Slika 3.5: Nastanek refleksijske hiperbole nad točkastim objektom (po Conyers, 2004). 1 – dvojni čas signala; 2 – vertikalni zapis dvojnega časa signala; 3 – refleksijska hiperbola.

Figure 3.5: Forming of a reflection hyperbola over a buried point source (after Conyers, 2004). 1 – two-way traveltime; 2 – vertical plotting of the two-way traveltime; 3 – reflection hyperbola.

3.1.2 Dušenje in globinski doseg georadarja

Na globinski doseg georadarja vpliva več faktorjev. Med najpomembnejše spadajo zmogljivost georadarskega sistema, dušenje v tleh ter značilnosti odbojev na mejah, kjer se spremenijo električne lastnosti materiala (Davis in Annan, 1989).

Faktorji in procesi, ki povzročajo zmanjšanje moči signala pri potovanju signala skozi pod površje, so prikazani na sliki 3.6. Do izgube energije pride zaradi refleksijskih in transmisijskih izgub vsakič, ko signali prehajajo preko meje v globljo plast. V primeru, ko je velikost objektov istega reda kot valovna dolžina signala, le-ti povzročijo sipanje energije, znano kot »Mie-jevo sipanje«, ki na radargramih povzroča šum. Poleg tega se energija izgublja tudi zaradi absorpcije, pri kateri se elektromagnetna energija pretvori v toploto. Nadalje se energija izgublja tudi zaradi geometrijskega razširjanja radarskega signala, ki se od oddajne antene širi v obliki konusa s pravim kotom v vrhu. S tem ko signali potujejo stran od oddajne antene, s svojim razširjanjem povzročajo zmanjšanje energije na enoto površine v razmerju $1/r^2$, kjer r predstavlja prepotovano razdaljo (Reynolds, 1997).



Slika 3.6: Faktorji in procesi, ki povzročajo zmanjšanje moči radarskega signala (po Reynolds, 1997).

Figure 3.6: Factors and processes causing reduction of signal strength (after Reynolds, 1997).

Kot kompleksna funkcija dielektričnih in električnih lastnosti materiala, skozi katerega signal potuje, pa temeljni razlog izgube energije predstavlja dušenje. Koeficient dušenja α je odvisen od električnih σ , magnetnih μ in dielektričnih lastnosti ε materiala ter od frekvence f [Hz] signala samega, kot prikazuje naslednja enačba, ki pa velja le za nemagnetne snovi:

$$\alpha = \omega \left\{ \left(\frac{\mu\varepsilon}{2} \right) \left[\left(1 + \frac{\sigma^2}{\omega^2\varepsilon^2} \right)^{1/2} - 1 \right] \right\}^{1/2} \quad (8)$$

kjer je $\omega = 2\pi f$, μ magnetna permeabilnost [$4\pi \times 10^{-7}$ H/m], σ prevodnost pri dani frekvenci [S/m] ter ε dielektrična permitivnost, za katero velja $\varepsilon = \varepsilon_r \times 8,85 \times 10^{-12}$ [F/m], kjer je ε_r relativna dielektrična konstanta (Reynolds, 1997). Iz enačbe (8) je razvidno, da sta dušenje in frekvenca med sabo v sorazmerni odvisnosti. Višja kot je frekvenca, močnejše je torej dušenje. Razvidno je tudi dejstvo, da na dušenje znatno vplivata še relativna dielektrična konstanta ε_r in prevodnost pri dani frekvenci σ , ki pa sta odvisni od sestave materiala (Reynolds, 1997). Dušenje signala lahko zapišemo tudi s približkom (Everett, 2013):

$$\alpha \approx 1690 \frac{\sigma}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (9)$$

S pomočjo enačbe (8) lahko člen $(\sigma/\omega\varepsilon)$ zapišemo tudi v obliki faktorja izgube P :

$$P = \sigma/\omega\varepsilon \quad (10)$$

ki je sorazmeren s prevodnostjo ter obratno sorazmeren z relativno dielektrično konstanto in frekvenco. V primeru nasičenega zrnatega materiala prevodnost in relativna dielektrična konstanta fluida, ki zapolnjuje prazne prostore, prevladata nad posameznimi vrednostmi matriksa. Celotna relativna dielektrična konstanta ϵ_t je približno enaka produktu poroznosti ϕ in relativne dielektrične konstante fluida ϵ_r . Bolj kot je torej fluid prevoden in večja, kot je količina fluida z visoko relativno dielektrično konstanto, ki nastopa v materialu, večje bo dušenje. Podobno velja tudi pri visoki vsebnosti gline. Višja kot je vsebnost glinene frakcije, večje bo dušenje, saj glineni minerali vsebujejo že kristalno vezano vodo (Reynolds, 1997). Pri večini suhih geoloških materialov, kot so pesek, prod in kristalinske kamnine, se relativna dielektrična konstanta giblje na območju $3 \leq \epsilon_r \leq 8$. Ker ima voda v primerjavi izjemno visoko relativno dielektrično konstanto ($\epsilon_r \sim 81$), imajo posledično tudi nasičeni materiali znatno večjo relativno dielektrično konstanto kot suhi materiali enake litologije (Everett, 2013), kar je razvidno tudi iz preglednice 3.1. Električne in dielektrične lastnosti materialov so podrobneje opisane v poglavju 3.2.

Preglednica 3.1: Značilne relativne dielektrične konstante ϵ_r pogostih geoloških materialov, dušenje α [dB/m] ter hitrost potovanja valovanja v [m/ns] pri frekvenci 100 MHz (po Davis in Annan, 1989).

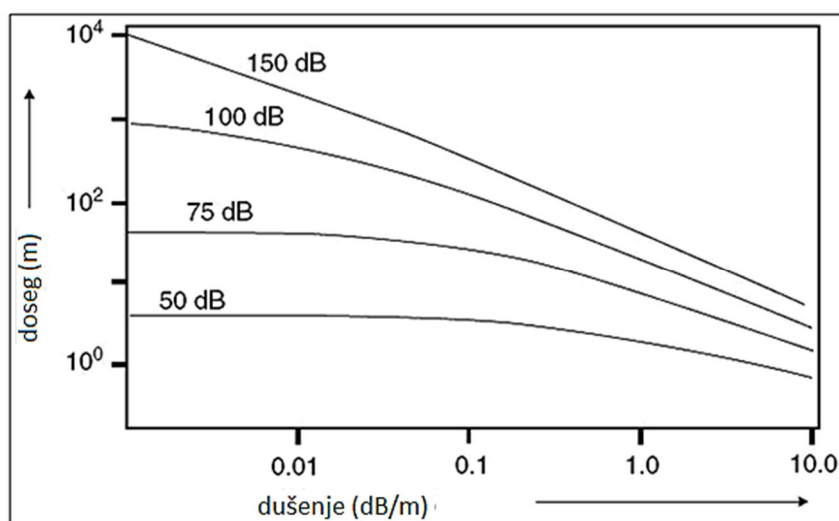
Table 3.1: Typical relative dielectric constant ϵ_r of common geological materials, attenuation α [dB/m] and wave velocity v [m/ns] at 100 MHz frequency (after Davis and Annan, 1989).

Material	ϵ_r	α [dB/m]	v [m/ns]
zrak	1	0	0,30
sladka voda	80	0,1	0,033
morska voda	80	1000	0,01
suhi pesek	3 – 5	0,01	0,15
nasičeni pesek	20 – 30	0,03 – 0,3	0,06
apnenec	4 – 8	0,4 – 1,0	0,12
melj	5 – 30	1 – 100	0,07
glina	5 – 40	1 – 300	0,06
granit	4 – 6	0,01 – 1,0	0,13
led	3 – 4	0,01	0,16

Pri določevanju globinskega dosega georadarja pa moramo poleg lastnosti podpovršinskega ciljnega objekta in lastnosti materiala, skozi katerega signali potujejo, upoštevati tudi lastnosti uporabljene opreme. Skupna izguba je na določeni razdalji odvisna od petih faktorjev: izgube antene, transmisijske izgube med zrakom in tlemi, izgube zaradi geometrijskega razširjanja, dušenje kot posledica lastnosti materiala ter izgube zaradi sipanja signala (Reynolds, 1997). Globinski doseg signala lahko tako določimo s pomočjo enačbe

$$Q = \frac{E_T E_R G_T G_R g \sigma_c e^{-4\alpha L}}{64\pi^3 f^2 L^4} \quad (11)$$

kjer je Q zmogljivost sistema oziroma razmerje med amplitudo signala oddajnika ter najmanjšo občutljivostjo sprejemnika, E_T zmogljivost oddajne antene, E_R zmogljivost sprejemne antene, G_T ojačenje oddajne antene [dB], G_R ojačenje sprejemne antene [dB], L razdalja do ciljnega objekta [m], α koeficient dušenja v mediju [dB/m], f frekvenca [MHz], g jakost odbitega valovanja ter σ_c površina prereza objekta [m²], ki povzroča sipanje. Graf na sliki 3.7 prikazuje odvisnost dosega georadarja od dušenja pri različnih zmogljivostih sistema, podanih v dB. Starejši georadarji so imeli zmogljivost Q med 80 in 120 dB, novejši pa imajo od 120 do 160 dB. Radarski sistem z zmogljivostjo 140 dB in dušenjem v tleh med 0,1 in 10 dB/m doseže globino od 50 m do 2 m, medtem ko so starejši sistemi z zmogljivostjo 80 dB pri enakih pogojih imeli doseg le od 15 m do 1 m (Davis in Annan, 1989).



Slika 3.7: Odvisnost dosega georadarja od dušenja pri različnih zmogljivostih sistema v dB (po Milsom, 2003).

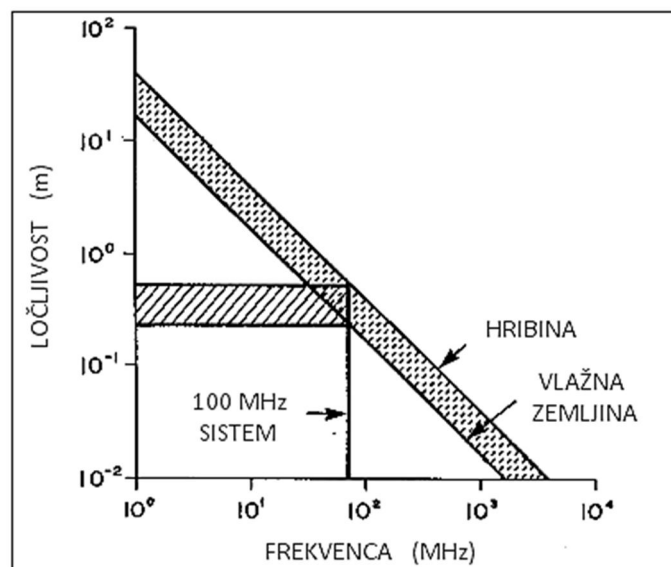
Figure 3.7: Signal range and attenuation for different GPR system performances in dB (after Milsom, 2003).

3.1.3 Frekvenca antene in ločljivost podatkov

Pri georadarskih sistemih obstaja širok izbor različnih vrst anten in njihovih frekvenc, najpogosteje 25, 50, 100, 200, 500 in 1000 MHz. Georadar oddaja elektromagnetno valovanje na območju približno 50% pod in 50% nad določeno srednjo frekvenco. Tako tipičen 100 MHz signal vsebuje znatno količino frekvence že od 50 MHz in tja do 150 MHz (Milsom, 2003). Pri georadarskih meritvah je zaželeno, da je spekter oddanih frekvenc čim ožji in čim bližje srednji frekvenci. Srednja frekvenca, ki jo zazna sprejemna antena, pa je značilno nižja od oddane srednje frekvence. Razlog je v dejstvu, da vsaka antena oddaja cel niz frekvenc, signali višjih pa so pri širjenju skozi tla bolj podvrženi dušenju, kar rezultira v povprečno daljših valovnih dolžinah (Neal, 2004).

Ločljivost georadarja je sestavljena iz dveh komponent, in sicer iz longitudinalne oz. vertikalne ločljivosti ter lateralne oz. horizontalne ločljivosti (Jol, 2009). Skupaj predstavljata sposobnost

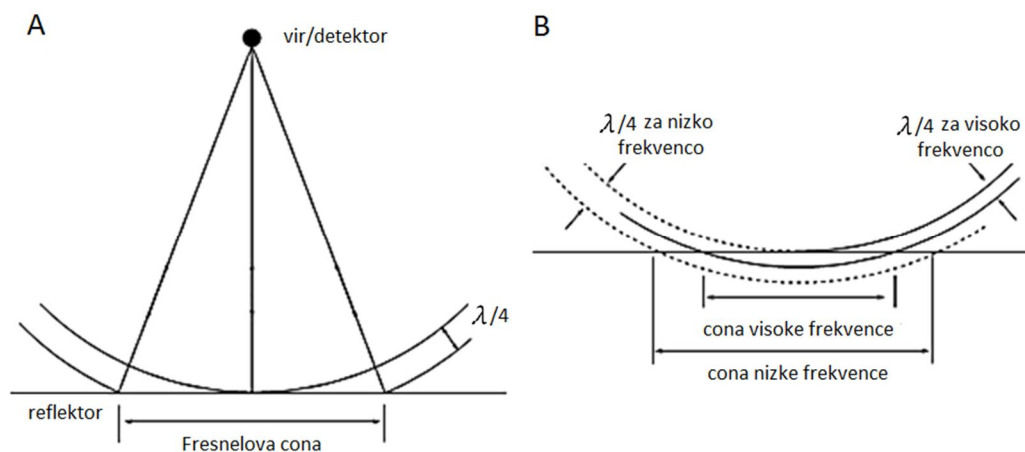
razlikovanja signalov v prostoru, ki prihajajo iz blizu ležečih objektov. Pri vertikalni ločljivosti je pomembno dognati položaj reflektorja v prostoru ali času, kar je odvisno od širine signala in s tem od frekvence. Z višanjem frekvence se večja tudi vertikalna ločljivost. Po drugi strani pa je sposobnost razlikovanja dveh bližnjih oblik pogojena z valovno dolžino, ki pa je odvisna od frekvence in hitrosti (enačba 7) (Neal, 2004). Iz tega sledi, da je vertikalna ločljivost obratno sorazmerna z valovno dolžino in premo sorazmerna s frekvenco. Teorija valovanja kaže, da lahko teoretično dosežemo vertikalno ločljivost okoli 1/4 prevladujoče valovne dolžine. Na sliki 3.8 je prikazana ločljivost georadarja v odvisnosti od frekvence oddajne antene s primerom za 100 MHz anteno. Razvidno je, da bi se z višanjem frekvence izboljševala tudi ločljivost (Davis in Annan, 1989). V praksi je zaradi različnih motenj ločljivost navadno manjša.



Slika 3.8: Odvisnost ločljivosti georadarja od frekvence pri hribinah in vlažnih zemljinah (po Davis in Annan, 1989).

Figure 3.8: Relationship between GPR resolution and bandwidth in rock and wet soil (after Davis and Annan, 1989).

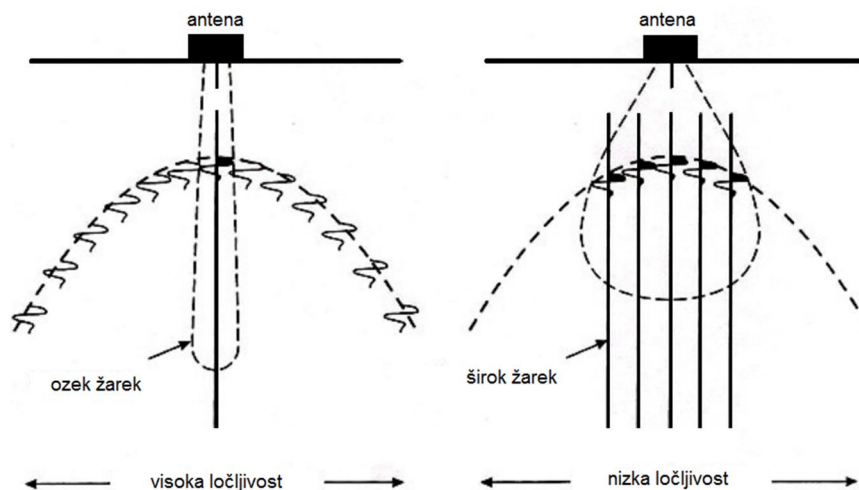
Horizontalna ločljivost, ki omogoča razlikovanje dveh blizu ležečih objektov, pa je odvisna od polmera prve Fresnelove cone, katerega definirata valovna dolžina in globina do reflektorja. Na sliki 3.9a vidimo, da se elektromagnetni valovi od vira oz. oddajne antene do reflektorja skozi tla širijo v konični obliki. Z globino se tako Fresnelova cone večja, horizontalna ločljivost pa zmanjšuje. Iz slike 3.9b je razvidno, da je pri višji frekvenci in s tem krajši valovni dolžini tudi horizontalna ločljivost boljše (Neal, 2004).



Slika 3.9: A – Fresnelova cona; B – odvisnost Fresnelove cone od frekvence (po Neal, 2004).

Figure 3.9: A – Fresnel zone; B – frequency-dependent Fresnel zone (after Neal, 2004).

Na prostorsko ločljivost vpliva tudi širina koničnega žarka signala, ki potuje v globino. Ožji kot je žarek, boljša bo prostorska ločljivost (slika 3.10). Za horizontalno ločljivost velja, da je v obratnem sorazmerju s korenem koeficienta dušenja $\sqrt{\alpha}$, kar posledično pomeni, da je horizontalna ločljivost boljša znotraj materiala z višjo izgubo energije.



Slika 3.10: Horizontalna ločljivost v odvisnosti od širine žarka (po Reynolds, 1997).

Figure 3.10: Horizontal resolution due to beam width (after Reynolds, 1997).

Glede na to, da se z večanjem frekvence izboljšuje tudi ločljivost, istočasno pa se pri višjih frekvencah povečuje tudi dušenje in s tem zmanjšuje globinski doseg georadarja, je za vsako raziskavo potrebno najti ugoden kompromis med ločljivostjo in dosegom. V praksi se je pogosto boljše zadovoljiti s slabšo ločljivostjo in s tem pridobiti na dosegu. Najpogosteje pa se izkaže, da pri raziskavah, kjer je potreben velik globinski doseg, niti ni potrebe po zelo dobri ločljivosti in obratno (Davis in Annan, 1989).

Povprečen globinski doseg georadarja pri različnih frekvencah antene za običajne kamnine je prikazan v preglednici 3.2.

Preglednica 3.2: Globinski doseg georadarja pri različnih frekvencah antene (po GSSI, 2011).

Table 3.2: GPR penetration depths at different antenna frequencies (after GSSI, 2011).

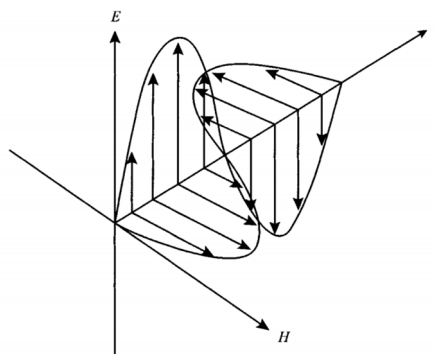
Frekvenca (MHz)	1000	900	400	270	200	100	80-16
Globinski doseg* (m)	do 0,6	do 1	do 4	do 6	do 9	do 15	do 50

* Globinski doseg se spreminja glede na razmere v tleh.

3.2 Elektromagnetne lastnosti kamnin

Radargrami ne predstavljajo točne slike pod površja, ampak prikazujejo zgolj časovno odvisen odziv kamnin v pod površju na širjenje elektromagnetne energije z relativno ozkim frekvenčnim razponom. Posledično je pri interpretaciji poznavanje elektromagnetnih lastnosti kamnin ter vpliva le-teh tako na hitrost širjenja kot tudi na dušenje signala ključnega pomena (Jol, 2009).

Širjenje elektromagnetnega valovanja v prostoru poteka vzdolž t -osi prek med seboj pravokotnega električnega (E) in magnetnega (H) polja, kot prikazuje slika 3.11 (Daniels, 2004). Komponenti električnega in magnetnega polja oscilirata pravokotno na smer širjenja valovanja.



Slika 3.11: Širjenje elektromagnetnega valovanja v praznem prostoru (Daniels, 2004).

Figure 3.11: Propagation of electromagnetic waves in free space (Daniels, 2004).

Medsebojno odvisnost električnega in magnetnega polja znotraj heterogenega, izotropnega, linearnega in stacionarnega medija v diferencialni vektorski obliki kvantitativno opisujejo Maxwell-ove enačbe.

V povezavi s temi enačbami dobimo pomembne parametre, ki podajajo električne lastnosti materialov: dielektričnost ε [F/m] in prevodnost σ [S/m]; ter magnetno lastnost materialov, to je magnetna permeabilnost μ [H/m] (Jol, 2009):

$$D = \varepsilon E \quad (12)$$

$$J = \sigma E \quad (13)$$

$$B = \mu H \quad (14)$$

kjer je D vektor gostote električnega toka [C/m^2], E vektor jakosti električnega polja [V/m], J vektor gostote toka [A/m^2], B vektor gostote magnetnega polja [T] ter H vektor jakosti magnetnega polja [A/m]. V enačbah (12)-(14) so elektromagnetne lastnosti prikazane kot enostavne konstante za primer homogenega materiala brez izgube, anizotropije ali odvisnosti od frekvence. V praksi pa v večini naravnih in antropogenih materialov izgube signala, odvisnost od frekvence in elementi anizotropije vplivajo vsaj na enega od teh treh parametrov (Jol, 2009). S potovanjem skozi naravne materiale elektromagnetno valovanje izgublja tako električno kot tudi magnetno polje, kar povzroča dušenje prvotnega signala. V primeru večine materialov, na katerih se izvajajo georadarske raziskave, je magnetna reakcija šibka, zato magnetne komponente za razliko od dielektričnosti in prevodnosti ni potrebno obravnavati kot kompleksno količino. Kadar gre za dielektrične materiale, v katerih je izguba večja, je absorpcija elektromagnetnega sevanja posledica prevodnosti in dielektričnosti materiala (Daniels, 2004).

3.2.1 Dielektričnost ε

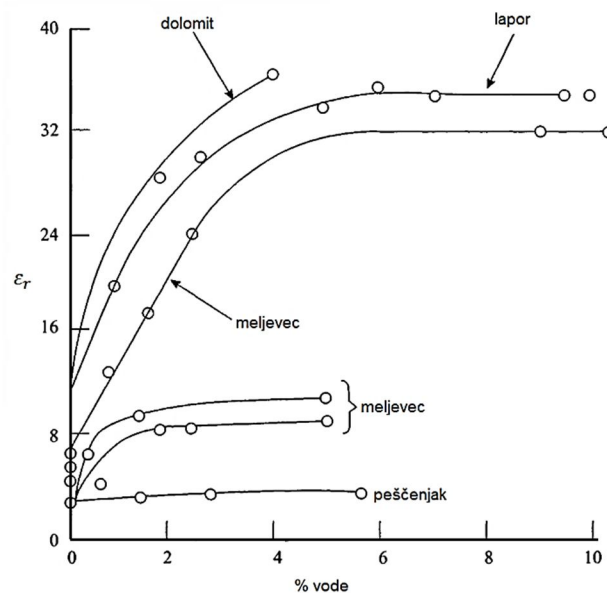
Dielektrična permitivnost opisuje sposobnost materiala, da lahko skladišči in sprosti elektromagnetno energijo v obliki električnega naboja. Lahko jo opišemo tudi kot zmožnost omejitve toka prostih elektronov oziroma kot stopnjo polarizacije, ki jo material izkazuje pod vplivom električnega polja. Običajno je podana v obliki brezdimenzionalne relativne permitivnosti ε_r :

$$\varepsilon_r = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \quad (15)$$

kjer je ε_0 permitivnost praznega prostora oz. vakuuma in znaša 8.8542×10^{-12} F/m (Jol, 2009). V nekaterih starejših zapisih je relativna permitivnost oz. dielektričnost opredeljena tudi kot dielektrična konstanta κ , največkrat pa se uporablja izraz dielektričnost.

Dielektričnost materialov lahko precej variira, in sicer od 1 za zrak in vse do 81 za vodo. Za večino geoloških materialov se giblje med 3 in 30 (Reynolds, 1997), močno pa na dielektričnost kamnin vpliva tudi prisotnost proste in vezane vode. Posledično je v kamninah velik tudi razpon hitrosti

elektromagnetnega valovanja, in sicer od 0,06 do 0,175 m/ns. Poznavanje te hitrosti je ključnega pomena pri določevanju globin do ciljnih objektov na georadarskem profilu. Ker pa je večina geoloških materialov zmes različnih komponent, lahko imajo ti zelo različne električne in dielektrične lastnosti, na katere vplivata že samo velikost in oblika zrn. Zaradi zelo visoke dielektričnosti vode (81) lahko že prisotnost majhne količine vode, tako proste kot tudi kristalno vezane, močno dvigne dielektričnost drugače suhe kamnine. Preglednica 3.3 prikazuje vrednosti dielektričnosti za različne tipe kamnin in sedimentov ter vpliv prisotnosti vode. Količina prisotne vode v kamnini vpliva tudi na hitrost širjenja elektromagnetnega valovanja, saj ta znaša v vodi le 0,033 m/ns, v peščenjaku z nizko poroznostjo pa 0,12 m/ns (Reynolds, 1997). Vpliv prisotnosti različnih količin vode v posameznih kamninah na dielektričnost teh kamnin prikazuje slika 3.12.



Slika 3.12: Vpliv prisotnosti vode na dielektričnost nekaterih geoloških snovi (po Daniels, 2004).

Figure 3.12: Effect of moisture content on relative permittivity of some geological materials (after Daniels, 2004).

3.2.2 Prevodnost σ

Konduktivnost oz. prevodnost opisuje zmožnost materiala, da prevaja električni naboj pod vplivom električnega polja. V kovinah ta naboj predstavljajo prosti elektroni kovinskih atomov, medtem ko gre v tekočinah za naboje raztopljenih anionov in kationov (npr. Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , CO_3^{2-}). Ko elektromagnetni signal potuje skozi material, ti prenašalci nabojev hitro pospešijo do končne hitrosti in s tem ustvarijo notranji prevodni tok. Z razširjanjem naključno zadevajo v druge atome, ione ali elektrone, s čimer inercialno energijo pretvorijo v toploto in s tem povzročijo izgubo energije. Največkrat je prevodnost podana kot statična prevodnost σ_s [mS/m]. Voda v porah kamnin in znotraj sedimentov navadno vsebuje ione, električna prevodnost vode pa je skupaj z mobilnostjo ionov glavni

faktor pri določevanju električne prevodnosti celotnega materiala. Končna električna prevodnost kamnin in sedimentov tako večinoma znaša od 1 do 1000 mS/m. Preglednica 3.3 prikazuje značilne vrednosti prevodnosti nekaterih kamnin in sedimentov ter vpliv prisotnosti vode (Jol, 2009).

Preglednica 3.3: Značilne vrednosti dielektričnosti ϵ_r in statične prevodnosti σ_s pogostih podpovršinskih materialov ter vpliv prisotnosti vode, izmerjenih pri frekvenci antene 100 MHz (po Jol, 2009).

Table 3.3: Typical values of relative permittivity ϵ_r and static conductivity σ_s for common subsurface materials showing the influence of water at the antenna frequency of 100 MHz (after Jol, 2009).

Material	σ_s [mS/m]	ϵ_r
apnenec – moker	10-100	6-15
apnenec – suh	0,001-0,0000001	4-8
glina – mokra	100-1000	15-40
glina – suha	1-100	2-20
granit – razpokan in moker	1-10	5-15
granit – suh	0,001-0,00001	5-8
morska voda	4000	81-88
pesek – moker	0,1-10	10-30
pesek – suh	0,0001-1	3-6
sladka voda	0,1-10	78 (25°C)-88
zemlja – glinena, mokra	100-1000	10-15
zemlja – glinena, suha	0,1-100	4-6
zemlja – ilovnata, mokra	10-100	10-20
zemlja – ilovnata, suha	0,1-1	4-6
zemlja – peščena, mokra	10-100	15-30
zemlja – peščena, suha	0,1-100	4-6
zemlja – povprečje	5	16
zrak	0	1

3.2.3 Magnetna permeabilnost μ

V večini primerov imajo magnetne lastnosti materialov majhen vpliv na širjenje georadarskih valov, zato je magnetna permeabilnost kamnin μ pogosto poenostavljena na njeno vrednost v praznem prostoru, ki znaša $1,26 \times 10^{-6}$ H/m. Kljub temu pa lahko imajo feromagnetni minerali v kamnini znaten vpliv na hitrost in dušenje georadarskih valov. V najpogostejših podpovršinskih geoloških materialih se vsebnost feromagnetnih mineralov smatra za nepomembno, saj večinoma znaša $< 2\%$. Vseeno pa je v nekaterih z železom bogatih sedimentih ter magmatskih kamninah moč najti precejšnje količine magnetita in hematita. Kot glavna feromagnetna minerala med naravnimi materiali lahko povzročita izgubo energije, primerljivo s tisto, ki jo ustvari dielektrična permitivnost. Magnetna permeabilnost se spreminja v odvisnosti od sestave, velikosti zrn, vrste prisotnih mineralov ter poroznosti materiala. Ne smemo je torej zanemariti na območjih, bogatih s feromagnetnimi materiali, kot so magmatske kamnine z visoko vsebnostjo magnetita, hematitični peski ter odpadni materiali topilniške industrije, saj lahko imajo že relativno nizke vsebnosti magnetita (10%) precejšen vpliv na hitrost in dušenje georadarskih valov (Jol, 2009).

3.3 Obdelava podatkov

Obdelava georadarskih podatkov je med uporabniki georadarske metode pogosto predmet burnih znanstvenih razprav. Kako daleč naj gre uporabnik naprej od osnovnih postopkov obdelave, kot je npr. odstranitev zamika signala (»DC removal«), popravek ničelnega časa (»time-zero correction«), pasovno prepustno filtriranje (»bandpass filtering«) ter topografska korekcija (»topographic correction«), je stvar osebne presoje, izkušenosti ter nenazadnje narave samih podatkov (Jol, 2009). Na splošno je najbolje najprej začeti z enostavnejšimi postopki in z obdelavo podatkov zaključiti, ko z njo več ni mogoče pridobiti novih informacij in s tem olajšati interpretacije. V praksi to pomeni izboljšati razmerje med signali in šumom ter podatke predstaviti v obliki, ki kaže realno sliko podpovršinskih razmer. Namen naprednih metod obdelave signalov je iz le-teh pridobiti informacije, ki pomagajo pri karakterizaciji fizikalnih oz. naravnih lastnosti podpovršja. Veliko postopkov obdelave georadarskih podatkov izhaja iz obdelave refleksijskih seizmičnih podatkov (Jol, 2009).

3.3.1 Osnovna obdelava

Cassidy (v Jol, 2009) opozarja, da je pri izbiri načinov obdelave surovih podatkov potrebno razumevanje ozadja posameznih postopkov, predvsem pa je potrebna sistematičnost in doslednost. Med najbolj osnovne korake obdelave georadarskih podatkov med drugimi uvršča in opisuje naslednje

postopke: urejanje sledi, interpolacija, odstranitev zamika signala, ter popravek ničelnega časa. Ti štirje postopki so najmanj, kar je pri obdelavi potrebno, da pridobimo jasne in razumljive podatke. Čeprav z njimi do neke mere že delujemo na surove podatke, se ti še vedno smatrajo za osnovne, zato je za izboljšanje interpretacije potrebno uporabiti dodatne postopke, kot so pasovno prepustno filtriranje, odstranitev ozadja, funkcije ojačenja ter topografska korekcija.

Urejanje sledi (»trace editing«)

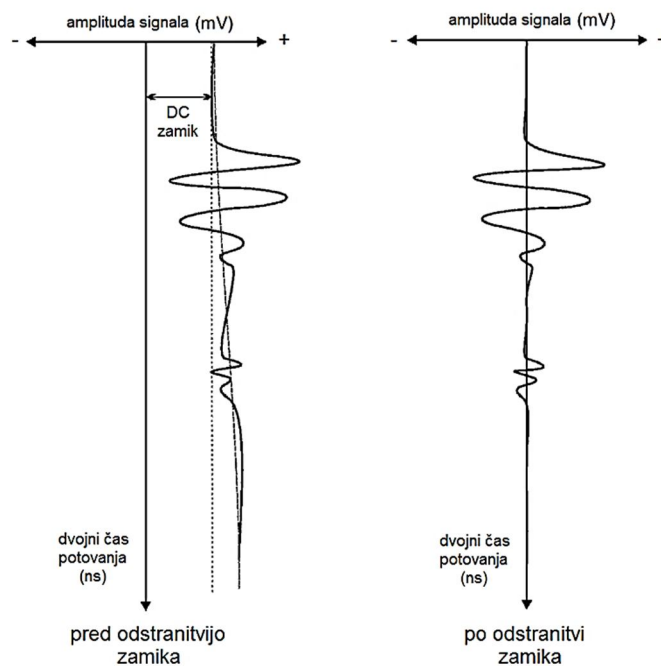
Urejanje sledi je uporabno, kadar imamo opravka z nekonherentnimi ali odsotnimi sledmi ali pa s sledmi, ki so posledica šumov. Do njih lahko pride pri pregostem sprožanju signalov, vplivu zunanjih virov šumov ter problemih ali napakah v sistemu. V teh primerih sledi odstranimo ali uredimo tako, da vizualno izboljšamo sliko tega dela profila. Povsem neuporabne sledi so sicer precej redke, zato je večinoma dovolj le interpolacija (Jol, 2009).

Interpolacija (»rubber-band interpolation«, »spatial interpolation«, »trace interpolation«)

Pogost postopek, ki se običajno uporablja pri podatkih, dobljenih s kontinuiranim snemanjem, kjer se georadarski signali sprožijo v enakih časovnih intervalih. Ker pri tem ni neposrednega merjenja razdalje, poskuša operater ohraniti enakomerno hitrost premikanja, da bi zagotovil enako razdaljo med posameznimi točkami snemanja, kar pa je v praksi skoraj nemogoče doseči. Rezultat je raztegnjen radargram, katerega s pomočjo razdalje med znanimi točkami, ki smo si jih označili na radargramu v času merjenja na terenu, interpoliramo nazaj v zgoščeno sliko (Jol, 2009).

Odstranitev zamika signala (»DC removal«, »dewow«, »DC shift«)

Pri tem gre za odstranitev prvotne DC komponente oz. istosmernega toka (»direct current«) v signalu ter posledičnega zamika (»wow«) oz. poševne tendence nizkofrekvenčnega dela signala (slika 3.13). Do tega pride zaradi nasičenosti posnetega signala s prvimi prihodi (zračni in direktni val, slika 3.3) in/ali induktivnega učinka sklapljanja (»coupling effect«), zato je potrebno ta zamik odšteti od prvotnega signala. To je pomemben korak pri obdelavi, saj podatke prestavi na nivo osrednje ničle in s tem omogoči pravilno obarvanje pozitivnih in negativnih delov amplitude posnetega signala (Jol, 2009).

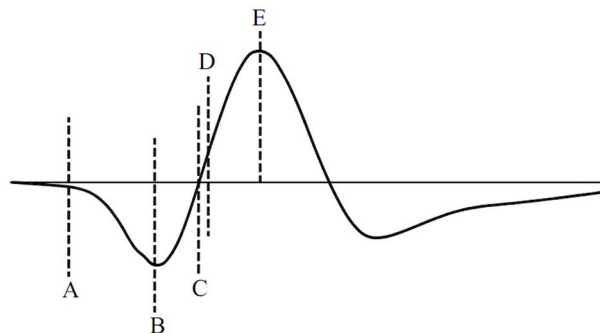


Slika 3.13: Odstranitev zamika signala (po Jol, 2009).

Figure 3.13: DC removal (after Jol, 2009).

Popravek ničelnega časa (»time-zero correction«)

Pri ničelnem času prvega prihoda signala lahko pride na meji med zrakom in tlemi do zamika. Vzrok temu je lahko segretje naprave, elektronska nestabilnost, razlika v dolžini kablov ali odmika antene od tal. Zato morajo biti sledi poravnane na skupni ničelni čas, preden lahko uporabimo nadaljnje metode obdelave (Jol, 2009). Kot prikazuje slika 3.14 pa se načini določevanja ničelnega časa pri različnih uporabnikih precej razlikujejo (Yelf in Yelf, 2007).



Slika 3.14: Različni primeri, kjer se ničelni čas določi pri: A – prvem odboju, B – prvem negativnem vrhu, C – točki ničelne amplitude, D – točki srednje amplitude, E – prvem pozitivnem vrhu (Yelf in Yelf, 2007).

Figure 3.14: Different examples of time-zero positions: A – first break; B – first negative peak; C – zero amplitude point; D – mid-amplitude point; E – first positive peak (Yelf and Yelf, 2007).

Pasovno prepustno filtriranje (»bandpass filtering«)

Filtriranje se v splošnem uporablja za odstranitev antropogenih шумov ali шумov same merilne naprave. Za izboljšanje vizualne kvalitete podatkov z odstranitvijo nizkih ali visokih frekvenc so pogosto dovolj učinkoviti že enostavni filtri. Najenostavnejši so 1D časovni filtri (»temporal filters«), ki delujejo vzdolž vsake sledi posebej, med katerimi je tudi pasovno prepustno filtriranje. To je kombinacija filtrov za visoke in nizke frekvence, ki prepusti le določeno širino frekvenčnega območja (Jol, 2009).

Odstranitev ozadja (»background removal«)

Za odstranitev motenj zaradi instrumentalnega šuma pa se poleg časovnih filtrov uporabljajo prostorski filtri (»spatial filters«), ki delujejo preko večih sledi glede na razdaljo in ne čas. Pri odstranitvi motenj se povprečje sledi nekega območja odšteje od vsake sledi posebej. Pri tem se odstranijo šumi ozadja, kar je še posebej uporabno pri odstranjevanju učinkov zvonjenja anten (»ringing«). Sočasno pa lahko pride tudi do nezaželene odstranitve zveznega horizontalnega reflektorja. Zaradi tega je ta postopek potrebno previdno uporabljati pri obdelavi in interpretaciji georadarskih profilov znotraj materiala z visoko izgubo energije (npr. mokre zemljine). V teh okoliščinah lahko namreč močno sklapljanje med anteno in tlemi (»ground coupling«) ter prisotnost plitvo ležečih plasti povzroči znatno odbijanje signala (»reverberation«) (Jol, 2009).

Funkcije ojačenja (»gain functions«)

Moč georadarskega signala se z globino zmanjšuje zaradi vedno večjega dušenja. Posledično je potrebno moč šibkejših signalov kasnejših prihodov ojačati, kar lahko dosežemo s funkcijami ojačenja amplitude (Neal, 2004). Pri uporabi funkcij ojačenja se vizuelno izboljša slika radargrama, s tem se pa tudi spremeni struktura podatkov, zato je pred njihovo uporabo pomembno razumeti njihov učinek ter ga upoštevati tudi pri interpretaciji rezultatov. S časovnim ojačenjem (»temporal gains«) poudarimo pojav kasnejših prihodov, ki so posledica dušenja signala in izgub pri geometričnem razširjanju valov. Poznamo več tipov funkcij ojačenja, kot so konstantno ojačenje (»constant gain«), linearno ojačenje (»linear gain«), eksponentno ojačenje (»exponential gain«), SEC (»spreading and exponential gain correction«) in AGC (»automatic gain correction«), vsi pa temeljijo na podobnem principu, kjer z istim množiteljem delujemo na zaporedne dele neke sledi v času z določitvijo t.i. časovnega okna (»time window«). SEC avtomatsko popravi amplitudo signala, ki se zmanjša zaradi izgube energije pri geometričnem razširjanju. Pri naprednem načinu je mogoče vključiti tudi izgube zaradi dušenja materiala, pri čemer pa potrebujemo natančne informacije o dušenju. Funkcija AGC deluje na vsako sled in temelji na razliki med povprečno amplitudo signala znotraj določenega časovnega okna ter največjo amplitudo celotne sledi. To je precej uporabno za prikazovanje globljih, šibkih dogodkov, vendar pa se poleg teh signalov ojačajo tudi šumi. Zaradi tega je zelo pomembna izbira prave velikosti časovnega okna (Jol, 2009).

Topografska korekcija (»topographic correction«)

Uporablja se v primeru, ko pridobljeni podatki niso bili merjeni na ravnem in vodoravnem terenu. S topografsko korekcijo se točke profila postavijo v pravi višinski nivo, katerega na terenu posnamemo z GPS napravo ali teodolitom (Jol, 2009).

3.3.2 Napredna obdelava

Med napredno obdelavo spadajo postopki, kot so dekonvolucija (»deconvolution«), migracija (»migration«) in analiza hitrosti (»velocity analysis«), katere natančneje opisujeta Cassidy (v Jol, 2009) in Daniels (2004). V praksi so za interpretacijo dovolj že osnovni postopki obdelave, medtem ko se napredni postopki potrebujejo le, kadar potrebujemo dodatne informacije za napredno interpretacijo, analizo materialov ali klasifikacijo predmeta raziskave. Napredni postopki obdelave se nenehno razvijajo in izboljšujejo, da bi bilo z njimi mogoče izluščiti še tako prikrita, vendar pomembna informacija za boljšo interpretacijo. Še vedno pa morajo uporabniki najprej pridobiti potrebno znanje in izkušnje, da lahko sami presodijo, katere postopke je najbolj primerno uporabiti na njihovem področju (Jol, 2009).

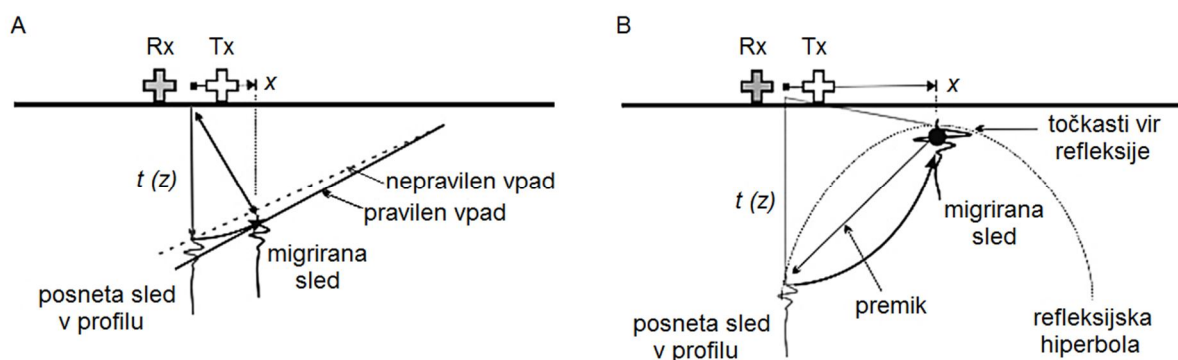
Dekonvolucija (»deconvolution«)

Dekonvolucija se tako v seizmiki kot pri georadarju uporablja za odstranjevanje učinkov filtriranja, ki so posledica potovanja vhodne valovne oblike signala (»source wavelet«) skozi plastnato pod površje ter odziva snemalne naprave. Namen dekonvolucije je skrajšati dolžino signala in s tem izboljšati vertikalno ločljivost. Medtem ko pri refleksijski seizmiki predstavlja zelo učinkovito orodje za odstranjevanje večkratnih odbojev (»multiples«) in posledic odbijanja signala (»reverberation«), pa pri georadarskih postopkih obdelave podatkov daje nekoliko manj uspešne rezultate (Neal, 2004). Algoritem dekonvolucije namreč predpostavlja, da je plastnatost pod površja horizontalna, da je hitrost potovanja signala znotraj plasti enakomerna ter da pri odbijanju signala ne pride do sipanja in izgube energije. Te predpostavke so precej omejevalne pri uporabi georadarja, saj sta tako zgradba pod površja kot tudi prodiranje valovne oblike signala veliko bolj kompleksni (Jol, 2009). Deloma je doprinos dekonvolucije zabeležen v tako redkih primerih tudi zaradi narave radarskega signala, ki je pogosto že sam po sebi tako kratek in toliko zgoščen, kolikor to dopuščata dana pasovna širina ter razmerje med signalom in šumom. Posledično se pri obdelavi ta postopek ne uporablja sistematično, hkrati pa omogoča le majhne izboljšave ločljivosti. Uporaba dekonvolucije se je pri georadarju izkazala za koristno v primerih, kjer je prisotno odbijanje signala (»reverberation«), saj lahko s kompresijo teh signalov bistveno prispevamo h končnemu rezultatu (Annan, 1999). V praksi pa je za večino uporabnikov njena uporaba omejena in uspešna le v primerih, kjer je narava pod površja zelo dobro definirana in/ali enostavna (Jol, 2009).

Migracija («migration«)

Migracija se uporablja za izboljšanje ločljivosti ter doseganje prostorsko bolj realistične slike pod površja in verjetno spada med najbolj vprašljive postopke obdelave georadarskih podatkov. Tako kot dekonvolucija, je bila tudi migracija v prvi vrsti razvita za potrebe seizmične industrije, kjer je pri še tako osnovnih interpretacijah njena uporaba bistvena. Žal pa je uporaba migracije pri georadarskih podatkih nekoliko manj uspešna, še posebej pri kompleksnih in heterogenih okoljih. Kljub temu so bile klasične tehnike migracije uspešno uporabljene na mnogih različnih primerih, poleg tega pa so se sčasoma razvile tudi posebne metode, ki so prirejene za georadarske potrebe. Te premagujejo omejitve postopkov, ki so v uporabi pri seizmičnih obdelavah. Novejše metode uporabljajo različne migracijske algoritme in se še niso uveljavile med stalnimi procesi obdelave. Čeprav vsaka metoda migracije deluje drugače, je njihov skupni cilj rekonstrukcija georadarskega profila v pravilno prostorsko sliko pod površja s pomočjo modela hitrosti pod površja. S tem se refleksijske hiperbole skrčijo v točko izvora, vpadajoči reflektorji pa se prestavijo v pravilni položaj, kot to prikazuje slika 3.15 (Jol, 2009). Te korekcije so potrebne, ker antene oddajajo in sprejemajo elektromagnetno valovanje v kompleksni 3D konični obliki. Posledično lahko migracijo smatramo kot obliko dekonvolucije, ki izboljša prostorsko ločljivost (Neal, 2004).

Z migracijo lahko poskušamo popraviti vpad posnetega reflektorja s premikom odboja signala v njegov pravi položaj (slika 3.15a). Zaradi konične oblike oddajanja valovanja lahko namreč odbiti signal prihaja iz mesta, ki je še pred anteno, na radargramu pa je zabeležen neposredno pod sredinsko točko razdalje med oddajno anteno (Tx) in sprejemno anteno (Rx). Pri tem je potrebno poznavanje horizontalne razdalje (x) in globine (z) glede na čas potovanja signala (t) (Jol, 2009).



Slika 3.15: Osnovni princip migracije. A – korekcija vpada reflektorja; B – skrčitev hiperbole v točko izvora (po Jol, 2009).

Figure 3.15: Basic principle of migration. A – correction of reflector dip; B – collapse of hyperbola into a single point (after Jol, 2009).

Kot že rečeno, lahko z migracijo popravimo položaj in amplitudo posnetega signala na difrakcijski ali refleksijski hiperboli z rekonstrukcijo vhodne oblike signala pri točkastem viru (slika 3.15b). Algoritem poskuša ali najti hiperbolično funkcijo, ki najbolje ustreza obstoječi hiperboli, ali pa

izračunati stopnjo premika (»move out«) sledi od njenega pravega položaja. Spet je za izračun potrebno poznavanje horizontalne razdalje (x) ter globine (z) glede na čas potovanja (t), kar dobimo iz razmerja med hitrostjo in globino (Jol, 2009).

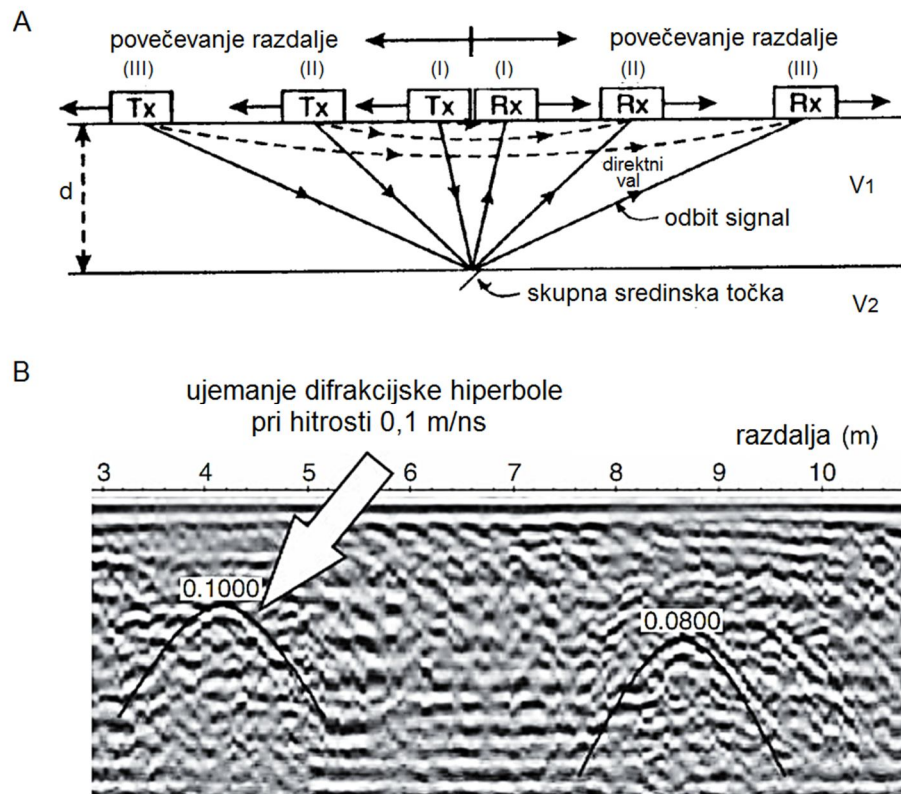
Ključ do uspešne uporabe postopka migracije leži torej predvsem v dobrem poznavanju prostorske porazdelitve hitrosti potovanja signalov, česar pa pogosto nimamo na voljo. Uporabnik mora biti pri obdelavi zato še posebej previden in dobro poznati tudi razna popačenja radargrama, ki jih migracija lahko povzroči (Annan, 1999).

F-K filtriranje (»f-k filtering«)

F-k filter je 2D hitrostni filter, ki združuje 1D časovno-prostorski in 1D pasovno prepustni filter. Pri njegovi uporabi se podatki pretvorijo v domeno frekvence (f) in valovnega števila (k). Glavna prednost f-k filtriranja je v tem, da lahko z njim odpravimo dogodke na radargramu z določeno smerjo vpada, saj so pretvorjena valovna števila pozitivna za eno smer (vpad v levo) in negativna za drugo smer (vpad v desno). Kljub temu, da pogosto ne daje boljših rezultatov kot zaporedna uporaba 1D filtrov, pa lahko v nekaterih primerih služi kot zelo učinkovito interpretacijsko orodje. Z odstranitvijo odbojev ene od smeri vpadov dobimo ojačane odboje druge smeri vpadov, pri tem pa lahko pride tudi do novih pojavov, ki v nefiltriranih podatkih niso bili vidni. Neizkušene uporabnike lahko to pri interpretaciji hitro zavede, zato je pri uporabi tega filtriranja potrebna velika previdnost (Jol, 2009).

Analiza hitrosti (»velocity analysis«)

Vsi do sedaj opisani postopki obdelave se izvajajo v časovni domeni, zato razni pojavi na radargramih še niso povezani s samo globino njihovega nastopanja. Za potrebe pretvorbe georadarskih profilov iz časovne v globinsko skalo, ki je nujna za realistično interpretacijo, je potrebno poznavanje dielektričnosti materiala ali povprečne hitrosti potovanja signalov skozi pod površje. Pri pridobivanju informacij o hitrosti valovanja se najpogosteje uporabljata metoda sredinske točke oz. CMP (»common midpoint«) metoda, pri kateri pa morata biti anteni ločeni, da ju lahko razmikamo, ter hiperbolična analiza hitrosti (»hyperbolic velocity analysis«) oz. prileganje hiperbole (»hyperbola fitting«), ki sta prikazani na sliki 3.16. V praksi obe metodi podata približek hitrostnih vrednosti z napako in varianco do $\pm 10\%$ ali več (Jol, 2009).



Slika 3.16: Določevanje hitrosti potovanja elektromagnetnega valovanja. A – metoda skupne sredinske točke CMP (po Reynolds, 1997); B – prilaganje hiperbole (po Jol, 2009).

Figure 3.16: Electromagnetic wave velocity analysis. A – common mid point CMP sounding (after Reynolds, 1997); B – hyperbola fitting (after Jol, 2009).

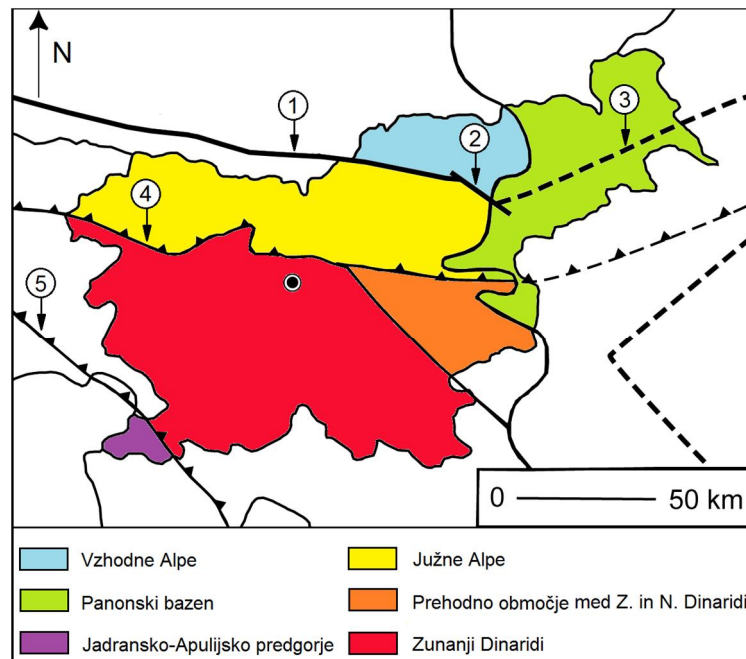
Pri CMP metodi se sistematično in v obe smeri enakomerno povečuje razdalja med oddajno in sprejemno anteno, pri tem pa se ohranja točka odboja signalov, ki se nahaja na sredini med obema antenama (slika 3.16a). S poznavanjem sprememb v dvojnih časih potovanja signalov je tako mogoče pridobiti hitrosti valovanja za celoten profil. Druga dobra stran te metode pa je, da izboljša tudi razmerje med signalom in šumom (Jol, 2009).

Za razliko od CMP metode pa lahko hiperbolično analizo hitrosti izvedemo le na profilih, ki vsebujejo refleksijske ali difrakcijske hiperbole, katerim poiščemo ujemajočo krivuljo hitrostne hiperbolične funkcije (slika 3.16b). Zaradi narave nastanka hiperboličnih oblik (slika 3.5) s tem procesom dobimo podatke o hitrosti potovanja signala, ki pa so omejeni le na posamezne horizonte ali prostorsko omejena območja (Jol, 2009). Viri difrakcijskih hiperbol so lahko jame, cevi, kabli ipd., povzročijo pa jih lahko tudi zračni odboji od nadpovršinskih objektov (npr. drevesa, drogovi, ograje, žice).

4 SEIZMOTEKTONIKA IN POTRESNA NEVARNOST SLOVENIJE

4.1 Seizmotektonika Slovenije

Tektonska zgradba slovenskega ozemlja je v veliki meri odraz terciarne orogeneze, ki je bila posledica kolizije Evrazijske in Apulijske litosferske plošče, pomemben vpliv pa ima tudi predalpska tektonika. Med sabo ločimo pet tektonskih enot (slika 4.1): Jadransko-Apulijsko predgorje, Dinaride, Južne Alpe, Vzhodne Alpe in Panonski bazen. Njihovi glavni ločilni elementi so Periadriatska prelomna cona, Labotski prelom, Ljutomerski prelom, Južnoalpska narivna meja ter zunanja meja narivnega območja Zunanjih Dinaridov. Dinaridi so nadalje razdeljeni na Zunanje in Notranje Dinaride ter na prehodno območje med njimi, vendar se na slovenskem ozemlju Notranji Dinaridi ne pojavljajo. Paleogeografsko so del Dinaridov tudi Južne Alpe, ki pa so se od njih ločile v času miocena (Placer, 2008).



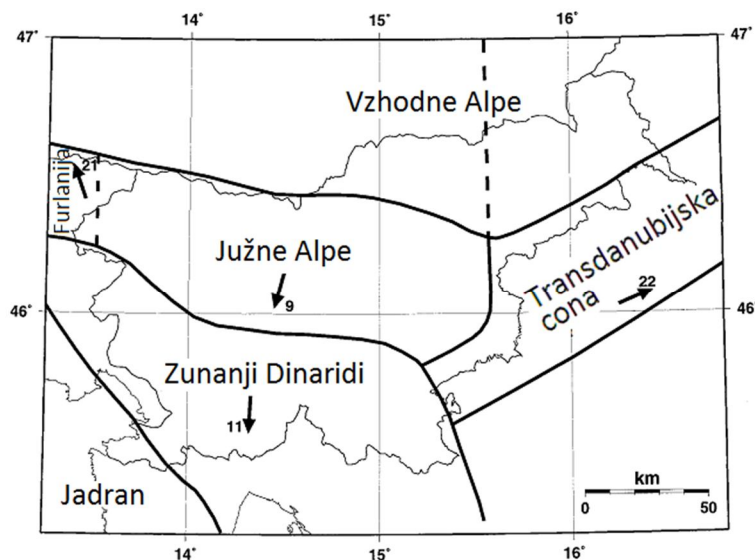
Slika 4.1: Tektonske enote slovenskega ozemlja z ločilnimi elementi: 1 – Periadriatski prelom, 2 – Labotski prelom; 3 – Ljutomerski prelom; 4 – Južnoalpska narivna meja; 5 – zunanjedinarska narivna meja (po Placer, 2008; Poljak et al., 2010).

Figure 4.1: Tectonic units of Slovenia with separating elements: 1 – Periadriatic fault zone; 2 – Lavanttal fault; 3 – Ljubljana fault; 4 – Southern Alps thrust border; 5 – External Dinarides thrust zone (after Placer, 2008; Poljak et al., 2010).

Slovensko ozemlje lahko skupaj s sosednjimi pokrajinami na podlagi tektonskih lastnosti in seizmičnosti razdelimo na več seizmogenih enot (slika 4.2): Vzhodne Alpe, Furlanija, Južne Alpe,

Transdanubijska cona in Zunanji Dinaridi. Te enote generalno sovpadajo s prej omenjenimi tektonskimi enotami, vendar se vseeno v nekaterih delih od njih razlikujejo (Poljak et al., 2000).

Vzhodne Alpe bi lahko na podlagi strukturne geometrije in dinamike razdelili na vzhodni in zahodni del. Povprečna seizmična aktivnost $A_{3,8}$ (t.j. število potresov z magnitudo nad 3,8 na leto na 1000 km²) obeh delov skupaj znaša le 0,014, zato so Vzhodne Alpe najmanj seizmično aktivna enota. Seizmičnost je tu omejena na zgornjih 20 km skorje, recentna seizmičnost pa je nizka. Zahodni del Vzhodnih Alp bi naj bil območje vsaj enega velikega potresa, in sicer potresa leta 1690 v okolici Beljaka, katerega epicenter pa še ni z gotovostjo določen. Za vzhodni del Vzhodnih Alp pa o močnih potresih ni zagotovitih dokazov. Nekatere strukture znotraj neogenskih sedimentov, ki prekrivajo Vzhodne Alpe, kažejo na S-SZ orientacijo maksimalne napetostne osi (Poljak et al., 2000).



Slika 4.2: Seizmogena območja Slovenije in sosednjih pokrajin. Puščice s pripisanimi vpadi prikazujejo smer glavne napetostne osi, pridobljene iz žariščnih mehanizmov (po Poljak et al., 2000).

Figure 4.2: Seismogenic areas of Slovenia and adjacent regions. Arrows show the direction of maximum principal stress as determined from fault plane solutions with dips (after Poljak et al., 2000).

Enota Furlanije predstavlja naravno čelo Južnih Alp na Zunanje Dinaride in je tektonsko močno deformirano območje, za katerega so značilni V-Z orientirani narivi s smerjo narivanja proti J. To območje je z $A_{3,8} = 0,67$ seizmično najbolj aktivno. Skozi zgodovino se je nabralo precej dokazov za kontinuirano seizmično aktivnost te regije, saj naj bi se na tem delu zgodila oba potresa pri Beljaku (leta 1348 in 1690) ter tudi Idrijski potres leta 1511. Najmlajši močan potres se je zgodil leta 1976 z magnitudo 6,5. Večina žariščnih mehanizmov kaže na narivne prelome, manjše število pa tudi na zmične prelome. Globine žarišč na tem delu ne presegajo 15 km, smer maksimalne napetostne osi pa je 340° z vpadom 21° (Poljak et al., 2000).

Seizmičnost Južnih Alp je z $A_{3,8} = 0,13$ srednje stopnje in precej plitva, saj večina potresov izvira iz zgornjih 15 km skorje. Najmočnejši potresni sunek tega območja je leta 1895 poškodoval Ljubljano. Glede na podatke intenzitet je bila magnituda tega potresa ocenjena na 6,1. Iz 12 različnih žariščnih mehanizmov je bila glavna napetostna os določena v smeri 195° z vpadom 9° . Na tem območju so pogosti zmični prelomi in narivi, ki so najverjetneje povezani z narivanjem v smeri proti J, so pa prisotni tudi normalni prelomi (Poljak et al., 2000).

Transdanubijska cona predstavlja območje kolizije med mikroploščo Tisa in Evropsko ploščo, ki je kontinuirano seizmično aktivno in ima $A_{3,8} = 0,18$. Najmočnejši dogodek tega območja se je z magnitudo 6,1 zvršil leta 1906 S od Zagreba. Žarišča potresov so skoncentrirana v zgornjih 15 km skorje, nekatera posamična žarišča pa segajo tudi do globine 30 km. Z ozirom na razpoložljive žariščne mehanizme gre tukaj ali za narive ali pa normalne prelome, zmične komponente pa so praktično zanemarljive. Iz petih prelomov je bila določena maksimalna napetostna os v smeri S-SV (Poljak et al., 2000).

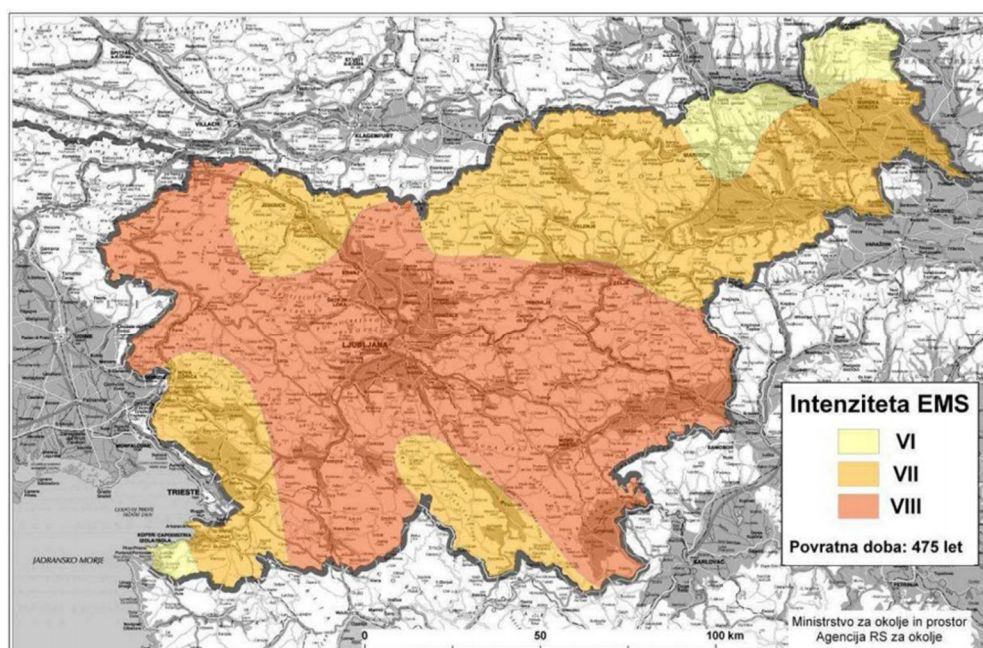
Zunanji Dinaridi sestavljajo južni del Slovenije, kjer so prelomi zelo zgoščeni v SZ-JV smeri, poleg le-teh pa tu nastopajo tudi narivi s smerjo narivanja proti JZ. Zahodni del Zunanjih Dinaridov se od Z dela Slovenije razteza do Idrijskega preloma. Tu so prevladujoče strukturne značilnosti nizi dinarskih prelomov ter narivi v JZ smeri. To enoto na JZ omejuje serija prelomov in narivov na območju med Trstom in Reko, proti JV pa se enota nadaljuje vzdolž Jadranske obale. Na drugi strani se vzhodni del Zunanjih Dinaridov razširja od Idrijskega preloma na zahodu do Žužemberškega preloma na vzhodu. Tudi tukaj dobimo prelome z desnim horizontalnim premikom, narivanje pa je prisotno v precej manjši meri. Celotno območje Zunanjih Dinaridov je z $A_{3,8} = 0,09$ zmerno seizmično aktivno. V zahodnem delu žarišča potresov večinoma segajo do globine 25 km, z nekaj dogodki tudi do 30 km. Najmočnejši potresni sunek tega dela z magnitudo 5,8 se je zgodil leta 1916 JV od Reke. Na vzhodnem delu območja pa praktično beležimo le recentno seizmičnost, ki sega do globine 15 km, najmočnejši sunek pa je imel magnitudo 5,6. Glede na deset žariščnih mehanizmov je bila določena glavna napetostna os, ki ima znotraj enote Zunanjih Dinaridov azimut 183° in vpad 11° (Poljak et al., 2000).

Celotno območje Slovenije je torej tako tektonsko kot tudi seizmološko precej kompleksno. Največji del Slovenije leži skupaj s severno Italijo na območju stika Evropske plošče in Jadranske mikroplošče, vzhodni del Slovenije pa leži skupaj s sosednjimi območji Hrvaške in Madžarske ob stiku Evrazijske plošče in litosferske enote Tisa. Kljub temu, da je tektonika tukaj relativno dobro znana, pa primanjkuje neposrednih dokazov o recentnih deformacijah. Posledično je težko povezati pretekle seizmične dogodke z določeno tektonsko strukturo in s tem ustvariti podrobnejši seizmotektonski model ozemlja (Poljak et al., 2000). V takšnih primerih, ko za recentno aktivnost nimamo neposrednih površinskih dokazov, kot so zamiki v sedimentih in površinski pretrgi, se izvajajo paleoseizmološke

raziskave. Te nam podajo informacije o preteklih tektonskih in seizmičnih dogodkih, pri čemer pa je ključnega pomena izbira prave lokacije za izkop.

4.2 Potresna nevarnost Slovenije

Analiza potresne nevarnosti nekega območja nam poda verjetnost potresnega nihanja tal določene moči na podlagi pretekle seizmičnosti. Potresna nevarnost (»seismic hazard«) je torej verjetna jakost nihanja tal zaradi potresa z določeno povratno dobo (Gosar, 2011). Slika 4.3 prikazuje karto potresne intenzitete, ki je namenjena načrtovanju ukrepov civilne zaščite ob potresih. Narejena je za povratno dobo 475 let, kar pomeni, da obstaja 90% verjetnost, da vrednosti na karti ne bodo presežene v 50 letih (MORS, 2014). Z intenziteto kvalitativno določimo učinek določenega potresa na ljudi, predmete, zgradbe in naravo, odvisna pa je od magnitude potresa, oddaljenosti, globine ter geoloških razmer (Gosar, 2011). Kot je razvidno iz slike 4.3, poteka pas večje potresne nevarnosti čez osrednji del Slovenije v smeri od SZ proti J in JV. Po Evropski potresni lestvici oz. EMS (»European Macroseismic Scale«) je tu intenziteta VIII. stopnje. Na vsaki strani tega pasu pade intenziteta na VII. stopnjo, v skrajnem SV in JZ delu države pa na VI. stopnjo EMS.

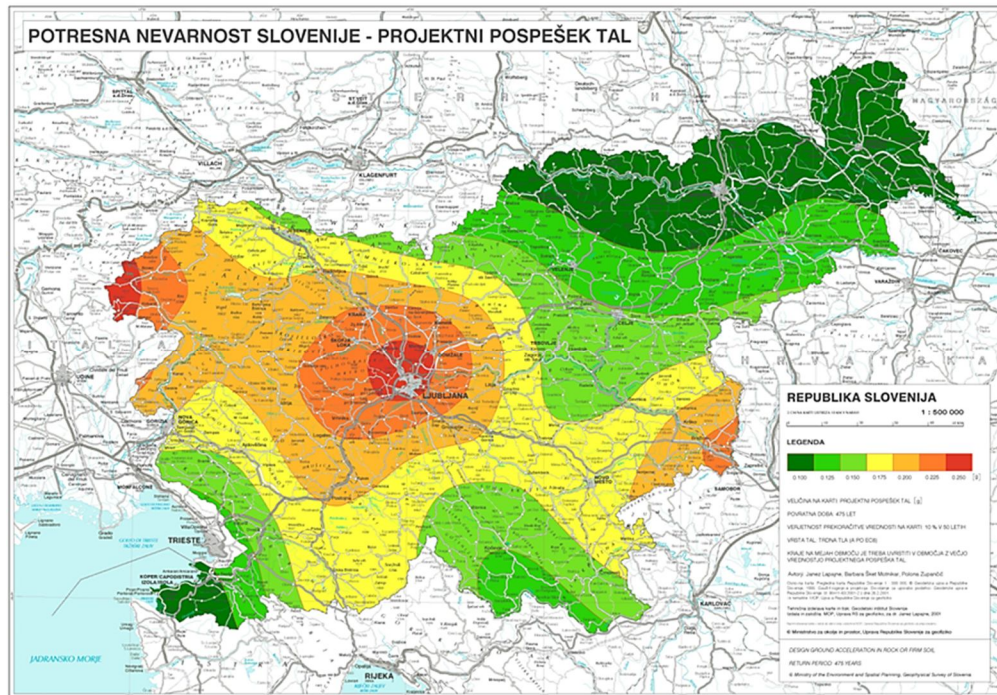


Slika 4.3: Karta potresne intenzitete s povratno dobo 475 let (MORS, 2014).

Figure 4.3: Map of earthquake intensity with 475-year earthquake recurrence cycle (MORS, 2014).

Intenziteta pa ni definirana fizikalna količina, temveč le pretežno opisna ocena in je posledično ni mogoče uporabiti za potrebe projektiranja. Za potresno odporno projektiranje se zato v Sloveniji uporablja karta potresne nevarnosti na podlagi projektnega pospeška tal (slika 4.4), ki je tudi uradna

karta potresne nevarnosti Slovenije in je prav tako narejena za povratno dobo 475 let (MORS, 2014). Projektni pospešek tal predstavlja izmerljivo fizikalno količino in ga je zato mogoče uporabiti pri izračunih potresne obtežbe (Gosar, 2011). Območja največje potresne dejavnosti potekajo preko osrednje Slovenije od NW do SE, kjer pa najbolj izstopajo tri območja s povečano potresno nevarnostjo, in sicer zahodna Slovenija, Ljubljana z okolico ter Brežice z okolico.



Slika 4.4: Karta potresne nevarnosti Slovenije na podlagi projektnega pospeška tal (Lapajne et al., 2001).

Figure 4.4: Map of seismic hazard of Slovenia using design ground acceleration (Lapajne et al., 2001).

Območje zahodne Slovenije je območje, kje se je 26. marca 1511 zgodil najmočnejši znani potres na ozemlju Slovenije, in sicer z magnitudo 6,8. To je bil tako imenovani idrijski potres, ki je povzročil ogromno škode v Sloveniji in sosednjih državah (Ribarič, 1982; Poljak et al., 2000; Gosar 2003/2004; Cunningham et al., 2006). Potres je nastal v širši coni Idrijskega preloma, vendar natančnejša lokacija žarišča ni znana (Poljak et al., 2010). Drugi večji prelom na tem območju je Raški prelom. Glede na mikro-deformacije opazovane na ekstenziometrih v dolini Učje (Idrijski prelom) ter ob vznožju Vremščice (Raški prelom) sta oba preloma še vedno aktivna (Šebela et al., 2005; Gosar, 2007). To dokazujejo tudi regionalne GPS meritve v zahodni Sloveniji, ki kažejo na premike reda velikosti 2 mm/leto (Vrabec et al., 2006). K velikim vrednostim projektnega pospeška tal na tem območju prispevajo predvsem močni in pogosti potresi v Furlaniji, kjer se je zadnji velik potres zgodil leta 1976 (MORS, 2014). Dva močna potresna sunka sta si sledila v času dobrih štirih mesecev, prvi z magnitudo 6,5 ter drugi z magnitudo 6,1 (Gosar, 2011).

Na območju Ljubljane z okolico, ki je zaradi goste poseljenosti potresno najbolj ogroženo območje Slovenije, so razmeroma pogosti šibkejši potresi, vendar je zabeleženih tudi nekaj močnejših dogodkov (MORS, 2014). Eden večjih potresov na slovenskih tleh in hkrati tudi največji potres na tem območju je bil leta 1895 ljubljanski potres z magnitudo 6,1 (Ribarič, 1982), vir katerega pa bi lahko bil Vodiški prelom. Recentna aktivnost Vodiškega preloma je bila dokazana z morfotektonskimi analizami (Bavec et al., 2010; Jamšek Rupnik, 2013; Jamšek Rupnik et al., 2013).

Tretje območje s povečano potresno nevarnostjo je območje Brežic z okolico. To zajema tudi Krško kotlino, kjer so prav tako bile ugotovljene aktivne tektonske strukture (npr. Libenski prelom, Artiška fleksura). Območje je zaradi Nuklearne elektrarne Krško potresno precej ogroženo (Gosar, 1998; Gosar in Božiček, 2006). Povečana vrednost projektnega pospeška tal je tu odraz številnih šibkih in redkejših močnejših potresov, k temu pa pripomorejo tudi močnejši potresi na Hrvaški strani. Leta 1917 se je pri Brežicah zgodil eden izmed dveh najmočnejših potresov v 20. stoletju z žariščem v Sloveniji. Drugi je imel leta 1998 žarišče v zgornjem Posočju.

5 IZVAJANJE GEORADARSKIH RAZISKAV

5.1 Georadarska oprema

Za potrebe georadarskih raziskav je bila uporabljena oprema švedskega proizvajalca Mala GS (slika 5.1). Sem spadajo kontrolna enota ProEx, optični modul antene, 50 MHz RTA («Rough Terrain Antenna») antena in vrvični merilec razdalje («Hip Chain»). Od istega proizvajalca je bila uporabljena tudi programska oprema GroundVision V2.0 za pridobivanje podatkov na terenu.



Slika 5.1: Uporabljena georadarska oprema. A – nahrbtnik; B – ProEx kontrolna enota z optičnim modulom antene; C – merilnik razdalje («Hip Chain») z bombažno vrvico; D – RTA antena (Mala, 2014).

Figure 5.1: GPR equipment used. A – backpack; B – ProEx control unit with optical antenna module; C – hip chain with cotton string; D – RTA antenna (Mala, 2014).

Kontrolna enota ProEx je glavni del georadarskega sistema, saj nadzira pomembne kontrolne signale, oddajnik, sprejemnik, intervale vzorčevanja ter generiranje sledi. Narejena je za zunanjo uporabo in je popolnoma vodoodporna. Za delovanje uporablja svojo baterijo, pričvrsti se v poseben nahrbtnik, preko 100 Mbit mrežnega kabla pa se poveže s prenosnim računalnikom, ki se prav tako namesti na nosilec na nahrbtniku. Nanjo je pritrjen optični modul antene, pri katerem sta glavni prednosti v tem, da nismo odvisni od dolžine kablov ter da optična vlakna ne povzročajo motenj pri radarskih signalih. Na kontrolno enoto se lahko priklopijo tudi naprave za merjenje razdalje, v našem primeru je to merilec razdalje z bombažno vrvico, možen pa je tudi priklop merilnega kolesa. S pomočjo merilca razdalje z vrvico se signali generirajo na določeni razdalji oz. po koraku, ki ga definira operater sam, kar poenostavi postopke lociranja in obdelave podatkov. V primerjevi z merilnim kolesom ima takšen način merjenja razdalje prednost na težje prehodnih in neravnih območjih. Za meritve na takšnih

območjih pa je prilagojena tudi inovativni RTA sistem antene. Kot enodelna nezaščitena radarska antena ima obliko nekakšne kače, ki v robustni a kljub temu upogljivi cevi vsebuje tako oddajnik kot sprejemnik. S tem mogoča enostavnejše in predvsem hitrejše izvajanje meritev kot klasične antene (Mala, 2014). Edinstvena konfiguracija te antene omogoča boljše rezultate za globljo penetracijo, saj je z njo mogoče enostavno manevrirati tudi po težje prehodnem terenu brez negativnega vpliva na kontakt s tlemi. Ker pa je antena nezaščitena (»unshielded«), ne oddaja signalov samo v tla, ampak tudi v zrak. Posledično sprejemna antena zabeleži tudi signale, ki se odbijejo od predmetov na površini (npr. od dreves, sten, avtomobilov, električnih kablov itd.). Celotna dolžina uporabljene 50 MHz RTA antene je 9,25 m, razdalja med središčem oddajne in sprejemne antene pa znaša 4 m (Mala, 2009).

5.2 Določevanje georadarskih profilov in potek snemanja

Preden začnemo izvajati georadarske meritve na terenu, je potrebno preučiti cilje ter morebitne težave, ki bi lahko nastale pri izvajanju raziskave. Iz znanstvenega vidika je ključno najprej dognati, katere podatke potrebujemo za testiranje določene hipoteze. To ima namreč velik vpliv na določitev površinske razsežnosti raziskave, globinski doseg ter želeno ločljivost rezultatov. Iz praktičnih razlogov je pri georadarskem profiliranju potrebno vnaprej oceniti velikost in lastnosti ciljnega predmeta raziskave ter stanje podpovršja, saj je v veliki meri ravno od tega odvisen uspeh meritev (Bristow in Jol, 2003).

Pred prihodom na samo lokacijo moramo pridobiti osnovne informacije o obravnavanem območju ter morebitna dovoljenja za izvajanje meritev. Za izvedbo čimbolj uspešne raziskave je potrebno pred začetkom preučiti zračne posnetke območja, znane smeri posameznih geoloških struktur ter topografijo območja. Slednja informacija je ključnega pomena pri določevanju poteka profila. Pri izvajanju meritev po neravnem terenu je potrebno predhodno v določenem intervalu vzdolž profila in na prevojnih mestih določiti točke, kjer posnamemo višinske GPS ali teodolitske koordinate (Bristow in Jol, 2003). Te točke na terenu označimo s količki, označujemo pa jih tudi med samim merjenjem s t.i. markerji in jim kasneje pri obdelavi za potrebe topografske korekcije pripišemo ustrezne višine.



Slika 5.2: Izvajanje meritev na terenu.

Figure 5.2: Conducting measurements in the field.

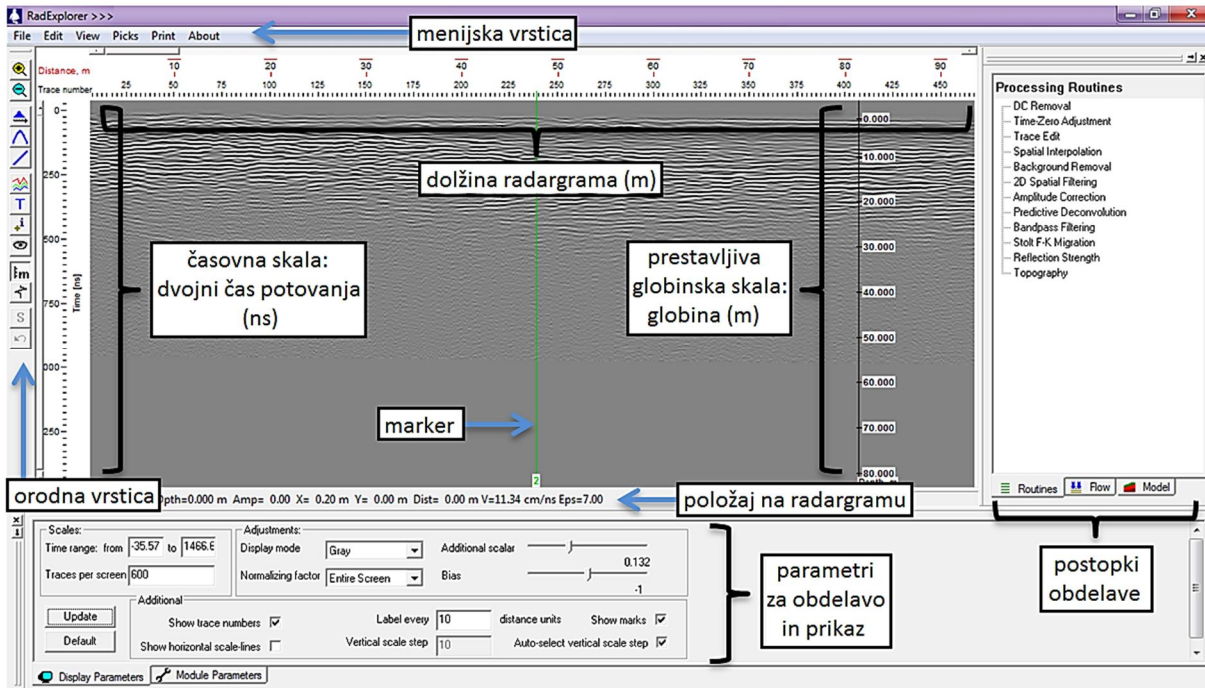
Med pridobivanjem georadarskih podatkov si je nujno zapisovati tudi vse okoliške pojave blizu ali na sami liniji georadarskega profila. Pri tem moramo beležiti informacije o morebitni prisotnosti površinske vode, lokacijo in azimut vseh vidnih struktur, ki sečejo georadarski profil ter spremembe v litologiji. Zelo pomembno si je označiti tudi prisotnost večjih dreves, drogov, zgradb, kovinskih objektov ter električnih kablov ali telefonskih žic. Omenjenih elementov se poskušamo čimbolj izogibati, saj na radargramih povzročajo nezaželjene šume v obliki nadpovršinskih odbojev. Poznavanje njihove natančne lokacije je zato ključnega pomena pri pravilni interpretaciji rezultatov, še posebej pri uporabi nezaščitene antene (Bristow in Jol, 2003).

Pri georadarskem merjenju (slika 5.2) je mogoče sprožati signale v odvisnosti od razdalje ali pa glede na čas. V prvem primeru se nova sled zapiše vsakič, ko se merilno kolo ali vrvica v merilcu premakne za določeno razdaljo, katero predhodno sami določimo v nastavitvah računalniškega programa (Mala, 2009). Če uporabljamo mehanizem z vrvico, jo moramo pred pričetkom merjenja najprej nekje pritrditi, in sicer na višini bokov, kjer imamo pritrdjen tudi mehanizem. Če je dolžina merjenega profila daljša od 100 m, je priporočljivo vrvico ponovno zavezati, da se izognemo morebitim napakam pri merjenju dolžine. V primeru časovnega snemanja pa se sledi zapisujejo na podlagi vnaprej določenega časovnega intervala (Mala, 2009). Pri tem moramo poskrbeti za čimbolj enakomerno hitrost premikanja po terenu, da ne pride do preveč raztegnjenih profilov z neenakomernimi razdaljami med posameznimi sledmi. Tretja možnost je tudi ročno določevanje snemanja profila s pomočjo tipkovnice, kjer se posname ena sled vsakič, ko pritisnemo na tipko »Enter« (Mala, 2009).

5.3 Programska oprema za obdelovanje radargramov

5.3.1 RadExplorer

RadExplorer je računalniški program proizvajalca DECO Geophysical Co. Ltd, ki je namenjen obdelovanju in interpretaciji georadarskih profilov. Združljiv je z vsemi formati glavnih proizvajalcev georadarja, kot so RAMAC/GPR (Mala Geoscience), SIR (GSSI), PulseEKKO (Sensors&Software), Zond (Radar Systems), OKO (Logis) ter mednarodni format SEG-Y. Program omogoča izvršitev celotne georadarske raziskave z obdelavo in interpretacijo znotraj enega samega sistema, ki zajema vse glavne postopke obdelave ter različne načine prikaza rezultatov (slika 5.3). Večina postopkov podaja že privzete parametre, ki jih program določi na podlagi podatkov o nastavitvah in opremi pri izvajanju meritev. Zato je RadExplorer uporabnikom precej prijazno programsko okolje, ki uporabniku omogoča hitro pridobivanje znanja potrebnega za obdelavo radargramov (DECO, 2005).

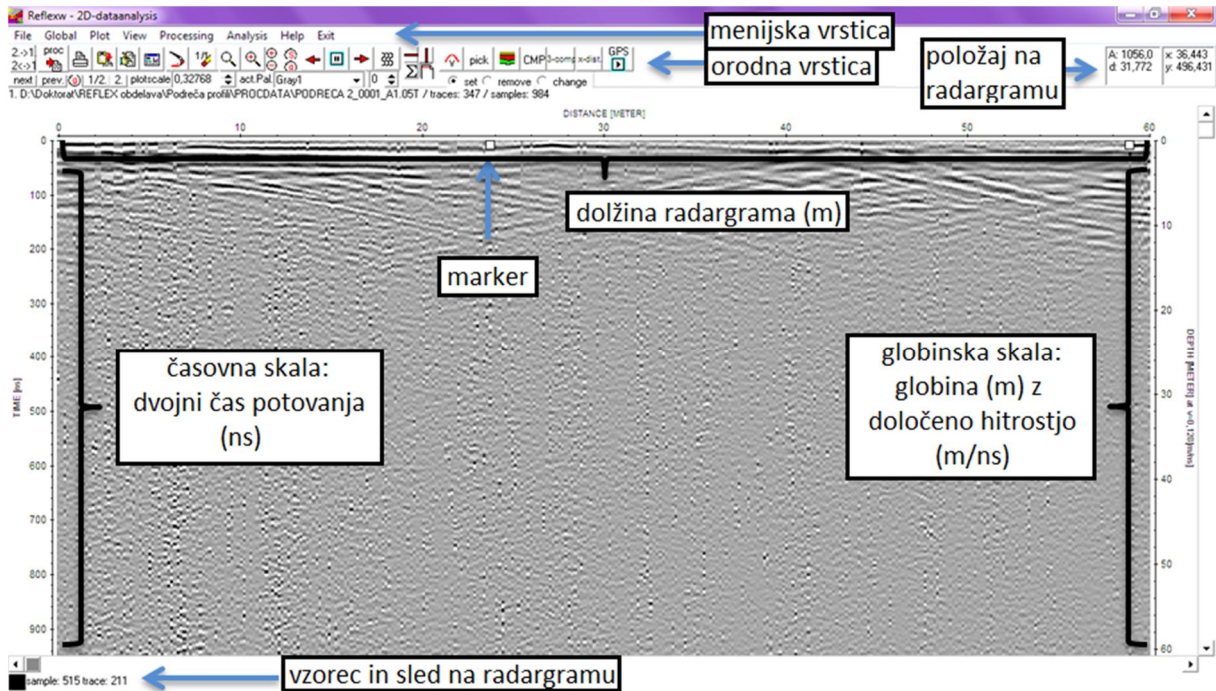


Slika 5.3: Programsko okno programa RadExplorer 1.4 z označenimi funkcijskimi enotami.

Figure 5.3: Program window of RadExplorer 1.4 program with labelled functional sections.

5.3.2 Reflexw

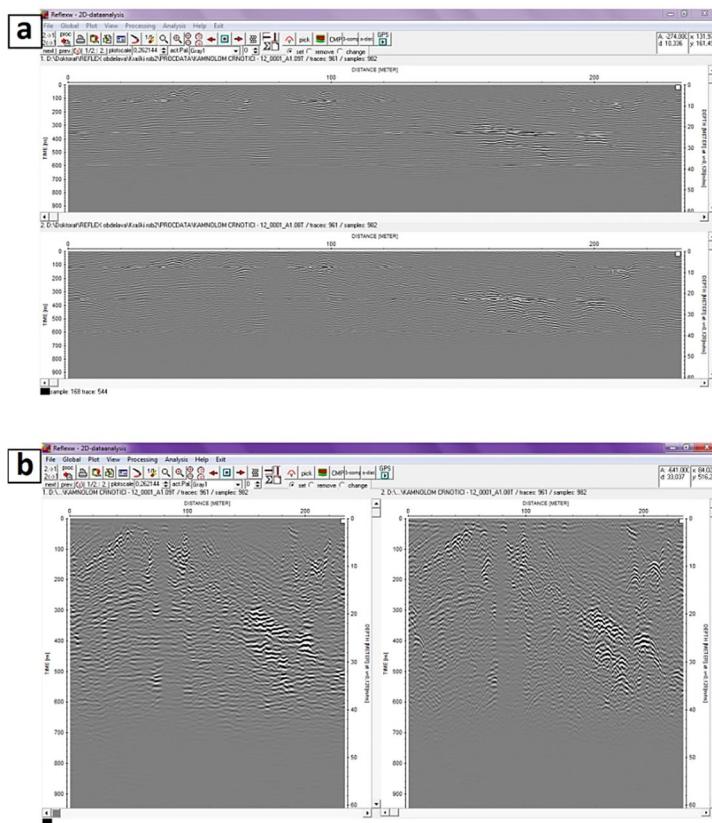
Za razliko programa od RadExplorer, ki je narejen samo za obdelavo georadarskih profilov, je Reflexw proizvajalca Sandmeier Software narejen za obdelavo in interpretacijo vseh refleksijskih in transmisijskih podatkov, pri čemer so med posebne uporabe šteti georadar, refleksijska in refrakcijska seizmika ter ultrazvok. Programsko okolje je zato precej kompleksnejše in obsežnejše, saj poleg ustaljenih postopkov 2D analize profilov omogoča tudi CMP analizo hitrosti (slika 3.16), 3D interpretacijo podatkov ter modeliranje (Sandmeier, 2011). Slika 5.4 prikazuje programsko okno programa z označenimi posameznimi elementi.



Slika 5.4: Programsko okno programa Reflexw 6.0.5 z označenimi funkcijskimi enotami.

Figure 5.4: Program window of Reflexw 6.0.5 program with labelled functional sections.

Program Reflexw uporablja posebno strukturo direktorija, kamor se podatki shranjujejo v vrstnem redu postopkov obdelave. Rezultat vsakega postopka obdelave se shrani pod določeno zaporedno označbo (»processing label«), kar omogoča shranjevanje do 20 posameznih postopkov pri obdelavi enega georadarskega profila. Prednost tega programa je tudi v tem, da je mogoče znotraj istega okna primerjati dva radargrama, kar je možno ali s horizontalnim ali pa z vertikalnim načinom razdelitve okna (slika 5.5).



Slika 5.5: Možnost primerjave dveh radargramov. a – horizontalni način razdelitve; b – vertikalni način razdelitve.

Figure 5.5: Option of comparing two radargrams. a – horizontal split mode; b – vertical split mode.

5.4 Optimizacija postopkov obdelave radargramov

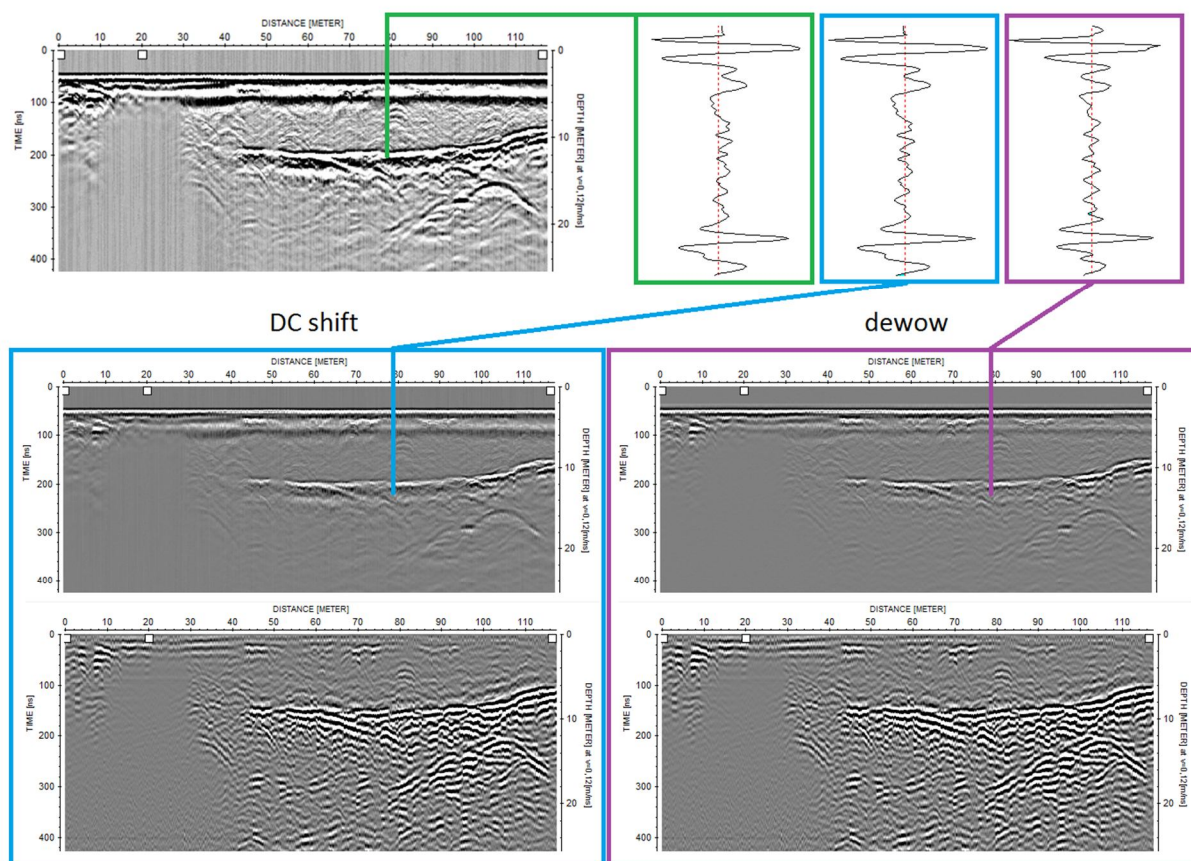
Pri optimizaciji obdelave radargramov sem preizkusila več postopkov ter preverila vplive različnih parametrov na končno sliko. Nekateri postopki, kot so odstranitev ozadja, topografska korekcija in analiza hitrosti, so precej enostavni in uveljavljeni, zato pri uporabi le-teh ni bilo večjih posebnosti. Pri nekaterih drugih postopkih, kot so odstranitev zamika signala, določitev ničelnega časa, funkcije ojačenja, migracija, dekonvolucija in f-k filtriranje pa je potrebna večja pozornost, saj je potrebno točno vedeti, kaj želimo z uporabo postopka doseči ter s katerimi parametri bomo ta cilj dosegli brez popačenja rezultatov.

Odstranitev zamika signala

Kot prikazuje slika 3.13, pride med potovanjem signala v globino do poševne tendence nizkofrekvenčnega signala. Signal je zato potrebno premakniti nazaj na nivo osrednje ničle (Jol, 2009). V programu RadExplorer za to uporabimo postopek »DC removal«, kjer določimo časovni interval z vnosom začetnega in končnega dvojnega časa. Na enak način deluje v programu Reflexw postopek »DC shift«. Znotraj izbranega časovnega intervala oba programa za vsako sled posebej

izračunata povprečje in ga odštejeta od vsakega vzorca vsake sledi. Pri tem moramo paziti, da povprečje, ki se odšteje, res ustreza zamiku, ki ga želimo odstraniti (Sandmeier, 2011). V ta namen sem vnašala tisti začetni in končni dvojni čas, kjer na radargramu ni več vidnih nobenih odbojev in se v računanje povprečja resnično vključi samo zamik signala.

Poleg postopka »DC shift« omogoča program Reflexw odstranitev zamika še s postopkom »dewow«. Tudi pri tem postopku se odšteje povprečje vrednosti od osrednje ničle sledi, pri čemer pa moramo vnesti trajanje časovnega okna. Ta vrednost naj bi bila določena na približno eno periodo signala (Sandmeier, 2011), kar pri 50 MHz anteni znaša 20 ns. Slika 5.6 prikazuje razliko med rezultati uporabe obeh načinov odstranjevanja zamika ter njun učinek na posamezno sled. Zgoraj je neobdelan surov radargram ter prvih 220 ns označene sledi (zeleni okvir). Pod njim je najprej primerjava radargramov po uporabi postopka »DC shift« (časovni interval 400-700 ns) in postopka »dewow« (časovno okno 20 ns), pod njima pa še primerjava radargramov po zaključeni celotni obdelavi, ki je bila v obeh primerih identična. Pri neobdelanem profilu lahko vidimo, da se kot posledica zamika na radargramu pojavljajo svetli in temni vertikalni pasovi, katere oba postopka uspešno odstranita in v obeh primerih dobimo bolj uravnotežen radargram. Iz slike sledi neobdelanega radargrama (zeleni okvir) je razvidno, da je v celoti zamaknjena v desno. Primerjava sledi kaže, da postopek »DC shift« samo premakne označeno sled v levo (modri okvir) in s tem poravna nivo osrednje ničle, medtem ko postopek »dewow« poleg tega še nekoliko spremeni obliko pozitivnih in negativnih vrhov sledi (vijoličasti okvir). Posledično se radargrama po opravljenih postopkih odstranitve zamika signala nekoliko razlikujeta, vendar pa sta po zaključeni celotni obdelavi skoraj enaka. Iz tega zaključujem, da na končno sliko radargrama in s tem kvaliteto rezultatov sama izbira postopka odstranjevanja zamika signala nima posebnega vpliva. Kljub temu sem v izogib popačenja signalov pri obdelavah vseh radargramov izbrala postopek »DC shift«, saj ta ne vpliva na obliko sledi in jih ohranja nespremenjene.

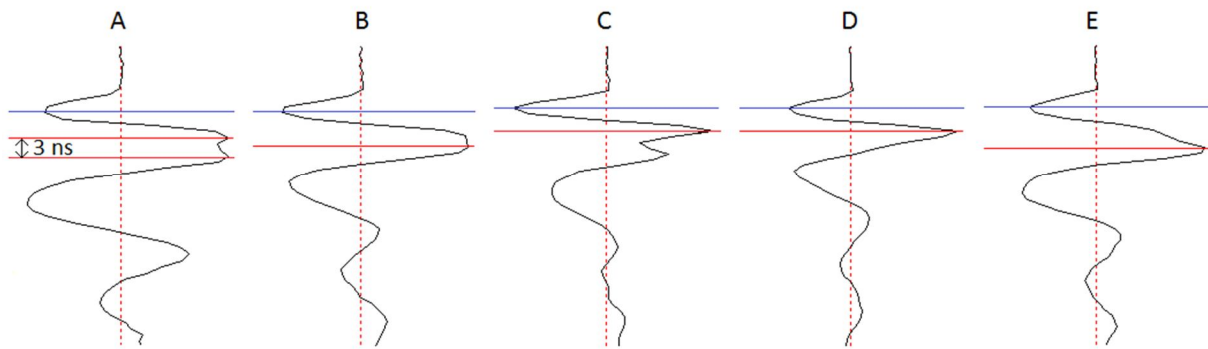


Slika 5.6: Primerjava rezultatov odstranitve zamika signala (zeleni okvir) s postopkoma »DC shift« (modri okvir) in »dewow« (vijoličasti okvir).

Figure 5.6: Comparison of results of subtracting a constant shift (green frame) using »DC shift« (blue frame) and »dewow« (purple frame).

Določitev ničelnega časa

Način določevanja ničelnega časa se med uporabniki precej razlikuje (slika 3.14). Vhodna oblika georadarskega signala je namreč rezultat kompleksne kombinacije dogodkov, ki vključuje tudi prihod zračnega in direktnega vala v tleh. Vzdolž signala je zato zelo težko določiti, kje točno nastopi površina tal (Ernenwein, 2009). Pri tem se moramo odločiti za določen kriterij, po katerem nam program samodejno prestavi vse sledi na skupni ničelni čas (Jol, 2009). Najbolj razločljiva sta maksimuma prvega negativnega in prvega pozitivnega vrha, zato sta ta dva položaja uporabljena za določitev ničelnega časa pri mnogih komercialnih programih (Ernenwein, 2009). Pri obdelavi radargramov sem sprva uporabljala način prvega pozitivnega vrha, vendar se je kasneje izkazalo, da njegova oblika nima vedno dobro izraženega enega vrha in lahko vzdolž istega radargrama precej niha. Na sliki 5.6 so prikazane različne sledi vzdolž istega radargrama, pri katerih lahko vidimo, da se položaj in oblika prvega pozitivnega vrha precej spreminjata (rdeče linije).



Slika 5.7: Določevanje ničelnega časa. Položaj prvega pozitivnega vrha (rdeče linije) vzdolž radargrama precej bolj niha kot položaj prvega negativnega vrha (modre linije).

Figure 5.7: Defining time zero. The position of the first positive peak (red lines) varies along the radargram a lot more than the position of the first negative peak (blue lines).

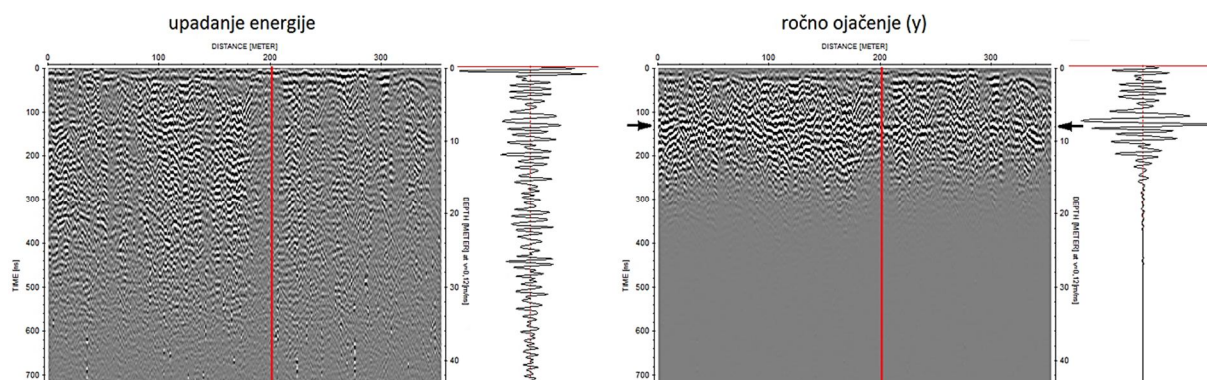
Dobimo lahko dva vrha enake amplitude (primer A), širok vrh s slabo izraženim maksimumom (primer B), sicer dobro izražen vrh, vendar pri precej manjšem dvojnem času kot ostali (primera C in D) ali pa širok odboj z maksimumom pri večjem dvojnem času (primer E). Prvi negativni vrh je vzdolž radargrama bolj stabilen in ima tudi manjše spremembe v širini vrha (modre linije), zato sem se kasneje odločila za uporabo tega načina določevanja ničelnega časa. Zavoljo doslednosti pa je bil pri vseh radargramih posnetih na eni lokaciji vedno uporabljen isti način.

Funkcije ojačenja

Signal zaradi dušenja in sferičnega razširjanja z globino izgublja amplitudo, zato ga je potrebno ojačati, za kar obstaja več načinov. V programu RadExplorer sem za korekcijo amplitude vzdolž sledi uporabljala način AGC (»automatic gain control«), ki samodejno uravnoteži amplitude vsake sledi posebej. Znotraj določenega časovnega okna najprej izračuna povprečno amplitudo signala. Vrednost, ki jo ima signal na začetku, v sredini ali na koncu tega časovnega okna (mesto izberemo sami), se potem deli s to izračunano povprečno amplitudo (DECO, 2005). Za pridobivanje dobrih rezultatov na območjih, kjer ni bilo močnega dušenja signala in je bil globinski doseg zelo dober (npr. v suhem apnencu), je zadostovala uporaba prednastavljenih parametrov tega postopka. Pri tem je bilo časovno okno dolgo 247 ns, območje aplikacije skalarja pa določeno na začetek časovnega okna.

V programu Reflexw je za hiter prikaz ojačenja amplitude pri majhnem dušenju dovolj uporaba postopka upadanja energije (»energy decay«). Ta postopek določi krivuljo povprečnega upadanja amplitude in jo uporabi na krivulji ojačitve vzdolž celotnega profila v y-smeri (Sandmeier, 2011). V primerih, ko je bilo dušenje močnejše (prisotnost vode in glinene frakcije) in predmet raziskav na določeni globini, pa sem v programu Reflexw uporabila ročno ojačenje amplitude po y-osi (»manual gain (y)«). Pri tem sem se poslužila enakega principa, kot ga uporablja postopek upadanja energije, le

da sem pri tem sama določala, kje naj bo amplituda najbolj ojačena. Primerjava rezultatov končne obdelave, kjer je bil enkrat uporabljen enostaven postopek upadanja energije, drugič pa posebej za ta primer prirejeno ročno ojačenje, je prikazana na sliki 5.8. V tem primeru smo določali gladino podtalnice, zato je bilo smiselno ojačiti le zgornji del radargrama, kjer le-ta tudi nastopa. Reflektor, ki predstavlja gladino podtalnice, je precej bolj izražen v primeru uporabe ročnega ojačenja, pri čemer niso ojačeni tudi kasnejši odboji, saj pri teh raziskavah tudi niso bili pomembni.



Slika 5.8: Primerjava končnih rezultatov obdelave z uporabo upadanja energije (levo) in ročnim ojačenjem (desno) pri določanju gladine podtalnice (označena s črnima puščicama).

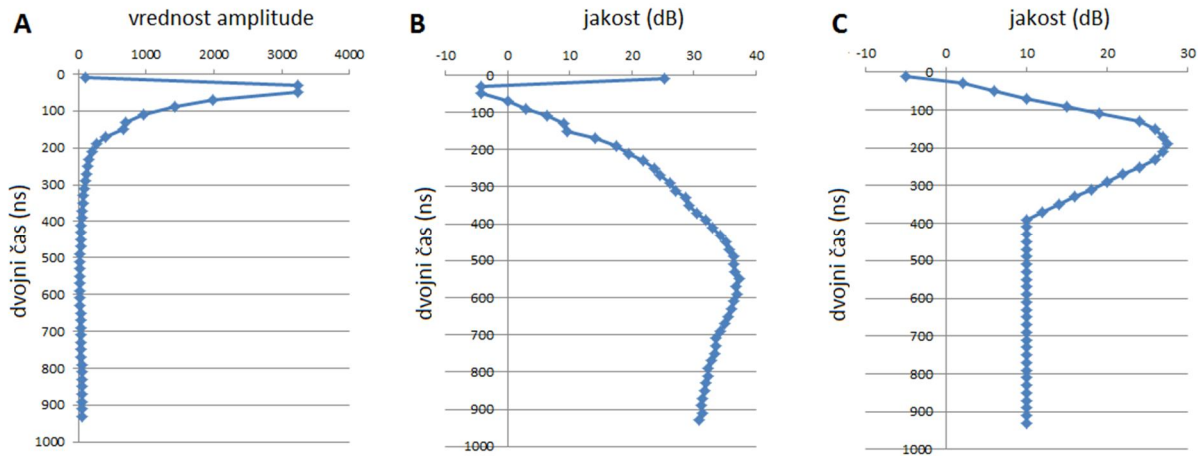
Figure 5.8: Comparison of final processing results using energy decay (left) and manual gain (right) for determining the watertable level (marked with black arrows).

Pri ročnem ojačenju najprej vsem sledem določimo absolutno vrednost amplitude ter vse sledi radargrama združimo v eno ali dve sledi (»stack traces«). Poleg horizontalne združitve uporabimo tudi vertikalno, kjer združimo več vzorcev (»resampling«) in s tem zgladimo sledi. Pri tem pazimo, da uporabimo takšen časovni interval, da bo enak ali večji od periode signala, ki je v primeru 50 MHz antene 20 ns. S tem zagotovimo, da znotraj tega intervala ne bomo spet dobili pozitivnih in negativnih odbojev, saj je cilj ravno zglajevanje signala. Ko imamo tako združene sledi in vzorce, izvozimo povprečne vrednosti amplitud pri določenih dvojnih časih v program Excel in izrišemo krivuljo upadanja jakosti signala (Medica, 2010). Na x-osi imamo prikazane vrednosti amplitude, na y-osi pa dvojni čas v ns (slika 5.9A). Vrednosti amplitud na tej krivulji s pomočjo enačbe (16) pretvorimo v dB in tako dobimo faktor ojačitve:

$$\text{faktor [dB]} = 20 \times \log_{10}(A_k/A_t) \quad (16)$$

kjer je A_k konstantna vrednost povprečne amplitude, A_t pa vrednost amplitude v danem dvojnem času t (Medica, 2010). Za vrednost A_k sem si izbrala neko srednjo vrednost amplitude v začetnem delu radargrama (v tem primeru je ta vrednost 2000). Ko uporabimo enačbo (16) na vsaki vrednosti amplitude vzdolž krivulje upadanja jakosti signala, dobimo krivuljo ojačitve signala (slika 5.9B). Vrednosti te krivulje potem ročno spreminjamo tako, da ostane ojačano le tisto območje dvojnega časa, kjer pričakujemo pojav iskanega reflektorja (slika 5.9C). V primeru, prikazanem na sliki 5.8,

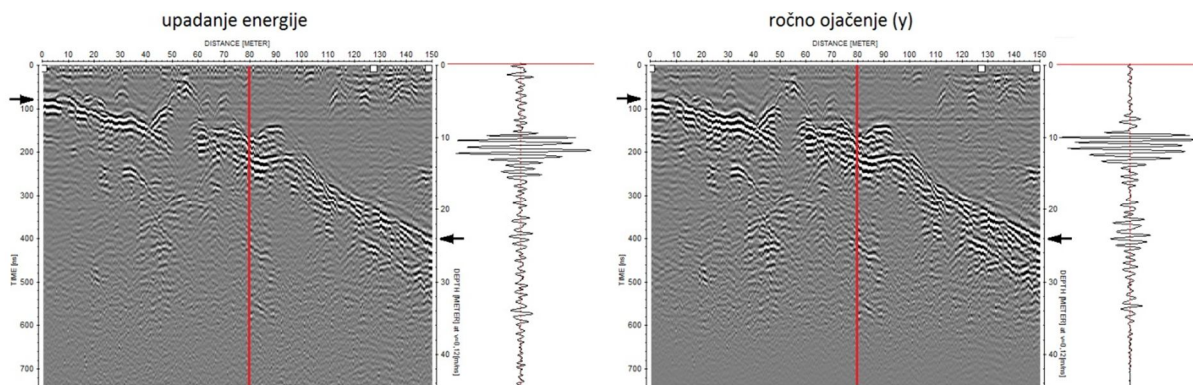
smo vedeli, da gladina podzemne vode ne nastopa globlje od 10 m, zato pri večjem dvojnem času ojačenje amplitud signala ni bilo potrebno. Ko imamo tako pripravljeno krivuljo ojačitve jakosti signala v dB, podatke uvozimo nazaj v Reflexw in dokončamo postopek ročnega ojačenja.



Slika 5.9: Postopek ročne ojačitve uporabljen pri obdelavi radargrama na sliki 5.8. A – krivulja upadanja jakosti signala; B – krivulja ojačitve jakosti signala; C – ročno spremenjena krivulja ojačitve jakosti signala.

Figure 5.9: Manual gain function used for processing of the radargram shown in Fig. 5.8. A – signal decay curve; B – signal gain curve; C – manually altered signal gain curve.

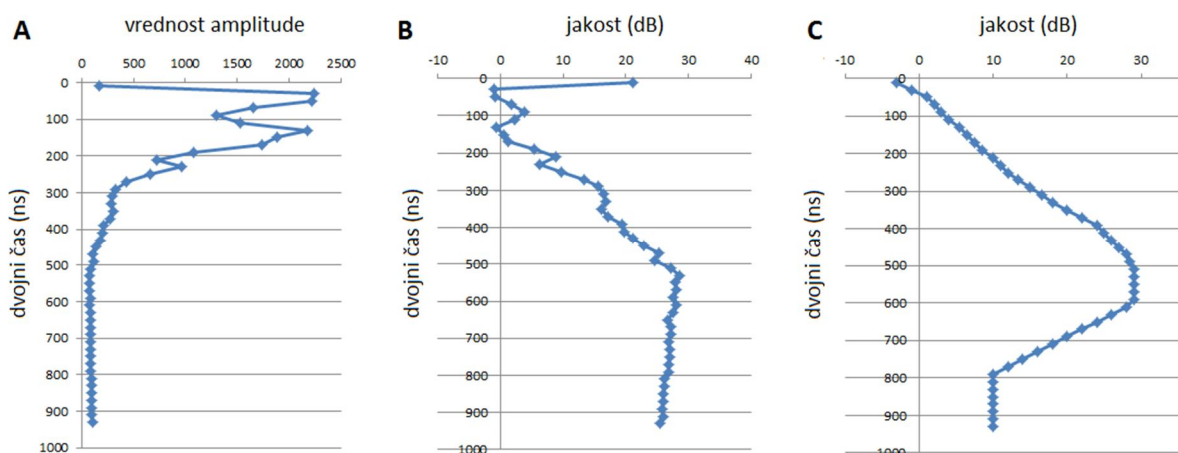
V primerih, ko razmere na terenu omogočajo dober globinski doseg in je dušenje signala majhno, se je izkazalo, da zadostuje uporaba enostavnih funkcij ojačenja. Slika 5.10 prikazuje primerjavo obdelave istega radargrama, kjer sem prvič uporabila postopek upadanja energije, drugič pa ročno ojačenje po y -osi. Radargram je bil posnet na suhem apnencu, v katerem je bil globinski doseg velik (> 30 m). Iz slike je razvidno, da po uporabi različnih funkcij ojačenja pri končnem rezultatu obdelave ni velikih razlik. Pri ročnem ojačenju sem dala večji poudarek osrednji globini radargrama (slika 5.11), saj je bil cilj raziskave sledenje reflektorju, ki predstavlja nariv. Na prikazanih sledih lahko zato pri ročnem ojačenju vidimo manj odbojev v zgornjem delu (prvih 10 m) radargrama ter v spodnjem delu (zadnjih 15 m) radargrama kot pri postopku upadanja energije, ki enakomerno ojača signal preko celotne sledi.



Slika 5.10: Primerjava končnih rezultatov obdelave z uporabo upadanja energije (levo) in ročnim ojačenjem (desno) pri sledenju nariva (označen s črnimi puščicami).

Figure 5.10: Comparison of final processing results using energy decay (left) and manual gain (right) for tracking a thrust-fault (marked with black arrows).

Majhna razlika v končnih rezultatih obdelave, prikazane na sliki 5.10, je tudi posledica manjših sprememb pri ročnem glajenju krivulje ojačitve (slika 5.11) kot v primeru na sliki 5.8.



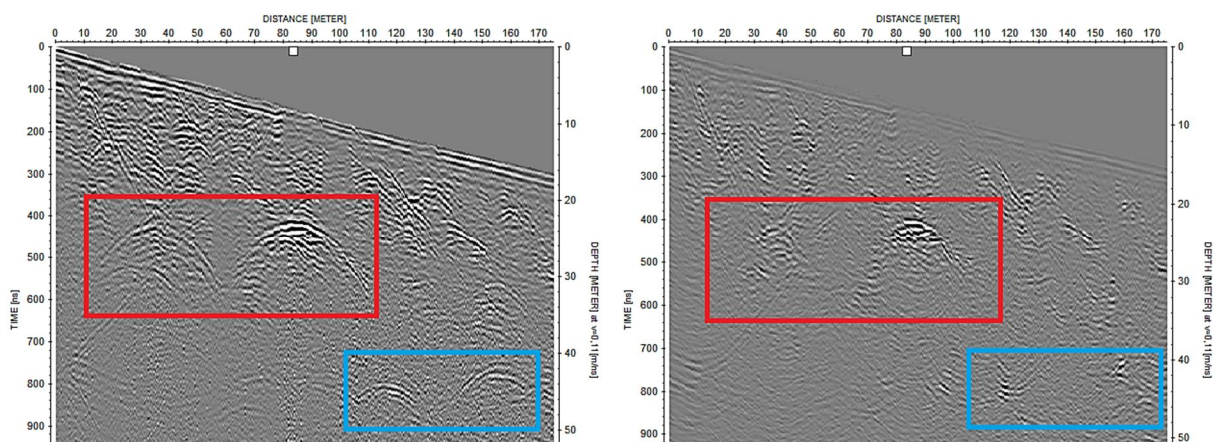
Slika 5.11: Postopek ročne ojačitve uporabljen pri obdelavi radargrama na sliki 5.10. A – krivulja upadanja jakosti signala; B – krivulja ojačitve jakosti signala; C – ročno spremenjena krivulja ojačitve jakosti signala.

Figure 5.11: Manual gain function used for processing the radargram shown in Fig. 5.10. A – signal decay curve; B – signal gain curve; C – manually altered signal gain curve.

Migracija

Postopek migracije ni bil potreben pri obdelavi vseh radargramov, saj se jo uporablja le, kadar želimo skrčiti difrakcijske hiperbole v točko izvora ali popraviti vpad nagnjenih reflektorjev (slika 3.15). Uporabljena je bila predvsem za primerjavo in za pomoč pri izboljšanju radargramov, v katerih nastopajo difrakcijske hiperbole. Takšen primer je na sliki 5.12, ki prikazuje radargram posnet vzdolž

ceste prečno prek predora Kastelec. Na njem sta vidni dve širši difrakcijski hiperboli, ki predstavljata dve cevi predora. Prva cev (leva na sliki 5.12) zaradi nagiba terena navidezno nastopa pri večjem dvojnem času, zato ni tako močno izražena, saj se nahaja že na kritični globini dosega. Na profilu na desni je bila v programu Reflexw uporabljena Kirchhoffova migracija, pri kateri je potrebno definirati hitrost potovanja signalov (na podlagi prileganja hiperbol ta znaša 110 mm/ns) ter širino seštevanja oz. število sledi, preko katerih se hiperbola razširja (v primeru difrakcijske hiperbole predora je to 170 sledi). Na desni vidimo rezultat migracije, kjer se širina difrakcijskih hiperbol predora precej zoža (rdeči okvir), ostale hiperbole, ki verjetno predstavljajo kraške jame, pa se skrčijo v točke (modri okvir). Čeprav je takšen profil na pogled manj kaotičen, z njim z globino izgubimo tudi nekaj signala, kar je vidno pri slabše izraženi levi cevi predora na migriranem profilu.



Slika 5.12: Primer migracije na profilu posnetem preko predora Kastelec. Levo – pred migracijo; desno – po Kirchhoffovi migraciji. Rdeči okvir označuje obe predorski cevi, modri pa dve potencialni kraški jami.

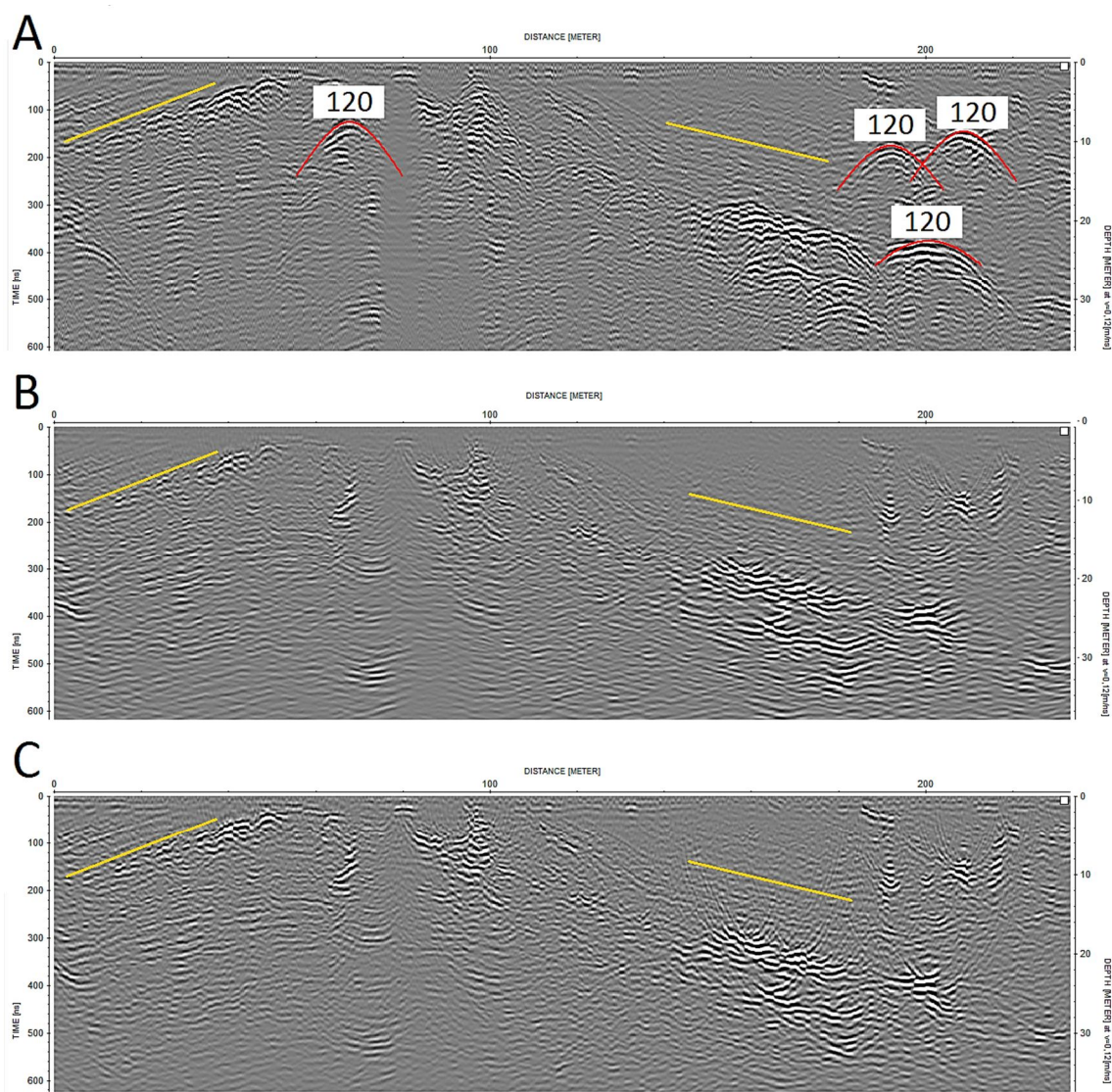
Figure 5.12: Example of migration on a profile measured across the Kastelec tunnel. Left – before migration; right – after Kirchhoff migration. Red frame indicates both tunnel tubes while the blue frame marks two potential karst caves.

Poleg krčenja difrakcijskih hiperbol je bil postopek migracije uporabljen tudi pri preverjanju vpadov plasti pridobljenih iz georadarskih profilov. Na sliki 5.13 je primer antiklinale v kamnolomu Črnotiče, za katerega smo iz radargrama določili navidezne vpadne plasti ter jih po rekonstrukciji primerjali z izmerjenimi podatki na izdanku. Pred tem je bila za potrebe premikov reflektorjev v njihov pravilen položaj izvedena migracija, prikazana na sliki 5.13. Uporabljena je bila tako Kirchhoffova kot tudi f-k (Stoltova) migracija. Prva deluje v območju x-t domene, druga pa v območju domene frekvence (f) in valovnega števila (k), pri obeh pa je glavni vhodni podatek hitrost potovanja signalov (Sandmeier, 2011). Oranžne linije na sliki 5.13 označujejo vpad plasti znotraj antiklinale, označene hiperbole pa so bile uporabljene za določitev hitrosti signala. Na sliki A vidimo profil pred migracijo, na B profil po Kirchhoffovi migraciji (hitrost 120 mm/ns, širina seštevanja 70), na C pa profil po f-k migraciji (Stoltova migracija) (hitrost 120 mm/ns). Vidimo lahko, da se vpadi reflektorjev pred in po migraciji

vidno ne spremenijo, prav tako pa uporaba dveh različnih postopkov migracije ne vpliva na končni rezultat. Razlog za to je lahko v dejstvu, da so v našem primeru nakloni reflektorjev premajhni, da bi po migraciji zaznali spremembo. Namreč, če upoštevamo enačbo

$$\alpha = \sin^{-1}(\tan \beta) \quad (17)$$

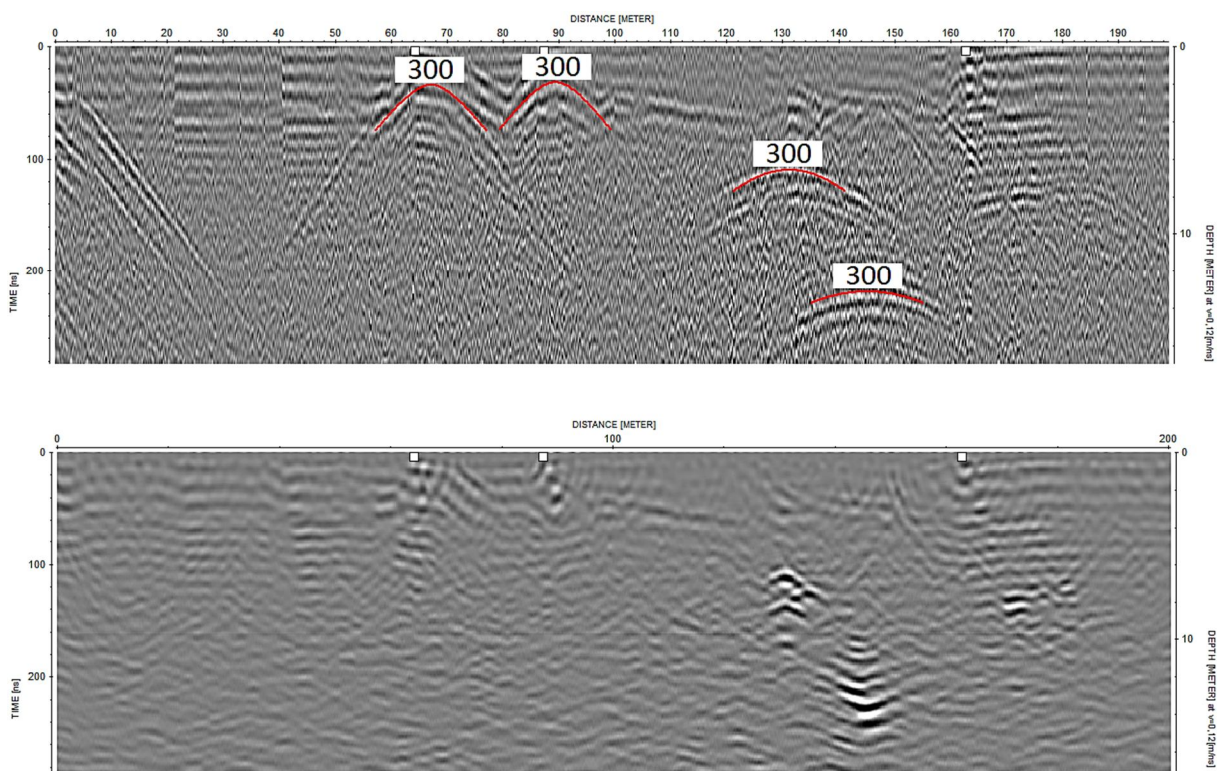
lahko s pomočjo navideznega kota β , ki ga odčitamo iz georadarskega profila, izračunamo naklonski kot α , ki ga dobimo po migraciji. (Bristow in Jol, 2003). V našem primeru iz radargrama odčitana navidezna kota znašata 13° in 16° , po izračun zgornje enačbe (17) pa $13,3^\circ$ in $16,7^\circ$. Tako majhne razlike na radargramu po migraciji ni mogoče zaznati, tudi sama ločljivost prvotnih rezultatov ne omogoča tako natančnega odčitka.



Slika 5.13: Primer migracije na profilu posnetem prek antiklinale v kamnolomu Črnotiče. A – pred migracijo; B – po Kirchhoffovi migraciji; C – po f-k (Stoltovi) migraciji.

Figure 5.13: Example of migration on a profile measured across the anticline in Črnotiče quarry. A – before migration; B – after Kirchhoff migration; C – after f-k migration (Stolt).

Ker uporaba migracije na različnih primerih in pri različnih ciljnih raziskav ni podala neke izboljšane slike podpovršja, je pri obdelavi radargramov nisem vključevala v rutinske procese, ampak je bila uporabljena le za primerjavo, kadar je bilo to smiselno. Pri georadarskem merjenju smo uporabljali nezaščiteno (»unshielded«) anteno, zato se na radargramih večkrat pojavljajo moteči zračni odboji v obliki močnih difrakcijskih hiperbol, ki prekrijejo vse ostale odboje. V teh primerih sem migracijo uporabila, da bi preverila, če se pod hiperbolami zračnih odbojev morda skrivajo drugi odboji, ki so pomembni za interpretacijo profila. Takšen primer je na sliki 5.14, kjer je z migracijo sicer bilo mogoče skrčiti hiperbole zračnih odbojev v točke, vendar se je s tem tudi precej poslabšala ločljivost radargrama. Rezultati migracije so bili zato uporabljeni le kot pomoč pri obdelavi, niso pa prikazani pri končni interpretaciji radargramov.



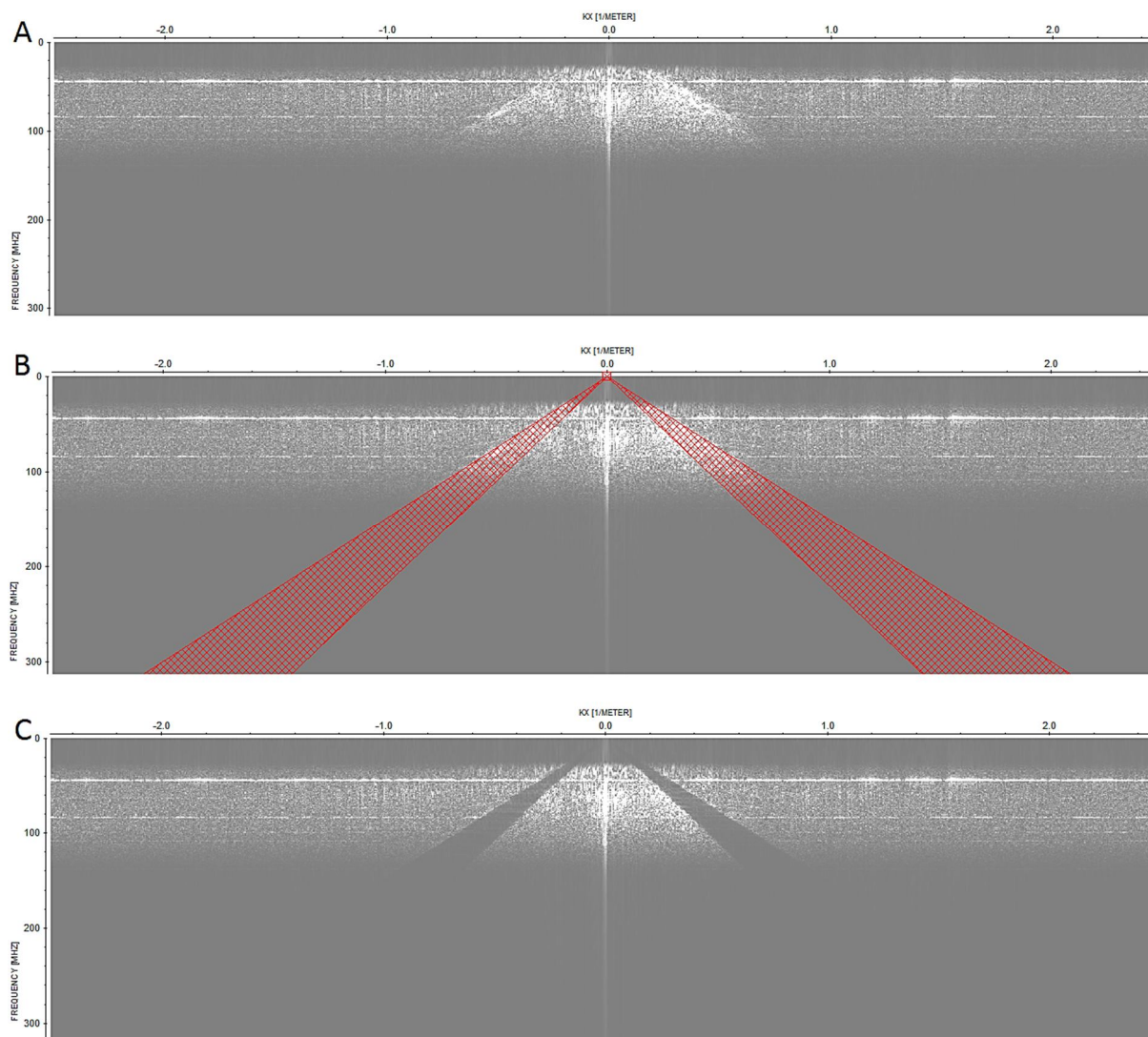
Slika 5.14: Primer migracije na profilu z zračnimi odboji. Zgoraj – pred migracijo; spodaj – po Kirchhoffovi migraciji.

Figure 5.14: Example of migration on a profile with air reflections. Top – before migration; bottom – after Kirchhoff migration.

F-k filtriranje

Glede na to, da z f-k filtriranjem na radargramu odstranjujemo dogodke z določenimi vpadi, se je potreba po tem postopku pokazala predvsem v primerih, ko so na radargramih nastopali zračni odboji. Primer poskusa odstranitve difrakcijskih hiperbol, ki so nastale zaradi zračnih odbojev od dreves pri snemanju v gozdu, je prikazan na sliki 5.16. Pri tem postopku se podatki najprej pretvorijo v f-k spekter (slika 5.15A), nato pa z uporabo hitrostnega območja (»velocity range«) določimo dve

pahljači, ki ju omejujeta po dve različni hitrosti, izraženi v m/ns. Ena od teh pahljač vsebuje vpade reflektorjev v negativni smeri (v levo), druga pa v pozitivni smeri (v desno) (rdeči območji na sliki 5.15B). Odboji, ki ustrezajo tem parametrom in so nastali z določeno hitrostjo potovanja signalov, so iz radargrama odstranjeni (slika 5.15C).

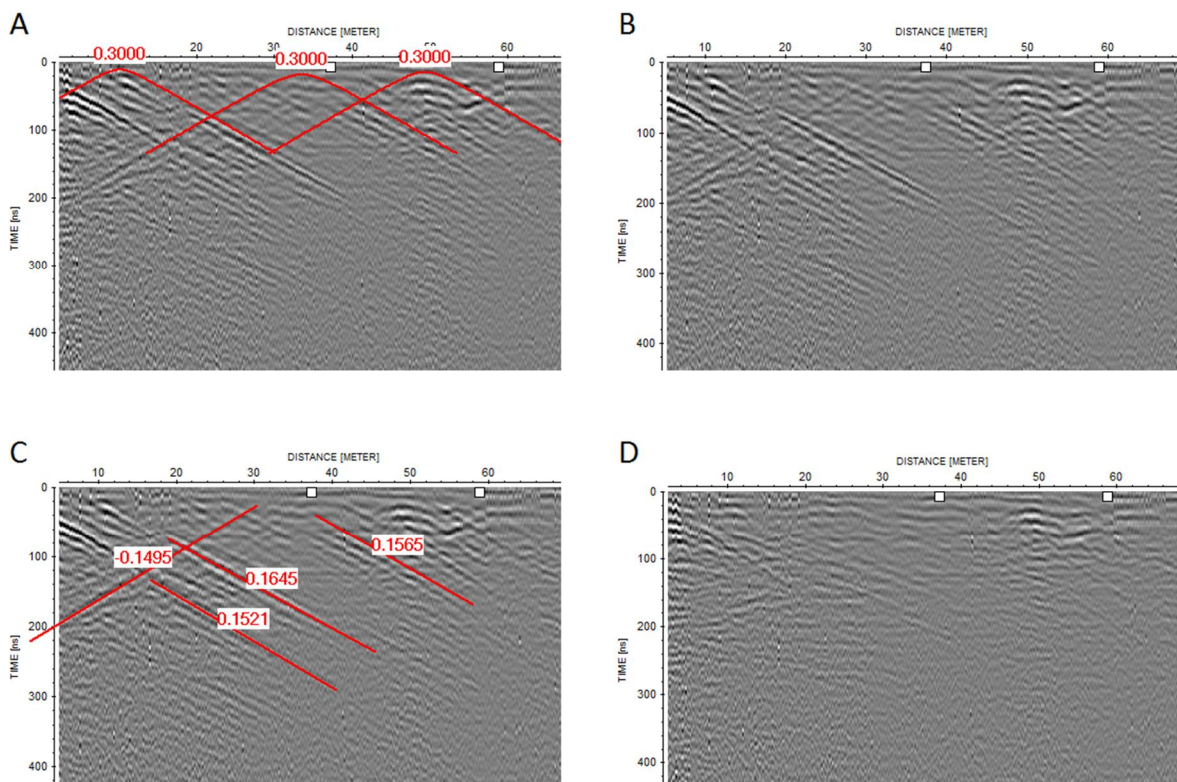


Slika 5.15: Postopek odstranjevanja dogodkov z določenim vpadom pri f-k filtriranju. A – f-k spekter; B – določitev hitrostnega območja v obliki dveh pahljač (rdeče območje); C – odstranitev tega hitrostnega območja.

Figure 5.15: Process of removing events with particular dip directions in f-k filtering. A – f-k specter; B – determining the velocity range in the form of two fans (red area); C – removing of this velocity range.

V primeru zračnih odbojev zaradi dreves (slika 5.16) sem na radargramu najprej določila difrakcijske hiperbole, ki odražajo hitrost signalov 0,3 m/ns, kar ustreza zračnim odbojem (A). Pri vnosu hitrosti je potrebno vsako pahljačo omejiti z dvema vrednostma, zato sem za negativno smer uporabila hitrosti -0,32 m/ns in -0,28 m/ns, za pozitivno pa 0,32 m/ns in 0,28 m/ns. Na radargramu B je razvidno, da s tem nisem dobila dobrih rezultatov, saj na profilu skorajda ni sprememb. Na pridobljenem profilu sem

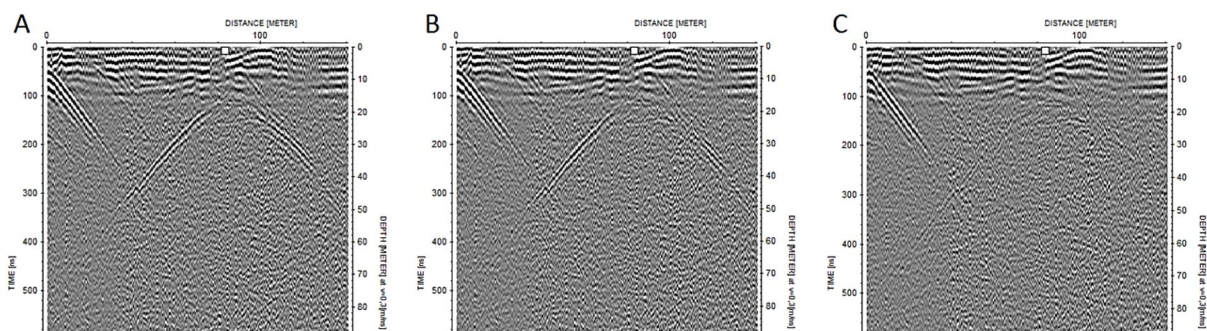
zato poskusila z določevanjem vpadov reflektorjev, ki so del difrakcijskih hiperbol (C), in ponovno uporabila f-k filtriranje. Pri tem sem na podlagi hitrosti teh reflektorjev določila interval za negativno smer od $-0,18$ m/ns do $-0,14$ m/ns, za pozitivno smer pa od $0,18$ m/ns do $0,14$ m/ns. Radargram na sliki D prikazuje rezultat tega postopka. Razvidno je, da so bili vsi močni odboji z vpadom znotraj prej določenih intervalov odstranjeni. Kot rezultat sicer dobimo radargram z manjšim deležem nezaželenih zračnih odbojev, vendar pri tem ni mogoče odstraniti celotne difrakcijske hiperbole, ki odraža hitrost $0,3$ m/ns. Pri f-k filtriranju se uporablja vpade linearnih reflektorjev, zato moramo biti zelo pazljivi, da s tem ne odstranimo tudi morebitnih pravih podzemnih reflektorjev.



Slika 5.16: Postopek f-k filtriranja za odstranjevanje zračnih odbojev od dreves.

Figure 5.16: Process of f-k filtering for removing air reflections caused by trees.

Na podoben način sem poskusila odstraniti tudi močno difrakcijsko hiperbolo, ki je nastala zaradi bližine zidanega vodnega kanala nad površjem (slika 5.17A). Ponovno lahko vidimo, da samo z odstranjevanjem hitrosti potovanja v zraku še ne odstranimo celotne hiperbole (B), šele z vnosom posameznih vpadov se odstranijo linearni deli hiperbole (C).



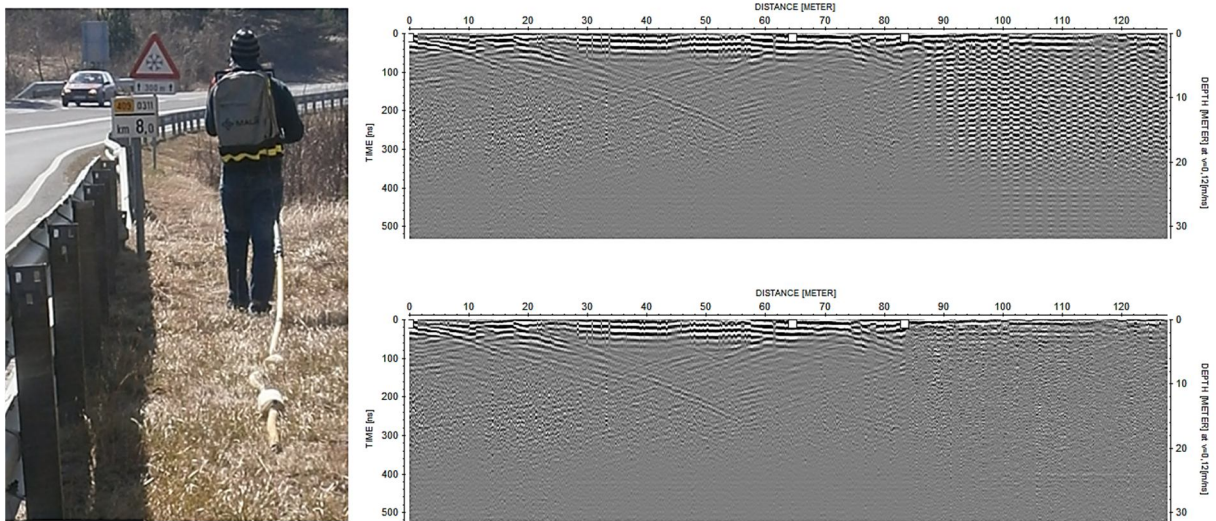
Slika 5.17: Postopek f-k filtriranja za odstranjevanje zračnih odbojev od bližnjega vodnega kanala.

Figure 5.17: Process of f-k filtering for removing air reflections caused a nearby water canal.

Pri odstranjevanju zračnih odbojev se z uporabo f-k filtriranja sicer lahko dobi dobre rezultate, vendar pa pri tem obstaja nevarnost, da se odstranijo tudi linearni reflektorji, ki so posledica dejanskih odbojev od diskontinuitet pod površjem. F-k filtriranje je bilo zato uporabljeno le v primerih, ko so bili na radargramih prisotni močni zračni odboji, viri katerih so bili nadpovršinski objekti (žice, ograje, kabli, drevesa ipd.). Kljub temu pa so vsi profili po obdelavi prikazani pred uporabo f-k filtriranja in torej še vedno vsebujejo difrakcijske hiperbole.

Dekonvolucija

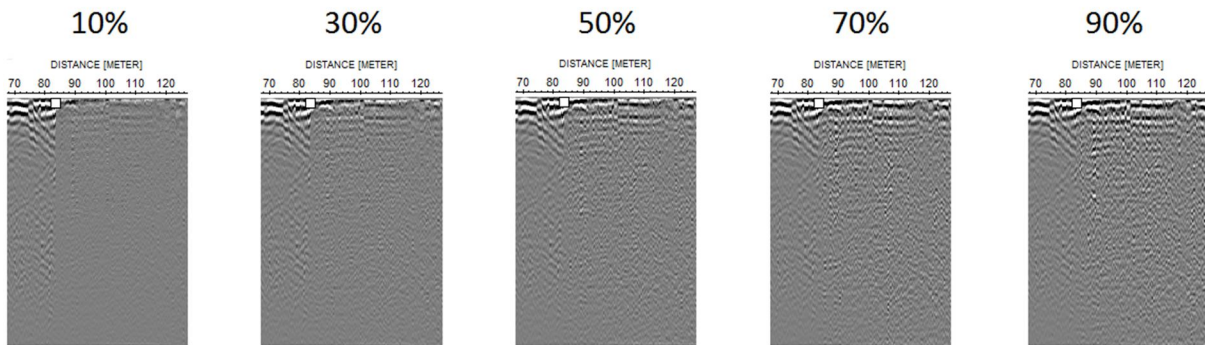
Dekonvolucija pri obdelavi georadarskih profilov na splošno daje slabše rezultate kot pri refleksijski seizmiki (Neal, 2004). Deluje namreč na predpostavkah, da je plastnatost podpovršja horizontalna, hitrost signala enakomerna, sipanje in izguba energije pri odbijanju signala pa zanemarljiva (Jol, 2009). Posledično je bilo mogoče uspešno uporabiti postopek dekonvolucije le pri odstranjevanju večkratnega odbijanja signala (»reverberation«), katerega vir je bil nad površjem. V primerih, ko se georadarske profile meri vzporedno s strukturami, ki povzročajo močne zračne odboje, kot so železne ograje (slika 5.18), lahko le-ti z večkratnimi odboji popolnoma prekrijejo celoten profil. Kot prikazuje slika 5.18, sem z uporabo dekonvolucije uspela odstraniti šum na delu profila, ki je bil merjen ob železni ograji ob cesti.



Slika 5.18: Primer uporabe dekonvolucije za odstranjevanje večkratnega odbijanja signalov zaradi snemanja blizu železne ograje.

Figure 5.18: Example of deconvolution used for eliminating reverberation resulting from recording close to a steel road barriers.

Postopek je bil izveden v programu Reflexw, kjer je potrebno podati 4 parametre: začetni in končni dvojni čas, ki določata območje avtomatskega popravljanja («autocorrection range»), dolžino filtrirne sledi («filter trace») ter delež belega šuma v odstotkih. Dolžina filtrirne sledi je lahko majhna, mora pa biti manjša ali enaka območju avtomatskega popravljanja. Pri vnosu deleža belega šuma lahko pride pri previsoki vrednosti do pomanjkljive izvršitve postopka, pri uporabi prenizke vrednosti pa dekonvolucija več ni dovolj stabilna (Sandmeier, 2011). Poleg teh parametrov je možno v programu določiti tudi območje v horizontalni smeri, na katerem želimo uporabiti dekonvolucijo. Izberemo lahko vse sledi, kar pomeni, da bo postopek izveden vzdolž celotnega profila, lahko pa sami določimo začetno in končno sled območja. Kot je razvidno iz zgornjega radargrama na sliki 5.18, se večkratni odboji pojavljajo le pri zadnjih 45 m profila, zato sem za območje dekonvolucije izbrala le-ta interval. V globino se ti odboji pojavljajo nekje do 400 ns, za začetni čas pa sem izbrala 10 ns. S tem sem določila tako horizontalne kot tudi vertikalne meje območja, na katerem bo izveden postopek dekonvolucije. Pri določevanju dolžine filtrirne sledi in deležu belega šuma pa sem potrebovala več poskusov, da sem dobila zelen rezultat. Pri tem sem upoštevala, da je dolžina filtrirne sledi manjša od območja avtomatskega popravljanja, ki v tem primeru znaša 390 ns. Odločila sem se za srednjo vrednost, in sicer 200 ns, pri teh nastavitvah pa sem poskušala priti do čim boljšega rezultata še s spreminjanjem deleža belega šuma. Slika 5.19 prikazuje rezultate pri različnih odstotkih, in sicer pri 10%, 30%, 50%, 70% in 90%.



Slika 5.19: Rezultati dekonvolucije pri uporabi različnih odstotkov belega šuma.

Figure 5.19: Deconvolution results using different white noise percentages.

Pri izbiri najbolj ustreznega rezultata sem si zastavila dva kriterija. Prvi kriterij je, da postopek območja ne zgladi do te mere, da na njem ni vidnih skoraj nobenih odbojev več, saj tako preveč izstopa od preostalega profila. Hkrati pa mora postopek odstraniti toliko večkratnih odbojev, da prisotnost le-teh pri interpretaciji profila ni več moteča. V prikazanem primeru je pri nizkih odstotkih belega šuma območje dekonvolucije preveč zglajeno (10% in 30%), pri visokih odstotkih pa se v globini spet začnejo pojavljati večkratni odboji (70% in 90%). Posledično daje najboljši rezultat postopek, kjer je bil beli šum določen na 50%, saj ohranja najboljše ravnotežje med močjo zglajevanja in prisotnostjo odbojev v globini profila.

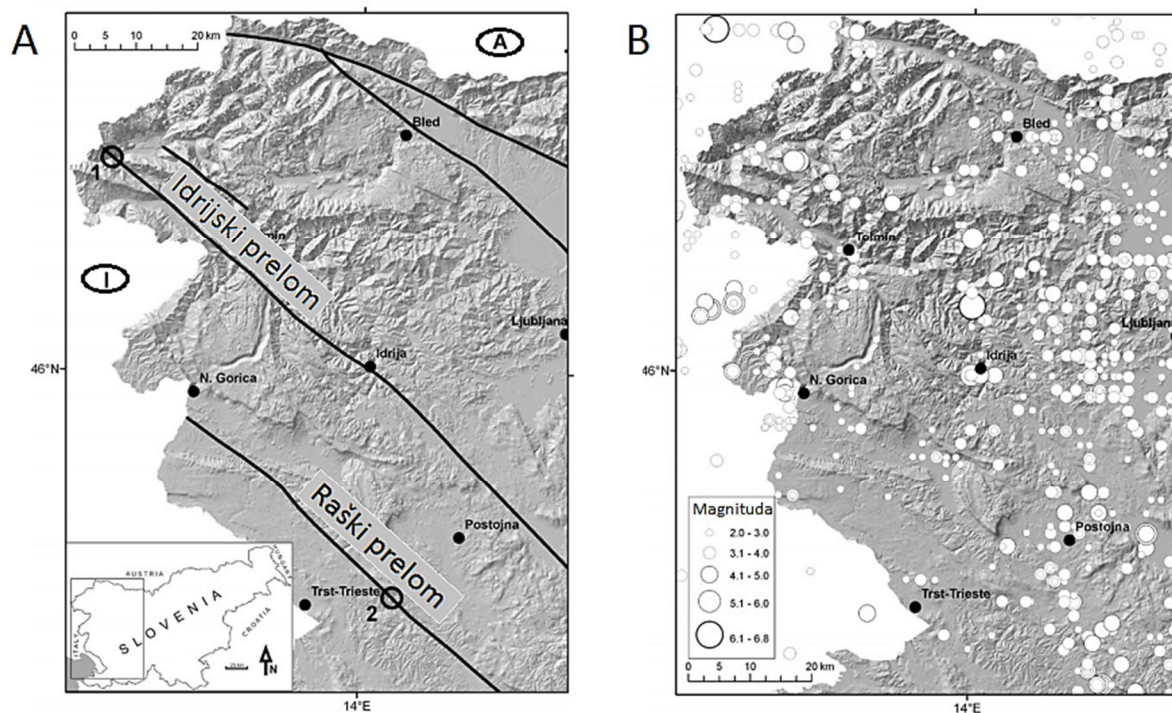
6 RAZISKAVE ZNOTRAJ OBMOČIJ POVEČANE POTRESNE NEVARNOSTI

6.1 Raziskave Idrijskega in Raškega preloma

Na območju Zahodne Slovenije potekata dva večja preloma, in sicer Idrijski in Raški prelom (slika 6.1A). Najmočnejši znan potres na ozemlju Slovenije z magnitudo 6,8, ki se je zgodil 26. marca 1511, je pogosto imenovan kar idrijski potres. Kot najmočnejši potres zabeležen na območju Alpsko-Dinarskega prostora je povzročil ogromno škode v Sloveniji in sosednjih državah (Ribarič, 1982; Poljak et al., 2000; Gosar 2003/2004; Cunningham et al., 2006), nastal pa je verjetno na širšem območju Idrijskega preloma, vendar natančnejša lokacija žarišča ni znana (Poljak et al., 2010). Potencialna lokacija paleoseizmološkega izkopa v Srednji Kanomlji je bila izbrana z metodo LiDAR-ja, ki je bila prvič v Evropi izvedena za potrebe raziskav aktivnih prelomov prav na območju Idrijskega preloma (Cunningham et al., 2006). V sklopu predvidenih paleoseizmoloških raziskav so bile izvedene tudi georadarske meritve, rezultate katerih smo primerjali z rezultati električne tomografije in refrakcijske seizmike (Bavec et al., 2012a). Podrobno poznavanje tektonske aktivnosti in pretekle seizmičnosti prelomnih struktur, ki bi lahko potencialno povzročile potrese tako velikih magnitud, kot je bil idrijski potres, je ključno pri ocenjevanju potresne nevarnosti Z Slovenije in lahko pomembno prispeva k zmanjšanju potresne ogroženosti območja.

6.1.1 Geologija in tektonika območja

Na območju Z Slovenije prevladujejo desno zmični prelomi v smeri SZ-JV (Gosar, 2007). Kot prikazuje slika 4.1, gradita to območje dve tektonski enoti, in sicer Južne Alpe na S in Zunanji Dinaridi na J. Enota Zunanjih Dinaridov je tako zgodovinsko kot recentno zmerno seizmično aktivna. Žariščni mehanizmi večine potresov na tem delu kažejo na desno zmične ali reverzne prelome (Gosar, 2007). Glede na mikro-deformacije, opazovane na ekstenziometrih v dolini Učje na Idrijskem prelomu ter ob vznožju Vremščice na Raškem prelomu (slika 6.1), sta oba preloma še vedno aktivna (Šebela et al., 2005; Gosar, 2007). To dokazujejo tudi regionalne GPS meritve v Z Sloveniji, ki kažejo na premike reda velikosti od 1 do 1,5 mm/leto (Vrabec et al., 2006). Od sedmih ekstenziometrov, ki so bili nameščeni na ali blizu aktivnih prelomov v Sloveniji, so bile najvišje vrednosti s stalno smerjo premikov zabeležene na Idrijskem prelomu. Povprečni horizontalni premiki so znašali 0,24 mm/leto, kratkoročni premiki pa so bili še večji, in sicer do 0,54 mm/leto. V primeru Raškega preloma je najprej prišlo do dvigovanja JZ bloka s hitrostjo 0,16 mm/leto, temu pa je sledilo kratkoročno spuščanje istega bloka s hitrostjo 0,37 mm/leto. Kasneje se je ponovno začelo dvigovanje tega bloka s hitrostjo 0,05 mm/leto, povprečni horizontalni premiki pa so znašali 0,07 mm/leto (Gosar et al., 2011).



Slika 6. 1: A – lokaciji opazovanj mikro-deformacij s TM 71 ekstenziometrom na Idrijskem prelomu v dolini Učje (1) in na Raškem prelomu ob vznožju Vremšice (2) (po Gosar, 2007); B – karta seizmičnosti Zahodne Slovenije (po Gosar, 2007).

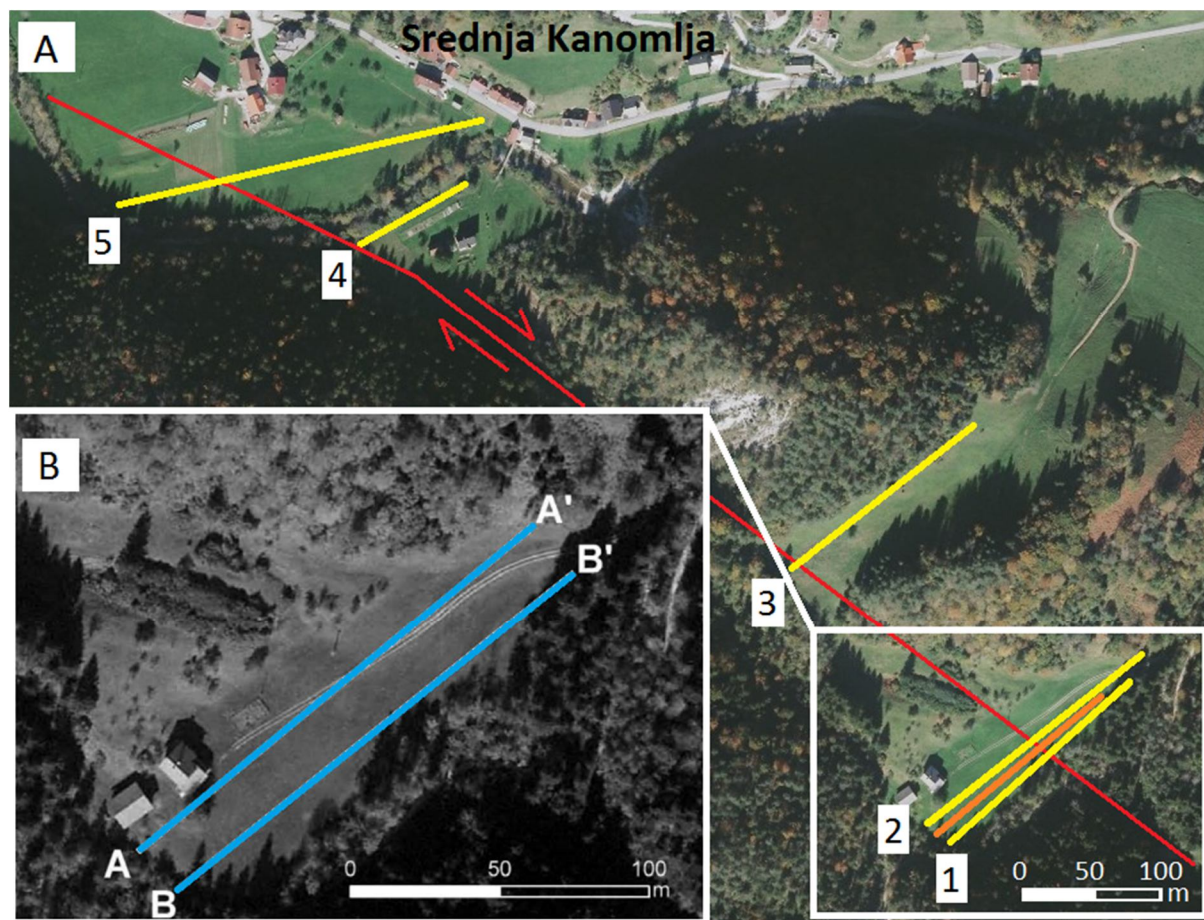
Figure 6.1: A – Monitoring micro-deformations with TM 71 extensimeters on the Idrija fault in Učja Valley (1) and on the Raša fault at the foot of Vremščica Mountain (2) (after Gosar, 2007); B – seismicity map of Western Slovenia (after Gosar, 2007).

6.1.2 Idrijski prelom

Idrijski prelom je eden najizrazitejših prelomov na območju Slovenije. Z dolžino 120 km je zelo jasno izražen tako v topografskem kot tudi geološkem smislu. Na podlagi dobro vidnih geomorfoloških znakov in glede maksimalno tlačno napetost v smeri približno S-J, ki ima takšno usmerjenost najverjetneje od pliocena, se v splošnem smatra, da gre za aktiven prelom (Vrabec, 2012). Nedavna seizmična aktivnost na območju Posočja (potresa leta 1998 in 2004) ob Ravenskem prelomu, ki poteka vzporedno Idrijskemu, Vrabec (2012) interpretira kot neposreden dokaz, da se prelomi v smeri SZ-JV na območju Z Slovenije lahko v sedanjem napetostnem režimu desno zmično aktivirajo. Glede na to, da Idrijski prelom skoraj izključno seka le mezozojske kamnine, je aktivno tektoniko težko potrditi s konvencionalnimi geološkimi metodami. Prvi neposredni dokaz kvartarnih do recentnih deformacij ob Idrijskem prelomu je bil zabeležen na izdanku kvartarne breče nad kanjonom reke Učje (Vrabec, 2012). Geomorfološke raziskave na podlagi LiDAR snemanja (Cunningham et al., 2006) so na območju Kanomlje pokazale potencialno lokacijo za paleoseizmološki izkop, ki bi lahko razkril sledi (sub)recentne aktivnosti Idrijskega preloma v mladih terestričnih sedimentih. Z interpretacijo LiDAR posnetkov so Moulin et al. (2014) kasneje raziskali še širše območje Idrijskega preloma. Rezultati so

pokazali, da so lahko premiki ob Idrijskem prelomu reda velikosti 1-4 mm/leto (odvisno od časovnega okna opazovanja) ter da prelom predstavlja močno litosfersko diskontinuiteto, zaradi česar bi ga morali smatrati kot pomemben dejavnik seizmičnega tveganja v Sloveniji in na bližnjih območjih (Moulin et al., 2014). Kljub vsem indikatorjem, da je Idrijski prelom aktiven in zmožen povzročiti precej močne potrese, pa je zanimivost v tem, da je na njegovem območju število šibkejših potresov razmeroma majhno glede na druga območja v Sloveniji. Na Idrijskem prelomu je bila namreč narejena študija prostorskega položaja potresov s ciljem določitve velikosti in usmerjenosti Idrijskega preloma v globini, kjer so bili zajeti podatki o potresih v obdobju od leta 1977 do 2010. Izkazalo se je, da pod območjem kartiranega preloma skoraj ni bilo potresov, kar pomeni, da je bil prelom v obravnavanem obdobju bolj ali manj seizmično neaktiven. Po alternativni interpretaciji je prelomna ploskev močno nagnjena proti SV ali JZ, vendar se to ne ujema z interpretacijo površine. Večine raziskovalcev je mnenja, da prelomna ploskev strmo vpada (Živčić et al., 2011).

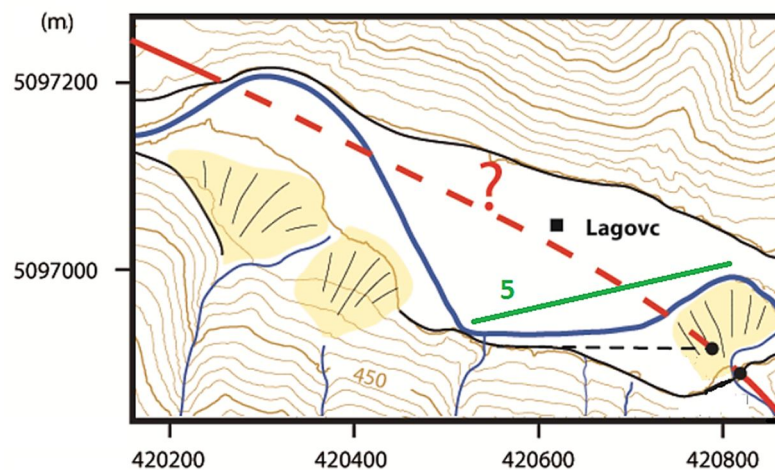
V bližini Bratuševe grape v Logu pri Srednji Kanomlji so bile s strani podjetja Geoinženiring d.o.o. za potrebe točnejše določitve lokacije izkopa izvedene še dodatne geofizikalne raziskave z električno upornostno tomografijo (ERT) in refrakcijsko seizmično tomografijo (SRT) (Bavec et al., 2012a), s katerimi smo primerjali tudi kasneje posnete georadarske profile (slika 6.2).



Slika 6.2: A – položaj georadarskih profilov 1-5 (rumene linije) ter dodatnega georadarskega profila 6 (oranžna linija) prek Idrijskega preloma (rdeča linija, generalna smer); B – položaj ERT in SRT profilov A-A' in B-B' (modri liniji) (Bavec et al., 2012a).

Figure 6.2: A – position of GPR profiles 1-5 (yellow lines) and the additional GPR profile 6 (orange line) across the Idrija fault (red line, general direction); B – position of ERT and SRT profiles A-A' and B-B' (blue lines) (Bavec et al., 2012a).

Za potrebe določevanja primerne lokacije paleoseizmološkega izkopa in sledenje Idrijskemu prelomu smo najprej posneli 5 georadarskih profilov. Profil 5 je bil posnet na območju, kjer potek Idrijskega preloma še ni nedvoumno dokazan, saj poleg prej omenjene geomorfološke raziskave na tem delu niso pokazale kakšnih površinskih indikatorjev (slika 6.3). Edini način sledenja preloma na tem območju je tako s pomočjo raziskav plitvega podpovršja, od katerih je med neinvazivnimi metodami georadar najhitrejša in najcenejša izbira.



Slika 6.3: Potek georadarskega profila 5 (zelena linija) prek območja, kjer je potek Idrijskega preloma neznan (črtkana rdeča linija) (po Moulin et al., 2014).

Figure 6.3: Trace of GPR profile 5 (green line) across the area where the Idrija fault trace is unknown (dashed red line) (after Moulin et al., 2014).

Vsi georadarski profili so bili posneti s pomočjo vrvice za merjenje razdalje in enakomerno proženje z intervalom 0,2 m. Na terenu so bile posnete GPS koordinate začetnih in končnih točk profilov za umerjanje razdalje pri obdelavi. Zaradi nezadovoljive natančnosti z koordinate le-ta pri obdelavi podatkov ni bila upoštevana, zato topografska korekcija ni bila izvedena. V času paleoseizmološkega izkopa je bil vzporedno z izkopom posnet še georadarski profil 6, in sicer na območju med georadarskima profiloma 1 in 2 (oranžna linija na sliki 6.2A).

6.1.2.1 Obdelava radargramov

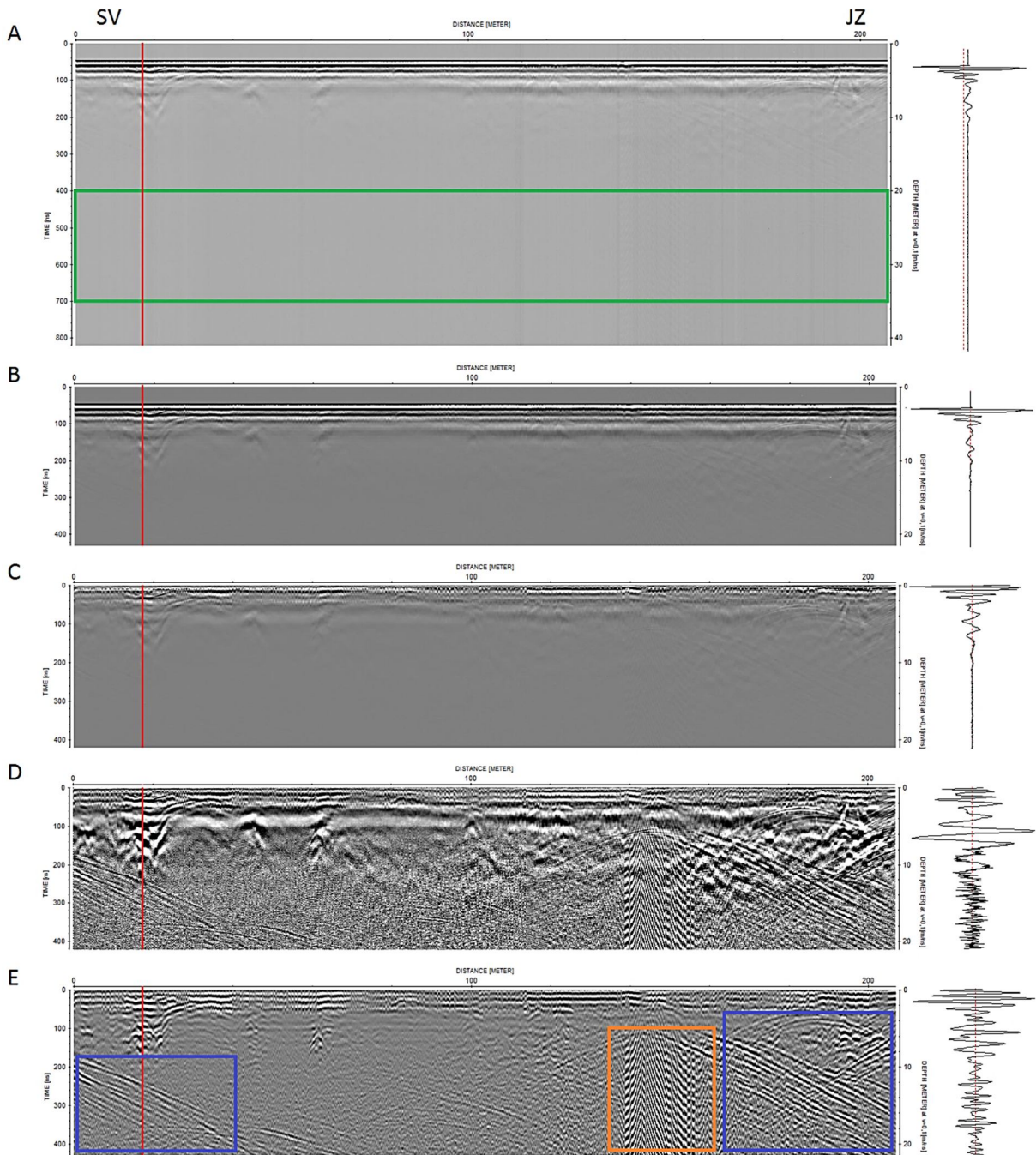
Vseh šest radargramov je bilo najprej obdelanih v programu RadExplorer, vendar se je kasneje zaradi prisotnosti izrazitih zračnih odbojev izkazala potreba po dodatnih naprednih postopkih obdelave, ki jih ta program ne vsebuje (f-k filtriranje). Zato so bili vsi profili obdelani še v programu Reflexw. Prikazani so rezultati obdelave v slednjem programu.

Pri primerjanju izračunanih dolžin profilov na podlagi GPS koordinat začetnih in končnih točk in dolžin izmerjenih s pomočjo vrvice smo dobili odstopanja velikosti nekaj metrov, ki pri teh dolžinah predstavljajo le kakšen odstotek napake in so posledica omejene natančnosti ročnega GPS sprejemnika. Zato so bile upoštewane dolžine izmerjene z merilno vrvice. Sledili so sledeči postopki obdelave:

1. odstranitev zamika signala (»DC shift«), kjer je bil uporabljen interval 400-700 ns;

2. določitev ničelnega časa pri prvem negativnem vrhu signala (primer B na sliki 3.14) s postopkoma korekcije maksimalne faze («correct max. phase») in prestavitvijo ničelnega časa («move start time»);
3. odstranitev ozadja («background removal»), kjer je bila izbrana opcija celotne linije («whole line»);
4. ojačenje amplitude z uporabo postopka upadanja energije («energy decay»);
5. pasovno prepustno filtriranje («bandpass frequency filtering»), kjer je bila širina frekvenčnega območja določena s štirimi oglišči: low-cut 25 MHz, lower plateau 50 MHz, upper plateau 75 MHz, high-cut 150 MHz.

Slika 6.4 prikazuje rezultate posameznih postopkov osnovne obdelave na primeru profila 3. Za potrebe odstranitve zamika signala sem uporabila časovni interval 400-700 ns, saj na tem delu surovega profila ni vidnih anomalij oz. odbojev, ki bi lahko vplivali na izračun povprečja zamika vzdolž sledi (zeleni okvir na sliki 6.4A). Rezultat postopka je enotnejša barva radargrama, na izbrani sledi pa je razvidno, da je bil premik pravilno izvršen, saj je sled predstavljena nazaj na osrednjo ničlo (B). Sledil je postopek določitve ničelnega časa, pri katerem sem upoštevala položaj B na sliki 3.14. Vzdolž radargramov, posnetih na širšem območju Srednje Kanomlje se je oblika prvega pozitivnega vrha zelo spreminjala, pogosto je nastopal tudi v obliki dveh vrhov (primera A in C na sliki 5.7), zato je bila natančnejša izbira prvi negativni vrh, katerega globina in oblika je bila konstantna vzdolž vseh profilov. S tem postopkom sem ničelni čas prestavila na 47 ns. Sledila je odstranitev ozadja, ki je bila izvršena vzdolž celotnih sledi (C), nato pa je bila uporabljena funkcija ojačenja z upadanjem energije (D). Pri tem je najprej določena krivulja upadanja amplitude, ki se nato uporabi pri ojačitvi vzdolž y smeri, kar je jasno razvidno iz primerjave iste sledi pred in po ojačitvi (sled pri C in D). Z globino tako dobimo večje amplitude odbojev, na vrhu radargrama, kjer so amplitude že tako zelo velike, pa se le-te zmanjšajo, kar se kaže v boljši izraženosti odbojev v večjih globinah. Kot zadnji postopek osnovne obdelave sem uporabila še pasovno prepustno filtriranje, s čimer sem odstranila vse frekvence pod 25 MHz in nad 150 MHz ter se tako približala osrednji frekvenci uporabljene antene in hkrati izboljšala razmerje med signali in šumi, kar je vidno tudi na izbrani sledi (E).

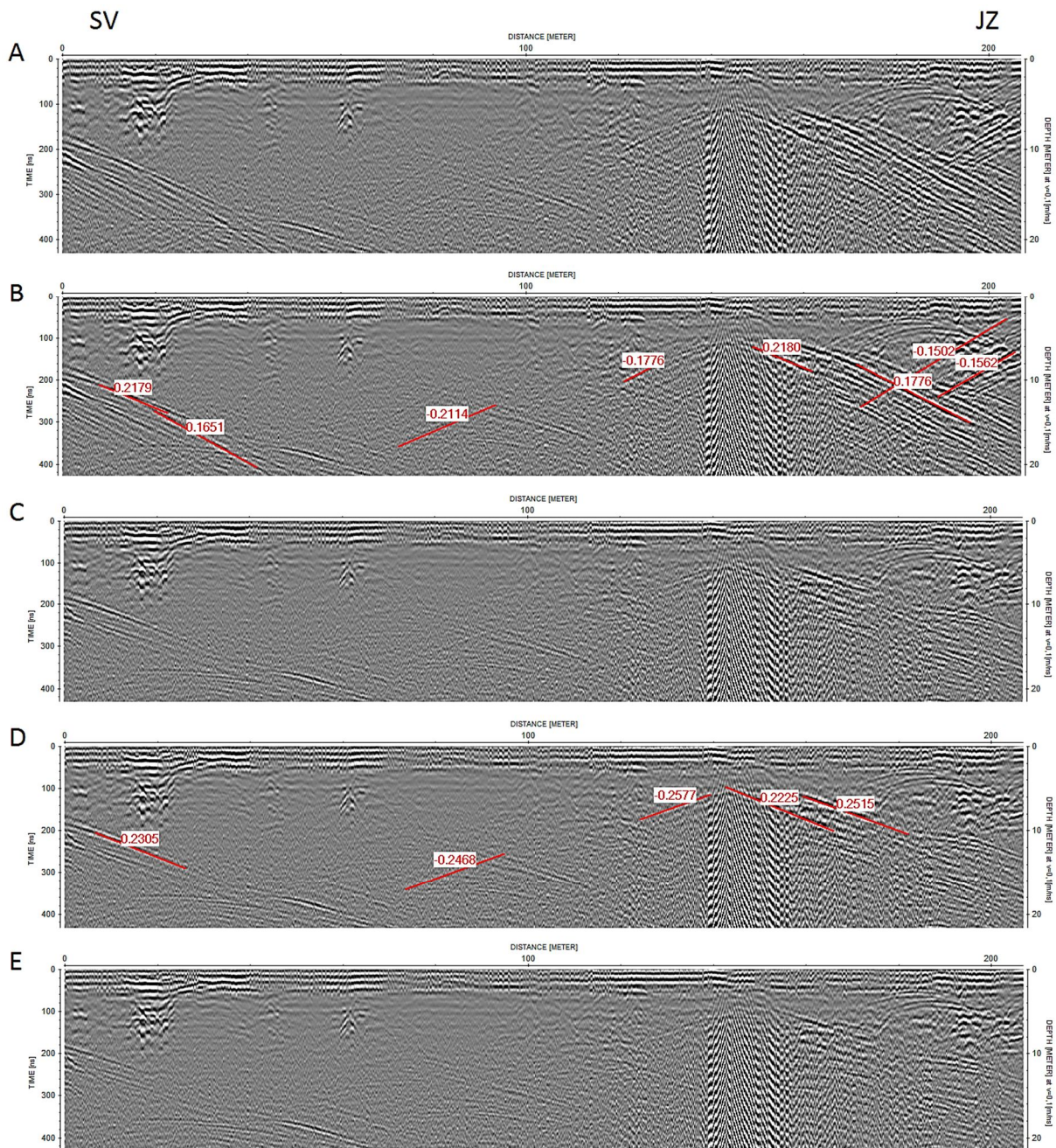


Slika 6.4: Postopki osnovne obdelave radargramov posnetih v okolici Srednje Kanomlje prikazani na primeru profila 3 s prikazanim vplivom na izbrano sled (lokacijo sledi na radargramu označuje rdeča linija). A – surov radargram in določitev časovnega intervala za odstranitev zamika signala (zeleni okvir); B – po odstranitvi zamika signala; C – po določitvi ničelnega časa in odstranitvi ozadja; D – po ojačitvi amplitude z upadanjem energije; E – po pasovno prepustnem filtriranju z označenimi zračnimi odboji (modri okvir) in večkratnimi odboji (oranžni okvir).

Figure 6.4: Basic processing steps of radargrams recorded around Srednja Kanomlja shown for the profile 3 with effects on the selected trace (red line marks the location of the trace). A – raw radargram and defining the time interval for DC shift (green frame); B – after DC shift; C – after time zero adjustment and background removal; D – after energy decay; E – after bandpass filtering with marked air reflections (blue frame) and reverberation (orange frame).

Kot lahko vidimo, je po osnovni obdelavi na profilu 3 še vedno precej šumov, kot so zračni odboji na začetku in koncu profila (modri okvir) ter večkratni odboji na drugi polovici profila (oranžni okvir). Zračni odboji so prisotni na vseh profilih, zato sem pri vseh uporabila še napredni postopek obdelave za odstranjevanje odbojev določenih vpadov, f-k filtriranje. Močni zračni odboji so posledica snemanja v bližini dreves, električnih kablov in hiš. Z f-k filtriranjem so bili odstranjeni linearni deli difrakcijskih hiperbol zračnih odbojev vidnih na radargramih. Postopek je bil uspešen na vseh profilih razen na profilu 1, ki je bil posnet vzdolž roba gozda in je zaradi močnih zračnih odbojev od dreves neuporaben. Močni zračni odboji, ki praktično prekrivajo celoten radargram, nastopajo tudi na profilu 4, ki je bil posnet med dvema hišama na eni in električnim pastirjem na drugi strani. Tudi ta profil zaradi visokega deleža šumov ni bil uporabljen pri nadaljni interpretaciji.

Primer f-k filtriranja je prikazan na primeru profila 3 na sliki 6.5. Na končnem radargramu sem po osnovni obdelavi (A) določila vpade najbolj izrazitim linearnim reflektorjem, in sicer na intervalu od $\pm 0,15$ do $\pm 0,22$ m/ns (B). S tem sem uspela odstraniti precej zračnih odbojev, vendar jih je nekaj še vedno ostalo. Na tako »očiščenem« profilu je bilo lažje določiti vpade preostalih odbojev, ki so nastopali v intervalu od $\pm 0,22$ do $\pm 0,26$ m/ns (D). Rezultat f-k filtriranja je radargram s precej manjšim deležem nezaželenih šumov, povzročenih zaradi zračnih odbojev (E), vendar vseeno ni popolnoma brez njih. Z določevanjem vpadov linearnih delov difrakcijskih hiperbol namreč ni mogoče odstraniti tudi samih vrhov hiperbol. Poleg le-teh je na profilu še vedno ostalo nekaj linearnih šumov, ki pa niso več tako močni, da bi prekrivali morebitne podpovršinske odboje.

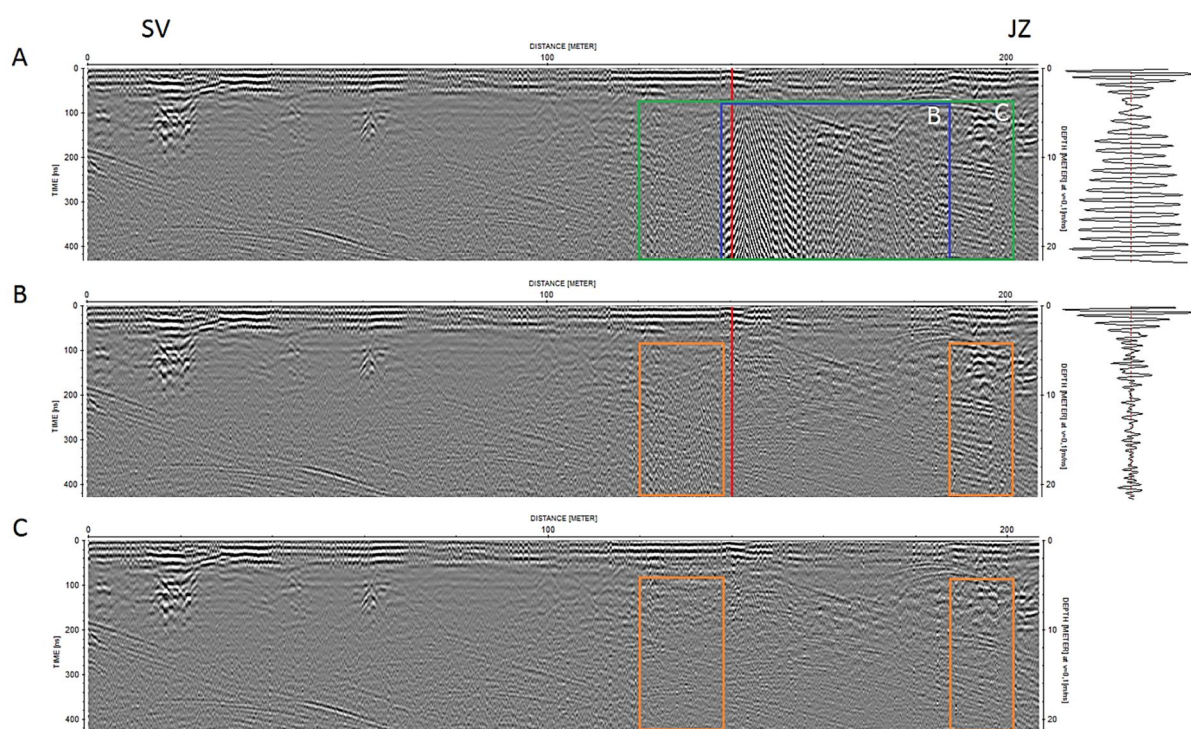


Slika 6.5: F-k filtriranje georadarskega profila 3 za potrebe odstranjevanja zračnih odbojev. A – rezultat osnovne obdelave (slika 6.4E); B – določevanje vpadov linearnih delov hiperbol (interval od $\pm 0,15$ do $\pm 0,22$ m/ns); C – rezultat uporabe parametrov iz B; D – določevanje vpadov preostalih linearnih delov hiperbol (interval od $\pm 0,22$ do $\pm 0,26$ m/ns); E – rezultat uporabe parametrov iz D.

Figure 6.5: F-k filtering of GPR profile 3 for the purpose of removing air reflections. A – result of basic processing steps (Figure 6.4E); B – determining dips of the linear parts of hyperbolas (interval from $\pm 0,15$ to $\pm 0,22$ m/ns); C – result after using parameters from B; D – determining dips of remaining linear parts of hyperbolas (interval od $\pm 0,22$ do $\pm 0,26$ m/ns); E – result after using parameters from D.

Na profilu 3 je bila za odstranjevanje večkratnih odbojev signala (»reverberation«) uporabljena tudi dekonvolucija, rezultati katere so prikazani na sliki 6.6. Na radargramu A, ki je končni rezultat f-k

filtriranja, sta označeni dve različni širini, ki sem ju uporabila pri postopku dekonvolucije. Časovno območje je bilo v obeh primerih 80-930 ns, saj v prvih 80 ns večkratnih odbojev ni videti. Prav tako sta bila v obeh primerih dekonvolucije dolžina filtrirne sledi (170) in delež belega šuma (50%) enaka. Najprej sem uporabila širino sledi 689-940 (modri okvir), kjer so večkratni odboji najbolj izraženi. Rezultat je bil na tem območju sicer dober, kar je vidno tudi na izbrani sledi na B, vendar se je izkazalo, da je izbrana širina preozka, saj so na obeh straneh tega območja še vedno vidni večkratni odboji, ki po odstranitvi močnejših odbojev še bolj izstopajo (oranžna okvirja na B). Postopek sem ponovila s širšim območjem, in sicer sledi 600-1010 (zeleni okvir). Postopek je bil uspešen, saj je rezultat precej bolj zglajen radargram, ki več ne vsebuje motečih večkratnih odbojev (C).



Slika 6.6: Dekonvolucija na georadarskem profilu 3 s prikazanim vplivom na izbrano sled (lokacijo sledi na radargramu označuje rdeča linija); A – rezultat f-k filtriranja (slika 6.5E) z označenima dvema območjima dekonvolucije (modri okvir na B, zeleni okvir na C); B – rezultat dekonvolucije na območju modrega okvirja; C – rezultat dekonvolucije na območju zelenega okvirja. Oranžni okvir označuje razliko med B in C.

Figure 6.6: Deconvolution on GPR profile 3 with shown effects on the selected trace (red line marks the location of the trace); A – result of f-k filtering (Figure 6.5E) with two areas of deconvolution (blue frame on B, green frame on C); B – result of deconvolution in the area marker with the blue frame; C – result of deconvolution in the area marked with the green frame. Orange frame marks the difference between B and C.

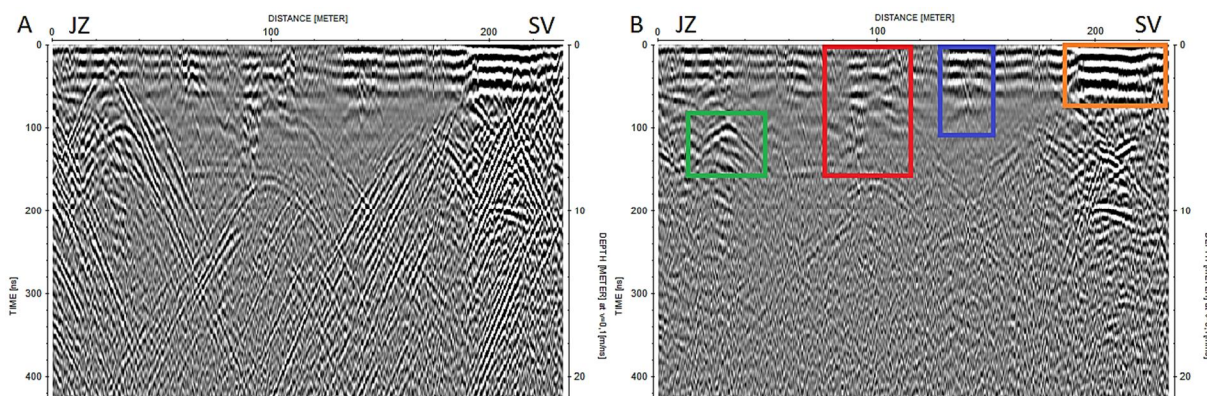
Ker so bili profili merjeni v različnih smereh, so bili za končni prikaz in primerjavo z rezultati drugih geofizikalnih metod vsi profili obrnjeni v smer JZ-SV. Za čim natančnejšo primerjanje georadarskih rezultatov z interpretacijo paleoseizmološkega izkopa je bil profil 6 še topografsko korigiran.

Na georadarskih profilih ni vidnih difrakcijskih hiperbol, ki bi jih lahko uporabila pri določevanju hitrosti potovanja signalov v podpovršju in bi s tem omogočile pravilno pretvorbo dvojnega časa v globino. Za prikaz radargramov je bila zato uporabljena pri vseh profilih hitrost 0,1 m/ns, ki je glede na litologijo najbolj pričakovana hitrost.

6.1.2.2 Rezultati in diskusija

Razmere na terenu so precej negativno vplivale na ločljivost radargramov. Zaradi visoke vsebnosti glinene frakcije v kvartarnih sedimentih, ki nastopajo na lokacijah georadarskega merjenja, je bil globinski doseg precej omejen. Bližina dreves, električnih kablov in hiš je povzročila visok delež šumov v obliki zračnih in večkratnih odbojev. Z uporabo naprednih metod obdelave je bilo mogoče nekatere profile sicer precej izboljšati, dva pa sta ostala praktično neuporabna.

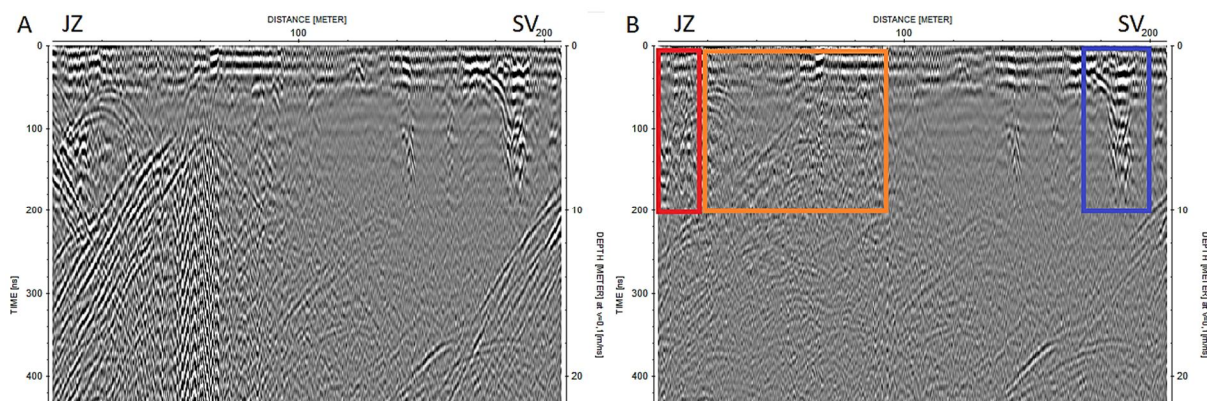
Slika 6.7 prikazuje georadarski profil 2 (položaj na sliki 6.2), ki se je začel ob potoku ob robu gozda, končal pa na cesti med drevesi. Posledično je na začetku in koncu profila vidnih veliko zračnih odbojev, večino katerih pa je bilo mogoče odstraniti z f-k filtriranjem. Na začetku profila je pri dvojnem času 100 ns vidna izrazita difrakcijska hiperbola, ki pa je malenkost širša od hiperbol, ki odražajo zračne odboje, zato je ostala vidna tudi po f-k filtriranju (zeleni okvir). Lahko je posledica merjenja vzporedno mimo dveh hiš, lahko pa predstavlja tudi manjšo geološko spremembo v podpovršju. Zadnjih 40 m profila je bilo posnetih po makadamski cesti, zato je zaradi zbitosti terena v zgornjem delu tako močno izražen linearni reflektor (oranžni okvir). Po odstranitvi zračnih odbojev prideta bolj do izraza dve anomaliji: prva nastopa med 70 in 100 m in zaradi svoje globine verjetno predstavlja glavno prelomno cono (rdeči okvir), druga pa nastopa med 130 in 150 m profila, kjer gre verjetno za manjšo spremembo plitveje v podpovršju (modri okvir). Na mestu prve anomalije so prekinjeni tudi horizontalni reflektorji, ki nastopajo pri prvih 60 ns dvojnega časa. Tudi glede na karto na sliki 6.2A naj bi na tem delu prečkali glavno prelomno cono. Profil smo zaradi podobne trase primerjali še s profilom A-A' metod ERT in SRT (slika 6.12).



Slika 6.7: Rezultat obdelave georadarskega profila 2 prek Idrijskega preloma pred (A) in po f-k filtriranju (B) z označenima manjšima anomalijama (zeleni in modri okvir), večjo anomalijo (rdeči okvir) in močnimi linearnimi reflektorji (oranžni okvir).

Figure 6.7: Processing results of GPR profile 2 across the Idrija fault before (A) and after f-k filtering (B) with marked two smaller anomalies (green and blue frame), a bigger anomaly (red frame) and strong linear reflectors (orange frame).

Kot je prikazano na sliki 6.6, je bilo pri obdelavi profila 3 potrebno uporabiti dekonvolucijo. Na prvih 80 m profila je zaradi merjenja blizu električnega droga prisotno močno večkratno odbijanje signala, kar je bilo z dekonvolucijo uspešno odstranjeno. Profil je bil obrnjen («x flip profile») v isto smer kot vsi ostali profili tega območja (JZ-SV) in nato uporabljen pri interpretaciji, prikazani na sliki 6.8. Glede na položaj profila in potek Idrijskega preloma na začetku profila 3 še zajamemo glavno prelomno cono, ki je vidna kot večja anomalija (rdeči okvir), proti koncu profila pa se od nje vedno bolj oddaljujemo. V prvi polovici profila 3 tako še vedno vidimo globlje kaotične odboje, ki proti sredini profila pojenjajo (oranžni okvir). V drugi polovici profila je radargram precej manj kaotičen, na koncu vsebuje le še manjšo anomalijo, ki je lahko posledica manjše spremembe v pod površju (modri okvir).

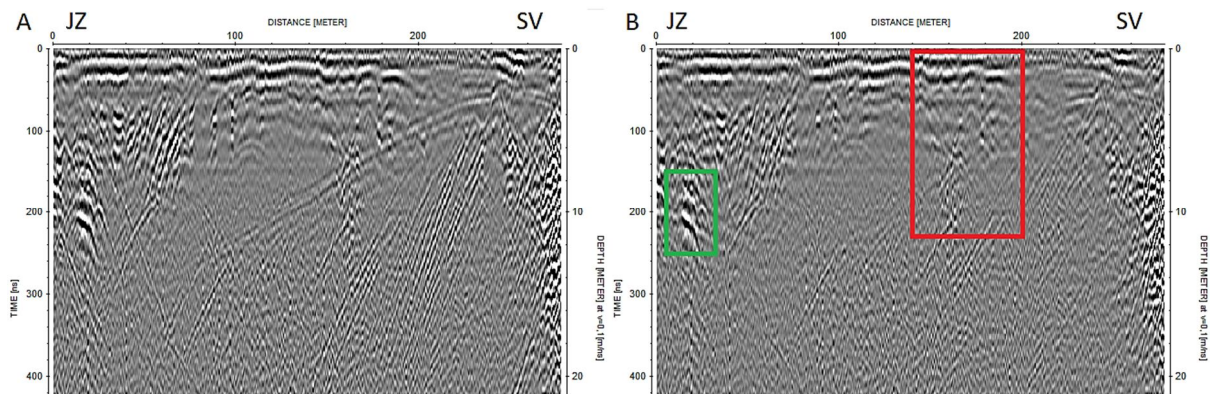


Slika 6.8: Rezultat obdelave georadarskega profila 3 prek Idrijskega preloma pred (A) in po f-k filtriranju ter dekonvoluciji (B) z označeno večjo anomalijo (rdeči okvir), kaotičnimi odboji (oranžni okvir) in manjšo anomalijo (modri okvir).

Figure 6.8: Processing results of the GPR profile 2 across the Idrija fault before (A) and after f-k filtering and deconvolution (B) with marked bigger anomaly (red frame), chaotic reflections (orange frame) and a smaller anomaly (blue frame).

Zračni odboji so bili prisotni tudi na profilu 5 (slika 6.9), saj se ta začne ob potoku pri robu gozda, konča pa pri električnem drogu. Proti koncu profila smo se vedno bolj približevali električnim žicam, zato dobimo praktično preko celotnega profila izrazit zračni odboj. Pri f-k filtriranju sem se osredotočila na odstranjevanje tega odboja in ne toliko na ostale zračne odboje na začetku profila, ki so posledica bližine dreves. Po odstranitvi je podobno kot na profilu 2 precej bolj izrazito vidna globlja anomalija na sredini profila med 140 in 200 m (rdeči okvir). Ta anomalija lahko predstavlja glavno prelomno cono Idrijskega preloma. Če pogledamo sliko 6.3, kjer na tem območju potek preloma površinsko ni viden, se položaj anomalije na radargramu lepo ujema z lokacijo, kjer trasa profila seka črtkano rdečo linijo, ki predstavlja domnevni potek preloma. S tem smo dobili potrditev, da je domnevna trasa preloma pravilna.

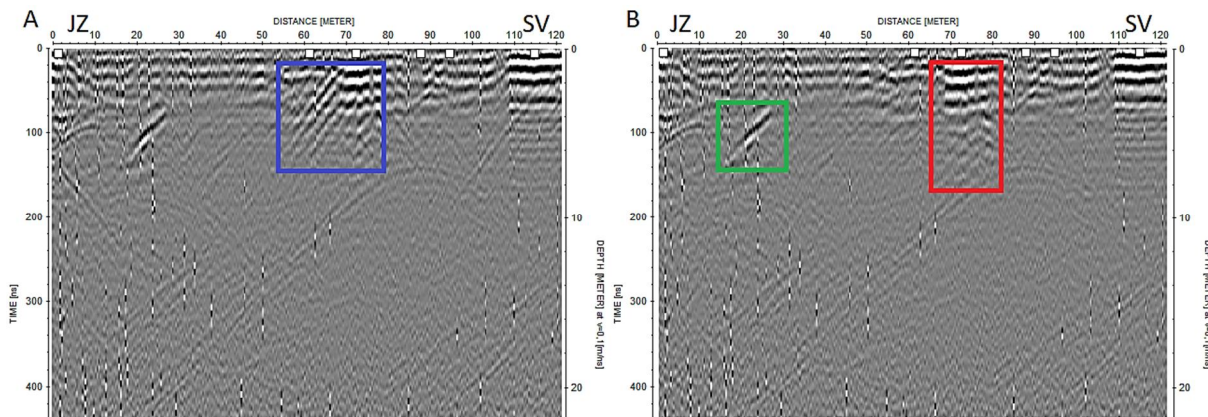
Prav tako lahko podobno kot na profilu 2 v bližini potoka na začetku profila vidimo izrazitejšo manjšo anomalijo, le da tukaj nastopa globlje, pri dvojnem času 200 ns (zeleni okvir).



Slika 6.9: Rezultat obdelave georadarskega profila 5 prek Idrijskega preloma pred (A) in po f-k filtriranju (B) z označeno večjo anomalijo (rdeči okvir) in manjšo anomalijo (zeleni okvir).

Figure 6.9: Processing results of the GPR profile 5 across the Idrija fault before (A) and after f-k filtering (B) with marked bigger anomaly (red frame) and smaller anomaly (green frame).

Naknadno je bil zaradi slabe ločljivosti profila 1 v času paleoseizmološkega izkopa vzporedno z njim posnet še profil 6 (slika 6.10), in sicer med profiloma 1 in 2. Tokrat smo se z večjo oddaljenostjo od roba gozda sicer izognili močnim zračnim odbojem zaradi dreves, ki so prekrili celoten profil 1, vseeno pa smo dobili nekaj zračnih odbojev od odloženega izkopenega materiala neposredno ob trasi profila (slika 6.11). S pomočjo f-k filtriranja pa je bilo mogoče te zračne odboje odstraniti. Na sredini profila 6 med 65 in 80 m je podobno kot na profilih 2 in 5 vidna večja anomalija, ki lahko predstavlja območje glavne prelomne cone Idrijskega preloma, na začetku profila pa pri dvojnem času 100 ns ponovno dobimo izrazito manjšo anomalijo, podobno tisti na začetku profilov 2 in 5. Profil 6 je bil zaradi podobnega prostorskega položaja primerjan še s profilom B-B' metod ERT in SRT (slika 6.13) in interpretacijo paleoseizmološkega izkopa (slika 6.14).



Slika 6.10: Rezultat obdelave georadarskega profila 6 prek Idrijskega preloma pred (A) in po f-k filtriranju (B) z označenimi zračnimi odboji (modri okvir), manjšo anomalijo (zeleni okvir) in večjo anomalijo (rdeči okvir).

Figure 6.10: Processing results of the GPR profile 6 across the Idrija fault before (A) and after f-k filtering (B) with marked air reflections (blue frame), smaller anomaly (green frame) and bigger anomaly (red frame).

Glede na to, da na vseh treh profilih dobimo večjo anomalijo ravno na območju, kjer je določen potek Idrijskega preloma, gre verjetno tu za glavno prelomno cono, odboji pa so posledica geoloških sprememb v pod površju. Manjša anomalija na JZ delih profilov 2 in 5 verjetno predstavlja manjšo geološko spremembo znotraj širše prelomne cone, kakor tudi manjša anomalija na SV koncu profila 3.

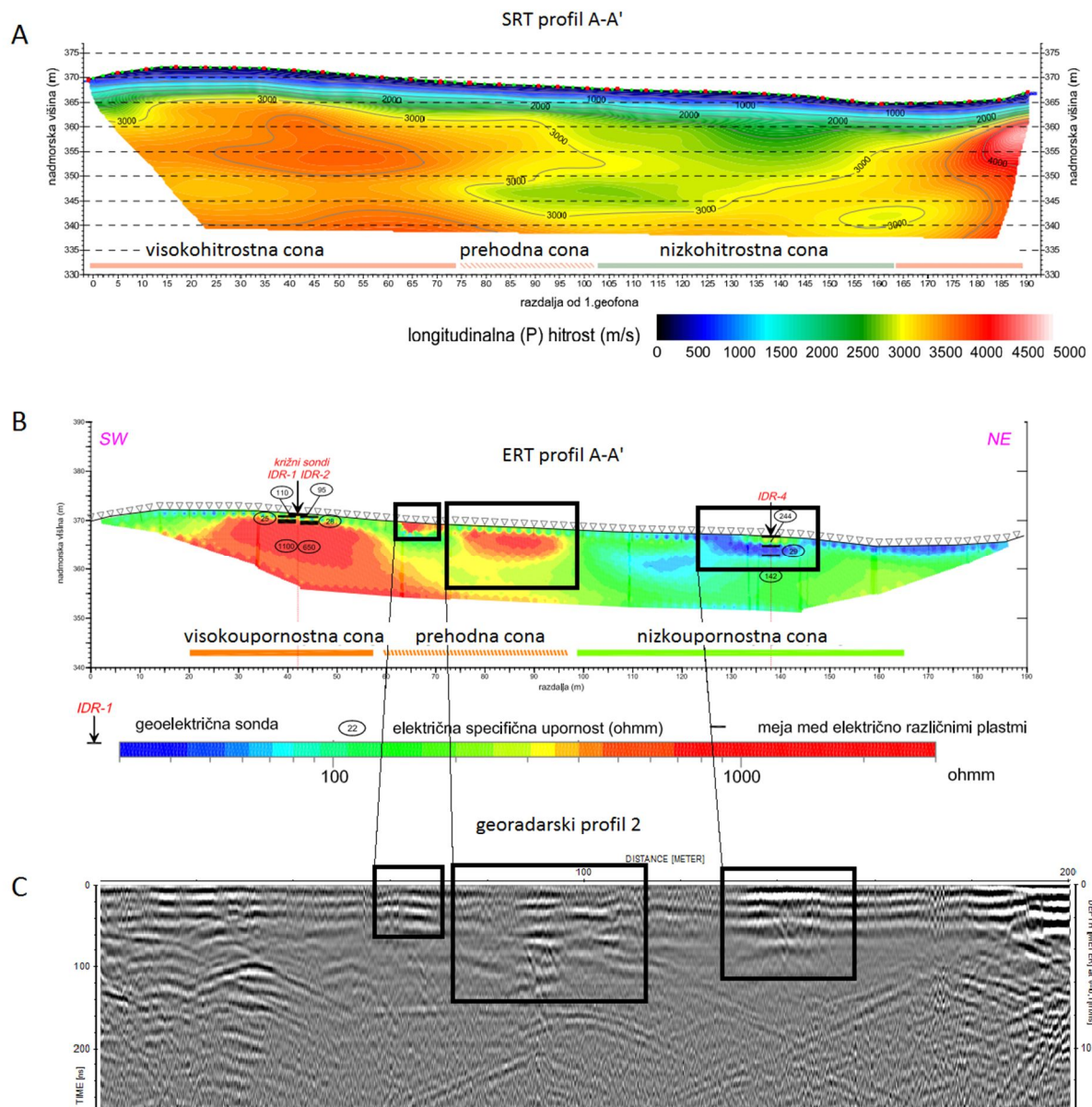


Slika 6.11: Trasa georadarskega profila 6 paleoseizmološkem izkopu je potekala mimo odkopanega materiala (modri okvir), ki je povzročil zračne odboje (po Bavec et al., 2012b).

Figure 6.11: Line of GPR profile 6 measured along the palaeoseismological trench passed the dug out material (blue frame) that caused air reflections (after Bavec et al., 2012b).

Po SRT metodi vzdolž celotnega profila A-A' (slika 6.12A) in profila B-B' (slika 6.13A) v vrhnjem delu najprej nastopa tanka nizkohitrostna plast (hitrost okoli 500 m/s), pod katero hitrost naraste nad

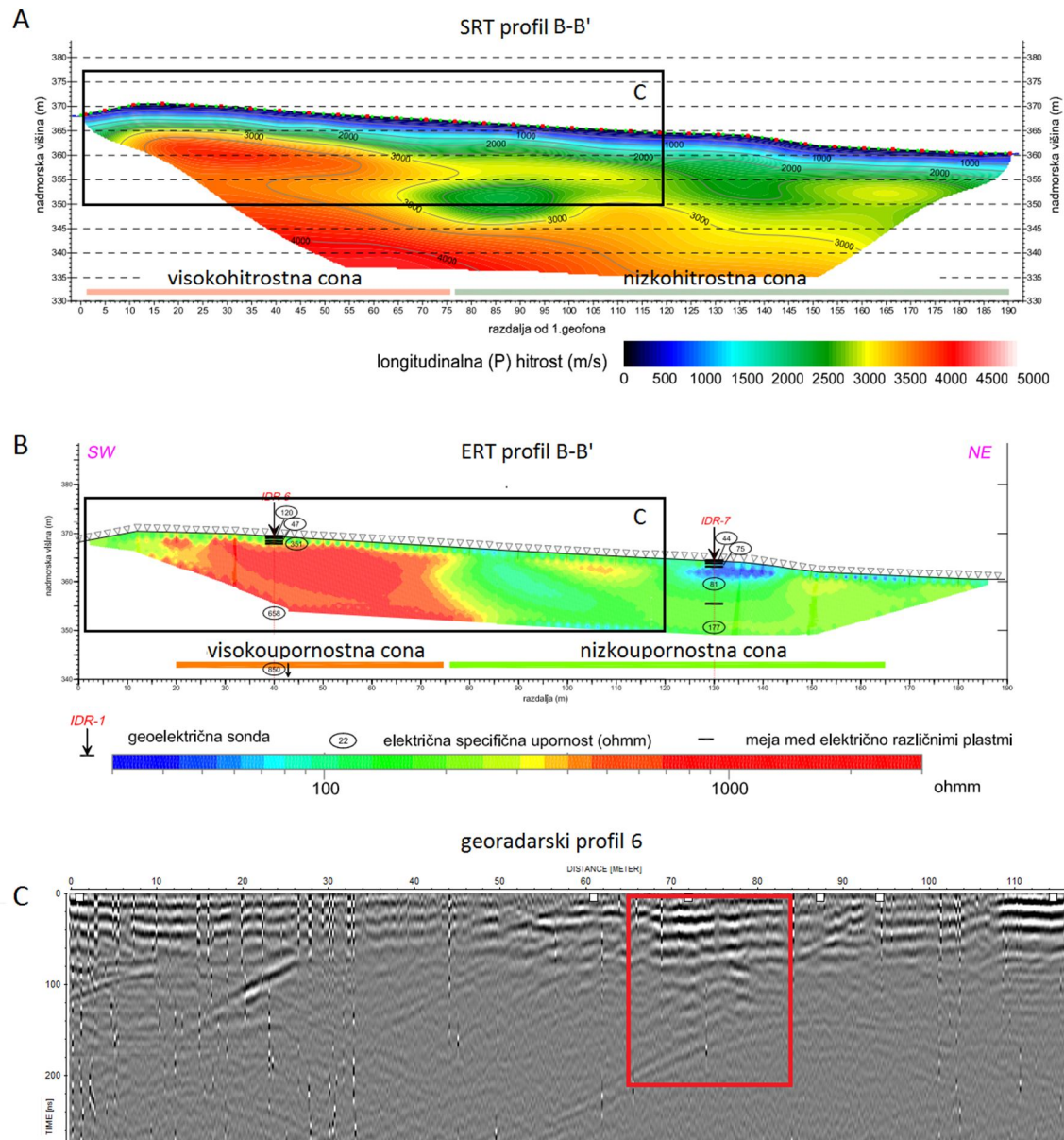
1000 m/s. Vzrok temu je lahko litološka sprememba ali pa povečana vsebnost podzemne vode. Pod tema plastema leži plast z močno povečano hitrostjo nad 3000 m/s, ki se na JZ delu profila pojavlja blizu površja (do 5 m globoko), proti SV pa se precej bolj poglobi. Ostra sprememba v globini te cone se na profilu A-A' pojavi med 80 in 100 m, na profilu B-B' pa med 70 in 80 m in bi lahko pomenila prisotnost tektonsko pretirte kamninske podlage ali pa mejo med dvema različnima litološkima podlagama. V obeh primerih gre lahko za prisotnost preloma (Stopar in Car, 2011; Bavec et al., 2012a).



Slika 6.12: Primerjava rezultatov SRT (A) in ERT (B) metod na profilu A-A' (po Stopar in Car, 2011) ter georadarskega profila 2 (C). Črni okvirji označujejo mesta treh anomalij.

Figure 6.12: Comparison of SRT (A) and ERT (B) results of profile A-A' (after Stopar in Car, 2011) and the GPR profile 2 (C). Black frames indicate the locations of three anomalies.

Električna upornost sedimentov se tako vzdolž profila A-A' (slika 6.12B) kot profila B-B' (slika 6.13B) giblje med nekaj deset Ωm do preko 1000 Ωm . Upornostna modela kažeta tri različne enote, ki se pojavljajo na obeh profilih. Prva enota predstavlja površinsko plast debeline do 2 m z nizko električno upornostjo (40-100 Ωm). Na JZ delu obeh profilov tej plasti v globino sledi debela plast z visoko električno upornostjo ($> 800 \Omega\text{m}$). SV del profilov se od te enote močno razlikuje. V njem namreč prevladujejo nizke električne upornosti (100-200 Ωm), predstavlja pa precej heterogeno enoto, saj lahko tukaj vidimo upornosti od nekaj deset Ωm do 250 Ωm . Poleg teh treh con se na profilu A-A' nahaja še četrta, in sicer heterogena enota med 60 in 95 m, v kateri pa se pojavljajo višje električni upornosti (100-800 Ωm) (Bavec et al., 2012a). Slednja je značilna za tektonsko poškodovana območja in je na sliki 6.12B označena kot prehodna cona. Anomalije z visoko upornostjo lahko kažejo na prisotnost večjih blokov, na katere je bilo območje razdeljeno s prelomi (Stopar in Car, 2011). Na istih mestih kot na ERT profilu A-A' nastopata znotraj te prehodne cone tudi anomaliji na georadarskem profilu 2. Tretja anomalija, ki že nastopa znotraj nizkoupornostne cone, pa bi lahko kazala na prisotnost glinasto-meljastih žepov (Stopar in Car, 2011). Na ERT profilu A-A' je bila glavna cona Idrijskega preloma omejena na območje med 60 in 95 m (Bavec et al., 2012a), kar se lepo ujema z georadarskimi rezultati. Meja med visokoupornostno in nizkoupornostno cono na ERT profilu B-B' pa kaže na območje glavne prelomne cone med 70 in 80 m, kar se prav tako sklada z območjem globlje anomalije na georadarskem profilu 6.

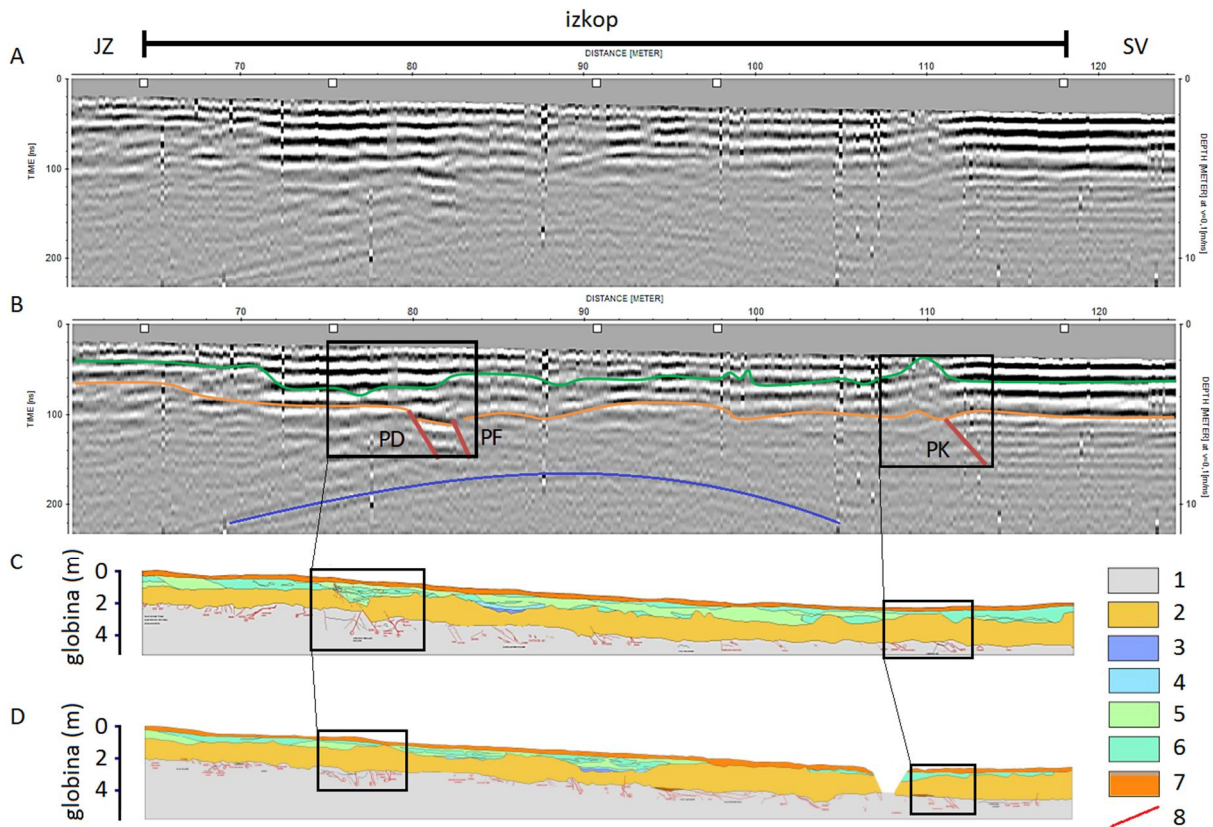


Slika 6.13: Primerjava rezultatov SRT (A) in ERT (B) metod na profilu B-B' (po Stopar in Car, 2011) ter georadarskega profila 6 (C). Rdeči okvir označuje globljo anomalijo, ki predstavlja območje glavne prelomne cone.

Figure 6.13: Comparison of SRT (A) and ERT (B) results of profile B-B' (after Stopar in Car, 2011) and the GPR profile 6 (C). Red frame marks the deep anomaly representing the area of the main fault zone.

Kot je razvidno iz primerjave SRT, ERT in georadarskih rezultatov, se ti dobro ujemajo, hkrati pa se skladajo tudi z geološkimi in geomorfološkimi opažanji, ki kažejo na prisotnost recentno aktivnega preloma. Na podlagi rezultatov SRT in ERT metod je bila lokacija paleoseizmološkega izkopa določena na območju prehodne cone, kjer pride v obeh primerih do velike spremembe geofizikalnih lastnosti. Na isti lokaciji kažejo na poglobljeno anomalijo tudi georadarski rezultati.

Na sliki 6.14 je prikazana primerjava georadarskega profila z interpretacijo paleoseizmološkega izkopa tako severnega kot tudi južnega boka. Interpretacija paleoseizmološkega izkopa je potrdila prisotnost koseizmičnih deformacij sedimentov starosti poznega holocena. Deformacije sedimentov so bile odkrite ob vsaj devetih prelomih znotraj prelomne cone (Bavec et al., 2012b, 2014). Vsi odkriti prelomi so vzdolž izkopa označeni s črkami od A do L. Vidimo lahko, da na georadarskem profilu ne dobimo tako natančne slike podpovršja, lahko pa ločimo plasti aluvialnih in koluvialnih sedimentov od spodaj ležečega glavnega sedimentacijskega telesa, ki ga gradi blokovni prod (zelena linija na sliki 6.14B), vidna pa je tudi meja s sedimentnimi kamninami podlage (oranžna linija na sliki 6.14B). Poleg tega se na georadarskem profilu vidi prisotnost treh prelomov (prelom D (PD), prelom F (PF) in prelom K (PK)). Prva dva nastopata blizu skupaj na JZ delu profila in ustrežata prelomoma, ki sta na interpretaciji S boka izkopa označena kot preloma D in F. Najbolj izrazit je prelom D (50/60), ob katerem je V blok glede na Z blok relativno spuščjen za okoli 70 cm vertikalne komponente in na S boku izkopa premika mejo s sedimentnim pokrovom (Bavec et al., 2012b). Na georadarskem profilu je viden enak vpad tega preloma, viden je tudi zamik ob njem, vendar pa zaradi omejene natančnosti georadarske metode točnega zamika ob prelomu ni mogoče določiti. Prelom F na S boku izkopa vpada za 70°. Da je strmější od preloma D, se vidi tudi na georadarskem profilu. Tretji prelom, ki nastopa na SV delu georadarskega profila, pa je viden na območju, kjer je na S boku izkopa označen prelom K (40/40-45), katerega karakterizira tektonska glina (Bavec et al., 2012b). Da ima ta prelom najmanjši vpad od vseh treh prelomov je razvidno tudi iz radargrama.



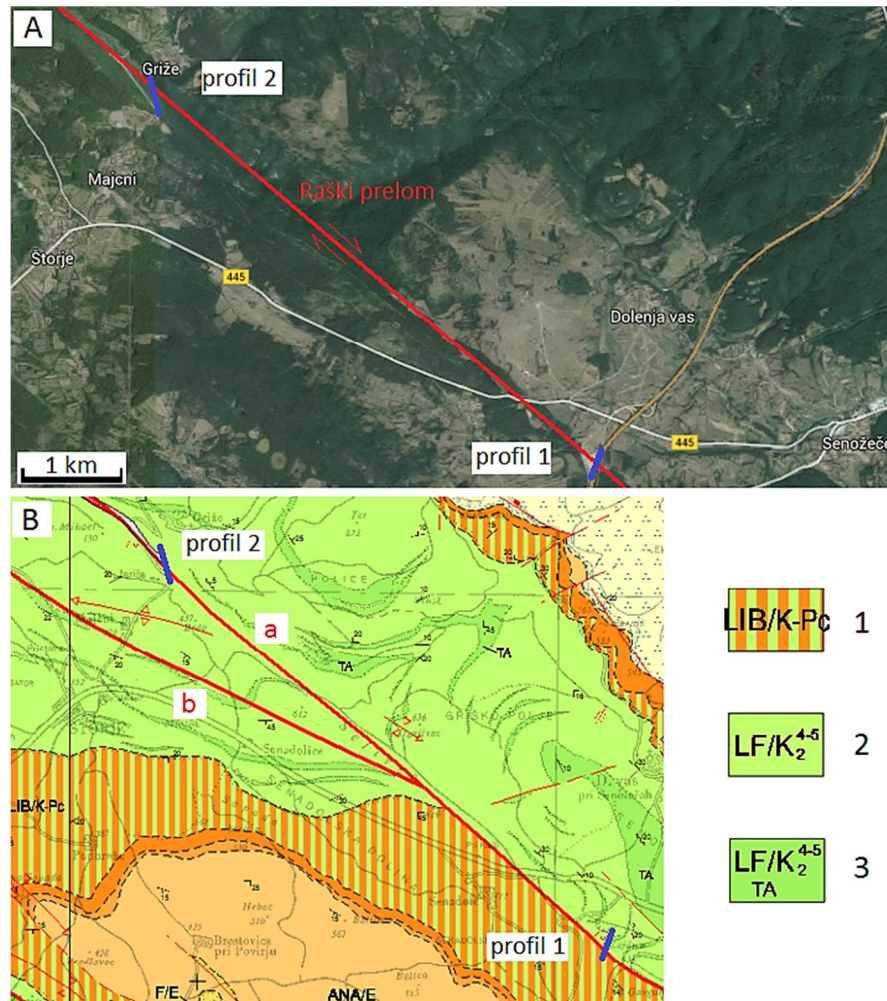
Slika 6.14: Primerjava topografsko korigiranega georadarskega profila 6 z interpretacijo paleoseizmološkega izkopa. A – profil 6; B – interpretacija profila 6 (modra krivulja predstavlja zračni odboj, zelena in oranžna linija pa meje med plastmi; PD – prelom D; PF – prelom F, PK – prelom K); C – interpretacija severnega boka izkopa; D – interpretacija južnega boka izkopa; 1 – sedimentne kamnine podlage; 2 – glavno sedimentacijsko telo (blokovni prod); 3, 4 – zapolnitve najnižjih delov depresij (prod, mulj); 5, 6 – aluvialni in koluvialni sedimenti (grušč, prod); 7 – tla; 8 – prelom (po Bavec et al., 2012b).

Figure 6.14: Comparison of topographically corrected GPR profile 6 with the palaeoseismological trench interpretation. A – profile 6; B – interpretation of profile 6 (blue curve indicates an air reflection while the orange and the green line mark boundaries between layers; PD – fault D; PF – fault F, PK – fault K); C – interpretation of the north part of the trench; D – interpretation of the south part of the trench; 1 – sedimentary bedrock; 2 – main sedimentary body (bouldery gravel); 3,4 – lowest depression fills (pebbels, silt); 5, 6 – alluvial and colluvial sediments (gravel, pebbels); 7 – soil; 8 – fault (after Bavec et al., 2012b).

Z interpretacijo paleoseizmološkega izkopa so Bavec et al. (2012b) ugotovili nedvoumne indikatorje koseizmičnih premikov, in sicer ravno na območju, kjer je vidna največja anomalija na georadarskem profilu, nad prelomoma D in F. Tu deformirani sedimenti koluvija kažejo na deformacije ob preteklih potresih. Prevladujoči del opazovanih deformacij se je zgodil med odlaganjem diamiktnege proda ter pred odložitvijo zgoraj ležečih aluvialno-koluvialnih sedimentov, ki so starejši od nastalih deformacij. Na podlagi rezultatov radiokarbonskega datiranja ter zgodovinskih podatkov naj bi deformacije nastale v času enega ali morda dveh posameznih potresov, največji del deformacij pa je leta 1511 povzročil idrijski potres (Bavec et al., 2014).

6.1.3 Raški prelom

V sklopu georadarskih raziskav Raškega preloma smo posneli dva profila na dveh različnih lokacijah (modri liniji na sliki 6.15). V primeru obeh lokacij je potek preloma znan, zato smo v okviru druge faze raziskav z nizkofrekvenčnim georadarjem tu izvedli testiranje oz. umerjanje metode v znanih okoliščinah. Prvi profil je bil posnet vzdolž cestnega useka pri izvozu Senožee ob avtocesti A1 (Ljubljana - Koper), kjer je v hribini razkrita prelomna cona in je bila zato mogoča neposredna primerjava georadarskih rezultatov z vidnimi tektonskimi pojavi v brežini. Na drugi lokaciji smo posneli profil iz doline reke Raše navzgor po pohodni poti Raša do ceste, ki povezuje Majcne in Griže. Zanimalo nas je predvsem, kako se na radargramih kaže prisotnost širše prelomne cone, kjer nastopa kamnina, ki je ponekod manj, drugod pa bolj tektonsko pretrta, saj so razmeroma široke prelomne cone v Sloveniji pogoste. Želeli smo torej preveriti, ali je na podlagi georadarskih rezultatov mogoče določiti območje glavne prelomne cone ter s tem morebiti natančneje določiti potek drugih, še ne znanih tras prelomov.



Slika 6.15: A – satelitska slika lokacij georadarskih profilov, ki prečkata Raški prelom (modri liniji); B – geološka karta območja z vrisanimi lokacijama georadarskih profilov (modri liniji), Raškim prelomom (a) in Tomačevskim prelomom (b). 1 – apnenec, laporast apnenec in apnenčeva breča (Liburnijska formacija); 2 – debeloplastnati in masivni apnenec z rudistnimi biostromami (Lipiška formacija); 3 – ploščasti in laminirani apnenec z rožencem (Lipiška formacija, Tomajski apnenec) (Jurkovšek, 2013).

Figure 6.15: A – satellite image of GPR profile locations crossing the Raša fault (blue lines); B – geological map of the area with marked GPR profiles (blue lines), the Raša fault (a) and the Tomačevica fault (b). 1 – limestone, marly limestone and limestone breccia (Liburnian formation); 2 – thickbedded and massive limestone with rudist biostromes (Lipica formation); 3 – platy and laminated limestone with chert (Lipica formation, Tomaj limestone) (Jurkovšek, 2013).

Med snemanjem profila 1 je bilo uporabljeno proženje signalov z vrstico s korakom 0,2 m, v primeru profila 2 pa časovno proženje signalov s korakom 0,2 s.

6.1.3.1 Obdelava radargramov

Obdelava radargramov obeh profilov je potekala v programu Reflexw verzije 6.0.5 z enakim zaporedjem postopkov kot pri radargramih posnetih na Idrijskem prelomu (slika 6.4). Ker pa območja, kjer smo posneli georadarska profila preko Raškega preloma, gradijo apnenci, nad katerim ni sedimentnega pokrova z drobnozrnato frakcijo, je bilo dušenje signala precej manjše kot v primeru Idrijskega preloma (slika 6.16). Posledično smo dobili večji globinski doseg kot v okolici Srednje Kanomlje.



Slika 6.16: Lokaciji georadarskih profilov preko Raškega preloma. A – profil 1 ob cestnem useku (slikano proti SV); B – profil 2 po pohodni poti Raša (slikano proti JV).

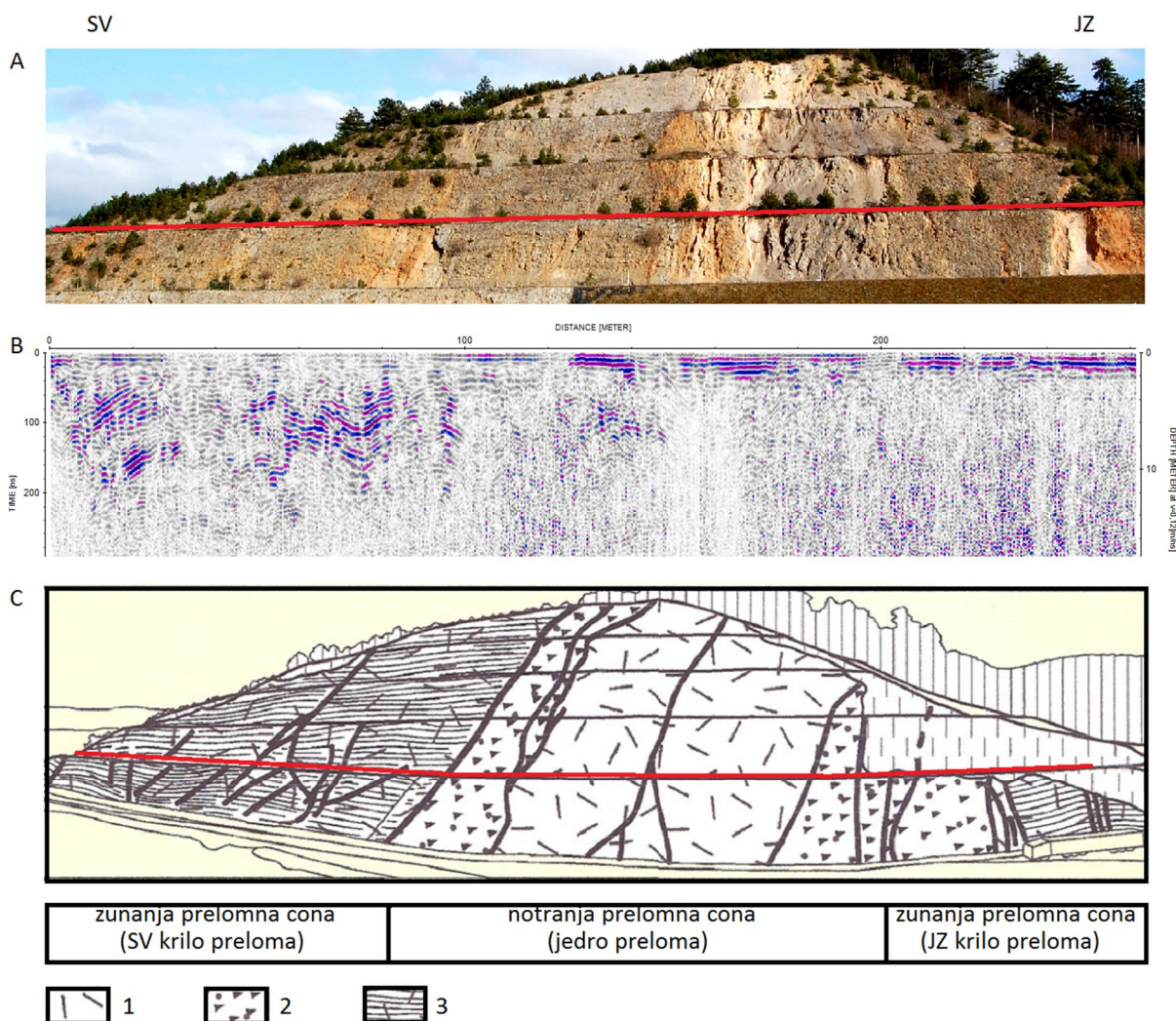
Figure 6.16: Locations of GPR profiles across the Raša fault. A – profile 1 along the road cutting (photo in the NE direction); B – profile 2 along the Raša walking trail (photo in the SE direction).

Zaradi večjega globinskega dosega sem pri postopku odstranjevanja zamika signala uporabila interval večjega dvojnega časa kot v primeru Idrijskega preloma, in sicer 700-900 ns. Razlikovala se je tudi vrednost, na katero je bil prestavljen ničelni čas. Na lokaciji prvega profila (cestni usek) je bil le-ta prestavljen na 46,5 ns, v primeru drugega profila (pohodna pot Raša) pa na 45,5 ns. Ostali parametri postopkov so bili enaki kot pri obdelavi profilov, posnetih preko Idrijskega preloma. Po zaključeni osnovni obdelavi ni bilo potrebe po naprednih postopkih, saj so okoliščine omogočale zajetje podatkov brez motečih šumov iz okolice. V primeru profila 2 sem za izboljšanje slike radargrama po končanem pasovno prepustnem filtriranju uporabila še postopek odstranjevanja povprečja signalov, saj se na začetku profila na območju med 80 in 500 ns pojavljajo izraziti horizontalni pasovi, ki ne prikazujejo dejanskega stanja podpovršja, ampak so posledica večkratnih odbojev med snemanjem (slika 6.18A). Čeprav smo se za razliko od profila 1 pri snemanju profila 2 vzpenjali po poti navzgor in zato profil ni bil horizontalen, radargram ni bil topografsko korigiran, saj za potrebe raziskave to ni bilo potrebno.

Na profilu 2 je bilo mogoče s pomočjo prileganja difrakcijske hiperbole določiti hitrost potovanja signalov v apnencu (slika 6.18B), ki znaša 0,12 m/ns, kar ustreza dielektrični konstanti materiala $\epsilon = 6$.

6.1.3.2 Rezultati in diskusija

Rezultat profila 1 in primerjava s skico in fotografijo cestnega useka je prikazan na sliki 6.17. Vidimo lahko, da smo z georadarskim profilom zajeli celotno notranjo prelomno cono, na vsaki strani le-te pa še zunanjo prelomno cono Raškega preloma. SV krilo Raškega preloma gradi zgornjekredni plastovit apnenec Lipiške formacije, medtem ko je JZ krilo preloma sestavljeno iz plastovitega apnenca Liburnijske formacije na meji med kredo in terciarjem (slika 6.15B). Na radargramu apnencev teh dveh formacij seveda ne moremo ločiti, saj gre za kamnini z bolj ali manj enakimi elektromagnetnimi lastnostmi. Lahko pa ločimo območja z bolj in manj pretro kamnino in s tem glavno prelomno cono. Tako na mestu, kjer na skici C vidimo jedro preloma, na radargramu zaradi visokega dušenja ne dobimo nobenih odbojev. Takšna območja, kjer nastopajo drobnozrnati sedimenti, na profilih ustvarijo cone z nizko jakostjo odbojev (Carriere et al., 2013). Na tej primerjavi lahko lepo vidimo, da se te cone pojavljajo ravno na mestih, kjer nastopajo prelomi in je kamnina tektonsko najbolj porušena. Prisotnost drobnozrnatega sedimenta na mestih največje tektonske pretrtosti je vidna tudi v brežini na sliki 6.17A. Kjer v hribini plasti apnenca niso vidne oz. so zabrisane, tudi na radargramu ne dobimo nobenih reflektorjev, saj je kamnina preveč porušena (JZ krilo preloma). Na območju, kjer pa so v brežini plasti apnenca vidne, se le-te v obliki zveznih reflektorjev vidijo tudi na radargramu (SV krilo preloma). Samo jedro preloma oz. notranja prelomna cona na radargramu izrazito izstopa v obliki dveh vertikalnih pasov brez odbojev na mestih, kjer je kamnina popolnoma zmlata.

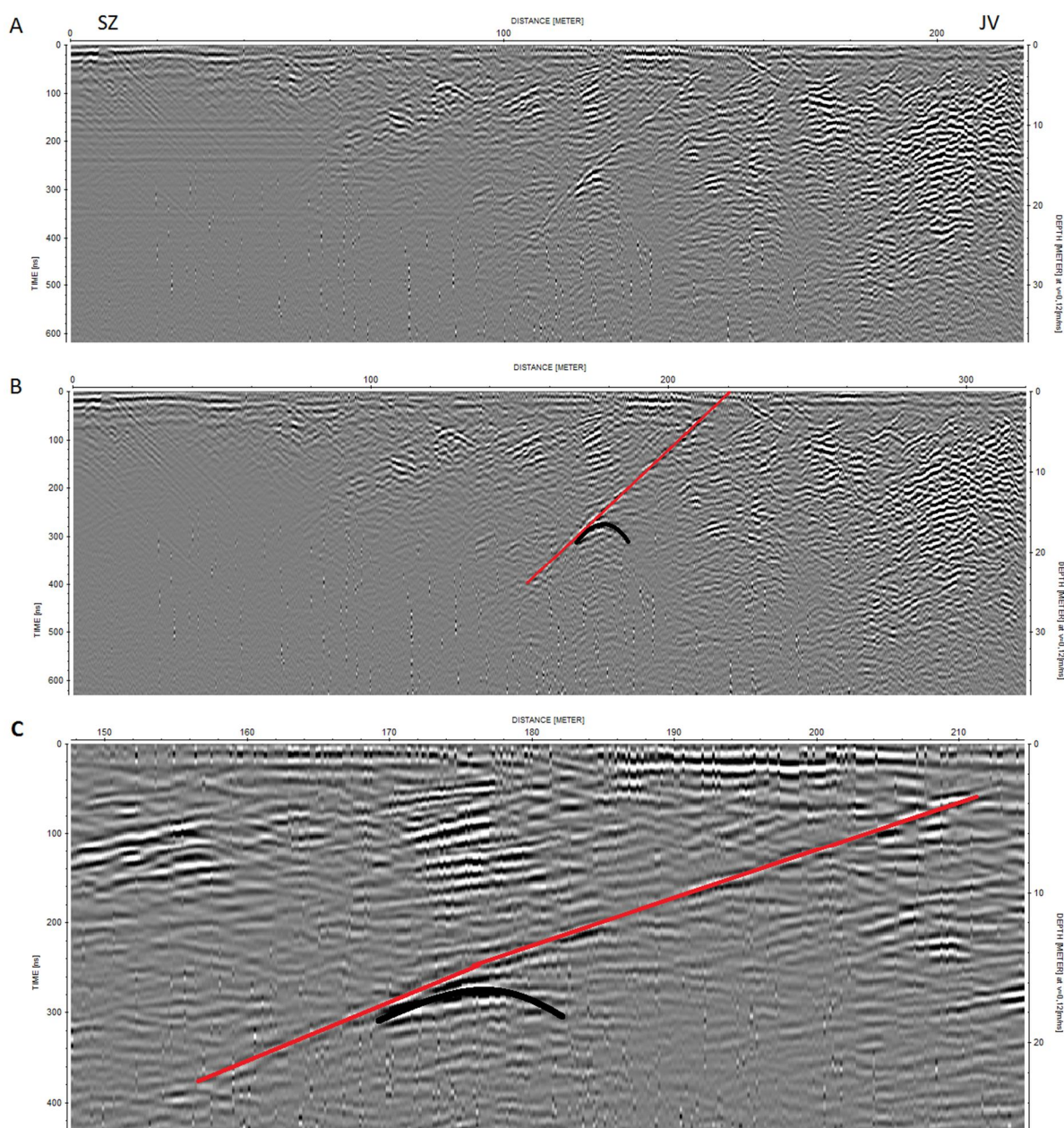


Slika 6.17: A – fotografija brežine cestnega useka z označeno traso profila 1 (rdeča linija); B – georadarski profil 1; C – skica prelomne cone Raškega preloma z označeno traso profila 1 (rdeča linija); 1 – porušena kamnina z zabrisanimi plastmi; 2 – zmleta kamnina; 3 – pretrta kamnina z vidnimi plastmi (ZRSVN, 2015).

Figure 6.17: A – photo of the road cutting slope with marked trace of profile 1 (red line); B – GPR profile; C – sketch of the Raša fault zone with marked trace of profile 1 (red line); 1 – destructed rock, bedding is not visible; 2 – crushed rock; 3 – fractured rock, bedding is visible (ZRSVN, 2015).

Podoben rezultat smo dobili tudi na profilu 2 (slika 6.18). V tem primeru smo se s snemanjem profila oddaljevali od notranje prelomne cone proti JV, nismo pa zajeli zunanje prelomne cone na SZ strani. Na tej lokaciji smo prečkali Raško prelomno cono pod manjšim kotom kot s profilom 1, kjer smo jo prečkali pod bolj ali manj pravim kotom. Posledično imamo na profilu 2 daljše območje brez odbojev, ki predstavlja pretrto kamnino v notranji prelomni coni (prva tretjina radargrama). Z oddaljevanjem od jedra preloma smo postopoma začeli prehajati v zunanjo prelomno cono z vedno manj pretrto kamnino. S premikanjem po pohodni poti navzgor smo namreč iz območja, kjer je bilo videti le posamezne kose apnenca (slika 6.16B), postopno prehajali na območje, kjer je bil apnenec prisoten v

vedno večjih kosih in blokih, dokler ni gradil celotne površine tal. Tako se tudi vzdolž radargrama začnejo postopoma pojavljati odboji od diskontinuitet znotraj kompaktnejše kamnine. Še posebej dobro je izražena diskontinuiteta, ki je na sliki 6.18B označena z rdečo linijo. Glede na to, da na globini približno 16 m difrakcijska hiperbola verjetno kaže na prisotnost kraške kaverne, bi tu lahko šlo za kraške procese zaradi izpiranja vode vzdolž razširjene razpoke v apnencu. Tu je potrebno opozoriti, da je merilo radargrama precej bolj poudarjeno v globino, torej to ni dejanska slika podpovršja. Na sliki 6.18C je zato v merilu 1:1 prikazan le tisti del radargrama, kjer nastopa diskontinuiteta. Še vedno pa tu ne gre za dejanski navidezni vpad diskontinuitete, saj profil 2 ni bil posnet po horizontalnih tleh, ampak po hribu navzgor, zato je vpad označene diskontinuitete v resnici nekoliko strmejši. Ker pri določevanju koordinat začetne in končne točke profila z koordinate niso bile določene z dovolj dobro natančnostjo, topografske korekcije ni bilo mogoče izvesti. Poleg tega pa bi za določitev dejanskega navideznega vpada bilo potrebno izvesti še postopek migracije.



Slika 6.18: Rezultat georadarskega profila 2 preko Raške prelomne cone. A – pred odstranitvijo povprečja signala; B – po odstranitvi povprečja signala z označeno diskontinuiteto (rdeča linija) in difrakcijsko hiperbolo (črna krivulja); C – območje radargrama z diskontinuiteto (rdeča linija) in difrakcijsko hiperbolo (črna krivulja) v merilu 1:1.

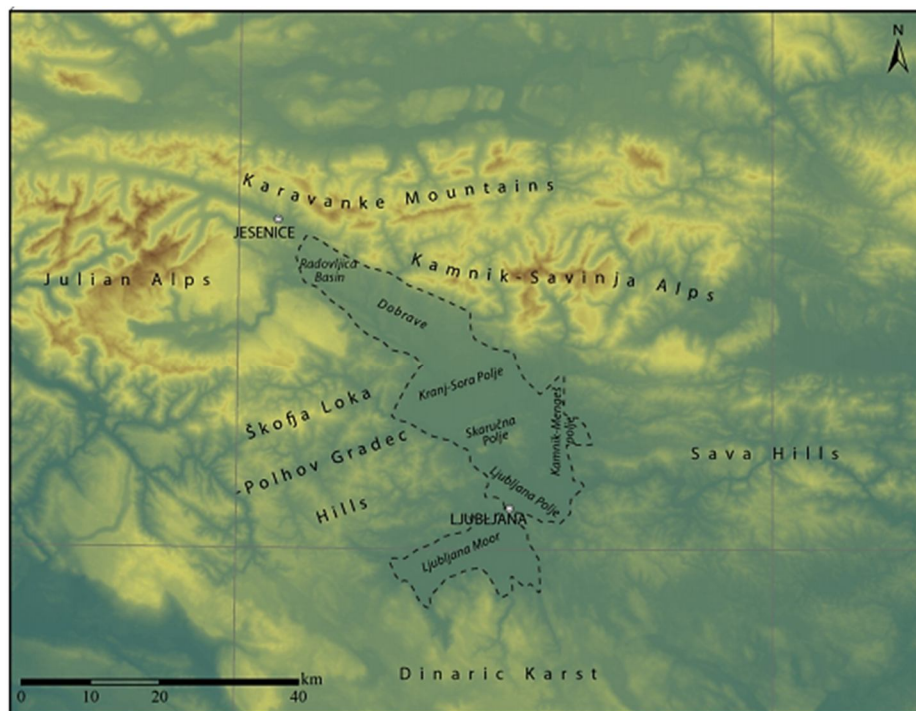
Figure 6.18: Result of GPR profile 2 across the Raša fault zone. A – before subtracting average; B – after subtracting average with marked discontinuity (red line) and diffraction hyperbola (black curve); C – area of the radargram containing the discontinuity (red line) and diffraction hyperbola (black curve) in scale 1:1.

Z georadarskimi meritvami smo na območju znanega poteka Raškega preloma oz. njegove širše prelomne cone dobili zelo dobre rezultate. Pokazali so predvsem zelo dobro korelacijo z znanimi in na terenu vidnimi lastnostmi pod površja, prav tako pa so nam bili v pomoč pri kasnejših raziskavah tektonskih pojavov tudi na drugih lokacijah. Pridobljene informacije so nam zelo koristile npr. pri

interpretaciji radargramov, posnetih v kamnolomu Črnotiče (poglavje 7.1), kjer je prav tako nastopal apnenec z bolj ali manj pretrtimi conami in subvertikalnimi območji drobnozrnatega sedimenta, bogatega z glineno frakcijo.

6.2 Raziskave prelomov v Ljubljanski kotlini

Ljubljanska kotlina (v širšem pomenu) se nahaja v osrednjem delu Slovenije na prehodu med Alpami na S-SZ in Dinaridi na J-JV. V geografskem smislu je kotlina obdana s Karavankami in Kamniško-Savinjskimi Alpami na S, z Julijskimi Alpami na SZ, s Škofjeloškim in Polhograjskih hribovjem na Z, Posavskim hribovjem na V ter z Dinarskim krasom na J (slika 6.19). Razteza se približno 55 km v dolžino in je na svojem najširšem delu široka okoli 30 km, sestavljena pa je iz več manjših sedimentacijskih podenot, ki si sledijo od S proti J: Radovljiška kotlina, Dobrave, Kranjsko-Sorško polje, Skaručensko polje, Kamniško-Mengeško polje, Ljubljansko polje in Ljubljansko barje (slika 6.19). V ožjem pomenu se ime Ljubljanska kotlina uporablja za območje z nizkim reliefom, ki ne vključuje Ljubljanskega barja (Jamšek Rupnik, 2013).



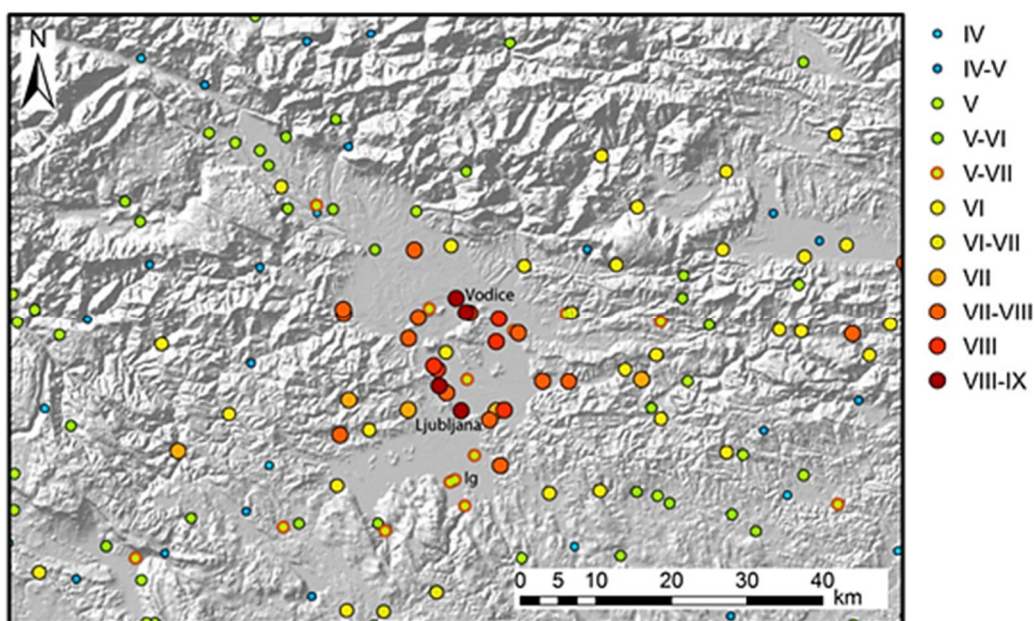
Slika 6.19: Geografski položaj Ljubljanske kotline in njenih podenot (Jamšek Rupnik, 2013).

Figure 6.19: Geographic position of the Ljubljana basin and its sub-units (Jamšek Rupnik, 2013).

V geotektonskem smislu pripada Ljubljanska kotlina SV delu Jadransko-Evropskega konvergentnega roba in leži na stiku dveh tektonskih enot – Južnih Alp na S in Zunanjih Dinaridov na J (slika 4.1).

Kamninska podlaga in obrobje kotline sta sestavljena iz pretežno klastičnih kamnin karbonsko-permske starosti, pretežno karbonatnih kamnin mezozojske starosti, večinoma klastičnih oligocenskih in miocenskih plasti, kotlina pa je zapolnjena s kvartarnimi sedimenti (Buser, 2009).

Poznavanje seizmotektonike Ljubljanske kotline je pri ocenjevanju potresne nevarnosti in ogroženosti izredno pomembno, saj predstavlja najbolj gosto naseljeno območje Slovenije. Kljub temu, da je v zadnjih 100 letih zaradi seizmične dejavnosti na tem območju nastalo povprečno 2,6 potresov na leto z magnitudo med 3,0 in 4,0 (Živčič, 2009), ostaja med vsemi možnimi naravnimi nesrečami tega območja potresna nevarnost med najmanj raziskanimi. K večji potresni nevarnosti prispevajo tudi nekonsolidirani kvartarni nanosi debeline do 270 m, ki zapolnjujejo kotlino, saj lahko učinke potresov še povečajo (Gosar et al., 2010). Največji zabeležen potres tega območja in hkrati eden večjih na slovenskih tleh je bil t.i. Veliki ljubljanski potres leta 1895 z magnitudo 6,1 (Ribarič, 1982), za katerega pa še vedno ni znano, ob katerem prelomu je nastal. Eden izmed možnih prelomov, ob katerem bi lahko nastal ljubljanski potres, je Vodiški prelom. Slika 6.20 prikazuje intenzitete tega potresa po lestvici EMS, kjer je razvidno, da je bila intenziteta potresa največja na območjih središča Ljubljane, Dravelj, Vodice in Utika.



Slika 6.20: Intenzitete Ljubljanskega potresa leta 1895 po EMS-98. Vrednosti V-VII predstavljajo podatke, kjer je bila prijavljena škoda, vendar stopnjo škode ni bilo mogoče oceniti (Jamšek Rupnik, 2013).

Figure 6.20: Intensities of the Ljubljana earthquake in 1895 EMS-98. Values V-VII represent the data where damage was reported, however the degree of damage was impossible to estimate (Jamšek Rupnik, 2013).

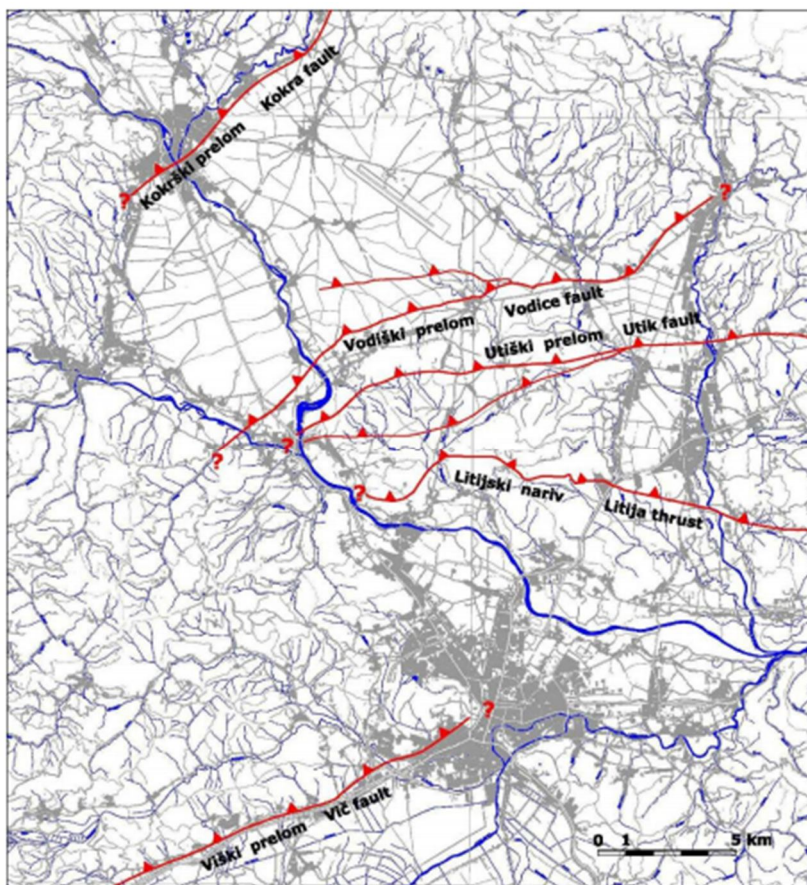
Na tako urbanih in gosto poseljenih območjih, kot je Ljubljana z okolico, lahko potresi predstavljajo visoko ogroženost tako za prebivalce kot tudi za infrastrukturo. Raziskave aktivne tektonike tega

območja so zato prvi korak na poti do zmanjševanja potresne ogroženosti ter s tem boljše zaščite živiljenj in zmanjšanja gospodarske škode v primeru potresa (Jamšek Rupnik, 2013).

6.2.1 Geologija in tektonika območja

Ljubljansko kotlino zapolnjuje do 270 m odloženega rečnega in jezerskega kvartarnega sedimenta, ki skupaj z oligocenskimi in miocenskimi plastmi predstavlja do 2700 m debelo sedimentacijsko zapolnitev na spodaj ležeči paleozojsko-mezozojski podlagi (Car, 1991).

Zaradi vedno večje potrebe po poznavanju aktivne tektonike tega območja se vedno več raziskav osredotoča na strukturo kotline in raziskovanje aktivnih deformacij. Tako je bilo do danes predlaganih več strukturnih modelov Ljubljanske kotline (Vrabec, 2001; Vrabec in Fodor, 2006; Bavec et al., 2003; Rižnar, 2003, 2009; Verbič, 2006), ki jih podrobneje opisuje Jamšek Rupnik (2013). Modeli se med sabo precej razlikujejo in nekateri tudi kinematsko nasprotujejo. Najnovejši Verbičev model (Verbič, 2006) temelji na podlagi študije kvartarnih površin, tal in sedimentov ter predlaga, da so glavne aktivne strukture Ljubljanske kotline reverzni prelomi v smeri VSV-ZJZ z vpadom proti S. Med te prelome spadajo Kokrški, Vodiški, Utiški in Viški reverzni prelom (slika 6.21). Verbič (2006) domneva, da je v kvartarju aktiven tudi prelom med Šmarno Goro in Rašico, ki pripada Litijskemu narivu.



Slika 6.21: Opredeljeni in predvidevani kvartarni aktivni prelomi Ljubljanske kotline (Verbič, 2006).

Figure 6.21: Determined and inferred Quaternary active faults of the Ljubljana Basin (Verbič, 2006).

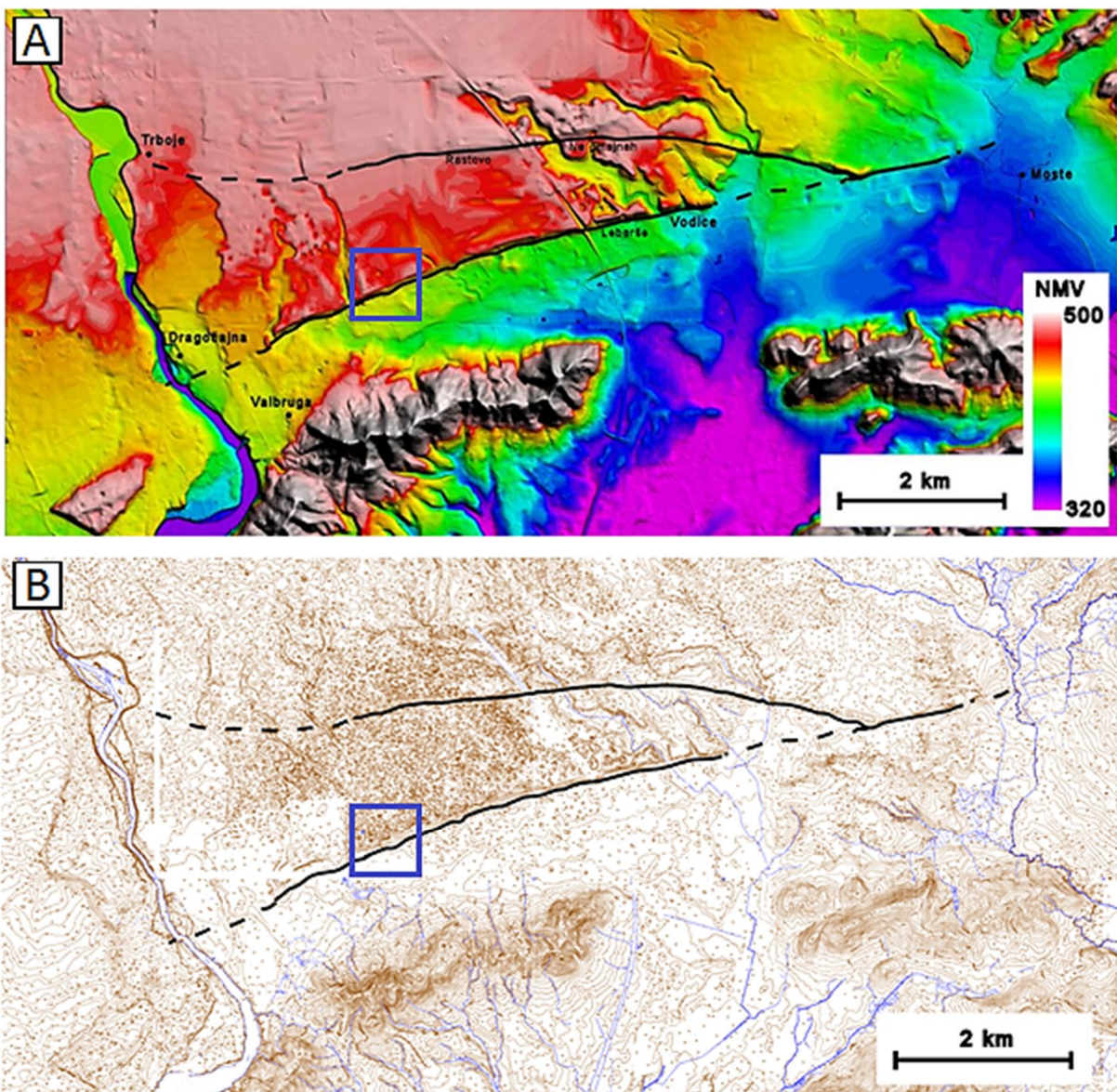
Model aktivnih reverzних prelomov znotraj Ljubljanske kotline, ki ga predlaga Verbič (2006), je glede na trenutno stanje napetosti in potresne dejavnosti sicer možen, ne razloži pa nastanka zmičnih aktivnih prelomov na obrobjih kotline (Jamšek Rupnik, 2013). Za boljše poznavanje aktivne tektonike tega območja so bile kot novost v slovenski znanosti opravljene tektonsko-geomorfološke raziskave (Jamšek Rupnik, 2013).

6.2.2 Vodiški prelom

Eno najzanimivejših geoloških in geomorfoloških vprašanj na območju Ljubljanske kotline je zagotovo domnevno aktivni reverzni Vodiški prelom. Nahaja se le 15 km S od Ljubljane, zato predstavlja veliko tveganje za prebivalstvo, infrastrukturo in gospodarstvo tega gosto naseljenega območja. Na površju je viden v obliki dveh topografskih stopenj (slika 6.22), za katere so v preteklosti obstajale različne razlage. Žlebnik (1971) jih je interpretiral kot rečni ježi, kasneje jih je Vrabc (2001) pripisal normalnemu prelomu, nazadnje pa jih je Verbič (2006) označil kot posledico reverznega preloma. Za potrebe ocene potresne nevarnosti območja je zelo pomembno, katera od interpretacij je

pravilna (Jamšek Rupnik, 2013), zato so bile za boljše poznavanje poznokvartarne aktivnosti in z njo povezanega potresnega potenciala Vodiškega preloma izvedene tektonsko-geomorfološke, geofizikalne in paleoseizmološke raziskave.

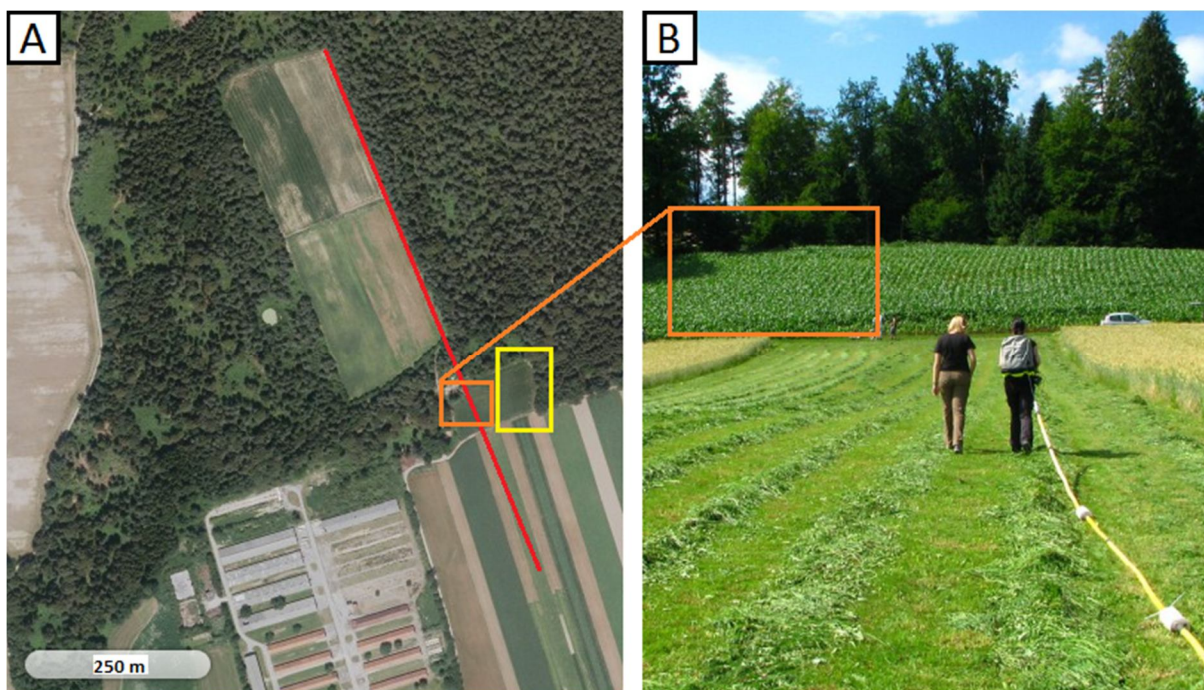
Topografski stopnji Vodiškega preloma potekata v smeri ZJZ-VSV in sta dolgi 6 do 11 km. Vidni sta na območju med reko Savo na Z in reko Pšato na V, njuna trasa pa je prvokotna na struge teh dveh rek. Višina obeh stopenj se giblje med 3 in 25 m, najvišji sta v osrednjem delu. Južna stopnja ima razpon med 5 in 25 m, medtem ko se višina severne stopnje giblje med 3 in 18 m (Jamšek Rupnik, 2013).



Slika 6.22: Območje Vodiškega preloma z vidnimi deformacijami in označenim potekom S in J topografske stopnje preloma. A – digitalni model reliefa (barvna skala prikazuje nadmorske višine in ni linearna); B – topografska karta (Bavec et al., 2010). Modri okvir predstavlja lokacijo slike 6.23A.

Figure 6.22: Area of the Vodice fault showing clear deformations with marked N and S fault scarps. A – digital elevation model (colour scale corresponds to metres a.s.l. and is not linear); B – topographic map (Bavec et al., 2010). Blue frame indicates the location of Figure 6.23A.

Za uspešne paleoseizmološke raziskave, ki lahko podajo pomembne podatke o preteklih tektonskih in seizmičnih dogodkih, je ključnega pomena izbira prave lokacije za izkop. V ta namen smo posneli testni georadarski profil na območju južne topografske stopnje Vodiškega preloma v okolici Hraše (slika 6.23A). Profil je bil v smeri od J proti S posnet sprva po ravnini, nato se po koruznem polju dvigne prek topografske stopnje (slika 6.23B), nadaljuje pa se po meji med gozdom na desni in travnikom na levi strani. Trasa je bila za potrebe topografske korekcije zakoličena na razdalji 50 m. Na zakoličenih točkah se bile posnete GPS koordinate, ki so pomagale pri umerjanju dolžine profila in pri določevanju višinskih razlik na trasi. Zakoličene točke so bile med snemanjem profila označene tudi na radargramu z uporabo markerjev. Ker je bilo merjenje izvedeno s časovnim sprožanjem signalov z intervalom 0,2 s, pri čemer je težko ohranjati enakomerno hitrost gibanja, je sovpadanje razdalje med količki na trasi in markerji na radargramu ključno za pravilno interpretacijo rezultatov.

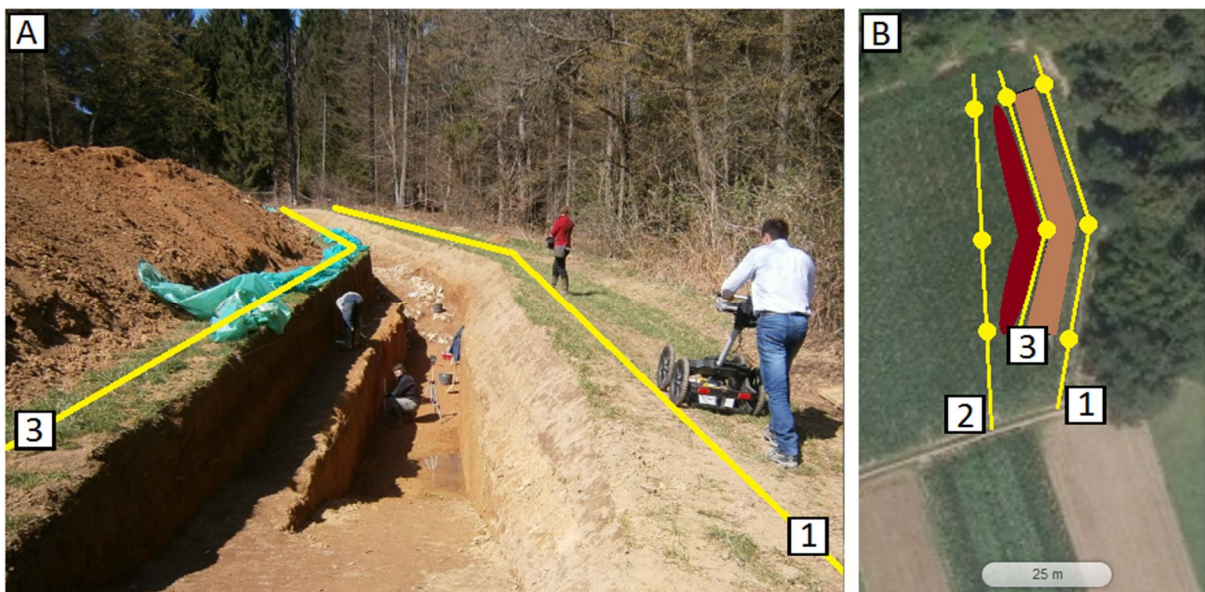


Slika 6.23: A – trasa testnega georadarskega profila za določitev lokacije paleoseizmološkega izkopa Hraše (rdeča linija, položaj označen na sliki 6.22), rumeni okvir označuje lokacijo slike 6.24B); B – snemanje profila skozi koruzno polje na južni topografski stopnji preloma (oranžni okvir).

Figure 6.23: A – line of test GPR profile for determining the location of the Hraše palaeoseismological trench (red line, position indicated in Figure 6.22), yellow frame indicates the location of Figure 6.24B; B – recording the profile through the corn field on the south fault scarp (orange frame).

Na podlagi rezultatov testnega profila (slika 6.26) je bila določena lokacija paleoseizmološkega izkopa. V času, ko je bil izkop odprt, smo na tem območju izmerili še tri dodatne georadarske profile,

pri katerih smo poleg nezaščitene 50 MHz RTA antene uporabili še zaščiteni visokofrekvenčni 250 in 500 MHz anteni. To opremo smo si izposodili za dotične raziskave pri podjetju Vitrum laser inženiring d.o.o., ki prav tako uporablja opremo švedskega podjetja Malå, in sicer voziček z merilnim kolesom modela RAMAC X3M ter monitor XV10 (slika 6.24A). Pri posnetih profilih količenje ni bilo izvedeno, med snemanjem pa je bil na radargramih z markerji označen začetek, lom in konec izkopa, kar nam je omogočilo umestitev profilov v prostor. Merjenje s 50 MHz anteno je potekalo s časovnim proženjem signalov v intervalu 0,2 s, pri merjenju z višjefrekvenčnima antenama pa so se signali sprožali s pomočjo merilnega kolesa na georadarskem sistemu z intervalom 0,02 m.



Slika 6.24: Položaj georadarskih profilov posnetih med paleoseizmološkim izkopom. A – snemanje z 250 MHz anteno in trasi georadarskih profilov 1 in 3; B – skica paleoseizmološkega izkopa (svetlo rjava barva), odložen izkopan material (temno rjava barva) in trase georadarskih profilov 1, 2 in 3 z označenimi markerji na začetku, koncu in lomu izkopa.

Figure 6.24: Location of GPR profiles recorded during palaeoseismological trenching. A – recording with a 250 MHz antenna and GPR lines of profiles 1 and 3; B – sketch of the palaeoseismological trench (light brown colour), deposit of dug out material (dark brown colour) and lines of GPR profiles 1, 2 and 3 with markers depicting the start, end and break of the trench.

Profil 1 je bil merjen na V strani izkopa, med izkopom na levi in gozdom na desni strani, zato se lomi na istem mestu kot izkop. Lomi se tudi profil 3, ki je bil posnet na Z strani izkopa – med izkopom na desni in odloženim izkopanim materialom na levi strani. Edini profil, ki je bil posnet v ravni liniji, je bil profil 2 (slika 6.24B). Vsi trije profili so bili merjeni v smeri od J proti S z vsemi tremi antenami (50, 250 in 500 MHz).

Poleg georadarskih meritev so bile na tem območju izvedene tudi druge geofizikalne raziskave, in sicer visoko ločljiva refleksijska seizmika, geoelektrično sondiranje in električna upornostna tomografija (ERT) ter refrakcijska seizmika (SRT).

6.2.2.1 Obdelava radargramov

Radargrami, posneti z uporabo visokofrekvenčnih 250 in 500 MHz anten in testni georadarski profil so bili obdelani v programu RadExplorer 1.4 proizvajalca DECO Geophysical, radargrami, posneti z nizkofrekvenčno 50 MHz anteno, pa v programu Reflexw 6.0.5 proizvajalca Sandmeier Software.

RadExplorer

Glede na to, da je bilo merjenje izvedeno s pomočjo merilnega kolesa, je bila dolžina profilov znana, zato geometrije profilov ni bilo potrebno posebej določevati. Kljub temu so bile preverjene razdalje med markerji na radargramih in točkami na terenu. Postopki vpisa koordinat, izračuna dolžine profila in interpolacije sledi (»spatial interpolation«) so bili potrebni le pri testnem georadarskem profilu.

Sledili so nadaljni postopki obdelave, parametri katerih so različni za profile posnete z različnimi frekvencami anten, in sicer:

1. odstranitev zamika signala (»DC removal«):

- 500 MHz: interval 40-60 ns,
- 250 MHz: interval 100-125 ns,
- 50 MHz: interval 400-700 ns;

2. določitev ničelnega časa (»time zero adjustment«):

- 500 MHz: 6,1 ns,
- 250 MHz: 8,8 ns,
- 50 MHz: 48,9 ns,

3. odstranitev ozadja (»background removal«), kjer je bil parameter pri vseh profilih nastavljen na srednjo vrednost;

4. korekcija amplitude (»amplitude correction«), kjer je bila uporabljena funkcija AGC (»automatic gain control«):

- 500 MHz: časovno okno 16 ns,
- 250 MHz: časovno okno 31 ns,
- 50 MHz: časovno okno 274 ns;

5. pasovno prepustno filtriranje (»bandpass frequency filtering«), kjer je bila širina frekvenčnega območja določena s štirimi oglišči:

- 500 MHz: low cut 200 MHz, low pass 400 MHz, high pass 1000 MHz, high cut 2000 MHz,

→ 250 MHz: low cut 120 MHz, low pass 250 MHz, high pass 800 MHz, high cut 1500 MHz,

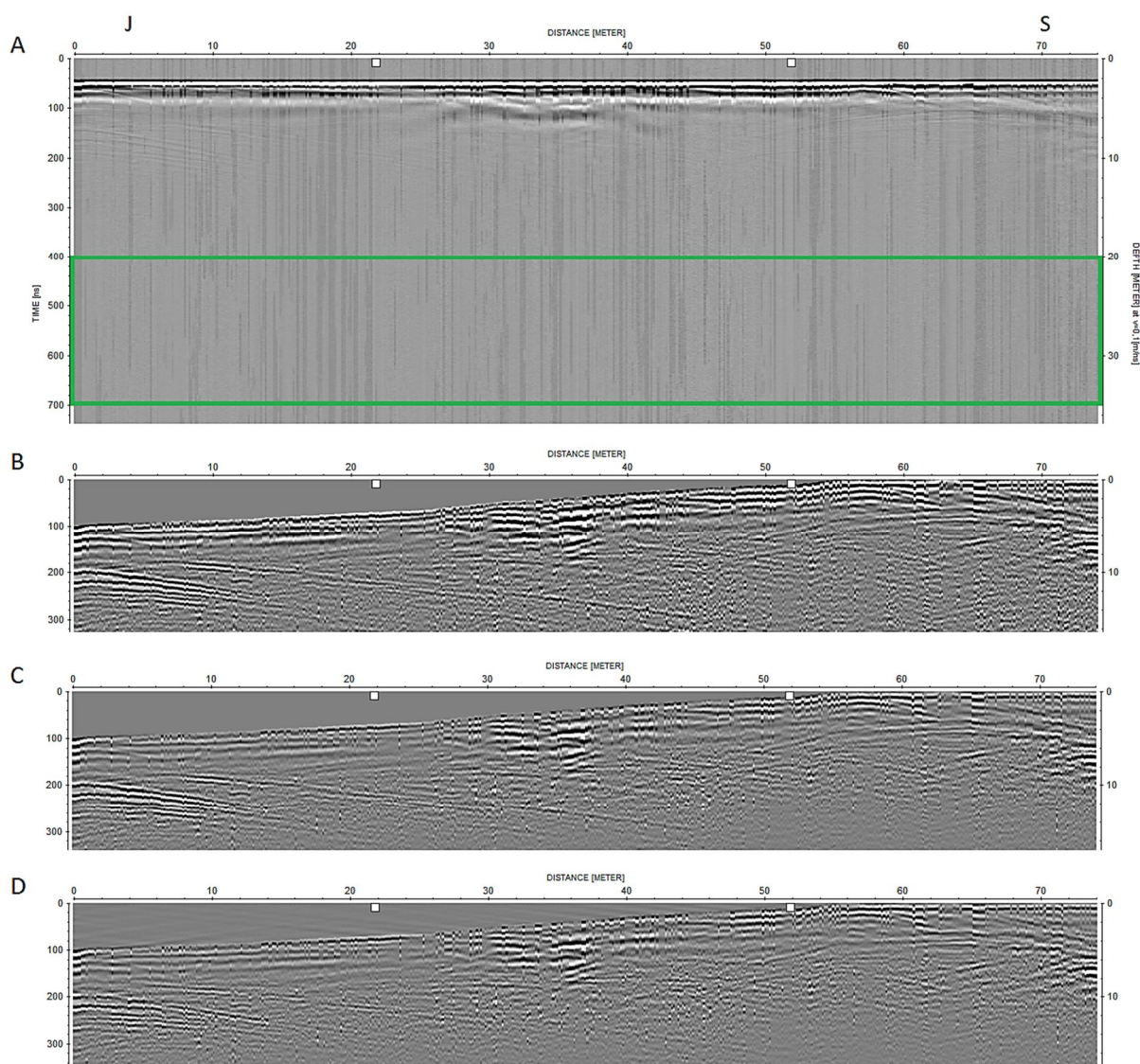
→ 50 MHz: low cut 25 MHz, low pass 50 MHz, high pass 150 MHz, high cut 300 MHz.

Na radargramih poleg hiperboličnih oblik, ki predstavljajo zračne odboje od bližnjih dreves, niso izražene nobene druge difrakcijske hiperbole, ki bi omogočale določitev hitrosti potovanja signalov in s tem dielektrične konstante materiala, potrebne za pretvorbo dvojnega časa v globino. Radargrami zato niso pretvorjeni v globino, kljub temu pa je bila za sam prikaz uporabljena hitrost 0,1 m/ns, ki je glede na litologijo tudi pričakovana hitrost.

Reflexw

Ker so bili radargrami merjeni s časovnim proženjem signalov, je bilo najprej potrebno določiti dolžino profilov in sledi interpolirati, da mesta markerjev resnično prikazujejo točke, ki smo jih označili na terenu (začetek, lom in konec izkopa). Sledili so postopki, ki so bili enaki za vse radargrame:

1. odstranitev zamika signala (»DC shift«), kjer je bil uporabljen interval 400-700 ns;
2. določitev ničelnega časa pri prvem negativnem vrhu signala (primer B na sliki 3.14) s postopkoma korekcije maksimalne faze (»correct max. phase«) in prestavitvijo ničelnega časa (»move start time«);
3. odstranitev ozadja (»background removal«), kjer je bila izbrana opcija celotne linije (»whole line«);
4. ojačenje amplitude z uporabo postopka upadanja energije (»energy decay«);
5. pasovno prepustno filtriranje (»bandpass frequency filtering«), kjer je bila širina frekvenčnega območja določena s štirimi oglišči: low-cut 25 MHz, lower plateau 50 MHz, upper plateau 75 MHz, high-cut 150 MHz.



Slika 6.25: Postopki obdelave radargramov posnetih s 50 MHz anteno ob izkopu Hraše prikazani na primeru profila 3 (Reflexw). A – surov radargram in določitev časovnega intervala za odstranitev zamika signala (zeleni okvir); B – rezultat obdelave z ojačenjem amplitude s postopkom upadanja energije; C – rezultat obdelave z ročnim ojačenjem amplitude; D – po f-k filtriranju.

Figure 6.25: Processing steps of radargrams recorded with 50 MHz antenna along the Hraše trench shown on profile 3 (Reflexw). A – raw radargram and defining the time interval for DC shift (green frame); B – result after using energy decay as the gain function; C – result after using manual gain (y) as the gain function; D – after f-k filtering.

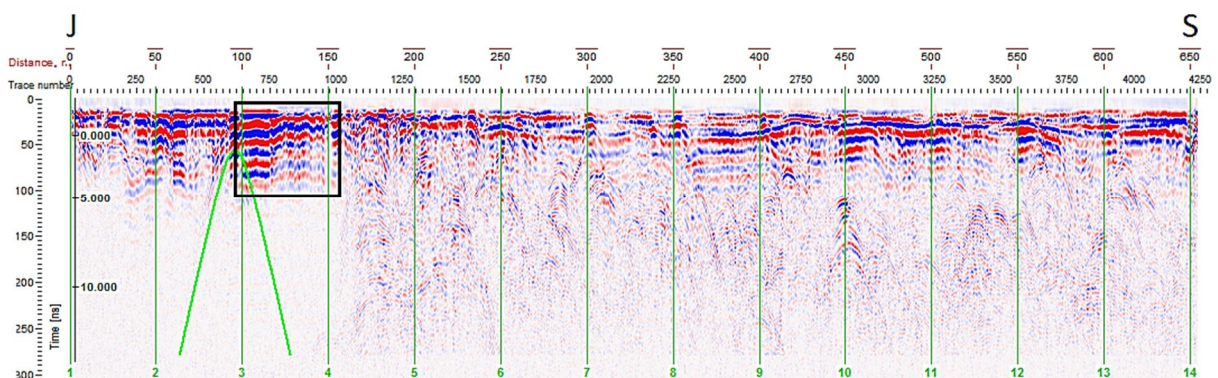
Kot je vidno iz slike 6.25, sem pri postopku odstranjevanja zamika signala uporabila interval 400-700 ns, saj na tem delu radargrama ni več vidnih nobenih odbojev (A). Po prestavitvi ničelnega časa na 45 ns, kjer nastopa prvi negativni vrh (primer B na sliki 3.14), je sledil postopek odstranitve ozadja ter ojačenje amplitude. Pri slednjem sem sprva uporabila način upadanja energije, kasneje pa sem poskusila še z ročnim ojačenjem. Po končni obdelavi, ki je zajemala še pasovno prepustno filtriranje (odstranitev frekvenc pod 25 in nad 150 MHz) in topografsko korekcijo, lahko s primerjavo rezultatov

vidimo, da v primeru ročnega ojačenja ni tako močno izraženih lineranih reflektorjev na vrhu radargrama (C) kot v primeru postopka upadanja energije (B). To je posledica dejstva, da sem se pri ročnem ojačenju bolj osredotočila na globlje predele radargrama, saj so vrhnji reflektorji že tako zelo dobro izraženi. Za lažje primerjanje georadarskega profila z rezultati drugih geofizikalnih metod ter samo interpretacijo izkopa sem profil še topografsko korigirala. Pri tem so bile uporabljene GPS koordinate posnete s korakom enega metra. Za odstranjevanje močnih zračnih odbojev, ki so še posebej izraziti na začetku profila, je bilo na profilu 3 izvedeno tudi f-k filtriranje (D).

Tudi na teh profilih niso izražene difrakcijske hiperbole, ki bi lahko pomagale pri določevanju hitrosti potovanja signalov v pod površju in s tem omogočile pravilno pretvorbo dvojnega časa v globino. Za prikaz radargramov je bila pri vseh profilih uporabljena pričakovana hitrost 0,1 m/ns.

6.2.2.2 Rezultati in diskusija

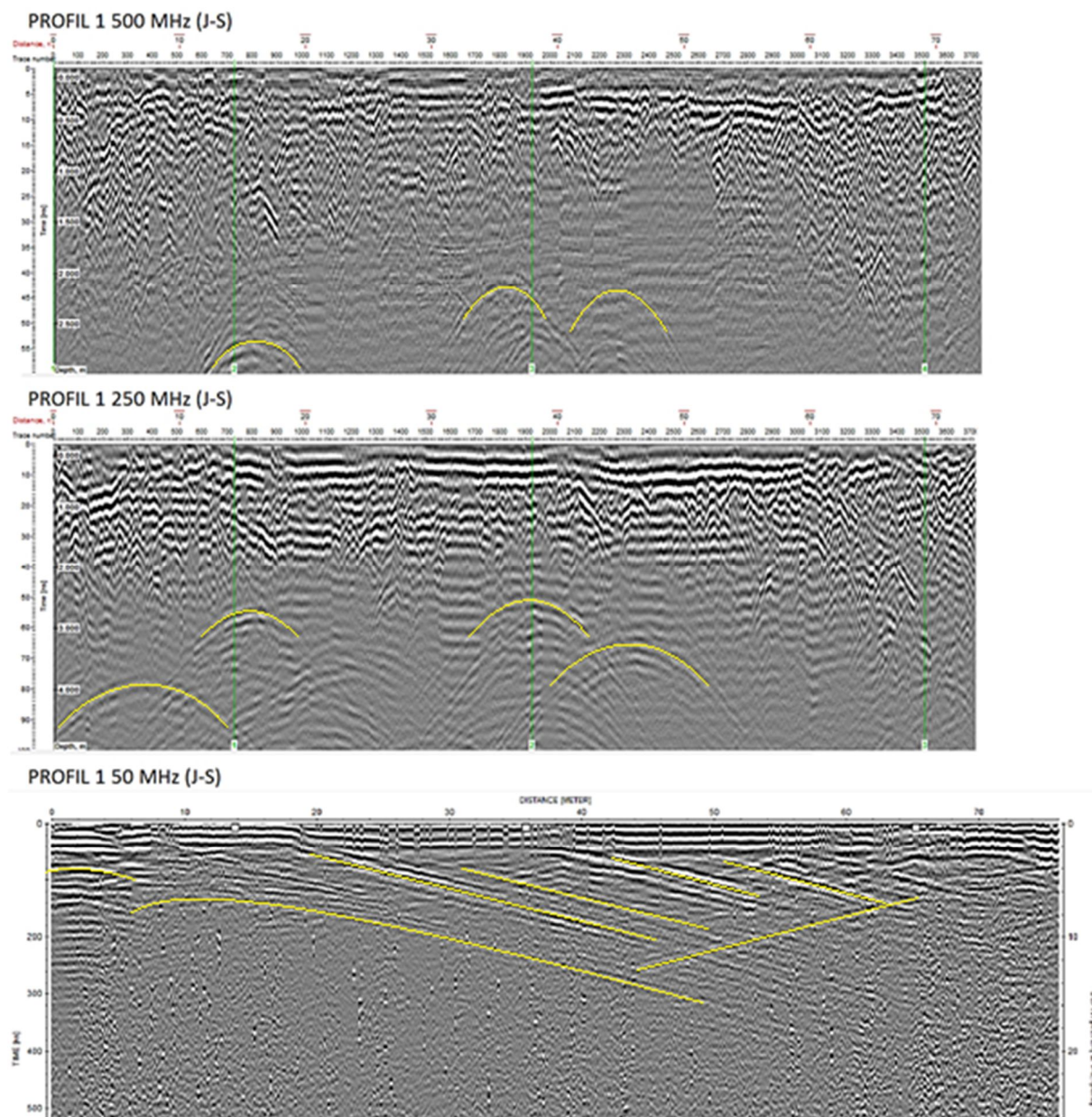
Rezultati testnega georadarskega profila so pokazali, da na območju med četrnim in petim markerjem (pri 150 m) pride do močne spremembe značaja odbojev, ki nas na prvi pogled lahko zavedejo v mišljenje, da gre za geološko spremembo (slika 6.26). Na tem predelu namreč prehaja trasa profila iz koruznega polja v gozd in se nadaljuje ob robu gozda. Za razliko od prvih 150 m profila, ki poteka po travniku in koruznem polju, imamo od 150 m naprej močne zračne odboje od dreves. Močan zračni odboj imamo tudi na mestu, kjer prečkamo cesto tik pred začetkom vzpenjanja po topografski stopnji (zelená krivulja na sliki 6.26), ki je posledica bližine avtomobila (slika 6.23B). Anomalija, ki kaže na prisotnost geološke spremembe v pod površju, je vidna na območju med 100 in 150 m profila, kjer se vzpenjamo po stopnji navzgor (oranžni okvir na sliki 6.23). Pri tem se okoliščine terena ne spremenijo, nekje na sredini stopnje pa se močni linearni reflektorji spremenijo v valovite odboje (črni okvir na sliki 6.26). Sklepali smo, da tu pride do prehoda iz drobnozrnatih sedimentov v konglomerat.



Slika 6.26: Rezultat testnega georadarskega profila z označenimi markerji (zelené linije) in difrakcijsko hiperbolo zračnega odboja (zelená krivulja). Lokacija je prikazana na sliki 6.23. Črni okvir označuje območje anomalije v pod površju.

Figure 6.26: Results of the test GPR profile with markers (green lines) and diffraction hyperbola of an air reflection (green curve). Location is shown in Figure 6.23. Black frame marks the area of the subsurface anomaly.

Na podlagi rezultatov testnega profila je bila določena lokacija paleoseizmološkega izkopa, in sicer po pobočju topografske stopnje V od posnetega profila (slika 6.24). Slike 6.27-6.29 prikazujejo rezultate georadarskih profilov, posnetih v času odprtega izkopa s tremi različnimi frekvencami anten.

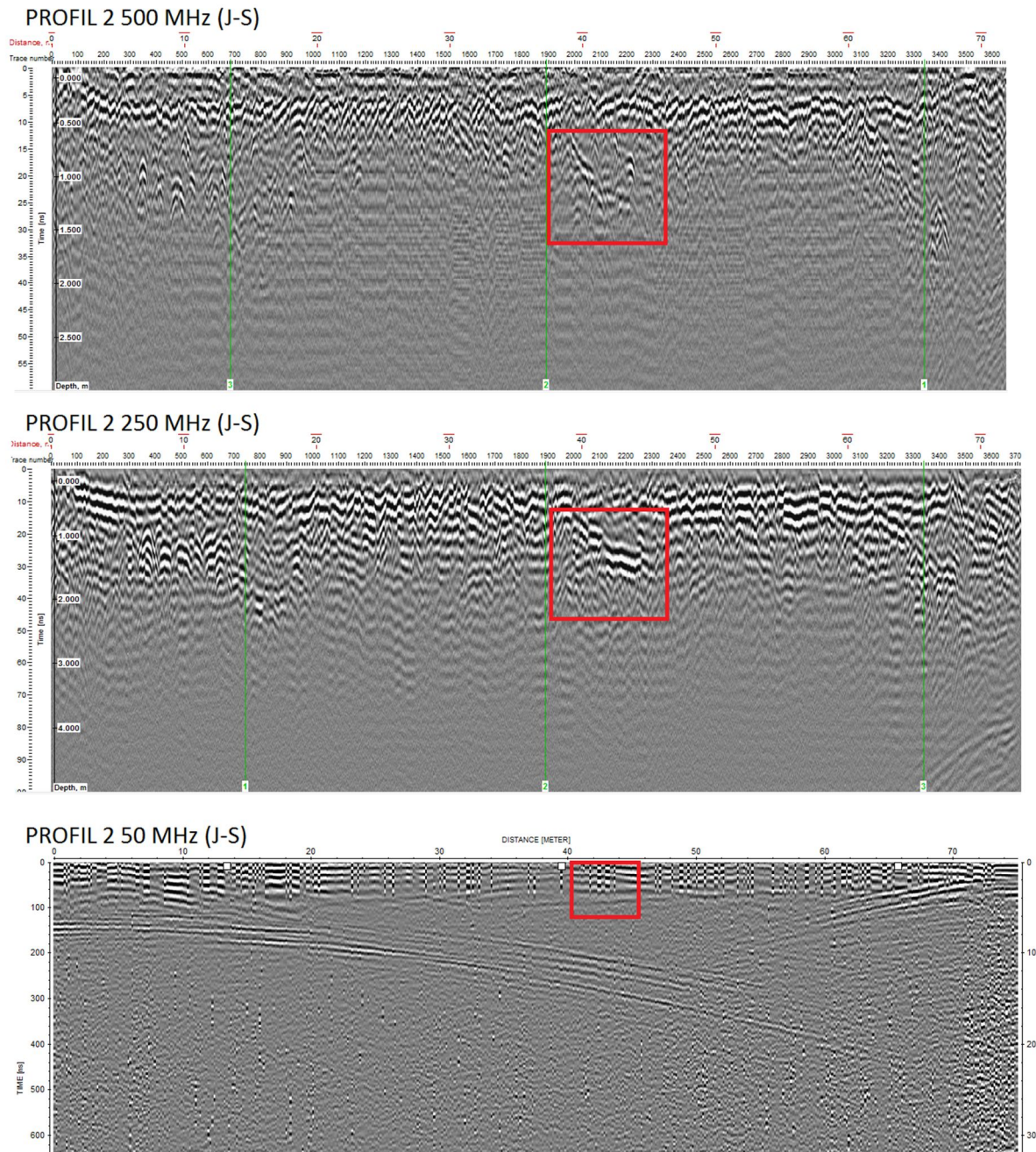


Slika 6.27: Primerjava profila 1, posnetega s 50, 250 in 500 MHz anteno, z difrakcijskimi hiperbolami zračnih odbojev (rumene linije in krivulje).

Figure 6.27: Comparison of the profile 1 recorded with 50, 250 and 500 MHz antenna with diffraction hyperbolas from air reflections (yellow lines and curves).

Zaradi lokacije profila 1, ki je potekal ob robu gozda, dobimo zračne odboje od dreves tudi v primerih, ko smo za snemanje uporabili zaščitene antene, najbolj pa so izražene pri uporabi nezaščitene 50 MHz antene, kjer praktično prekrivajo vse ostale odboje na radargramu (slika 6.27). Poleg teh je pri vseh

primerih profila 1 med prvim in tretjim markerjem, ki označujeta začetek in konec izkopa na vrhu radargrama dobro izražen linearni reflektor, ki pa je lahko posledica sipanja signala zaradi snemanja blizu roba izkopa.

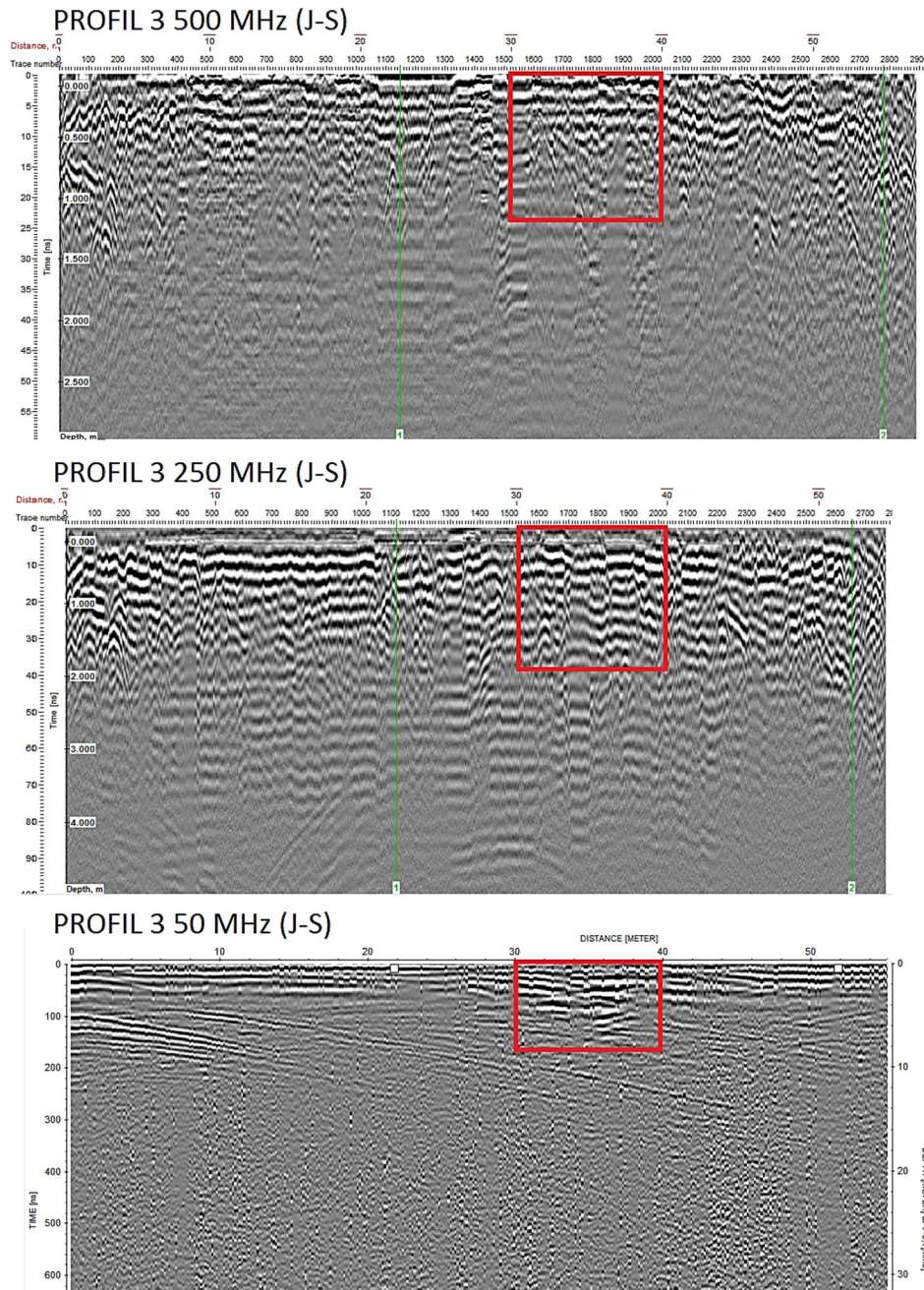


Slika 6.28: Primerjava profila 2, posnetega s 50, 250 in 500 MHz anteno. Rdeči okvir označuje močno anomalijo na 500 in 250 MHz profilih, na 50 MHz profilu pa je komaj vidna.

Figure 6.28: Comparison of the profile 2 recorded with 50, 250 and 500 MHz antenna. Red frame marks a strong anomaly on the 500 and 250 MHz profiles which is barely seen on the 50 MHz profile.

Tudi na profilu 2 (slika 6.28) lahko vidimo značilne refleksijske hiperbole, ki so posledica zračnih odbojev. Ker smo tukaj bolj oddaljeni od roba gozda kot pri profilu 1, te hiperbole nastopajo pri večjih

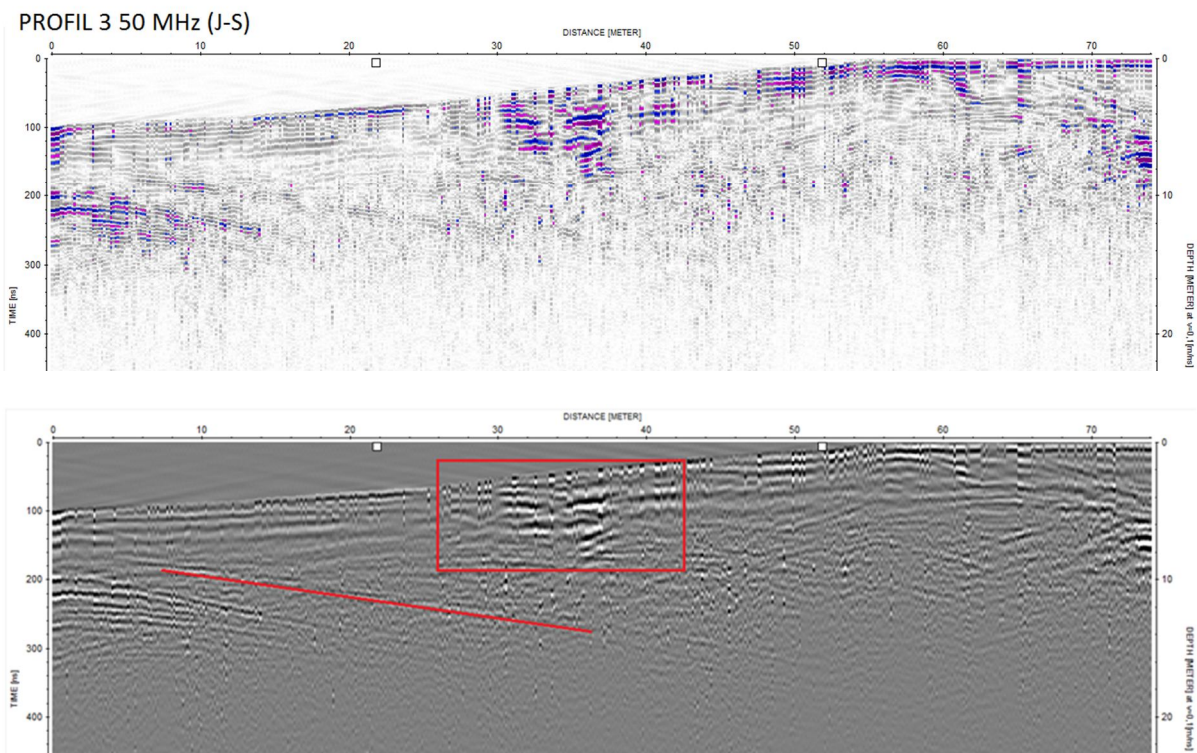
dvojnih časih. Poleg zračnih odbojev pa na profilu 2 izstopa tudi močna anomalija S od loma izkopa (desno od drugega markerja), pri približno 42 m (rdeči okvir na sliki 6.28). Ta je zelo dobro izražena na 500 in 250 MHz profilih nekje na globini od 0,5 do 1,5 m, medtem ko je na 50 MHz profilu komaj vidna. Zaradi večje oddaljenosti od samega izkopa, na tem profilu ne dobimo izrazitih linearnih reflektorjev v zgornjem delu radargrama, ki so posledica sipanja signala.



Slika 6.29: Primerjava profila 3, posnetega s 50, 250 in 500 MHz anteno. Rdeči okvir označuje močno anomalijo na 50 MHz profilu, ki na 500 in 250 MHz profilih ni vidna.

Figure 6.29: Comparison of the profile 3 recorded with 50, 250 and 500 MHz antenna. Red frame marks a strong anomaly on the 50 MHz profiles which cannot be seen on the 500 and 250 MHz profiles.

Na profilu 3 lahko na nizkofrekvenčnem radargramu vidimo močno anomalijo, ki nastopa med 30 in 40 m (rdeči okvir na sliki 6.29). Na istem mestu na višjefrekvenčnih radargramih ni opaziti kakšnih posebnosti, kar pomeni, da gre za globlje ležečo spremembo v podpovršju, saj ju signali 250 in 500 MHz anten verjetno ne dosežeta. Za podrobnejšo analizo je bil profil 3, posnet s 50 MHz anteno, še dodatno obdelan. Najprej je bil z f-k filtriranjem odstranjen del zračnega odboja, signal ročno ojačan do 170 ns, za tem pa je bil profil še topografsko popravljen (slika 6.30). S tem dobimo zmanjšan vpliv zračnega odboja na začetku profila, ojačitev morebitnih drugih odbojev na tem območju ter pravilno višinsko postavitev sledi. Po dodatni obdelavi ostane v začetnem delu profila izražen linearni reflektor z vpadom proti S, ki bi lahko predstavljal diskontinuiteto tektonskega nastanka. Oblika anomalije, ki se nahaja med 30 in 40 m, se po dodatni obdelavi ne spremeni, nastopa pa na podobnem mestu kot anomalija, vidna na profilu 2, zato gre verjetno za isto strukturo, ki pa na območju profila 3 leži nekoliko globlje kot na profilu 2. Močnejši odboji na profilu 3 so lahko tudi posledica dejstva, da je bil profil 3 posnet neposredno ob izkopu, v katerem je bil že odkrit zakrasel konglomerat in je tako povzročil več odbojev kot na profilu 2.



Slika 6.30: Dva načina prikaza dodatno obdelanega profila 3, posnetega s 50 MHz anteno, ki vsebuje močno anomalijo (rdeči okvir) in linearni reflektor (rdeča linija).

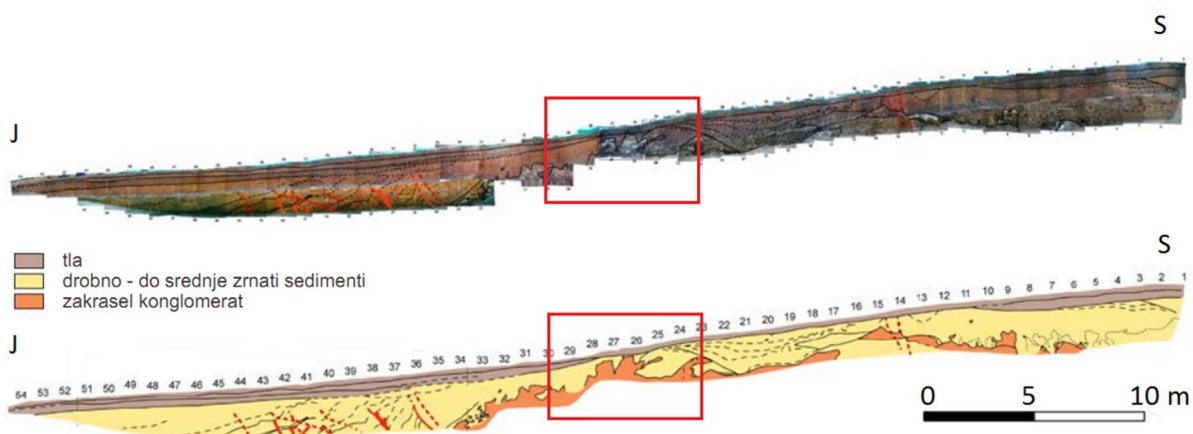
Figure 6.30: Two display modes of the additionally processed profile 3 recorded with the 50 MHz antenna containing a strong anomaly (red frame) and a linear reflector (red line).

V času, ko je bil izkop še odprt, je podjetje Geoinženiring d.o.o. izvedlo po dnu izkopa refrakcijsko seizmiko (SRT), po zasutju izkopa pa še geoelektrično sondiranje in električno upornostno tomografijo (ERT). Primerjava SRT in ERT rezultatov z georadarskim profilom 3 je prikazana na sliki 6.31. Na vseh treh profilih je mogoče ločiti dve različni coni vzdolž izkopa. Na S delu SRT profila nastopa precej višjihitrostna cona kot na J delu. Prav tako je na S delu ERT profila območje visoke električne upornosti, medtem ko se na J delu profila pojavljajo nižjeupornostne plasti. Na georadarskem profilu na J delu ni videti nobenih posebnosti, na S delu pa je izrazita anomalija, ki kaže na spremembo v podpovršju, močni odboji pa na prisotnost kompaktnejše kamnine. Na območju, kjer na profilu 3 nastopa ta anomalija, je tudi na SRT profilu tik pod površjem območje visokohitrostne cone, kjer hitrost hitro naraste iz 1000 nad 1500 m/s, kar kaže na prisotnost konglomerata. Na ERT profilu je na tem delu pod tanko nizkoupornostno površinsko plastjo, ki ustreza peščeno-prodnato meljastim sedimentom, debela plast visoke električne odpornosti, ki predstavlja visokouporen konglomerat. Na J delu izkopa, kjer na profilu 3 ni vidnih posebnosti, je tudi na SRT profilu nižjihitrostno območje, ki je bilo interpretirano kot območje gline, melja, peska in prodnatega melja, na ERT profilu pa pod prej omenjeno vrhnjo plastjo nekoliko nižjeupornostno območje meljasto-glinastih sedimentov (Car in Stopar, 2012). Rezultati vseh treh metod kažejo na prisotnost kompaktnejše kamnine tik pod vrhnjo plastjo tal na S delu izkopa, na J delu pa na prisotnost drobnozrnatih sedimentov.

Slika 6.31: Primerjava rezultatov SRT (A) in ERT (B) metod na izkopu Hraše (po Stopar in Car, 2012) ter georadarskega profila 3 (C). Črni okvirji označujejo mesto anomalije, vidne na georadarskem profilu 3.

Figure 6.31: Comparison of SRT (A) and ERT (B) results on the Hraše trench (after Stopar in Car, 2012) and the GPR profile 3 (C). Black frames indicate the location of the anomaly seen on the GPR profile 3.

Po primerjavi s podatki, pridobljenimi iz izkopa (slika 6.32), gre na območju izrazitih anomalij na radargramih za zakrasele konglomerate, ki se na tem mestu nahajajo tik pod površino na globini okoli 1 m. Posledica iste strukture je tudi anomalija na testnem georadarskem profilu. Kar se tiče linearnega reflektorja, vidnega na georadarskem profilu, pa le-ta leži pregloboko in izven območja izkopa, zato ga ni bilo mogoče preveriti z interpretacijo izkopa.



Slika 6.32: Interpretacija paleoseizmološkega izkopa čez južno vejo Vodiškega preloma. Rdeči okvir označuje mesto anomalij na radargramih (Jamšek Rupnik et al., 2014).

Figure 6.32: Interpretation of the palaeoseismological trench across the south branch of the Vodice fault. Red frame marks the location of the anomalies in the radargrams (Jamšek Rupnik et al., 2014).

Paleoseizmološki izkop, ki je bil 55 m dolg in 2-3 m globok, je odkril predvsem drobno do srednje zrnate sedimente tal, odložene na zakraselem pleistocenskem konglomeratu. Slednji je prevladal v S delu izkopa ter onemogočil globlje izkopavanje. Plastnatost sedimentov je bila v spodnjem delu izkopa dobro izražena z debelino plasti od 0,1 do okoli 2 m in navideznim vpadom 10-60° proti J, ki se večja vzdolž izkopa od S proti J. Ker naj bi bili ti sedimenti odloženi v fluvialnem okolju, njihovi vpadi kažejo na sistematično in progresivno tektonsko pogojeno nagibanje. Poleg tega so plasti prekinjene z več razpokami in prelomi, ki vpadajo 45-60° proti S, ob njih pa je bilo moč določiti tudi premike. Med posameznimi prelomi nastopajo tudi perturbacije plasti, kar kaže na seizmično aktivnost. Večanje vpadov plasti proti J, od S proti J, sovpada z modelom reverznega Vodiškega preloma, prav tako reverzni premiki ob prelomih v izkopu (Jamšek Rupnik et al., 2015). Seizmogen potencial je bil določen s pomočjo empiričnih enačb. Glede na 10 km dolgo prelomno stopnjo je ob Vodiškem

prelomu možen nastanek potresa z magnitudo 5,9 do 6,5 s koseizmičnimi premiki med 10 in 90 cm ter povratno dobo 300 do 9000 let. Vodiški prelom tako s potrjeno kvartarno aktivnostjo in dokazanimi preteklimi koseizmičnimi premiki predstavlja visoko potresno nevarnost in s tem ogroženost najgosteje naseljenega območja Slovenije (Jamšek Rupnik et al., 2014).

S pomočjo georadarskih meritev je bilo možno določiti primerno lokacijo za izvedbo paleoseizmološkega izkopa, ki je veliko doprinesel k razumevanju značilnosti, tektonske aktivnosti in pretekle seizmičnosti Vodiškega preloma, kar bo v pomoč tudi pri izboljševanju ocene potresne nevarnosti območja Ljubljanske kotline. Glede na to, da je bilo potrebno poskusno georadarsko merjenje izvajati čez koruzno polje, nam je bila pri tem v veliko pomoč RTA antena, saj je omogočila enostavno gibanje brez povzročanja škode. Dodatni georadarski profili, ki so bili posneti v času izkopa so podali rezultate, ki se ujemajo z interpretacijo izkopa, poleg tega pa so omogočili prostorsko sledenje anomalijam izven obsega izkopa.

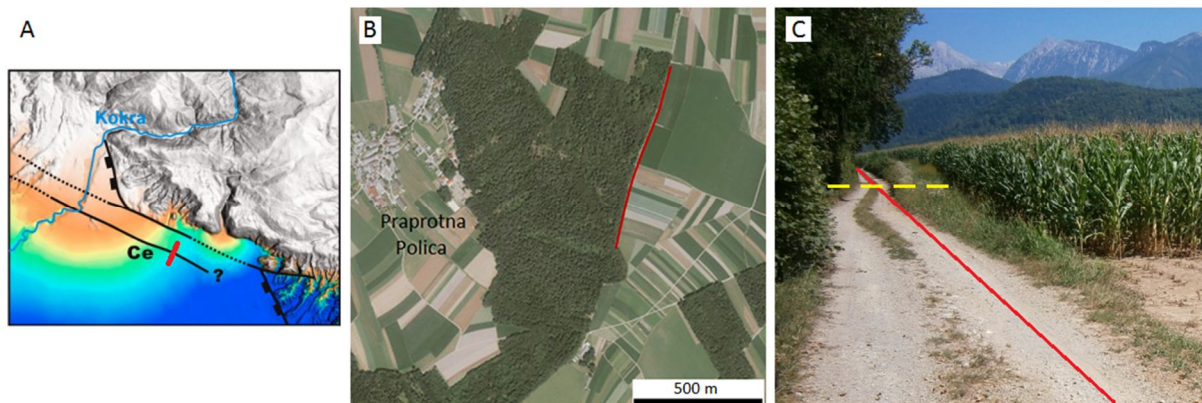
6.2.3 Cerkeljski prelom, Utiški prelom in Skaručenski prelom

Na območju Ljubljanske kotline so bili poleg profilov posnetih na Vodiškem prelomu, posneti še profili preko Cerkeljskega preloma (profil C1), Utiškega preloma (profila U1 in U2) ter Skaručenskega preloma (profil S1). Obdelava radargramov je bila narejena v programu Reflexw, postopki pa so bili enaki postopkom v primeru obdelave radargramov Vodiškega preloma. Poleg osnovne obdelave je bila narejena le še topografska korekcija na profilih C1 in S1, napredni postopki obdelave pa niso bili uporabljeni.

Cerkeljski prelom

Cerkeljski prelom je prvi poimenoval Vrabec (2001), ki je s podrobno analizo DMR dokazal njegov obstoj v kvartarnem vršaju reke Kokre med Visokim in Cerkljami (slika 6.33A) s smerjo ZSZ-VJV. Klasificiral ga je kot desnozmičnega, ki tok reke Kokre zamakne za okoli 500 m, vertikalni razmik ob njem pa naj bi znašal 3-5 m (Vrabec, 2001). V naravi se kaže v obliki 3,5 km dolge in do 5 m visoke prelomne stopnje. Dokazi, da gre res za tektonsko strukturo, so nagib površja proti S, zamiki potokov, ki ga prečkajo, ter prisotnost obvisle doline. Od prelomne stopnje se proti S površje dviga in nagiba, kar kaže na dejstvo, da je proti S vpadajoč aktiven prelom reverznega značaja, interpretiran pa je kot segment Savskega preloma (Jamšek Rupnik, 2013).

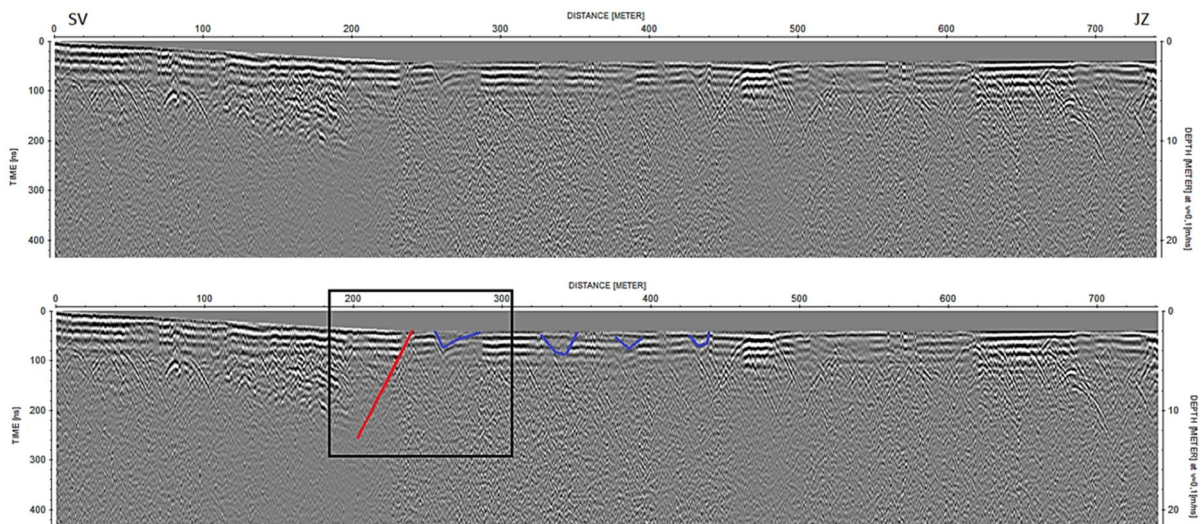
Ker do sedaj visokofrekvenčne georadarske meritve zaradi močnega dušenja signala na območju Cerkeljskega preloma še niso bile uspešne (Verbič, 2003; Mušič, 2003), smo se odločili poskusiti še z nizkofrekvenčnim georadarjem.



Slika 6.33: Lokacija georadarskega profila C1 (rdeča linija). A – skica domnevne prelomne strukture Cerkljskega preloma (Ce) (Vrabec, 2001); B – satelitska slika območja; C – fotografija terena z označenim mestom izravnave (rumena linija), pogled proti SV.

Figure 6.33: Location of the GPR profile C1 (red line). A – sketch of supposed fault structure of the Cerklje fault (Ce) (Vrabec, 2001); B – satellite image of the area; C – photo of the field with marked point of surface levelling (yellow line), view in the NE direction.

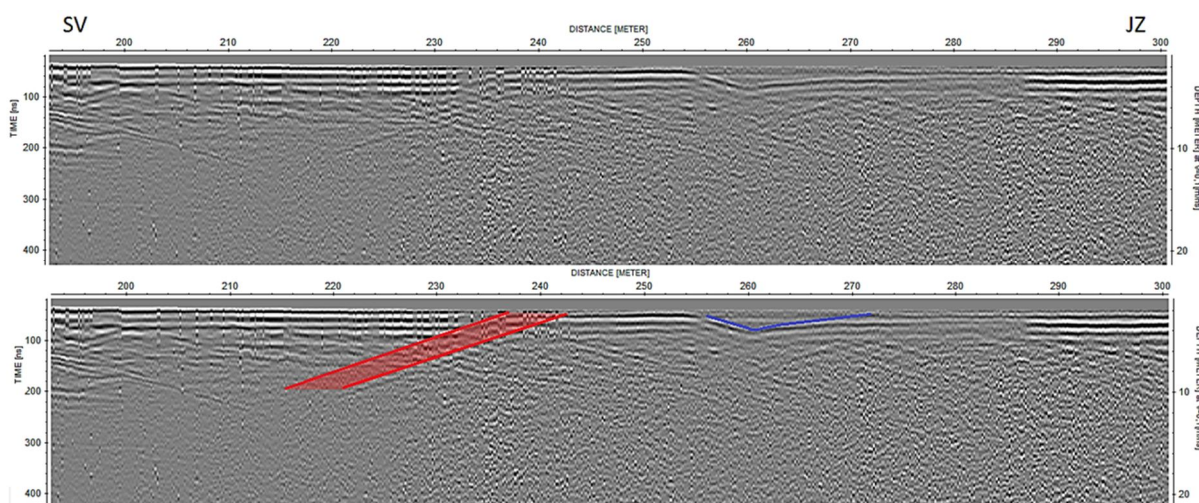
Georadarski profil C1 je bil posnet vzdolž makadamske ceste od SV proti JZ z gozdom na Z in njivami na V strani (slika 6.33C). Pri tem smo se prvih 240 m rahlo spuščali, nato pa se je teren izravnal. Rezultat meritev je prikazan na sliki 6.34. Vidimo lahko, da vzdolž profila nastopajo posamezne poglobitve oz. zapolnitve, ki se kažejo v obliki kotanjastih struktur. Ravno na območju, kjer pride do izravnave površja, pa v podpovršju nastopa anomalija, ki kaže na morebitno prisotnost preloma z vpadom proti S.



Slika 6.34: Georadarski profil C1 z označenimi zapolnitvami (modre krivulje) in možnim Cerkljskim prelomom (rdeča linija). Črni okvir označuje območje slike 6.35.

Figure 6.34: GPR profile C1 with marked fills (blue curves) and probable Cerklje fault (red line). Black frame indicates the area in Figure 6.35.

Profil na sliki 6.34 je močno poudarjen v globino. Detajlna situacija je zato v merilu 1:1 prikazana na sliki 6.35, kjer lahko na povečanem radarogramu vidimo širšo prelomno cono z vpadom okoli 30° proti S. Premika ob njej sicer ni mogoče določiti, je pa sprememba v pod površju vidna tudi v spremembi linearnih reflektorjev na vrhu profila, ki so debelejši v S krilu kot v J krilu preloma.



Slika 6.35: Detajl georadarskega profila C1 z označeno prelomno cono Cerkljanskega preloma (rdeče območje) in bližnje zapolnitve (modra krivulja) v merilu 1:1.

Figure 6.35: Detail of GPR profile C1 with marked Cerklje fault zone (red area) and nearby fill (blue curve) in scale 1:1.

Utiški prelom

Glede na Verbičev strukturni model Ljubljanske kotline (Verbič, 2006) med glavne aktivne strukture reverzних prelomov spada tudi Utiški prelom (slika 6.21). Želeli smo preveriti, ali je mogoče prelom zaznati z nizkofrekvenčnim georadarjem ter s tem natančneje določiti njegov potek.

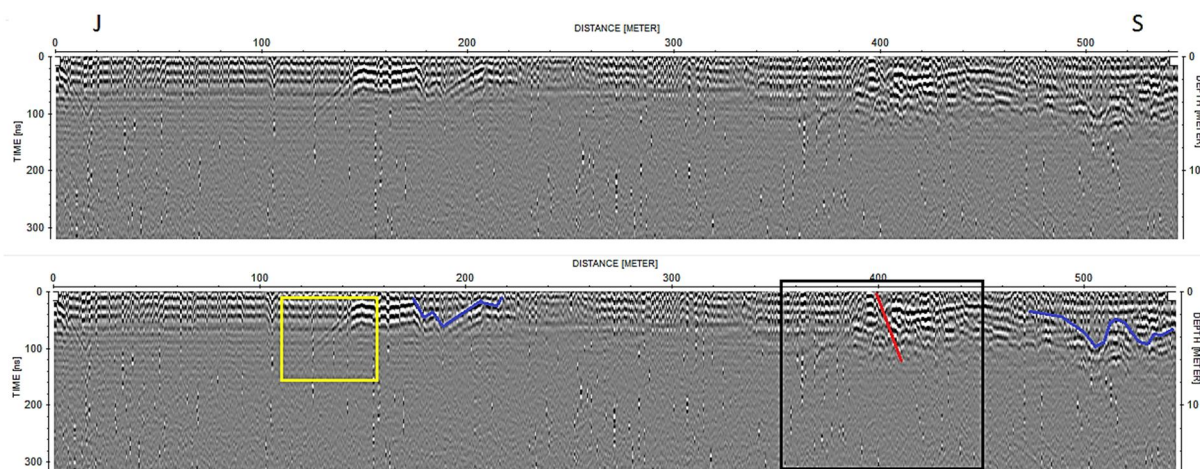
Georadarska profila U1 in U2 sta bila posneta po travniku, kjer razen bližine gozda na koncu profila U1 na terenu ni bilo nobenih objektov, ki bi lahko povzročali zračne odboje (slika 6.36). Utiški prelom naj bi ta travnik glede na sliko 6.36 prečkal v smeri VSV-ZJZ. Oba profila sta bila posneta v smeri od J proti S, pri čemer se teren proti S rahlo dviga.



Slika 6.36: Lokacija georadarskih profilov U1 in U2 (rdeči liniji). A – satelitska slika območja; B – fotografija terena z vidno traso profila U2, pogled proti S.

Figure 6.36: Location of GPR profiles U1 and U2 (red lines). A – satellite image of the area; B – photo of the field with a visible trace of profile U2, view in the N direction.

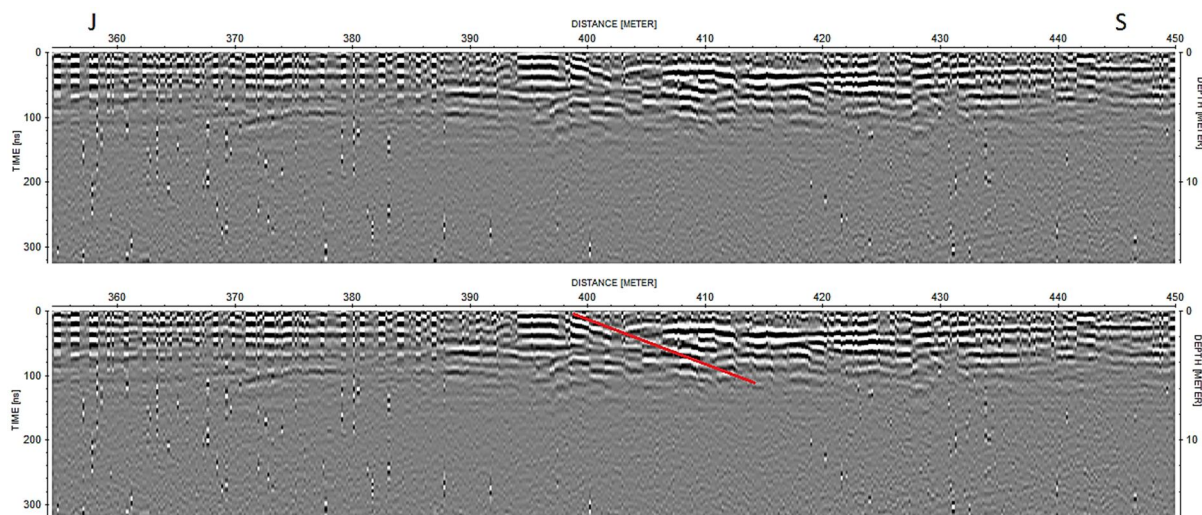
Na sliki 6.37 lahko vidimo rezultat osnovne obdelave profila U1. Ponovno vidimo pojave, ki glede na svojo kotanjasto obliko najverjetneje predstavljajo sedimentne zapolnitve. Zanimiva je anomalija med 110 in 160 m (rumeni okvir), ki ima značaj zračnega odboja s hitrostjo 0,3 m/ns, vendar na tem mestu na terenu ni ničesar, kar bi ga lahko povzročilo. Zaradi izredno pravilne oblike difrakcijske hiperbole vseeno domnevam, da gre za umetno povzročen odboj in le-ta ne predstavlja dejanske situacije pod površja. Zadnjih 150 m profila vsebuje v primerjavi z ostalim profilom precej bolj kaotične in globlje odboje. Čeprav je ta del profila posnet blizu gozda, ti odboji niso značilni za bližino dreves (kot so npr. odboji na sliki 6.27), zato so najverjetneje posledica večje spremembe v podpovršju. Na razdalji 400 m profila je interpretiran tudi možen potek Utiškega preloma. Ker je na tej sliki precej poudarjena globina profila, je na sliki 6.38 prikazan povečan del profila U1 z označenim prelomom v merilu 1:1.



Slika 6.37: Rezultat georadarskega profila U1 z označenima zapolnitvama (modri krivulji), lokacijo Utiškega preloma (rdeča linija), anomalijo (rumeni okvir) in območjem prikazanim na sliki 6.38 (črni okvir).

Figure 6.37: Result of GPR profile U1 with marked fills (blue curves), the location of the Utik fault (red line), anomaly (yellow frame) and area shown in Figure 6.38 (black frame).

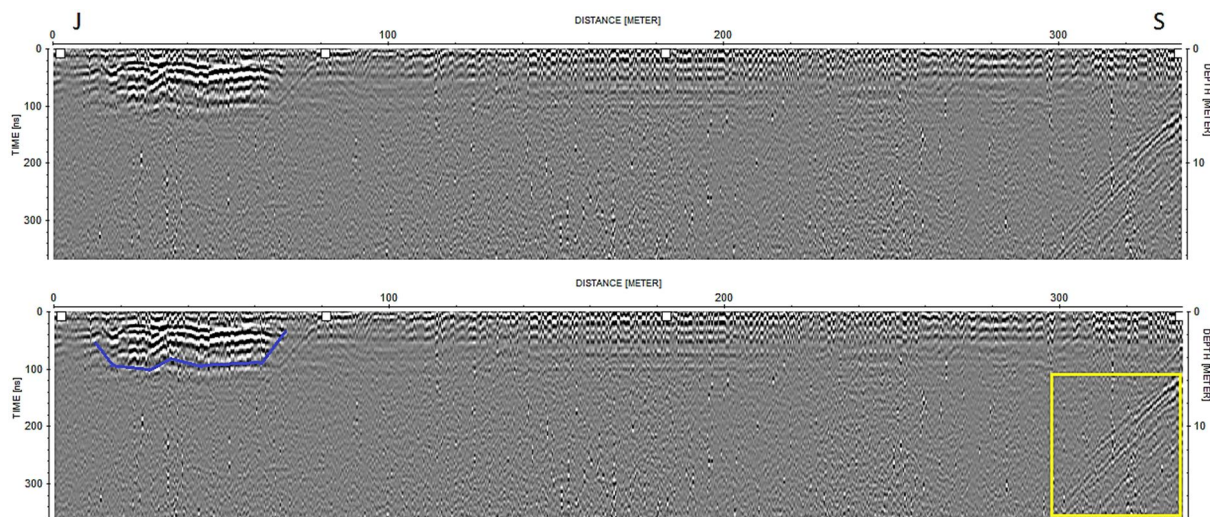
Na sliki 6.38 lahko vidimo vpad Utiškega preloma proti S z navideznim vpadom okoli 30° . Tudi tukaj premika ob prelomu ni mogoče določiti, v območju okoli preloma pa je mogoče videti različne horizonte, ki kažejo na geološko spremembo. Odboji S krila so namreč bolj kaotični in globlji kot odboji J krila, kjer dobimo praktično le horizontalne reflektorje.



Slika 6.38: Detajl georadarskega profila U1 z možnim Utiškim prelomom (rdeča linija) v merilu 1:1.

Figure 6.38: Detail of GPR profile U1 with probable Utik fault (red line) in scale 1:1.

Na profilu U2 (slika 6.39) pa Utiškega preloma nismo zajeli, saj le-ta na podlagi rezultatov profila U1 poteka nekoliko severneje od končne točke profila U2, kjer se že začne gozd (slika 6.36A). Tako se na profilu U2 vidi le močno izražena poglobitev oz. sedimentna zapolnitev na začetku profila, na koncu profila pa so zaradi bližine dreves izraziti zračni odboji (rumeni okvir). Na splošno je profil U2 zelo enakomeren, brez indikatorjev kakršnih koli drugih sprememb v podpovršju.



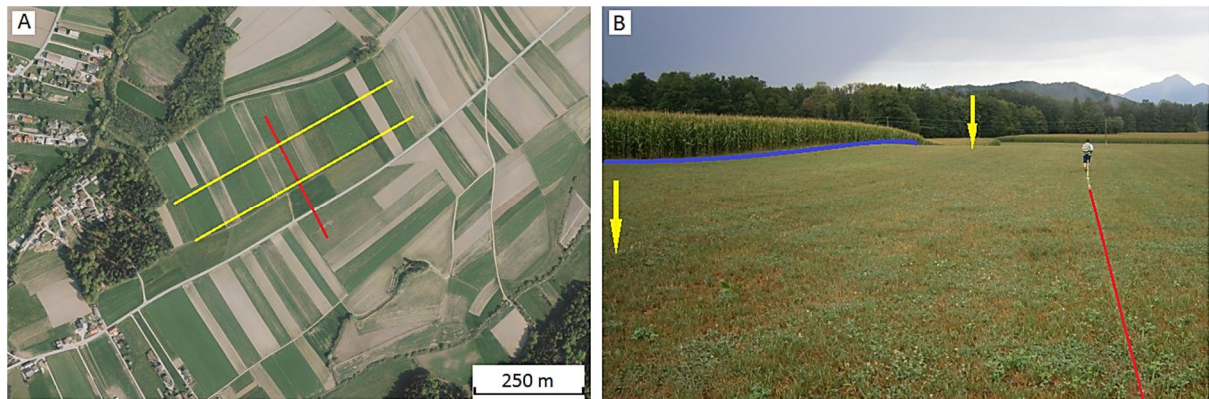
Slika 6.39: Rezultat georadarskega profila U2 z označeno zapolnitvijo (modra krivulja) in zračnimi odboji (rumeni okvir).

Figure 6.39: Result of GPR profile U2 with marked fill (blue curve) and air reflections (yellow frame).

Skaručenski prelom (južna veja Utiškega preloma)

Verbič (2006) v svojem modelu Ljubljanske kotline v južnem delu Skaručenskega polja definira še reverzni prelom, indikatorji katerega so izrazite antiklinalne izbokline severno od ceste, ki povezuje Skaručno in Vesco (slika 6.40B). Ta prelom poimenuje kot južno vejo Utiškega preloma in ga definira kot bifurkacijo Utiškega preloma, s katerim naj bi se združil tako na V kot tudi na Z (slika 6.21) ter s tem Skaručensko polje oblikoval v tektonsko lečo (Verbič, 2006).

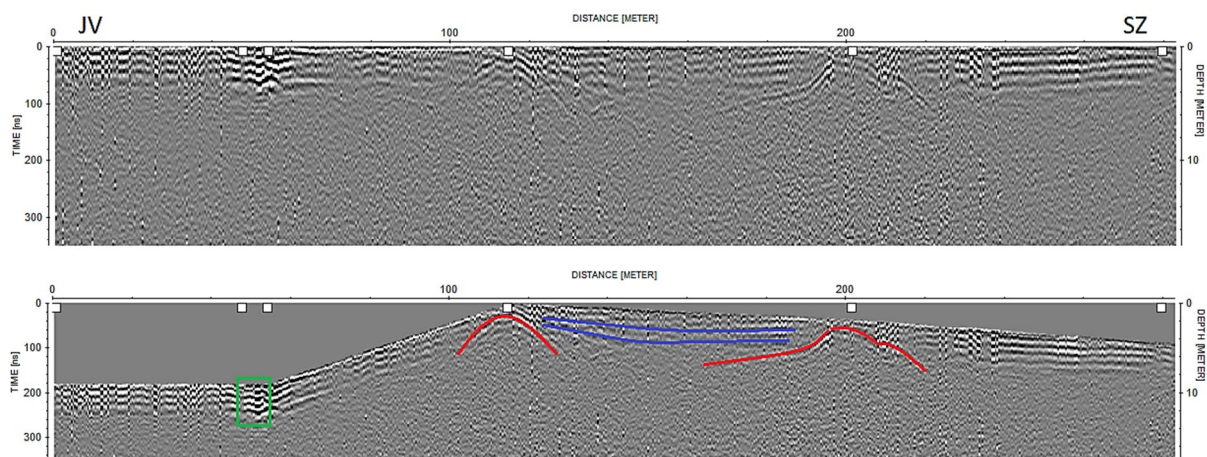
Z georadarsko metodo smo želeli preveriti potek tega preloma in določiti strukturo opazovanih antiklinalnih izboklin tudi v podpovršju. Pravokotno na potek dveh izboklin, od katerih je južnejša precej bolj izrazita, smo od JV proti SZ po travniku posneli georadarski profil S1 (slika 6.40A). Izbrali smo si traso, kjer vzdolž celotnega profila ni bilo v bližini nobenih objektov, ki bi lahko bili vir šumov na radargramu.



Slika 6.40: Lokacija georadarskega profila S1. A – satelitska slika območja z označeno traso profila (rdeča linija) in potekom dveh izboklin (rumeni liniji); B – fotografija terena z označeno topografijo (modra krivulja), dvema izboklinama (rumeni puščici) in traso profila (rdeča linija), pogled proti SV.

Figure 6.40: Location of GPR profile S1. A – satellite image of the area with marked trace of the profile (red line) and two bulges (yellow lines); B – photo of the field with marked topography (blue curve), two bulges (yellow arrows) and profile trace (red line), view in the NE direction.

Na sliki 6.41 je prikazan rezultat georadarskih meritev, kjer je spodnji radargram topografsko korigiran, vendar pri tem niso bile uporabljene dejanske višinske koordinate, temveč le predvidene. Na profilu S1 sicer ni videti kakšnega preloma, lahko pa vidimo, da ravno na mestih, kjer sta bila na terenu označena 3. in 4. marker, s katerimi smo označili vrha dveh izboklin, v pod površju nastopata vrha dveh zveznih reflektorjev (rdeči krivulji). Prva dva markerja označujeta mesto prečkanja ceste (zeleni okvir). Prileganje hiperbole na reflektor pod prvo izboklino (pri 115 m) sicer kaže, da bi tu lahko šlo tudi za zračni odboj, vendar na terenu tu ni bilo nobenega objekta, ki bi ga lahko povzročil. Lahko gre za pojav difrakcijske hiperbole zaradi približevanja in kasneje oddaljevanja od vrha izbokline, katerega bi lahko gradil trši material od okoliškega in so posledično tu odboji izrazitejši. Tako bi lahko ta dva vrha predstavljala dve območji, kjer je konglomerat, ki gradi izbokline, dvignjen, depresija med njima pa je zapolnjena s sedimenti (modre krivulje na sliki 6.41). Verbič (2006) navaja, da je konglomerat srednjepleistocenske starosti v talninskem krilu glede na krovniško krilo preloma nižji za okoli 10 m.



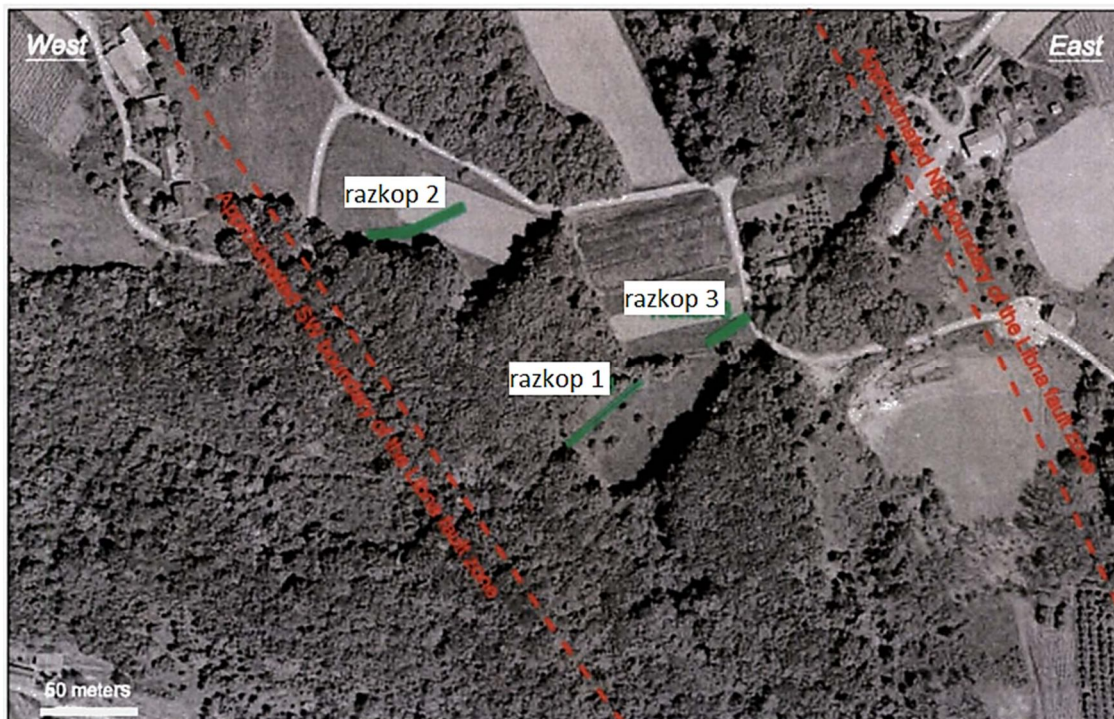
Slika 6.41: Zgoraj – rezultat georadarskega profila S1; spodaj – topografska korekcija profila S1 z označeno cesto (zeleni okvir), izboklinama (rdeči krivulji) in vmesno sedimentno zapolnitvijo (modre krivulje).

Figure 6.41: Above – result of GPR profile S1; below – topographic correction of the profile with marked road (green frame), bulges (red curves) and sedimentary fill in between (blue curves).

Georadarske raziskave Cerkeljskega, Utiškega in Skaručenskega preloma so bile uspešne, saj smo dobili vpogled v podpovršje dela Ljubljanske kotline, kjer nastopajo aktivni reverzni prelomi. Poznavanje teh prelomov je ključnega pomena za določevanje potresne nevarnosti Ljubljanske kotline, saj so vsi aktivni prelomi namreč potencialni seizmogeni viri. Glede na Verbičev (2006) strukturni model Ljubljanske kotline smo z georadarjem uspeli določiti možen potek Cerkeljskega in Utiškega preloma ter potrditi njuno nagnjenost proti S, vendar pa samo na podlagi enega georadarskega profila nismo uspeli potrditi obstoja ali poteka Skaručenskega preloma oz. južne veje Utiškega preloma.

6.3 Raziskave Libenskega preloma in Brežiške terase

Krška kotlina je zaradi jedrske elektrarne Krško (JEK) med geološko najbolj raziskanimi območji Slovenije. Za ocene potresne nevarnosti so bile na tem ozemlju večkrat izvedene obsežne interdisciplinarne raziskave (Gosar et al., 2005). Sledile so raziskave za potrebe morebitnega drugega bloka JEK II, ki so obsegale geotehniške, geološke in seizmološke raziskave bližnje okolice. Pri tem se je pojavilo več indicev, ki kažejo na to, da bi Libenski prelom lahko bil zmožen povzročiti površinski pretrg ob potresu oz. bi lahko bil t.i. »capable fault«. Posledično so bile izvedene dodatne paleoseizmološke raziskave na območju prelomne cone Libenskega preloma. V sklopu le-teh so bili na Libni pri Krškem narejeni trije izkopi (slika 6.42), zaradi zasutja izkopa 1 pa sta bila popisana le izkop 2 in 3 (Bavec et al., 2011).



Slika 6.42: Lokacije treh paleoseizmoloških izkopov na Libni pri Krškem (zelene linije) z označenima približnima SV in JZ mejama prelomne cone Libenskega preloma (rdeči liniji) (po Bavec et al., 2011).

Figure 6.42: Locations of three palaeoseismological trenches on Libna Hill near Krško (green lines) with marked approximated NE and SW boundaries of the Libna fault zone (red lines) (po Bavec et al., 2011).

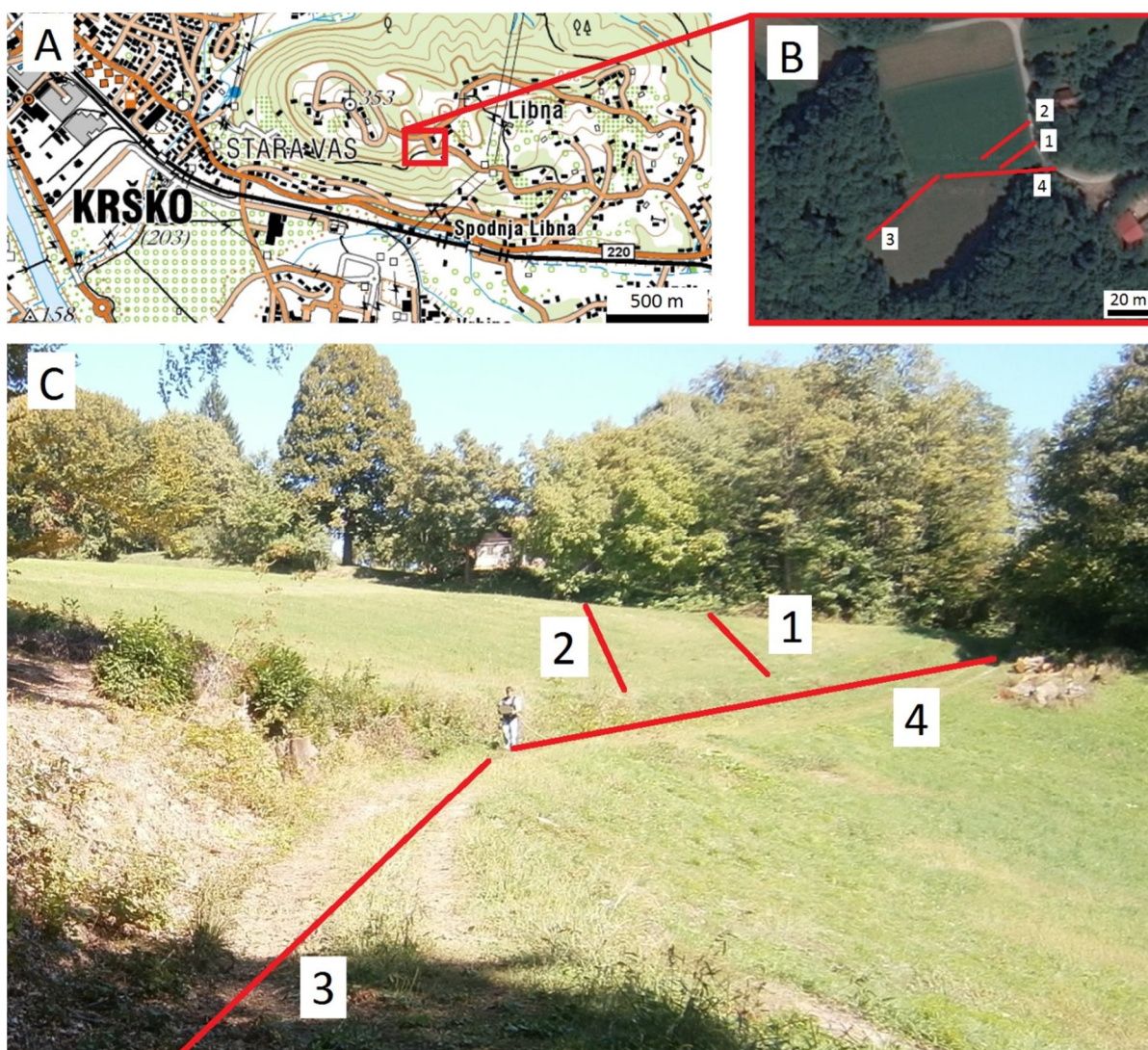
6.3.1 Geologija in tektonika območja

V osrednjem delu Krške kotline so terciarne plasti prekrite s pliokvartarnimi in kvartarnimi sedimenti, ki večinoma pripadajo fosilnim in recentnim nanosom reke Save, lateralno pa tudi jezerskim sedimentom (Verbič et al., 2000). Krško hribovje, Orlico in Gorjance, ki predstavljajo robove Krške kotline, pa gradijo različni karbonatno-klastični litostratigrafski členi zgornje paleozojske in mezozojske starosti.

Krška kotlina se je sprva smatrala za s prelomi omejen tektonski jarek (Pleničar in Premru, 1977), vendar so geološke in geofizikalne raziskave kasneje pokazale, da gre za sinklinalo terciarnih in kvartarnih plasti. Prelomne deformacije tega območja spadajo med paleogenske strukture, katere poleg gub predstavljajo prelomi v smeri SZ-JV ter JZ-SV, ki se pojavljajo v kamninah predterciarne podlage, reaktivirani pa tudi v terciarnih sedimentih (Gosar et al., 2005). Med prelomnimi deformacijami tega območja so tudi neogenske strukture, med katere poleg gub spadajo tudi narivi in prelomi v smeri V-Z ter v smeri S-J (Gosar et al., 2005). Začetek nastajanja Krške sinklinalne sega v neogen, tektonsko aktivna pa je še danes (Verbič et al., 2000).

6.3.2 Libenski prelom

Libenski prelom je karakteriziran kot zmični prelom, ki poteka v smeri SZ-JV (Bavec et al., 2011). Na območju hriba Libna pri Krškem smo znotraj njegove prelomne cone posneli 4 georadarske profile (slika 6.43). Namen profila 1, ki poteka po trasi zasutega izkopa 3 (slika 6.42), je bil dobiti informacije tudi globlje od tistega dela podpovršja, ki je bilo razkrito v samem izkopu s pomočjo nizkofrekvenčnega georadarja. V primeru, da profil 1 zaradi antropogenega vpliva pri zasutju izkopa ne bi bil uporaben, je bil višje v hribini in vzporedno s profilom 1 posnet še profil 2. Na območju izkopa 1 je bil posnet profil 3 (slika 6.42), nadaljevanje profila 3 po makadamski cesti do asfaltne ceste pa predstavlja profil 4 (slika 6.43). Georadarski profili so bili posneti z vrstico za merjenje razdalje in enakomerno proženje z intervalom 0,2 m.



Slika 6.43: A – geografski položaj širšega območja raziskav; B – lokacija georadarskih profilov na Libni pri Krškem; C – fotografija z označenimi trasami georadarskih profilov.

Figure 6.43: A – geographical position of the wider research area; B – location of GPR profiles on Libna Hill near Krško; C – photo with marked GPR lines.

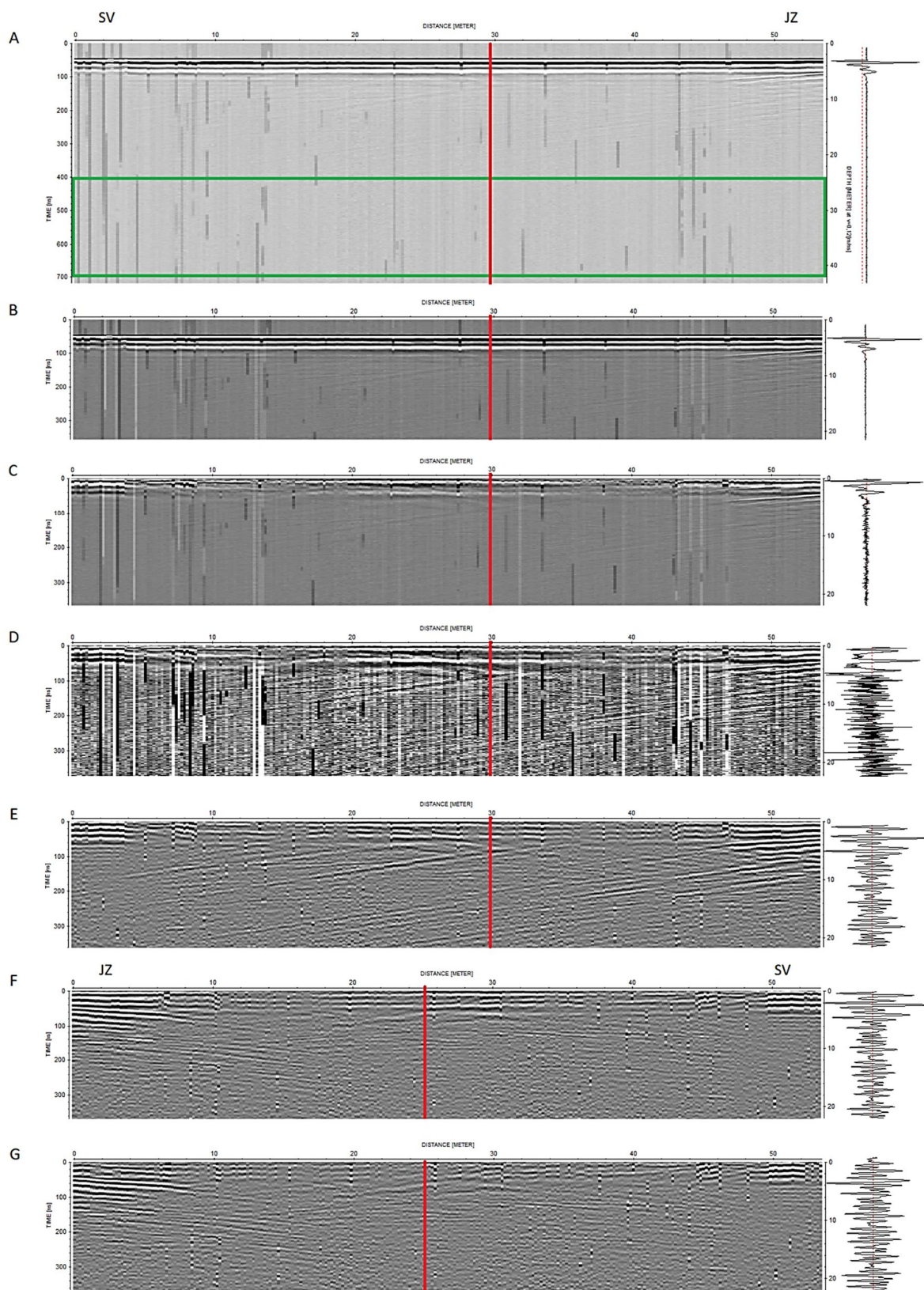
6.3.2.1 Obdelava radargramov

Profili so bili obdelani s programom Reflexw verzija 6.0.5. Najprej so bile na podlagi koordinat začetnih in končnih točk izračunane dolžine profilov. Ker vsi profili niso bili merjeni v isto smer, so bili za potrebe primerjave vsi obrnjeni v smer JZ-SV. Sledili so postopki, ki so bili enaki za vse radargrame:

1. odstranitev zamika signala (»DC shift«), kjer je bil uporabljen interval 400-700 ns;
2. določitev ničelnega časa pri prvem negativnem vrhu signala (primer B na sliki 3.14) s postopkoma korekcije maksimalne faze (»correct max. phase«) in prestavitvijo ničelnega časa (»move start time«);
3. odstranitev ozadja (»background removal«), kjer je bila izbrana opcija celotne linije (»whole line«);
4. ojačenje amplitude z uporabo postopka upadanja energije (»energy decay«);
5. pasovno prepustno filtriranje (»bandpass frequency filtering«), kjer je bila širina frekvenčnega območja določena s štirimi oglišči: low-cut 25 MHz, lower plateau 50 MHz, upper plateau 75 MHz, high-cut 150 MHz.

Postopki obdelave so prikazani na sliki 6.44. Pri odstranjevanju zamika signala sem uporabila območje med 400 in 700 ns, saj na tem delu ni vidnih nobenih odbojev (A). Postopek je prestavil sledi na osrednjo ničlo, kar je vidno tudi na izbrani sledi (B). Pri določevanju ničelnega časa sem ponovno uporabila primer B na sliki 3.14 in prestavila ničelni čas na prvi negativni vrh, in sicer na 46,5 ns. Odstranitev ozadja je bila izvedena vzdolž celotnih sledi (C), za ojačenje amplitude pa je bila uporabljena funkcija upadanja energije (D). Za odstranitev ojačanih šumov in izboljšanje razmerja med šumi in odboji sem s pasovno prepustnim filtriranjem odstranila frekvence pod 25 in nad 150 MHz (E). Vpliv teh postopkov je lepo viden tudi na izbrani sledi ob radargamih. Zato, da so bili vsi profili obrnjeni v isto smer, sem profil 3 obrnila po x osi ter s pomočjo f-k filtriranja odstranila večji del zračnih odbojev, ki so vidni zaradi bližine dreves (F). Ker smo profil 3 posneli po cesti, ki predstavlja zelo trdno podlago, se na prvih 80 ns profila vidijo tudi večkratni odboji v obliki horizontalnih odbojev vzdolž celotnega profila. Te sem odstranila s pomočjo odštevanja povprečja signalov, kar je odstranilo horizontalne linije in podalo boljšo sliko podpovršja (G).

V primerih profilov 1 in 2, ki sta bila izmerjena na območju večjega nagiba terena (slika 6.43), je bila narejena še topografska korekcija (»3D topography«). Za potrebe odstranjevanja zračnih odbojev zaradi dreves na profilu 1 je bilo uporabljeno f-k filtriranje. Ta postopek ni bil potreben pri obdelavi profila 2, saj so drevesa povzročila zračne odboje le na samem koncu tega profila, kjer pa niso tako moteči.



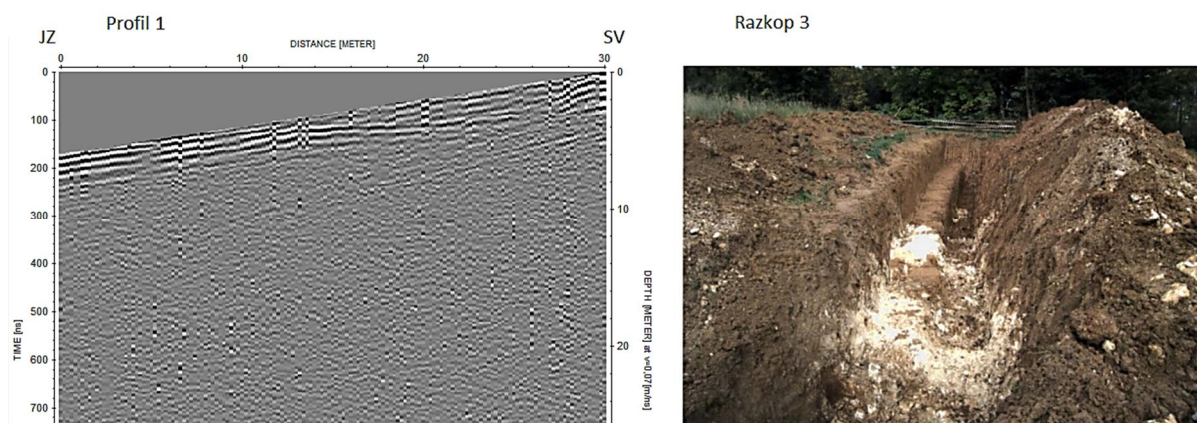
Slika 6.44: Postopki obdelave radargramov posnetih na Libni prikazani na primeru profila 3 s prikazanim vplivom na izbrano sled (lokacijo sledi na radargramu označuje rdeča linija). A – surov radargram in določitev časovnega intervala za odstranitev zamika signala (zeleni okvir); B – po odstranitvi zamika signala; C – po določitvi ničelnega časa in odstranitvi ozadja; D – po ojačitvi

amplitude z upadanjem energije; E – po pasovno prepustnem filtriranju; F – obrnjen profil po f-k filtriranju; G – po odstranitvi povprečja.

Figure 6.44: Basic processing steps of radargrams recorded on the Libna Hill shown on profile 3 with effects on a selected trace (red line marks the location of the trace). A – raw radargram and defining the time interval for DC shift (green frame); B – after DC shift; C – after time zero adjustment and background removal; D – after energy decay; E – after bandpass filtering; F – flipped profile after f-k filtering; G – after subtracting average.

6.3.2.2 Rezultati in diskusija

Georadarski profil 1, ki je bil posnet na mestu zasutega izkopa 3 zaradi slabega globinskega dosega ni podal novih informacij o strukturah v podpovršju. Globinski doseg tu zaradi visokega deleža glinenih in meljastih sedimentov ni bil večji od globine izkopa (okoli 4 m), zato so vsi reflektorji, ki so vidni na radargramu, antropogenega izvora in so nastali ob zasutju izkopa. V začetku profila 1 lahko vidimo le močnejše izražene linearne reflektorje (slika 6.45), ki kažejo na prisotnost litotamnijskega apnenca, vidnega v JZ delu izkopa.

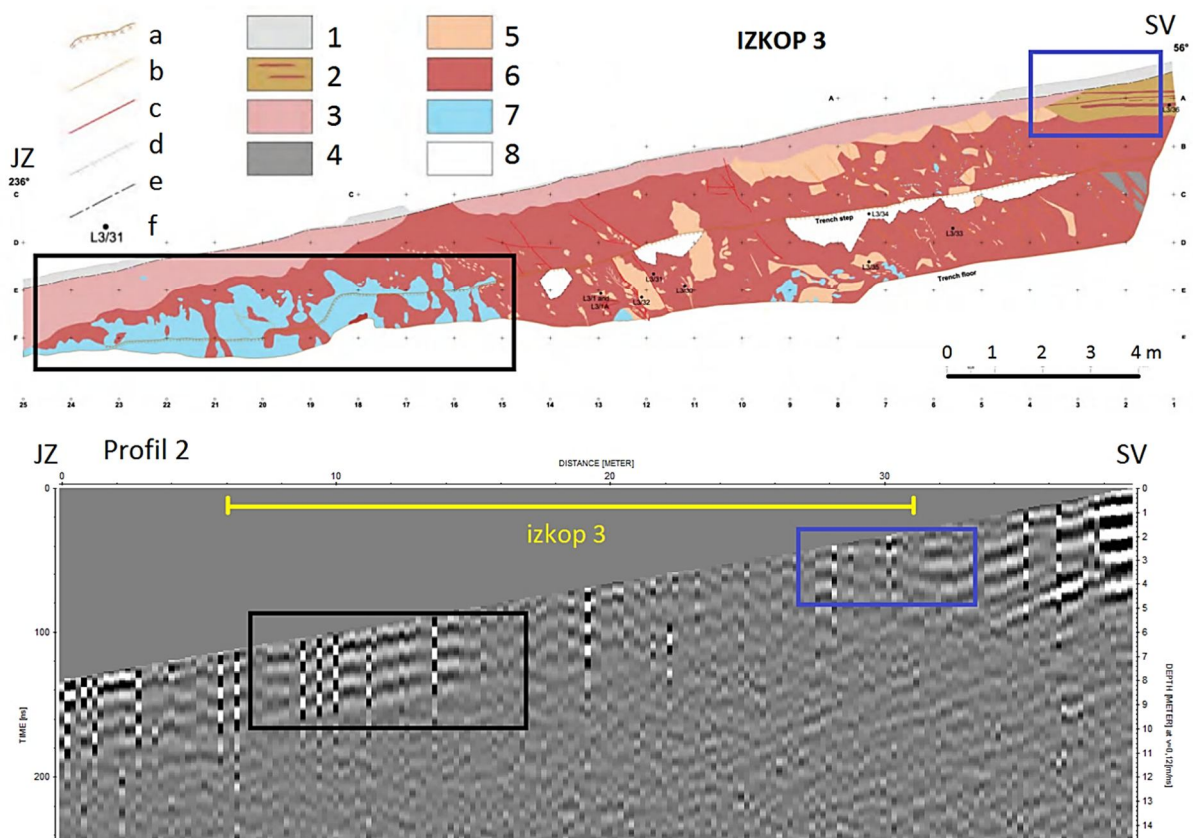


Slika 6.45: Levo – georadarski profil 1 posnet na mestu izkopa 3; desno – fotografija izkopa 3 posneta v smeri proti SV (Bavec et al., 2011).

Figure 6.45: Left – GPR profile 1 measured on the location of trench 3; right – photo of trench 3 taken in the NE direction (Bavec et al., 2011).

Precej boljše rezultate smo dobili v primeru profila 2, ki je bil posnet vzporedno s profilom 1, kjer na podpovršje niso vplivali procesi izkopavanja in kasnejšega zasutja. Na sliki 6.46 lahko vidimo primerjavo radargrama 2 z interpretacijo izkopa 3. Na radargramu lahko razločimo tri litološke enote. Ponovno se v obliki močno izraženih reflektorjev (črni okvir) kaže prisotnost litotamnijskega apnenca, ki je masiven, razpokan, preperel ter v zgornjem delu v kontaktu s preperinsko »glino« močno zakrasel. Osrednji del profila predstavlja »preperinsko« glino, ki je pravzaprav sestavljena iz 79%

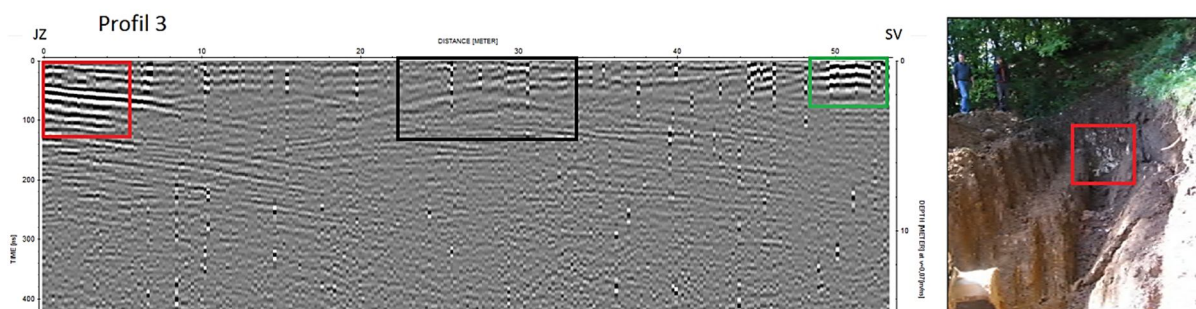
melja, 20% gline in 1% peska, vendar je ta horizont poimenovan kot »gline« z razlogom, da se loči od ostalih litoloških enot. Nastala je s preperevanjem apnenca pred odložitvijo pliokvartarnih sedimentov in predstavlja paleotla (Bavec, et al., 2011). Zaradi drobnozrnate sestave znotraj teh plasti ne dobimo nobenih odbojev. Del pod površja, kjer nastopa apnenec, pa predstavlja kompaktnjšo kamnino v primerjavi z okoliškim sedimentom, zato na tem delu dobimo bolj izražene odboje. Proti koncu profila pa lahko vidimo tudi subhorizontalne reflektorje, ki predstavljajo še tretjo litološko enoto, ki jo lahko določimo na radargramu, in sicer melj s peščenim prodrom (modri okvir na sliki 6.46). Ta se od spodaj ležeče »gline« dovolj razlikuje v elektromagnetnih lastnostih, da se na radargramu pokaže meja med obema horizontoma. Meje med »glino« in zgoraj ležečo plastjo »gline« s prodniki na radargramu ni mogoče določiti, saj med njima skorajda ni razlik v elektromagnetnih lastnostih. Poleg tega ta plast povprečno ni debelejša od enega metra, nekoliko se poglobi na skrajnem JZ delu izkopa, vendar zaradi omejene ločljivosti nizkofrekvenčne antene, ki je optimalna za zaznavanje globlje ležečih struktur, znotraj prvega metra globine ne moremo določiti nobenih sprememb (radargram na sliki 6.46 ima močno poudarjeno globinsko os).



Slika 6.46: Zgoraj – interpretacija paleoseizmološkega izkopa 3 (a – stopnica izkopa, b – razpoka, c – prelom, d – površje, e – spodnja meja tal, f – vzorci, 1 – tla, 2 – melj s peščenim prodrom, 3 – preperinska »gline« s prodniki, 4 – z manganom obarvana preperinska »gline«, 5 – preperinska »gline« z meljem, 6 – preperinska »gline«, 7 – litotamnjski apnenec, 8 – porušitev stene; po Bavec et al., 2011); spodaj – georadarski profil 2 z označenim apnencem (črni okvir) in meljem s peščenim prodrom (modri okvir).

Figure 6.46: Top – interpretation of palaeoseismological trench 3 (a – trench step, b – fracture, c – fault, d – ground surface, e – soil lower interface, f – samples, 1 – soil, 2 – silt with sandy gravel, 3 – residual »clay« with gravel, 4 – residual »clay« Mn coloured, 5 – residual »clay« with silt, 6 – residual »clay«, 7 – Lithotamnian limestone, 8 – wall collapse; after Bavec et al., 2011); bottom – GPR profile 2 with marked limestone (black frame) and silt with sandy gravel (blue frame).

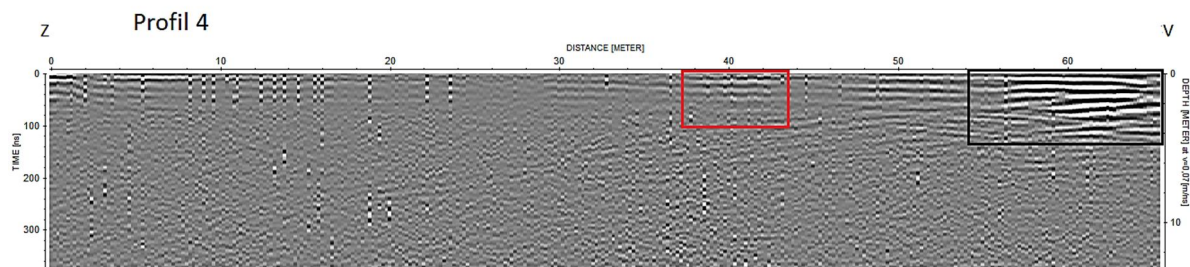
Pri paleoseizmološkem izkopu 1 je prišlo kmalu po izkopu do zasutja in porušitve sten, zato izkop ni bil popisano (Bavec et al., 2011). Profila 3 tako ne moremo primerjati z ugotovitvami v izkopu, je pa na sliki 6.47 prikazana fotografija izkopa 1 pred njegovo porušitvijo. Na njej je na skrajnem JZ delu izkopa dobro viden litotamnjski apnenec, prisotnost katerega je mogoče določiti tudi na georadarskem profilu 3. Kaže se v obliki poudarjenih odbojev na začetku profila (rdeči okvir na sliki 6.47). Ti so razločno vidni kljub temu, da so delno prekriti z zračnimi odboji od dreves. Črni okvir označuje mesto anomalije na sredini profila, ki bi lahko bila posledica izkopa, lahko pa gre za prisotnost zakraselega in razpokanega apnenca. Na koncu profila vidimo ponovno močnejše linearne reflektorje (zeleni okvir), ki nakazujejo na prisotnost kompaktnjše kamnine.



Slika 6.47: Levo – georadarski profil 3 posnet na mestu izkopa 1 z označenim apnencem (rdeči okvir), anomalijo na sredini profila (črni okvir) in močno izraženimi reflektorji (zeleni okvir); desno – fotografija izkopa 1 v smeri JZ pred zasutjem z vidni apnencem (rdeči okvir) (Bavec et al., 2011).

Figure 6.47: Left – GPR profile 3 recorded on the location of trench 1 with marked limestone (red frame), anomaly in the middle of the profile (black frame) and strong reflectors (green frame); right – photo of trench 1 in SW direction before it collapsed showing the presence of limestone (red frame) (Bavec et al., 2011).

Profil 4 je bil posnet vzdolž makadamske ceste J od izkopa 3. Tudi tukaj je bil globinski doseg precej omejen. Na profilu so ponovno vidni močnejši reflektorji, ki predstavljajo tršo kamnino od okolice (rdeči okvir na sliki 6.48). Na V koncu profila so kljub f-k filtriranju ostali vidni zračni reflektorji (črni okvir), saj smo na tem delu profil merili ob robu gozda. Močnejši linearni reflektorji, ki so vidni na koncu profila 3 (zeleni okvir na sliki 6.47) se na začetku profila 4 ne nadaljujejo, zato gre verjetno za manjši kos kamnine ali dvignjen del zakraselega apnenca.



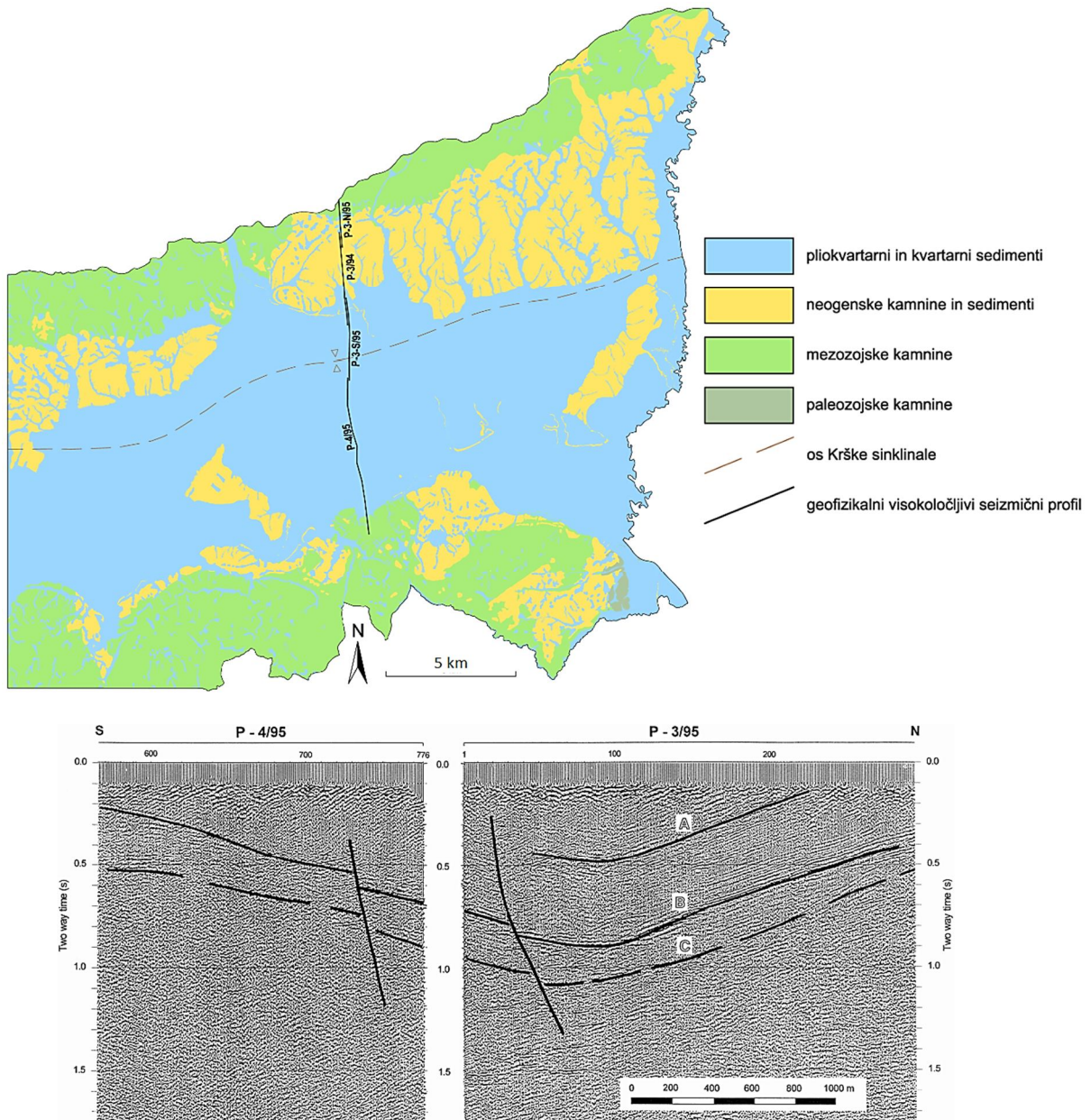
Slika 6.48: Georadarski profil 4 z označnimi močnejšimi odboji (rdeči okvir) in zračnimi odboji (črni okvir).

Figure 6.48: GPR profile 4 with marked stronger reflections (red frame) and air reflections (black frame).

V splošnem je na vseh profilih, posnetih na območju Libenskega preloma, globinski doseg precej omejen. To je posledica velikega dušenja signala zaradi prisotnosti drobnozrnatih sedimentov, vidnih predvsem v izkopu 3. Cilja, da bi preverili prisotnost tektonskih struktur v večjih globinah, zato nismo dosegli. Bilo pa je možno dobro primerjati georadarski profil 2 z izkopom 3. Na predelih, kjer nastopa preperinska glina nismo dobili nobenih odbojev, medtem ko so na mestih, kjer je prisotna trša kamnina od okolice, tj. litotamnijski apnenec, vidni močno izraženi reflektorji. Ne moremo torej zagotovostjo trditi, ali gre na mestih, kjer se na georadarskih profilih končajo reflektorji, ki predstavljajo apnenec, za tektonsko cono ali morda le za poglobljeno zakraselost apnenca.

6.3.3 Brežiška terasa

Slika 6.49 prikazuje geološko karto Krške kotline v merilu 1:25000 (Poljak, 2015) s prikazanim 13 km dolgim refleksijskim seizmičnim profilom (P-3/95 in P-4/95), ki je bil posnet za potrebe določevanja potresne nevarnosti okolice JEK. Rezultati refleksijske seizmike kažejo na sinklinalno gubanje zaradi tektonskega krčenja, pri čemer pa ni vidnih robnih prelomov, ki bi segali do površja (Gosar, 1998; Gosar et al., 2005). Sinklinalno zgradbo Krške kotline so potrdile tudi kasnejše raziskave dodatnih prečnih in vzdolžnih regionalnih refleksijskih seizmičnih profilov (Rižnar, 2005; Gosar et al., 2005; Gosar in Božiček, 2006).

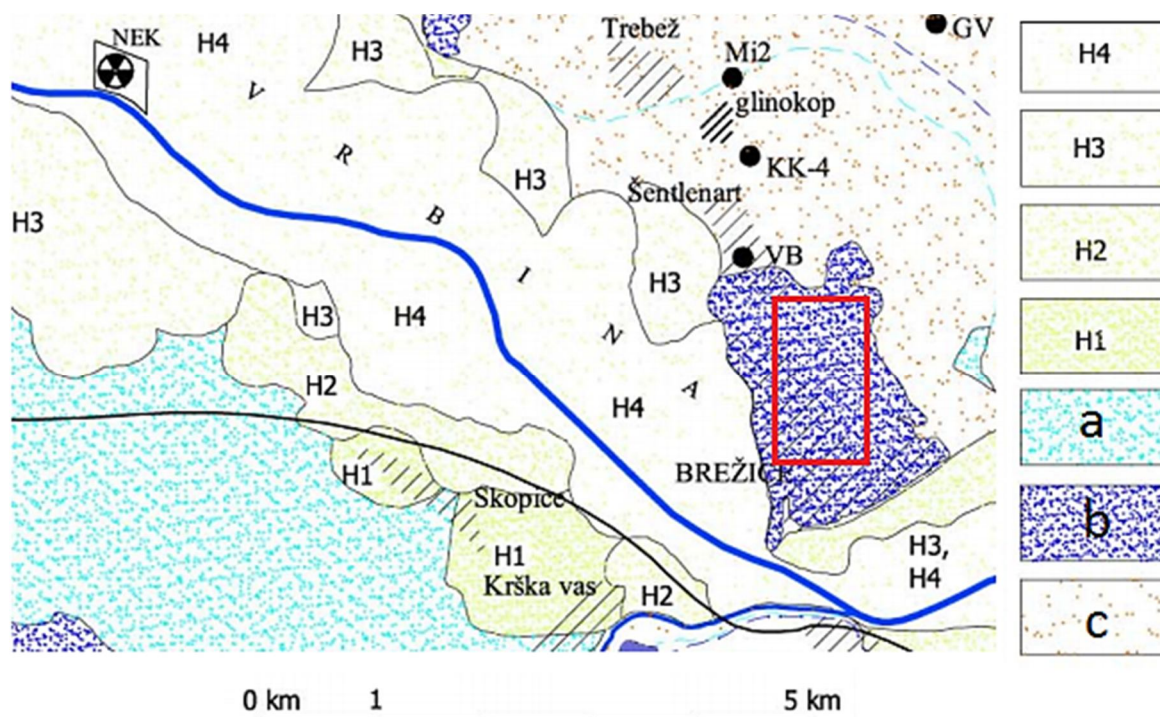


Slika 6.49: Zgoraj – geološka karta Krške kotline (Poljak, 2015) s položajem seizmičnega profila P-3/95 in P-4/95; spodaj – interpretacija seizmičnega profila P-3/95 in P-4/95 z vidno sinklinalo in dvema normalnima prelomoma (Gosar, 1998). A – lapor, konglomerat, peščenjak; B – litotamnijski apnenec, konglomerat, prod, pesek; C – laporast apnenec ali dolomit.

Figure 6.49: Above – geological map of the Krško basin (Poljak, 2015) with location of the seismic profile P-3/95 and P-4/95; below – interpretation of the seismic profile P-3/95 in P-4/95 with a visible syncline and two normal faults (Gosar, 1998). A – marl, conglomerate, sandstone; B – Lithotamnion limestone, conglomerate, gravel, sand; C – marly limestone or dolomite.

Brežiška terasa je del srednjepleistocenskega zasipa, imenovanega brežiška aloformacija (slika 6.50). Na območju med Brežiško teraso in Čateškim hribom leži podlaga tega zasipa na višji nadmorski višini kot na S delu terase pri Šentlenartu, kar je v nasprotju z gradientom rečnega toka. Nagib

površine Brežiške terase proti S je namreč v nasprotju s pričakovanji glede na primarni sedimentni naklon in je kot tak indikator za prisotnost površinskih tektonskih deformacij (Verbič, 2008). Verbič (2008) v svoji doktorski disertaciji takšno situacijo razlaga s post-zgornjpleistocensko tektonsko aktivnostjo, natančneje z aktivnostjo Brežiškega povratnega reverznega preloma. Glede na njegov neotektonski model naj bi Krško sinklinalo omejevala Artiški reverzni prelom na S in Brežiški reverzni prelom na J (Verbič, 2004, 2008), kar pa se ne ujema z rezultati refleksijske seizmike.



Slika 6.50: Geološko-geomorfološka karta kvartarnih sedimentov širše okolice Brežiške terase (po Verbič, 2004, 2008) z označenim območjem georadarskih raziskav (rdeči okvir, slika 6.51). H1-H4 – holocenske površine različnih starosti; a – zgornjpleistocenska terasa/zasip, drnovska aloformacija; b – srednjpleistocenska terasa/zasip, Brežiška terasa brežiške aloformacije; c – zgornji pliocen?-holocen, dobravska formacija.

Figure 6.50: Geological-geomorphological map of the Quaternary sediments of the wider area of the Brežice terrace (after Verbič, 2004, 2008) with marked area of the GPR survey (red frame, Figure 6.51). H1-H4 – Holocene surfaces of different ages; a – Upper Pleistocene terrace, Drnovo alloformation; b – Middle Pleistocene terrace, Brežice terrace of the Brežice alloformation; c – Upper Pliocene?-Holocene, Dobrača formation.

Da bi kvantitativno določili vpad spodnje meje brežiške aloformacije, smo vzdolž Brežiške terase posneli skupno osem profilov (slika 6.51 A). Najprej nas je zanimalo, ali je mogoče z georadarsko metodo določiti mejo med spodaj ležečim miocenskim laporovcem in zgoraj ležečim prodrom brežiške aloformacije, želeli pa smo tudi preveriti, kolikšen je vpad te meje in s tem določiti velikosti tektonsko pogojenih premikov Brežiške terase.

Najprej smo za pravilno določitev debeline prodnega zasipa posneli testni profil B1 po travniku ob cesti, kjer je bila v cestnem useku pod nami ta meja vidna (slika 6.51B). Meja med prodom in laporovcem je vidna tudi v ježi na J in Z delu Brežiške terase. Globino meje smo preverili tudi s podatkom iz vrtine v neposredni bližini profila B1, v kateri je ta meja na globini 4,1 m (arhivski podatki o vrtinah, GeoZS). Na podlagi določitve hitrosti potovanja signalov na tej lokaciji, smo kasneje iste parametre uporabili pri določevanju globine na ostalih radargramih. Ostale profile smo posneli na območju, kjer so Brežice najmanj poseljene in so bili zato zunanji vplivi, ki povzročajo šume in zračne odboje, najmanjši. Zaradi manevriranja med posameznimi travniki in njivami ter izogibanja območjem, kjer je na površini zastajala voda, posneti profili niso postavljeni v zvezno linijo.



Slika 6.51: A – lokacije georadarskih profilov B1 do B8, posnetih vzdolž Brežičke terase; B – meja med prodrom brežičke aloformacije zgoraj in miocenskim laporovcem spodaj (rumena linija).

Figure 6.51: A – locations of GPR profiles B1 to B8 recorded along the Brežive terrace; B – boundary between gravel of the Brežice alloformation above and the Miocene marlstone below (yellow line).

6.3.3.1 Obdelava radargramov

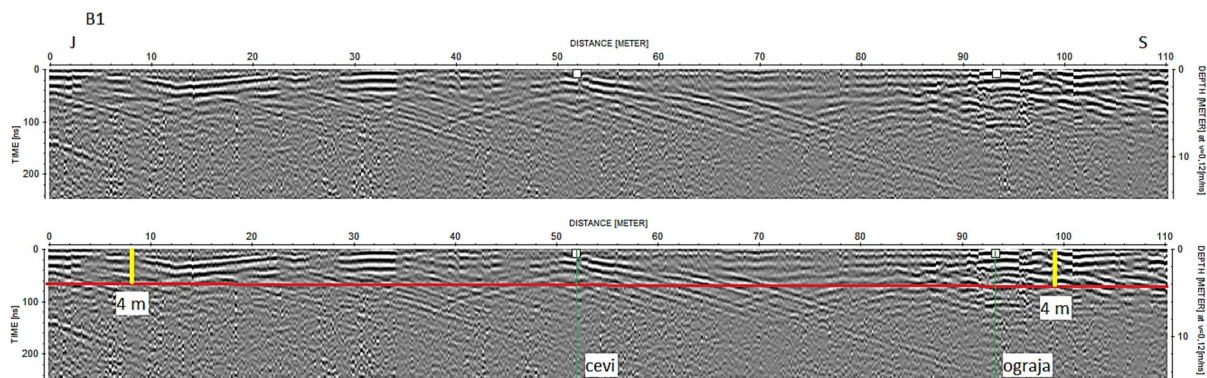
Obdelava radargramov je bila narejena v programu RadExplorer verzije 1.4. Proženje signalov med merjenjem je bilo izvedeno s pomočjo vrvice za merjenje razdalje, pri čemer je bil korak proženja nastavljen na 0,2 m, zato so bile dolžine profilov znane. Potrebna je bila le osnovna obdelava profilov, saj se je izkazalo, da je iskana meja med prodom in laporovcem zelo dobro vidna. Postopki so bili enaki za vse profile:

1. odstranitev zamika signala (»DC removal«), kjer je bil uporabljen interval 400-700 ns;
2. določitev ničelnega časa (»time zero adjustment«), kjer je bil ničelni čas postavljen na 48,9 ns;
3. odstranitev ozadja (»background removal«), kjer je bil parameter nastavljen na srednjo vrednost;
4. korekcija amplitude (»amplitude correction«), kjer je bila uporabljena funkcija AGC (»automatic gain control«);
5. pasovno prepustno filtriranje (»bandpass frequency filtering«), kjer je bila širina frekvenčnega območja določena s štirimi oglišči: low cut 25 MHz, low pass 50 MHz, high pass 150 MHz, high cut 300 MHz.

Z odstranitvijo zamika sem signale postavila na osrednjo ničlo. Ničelni čas je bil prestavljen na točko prvega negativnega vrha, ki je nastopil na 48,9 ns (položaj B na sliki 3.14). Po odstranitvi ozadja in korekciji amplitude, ki je poudarila globlje ležeče odboje, sem s filtriranjem odstranila frekvence pod 25 in nad 300 MHz.

Kljub previdni izbiri lokacij profilov smo vseeno dobili nekaj zračnih odbojev, predvsem zaradi bližine oglasnih plakatov, električnih žic in ograj, šume pa so povzročali tudi zakopani kanali in cevi. Ker smo na profilih sledili zveznemu linearnemu reflektorju, pa ti šumi niso tako moteči, da bi vplivali na samo interpretacijo. Zato uporaba naprednih postopkov obdelave ni bila potrebna.

Pri določevanju globine do meje sem uporabila hitrost potovanja signalov, ki sem jo na podlagi vidne globine določila na profilu B1. Na tem profilu je namreč meja le 4 m pod površjem. Hitrost potovanja signalov znotraj proda Brežiške terase tako znaša 0,12 m/ns (slika 6.52).

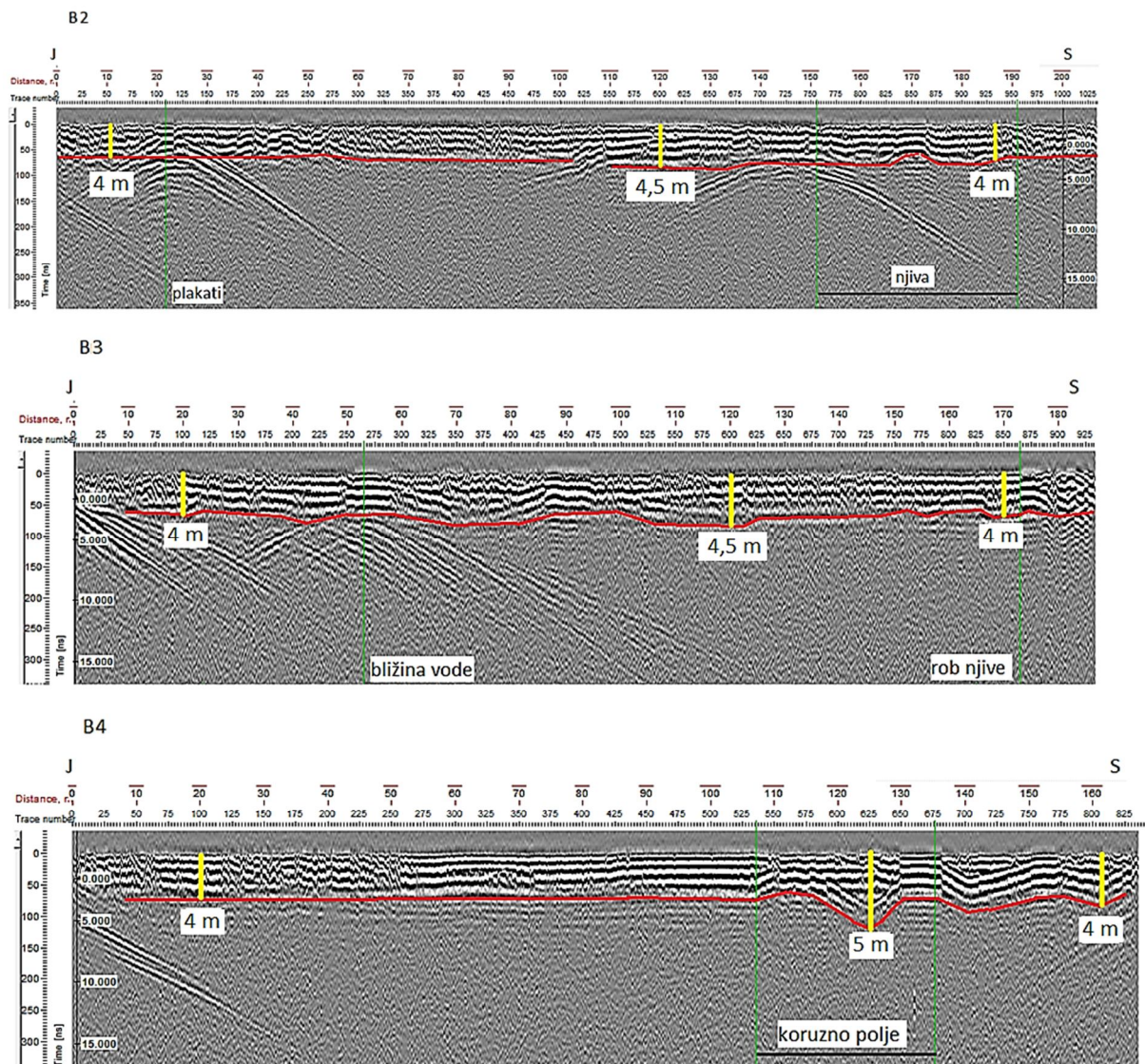


Slika 6.52: Določitev hitrosti potovanja signalov na profilu B1 glede na znano globino do meje med prodom in laporovcem.

Figure 6.52: Defining signal velocity on the B1 profile based on the known depth to the boundary between gravel and marlstone.

6.3.3.2 Rezultati in diskusija

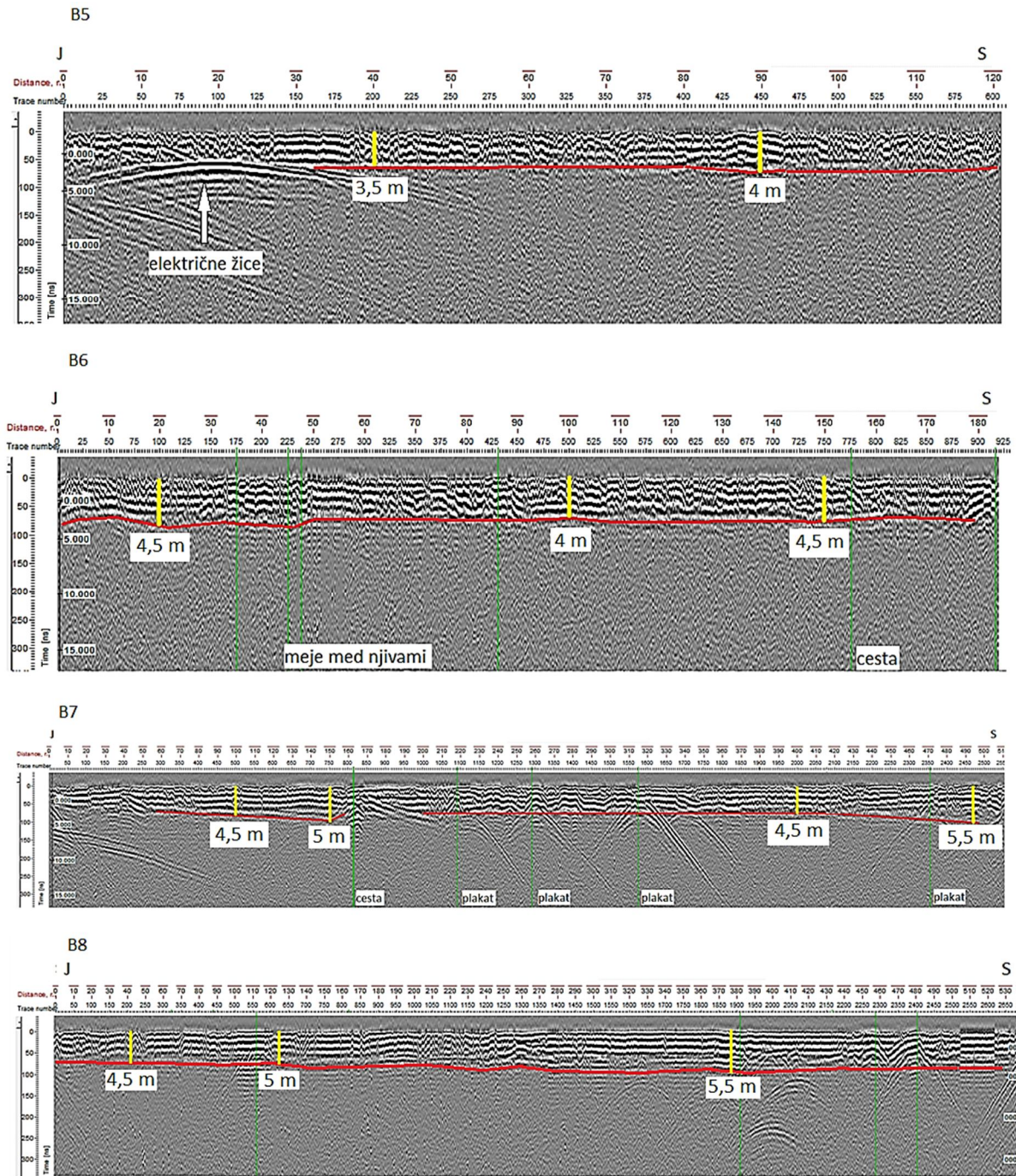
Slika 6.53 prikazuje rezultate obdelave profilov B2, B3 in B4. Na vseh treh profilih je označena meja (rdeča krivulja) med prodom in laporovcem, vzdolž profilov pa so označene tudi posamezne globine do meje (rumene linije). Generalno gledano se na tem predelu z izjemo posameznih poglobitev globina do te meje skorajda ne spremeni in ostaja okoli 4 m. Na vseh treh profilih vidimo tudi močne zračne odboje, ki so posledica bližine reklamnih plakatov ali stopnje ob robu njive. Vsi viri zračnih odbojev so bili prepoznani že v času meritev in zato označeni z markerji (zelene linije).



Slika 6.53: Georadarski profili B2, B3 in B4 z označeno mejo med prodrom in laporovcem (rdeča krivulja), globino do meje (rumene linije) in markerji (zeleni linije).

Figure 6.53: GPR profiles B2, B3 and B4 with marked boundary between gravel and marlstones (red curve), depth to boundary (yellow line) and markers (green lines).

Na sliki 6.54 so prikazani zadnji štiri georadarski profili, in sicer B5, B6, B7 in B8. Kar se tiče nagnjenosti meje, lahko na radargramu B5 vidimo, da je globina do lapornate podlage bolj ali manj še vedno enakomerna, s posameznimi pogreznitvami in se nahaja na globini okoli 4 m. Nekoliko globlje je meja na profilu B6, kjer vzdolž profila ostaja večinoma na globini 4,5 m. Ta globina se na profilu B7 še poveča, in sicer iz 4,5 na 5,5 m. Podobni rezultati so vidni tudi na profilu B8, kjer na S delu profila največja globina znaša okoli 5,5 m. Vrednosti, prodobljene iz georadarskih profilov se ujemajo z globinami do meje v bližnjih vrtinah (arhivski podatki o vrtinah, GeoZS). Globina do podlage se torej proti severu veča, vendar z izredno majhnim naklonom. Ta sprememba v globini je zelo majhna, saj se na dolžini približno 1500 m meja med prodrom in laporovcem poglobi za 1,5 m.



Slika 6.54: Georadarski profili B5, B6, B7 in B8 z označeno mejo med prodrom in laporovcem (rdeča krivulja), globino do meje (rumene linije) in markerji (zelene linije).

Figure 6.54: GPR profiles B5, B6, B7 and B8 with marked boundary between gravel and marlstone (red curve), depth to boundary (yellow line) and markers (green lines).

Na profilih pa sta vidna še dva pojava, in sicer na sredini profila B2 in na profilu B7, kjer sta rdeči liniji, ki označujeta geološko mejo, prekinjeni. Ker gre za urbano okolje, obstaja možnost, da so na tem delu zakopani kabli ali cevi, zvezni reflektor z navideznim vpadom pa se na radargramu izriše, ker se jim ali približujemo ali pa se od njih oddaljujemo.

Nadmorska višina površja Brežiške terase se na območju georadarskih meritev proti S zniža iz 159 m (začetek profila B2) na 155 m (konec profila B7), kar pomeni, da znaša na dolžini 1,5 km padec površine proti S glede na horizontalo 4 m. Georadarski rezultati kažejo, da se meja med prodom brežiške aloformacije in podlago na tej dolžini (od začetka profila B2 do konca profila B7) poglobi za približno 1,5 m (iz 4 m na 5,5 m).

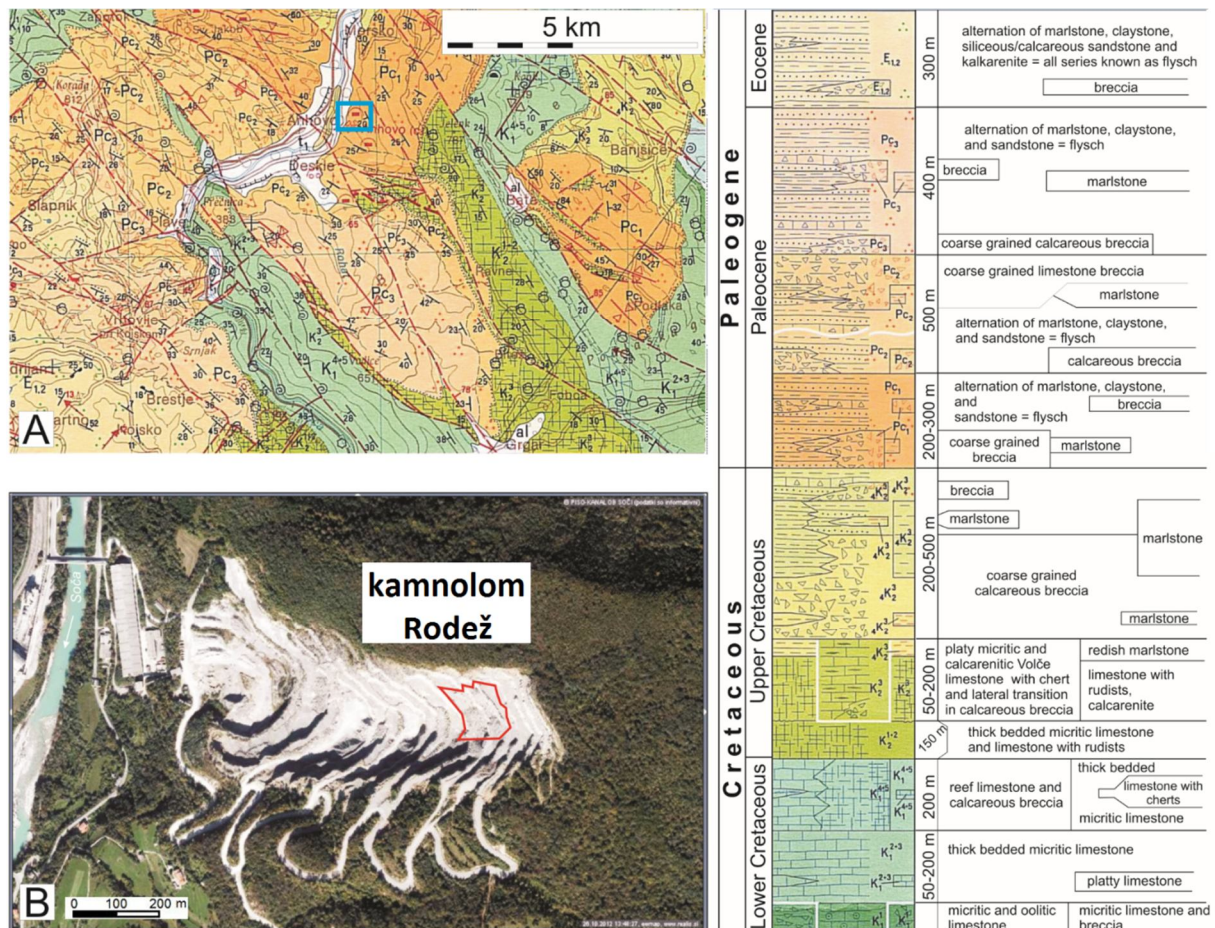
Starost srednjepaleocenskega zasipa brežiške aloformacije je bila z uporabo termoluminiscenčnih analiz najprej ocenjena na približno 145.000 let (Verbič, 2008), kasneje pa na okoli 250.000 let (Poljak et al., 2013). Če upoštevamo prej omenjeno razliko v nadmorskih višinah na dolžini 1,5 km in predpostavimo, da je bila površina v času sedimentacije horizontalna, se je v teh 250.000 letih Brežiška terasa torej nagnila za 4 m, kar pomeni, da hitrost vertikalnega premika znaša najmanj 0,016 mm/leto. Ker je bil pri dataciji zasipa uporabljen cement in ne sam sediment, je lahko starost zasipa tudi večja, saj ne vemo, koliko časa je preteklo med odložitvijo sedimenta in njegovo cementacijo. Če pri izračunu upoštevamo še domneven padec površine pred sedimentacijo proti S, ki naj bi po Verbiču (2008) znašal 1,6 m/km, se je terasa na dolžini 1,5 km po odložitvi proda nagnila za 1,6 m. Z uporabo tega podatka pa se hitrost vertikalnega premika zmanjša na 0,01 mm/leto. Na možnost, da je bila površina nagnjena proti S že pred sedimentacijo, kaže tudi razlika v debelini plasti prodnega nanosa, ki je glede na georadarske rezultate na S za okoli 1,5 m večja kot na J. Poglobitev plasti proda proti S pa lahko razložimo tudi s sinsedimentacijskem gubanjem. Da gre na tem območju dejansko za zelo majhne hitrosti premikov, kažejo tudi geodetske meritve na podlagi reperjev, ki so postavljeni vzdolž železniške proge Brestanica – Krško – Brežice – Dobova. Izmere hitrosti vertikalnega premika nekaterih reperjev so sledeče: - 0,10±0,06 mm/leto (reper MXC), - 0,06±0,15 mm/leto (reper OP875), - 0,22±0,17 mm/leto (reper OP686), - 0,13±0,20 mm/leto (reper OP584) (Koler in Breznikar, 1999).

Nagib površine Brežiške terase proti S je v nasprotju s primarnim sedimentnim padcem, kar kaže na površinske tektonske deformacije južnega krila Krške sinklinale. Verbič (2008) ocenjuje, da padec površine na dolžini 2,15 km znaša 10,8 m. K temu prispeva še domnevni padec površine ob sedimentaciji (1,6 m/km), tako da skupni tektonski padec na tej razdalji po njegovih izračunih znaša 14,2 m, kar poudarja tektonski naklon 0,38°. V našem primeru padec površine na dolžini 1,5 km znaša 4 m. Če upoštevamo še domnevni padec ob sedimentaciji, znaša skupni tektonski padec 6,4 m, kar ustreza tektonskemu naklonu 0,25°.

6.4 Tektonski in kraški pojavi v kamnolomu Rodež pri Anhovem

Zaradi spreminjajočih se sedimentoloških značilnosti in kompleksne geološke strukture s prelomi in razpokami znotraj kamninskega masiva, je načrtovanje usmerjenosti in nagiba etaž v kamnolomu odprtega tipa velik izziv. Začetni premiki pobočja so pogosto povezani s sproščanjem napetosti ob

odkopavanju, kar v kamnini povzroča linearne elastične deformacije. Prvi znak takšne nestabilnosti v odprtem koku je aktivacija drsnih ploskev. Takšnim tveganjem pa se lahko izognemo z dobrim poznavanjem geologije in strukture kamninskega masiva ter hidrogeologije območja. Zato je bila v kamnolomu Rodež opravljena raziskava strukturnih in geoloških lastnosti odprtega kopa znotraj flišoidnih kamnin.

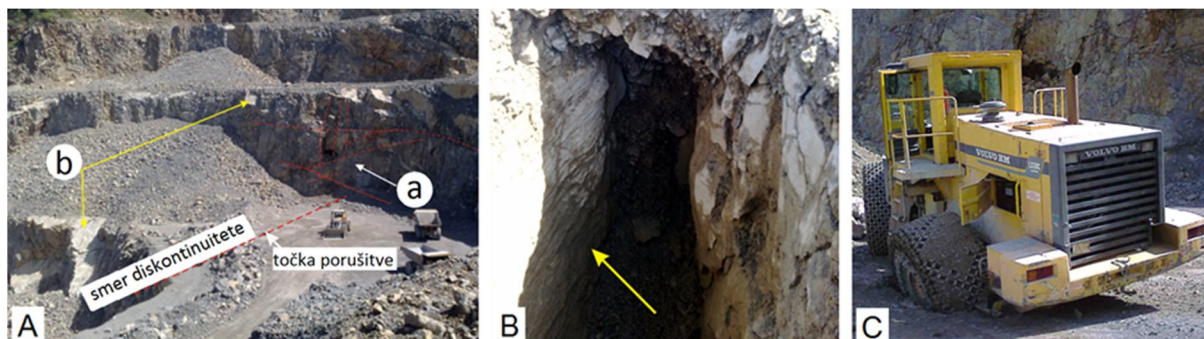


Slika 6.55: A – geološka karta (Buser, 1987) z označeno lokacijo kamnoloma (modri okvir) in z litostratigrafsko interpretacijo na desni; B – satelitska slika kamnoloma Rodež. Rdeči poligon označuje območje raziskav, prikazano na sliki 6.59 (po Zajc et al., 2014).

Figure 6.55: B – geological map (Buser, 1987) with marked quarry location (blue frame) and lithostratigraphical interpretation on the right; B – satellite image of the Rodež quarry. Red polygon indicates the researched area shown in Figure 6.59 (after Zajc et al., 2014).

Kamnolom Rodež (slika 6.55) je glavni vir surovine za proizvodnjo cementa v podjetju Salanit Anhovo, ki je največji slovenski proizvajalec cementa. Kamnolom leži v dolini reke Soče, 10 km severno od Nove Gorice na zahodnem pobočju gore Jelenk. Razvit je na 14 etažah, njegova višinska razlika pa znaša 300 m. Znotraj karbonatnih kamnin nastopajo številni kraški pojavi, kot so majhne kaverne, nastanek katerih je povezan z obstoječimi strukturnimi diskontinuitetami. Prisotnost skritih podzemnih kavern v kamnolomu predstavlja veliko nevarnost pri procesih eksploatacije, saj lahko povzroči nesreče, ki pa ne predstavljajo le velikih stroškov, temveč ogrožajo tudi zaposlene. Primer

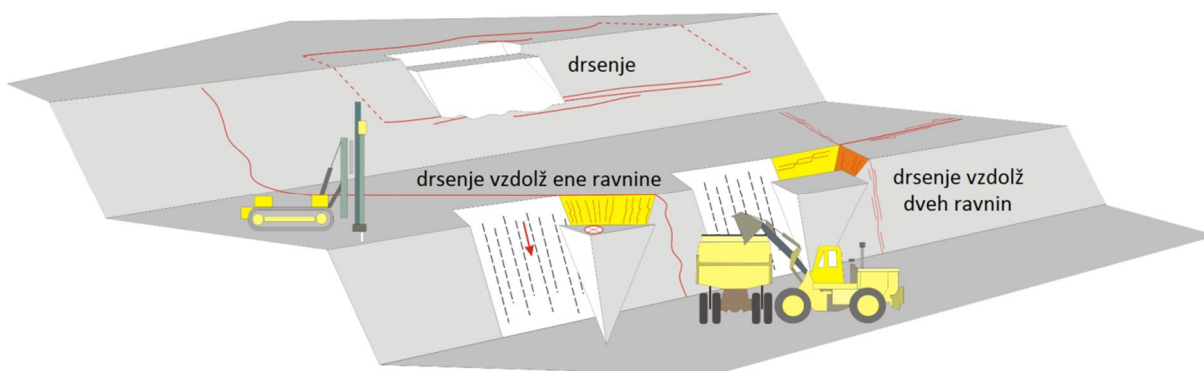
takšne nesreče je prikazan na sliki 6.56, kjer se je strop freatičnega kanala zrušil pod težo delovnega stroja. Freatični kanal, v katerega se je pogreznilo sprednje desno kolo, je nastal vzdolž subvertikalne diskontinuitete in je segal vsaj 3 m v globino (Zajc et al., 2014).



Slika 6.56: Delovna nesreča med nakladanjem surovine na etaži E255 kamnoloma Rodež. A – porušitev stropa freatičnega kanala vzdolž diskontinuitete (a) in razpok z vpadom enakim plastnatosti (b); B – kraški kanal z vidno smerjo toka (rumena puščica); C – pogreznitev kolesa delovnega stroja v kraški kanal (po Zajc et al., 2014).

Figure 6.56: Work accident during loading of raw material at the E255 bench of the Rodež quarry. A – roof collapse of a phreatic channel along discontinuity (a) and joint structures, with the same dip as the bedding plane (b); B – karst channel with visible flow direction (yellow arrow); C – sinking of loader wheel into a karst cavity (after Zajc et al., 2014).

V večini primerov nastanejo podzemni kraški pojavi znotraj vadovne cone, kjer so posledica kompleksne strukturne deformacije ter zakrasevanja vzdolž odprtih razpok ali večjih strukturnih diskontinuitet. Te iste diskontinuitete pa se lahko razvijejo tudi v drsne plasti in odvisno od svoje orientacije povzročijo zdrse med odkopavanjem, kot to prikazuje slika 6.57. Pri odkopavanju materiala se je večkrat pokazalo, da ima poleg sedimentoloških in hidroloških lastnosti pomembne vplive na potencialno nestabilnost pobočja ravno usmerjenost strukturnih diskontinuitet (Zajc et al., 2014).



Slika 6.57: Primeri različno usmerjenih strukturnih diskontinuitet glede na etaže s potencialnimi zdrsi vzdolž ene ali dveh ravnin (po Zajc et al., 2014).

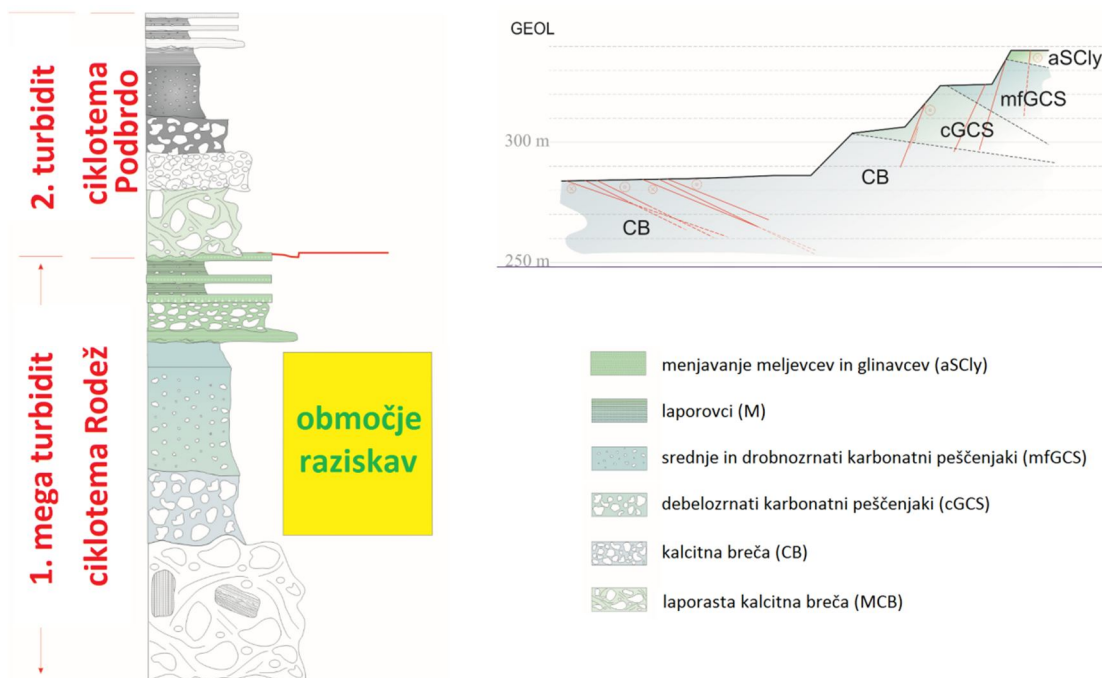
Figure 6.57: Samples of differently orientated structural discontinuities at the bench or ramp face with potential single or double plane sliding (after Zajc et al., 2014).

Da bi preprečili opisana tveganja v bodoče, smo del kamnoloma raziskali z georadarjem in tako poskušali določiti prisotnost podzemnih kraških struktur ter potencialnih drsnih ploskev. Rezultate georadarskih raziskav smo primerjali z rezultati strukturnega in litološkega kartiranja ter s tem preverili primernost uporabe georadarja za te namene.

6.4.1 Geologija in tektonika območja

Sedimentološko gledano pripada obravnavano območje Furlanskemu paleogenskemu bazenu (Placer et al., 2010), ki pa vključuje tudi Julijski oz. Slovenski bazen (Alberti et al., 1999). Strukturno gledano pa območje raziskav pripada SV delu Furlanskega paleogenskega bazena in Trnovskemu pokrovu. Paleogene flišoidne sedimentne kamnine na tem območju so spodnje in srednje paleocenske starosti, kar je bilo potrjeno z nanoplanktonsko analizo (Buser, 1987). Med detajlnim geološkim kartiranjem ožjega območja Anhovega je bila odkrita kompleksna heterogenost znotraj turbiditnih plasti, kjer je možno ločiti dva dogodka: zunanjo ciklotemo s sedimenti, prenešenimi iz SZ dela bazena, ter drugo ciklotemo, ki je sestavljena iz kalcitnih mega in proksimalnih turbiditov, prenešenih iz JV ter deloma tudi V dela bazena (Skaberne, 1987). Kot je razvidno iz slike 6.58, gradi spodnji del območja raziskav kalcitna breča (CB), navzgor ji sledi debelozrnat karbonatni peščenjak (cGCS), srednje do drobnozrnat karbonatni peščenjak (mfGCS) ter laporovec (M). Najvišji del obravnavanega območja pa je sestavljen iz menjavanja meljevcev in glinavcev (aSCLy). Različne družine diskontinuitet, ki nastopajo v kamnolomu Rodež, so večinoma posledica regionalne zmične tektonike (Buser, 1987) ter stratigrafije litoloških enot (Skaberne, 1987).

Strukturne diskontinuitete znotraj cGCS horizonta, ki so vzporedne s slemenitvijo plasti, so nastale z reaktivacijo sinsedimentnih struktur v neogenu, s čimer so se pretvorile v prelomne strukture etažnih velikosti. Sinsedimentne strukture so se oblikovale med litifikacijo turbiditnega telesa zaradi litostatičnega pritiska ciklotem Podbrdo in Perunk na nepravilno oblikovano ciklotemo Rodež v podlagi (slika 6.58). Kompetenca kamnin omogoča oblikovanje diskontinuitet odprtega tipa, ki z zbiranjem pronicajoče vode omogočajo nastajanje kraških pojavov na kontaktu z manj prepustno kamnino. Tako sta tok podzemne vode in nastanek morfoloških struktur znotraj karbonatne sekvence odvisna predvsem od mehanskih lastnosti, kot je deformiranost litostratigrafskih enot (Cooke et al., 2006; Eaton et al., 2007).



Slika 6.58: Geološka zgradba obravnavanega območja z geološkim profilom terena GEOL, lokacija katerega je prikazana na sliki 6.59 (po Zajc et al., 2014).

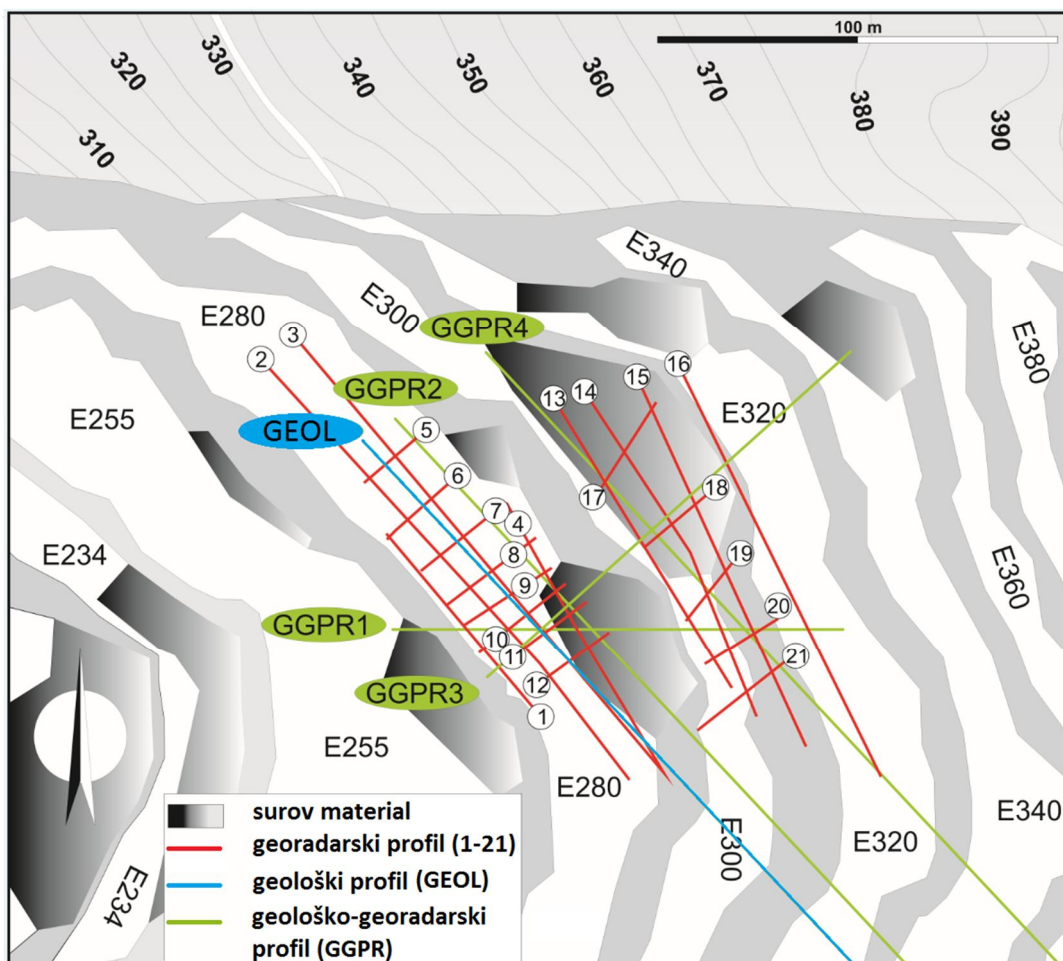
Figure 6.58: Geological setting of the study area with geological profile GEOL, the location of which is shown in Figure 6.59 (after Zajc et al., 2014).

6.4.2 Lokacije profilov

Na območju treh zaporednih etaž kamnoloma smo skupaj posneli 21 georadarskih profilov (slika 6.59). Na vsaki izmed etaž, ki so poimenovane glede na njihovo nadmorsko višino (280, 300 in 320 m), so vzdolžni profili potekali vzporedno s stenami kamnoloma, krajši prečni profili pa bolj ali manj pravokotno na stene ter vzporedno eden na drugega. Na etaži E280 je bilo posnetih 12 profilov, na etaži E300 8 profilov, na etaži E320 pa 1 profil. Vsi profili so bili posneti v ravnih linijah na horizontalnih tleh s sprožanjem signalov v časovnem intervalu 0,2 s, njihove začetne in končne točke pa so bile posnete z GPS sprejemnikom. V preglednici 6.1 so povzeti podatki posameznih profilov.

Preglednica 6.1: Podatki o georadarskih profilih v kamnolomu Rodež.**Table 6.1:** Information about Rodež quarry GPR profiles.

Profil	Tip profila	Generalna smer merjenja	Dolžina (m)	Etaža
Profil 1	vzdolžni	JV → SZ	61,0	E280
Profil 2	vzdolžni	JV → SZ	142,6	E280
Profil 3	vzdolžni	SZ → JV	147,0	E280
Profil 4	vzdolžni	JV → SZ	81,0	E280
Profil 5	prečni	JZ → SV	20,3	E280
Profil 6	prečni	JZ → SV	23,8	E280
Profil 7	prečni	JZ → SV	25,6	E280
Profil 8	prečni	JZ → SV	28,1	E280
Profil 9	prečni	JZ → SV	27,0	E280
Profil 10	prečni	JZ → SV	28,0	E280
Profil 11	prečni	JZ → SV	27,7	E280
Profil 12	prečni	JZ → SV	26,0	E280
Profil 13	vzdolžni	JV → SZ	86,5	E300
Profil 14	vzdolžni	JV → SZ	93,0	E300
Profil 15	vzdolžni	SZ → JV	103,0	E300
Profil 16	vzdolžni	JV → SZ	116,6	E320
Profil 17	prečni	SV → JZ	28,7	E300
Profil 18	prečni	JZ → SV	23,4	E300
Profil 19	prečni	JZ → SV	18,7	E300
Profil 20	prečni	JZ → SV	21,7	E300
Profil 21	prečni	SV → JZ	29,4	E300



Slika 6.59: Območje raziskav z označenimi etažami kamnoloma, 21 georadarskimi profili, geološkim profilom (GEOL, sl. 6.58) ter 4 geološko-georadarskimi (GGPR, slika 6.8) profili (po Zajc et al., 2014).

Figure 6.59: Studied area with benches of the quarry and positions of 21 GPR profiles, a geological profile (GEOL, Figure 6.58) and 4 integrated geological – GPR (GGPR) profiles (after Zajc et al., 2014).

6.4.3 Obdelava radargramov

Radargrami so bili obdelani s programom RadExplorer 1.4. Najprej je bilo potrebno definirati geometrijo profilov z vnosom začetnih in končnih koordinat profilov. Vsi profili niso bili posneti v isti smeri, zato so bili za potrebe interpretacije nekateri profili obrnjeni (»reverse profile«). Ker je bilo merjenje izvedeno s pomočjo časovnega sprožanja signalov, lahko zaradi neenakomernega premikanja pride do raztegnjenega radargrama. Zato je bila uporabljena prostorska interpolacija sledi (»spatial interpolation«), ki prerazporedi sledi v horizontalni smeri. To omogoča programu izračun razdalje med posameznimi sledmi, kar je pomembno za pravilno delovanje nekaterih postopkov obdelave, ki se uporabijo kasneje, npr. prileganje hiperbole (DECO, 2005).

Postopki, ki so sledili, so bili enaki za vse posnete profile, in sicer so:

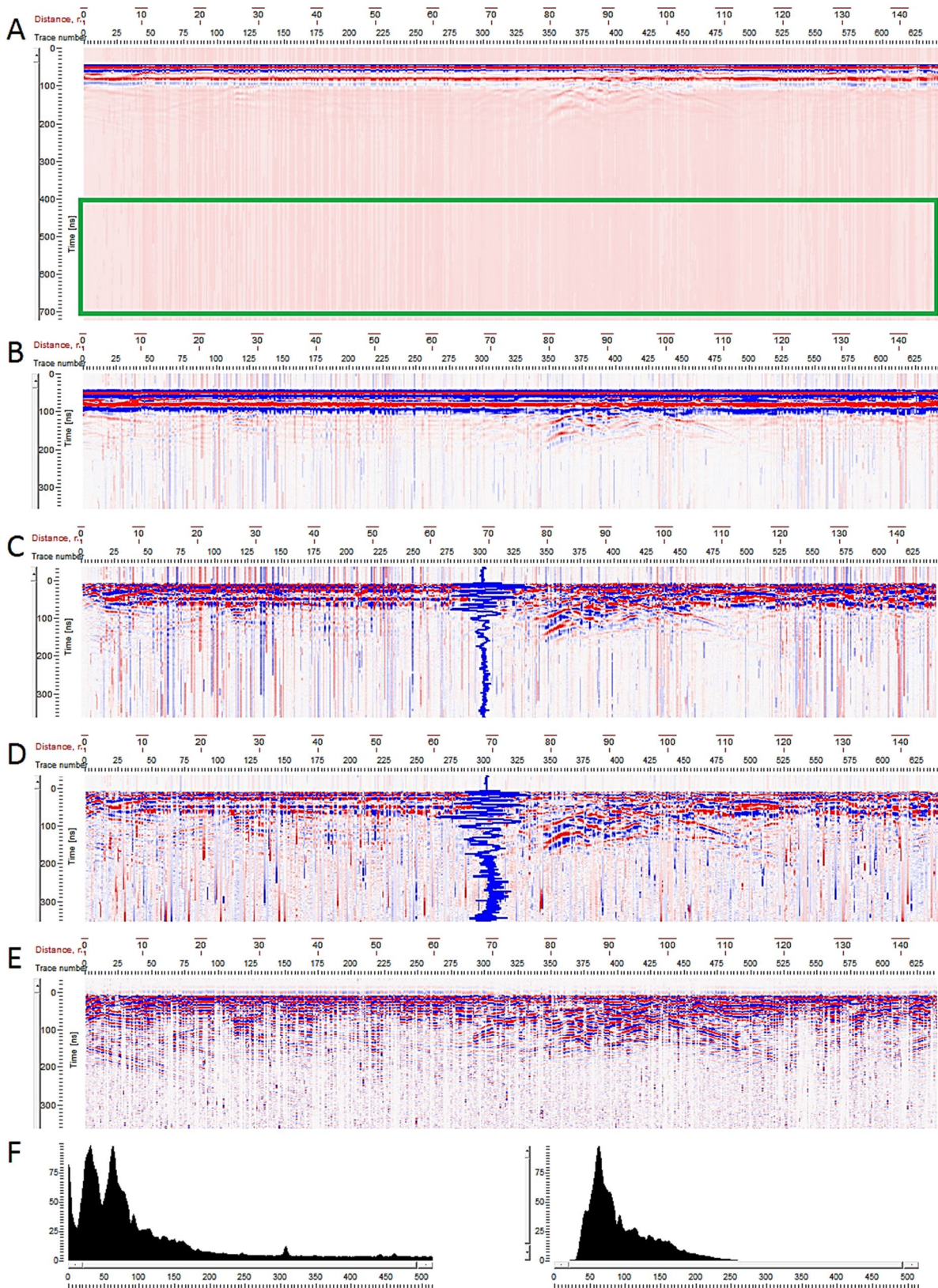
1. odstranitev zamika signala (»DC removal«), kjer je bil uporabljen interval 400-700 ns;
2. določitev ničelnega časa (»time zero adjustment«), kjer je bil ničelni čas postavljen na 48,9 ns;
3. odstranitev ozadja (»background removal«), kjer je bil parameter nastavljen na srednjo vrednost;
4. korekcija amplitude (»amplitude correction«), kjer je bila uporabljena funkcija AGC (»automatic gain control«);
5. pasovno prepustno filtriranje (»bandpass frequency filtering«), kjer je bila širina frekvenčnega območja določena s štirimi oglišči: low cut 25 MHz, low pass 50 MHz, high pass 150 MHz, high cut 300 MHz.

Primer postopka obdelave je prikazan na sliki 6.60. Pri odstranitvi zamika signala sem izbrala interval 400-700 ns, saj na tem delu surovega radargrama ni vidnih nobenih odbojev, ki bi lahko vplivali na izračun povprečja vzdolž sledi (zeleni okvir na sliki 6.60A). S tem je zagotovljena pravilna odstranitev zamika signala (slika 6.60B), saj je izbran interval izven območja močnih anomalij, ki jih lahko vidimo med 70 in 110 m radargrama. Pri določevanju ničelnega časa sem upoštevala položaj E na sliki 3.14, ki predstavlja prvi pozitivni vrh. Kot sem pokazala v poglavju 5.4, je pri uporabi tega načina potrebno biti zelo previden. Ker lahko pride do velikih odstopanj v obliki in položaju prvega pozitivnega vrha (slika 5.7), ta ni vedno najbolj natančna izbira. V primeru radargramov posnetih v kamnolomu Rodež pa se je izkazalo, da je prvi pozitivni vrh precej dobro izražen vzdolž vseh posnetih profilov in zato v tem primeru daje dovolj natančne rezultate. Pri odstranitvi ozadja spreminjanje samega parametra ni veliko vplivalo na končni rezultat, zato sem pri vseh radargramih uporabila srednjo vrednost (slika 6.60C). Za ojačenje amplitude sem uporabila AGC funkcijo (»automatic gain control«), pri čemer so zadostovali prednastavljeni parametri (časovno okno 247 ns). Na sliki 6.60 lahko vidimo, da po uporabi tega postopka dobimo v globini bolj izražene oz. ojačene odboje kot pred uporabo, v zgornjem delu radargrama, kjer ojačenje ni potrebno, pa se amplituda nekoliko zmanjša (modra sled na C in D). Za potrebe odstranitve visokih in nizkih frekvenc in s tem izboljšanja razmerja med signali in šumi sem s pasovnim prepustnim filtriranjem odstranila frekvence pod 25 MHz in nad 300 MHz (slika 6.60E). Učinek tega postopka je prikazan s primerjavo frekvenčnih spektrov pred in po uporabi postopka (slika 6.60F), kjer horizontalna os predstavlja frekvenco (MHz), vertikalna os pa odstotek maksimuma amplitude signala (DECO, 2005). S pasovnim prepustnim filtriranjem sem tako obdržala le frekvence, ki so bližje osrednji frekvenci antene, ki je v našem primeru 50 MHz.

Na podlagi hiperboličnih oblik odbojev, ki odražajo kaverne in so vidni na georadarskih profilih na sliki 6.63, je bila določena tudi hitrost potovanja signalov s pomočjo prileganja hiperbole (zeleno krivulje na profilih). Večina difrakcijskih hiperbol je podala hitrost 12,2 cm/ns, kar ustreza dielektrični konstanti materiala $\epsilon = 6$.

Z uporabljenimi postopki osnovne obdelave sem za potrebe naše študije dobila dovolj dobre rezultate, zato napredni postopki niso bili potrebni. Čeprav smo pri interpretaciji iz radargramov odčitavali

navidezne vpade diskontinuitet, katere je z uporabo migracije potrebno predhodno premakniti v pravilen položaj, ta postopek ni bil izveden. Razlog za to so majhni vpadi reflektorjev, za katere se je izkazalo, da se z migracijo ne spremenijo toliko, da bi to bilo vidno na radargramih in bi tako vplivalo na končni rezultat (več o tem v poglavju 7.1.3).



Slika 6.60: Postopek obdelave radargramov, posnetih v kamnolomu Rodež, prikazan na primeru profila 3. A – surov radargram in določitev časovnega intervala za odstranitev zamika signala (zeleni okvir); B – po odstranitvi zamika signala; C – po določitvi ničelnega časa in odstranitvi ozadja z označeno sledjo (modra krivulja); D – po ojačitvi amplitude z AGC funkcijo; E – po pasovno

prepustnem filtriranju; F – primerjava frekvenčnih spektrov pred (levo) in po (desno) pasovno prepustnem filtriranju.

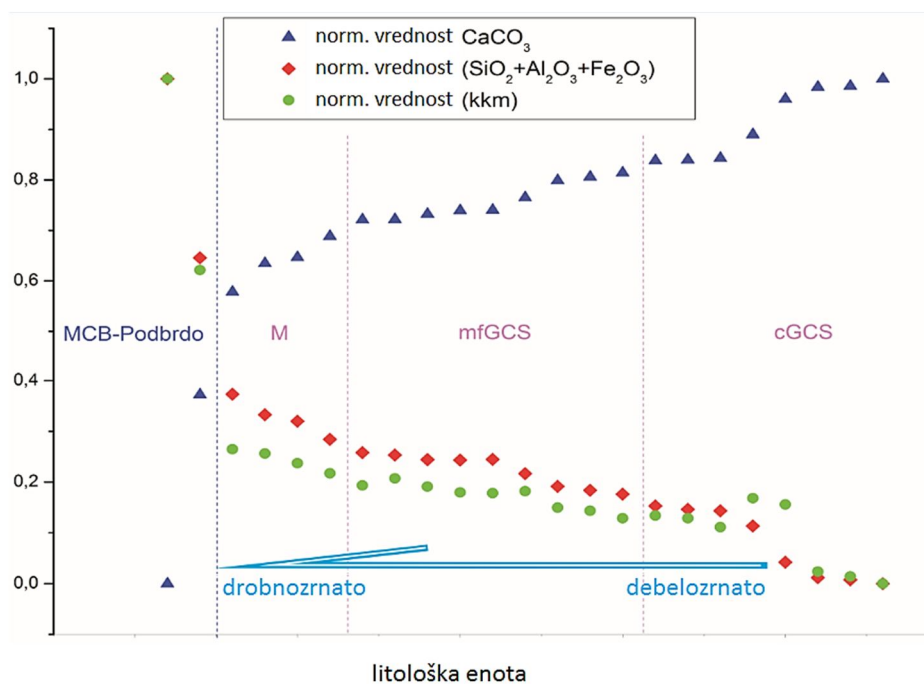
Figure 6.60: Processing flow of radargrams recorded in the Rodež quarry shown on the Profile 3. A – raw radargram and defining the time interval for DC removal (green frame); B – after DC removal; C – after time zero adjustment and background removal; D – after amplitude correction using the AGC function; E – after bandpass filtering; F – comparison of frequency spectrums before (left) and after (right) bandpass filtering.

6.4.4 Rezultati in diskusija

Za podrobno preučitev možnosti nastanka zdrsov med odkopavanjem v kamnolomu so bile raziskane tako glavne prelomne strukture ter drugi strukturni pojavi (razpoke in manjši prelomi znotraj etaž) kot tudi anizotropne spremembe sedimentoloških in mineraloških lastnosti, izmerjenih v izdankih. Pri tem so bile v detajlno geološko kartiranje vključene etaže E320, E300, E280 in E255, sama narava diskontinuitet pa je bila določena na podlagi naslednjih lastnosti:

- smer in vpad;
- odprtost in tip zaponitvenega materiala (glina, z glino bogati materiali ter odprtost preloma lahko močno vplivajo na zmanjšanje trdnosti);
- usmerjenost plastnatosti (za potrebe določitve strukturnega vpliva družin razpok, ki so pravokotne na plastnatost).

Pri strukturni analizi so bili upoštevani tudi rezultati prejšnjih študij ter kemična in mineraloška sestava posameznih litoloških enot (Pogačnik et al., 2009), ki je prikazana na sliki 6.61.



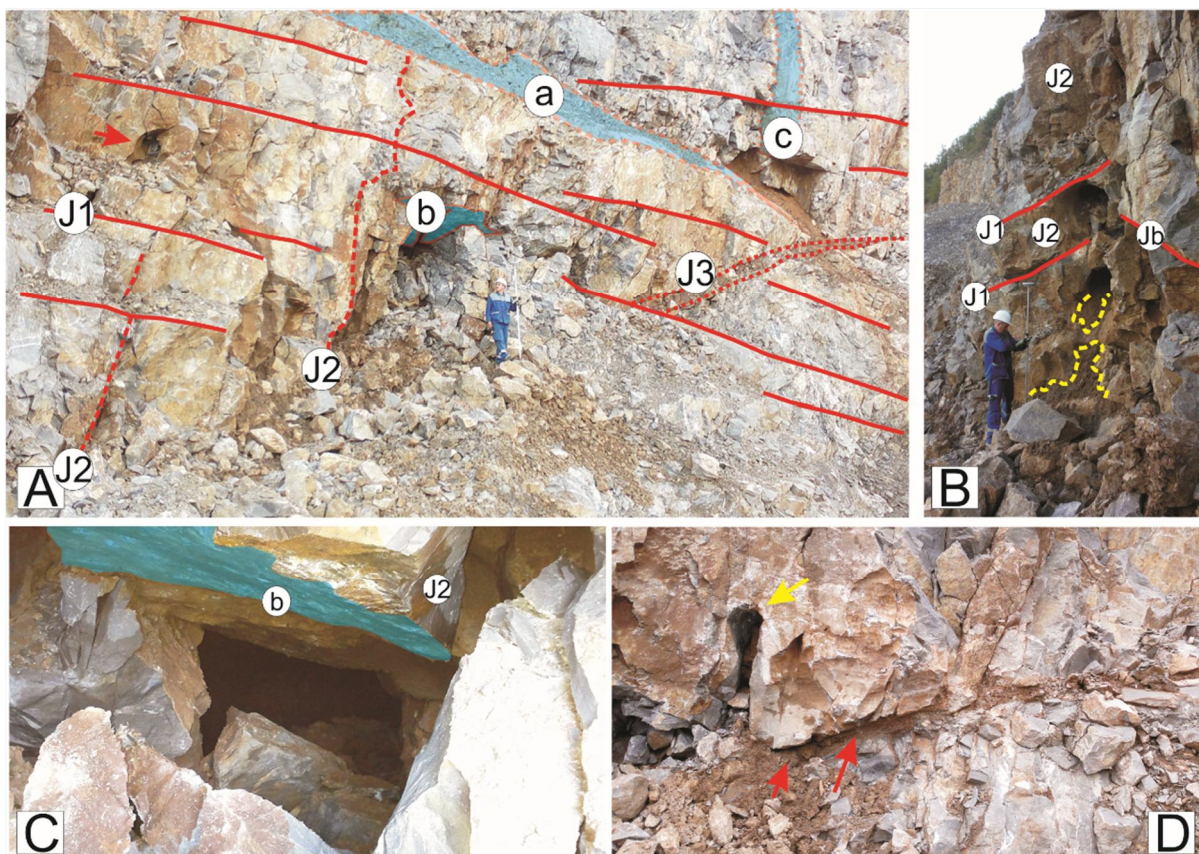
Slika 6.61: Normalizirane vrednosti kemičnih (utežne vrednosti SiO_2 , Al_2O_3 in Fe_2O_3 , določenih z XRF metodo) in mineraloških (skupna utežna vrednost kaolinita – k, klorita – k in muskovita – m, določena na utežno vrednost CaCO_3 z XRD in TG metodo) analiz vseh litoloških enot raziskovanega območja (po Pogačnik et al., 2009).

Figure 6.61: Normalised data of chemical (weight amount of SiO_2 , Al_2O_3 and Fe_2O_3 , defined by XRF method) and mineralogical (sum weight amount of kaolinite – k, chlorite – k and muscovite – m; defined by XRD and TG methods for weight amount of CaCO_3) analysis of all lithological units in the research area (after Pogačnik et al., 2009).

Rezultati strukturnega in geološkega kartiranja (profil GEOL na slikah 6.58 in 6.59) so pokazali, da nastopa na obravnavanem območju več družin strukturnih diskontinuitet. Skupaj je bilo znotraj horizontov CB in cGCS popisanih 70 diskontinuitet, na podlagi katerih je bilo mogoče določiti različno orientirane družine diskontinuitet, ki sekajo celotno karbonatno sekvenco, in sicer:

- sistem z vpadom $21^\circ - 50^\circ$ proti JJZ z večinoma reverznim premikom (J1);
- sistem z vpadom 48° proti SSV (Jb);
- sistem z vpadom 75° proti SSV;
- sistem z vpadom $74^\circ - 80^\circ$ proti ZSZ (J2).

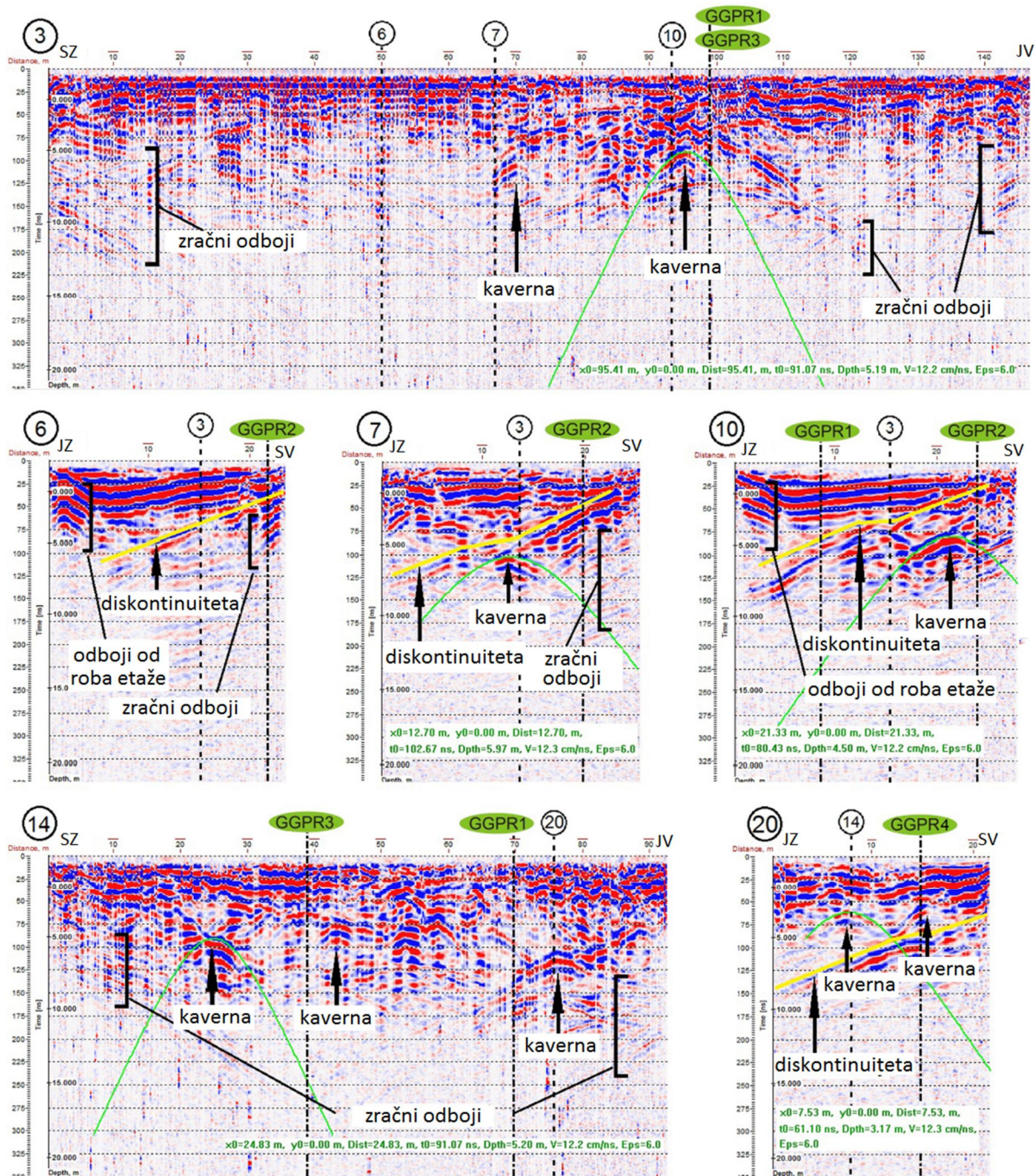
Subvertikalen sistem J2 usmerja pronicajočo vodo proti manj strmemu sistemu J1ter s tem pripomore k razvijanju kraških struktur vzdolž sistema J1. Med diskontinuitetami je bila določena tudi zaglinjena prelomna cona z vpadom 45° in azimutom 310° , ki pa seka freatične kanale, razvite vzdolž subvertikalnega sistema J2 (slika 6.62). Različno usmerjeni sistemi diskontinuitet tako povzročajo razpadanje kamnin na njihovih sečiščih ter razvijanje kraških pojavov (Zajc et al., 2014).



Slika 6.62: Primer kraške kaverne in diskontinuitete odprtega tipa, vidne v steni etaže E280. A – različne družine diskontinuitet (J1, J2 in Jb), ki vodijo k formacijam drsnih ploskev (a, b in c; modra območja); B – freatični kanal (z označenim prenešenim jamskim sedimentom; rumena črtkana črta); C – strop kaverne, razvite ob Jb; D – zaglinjena prelomna cona J3 (rdeči puščici) seka freatični kanal (rumena puščica) (po Zajc et al., 2014).

Figure 6.62: Example of a karst cavity and open type discontinuity on the E280 bench face. A – different discontinuity families (J1, J2 and Jb) that lead to the formation of sliding surfaces (a, b and c; blue area); B – phreatic channel (with traces of transported cave sediment; yellow dashed line); C – roof of the cavity developed at Jb; D – clayey fault zone J3 (red arrows) cutting off the phreatic channel (yellow arrow) (after Zajc et al., 2014).

Georadarski profili, ki smo jih uporabili za strukturno analizo kamnin v kamnolomu, so označeni na geološko-georadarskih profilih (GGPR) na sliki 6.64 (s števili 2-10, 14 in 20). Interpretacije nekaterih od teh profilov so prikazane na sliki 6.63. Ker globlji deli profilov niso dali nobenih pomembnih rezultatov, vsi profili prikazujejo le prvih 350 ns dvojnega časa potovanja, kar ustreza približno 20 m globinskega dosega. Ker je bil profil 1 posnet blizu roba etaže E280 (slika 6.59), zaradi močnega sipanja signala ni primeren za interpretacijo. Izkazalo se je, da je najboljši položaj vzdolžnih profilov po sredini etaže, kjer so enako oddaljeni tako od stene kot tudi od roba etaže. Tu namreč pride do manjšega sipanja signala zaradi roba etaže, hkrati pa tudi manj šumov v obliki nadpovršinskih oz. zračnih odbojev, ki so posledica odboja signalov od sten kamnoloma. Posledično sta na sliki 6.63 od vzdolžnih profilov prikazana le profila 3 (etaža E280) in 14 (etaža E300). Od prečnih profilov so prikazani profili 6, 7, 10 in 20.



Slika 6.63: Interpretacija dveh vzdolžnih georadarskih profilov (3 in 14) in štirih prečnih georadarskih profilov (6, 7, 10 in 20). Na profilih so označene kraške kaverne (puščice), zračni odboji in odboji od roba etaže (oglati oklepaji) ter diskontinuitete (rumene linije). Prikazane so tudi nekatere difrakcijske hiperbole, uporabljene pri določevanju hitrosti (zelene krivulje) (po Zajc et al., 2014).

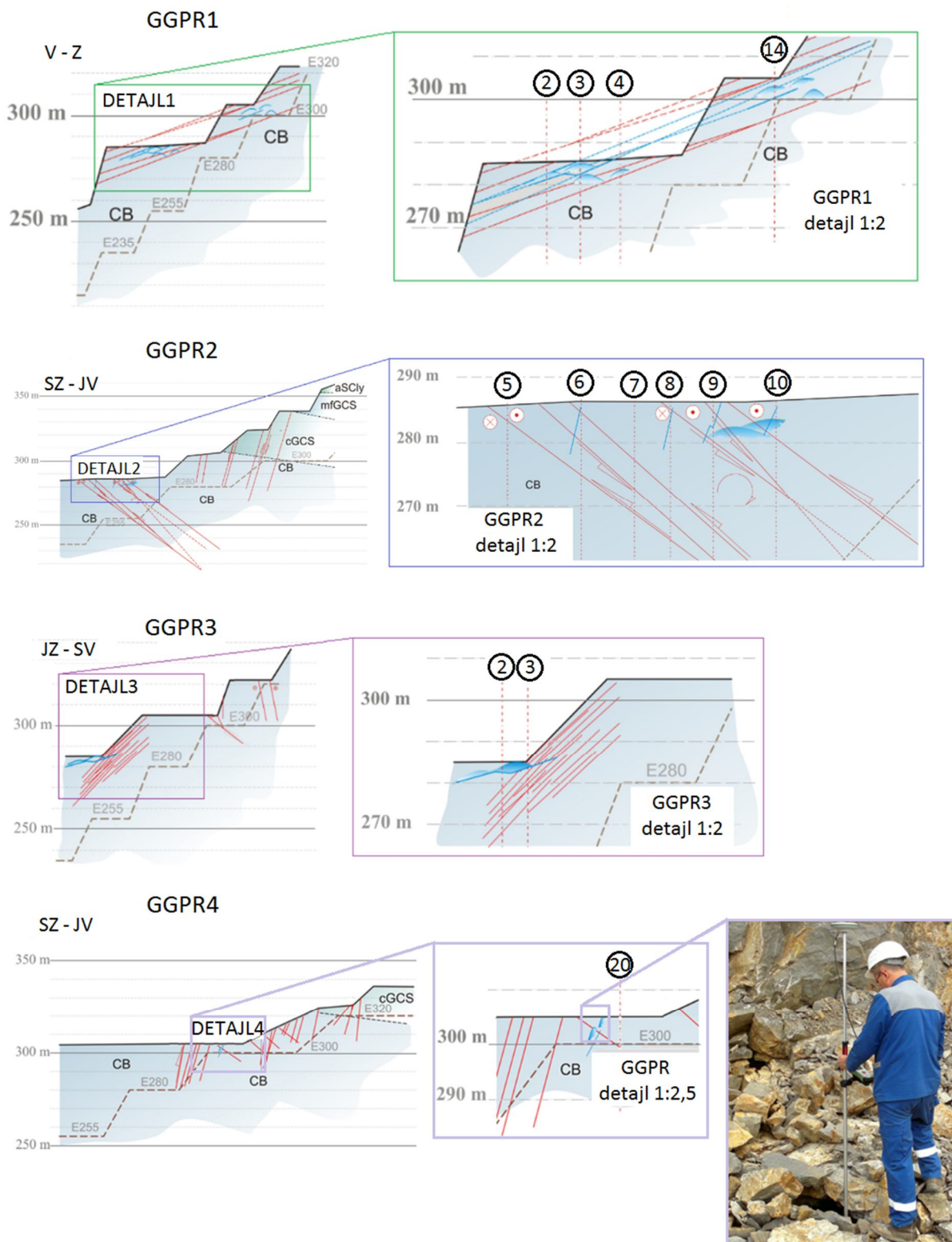
Figure 6.63: Interpretation of two longitudinal GPR profiles (3 and 14) and four transverse GPR profiles (6, 7, 10 and 20), showing the locations of karst cavities (arrows), air reflections and reflections from the bench edge (square brackets) and discontinuities (yellow lines). Some diffraction hyperbolas used for velocity determination are also shown (green lines) (after Zajc et al., 2014).

Na profilu 3 je bilo mogoče določiti dve kaverni na globini okoli 5 m. Pravokotno na ta profil in blizu prve kaverne (med 60 m in 70 m) je bil posnet profil 7. Na tem profilu je vidna ista kaverna kot na

profilu 3, poleg tega pa je vidna tudi diskontinuiteta vzdolž katere se je omenjena kaverna razvila. Druga kaverna, ki je označena na profilu 3 (med 90 m in 100 m), je bila vidna tudi v steni spodnje etaže E255, prav tako pa je bila zaznana na profilu 10, kjer ponovno vidimo isto diskontinuiteto kot na profilu 7. Profil 6 prikazuje samo diskontinuiteto in ne kaže na prisotnost kavern.

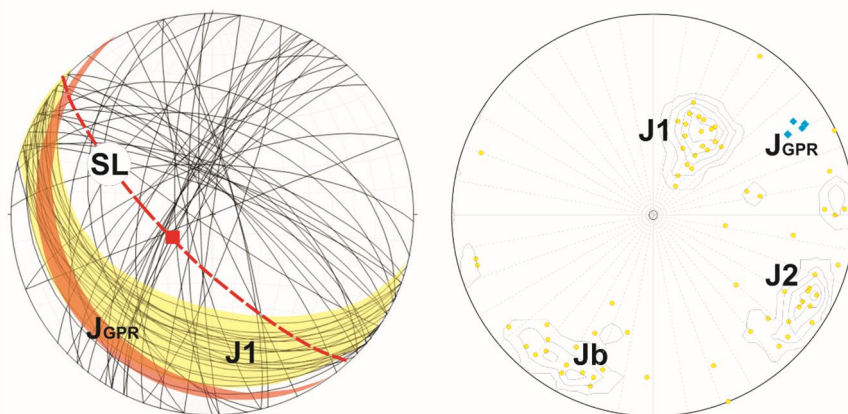
Profil 14, ki je bil posnet na zgornji E300 etaži, kaže na prisotnost vsaj treh kavern, ki se nahajajo bolj ali manj na enakih globinah (5 – 6 m). Tretja kaverna (med 70 m in 80 m) je vidna tudi v steni etaže E280 (slika 6.62B) in na prečnem profilu 20. Na slednjem profilu je bila določena tudi diskontinuiteta z enakim vpadom kot diskontinuiteta na prečnih profilih etaže E280.

Georadarske rezultate smo primerjali z rezultati strukturnega in litološkega kartiranja ter izdelali štiri geološko-georadarske GGPR profile (slika 6.64). GGPR1 prikazuje povezavo med kavernami in sistemom diskontinuitet. Kaverne na etažah E280 in E300 so povezane preko istega sistema diskontinuitet, ki vpada proti JZ vzporedno z litološkimi mejami. Detajl profila GGPR2 na sliki 6.64 primerja diskontinuitete, ki so bile ugotovljene z georadarjem (modre linije), s tistimi, ki so rezultat kartiranja (rdeče linije). Pri tem je potrebno upoštevati dejstvo, da so georadarski profili pravokotni na GGPR2 profil, zato je vpad modrih linij navidezen. Detajl profila GGPR3 potrjuje, da so kraške kaverne, ki so vidne na georadarskih profilih 3 in 10, nastale vzdolž diskontinuitet. Na podlagi georadarskega profila 20 je kaverna na detajlu profila GGPR4 zelo blizu površja etaže E300. V bližini lahko vidimo kaverno s porušnim stropom (fotografija na sliki 6.64), ki kaže na to, da je nastala vzdolž iste diskontinuitete, kot je prikazana na profilu 20.



Slika 6.64: Geološko-georadarski GGPR profili s povečanimi detajli. Lokacije profilov so prikazane na levi in na sliki 6.59. Rdeče linije prikazujejo rezultate strukturnega in litološkega kartiranja, modre oznake pa georadarske rezultate (po Zajc et al., 2014).

Figure 6.64: Geological-GPR GGPR profiles with enlarged details. The locations of the profiles are shown on the left and in Figure 6.59. Structural and lithological mapping results are depicted with red lines and GPR results with blue lines (after Zajc et al., 2014).



Slika 6.65: Levo – sečišče diskontinuitet J1 in JGPR (rekonstruiranih iz georadarskih profilov) s pobočjem (SL); desno – diagram polov glavnih struktur (J1, J2, Jb in JGPR) (po Zajc et al., 2014).

Figure 6.65: Left – intersection of discontinuities J1 and JGPR (reconstructed from GPR profiles) with the slope (SL); right – diagram of poles for main structures (J1, J2, Jb and JGPR) (after Zajc et al., 2014).

Rezultati geološkega kartiranja strukturnih diskontinuitet se dobro ujemajo z georadarskimi rezultati. Glede na stereografsko projekcijo polov diskontinuitet (slika 6.65) lahko zaključimo, da se večina kraških pojavov razvije vzdolž sistema J1 kot posledica vodnega toka, ki ga usmerja sistem J2. Diagrami na sliki 6.65 kažejo na dobro korelacijo med kartiranim J1 sistemom in diskontinuitetami ugotovljenimi iz georadarskih rezultatov. Glede na Hockingove kriterije (Yoon et al., 2002) lahko vzdolž sistemov J1 in J2 pride do zdrsov vzdolž ene ravnine, medtem ko psevdoortogonalna sistema J1 in Jb predstavljata potencialno nevarnost za ugreze zaradi nastajanja kraških pojavov na njihovih sečiščih (Zajc et al., 2014).

Podoben primer kontaktnega krasa nastopa tudi v bližnji dolini Natisone (Nadiža) in gorah Bernadia v Furlaniji na SV Italije, kjer se 70% horizontalnih kavern, ki so nastale v flišnih formacijah, nahaja na stiku med kalkareniti ter flišoidnimi laporovci in peščenjaki (Mochiutti, 2001). V splošnem se za takšne oblike smatra, da nastanejo na stiku kamnin z različno kemijsko sestavo, poroznostjo in gostoto strukturnih deformacij (Mochiutti in Maddalena, 2005). Kraške strukture v fliših in flišoidnih kamninah se večinoma razvijejo na stiku karbonatne breče (npr. jama Smoganica; Knez et al., 2005) ali kalkarenitov z laporovci v talnini (Mochiutti in Maddalena, 2005). V naši študiji zato domnevamo, da se kraški pojavi, ki so bili določeni z georadarjem, nahajajo znotraj freatične cone med dvema vodonosnikoma. Zgornji vodonosnik gradi debelozrnat karbonatni peščenjak (cGCS), spodaj ležeči vodonosnik pa je sestavljen iz laporaste kalcitne breče (MCB). Utežni odstotek nekarbonatnih mineralov v cGCS enoti znaša 15% (slika 6.61), vpad te litološke enote pa se giblje med 20° in 35°. To se sklada tudi z rezultati v Furlaniji, kjer vpad litoloških enot s kraškimi pojavi ne presega 40° (Mochiutti, 2001).

Georadarski rezultati so bili poleg primerjav z geološkim kartiranjem in vidnimi kavernami v stenah kamnoloma potrjeni tudi med odkopavanji, ki so sledila na etažah E280 in E300. Na podlagi opravljene raziskave lahko zaključimo, da se je nizkofrekvenčna georadarska metoda pri raziskavah kraških kavern in diskontinuitet znotraj flišoidnih kamnin izkazala za zelo učinkovito. Omenjeni pojavi lahko v kamnolomu namreč predstavljajo zelo veliko nevarnost zdrsov in vdorov, tveganje pa lahko zmanjša podrobna georadarska raziskava, izvedena pred samo eksploatacijo.

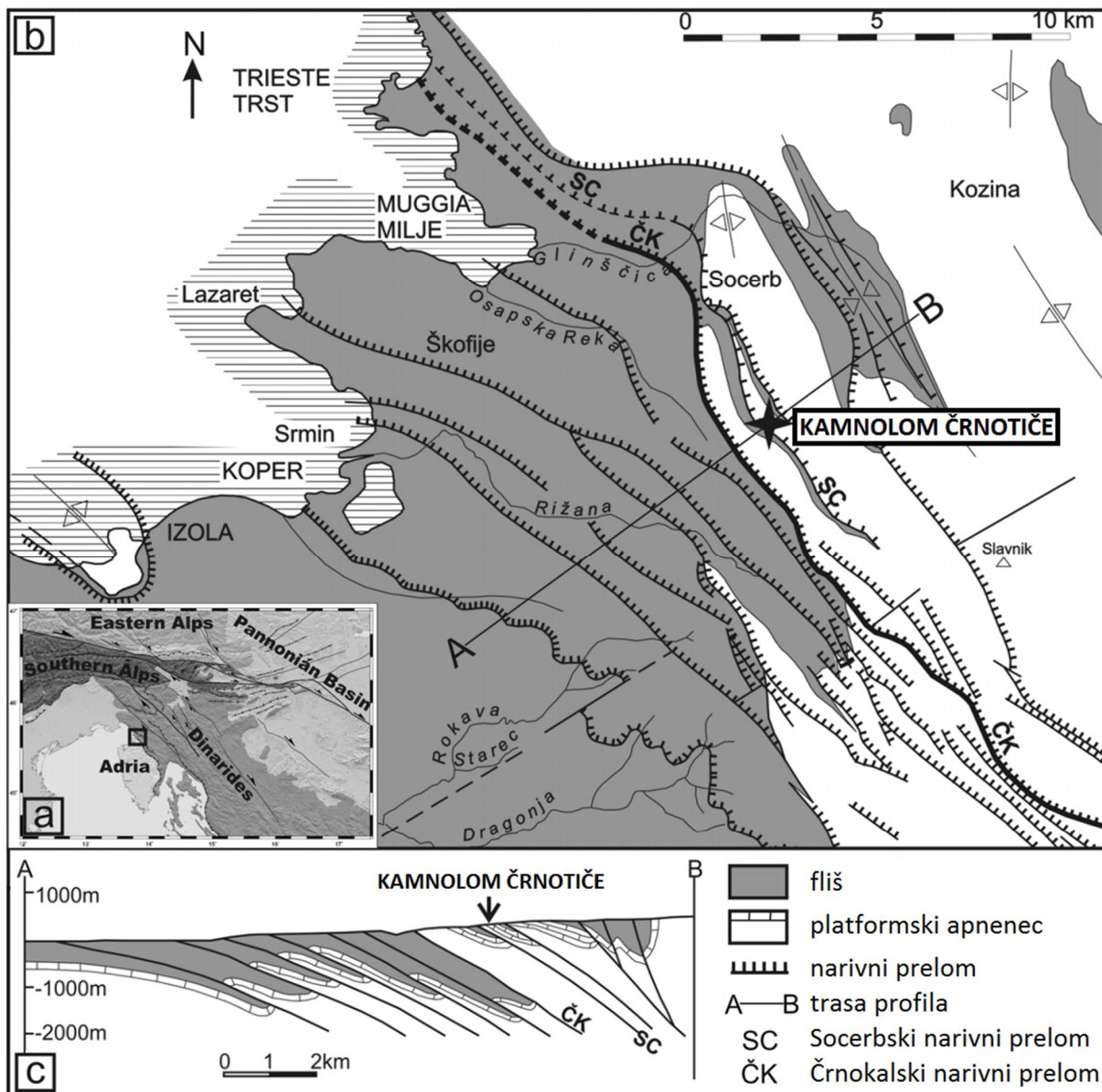
7 RAZISKAVE DRUGIH PLITVIH GEOLOŠKIH STRUKTUR

7.1 Kraški rob: kamnolom Črnotiče

Podrivna cona med Jadransko-Apulijskim predgorjem in Zunanji Dinaridi je na JZ delu Slovenije sestavljena iz niza narivnih prelomov z različnimi premiki (Placer et al., 2004; Vrabc in Fodor, 2006; Placer et al., 2010; slika 7.1). Območja, kjer so eocenski apnenci narinjeni na flišne plasti vzdolž položnih narivnih prelomov, oblikujejo izrazito geomorfološko stopnjo, imenovano Kraški rob. Ta kompleksen sistem lusk, prelomov in narivov predstavlja precejšno oviro za gradnjo načrtovanega drugega železniškega tira Divača – Koper (Celarc et al., 2012). Glede na to, da je fliš precej bolj duktilen kot apnenec, je pogosto močno tektonsko deformiran neposredno pod narivno ploskvijo. Zato je nujno poznavanje geotehničnih in strukturnih lastnosti, geometrije in razsežnosti narivnih ploskev, struktur krovinskih in talninskih blokov, možnosti razvoja kraških kavern v apnencih ali kontaktnega krasa na stiku apnenca in fliša. Na tem območju narivni prelomi sekajo tudi nekaj delujočih kamnolomov apnenca, zato bi naštetih geoloških podatki nudili tudi pomembne podatke za izračun zalog mineralne surovine v podjetjih, ki z njimi upravljajo. Z detajlnim poznavanjem podpovršja bi tako lažje načrtovali postopke eksploatacije ter se izognili morebitnim nevarnostim zaradi prisotnosti kraških kavern (Zajc et al., 2014).

7.1.1 Namen raziskav

Pri določevanju strukturnih značilnosti in položaja narivne ploskve metoda geološkega kartiranja ni vedno najbolj natančna, saj je omejena le na površje. Drug način pridobivanja podatkov o podpovršju je raziskovalno vrtanje, kar pa finančno in časovno gledano ni najbolj ugodno. Za zanesljivo določitev kompleksne 3D geometrije narivne ploskve bi namreč potrebovali veliko število vrtin, saj vrtine podajo le točkovne informacije o vpadu, ki pa se lahko precej razlikuje od generalnega vpada na širšem območju. Glavni namen raziskav je bil testirati uporabo nizkofrekvenčnega georadarja za potrebe določevanja značilnosti Socerbskega narivnega preloma znotraj delujočega kamnoloma Črnotiči, kjer so apnenci krovinskega bloka položno narinjeni na flišne plasti talninskega bloka. Strukturne značilnosti narivnice znotraj kamnoloma so relativno dobro znane iz geološkega kartiranja, številnih vrtin in neprekinjenih eksploatacijskih procesov. Trase georadarskih profilov so bile zato postavljene preko izbranih kontrolnih vrtin.



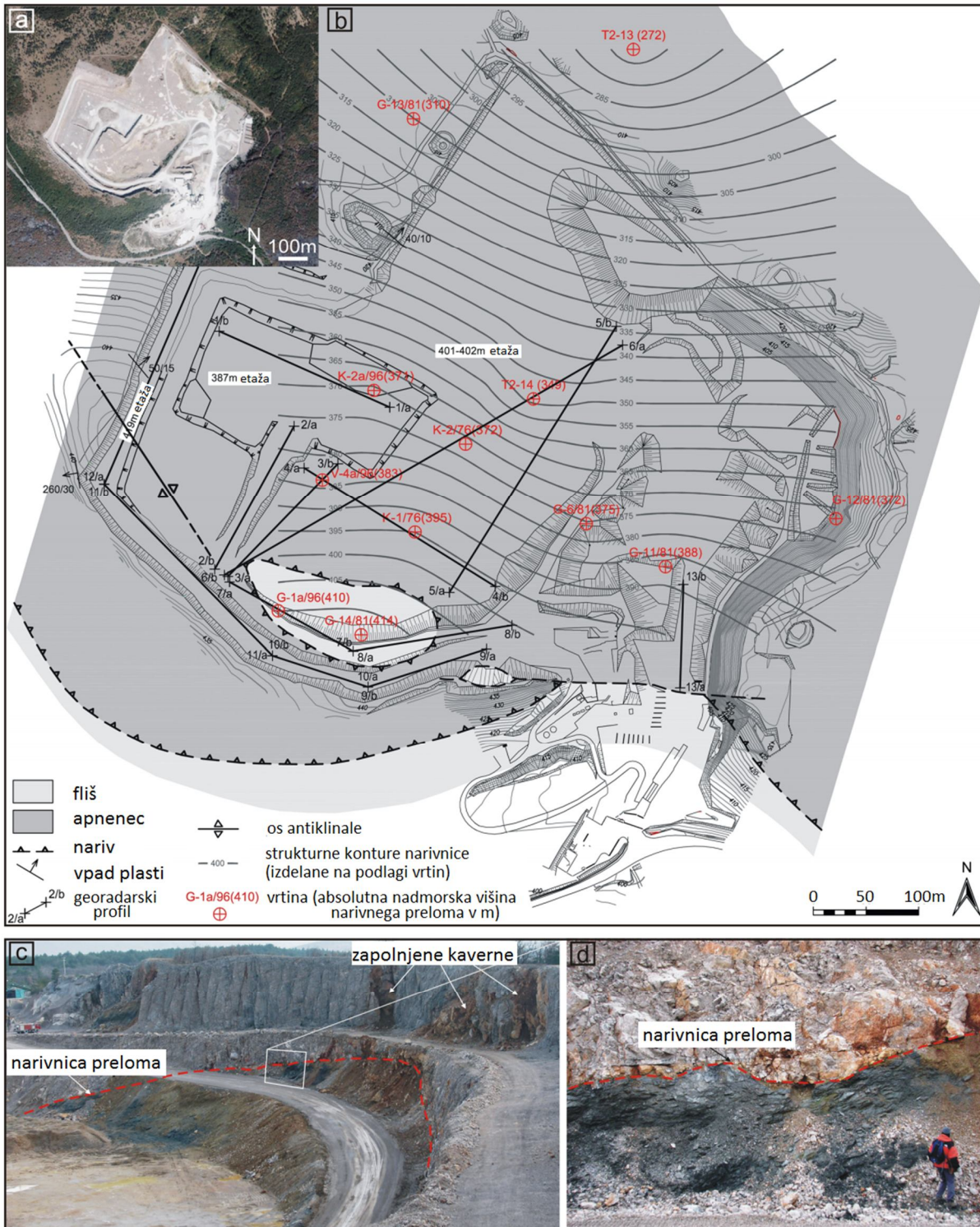
Slika 7.1: a – geografski in geotektonski položaj območja raziskav (Vrabec in Fodor, 2006); b – Jadransko-Dinarska narivna cona in struktarno-geološki položaj kamnoloma Črnotiče (po Placer et al., 2010); c – prerez širšega območja raziskav (po Zajc et al., 2015).

Figure 7.1: a – geographical and geotectonic (Vrabec and Fodor, 2006) position of the research area; b – Adria-Dinarides thrust zone and structural-geological position of the Črnotiče quarry (after Placer et al. 2010); c – cross-section across the wider research area (after Zajc et al., 2015).

7.1.2 Lokacije profilov in izvajanje meritev

Georadarski profili so bili posneti na vseh treh etažah kamnoloma Črnotiče (spodnja etaža na 387 m, srednja etaža na 401-402 m ter zgornja etaža na 419 m nadm. viš.; slika 7.2), ki je meri približno 600 m × 600 m, največja višinska razlika pa znaša 58 m. Nahaja se na planoti Podgorskega krasa (Mihevc, 2007), strukturno pa pripada krovniškemu bloku Socerbskega nariva. Talninski blok se imenuje Črnokalski narivni blok. Spodnji del obeh narivnih blokov sestavljajo srednjeplastnati alveolinsko-numulitni apnenci eocenske starosti (Košir, 2003; Jurkovšek, 2008), njihove plastnatosti pa ne predstavljajo fizične diskontinuitete, temveč menjavanje posameznih svetlejših in temnejših pasov kamnin. Relativno pogost pojav v kamnolomu so kraške kaverne in brezna, ki so pogosto zapolnjeni z alohtonimi sedimenti, avtohtonim porušnim materialom ali jamskimi sedimenti (Mihevc, 2000; Mihevc et al., 2002, Horaček et al., 2007).

Socerbski narivni prelom izdanja neposredno južno od kamnoloma. Kaže se v obliki morfološke stopnje, povezane s SZ-JV usmerjeno krovniško antiklinalo v apnencu, ki tvori Socerbski narivni blok. Antiklinala je s strmejšim JZ krilom, položnejšim SV krilom in JZ vergenco v kamnolomu dobro vidna. Glede na meritve na izdankih (slika 7.2) narivni prelom rahlo vpada proti SV (50/15). V kamnolomu je bil z odkopavanjem odkrit fliš talninskega Črnokalskega narivnega bloka v obliki majhnega tektonskega okna (slika 7.2c, d). Na podlagi rezultatov geološkega kartiranja in podatkov iz obstoječih vrtin je bila izdelana strukturna karta narivnice, ki vpada proti SSV in je rahlo povita, kar kaže na več dogodkov narivanja (slika 7.2d) (Zajc et al., 2015).



Slika 7.2: a – satelitska slika kamnoloma Črnotiče; b – geološka karta kamnoloma Črnotiče z označenimi vrtinami (z absolutno nadmorsko višino narivnega preloma v m), strukturnimi konturami narivnice (izdelanimi na podlagi podatkov iz vrtin) ter trasami georadarskih profilov (a: začetna točka, b: končna točka); c – narivni stik s krovinskim in talninskim blokom, viden v tektonskem oknu v južnem delu kamnoloma, ter zapolnjene kaverne (fotografija je bila posneta v ZSZ-VJV smeri); d – detajl rahlo povite narivnice preloma (po Zajc et al., 2015).

Figure 7.2: a – satellite image of the Črnotiče quarry; b – geological map of the Črnotiče quarry with indicated boreholes (with absolute elevation of the thrust contact in m), structural contours of the thrust-fault (constructed from the boreholes) and GPR profiles (a: start point, b: end point); c – view of

the thrust contact with the hanging wall and foot wall at the tectonic window in the southern part of the quarry with marked filled cavities (photo was taken in the WNW-ESE direction); d – detail of the slightly folded thrust plane (after Zajc et al., 2015).

Trase georadarskih profilov so bile določene na podlagi opredeljenih ciljev raziskav, in sicer:

1. prečkati v izdanku viden narivni stik in različne vrtine, kjer je znana globina do nariva za izvedbo čimbolj kredibilne primerjave rezultatov;
2. usmeriti profile vzdolž vpada narivnice za opredelitev njenih značilnosti z večanjem globine;
3. usmeriti nekaj profilov v smeri narivnice za določitev njenega morebitnega povijanja ter za povezavo posameznih georadarskih profilov;
4. pridobiti informacije o pravemu vpadu apnenčevih plasti, ki se lahko določijo ali z meritvami in preračunavanjem navideznih vpadov ali pa z meritvami preko znanih vpadov plasti;
5. zaznati geometrijo izrazite antiklinale v apnencu, ki je povezana z narivnim prelomom in vidna v SZ steni kamnoloma;
6. locirati znane in neznane s sedimentom ali zrakom zapolnjene kraške kaverne ter njihov odnos z okoliško kamnino.

Pri tem je bilo potrebno upoštevati tudi topografijo kamnoloma, tekoča dela v kamnolomu, lokacije obstoječih vrtin ter kupe izkopanega materiala, ki so predstavljali ovire pri merjenju z georadarjem v ravni liniji. Tako je bilo posnetih 13 profilov različnih dolžin in smeri na vseh treh etažah kamnoloma ter po povezovalnih cestah med etažami (slika 7.2). Koordinate začetnih in končnih točk ter lokacije vrtin so bile posnete z GPS sprejemnikom. Profili so bili posneti tako po ravnih horizontalnih tleh na posameznih etažah kot tudi po nagnjenih, a vseeno ravnih cestah, ki povezujejo etaže, zato je bila topografska korekcija opravljena le na podlagi višinskih razlik med začetnimi in končnimi točkami. Podatke o posameznih profilih prikazuje preglednica 7.1.

Preglednica 7.1: Informacije o georadarskih profilih kamnoloma Črnotiče.**Table 7.1:** Information about Črnotiče quarry GPR profiles.

Profil	Generalna smer merjenja	Dolžina (m)	Etaža
Profil 1	JV – SZ	177,0	1
Profil 2	SV – JZ	157,5	1 do 2
Profil 3	JZ - SV	150,0	2
Profil 4	SZ – JV	216,8	2
Profil 5	JZ - SV	297,8	2
Profil 6	SV – JZ	436,2	2
Profil 7	SZ – JV	135,2	2 do 3
Profil 8	Z – V	153,1	2 do 3
Profil 9	V – Z	117,6	3
Profil 10	JV – SZ	99,6	3
Profil 11	JV – SZ	228,4	3
Profil 12	JZ - SV	233,3	3
Profil 13	J – S	98,1	2

Profil 1 je bil posnet na spodnji etaži (387 m) kamnoloma, profil 2 po cesti navzgor iz spodnje v srednjo etažo, naslednji štirje profili (profili 3-6) in profil 13 so bili posneti na srednji etaži (401-402 m), profila 7 in 8 po cesti navzgor do zgornje etaže, vsi ostali profili (profili 9-12) pa na zgornji etaži kamnoloma (419 m). Na zgornji etaži so bili profili posneti vzporedno s stenami kamnoloma na sredini etaže tako, da so bili približno enako oddaljeni do stene na eni strani in roba etaže na drugi strani profilne linije. S tem je bila zmanjšana možnost sipanja signala ob robu in zračnih odbojev od sten kamnoloma, kot je bilo dognano v primeru snemanja v kamnolomu Rodež (poglavje 6.4).

Med snemanjem je bilo uporabljeno časovno sprožanje signalov s korakom 0,2 s.

7.1.3 Obdelava radargramov

Posneti radargrami so bili obdelani s programom Reflexw verzija 6.0.5. Najprej so bile na podlagi koordinat začetnih in končnih točk izračunane dolžine profilov. Sledili so postopki, ki so bili enaki za vse radargrame:

1. odstranitev zamika signala (»DC shift«), kjer je bil uporabljen interval 600-900 ns;
2. določitev ničelnega časa pri prvem negativnem vrhu signala (primer B na sliki 3.14) s postopkoma korekcije maksimalne faze (»correct max. phase«) in prestavitvijo ničelnega časa (»move start time«);

3. odstranitev ozadja (»background removal«), kjer je bila izbrana opcija celotne linije (»whole line«);
4. ročno ojačenje amplitude (»manual gain (y)«), kjer je bila amplituda ojačena do največ 610 ns dvojnega časa potovanja;
5. pasovno prepustno filtriranje (»bandpass frequency filtering«), kjer je bila širina frekvenčnega območja določena s štirimi oglišči: low-cut 40 MHz, lower plateau 50 MHz, upper plateau 80 MHz, high-cut 160 MHz.

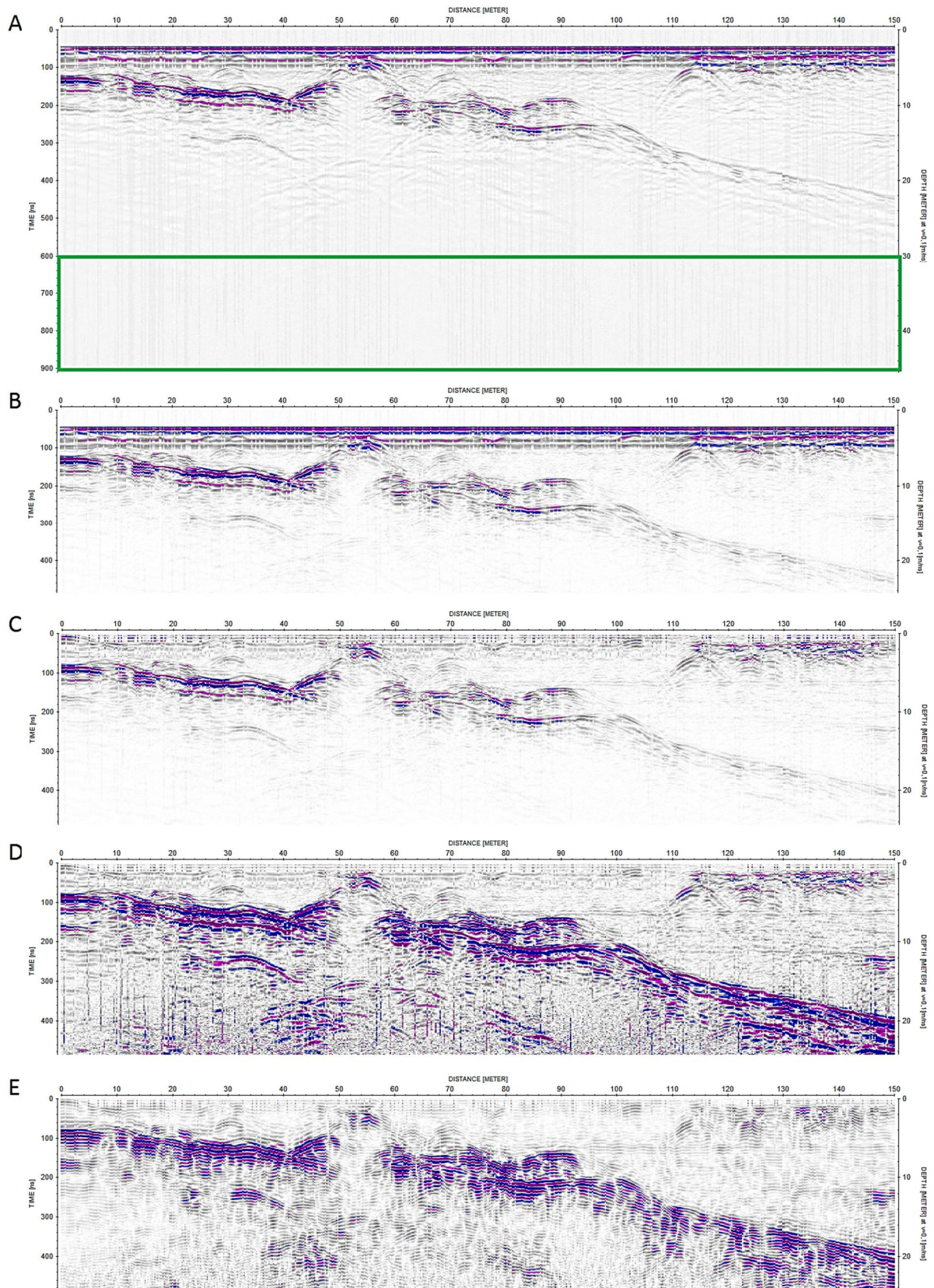
Primer postopka obdelave profila 3 je prikazan na sliki 7.3. Pri postopku odstranitve zamika signala sem izbrala interval 600-900 ns, kjer na surovem radargramu niso vidne nobene anomalije, ki bi lahko vplivale na izračun povprečja vzdolž sledi (zeleni okvir na sliki 7.3A). S tem sem zagotovila, da je bila odstranitev zamika signala izvršena pravilno (slika 7.3B), kar se kaže v bolj uravnoteženemu radargramu brez sivih vertikalnih črt. Pri določevanju ničelnega časa sem upoštevala položaj B na sliki 3.14, ki predstavlja prvi negativni vrh. V poglavju 5.4 je na sliki 5.7 prikazana primerjava med položajem in obliko prvega negativnega in prvega pozitivnega vrha, ki se najpogosteje uporabljata. Pogosto se zgodi, da v primeru prvega pozitivnega vrha pride do velikih odstopanj zaradi česar ni vedno najbolj natančen. To se je izkazalo za resnično tudi v primeru radargramov, posnetih v kamnolomu Črnotiče, zato je bila v tem primeru boljša izbira prvega negativnega vrha, ki je ničelni čas prestavila na 45 ns. Ozadje sem odstranila vzdolž celotnih sledi (slika 7.3C) ter uporabila ročno ojačenje amplitude do največ 610 ns (slika 7.3D), saj sem želela ojačiti reflektor, ki nastopa na profilu do te globine, globlje pa zaradi omejenega globinskega dosega ne dobimo več odbojev in zato tudi ojačitev tam ni več potrebna. Po ojačitvi amplitude je ne glede na globino celoten reflektor precej bolj enakomerno izražen, medtem ko se je pred ojačitvijo z globino slabšala njegova izraženost. Primerjava uporabe enostavnejšega postopka upadanja energije (»energy decay«) z ročno ojačitvijo je prikazana na sliki 5.10, razlog za izbiro ročne ojačitve kot tudi celoten postopek pa sta podrobneje razložena v poglavju 5.4. Pri odstranitvi motečih visokih in nizkih frekvenc sem za izboljšanje razmerja med signali in šumi s pasovnim prepustnim filtriranjem odstranila frekvence pod 40 MHz in nad 160 MHz (slika 7.3E).

V nekaterih primerih so bili uporabljeni še dodatni postopki obdelave, in sicer odstranitev povprečja signalov (»subtract average«), ki poudari lateralno spreminjajoče se signale (npr. difrakcije) ter topografska korekcija (»correct 3D topography«) na profilih, posnetih na nagnjenem terenu.

Na podlagi difrakcij, ki so vidne na georadarskih profilih na slikah 7.4-7.6, je bila s prileganjem hiperbol določena hitrost potovanja signalov. Večina difrakcij znotraj apnenca je podala hitrost signalov okoli 120 mm/ns, kar se ujema z dielektrično konstanto materiala $\epsilon = 6$. Difrakcije znotraj flišnih plasti pa kažejo na manjšo hitrost potovanja, ki se giblje med 80 in 100 mm/ns, večinoma pa znaša 90 mm/ns. Razlika v hitrosti potovanja signalov je posledica prehoda signalov preko diskontinuitete v material z drugačnimi elektromagnetnimi lastnostmi. V tem primeru se je hitrost

potovanja signalov zmanjšala, ko so le-ti dosegli flišne plasti. Pridobljeni parametri kamnin raziskovanega območja se dobro ujemajo s količinami v literaturi, določenimi za posamezne geološke materiale (npr. v Reynolds, 1997 in Daniels, 2004).

Na profilih 6, 11 in 12 bi se za potrebe določevanja navideznih vpadov plasti lahko izkazala potreba po napredni obdelavi, in sicer po izvedbi migracije. S tem sem želela korigirati vpad linearnih reflektorjev in tako premakniti odboje v njihov pravilni položaj. Postopek izvedbe migracije je opisan v poglavju 5.4 in prikazan na sliki 5.13 na primeru profila 12. Ker se po migraciji vpadi reflektorjev niso spremenili oz. vsaj ne v tolikšni meri, da bi bilo spremembe mogoče zaznati na radargramih, sklepam, da gre za premajhen vpad reflektorjev, da bi lahko konična oblika razširjanja georadarskih signalov vidno vplivala na končni rezultat. To je potrjeno tudi z izračunom po enačbi (17), kjer je sprememba v vpadu reflektorjev pred in po migraciji manjša od 1° in zato na radargramih niti ni opazna (glej poglavje 5.4). Posledično v tem primeru migracija ni podala nobenih dodatnih informacij ali izboljšanih rezultatov, zato na profilih 6 in 11, kjer smo prav tako uspeli odčitati nizke vpade plasti, migracija ni bila izvedena.



Slika 7.3: Postopek obdelave radargramov, posnetih v kamnolomu Črnotiče, prikazan na primeru profila 3. A – surov radargram in določitev časovnega intervala za odstranitev zamika signala (zeleni okvir); B – po odstranitvi zamika signala; C – po določitvi ničelnega časa in odstranitvi ozadja; D – po ročni ojačitvi amplitude; E – po pasovno prepustnem filtriranju.

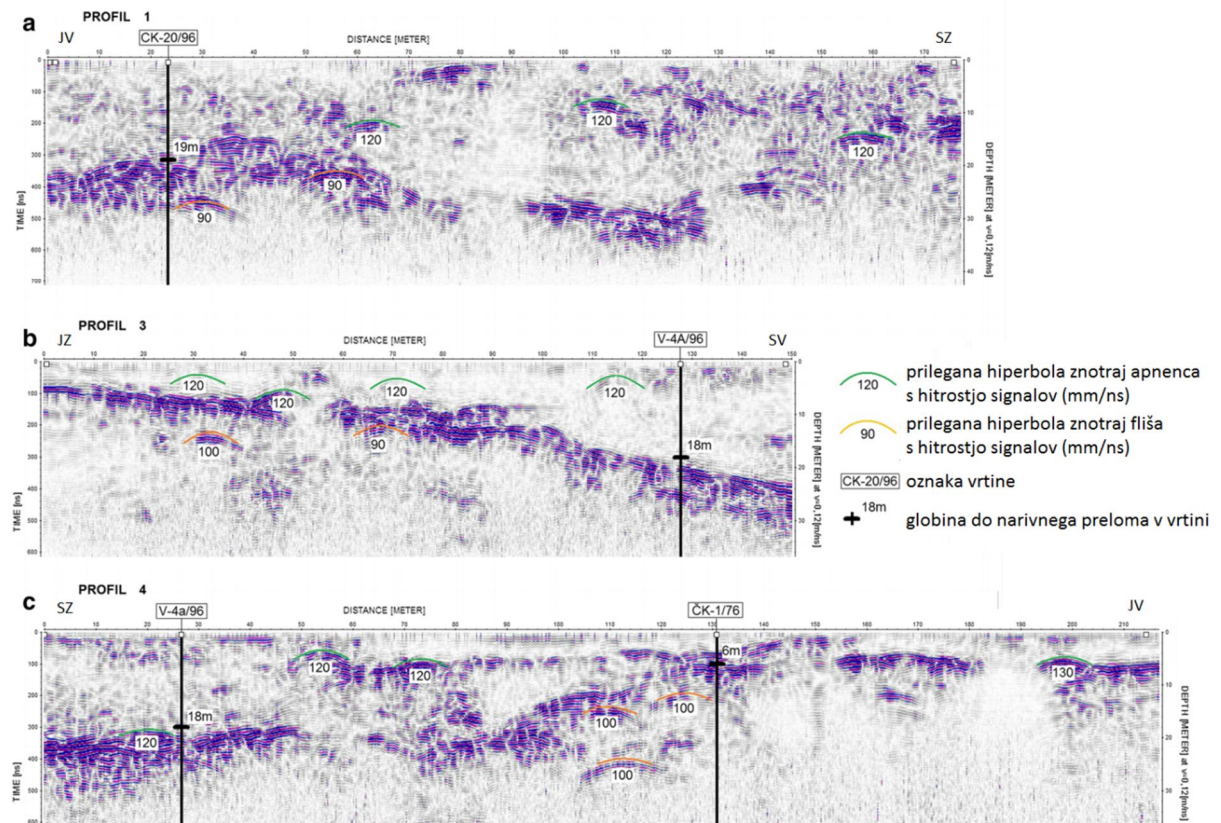
Figure 7.3: Processing flow of radargrams recorded in the Črnotiče quarry shown on the Profile 3. A – raw radargram and defining the time interval for DC shift (green frame); B – after DC shift; C – after time zero adjustment and background removal; D – after manual gain (y); E – after bandpass filtering.

7.1.4 Rezultati in diskusija

V tem poglavju je predstavljenih 7 najbolj reprezentativnih georadarskih profilov (profili 1, 3 in 4 na sliki 7.4, profil 6 na sliki 7.5, profila 10 in 11 na sliki 7.6 ter profil 12 na sliki 7.7), vseh 13 posnetih profilov pa je bilo uporabljenih pri izrisu kontur naravnice (slika 7.8) ter pri strukturno-geološki rekonstrukciji raziskanega območja (3D model na sliki 7.9).

Z izjemo profila 12 vsi profili kažejo visoko reflektivnost vzdolž izrazite diskontinuitete, kar je posledica razlike med dielektričnimi lastnostmi apnenca nad njo in fliša pod njo. Da je ob tem reflektorju izrazita sprememba v litologiji, je razvidno tudi iz analize hitrosti potovanja signalov. Nad reflektorjem prilegane difrakcijske hiperbole dajejo hitrost signalov okoli 120 mm/ns (zelene hiperbole na slikah 7.4-7.6), pod reflektorjem pa se hitrost signalov zniža na okoli 90 mm/ns (oranžne hiperbole na slikah 7.4-7.6). Obstoječe vrtine kažejo, da ta reflektor predstavlja naravno mejo med zgoraj ležečim apnencem in spodaj ležečimi flišnimi plastmi. Iz slik 7.4 in 7.5 je razvidno, da se globina do nariva, ki je pridobljena iz georadarskih profilov, zelo dobro ujema s podatki pridobljenimi iz vrtin, preko katerih so potekali ti profili.

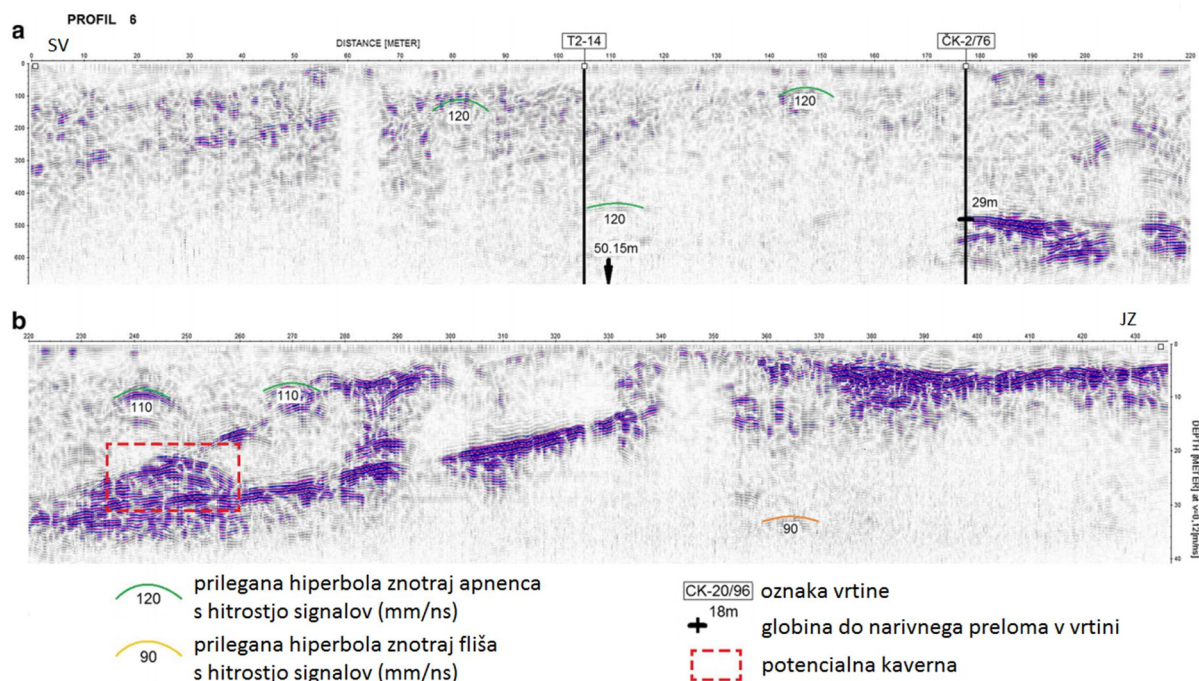
Profil 1 (slika 7.4a) je lociran na spodnji etaži (387 m) in prečka vrtino CK-2a/96 pri dolžini 23,5 m. Globina do nariva v vrtini je 19 m, kar se ujema z močnim reflektorjem, ki je viden na isti globini profila 1. Na sliki 7.4b in c sta profila 3 in 4, ki pa sta bila posneta na srednji etaži (401-402 m) in oba prečkata vrtino V-4a/96, in sicer profil 3 pri 128 m, profil 4 pa pri 27 m. Slednji profil prečka tudi vrtino ČK-1/76 pri 131 m. V vseh treh primerih pa dobimo s primerjavo podatkov vrtin in narivnega preloma, določenega iz georadarskih profilov, zelo podobne globine.



Slika 7.4: Georadarski profili 1, 3 in 4 z označenimi globinami do nariva v vrtinah ter prileganimi hiperbolami s hitrostjo potovanja signalov. a – profil 1; b – profil 3; c – profil 4.

Figure 7.4: GPR profiles 1, 3, 4 with boreholes with marked depths to the thrust-fault and fitted hyperbolas with signal velocities. a – profile 1; b – profile 3; c – profile 4.

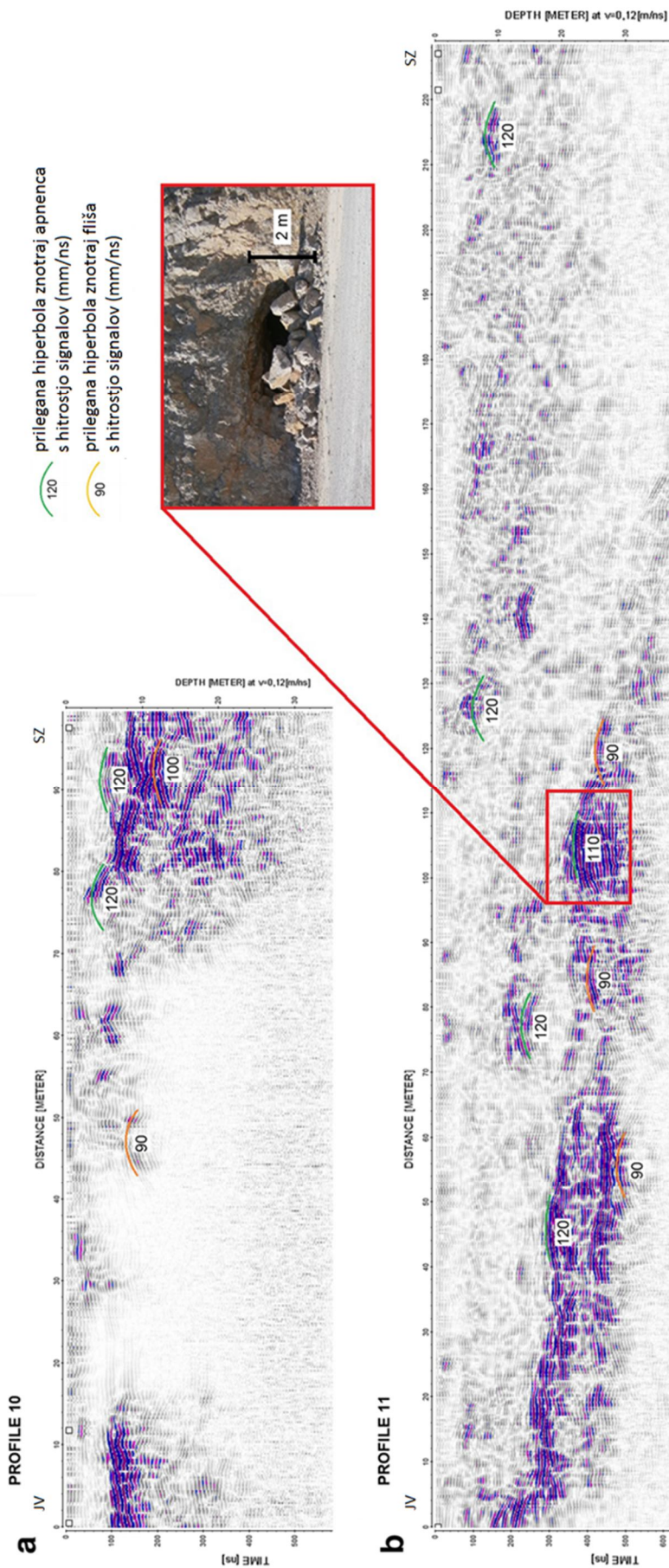
Na sliki 7.5 je profil 6, ki je bil prav tako merjen preko dveh vrtin, in sicer T2-14 pri 105 m in ČK-2/76 pri 177 m. Pri vrtini ČK-2/76 je ponovno jasno vidno sovpadanje globin do nariva, ki znaša 18 m. V primeru vrtine T2-14 pa globine 50,15 m, kjer je v vrtini zabeležen kontakt, z uporabljenno georadarsko opremo ni mogoče doseči, saj največji globinski dosež v danih pogojih ne presega 35 m.



Slika 7.5: Georadarski profil 6 z označenimi globinami do nariva v vrtinah, s prileganimi hiperbolami s hitrostjo potovanja signalov ter lokacijo potencialne kaverne. a – prvi del profila 6 (0-220 m); b – drugi del profila 6 (220-436 m).

Figure 7.5: GPR profile 6 with boreholes with marked depths to the thrust-fault, fitted hyperbolas with signal velocities and the location of a potential cavity. a – first part of profile 6 (0-220 m); b – second part of profile 6 (220-436 m).

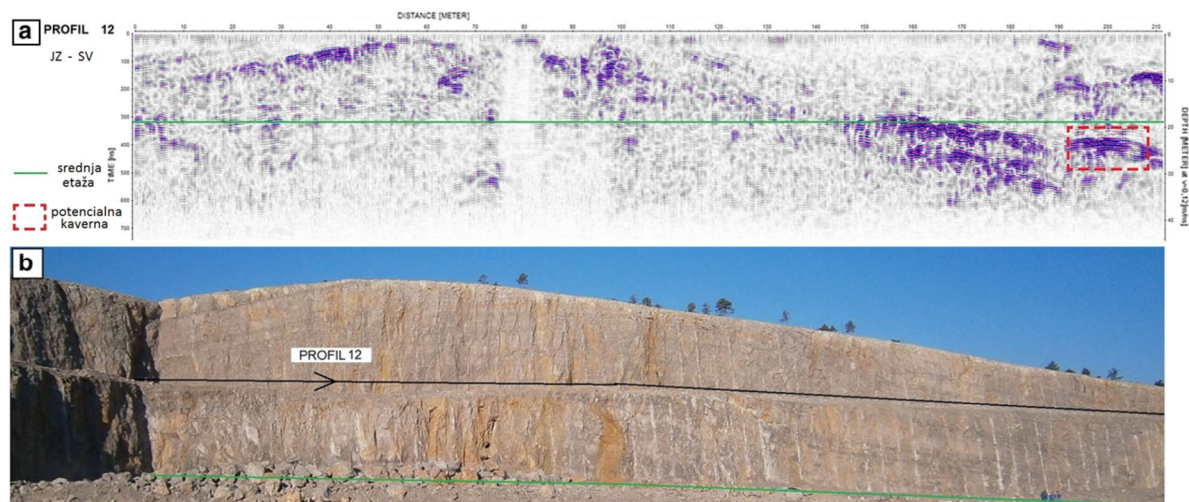
Poleg dobrega ujemanja globin do nariva v vrtinah pa so prikazani profili podali informacije tudi o drugih pojavih znotraj apnencev. Tako je mogoče v profilih ponekod opaziti nagnjene zvezne linije, ki predstavljajo plastnatost. Te so vidne na dovolj oddaljenih delih od narivnega preloma, kjer so apnenci precej manj poškodovani, zaradi česar tudi ne pride do tako velikega dušenja signala kot v močno pretrtih conah. Posledično je bilo mogoče iz georadarskih profilov razbrati informacije o vpadu plasti. Takšna plastnatost je vidna na profilu 4 (slika 7.4c) v obliki subhorizontalne linije, ki se začne nekje pri 60 m profila na globini 6 m in doseže površje pri 150 m. Podobni elementi so dobro vidni tudi na prvih 140 m profila 6 (slika 7.5a), v drugem delu profila 11, kjer navidezni vpad znaša 13° (slika 7.6a) ter vzdolž celotnega profila 12 (slika 7.7a).



Slika 7.6: Georadarska profila 10 in 11 s prileganimi hiperbolami s hitrostjo potovanja signalov ter lokacijo v steni kamnoloma vidne kaverne. a – profil 10; b – profil 11 s fotografijo in oznako kaverne.

Figure 7.6: GPR profiles 10 and 11 with fitted hyperbolas with signal velocities and the position of a cavity in the quarry wall. a – profile 10; b – profile 11 with indicated cavity and its photo.

Ker je bil profil 12 posnet na zgornji etaži kamnoloma, je zajel območje, ki je dovolj oddaljeno od nariva, da so se ohranile plasti antiklinale, vidne tudi na fotografiji na sliki 7.7b. Primerjava profila 12 s fotografijo stene kamnoloma kaže, da se vidna geometrija gube in vpadi posameznih kril dobro ujemajo s podatki, pridobljenimi iz georadarskega profila. Navidezni vpadi plasti apnenca v JZ krilu gube znašajo 13° , v SV krilu pa 16° . Ti podatki so bili geometrično rekonstruirani na 264/25, kar se sklada z izmerjenimi podatki v izdanku, ki znašajo 260/30 (Zajc et al., 2015). Na profilu 12 je bila izvedena tudi migracija podatkov, vendar ni pripomogla k boljšim rezultatom.



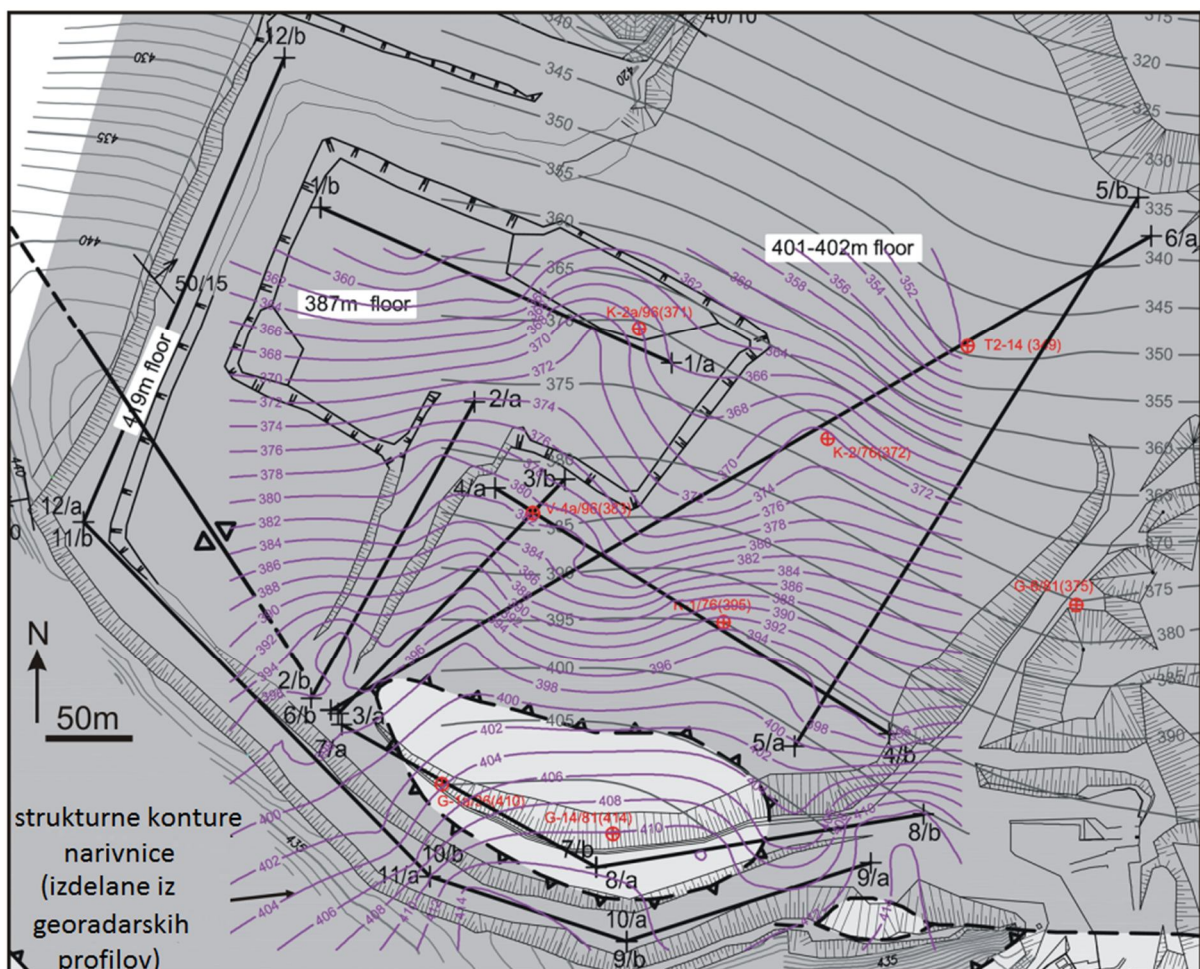
Slika 7.7: a – georadarski profil 12 z dobro izraženo plastnatostjo in antiklinalno obliko ter označeno potencialno kaverno; b – fotografija stene kamnoloma z dobro vidno antiklinalo ter označeno traso profila 12 vzdolž zgornje etaže.

Figure 7.7: a – GPR profile 12 with well pronounced bedding indicating clear anticlinal shape and a marked potencial cavity; b – photo of the quarry wall with clearly visible anticline and indicated trace of the GPR profile 12 along the upper floor.

Poleg plastnatosti pa je bilo mogoče s primerjavo refleksijskega vzorca, ki ga je na profilu 11 povzročila z zrakom zapolnjena kaverna, vidna v steni kamnoloma (rdeči okvir na sliki 7.6b), določiti še lokaciji dveh potencialnih z zrakom zapolnjenih kavern. Prva je vidna na drugem delu profila 6 med 240 in 250 m na globini okoli 21 m (črtkan rdeči okvir na sliki 7.5b). Glede na to, da se ta kaverna nahaja neposredno nad narivnico preloma, je možno, da je nastala kot posledica procesov kontaktnega krasa. Druga takšna kaverna se nahaja na profilu 12 (črtkan rdeči okvir na sliki 7.7a), tik pod delom profila, ki je viden v steni kamnoloma. Ker nastopa na območju neposredno levo od te kaverne močno izražen linearni reflektor, bi bila kaverna lahko posledica pretakanja vode, ki z raztapljanjem razširja leziko. Na profilih je mogoče opaziti tudi posamezna mesta, kjer zaradi zelo visokega dušenja ni vidnih nobenih odbojev. Ta območja prav tako kažejo na prisotnost kavern, vendar pa so te zapolnjene s sedimenti, ki so bogati z glineno frakcijo. Takšne okoliščine na profilih razločno generirajo cone z nizko jakostjo odbojev (Carriere et al., 2013). Primerjavo zapolnjenih kavern v steni kamnoloma z njihovim vzorcem na georadarskem profilu lahko vidimo na sliki 7.7, kjer lokacija zapolnjene kaverne

na fotografiji ustreza območju brez odbojev na profilu 12 med 76 in 82 m. Drugi primeri zapolnjenih kavern, in s tem odsotnost odbojev, nastopajo tudi na profilu 6 med 58 in 76 m (slika 7.5a) ter na profilu 10 med 16 in 44 m (slika 7.6a). Na slednjem profilu je narivni prelom viden le na prvih 16 m ter v drugem delu profila, vmes pa je zaradi prisotnosti drobnozrnatih sedimentov, ki zapolnjujejo kaverne, dušenje signalov premočno, da bi dosegli narivnico. Te zapolnjene kaverne so jasno vidne tudi v steni zgornje etaže kamnoloma na fotografiji slike 7.2c.

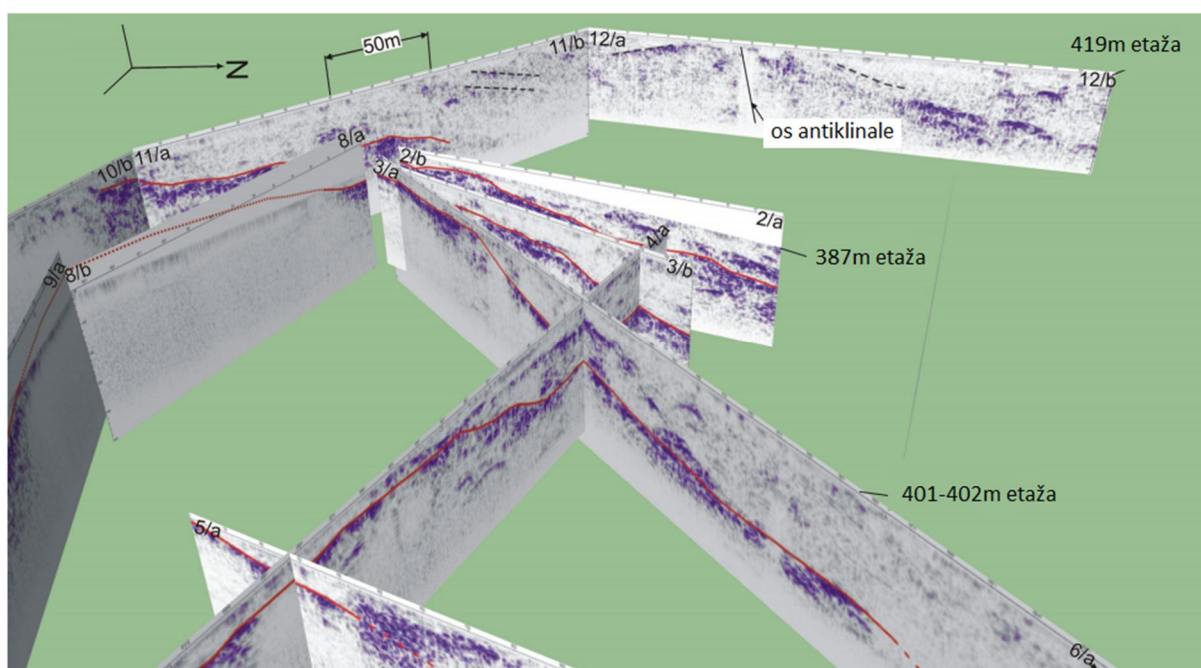
Rezultati georadarskega snemanja so omogočili izdelavo podrobnejše strukturne karte razširjanja nariva na območju kamnoloma, kot je karta, narejena le na podatkih iz vrtin. Na sliki 7.8 je prikazana primerjava strukturne karte narivnice, ki je bila izrisana pred opravljeno georadarsko raziskavo izključno na podlagi globlin iz vrtin (sive konture) s strukturno karto, ki prikazuje rezultate, pridobljene iz radargramov (vijolične konture).



Slika 7.8: Primerjava strukturne karte narivnice, izdelane na podlagi podatkov iz vrtin (sive konture) s strukturno karto narivnice, izdelane s pomočjo georadarskih rezultatov (vijoličaste konture). Legenda je na sliki 7.2b (po Zajc et al., 2015).

Figure 7.8: Comparison of the structural map of the thrust-fault, constructed from boreholes (gray contours) with the structural map of the thrust-fault constructed from GPR profiles (purple contours). For the legend, see Figure 2b (after Zajc et al., 2015).

Vsi georadarski profili, ki prikazujejo narivnico, so bilo uporabljeni tudi pri izdelavi 3D modela raziskovanega območja (slika 7.9). Ta model je bil narejen z namenom, da se prikaže prostorsko razširjanje nariva in plastnatosti, poleg tega pa je na ta način mogoče preveriti tudi, kako dobro se elementi profilov ujemajo na mestih, kjer se profili sečejo. Model kaže na rahlo povijanje narivnice, ki pa se na sečiščih profilov dobro ujema. Označen je tudi navidezni vpad obeh kril ter os antiklinale. Izdelan 3D model območja tako nudi dober vpogled v podpovršje in pomaga pri vizualizaciji geometrije nariva, podaja pa tudi podatke, ki so pomembni pri izračunih zalog materiala v kamnolomu ter pri načrtovanju bodočih eksploatacijskih procesov. Rezultati raziskav pripomorejo tudi k zmanjšanju tveganja med izvajanjem del zaradi prisotnosti potencialnih kavern.



Slika 7.9: 3D predstavitev georadarskih profilov z interpretirano narivnico (rdeča linija). Smer pogleda ZSZ (po Zajc et al., 2015).

Figure 7.9: 3D representation of the GPR profiles with interpreted thrust-fault plane (red line). View in the WNW direction (after Zajc et al., 2015).

Nizkofrekvenčna georadarska metoda se je s tem izkazala za zelo uspešno metodo pri raziskovanju strukturnih in kraških pojavov v kamnolomu Črnotiče, zato bi lahko bila uporabna tudi pri raziskovanju širšega območja Kraškega roba.

7.2 Določevanje nivoja gladine podzemne vode: Zgornja Radovna

Metoda nizkofrekvenčnega georadarja je bila preverjena tudi pri določevanju nivoja gladine podzemne vode. Uporabljena je bila na težko prehodnem terenu na območju zaselka Zgornja Radovna, kjer podzemna voda prihaja na površje v obliki razpršenih izvirov alpske reke Radovne. Ta v celoti teče po alpskem svetu, njeno napajalno zaledje pa predstavljata planoti Mežakla in Pokljuka, med katerima teče tako zgornji kot srednji tok reke (Torkar et al., 2014).

7.2.1 Namen raziskav

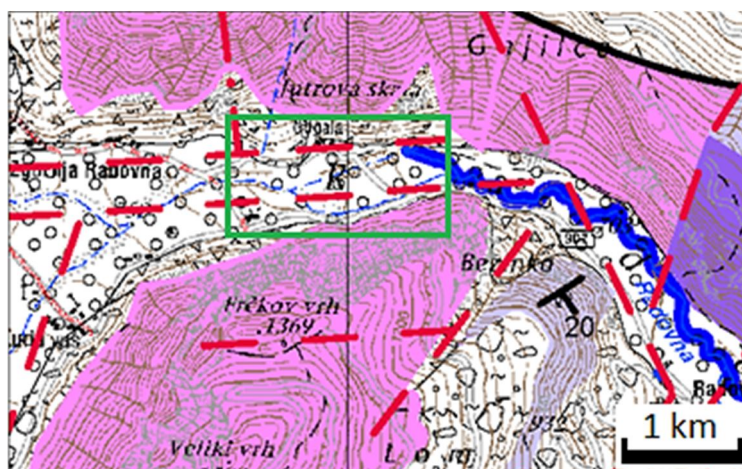
Podzemne vode v Sloveniji so pomemben vodni vir, saj predstavljajo kar 97,7% javne oskrbe prebivalstva s pitno vodo (Cvitanič et al., 2010). Študije podzemne vode so zato zelo pomembne, do danes pa so bile večinoma osredotočene le na regionalno razprostriranje ter sistematiko izvirov. Zato je bila na izbranem testnem poligonu izvira reke Radovne narejena obširna hidrogeološka študija usmerjena v raziskovanje procesov na prehodu podzemne vode odprtega vodonosnika v izvir in površinski vodotok (Torkar et al., 2015a, 2015b). Razumevanje teh procesov lahko namreč pomaga pri učinkovitejšemu upravljanju in gospodarjenju kemijskega ter količinskega stanja vodnih virov (Brenčič in Polting, 2008; Sophocleous, 2009).

Napajalno zaledje reke Radovne predstavlja odprt vodonosnik, kjer gladina podzemne vode prosto niha, kar povzroča premikanje izvirov po dolini navzgor in navzdol, odvisno od količine vode. Slednja je odvisna od količine padavin in talečega snega. Zvezno merjenje gladine podzemne vode se izvaja v vodnjaku, ki se nahaja v zaledju izvira reke (Torkar et al., 2014). Z georadarjem smo želeli preveriti prostorsko lego gladine podzemne vode in njen potek od omenjenega vodnjaka, ki je predstavljal tudi kontrolno točko globine do podzemne vode, do samih izvirov reke Radovne nižje v dolini (Torkar et al., 2015b). Preveriti smo želeli tudi, če se morda vodonosnik bolj napaja iz ene kot iz druge planote, kar bi se kazalo v nagnjenosti gladine podzemne vode proti Mežakli ali Pokljuki.

7.2.2 Lokacija profilov in izvajanje meritev

Planoti Mežakla in Pokljuka, ki predstavljata napajalno zaledje reke Radovne, večinoma gradijo zakraseli apneneci in dolomit, samo dno doline pa je zapolnjeno s kvartarnimi fluvio-glacialnimi sedimenti (Torkar et al., 2014). Ti so sestavljeni iz proda in peska, ki sta mestoma tudi sprijeta v konglomerat. Ob pobočjih Pokljuke nastopa tudi nesortiran pobočni grušč, sestavljen iz različno velikih kosov cordevolskega apnenca in dolomita (Jurkovšek, 1987). Slika 7.10 prikazuje geološko karto širšega območja raziskav, z zelenim okvirjem pa je označen predel, kjer so bili posneti trije

georadarski profili. Trase teh profilov so prikazane na sliki 7.11, osnovne podatke o posameznih profilih pa podaja tabela 7.2.



Slika 7.10: Geološka karta širšega območja Zgornje Radovne (Torkar, 2010). Zeleni okvir označuje območje merjenja georadarskih profilov, prikazano na sliki 7.11.

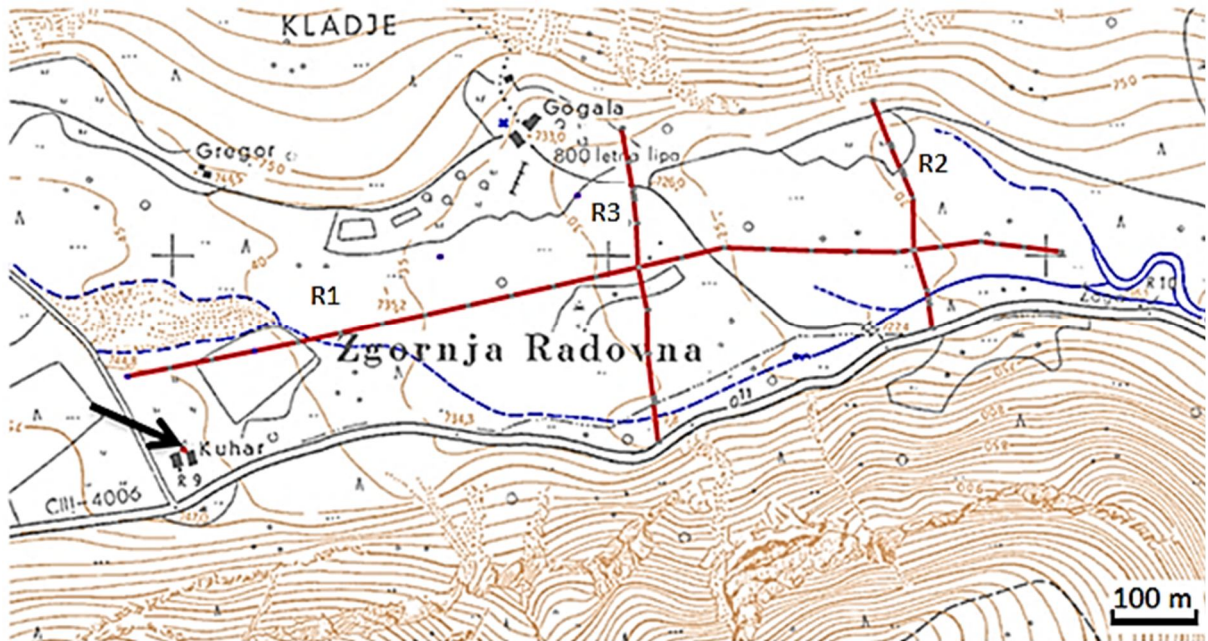
Figure 7.10: Geological map of wider Zgornja Radovna area (Torkar, 2010). Green frame indicates the area of measured GPR profiles shown in Fig. 7.11.

Preglednica 7.2: Osnovni podatki o georadarskih profilih Zgornje Radovne.

Table 7.2: Basic data on Zgornja Radovna GPR profiles.

Oznaka profila	R1	R2	R3
Tip profila	vzdolžni	prečni	prečni
Generalna smer merjenja	Z → V	J → S	J → S
Dolžina profila [m]	1070	217	354,5

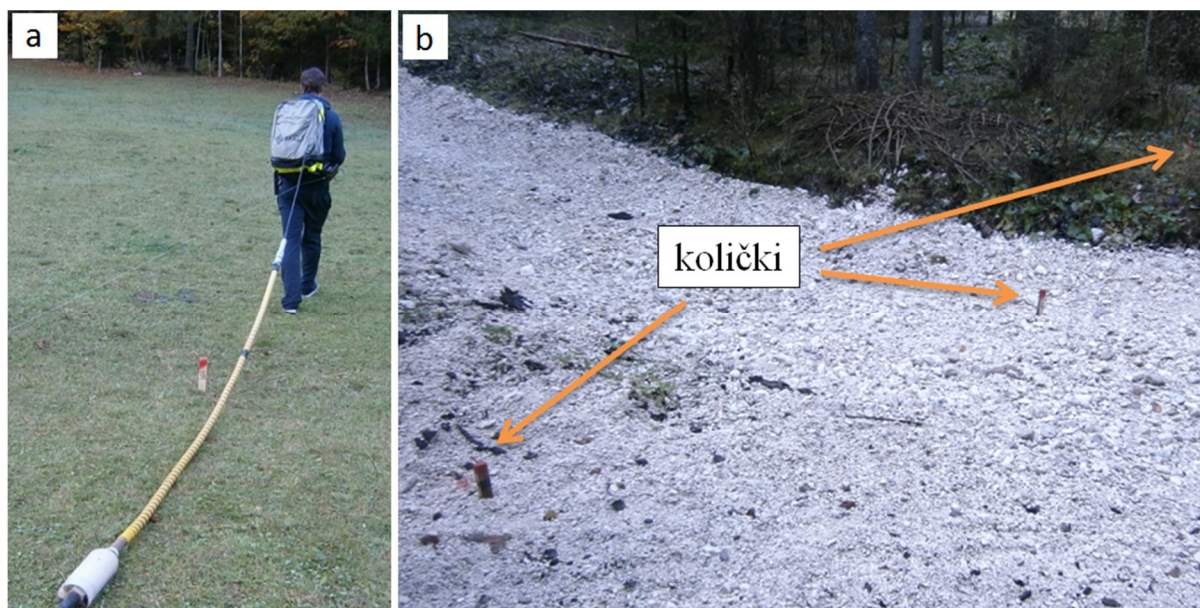
Vzdolžni profil je bil posnet vzdolž doline, zapolnjene s kvartarnimi nanosi, robni deli prečnih profilov pa so segali tudi na območja pobočnih gruščev.



Slika 7.11: Položaj georadarskih profilov R1, R2 in R3 in lokacija vodnjaka (črna puščica).

Figure 7.11: Position map of GPR profiles R1, R2 and R3 and location of water well (black arrow).

Za izvedbo topografske korekcije so bili profili zakoličeni na vsakih 50 m (slika 7.12a) ter dodatno še na območjih izrazitih sprememb v topografiji, kot so manjše stopnje, makadamske ceste in suhe struge (slika 7.12b). Na zakoličenih točkah so bile posnete GPS koordinate, od katerih sta koordinati x in y služili za umerjanje dolžine profilov, koordinata z pa za določevanje nadmorske višine terena. Med snemanjem profilov so bila mesta količkov označena na radargramih z uporabo markerjev. Pravilna izvedba količenja in topografske korekcije je ključna pri določevanju gladine podzemne vode, saj lahko v nasprotnem primeru pride do precejšnjih napak pri končnem izrisu in s tem do napačne interpretacije.



Slika 7.12: Zakoličene trase georadarskih profilov. a – vsakih 50 m; b – preko suhe struge.

Figure 7.12: Marked GPR profile lines. a – every 50 m; b – over a dry riverbed.

Poleg vzdolžnega profila R1, ki je bil posnet prek celotnega območja od kontrolne točke pri vodnjaku pa do samih izvirov reke Radovne, sta bila posneta še dva prečna profila, R2 in R3. Namen slednjih je bil preveriti, če se morda podzemna voda bolj napaja iz ene planote kot iz druge, kar bi lahko povzročilo rahel nagib njene gladine proti severu ali jugu. Prečna profila sta predstavljala tudi dodatni način preverjanja globine do gladine podzemne vode na sečiščih s profilom R1. Georadarske meritve so se izvajale s pomočjo vrvice za merjenje razdalje in enakomerno proženje, katero pa je bilo potrebno zaradi mestoma precej težko prehodnega terena večkrat prevezati. Korak meritev je bil nastavljen na 0,2 m. Zaradi zelo neravnega površja terena (slika 7.13) ter prečkanja podrtih dreves in korenin, se je med merjenjem antena tudi zatikala, zato merjenje s časovnim proženjem, pri katerem je potrebno čim bolj enakomerno gibanje, ne bi bilo primerno. Zaradi neravnega površja je imela antena na določenih mestih tudi slabši stik s tlemi.



Slika 7.13: Na neravnem terenu se je antena zatikala v veje in korenine, kar je povzročilo njen slabši stik s tlemi.

Figure 7.13: The antenna kept getting caught in the branches and roots of the rugged terrain causing poor ground contact.

7.2.3 Obdelava radargramov

Radargrami so bili obdelani s programom Reflexw verzije 6.0.5. Zaradi merjenja z vrvico so bile dolžine profilov sicer dobro definirane, vseeno pa so bile dodatno preverjene s koordinatami posameznih količkov vzdolž profilov. Sledili so postopki obdelave, ki so bili enaki za vse tri radargrame:

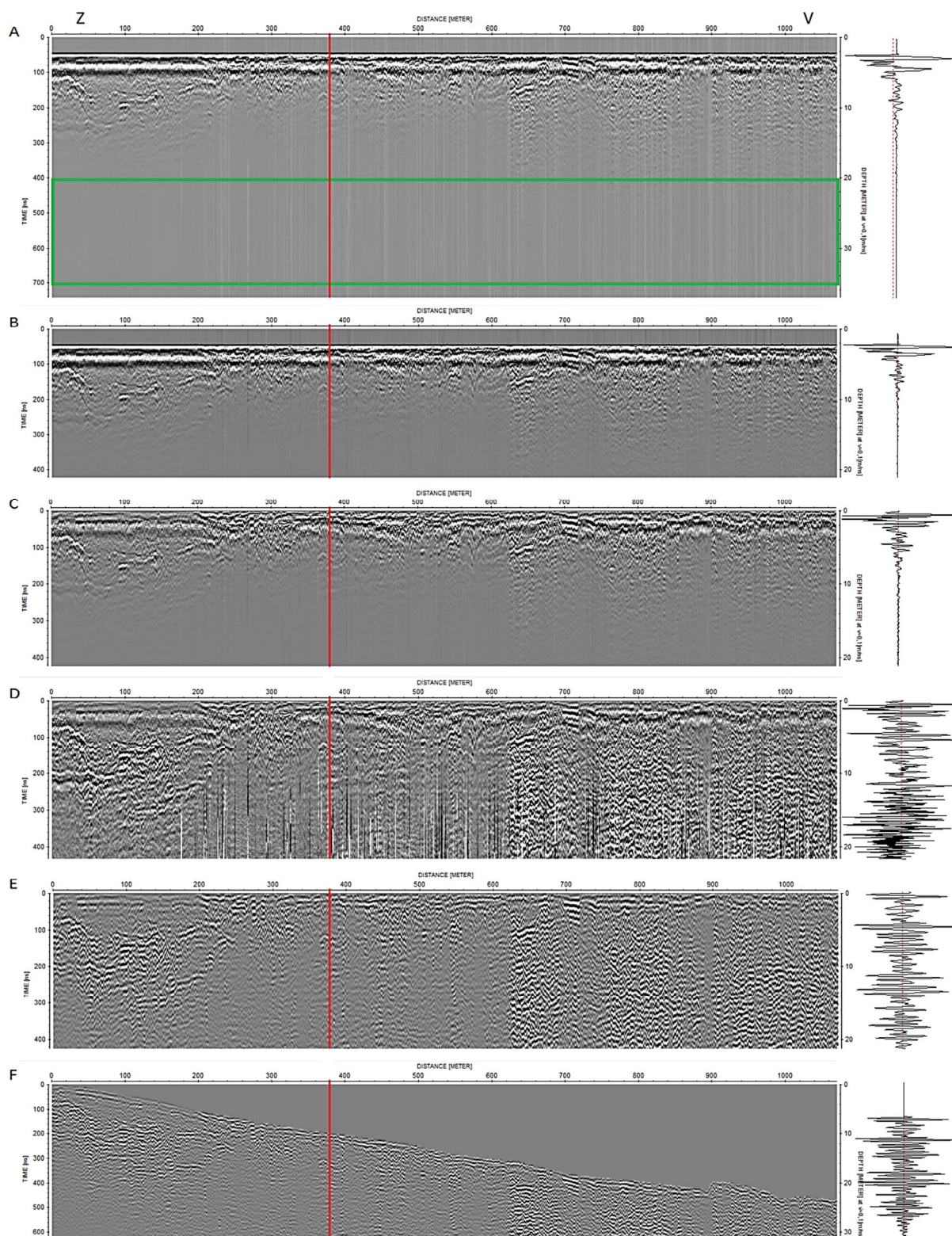
1. odstranitev zamika signala (»DC shift«), kjer je bil uporabljen interval 400-700 ns;
2. določitev ničelnega časa pri prvem negativnem vrhu signala (primer B na sliki 3.14) s postopkoma korekcije maksimalne faze (»correct max. phase«) in prestavitvijo ničelnega časa (»move start time«);
3. odstranitev ozadja (»background removal«), kjer je bila izbrana opcija odstranitve vzdolž celotne linije (»whole line«);
4. ročno ojačenje amplitude (»manual gain (y)«), kjer je bila amplituda ojačena do največ 530 ns dvojnega časa pri profilu R1, do največ 570 ns pri profilu R2 in do največ 190 ns pri profilu R3;
5. pasovno prepustno filtriranje (»bandpass frequency filtering«), kjer je bila širina frekvenčnega območja določena s štirimi oglišči: low-cut 25 MHz, lower plateau 50 MHz, upper plateau 75 MHz, high-cut 150 MHz.

6. topografska korekcija («correct 3D topography»), kjer so bile uporabljene z koordinate zakoličenih točk.

Postopek obdelave je na primeru vzdolžnega profila R1 prikazan na sliki 7.14. Kot je vidno na sliki A, vsebuje surov radargram svetlo sive vertikalne linije, ki so posledica zamika signala. Za odstranjevanje tega zamika sem izbrala interval 400-700 ns, saj na tem območju radargrama ni vidnih večjih anomalij oziroma odbojev, ki bi lahko vplivali na izračun povprečja vzdolž sledi (zeleni okvir na sliki 7.14A). Slika B prikazuje rezultat tega postopka, kjer lahko vidimo bolj uravnotežen radargram. Da je bil postopek pravilno izvršen, se vidi tudi s primerjavo izbrane sledi na slikah A in B, kjer lahko vidimo, da se sled poravnava z osrednjo ničlo. Pri določevanju ničelnega časa sem uporabila B primer iz slike 3.14, ki predstavlja prvi negativni vrh. Ta se je namreč izkazal za najbolj natančen način določevanja ničelnega časa, saj je v primeru profilov, posnetih na območju Zgornje Radovne, prvi pozitivni vrh zelo variiral tako v svoji obliki, višini kot tudi v širini vrha in pogosto presegal tudi odstopanja, ki so prikazana na sliki 5.7 v poglavju 5.4. Za tako velike razlike v prvem pozitivnem vrhu so verjetno krive zahtevne terenske razmere, saj je bil stik antene s tlemi ponekod zelo slab. Ničelni čas je bil prestavljen na 45 ns. Ozadje sem odstranila vzdolž celotnih sledi (C) ter uporabila ročno ojačenje amplitude do največ 530 ns (D), saj sem želela ojačiti amplitudo signalov vse do globine, do koder so še vidni odboji in s tem poskusiti zajeti gladino podtalnice. Po ojačitvi amplitude so odboji vzdolž sledi bolj enakomerni, zato so globlje ležeči odboji precej bolj izraženi kot prej, kar se vidi tudi na primerjavi izbrane sledi (C in D). V primeru obdelave profilov R2 in R3 je bila pri ročni ojačitvi amplitude izbrana manjša globina, saj je bila pričakovana globina do gladine podzemne vode manjša. Rezultat postopka ojačitve amplitude na profilu R3, kjer je bila amplituda ojačana do največ 190 ns, ter primerjava z enostavnejšim postopkom upadanja energije sta prikazani na sliki 5.8 v poglavju 5.4. Za odstranitev motečih visokih in nizkih frekvenc sem za izboljšanje razmerja med signali in šumi s pasovnim prepustnim filtriranjem odstranila frekvence pod 25 MHz in nad 150 MHz (E). S tem sem ohranila frekvenco, ki je bližja osrednji frekvenci uporabljene antene, rezultat tega filtra pa je viden tudi na bolj zglajeni sledi, ki je prikazana na sliki E. Da bi dobila natančno globino do gladine podzemne vode, sem izvedla še topografsko korekcijo (F). Ta postopek prestavi sledi v pravilen prostorski položaj glede na višino oz. z koordinato zakoličenih točk vzdolž profila. Kot lahko vidimo na sledi ob radargramu na sliki F, ta postopek ne vpliva na njihovo obliko, ampak jim samo spremeni lego po globini. Postopki osnovne obdelave so podali dovolj razločne in natančne rezultate za določitev gladine podtalnice, zato napredni postopki obdelave niso bili potrebni.

Ker profili niso vsebovali izrazitih difrakcijskih hiperbol, ki so potrebne za analizo hitrosti potovanja signalov s prileganjem hiperbol, je bila hitrost valovanja izračunana glede na globino do gladine podzemne vode v vodnjaku. Ta je na dan georadarskega merjenja znašala 21,76 m, kar je podalo hitrost potovanja signalov 0,105 m/ns in s tem dielektričnost materiala $\epsilon=8$. Ti parametri so odraz fluvio-glacialnih nanosov na raziskovanem območju, ki so sestavljeni iz prod, peska in delno

konglomerata ter prisotnosti vode. Po preglednici 3.3 je za suh pesek dielektričnost v območju 3-6, le-
 to pa poveča prisotnost vode.



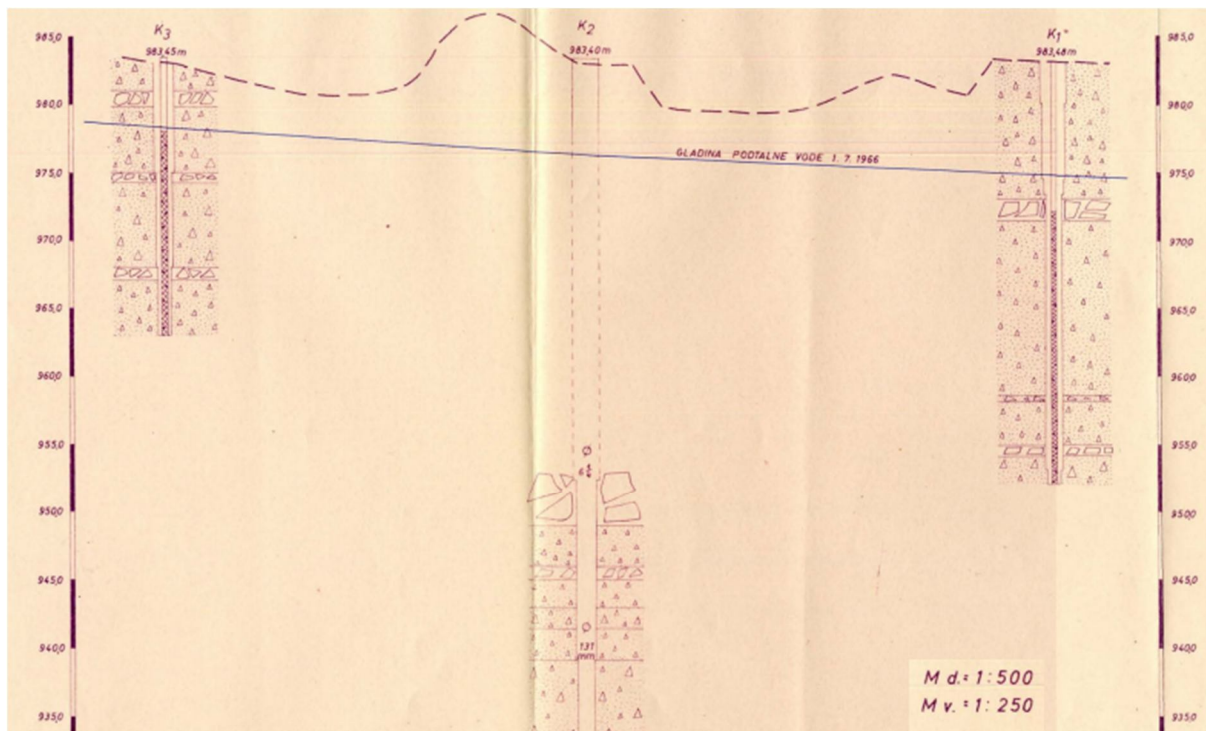
Slika 7.14: Postopek obdelave radargramov posnetih na območju Zgornje Radovne na primeru profila R1 s prikazanim vplivom na izbrano sled. A – surov radargram in določitev časovnega intervala za odstranitev zamika signala (zeleni okvir); B – po odstranitvi zamika signala; C – po določitvi

ničelnega časa in odstranitvi ozadja; D – po ročni ojačitvi amplitude; E – po pasovno prepustnem filtriranju; F – po topografski korekciji.

Figure 7.14: Processing flow of radargrams recorded in the Zgornja Radovna area shown on the profile R1 with effects on a selected trace. A – raw radargram and defining the time interval for DC shift (green frame); B – after DC shift; C – after time zero adjustment and background removal; D – after manual gain (γ); E – after bandpass frequency filtering; F – after topographic correction.

7.2.4 Rezultati in diskusija

Na sliki 7.16 je zgoraj prikazan vzdolžni profil R1 z označenimi detajli, na podlagi katerih je bila izrisana gladina podzemne vode vzdolž profila. Črna okvirja označujeta dobro izražen linearni reflektor, ki pa je vmes prekinjen. Glede na geologijo območja je lahko za prekinitev kriv višje ležeči večji kos kamnine oz. samica, ki se pojavljajo vzdolž celotne doline reke Radovne, kakor tudi v dolini Krme (Žlebnik, 1966) in v Srednji Radovni (Drobne, 1975). Ta bi namreč lahko povzročil večje dušenje signala na mestu označenim z rdečim okvirjem, kar bi pomenilo, da signal ni dosegel gladine podzemne vode in posledično na tem delu radargrama ni videti linearnega reflektorja. Element, ki je bil upoštevan pri izrisu gladine podzemne vode, je tudi mesto, kjer je bila na terenu voda najprej opažena na površju (globina 0 m). S pomočjo teh detajlov je bila izrisana gladina, s podatkom o globini do podzemne vode v vodnjaku pa je bilo mogoče to gladino pravilno umestiti v prostor. S tem je bila določena prava globina do podzemne vode na mestu, kjer profil R1 seka profil R3, hitrost potovanja signalov ter dielektrična konstanta materiala. Slednja parametra sta bila uporabljena tudi pri interpretaciji prečnih profilov, ki sta prikazana na sliki 7.17. Poleg same globine in poteka nas je zanimala tudi oblika površine podzemne vode, ki bi naj imela konkavno obliko z vpadom v smeri proti izviro. Takšna situacija je vidna na sliki 7.15, ki prikazuje rezultate hidrogeoloških raziskav v bližnji dolini Krme, kjer so bile izmerjene globine do podzemne vode v treh vrtinah. Na podlagi teh meritev je bila izrisana gladina podzemne vode, ki vidno vpada od vrtine K3 proti vrtini K1 (Žlebnik, 1966).

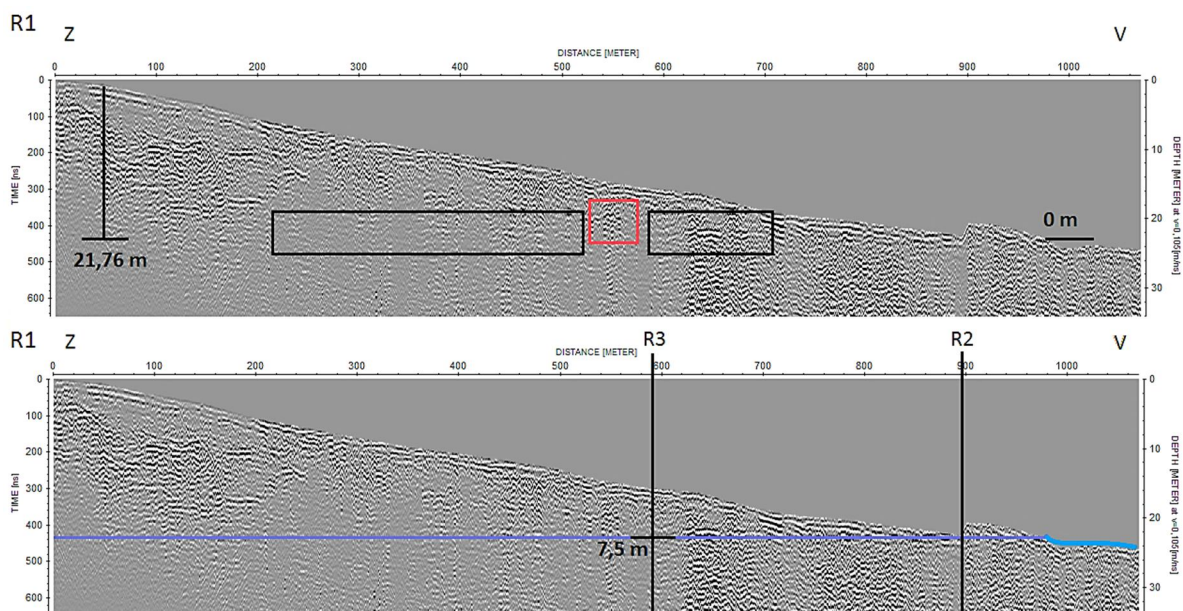


Slika 7.15: Geološki presek preko vrtin K1, K2 in K3 v Krmi z označeno gladino podzemne vode (Žlebnik, 1966).

Figure 7.15: Geological cross section across boreholes K1, K2 and K3 in Krma with marked groundwater level (Žlebnik, 1966).

Želeli smo preveriti, če je možno tudi na našem radargramu opaziti takšen gradient. Na profilu R1 tako izrazitega nagiba gladine vode ni videti. Glede na izračun gradienta, kjer se je upoštevala kota podzemne vode v vodnjaku (726,87 m) ter na sečišču profilov R1 in R3 (719,20), gradient znaša 0,0085, pri čemer je razlika v kotah podzemne vode 4,8 m na razdalji 561,5m. Takšna razlika bi se kljub omejeni vertikalni ločljivosti metode lahko videla na radargramu, vendar je reflektor, ki predstavlja gladino podzemne vode videti bolj ali manj vodoraven. Razlog je lahko v dejstvu, da je bil profil posnet v okoliščinah, kjer je teren zelo razgiban in georadarska antena nima dobrega stika s tlemi, zato poteka gladine ni mogoče določiti s takšno natančnostjo, da bi lahko govorili o gradientu ali celo hiperbolični obliki gladine. Reflektor je namreč zaradi heterogene sestave sedimentov na tem območju mestoma tudi prekinjen, drugod pa globina na majhni razdalji precej variira v višino, čemur je vzrok neravna podlaga in skakanje antene. Poleg tega profil R1 ni bil posnet neposredno ob vodnjaku, v katerem je bila določena globina do podzemne vode, zato je ta globina na profilu označena tam, kjer je vodnjak najbližje trasi profila. Posledično ni nujno, da je ta globina enaka tudi v najbližji točki profila. Oddaljenost od te točke na profilu do vodnjaka znaša približno 100 m (slika 7.11). Natančno določanje oblike gladine torej v danih okoliščinah ni bilo mogoče. Da bi na radargramu dobili bolj zvezno in gladko linijo, ki bi predstavljala podzemno vodo, bi morali očistiti traso profila, da bi bila čim bolj ravna, s čimer bi zagotovili dober stik georadarske antene s tlemi in

manjšo izgubo signala, tako velik poseg v okolje pa bi bil dolgotrajen in drag. Tudi v tem primeru bi gladini podzemne vode vzdolž celotnega profila lahko sledili le v času zelo visokega vodostaja, da bi jo z globinskim dosegom georadarja zaznali že na začetku profila. Zaradi omejene vertikalne ločljivosti metode pa tudi v tem primeru ni nujno, da bi opazili gradient in morebitno hiperbolično obliko gladine podzemne vode.

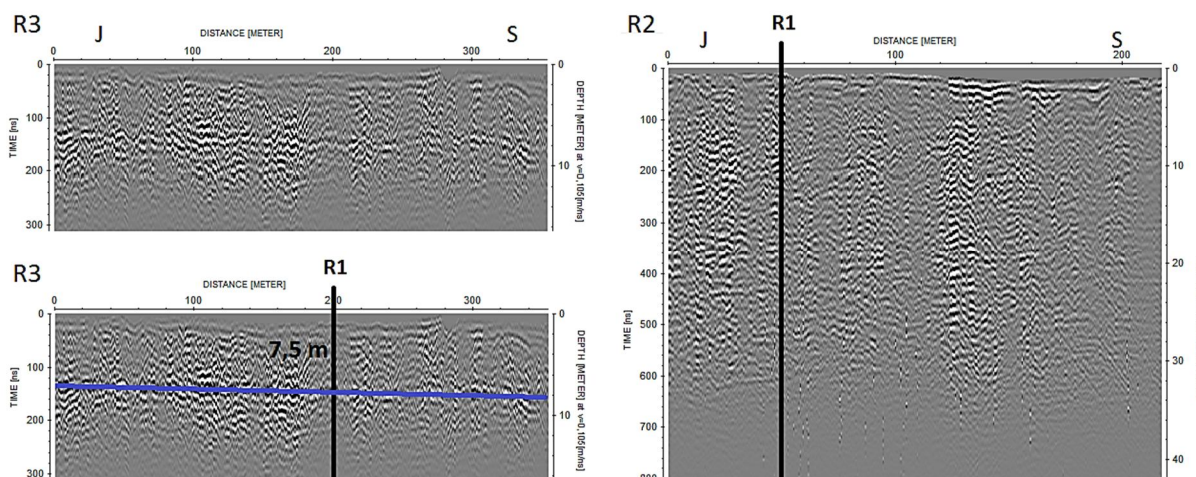


Slika 7.16: Interpretacija vzdolžnega georadarskega profila R1. Zgoraj – detajli, uporabljeni pri določitvi gladine podzemne vode z označeno globino v vodnjaku (21,76 m) in mestom pojava vode na površini (0 m); spodaj – izris gladine podzemne vode (temno modra), mesto pojava površinske vode (svetlo modra), lokacija prečnih georadarskih profilov R2 in R3 ter globina do podzemne vode v točki sečišča profilov R1 in R3 (7,5 m).

Figure 7.16: Interpretation of longitudinal GPR profile R1. Top – details used to determine the groundwater level with marked depth from the water well (21,76 m) and point where water was spotted on the surface (0 m); bottom – construction of groundwater level (dark blue), surface water (light blue), location of transverse GPR profiles R2 and R3 and depth to groundwater at the intersection of profiles R1 and R3 (7,5 m).

Tudi na profilu R3 se kaže zvezni reflektor, ki predstavlja gladino podzemne vode in se tudi na tem profilu ne odraža v popolnoma linearni obliki. To je posledica odskakovanja georadarske antene med merjenjem pri prehodu preko vej, korenin in podrtih dreves. Vseeno pa je mogoče generalno določiti nivo gladine, ki nastopa vzdolž celotnega profila R3 približno na globini 7,5 m, kar ustreza globini, ki je bila določena na istem mestu na profilu R1. Ker reflektor ni popolnoma raven, je nemogoče z gotovostjo trditi, ali je morda gladina podzemne vode nagnjena zaradi neenakomernega napajanja iz zaledja, kjub temu pa je viden rahel vpad. Na sliki 7.17 je globina glede na dolžino radargrama precej poudarjena, zato je v naravi nagib gladine zelo majhen, in sicer z vpadom proti S, kar bi pomenilo nekoliko večje napajanje iz J strani, iz planote Pokljuke. Vzdolž celotnega profila R3, katerega dolžina znaša 354,5 m, se globina označene gladine spremeni za približno 1 m. Ista slika prikazuje tudi prečni

profil R2, ki pa je bil posnet na lokaciji, kjer se podzemna voda nahaja že tik pod površjem. Zaradi omejene vertikalne ločljivosti uporabljene antene na tem profilu ni videti nobenega linearnega reflektorja, kar velja tudi za isto lokacijo na profilu R1. Gladina podzemne vode namreč tu nastopa preveč plitvo pod površjem (verjetno v globini do 1 m), da bi jo lahko zaznali z nizkofrekvenčno georadarsko metodo, ki je optimalna za večje globine.



Slika 7.17: Interpretacija prečnega georadarskega profila R3 in primerjava s prečnim georadarskim profilom R2. Levo zgoraj – močno izražen zvezni reflektor, ki predstavlja gladino podzemne vode; levo spodaj: izris gladine podzemne vode (modra linija) ter oznaka lokacije sečišča z vzdolžnim profilom R1 z globino do podzemne vode (7,5 m); desno: profil R2 brez linearnih reflektorjev, z oznako lokacije sečišča z vzdolžnim profilom R1.

Figure 7.17: Interpretation of transverse GPR profile R3 and comparison with transverse GPR profile R2. Top left – well pronounced continuous reflector representing groundwater level; bottom left – construction of groundwater level (blue line) and marked location of intersection with longitudinal profile R1 and depth to groundwater (7,5 m); right – profile R2 with no visible linear reflectors and with marked location of intersection with longitudinal profile R1.

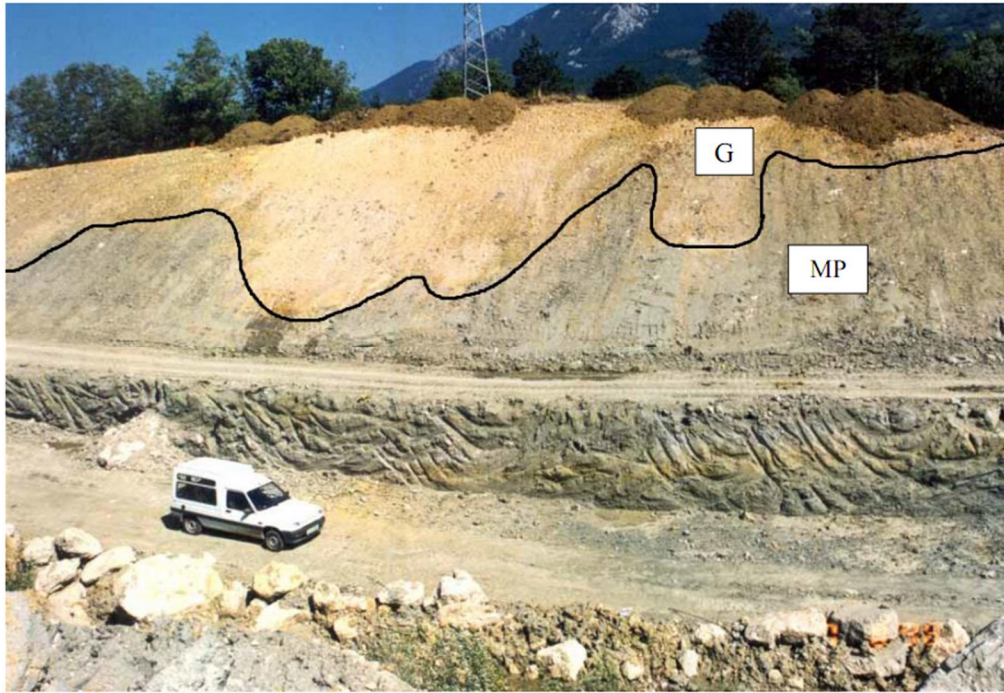
Nizkofrekvenčna georadarska metoda se je izkazala za uporabno pri določevanju globine do gladine podzemne vode na območju Zgornje Radovne. Z ozirom na to, da so bili pogoji za izvajanje georadarskih meritev precej neugodni, je bila uporaba sistema RTA velika prednost. Omogočil je manevriranje skozi neraven teren in zaraščen gozd ter enostavno prestopanje žičnih ograj in električnih pastirjev. Posledično je bil sicer stik antene s tlemi res slabši, vendar so rezultati kljub temu zadovoljivi. Brez uporabe RTA antene bi bile georadarske meritve na raziskanem območju zelo težko izvedljive. Čeprav nismo dobili hiperbolične oblike gladine podzemne vode na vzdolžnem profilu, smo vseeno na neinvaziven način dobili vpogled v podpovršje pomembnega vodonosnika in uspeli določiti tudi rahel vpad gladine podzemne vode proti severu, kar kaže na večje napajanje s strani Poključke planote. Izvedene raziskave bodo pomagale pri razumevanju dinamike vodonosnika s prosto gladino, pridobljeni rezultati pa ne bodo v pomoč samo pri lokalnem raziskovanju procesov izvira Radovne, temveč tudi v regionalnem merilu (Torkar et al., 2015).

7.3 Raziskave debeline fosilnega plazuz: Plaz pri Selu v Vipavski dolini

Zaradi kompleksne geološke zgradbe ter relativno strme topografije prihaja v Sloveniji do intenzivnih pobočnih procesov. Zaradi katastrofalnih dogodkov v zadnjih 15 letih, kot so plazovi Stože, Lokavec, Slano blato in Strug, so se začele izvajati znanstvene raziskave pobočnih procesov na tem območju Dinaridov in Južnih Alp. Da bi bolje poznali gravitacijske procese recentnih plazov, je nujno najprej raziskati dinamiko fosilnih plazov, ki lahko pomaga pri proučevanju nestabilnih in potencialno nevarnih območij. Eno takšnih okolij, ki ponuja edinstven vpogled v različne procese pobočnih masnih premikov, je Vipavska dolina. Na tem območju je namreč mogoče raziskovati tako fosilne kot tudi aktivne plazove (Popit in Jež, 2015). Z nizkofrekvenčnim georadarjem so bile izvedene meritve na spodnjem delu fosilnega Plazu pri Selu, ki je v času pleistocena nastal kot posledica vsaj dveh zelo obsežnih blatno-drobirskih tokov. Pri tem so se sedimenti odložili v obliki pahljače na flišne kamnine Vipavske doline na površini več kot 10 m². Plaz pri Selu predstavlja na tem območju največje telo karbonatnih gruščev, saj se razteza od vznožja Čavna in vse do reke Vipave, radiokarbonska datacija lesa pa je pokazala, da so ti sedimenti starejši od 42.000 let (Popit, 2003).

7.3.1 Namen raziskav

Za potrebe boljšega poznavanja današnjih procesov pobočnega plazenja, ki lahko predstavljajo veliko nevarnost, je bila izvedena študija na primeru fosilnega Plazu pri Selu. Pri tem je bil cilj določiti podrobnejšo geometrijo in prostornino samega sedimentnega telesa plazuz. Ker na nižjih predelih plazuz, kjer se je sediment razširil v obliki dveh pahljač, ni bilo mogoče določiti globine do podlage plazuz, ki je potrebna za izračun prostornine, so bile v ta namen izvedene georadarske meritve. Širša študija je zajemala tudi terensko kartiranje ter računalniško obdelavo podatkov v GIS okolju (Teran, 2012). Cilj georadarskih meritev je bil pridobiti informacije o debelini in obliki spodnje ploskve plazuz oz. določiti kontakt med zgoraj ležečim karbonatnim gruščem, ki gradi telo plazuz in spodaj ležečimi flišnimi paleotlemi, sestavljenimi iz meljasto peščenih sedimentov. Med gradnjo hitre ceste H4 (Razdrto – Vrtojba) pri Selu se je namreč izkazalo, da ta kontakt ni raven in vsebuje konkavne kanale, ki so verjetno nastali zaradi erodiranja paleotal med samim transportom sedimentov (slika 7.18). Podatki o debelini plazuz in obliki kontakne ploskve so potrebni za natančnejšo oceno prostornine samega plazuz.

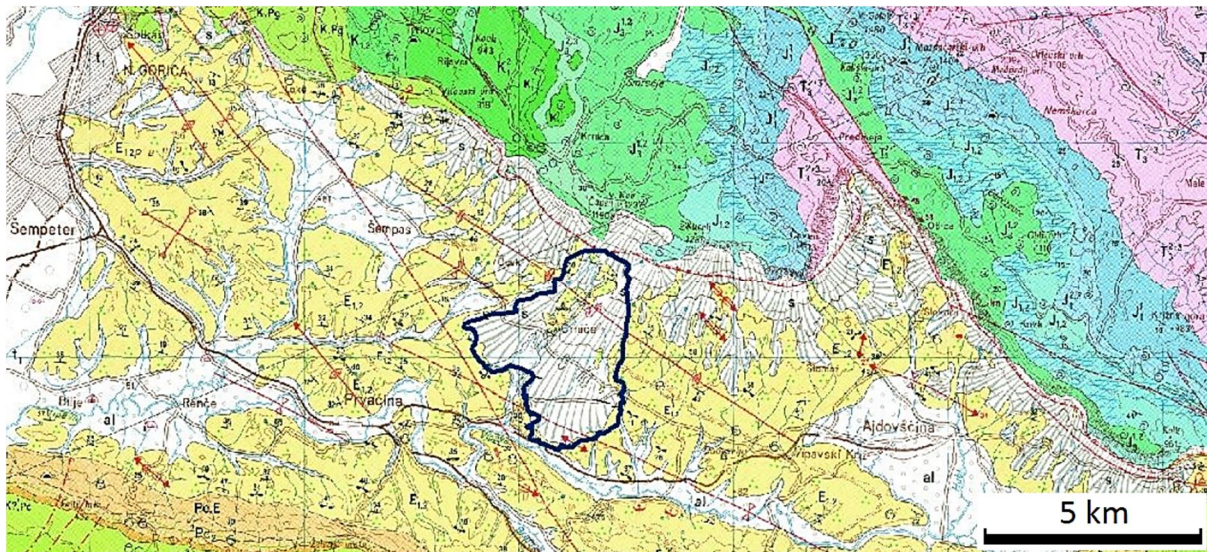


Slika 7.18: Fotografija odkopane brežine pri gradnji hitre ceste H4 pri Selu z označenim kontaktom med zgoraj ležečim karbonatnim gruščem (G) in spodaj ležečim muljasto-peščenenim sedimentom (MP) (Teran, 2012).

Figure 7.18: Photo of an excavated slope during construction of H4 highway near Selo with marked contact between carbonate gravel (G) above and silty to sandy sediments (MP) below (Teran, 2012).

7.3.2 Lokacije profilov in izvajanje meritev

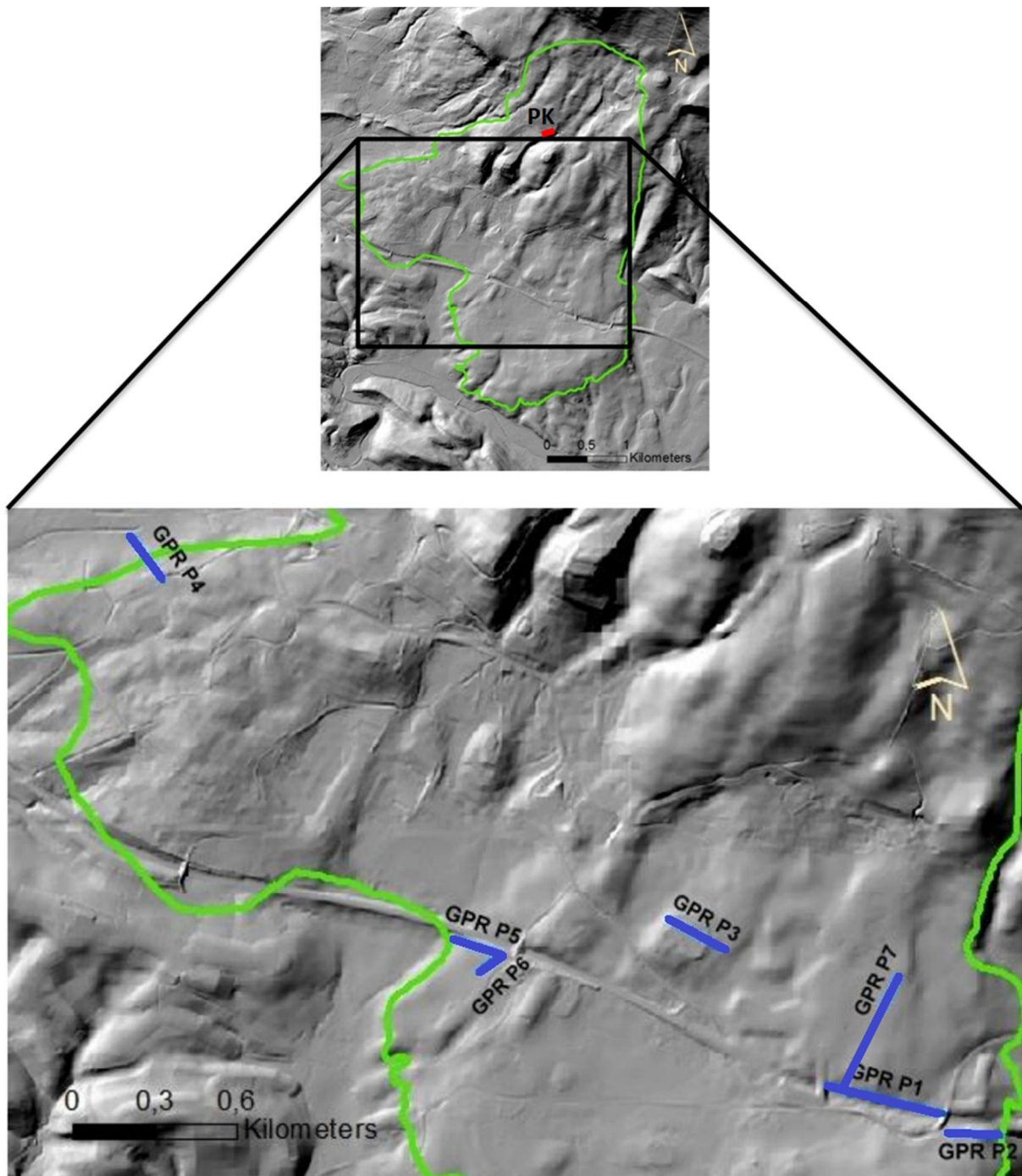
Celotno sedimentno telo Plazu pri Selu je sestavljeno iz dveh plasti, ki sta odloženi na flišnem paleoreliefu eocenske starosti. Spodnja plast, ki je sestavljena iz muljasto-peščenege sedimenta (MP plast), vsebuje tudi klaste in večje bloke eocenskih flišnih kamnin. Prisotnost slednjih kaže na močno preperevanje flišnih plasti ob vznožju strmih pobočij. vzdolž teh pobočij se je v nižje ležeče dele Vipavske doline transportiral material v obliki blatno-drobirskega toka, ki tvori zgornjo plast plazu. Sestavlja jo karbonatni grušč (G plast), ki pa je mestoma sprijet v pobočno brečo (Popit, 2003). Slika 7.19 prikazuje geološko karto območja Vipavske doline z označenim Plazom pri Selu.



Slika 7.19: Geološka karta Vipavske doline (Buser, 1968) z označenim območjem Plazu pri Selu (Teran, 2012).

Figure 7.19: Geological map of the Vipava Valley (Buser, 1968) with marked area of the Selo landslide (Teran, 2012).

Georadarske meritve so bile izvedene v sušnem obdobju, kar je omogočilo optimalni zajem podatkov brez večjega dušenja signala zaradi prisotnosti vode v sedimentu. Profili so bili pred samim snemanjem za potrebe prostorske interpolacije zakoličeni na vsakih 30 m oz. na mestih večjih reliefnih sprememb, na vsakem količku pa posnete GPS koordinate. Pri tem zaradi nezadovoljive natančnosti z koordinate le-ta pri obdelavi podatkov potem ni bila upoštevana. Med snemanjem profilov so bila mesta količkov označena na radargramih z uporabo markerjev.



Slika 7.20: Položaj georadarskih profilov P1 – P7 (modre linije), kontrolni profil PK (rdeča linija) in meja plazu (zelena linija) (po Teran, 2012).

Figure 7.20: Position of GPR profiles P1 – P7 (blue lines), control GPR profile PK (red line) and landslide extent (green line) (after Teran, 2012).

Pri določitvi tras profilov se je bilo potrebno izogniti poseljenih delov, kjer bi stavbe, vodni kanali, žice in drugi nadzemeljski objekti lahko predstavljali vire zračnih odbojev. Prav tako niso prišle v poštev umetno obdelane kmetijske površine, saj so spremenile prvotno topografijo površja in bi morebitna zasutja ter vkopi pri izravnavanju površja lahko podali napačne rezultate. Izognili smo se

tudi vinogradom zaradi neprehodnosti in prisotnosti žic ter neprehodno poraščenim delom ob hitri cesti H4. Posledično je bilo določenih 7 lokacij, kjer je teren dopuščal georadarske meritve (slika 7.20). Od 7 posnetih profilov jih je bilo 5 posnetih vzdolž plazu oz. vzporedno s smerjo transporta (profili P1-P5), 2 pa prečno oz. pravokotno na smer transporta (P6 in P7). Osnovne podatke o posameznih profilih podaja preglednica 7.3. Poleg omenjenih je bil posnet še kontrolni profil PK ob grapi, kjer je bila iz terenskih merjenj znana globina do kontakta. Ta je služil za določitev hitrosti potovanja signalov in s tem prave globine do kontakta na ostalih profilih. Profili so bili posneti s časovnim proženjem signalov z intervalom 0,2 s.

Preglednica 7.3: Osnovni podatki o georadarskih profilih na Plazu pri Selu.

Table 7.3: Basic data on Selo landslide GPR profiles.

Oznaka profila	Tip profila	Generalna smer merjenja	Dolžina (m)
P1	vzdolžni	Z → V	435
P2	vzdolžni	Z → V	197
P3	vzdolžni	V → Z	219
P4	vzdolžni	JV → SZ	202
P5	vzdolžni	V → Z	180
P6	prečni	SV → JZ	112
P7	prečni	JZ → SV	470
PK	kontrolni	V → Z	59

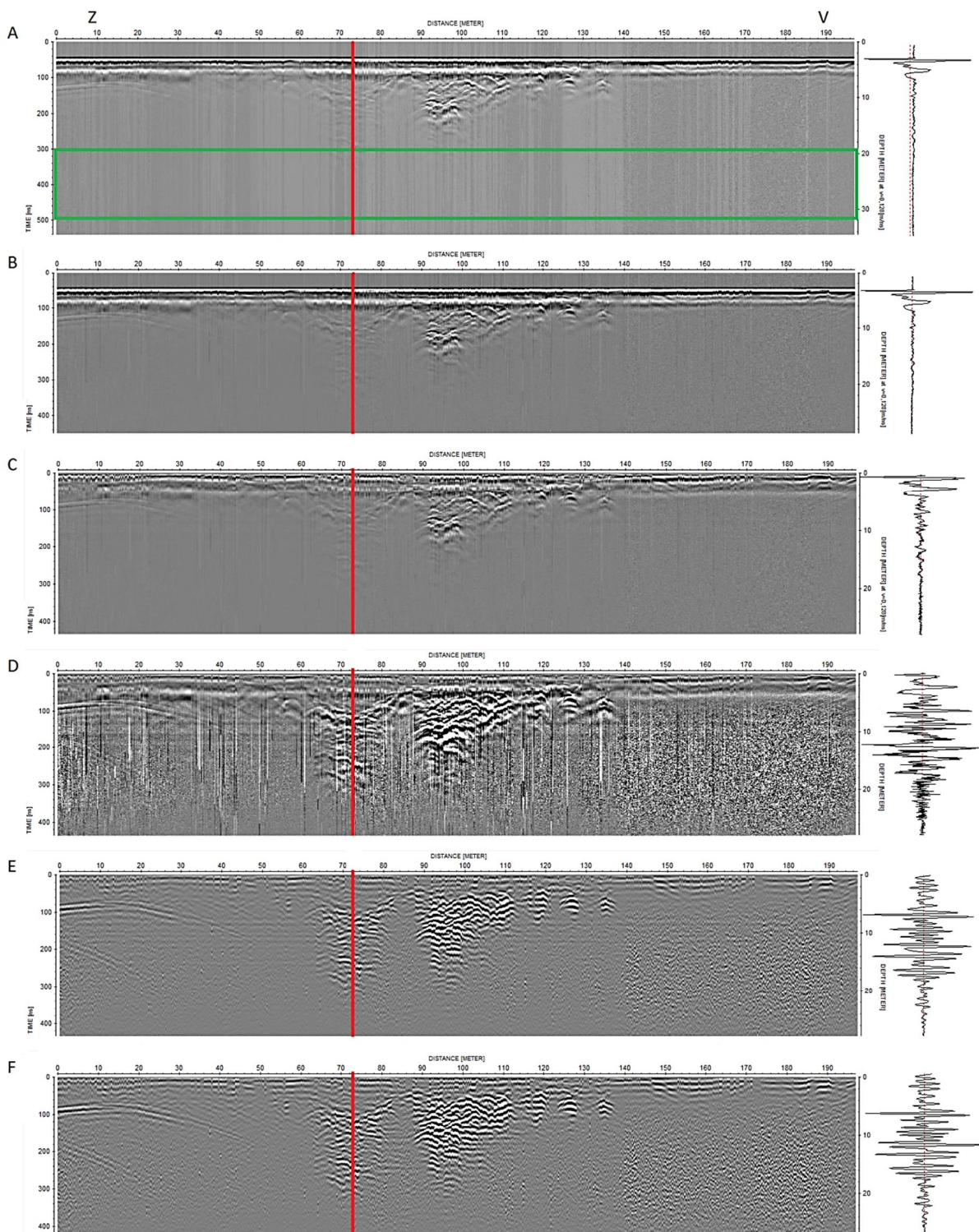
7.3.3 Obdelava radargramov

Radargrami so bili obdelani s programom Reflexw verzije 6.0.5. Zaradi merjenja s časovnim intervalom, je bilo potrebno najprej določiti dolžine profilov, in sicer s pomočjo markerjev na mestih količkov in znanih razdalj med njimi. Sledili so postopki obdelave, ki so bili enaki za vse radargrame:

1. odstranitev zamika signala (»DC shift«), kjer je bil uporabljen interval 300-500 ns;
2. določitev ničelnega časa pri prvem negativnem vrhu signala (primer B na sliki 3.14) s postopkoma korekcije maksimalne faze (»correct max. phase«) in prestavitvijo ničelnega časa (»move start time«);
3. odstranitev ozadja (»background removal«), kjer je bila izbrana opcija odstranitve vzdolž celotne linije (»whole line«);
4. ročno ojačenje amplitude (»manual gain (y)«), kjer je bila amplituda ojačena do največ 290 ns dvojnega časa pri profilih P1, P3, P4 in P6, do največ 330 ns pri profilu P2, do največ 390 ns pri profilu P5, do največ 270 ns pri profilih P7 in PK;

5. pasovno prepustno filtriranje (»bandpass frequency filtering«), kjer je bila širina frekvenčnega območja določena s štirimi oglišči: low-cut 40 MHz, lower plateau 50 MHz, upper plateau 80 MHz, high-cut 160 MHz.

Primer postopka obdelave na profilu P2 je prikazan na sliki 7.21. Pri postopku odstranitve zamika signala sem izbrala interval 300-500 ns, kjer na surovem radargramu niso vidne nobene anomalije, ki bi lahko vplivale na izračun povprečja vzdolž sledi (zeleni okvir na sliki 7.21A). S tem je bila pravilno izvršena odstranitev zamika signala (slika 7.21B), kar se kaže v bolj uravnoteženemu radargramu brez tako izrazitega menjavanja svetlo in temno sivih vertikalnih pasov. Sledi so po tem postopku predstavljene nazaj na osrednjo ničlo, kar se vidi tudi na primeru izbrane sledi. Pri določevanju ničelnega časa sem upoštevala položaj B na sliki 3.14, ki predstavlja prvi negativni vrh. Ta izbira se je izkazala za najnatančnejši način, saj v primeru prvega pozitivnega vrha dobimo precejšnja odstopanja vzdolž radargramov (primeri na sliki 5.7). Ničelni čas je bil tako prestavljen na 44 ns. Odstranitev ozadja sem uporabila vzdolž celotnih sledi (slika 7.21C) ter uporabila ročno ojačenje amplitude do največ 490 ns (slika 7.21D). Profili so bili namreč posneti na mestih, kjer je bila globina do podlage plazu različna. Z uporabo ročnega ojačenja sem tako za vsak radargram posebej sama določila globino, do katere bo signal ojačen. Izbira globine je bila odvisna od dvojnega časa, do katerega se še vidijo odboji. Ojačenje amplitude v večjih globinah ne bi bilo smiselno, saj bi s tem ojačala le še šume. Glede na to, da smo iskali mejo med sedimenti plazu in podlago, sem se osredotočila na območja do te meje, saj nas sama struktura podlage ni toliko zanimala. Po ojačitvi amplitude dobimo precej bolj izražene odboje v globini, vendar se s tem ojačijo tudi šumi, kar se lepo vidi tudi na izbrani sledi ob radargramu D. Zato je sledilo pasovno prepustno filtriranje, ki odstrani moteče visoke in nizke frekvence ter tako izboljša razmerje med signali in šumi, kar se vidi tudi na bolj zglajeni sledi ob radargramu E. Odstranila sem frekvence pod 40 MHz in nad 160 MHz. Rezultat je radargram, na katerem se lepo vidi razlika med zgornjim delom z dvema pogreznitvama in spodnjim delom brez vsakršnih odbojev. Na začetku radargrama je vidna difrakcijska hiperbola, ki je posledica zračnih odbojev ob prehodu pod električno napeljavo, vendar ni tako moteča, da bi jo bilo potrebno odstranjevati z f-k filtriranjem. Se pa vzdolž celotnega radargrama vidijo horizontalni pasovi, ki so posledica zvonjenja anten (»antenna ringing«) in ne predstavljajo dejanskega stanja podpovršja. Te sem odstranila z odštevanjem povprečnih signalov (»subtract average«). Filter deluje na izbrano število sledi znotraj določenega časovnega okna ter zadrži zvezno horizontalno energijo, s čimer poudari lateralno spreminjajoče se signale oz. difrakcije (Sandmeier, 2011). V tem primeru sem poskusila z več parametri in na koncu ugotovila, da najboljši rezultat daje povprečje 50 sledi v časovnem odseku, kjer nastopajo ti pasovi (100-300 ns). Na radargramu F lahko vidimo, da so se s temi nastavitvami postopka odstranile vse horizontalne linije, kar nam daje boljšo sliko podpovršja.



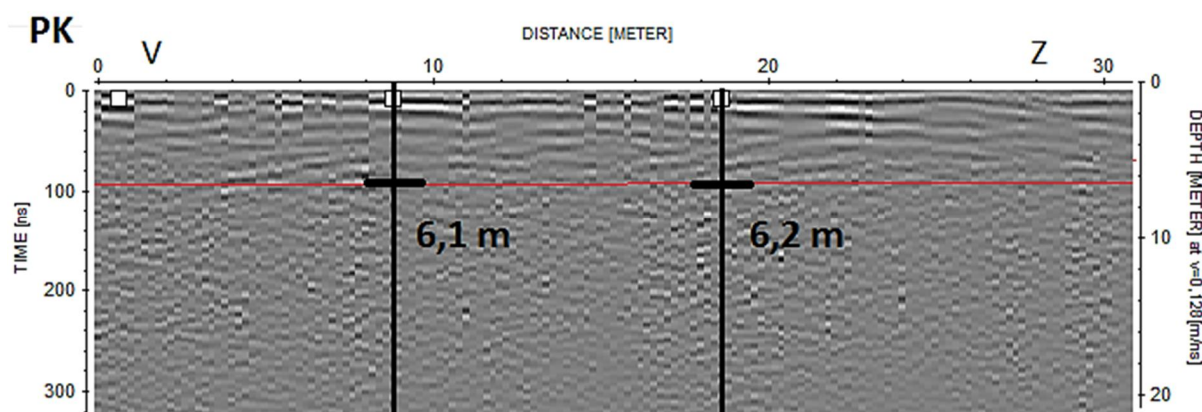
Slika 7.21: Postopek obdelave radargramov, posnetih na območju Plazu pri Selo, prikazan na primeru profila P2 s prikazanim vplivom na izbrano sled (položaj sledi predstavlja rdeča linija). A – surov radargram in določitev časovnega intervala za odstranitev zamika signala (zeleni okvir); B – po odstranitvi zamika signala; C – po določitvi ničelnega časa in odstranitvi ozadja; D – po ročni ojačitvi amplitude; E – po pasovno prepustnem filtriranju; F – po odstranitvi povprečja.

Figure 7.21: Processing flow of radargrams recorded on the Selo landslide area shown on the profile P2 with effects on a selected trace (red line represents the location of the trace). A – raw radargram and defining the time interval for DC shift (green frame); B – after DC shift; C – after time zero

adjustment and background removal; D – after manual gain (y); E – after bandpass filtering; F – after subtracting average.

Čprav profili niso bili merjeni le po horizontalnih tleh, ampak tudi prek razgibanega terena, topografska korekcija ni bila izvedena. Razlog je v nezadovoljivi natančnosti izmerjene višinske koordinate zakoličenih točk profilov.

Obdelani profili niso vsebovali kakšnih difrakcijskih hiperbol, potrebnih za analizo hitrosti potovanja signalov s prileganjem hiperbol, zato je bil naknadno posnet še kontrolni profil PK vzporedno z grapo, v kateri je bila v dveh točkah izmerjena globina do kontakta. Profil PK je bil tako uporabljen pri določitvi hitrosti potovanja signalov, ki je bila potem uporabljena za izračun pravih globin na ostalih profilih. Slika 7.22 prikazuje radargram profila PK ter lokaciji z znano globino. Primerjava je podala hitrost potovanja 0,128 m/ns in s tem dielektrično konstanto materiala $\epsilon=5,5$, kar se ujema z vrednostmi v literaturi. Za nenasičen pesek z gruščem je dielektričnost določena v razponu 3,5 do 6,5 (Neal, 2004), vrednost za grušč pa znaša 5,5 (Saarenketo, 2006).



Slika 7.22: Prvih 31 m kontrolnega georadarskega profila PK z izmerjeno globino do kontakta v dveh točkah.

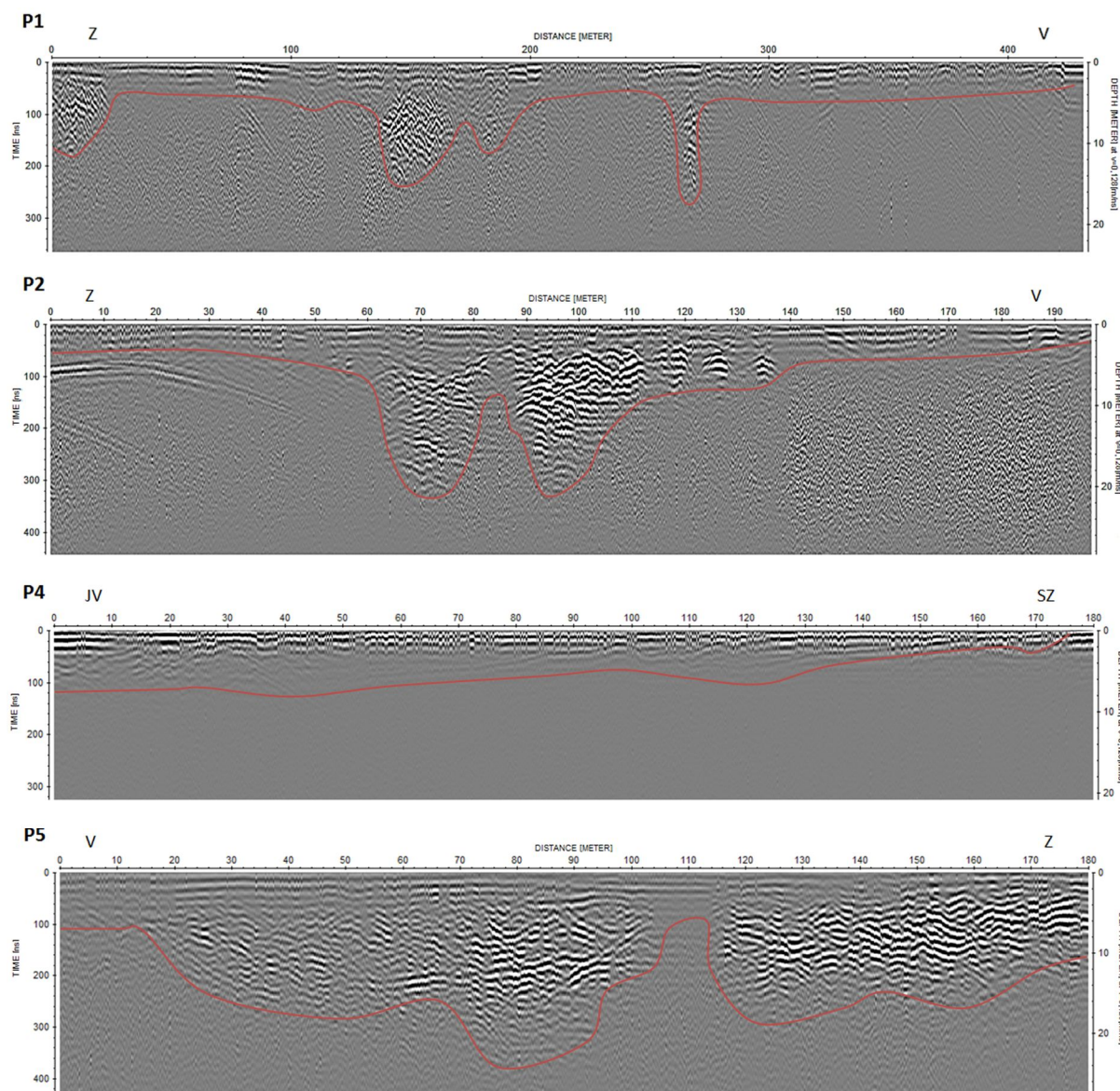
Figure 7.22: First 31 m of the control GPR profile PK with two points of measured depth to the contact.

7.3.4 Rezultati in diskusija

Kljub skrbno izbranim lokacijam profilov, so bili od 7 profilov za določevanje globine do kontakta karbonatnega grušča s flišem uporabljeni le 4 profili, in sicer P1, P2, P4 in P5. Naknadno se je namreč izkazalo, da je bil na območju profila P3 karbonatni grušč izkopen za potrebe gradnje hitre ceste H4. Ker ni znano koliko grušča je bilo odstranjenega, do kakšne globine ter s čim je bila jama zasuta, ta profil ni bil upoštevan pri nadaljni analizi, saj bi lahko podal napačne rezultate. Profil P6 ni bil

uporabljen zaradi visokega deleža zračnih odbojev, profil P7 pa je bil delno posnet vzporedno z večjim izkopom, ki je povzročil močno sipanje signala.

Kot je razvidno iz radargramov na sliki 7.23, so bile georadarske meritve uspešne, saj je bilo možno na profilih definirati mejo med karbonatnim gruščem in flišno podlago. Meja med horizontoma ni vidna v obliki jasnega linearnega reflektorja, saj gre za mejo med dvema tipoma sedimentov, ki ne povzročita tako jasnega reflektorja, kot bi ga meja med sedimentom in trdno kamnino ali dvema različnima tipoma kamnine. V našem primeru sem mejo določila na globinah, kjer ni več vidnih nobenih odbojev, saj pri prehodu v flišne plasti zaradi spremembe v elektromagnetnih lastnostih materiala pride do hitrega dušenja signala. Podobno dušenje signalov smo dobili pri prehodu v flišne plasti tudi v primeru georadarskih raziskav v kamnolomu Črnotiče (poglavje 7.1). Podlago sem tako interpretirala na predelih, kjer ni vidnih nobenih odbojev, kar se kaže tudi pri kontrolnem profilu PK (slika 7.22). Kot je vidno tudi na sliki 7.18, ta meja ni ravna, ampak vsebuje konkavne kanale, ki so nastali kot posledica erozije pri transportu sedimenta. Neravna meja je lahko tudi odraz zapolnitve paleoreliefa s prinešenim sedimentom. Z georadarskimi meritvami smo tako prvič dobili vpogled v podpovršje območja ter na neinvaziven in hiter način pridobili informacije, ki jih konvencionalne geološke metode ne bi mogle podati. Dobljeni podatki so ključni za natančnejši izračun prostornine in določitev geometrije Plazu pri Selu.



Slika 7.23: Interpretacije georadarskih profilov P1, P2, P4 in P5. Rdeča linija označuje mejo med karbonatnim gruščem zgoraj in flišem spodaj.

Figure 7.23: Interpretation of GPR profiles P1, P2, P4 in P5. Red line marks the contact between carbonate gravel above and flysch below.

Iz karte tras profilov (slika 7.20) lahko vidimo, da so bili postavljeni bolj ali manj na robna območja plazu. Profil P1 je bil tako posnet ob hitri cesti H4 v smeri proti V robu plazu, katerega pa s profilom nismo dosegli. Na sliki 7.23 je vidno, da se s posameznimi pogreznitvami proti V debelina plazu manjša, kar se sklada z dejstvom, da se bližamo robu plazu. Podobno situacijo imamo na profilu P2, ki je bil posnet na drugi strani avtoceste in predstavlja nekakšno nadaljevanje profila P1. Vidimo, da je meja na koncu P1 in na začetku P2 na približno enaki globini okoli 4 m, medtem ko se proti koncu P2 (če izvezamo posamezne pogreznitve) dvigne na 2 m. Debelina sedimentnega telesa se torej proti V tanjša. Po drugi strani pa smo s profilom P4 prečkali rob sedimentnega telesa plazu na Z. Na sliki 7.23

je vidno, kako je globina do meje plazu od V, kjer znaša okoli 8 m, proti Z vedno plitvejša, dokler na 175 m profila ne pride skoraj do površine. Zaradi kasnejših površinskih procesov je ta meja zabrisana in na površju ni vidna. Glede na položaj profila P4 na sliki 7.20 smo s tem dobili rob plazu nekoliko bolj proti SZ, kot je označen na sliki. V primeru profila P5, ki je bil prav tako posnet ob hitri cesti H4, pa dobimo dve izraziti poglobitvi in na splošno večje globine do meje kot na ostalih profilih. Čeprav je profil posnet v smeri proti Z robu pahljače, se debelina do meje ne manjša. Razlog za to je lahko v dejstvu, da s profilom nismo zajeli druge poglobitve v celoti in zato ne vidimo debeline plazu izven tega poglobljenega kanala. V splošnem znaša debelina plazu, interpretirana na georadarskih profilih, med 4 in 5 m, največja globina pa je bila določena znotraj kanala na profilu P2, kjer znaša 21 m. Interpretacije globin vzdolž vseh profilov so bile uporabljene pri izračunu prostornine telesa plazu (Teran, 2012).

Čeprav je območje plazu deloma poseljeno, deloma pa kmetijsko obdelano ali neprehodno, je bilo vseeno mogoče določiti nekaj tras, kjer je teren dopuščal georadarske meritve z nezaščiteno anteno. Oblika spodnje ploskve plazu, določene iz radargramov, se sklada s konkavnimi oblikami vidnimi v izkopu na sliki 7.18. Rezultati georadarskih meritev so bili uporabljeni pri nadaljnjih raziskavah območja Plazu pri Selu. Njegova prostornina pred erozijo je bila na podlagi vseh uporabljenih metod ocenjena na 178 do 201 milijonov m³, današnja prostornina pa naj bi znašala 96 milijonov m³, kar pa je zaradi nepoznavanja prvotne geometrije plazu le približek. Povprečna debelina plazu naj bi glede na današnje stanje znašala 9,5 m. Po razdelitvi drobirskih tokov glede na prostornino spada Plaz pri Selu v najvišjo kategorijo izredno velikih drobirskih tokov (> 5 milijonov m³) in je tako največji te vrste v Sloveniji, primerljiv pa je tudi z največjimi pojavi drobirskega toka v svetu (Teran, 2012). Za zanesljivejšo oceno prostornine bodo v prihodnje izvedena še dodatna terenska dela in izračuni (Popit et al., 2014).

8 ZAKLJUČKI

Na karti potresne nevarnosti Slovenije izstopajo tri območja s povečano potresno nevarnostjo, in sicer območje Z Slovenije, Ljubljana z okolico ter območje Brežic. Posledično so na teh območjih še posebej pomembne podrobne geofizikalne raziskave na potencialno aktivnih tektonskih strukturah. Do danes je bilo z različnimi geofizikalnimi in drugimi metodami na teh območjih izvedenih precej raziskav, prvič pa smo v sklopu te disertacije uporabili nizkofrekvenčni georadar s 50 MHz anteno. V primerjavi z drugimi ima georadarska metoda to prednost, da je oprema lahka in mobilna, omogoča pa hitro, neinvazivno, cenovno ugodno in natančno karakterizacijo geoloških struktur plitvo pod površjem.

Pri nizkofrekvenčnih georadarskih raziskavah je bila prvič v Sloveniji uporabljena antena posebnega RTA («Rough Terrain Antenna») tipa. Izkazala se je za zelo uporabno pri izvajanju meritev na razgibanih terenih, kjer raziskave s klasičnimi georadarskimi antenami ne bi bile mogoče. Fleksibilna antena cevaste oblike nam je omogočila enostavno gibanje pri georadarskem merjenju na neravnih in gosto zaraščenih terenih, zaradi česar čiščenje tras merjenih profilov predhodno ni bilo potrebno. Prav tako je bila njena uporaba velika prednost pri raziskavah v kamnolomih, kjer smo med merjenjem profilov lažje manevrirali med kupi izkopanega materiala vzdolž etaž. Kjer so georadarski profili potekali prek kmetijskih površin, smo z uporabo RTA antene zagotovili tudi minimalen vpliv na okolje, saj z izvajanjem raziskav nismo ustvarili škode na pridelku.

Uporabljena antena je nezaščitena («unshielded»), kar pomeni, da ne oddaja signalov samo v tla, ampak tudi v zrak. Pri cevasti RTA izvedbi ščitena namreč tehnično ni mogoče izdelati. Posledično je sprejemna antena zabeležila tudi signale, ki so se odbijali od predmetov na površini, kot so večja drevesa, zgradbe, stene kamnolomov, avtomobili in drugi kovinski objekti, električni kabli in drogovi, telefonske žice itd. Omenjenih elementov smo se med iskanjem lokacij za merjenje profilov poskušali čim bolj izogniti, saj na radargramih povzročajo neželene šume v obliki nadpovršinskih oz. zračnih odbojev. Med georadarskim merjenjem smo si podrobno beležili morebitno prisotnost virov zračnih odbojev, saj je pri uporabi nezaščitene antene poznavanje njihove natančne lokacije ključnega pomena za pravilno interpretacijo rezultatov.

Za potrebe odstranjevanja neželenih шумov na radargramih in s tem izboljšanja kvalitete in ločljivosti končnih rezultatov so bile testirane napredne metode obdelave profilov. Pri tem pa je bila potrebna velika previdnost, saj je v izogib popačenja rezultatov nujno dobro poznavanje postopkov. Pri odstranitvi zamika signala, določitvi ničelnega časa, uporabi funkcij ojačenja, migraciji, dekonvoluciji in f-k filtriranju je bila zato izvedena optimizacija postopkov s testiranjem različnih parametrov v dveh različnih programih (RadExplorer in Reflexw). Poudarek optimizacije je bil na tistih postopkih, ki so bili razviti za obdelavo refleksijskih seizmičnih podatkov, v georadarskih raziskavah pa se še ne uporabljajo rutinsko. Ti postopki so migracija, dekonvolucija in f-k filtriranje. Vsekakor so se izkazali

za zelo učinkovite, vendar je pri njihovi uporabi potrebna pazljiva primerjava radargramov pred in po uporabi. Medtem ko v nekaterih primerih ti napredni postopki obdelave niso bili potrebni, pa brez njihove uporabe v drugih primerih ne bi dobili želenih rezultatov. Optimizacija postopkov obdelave radargramov je bila izvedena glede na različne geološke razmere, ki so se na izbranih lokacijah meritev precej razlikovale.

Pri raziskavah na Idrijskem prelomu smo za potrebe določevanja primerne lokacije paleoseizmološkega izkopa posneli georadarske profile na območju Srednje Kanomlje pri Idriji. Na radargramih je bilo mogoče določiti območje glavne prelomne cone. Georadarski rezultati se dobro ujemajo tudi z rezultati električne upornostne tomografije (ERT) in refrakcijske seizmične tomografije (SRT), izvedene na tej lokaciji (Stopar in Car, 2011). Na podlagi rezultatov je bila izbrana lokacija za paleoseizmološki izkop, ki je potrdil recentno aktivnost Idrijskega preloma. Z georadarskimi rezultati smo lahko določili Idrijski prelom tudi v širši okolici, kjer njegov potek doslej še ni bil nedvoumno potrjen. Pri tem smo uspešno uporabili napredne postopke obdelave. Uporaba f-k filtriranja in dekonvolucije je tako bistveno izboljšala kvaliteto radargramov in s tem omogočila natančnejšo interpretacijo rezultatov. Raziskave so pripomogle k podrobnejšemu poznavanju tektonske aktivnosti in pretekle seizmičnosti prelomne strukture, ki bi lahko potencialno povzročila potrese tako visokih magnitud, kot je bil idrijski potres leta 1511. Ti podatki so zelo pomembni pri ocenjevanju potresne nevarnosti Z Slovenije in lahko pripomorejo k zmanjševanju potresne ogroženosti območja. Kako na radargramu izgledajo strukture širše prelomne cone, smo analizirali na dveh lokacijah Raškega preloma. Rezultati teh raziskav so nam bili v pomoč pri raziskavah drugih lokacij, kjer nastopajo subvertikalne cone drobnozrnatega materiala tektonskega ali kraškega značaja.

Z georadarskimi raziskavami na Vodiškem prelomu je bilo mogoče določiti primerno lokacijo za izvedbo paleoseizmološkega izkopa, ki je doprinesel k razumevanju narave, tektonske aktivnosti in pretekle seizmičnosti Vodiškega preloma. V času izkopa so bile poleg nizkofrekvenčnih georadarskih meritev izvedene še meritve z izposojenima 500 MHz in 250 MHz antenama. Visokofrekvenčne antene imajo sicer precej omejen globinski doseg, vendar pa omogočajo boljšo ločljivost rezultatov. Primerjava radargramov, posnetih z vsemi tremi antenami, je podala podrobnejšo sliko podpovršja, rezultati pa so se ujemali tudi z rezultati SRT in ERT metod ter z geološko interpretacijo paleoseizmološkega izkopa (Stopar in Car, 2012; Jamšek Rupnik et al., 2014). S pomočjo georadarskih meritev je bilo mogoče tudi prostorsko sledenje anomalij ob Vodiškem prelomu. Pri tem smo med obdelavo profilov izboljšali kvaliteto radargramov z uporabo napredne metode f-k filtriranja. Znotraj območja Ljubljanske kotline so bili raziskani tudi Cerkeljski, Skaručenski in Utiški prelom. Rezultati celotne raziskave bodo uporabljeni pri izboljševanju ocene potresne nevarnosti območja Ljubljanske kotline.

Georadarske raziskave smo izvedli tudi na območju Krške kotline, in sicer za potrebe karakterizacije Libenskega preloma ter določevanja vpada Brežiške terase proti S. Pri profilih, posnetih na območjih

predhodno izvedenih paleoseizmoloških izkopov preko Libenskega preloma (Bavec et al., 2011), je bil zaradi geološke sestave tal ugotovljen precej slab globinski doseg. Posledično nismo dobili novih podatkov o globljih delih preloma, georadarske rezultate pa je bilo mogoče primerjati z interpretacijo enega od izkopov ter s tem na radargramih ločiti tri različne litološke člene. Kar se tiče doseganja cilja raziskav, smo bili bolj uspešni pri raziskavah Brežiške terase, za katero se smatra, da vpada proti S (Verbič, 2004, 2008). Z raziskavami smo želeli kvantitativno določiti vpad terase. Vzdolž terase smo na dolžini približno 1,5 km dobili poglobitev meje med spodaj ležečim laporovcem in zgoraj ležečim prodom za okoli 1,5 m. Glede na to, da datacija cementa, ki veže prod, kaže na starost okoli 250.000 let, gre za premike v višini najmanj 0,01 mm/leto. Da gre na tem območju za tako majhne recentne premike, kažejo tudi rezultati geodetskih meritev (Koler in Breznikar, 1999). Georadarski rezultati se torej ujemajo z že znanimi podatki o nagibu severnega dela Brežiške terase, prvič pa smo podali zvezni vpogled v podpovršje vzdolž terase ter določili stopnjo njenega nagiba proti S.

Poleg georadarskih meritev za raziskave aktivne tektonike na območjih povečane potresne nevarnosti smo raziskali tudi tektonske in kraške pojave, ki predstavljajo nevarnost pri eksploataciji mineralnih surovin v dveh kamnolomih. V kamnolomu Rodež podjetja Salonit Anhovo najdemo kompleksno kamninsko sestavo turbiditov s prisotnimi strukturnimi diskontinuitetami, vzdolž katerih nastajajo kraški pojavi, možni pa so tudi zdrsi. To pa predstavlja geološko pogojeno nevarnost oz. geohazard pri eksploataciji. Da bi zmanjšali nevarnost nenadnih udorov in zdrsov med izkopavanjem, smo za določitev podrobne strukturne slike podpovršja izvedli georadarske meritve, rezultate pa primerjali z rezultati strukturnogeološkega kartiranja (Zajc et al., 2014). Uspeli smo določiti tako prisotnost kraških kavern kot tudi diskontinuitet, vzdolž katerih te kaverne nastajajo. Rezultati georadarske metode in kartiranja se dobro ujemajo, zato zaključujemo, da lahko georadarska analiza območja pred eksploatacijo zmanjša možnost nastanka nesreč zaradi zdrsov ali udorov. Georadarske meritve so omogočile vpogled v podpovršje in zvezno sledenje diskontinuitetam v prostoru. S tem smo pripomogli k boljšemu razumevanju geoloških razmer na območju kamnoloma.

Georadarske meritve smo izvedli tudi v kamnolomu Črnotiče na Kraškem robu. Ker le-ta predstavlja velik strukturnogeološki izziv ter tudi precejšnjo oviro pri gradnji drugega tira železniške proge Divača-Koper, smo preverili ustreznost georadarske metode za raziskavo tega območja v delujočem kamnolomu Črnotiče, katerega seka Socerbski nariv. Rezultate smo primerjali z obstoječimi podatki iz vrtin, kar je pokazalo dobro ujemanje globin do nariva (Zajc et al., 2015). Podatki iz vrtin podajajo le točkovne podatke o globini nariva, z uporabo georadarskih meritev pa je bilo omogočeno tudi prostorsko sledenje narivnice v podpovršju. Z rezultati smo zato lahko izdelali natančnejšo strukturno karto narivnice ter določili prisotnost tako z zrakom kot s sedimentom zapolnjenih kavern. Z radargramov je bilo možno odčitati tudi vpade plasti, ki so se ujemali z izmerjenimi vpadi v izdankih. Radargrame smo postavili v prostor in izdelali 3D model, ki omogoča boljši vpogled v podpovršje in s tem popolnejšo sliko geometrije Socerbskega nariva. Pridobljeni podatki so pomembni za nadaljnjo

eksploatacijo v kamnolomu, lociranje kraških pojavov pa pri tem pripomore tudi k zmanjšanju nevarnosti. Na podlagi dobljenih rezultatov zaključujemo, da je metoda georadarja primerna za raziskovanje širšega območja Kraškega roba, saj podaja tudi pomembne podatke o podpovršju, do katerih ni mogoče priti samo z geološkim kartiranjem in raziskovalnim vrtanjem.

Poleg omenjenih raziskav smo z georadarjem uspešno opredelili tudi druge pomembne geološke parametre, kot je globina do podzemne vode v okviru hidrogeoloških raziskav na območju Zgornje Radovne (Torkar et al., 2015b). Znotraj napajalnega zaledja izvirov reke Radovne gladina podzemne vode prosto niha, kar povzroča premikanje izvirov po dolini navzgor in navzdol, odvisno od količine vode (Torkar et al., 2014). Z georadarjem smo želeli določiti potek gladine podzemne vode od vodnjaka, ki je predstavljal kontrolno točko globine, do samih izvirov reke Radovne nižje v dolini. Z vzdolžnim profilom smo uspeli slediti gladini podzemne vode vzdolž pobočja, s prečnim profilom pa smo preverili še ujemanje globin na sečiščih obeh profilov ter ugotovili, da je napajanje zaledja izvira Radovne nekoliko večje s strani Poključke planote. Glede na to, da so bili pogoji za izvajanje georadarskih meritev precej neugodni, je bila uporaba RTA antene velika prednost. Omogočila je merjenje profilov skozi neraven teren in zaraščen gozd ter enostavno prestopanje žičnih ograj in električnih pastirjev. Posledično je bil sicer stik antene s tlemi res slabši, vendar so rezultati kljub temu zadovoljivi.

Z georadarskimi meritvami smo v okviru inženirskogeoloških raziskav uspešno določili tudi debelino fosilnega zemeljskega Plazu Selo v Vipavski dolini. Cilj raziskav je bil pridobiti podatke o debelini plazu in obliki spodnje ploskve plazu oz. določiti kontakt med zgoraj ležečim karbonatnim gruščem, ki gradi telo plazu, in spodaj ležečimi flišnimi paleotlemi (Teran, 2012). Čeprav je območje plazu deloma poseljeno, deloma pa kmetijsko obdelano ali neprehodno, je bilo vseeno mogoče najti nekaj tras, kjer je teren dopuščal georadarske meritve z nezaščiteno anteno. Na radargramih je bilo možno določiti potek spodnje ploskve plazu, katere oblika se sklada s konkavnimi oblikami, vidnimi v izkopu v času gradnje hitre ceste Razdrto-Vrtojba. Rezultati georadarskih meritev so bili uporabljeni pri nadaljnjih raziskavah območja plazu Selo in določitvi njegove prostornine (Teran, 2012).

Z uvedbo in optimizacijo nove geofizikalne metode nizkofrekvenčnega georadarja smo prispevali k razreševanju različnih večjih strukturnogeoloških problemov in aktivne tektonike v Sloveniji. Uporaba nizkofrekvenčne 50 MHz antene je omogočila dovolj velik globinski doseg za potrebe strukturnogeoloških raziskav, pri katerih nam je inovativni RTA sistem olajšal izvajanje georadarskih meritev in omogočil raziskave tudi na do sedaj nedostopnih območjih. Z dobljenimi rezultati smo potrdili hipotezo, z verifikacijo nove metode pa prispevali k boljšemu ocenjevanju potresne nevarnosti in tudi k varovanju pred drugimi geološko pogojenimi nevarnostmi.

VIRI

Alberti, A., Lenaz, D., Princivalle, F., Tunis, G. 1999. Mineralogical characterization of flysch sequences of the SE Alps and Outer Dinarides (NE Italy, Slovenia, Croatia). *Geologia Carpathica* 50: 9-10.

Amos, C. B., Burbank, D. W., Nobes, D. C., Read, S. A. L. 2007. Geomorphic constraints on listric thrust faulting: Implications for active deformation in the Mackenzie Basin, South Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research* 112, B03S11: 24 str.

Annan, A. P. 1999. Practical processing of GPR data. Sensors and Software Inc. Mississauga, ON, Canada: 16 str.

Annan, A. P. 2002. GPR – History, Trends and Future Developments. *Subsurface Sensing Technologies and Applications*, 3, 2: 253-270.

Bavec, M., Poljak, M., Demšar, M., Rajver, D., Komac, M., Toman, M., Stojanova, S., Mušič, B., Vrabc, M., Verbič, T., Rižnar, I. 2003. Izdelava geoloških kart. Karta aktivnih prelomov v Sloveniji: letno poročilo za leto 2003. 1. del: Raziskave na območju Ljubljansko-kranjske kotline. Ljubljana, Geološki zavod Slovenije: 56 str.

Bavec, M., Atanackov, J., Celarc, B., Demšar, M., Gale, L., Jamšek, P., Jež, J., Milanič, B., Novak, M., Poljak, M., Toman, M. 2010. Izdelava geoloških kart. Letno poročilo za leto 2010. Ljubljana, Geološki zavod Slovenije: 63 str.

Bavec, M., Baize, S., Jomard, H., Milanič, B., Mišič, M., Poljak, M., Rižna, I., Skaberne, D. 2011. Paleoseismological trenches on the Libna Hill. Geotechnical, Geological and Seismological (GG&S) evaluations for the new nuclear power plant at the Krško site (NPP Krško II). Ljubljana, Geološki zavod Slovenije: 61 str.

Bavec, M., Car, M., Stopar, R., Jamšek Rupnik, P., Gosar, A. 2012a. Geophysical evidence of recent activity of the Idrija fault, Kanomlja, NW Slovenia = Geofizikalni dokazi za recentno aktivnost Idrijskega preloma v dolini Kanomlje. *RMZ* 59, 2/3: 247-256.

Bavec, M., Atanackov, J., Celarc, B., Jamšek Rupnik, P., Jež, J., Milanič, B., Novak, M., Skaberne, D. 2012b. Izdelava geoloških kart: letno poročilo za leto 2012. Ljubljana, Geološki zavod Slovenije: 47 str.

Bavec, M., Celarc, B., Hajdas, I., Jamšek Rupnik, P., Jež, J., Kastelic, V., Milanič, B., Novak, M., Skaberne, D., Žibret, G., Atanackov, J. 2014. Najmočnejši zgodovinski potres v Alpah je naš - paleoseizmološki dokazi idrijskega potresa 1511 Mm 6.8 na Idrijskem prelomu. V: 4. Slovenski

geološki kongres, Ankaran, 8.-10. oktober 2014. Rožič, B. (ur.), et al. Povzetki in ekskurzije = Abstracts and field trips. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo v sodelovanju s Slovenskim geološkim društvom: 5-6.

Beidinger, A., Decker, K., Roch, K. H. 2010. The Lasseer segment of the Vienna Basin fault system as a potential source of the earthquake of Carnuntum in the fourth century A.D. *International Journal of Earth Sciences*, 100, 6: 1315-1329.

Blindow, N. 2006. *Ground Penetrating Radar*. V: Kirsch, R. (ur.). *Groundwater Geophysics. A Tool for Hydrogeology*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer: 227-252.

Blindow, N., Eisenburger, D., Illich, B., Petzold, H., Richer, T. 2007. *Ground Penetrating Radar*. V: Knödel, K. (ur.), Lange, G. (ur.), Voigt, H.-J. (ur.). *Environmental Geology. Handbook of Field Methods and Case Studies*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer: 283-335.

Brenčič, M., Poltnig, W. 2008. *Podzemne vode Karavank, Skrito bogastvo = Grundwasser der Karawanken, Versteckter Schatz*. Ljubljana: Geološki zavod Slovenije, Graz: Joanneum Research Forschungsgesellschaft m.b.H.: 143 str.

Bristow, C.S. (ur.), Jol, H.M. (ur.) 2003. *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Geological Society Special Publication No. 211. The Geological Society, London: 330 str.

Buser, S. 1968. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, list Gorica. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. 1987. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, list Tolmin in Videm. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. 2009. Geološka karta Slovenije 1:250.000. Ljubljana, Geološki zavod Slovenije.

Car, M. 1991. Poročilo o geoelektričnih meritvah med Kranjem in Šenčurjem. Interno poročilo. Ljubljana, Geološki zavod Slovenije: 13 str.

Carriere, S.D., Chalikakis, K., Senechal, G., Danquigny, C., Emblanch, C. 2013. Combining Electrical Resistivity Tomography and Ground Penetrating Radar to study geological structuring of karst Unsaturated Zone. *Journal of Applied Geophysics* 94: 31-41.

Celarc, B., Jurkovšek, B., Placer, L., Milanič, B. 2012. Strukturna zgradba območja med Dinaridi in Istrskim polotokom: vpliv tektonike plošč na gradnje velikih infrastrukturnih objektov (primer 2. tira Divača – Koper). *Razprave 6. posvetovanja slovenskih geoteknikov*, 14. - 15. junij, 2012. Lipica, SloGeD: 49-66.

Christie, M., Tsoflias, G. P., Stockli, D. F., in Black, R. 2009. Assessing fault displacement and off-fault deformation in an extensional tectonic setting using 3-D ground-penetrating radar imaging. *Journal of Applied Geophysics* 68: 9-16.

Cooke, M.L., Simo, J.A., Underwood, C.A., Rijken, P. 2006. Mechanical stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geology* 184: 225-39.

Conyers, L .B., Goodman, D., 1997. Ground-penetrating radar: An introduction for archaeologists. AltaMira Press, Sage Publications, California, USA: 232 str.

Cunningham, D., Grebby, S., Tansey, K., Gosar, A., Kastelic, V. 2006. Application of airborne LiDAR to mapping seismogenic faults in forested mountainous terrain, southeastern Alps, Slovenia. *Geophysical Research Letters*, 33, L20308.

doi:10.1029/2006GL027014

Cvitanič, I., Dobnikar Tehovnik, M., Gacin, M., Grbovič, J., Jesenovec, B., Kozak-Legiša, Š., Kranjc, M., Kuhar, U., Mihorko, P., Poje, M., Remec-Rekar, Š., Rotar, B., Sever, M., Sodja, E., Andjelov, M., Mikulič, Z., Pavlič, U., Savič, V., Souvent, P., Trišič, N., Uhan, J. 2010. Vode v Sloveniji: ocena stanja voda za obdobje 2006-2008 po določilih okvirne direktive o vodah. Ljubljana: Ministrstvo za okolje in prostor, Agencija RS za okolje: 62 str.

Daniels, D.J. 1996. *Surface Penetrating Radar*. London: Institute of Electrical and Electronic Engineers: 300 str.

Daniels, D.J. 2004. *Ground Penetrating Radar - 2nd Edition*. London : The Institution of Electrical Engineers, 734 str.

Daniels, D.J. 2008. *Ground Penetrating Radar*. V: Skolnik, M.I. (ur.). *Radar Handbook - 3rd Edition*. New York, Chicago, San Francisco, Lisbon, London, Madrid, Mexico City, Milan, New Delhi, San Juan, Seoul, Singapore, Sydney, Toronto: The McGraw-Hill Companies: 21.1-21.41.

Davis, J. D. in Annan, A. P. 1989. Ground-enetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, 5: 531-551.

DECO, 2005. *The software for GPR data processing and interpretation: User Manual*. DECO – Geophysical Co. Ltd., Moscow: 92 str.

Dentith, M., O'Neil, A., Clark, D. 2010. Ground penetrating radar as a means of studying palaeofault scarps in a deeply weathered terrain, southwestern Western Australia. *Journal of Applied Geophysics*, 72: 92-101.

Drobne, F. 1975. Geološke in geotehnične raziskave k idejni študiji »Akumulacija Radovna«. Poročilo v arhivu Geološkega zavoda Slovenije. Ljubljana: Geološki zavod Slovenije.

Eaton, T.T., Anderson, M.P., Bradbury, K.R. 2007. Fracture Control of Ground Water Flow and Water Chemistry in a Rock Aquitard. *Groundwater* 45, 5: 601-615.

DOI: 10.1111/j.1745-6584.2007.00335.x

Ernenwein, E.G. 2009. Advancing archaeological geophysics: Interpreting the archaeological landscape, ground-penetrating radar data processing, and multi-sensor fusion. ProQuest, Ann Arbor, MI: 131 str.

Everett, M.E. 2013. Near-Surface Applied Geophysics. Cambridge: Cambridge University Press: 403 str.

Ferry, M., Meghraoui, M., Girard, J. F., Rockwell, T. K., Kozaci, Ö., Akyuz, S., Barka, A. 2004. Ground-penetrating radar investigations along the North Anatolian fault near Izmit, Turkey: Constrains on the right-lateral movement and slip history. *Geology*, 32, 1: 85-88.

GSSI, 2011. Antennas.

<http://www.geophysical.com/antennas.htm> (Pridobljeno 7.9.2011)

Gosar, A. 1998. Seismic reflection surveys of the Krško basin structure: implications for earthquake hazard at the Krško nuclear power plant, southeast Slovenia. *Journal of Applied Geophysics*, 39, 3: 131-153.

Gosar, A. 2003/2004. Paleoseizmologija – izziv pri ocenjevanju potresne nevarnosti v Sloveniji. = Paleoseismology – a Challenge for Earthquake Hazard Assessment in Slovenia. *Ujma*, 17-18: 257-264.

Gosar, A., Komac, M., Poljak, M. 2005. Strukturni model predterciarne podlage Krške kotline = Structural model of the pre-Tertiary basement in the Krško basin. *Geologija*, 48/1: 23-32.

Gosar, A., Božiček, B. 2006. Structural maps of seismic horizons in the Krško basin. = Strukturne karte seizmičnih horizontov v Krški kotlini. *RMZ – Materials and Geoenvironment*, 53, 3: 339-352.

Gosar, A. 2007. Monitoring of micro-deformations along Idrija and Raša faults in W Slovenia. *Geologija*, 50, 1: 45-54.

doi: 10.5474/geologija.2007.004

Gosar, A., Rošer, J., Šket Motnikar, B., Zupančič, P. 2010. Microtremor study of site effects and soil-structure resonance in the city of Ljubljana (central Slovenia), *Bulletin of Earthquake Engineering*, 8, 3: 571-592.

Gosar, A. 2011. Osnove seizmologije. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Naravoslovnotehniška fakulteta: 70 str.

Gosar, A., Šebela, S., Koštak, B., Stemberk, J. 2011. On the state of the TM 71 extensometer monitoring in Slovenia: seven years of micro-tectonic displacement measurements. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 8, 4: 389-402.

Gosar, A., Šebela, S., Koštak, B., Stemberk, J. 2007. Micro-deformation monitoring of active tectonic structures in W Slovenia. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 4, 1: 87 – 98.

Gross, R., Green, A. G., Horstmeyer, H., Begg, J. 2004. Location and geometry of the Wellington fault (New Zealand) defined by detailed 3-d georadar data. *Journal of Geophysical Research*, 109, B05401.

doi: 10.1029/2003JB002615

Horaček, I., Mihevc, A., Zupan Hajna, N., Pruner, P., Bosak, P. 2007. Fossil vertebrates and paleomagnetism update of one of the earlier stages of cave evolution in the classical karst, Slovenia: Pliocene of Črnotiče II site and Račiška pečina cave. *Acta Carsologica* 36/3: 453-468.

Ishiyama, T., Mueller, K., Sata, H., Togo, M. 2007. Coseismic fault-related folding. Growth structure and the historic multi-segment blind thrust earthquake on the basement-involved Yoro thrust, central Japan. *Journal of Geophysical Research*, 112, B03807.

doi: /10.1029/2006JB004320

Jamšek Rupnik, P. 2013. Geomorphological evidence of active tectonics in the Ljubljana Basin. Doctoral dissertation. = Geomorfološki dokazi za aktivno tektoniko v Ljubljanskem bazenu. Doktorska disertacija. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo: 214 str.

Jamšek Rupnik, P., Benedetti, L., Preusser, F., Bavec, M., Vrabc, M. 2013. Geomorphic evidence of recent activity along the Vodice thrust fault in the Ljubljana Basin (Slovenia) – a preliminary study. *Annals of Geophysics*, 56, 6: S0680.

Jamšek Rupnik, P., Benedetti, L., Moulin, A., Atanackov, J., Gosar, A., Zajc, M., Car, M., Stopar, R., Skaberne, D., Jež, J., Milanič, B., Novak, M., Lowick, S., Vrabc, M., Bavec, M.. 2014. Geomorfološke, geokronološke, geofizikalne in paleoseizmološke raziskave Vodiškega preloma v Ljubljanski kotlini. V: Rožič, B. (ur.), Verbovšek, T. (ur.), Vrabc, M. (ur.). 4. slovenski geološki kongres, Ankaran, 8.-10. oktober 2014. Povzetki in ekskurzije = Abstracts and field trips. Ljubljana, Naravoslovnotehniška fakulteta: 29.

Jamšek Rupnik, P., Atanackov, J., Skaberne, D., Jež, J., Milanič, B., Novak, M., Lowick, S., Bavec, M. 2015. Paleoseismic evidence of the Vodice fault capability (Ljubljana Basin, Slovenia). V: Blumetti, A.M. (ur.). 6th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology, 19-24 April 2015, Pescina, Fucino Basin, Italy (Miscellanea INGV, no. 27). Roma, Istituto nazionale di geofisica e vulcanologia: 423-426.

Jol, H. M. (ur.). 2009. Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. Amsterdam, Netherlands, Oxford, UK: Elsevier Science, cop. 2009: 524 str.

Jurkovšek, B. 1987. Tolmač listov Beljak in Ponteba, L 33-51 in L 33-52. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Jurkovšek, B. 2008. Geološka karta severnega dela Tržaško-komenske planote 1:25.000. Ljubljana, Geološki zavod Slovenije.

Jurkovšek, B. 2013. Geološka karta Krasa 1:50.000. Ljubljana, Ljubljana, Geološki zavod Slovenije.

Knez, M., Slabe, T., Šebela, S. 2005. Smoganica – a cave developed in upper cretaceous breccia. Acta Carsologica 34:425-38.

Košir, A. 2003. Litostratigrafska revizija zgornje krede in paleogena v jugozahodni Sloveniji. V: Horvat, A. (ur.). 16. Posvetovanje slovenskih geologov : Razprave. Poročila. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo: 92-98.

Lapajne, J., Šket Motnikar, B., Zupančič, P. 2001. Potresna nevarnost Slovenije: projektni pospešek tal. 1:50.000. Ljubljana : Ministrstvo za okolje in prostor, Uprava Republike Slovenije za geofiziko.

Lapajne, J., Šket Motnikar, B., Zupančič, P. 2002. Tolmač karte potresne nevarnosti Slovenije. Ljubljana: Ministrstvo za okolje, prostor in energijo, Agencija Republike Slovenije za okolje: 23 str.

Malå. 2009. ProEx – Professional Explorer control unit. Operating manual v.2.0. Malå, Sweden: 61 str.

Malå. 2014. GPR Pro-Ex System.

<http://www.malags.com/products/mala-proex-system> (Pridobljeno 17.12.2014)

Malik, J. N., Sahoo, A. K., Shah, A. A., Shinde, D. P., Juyal, N., Singhvi, A. K. 2010. Paleoseismic evidence from trench investigation along Hajipur fault, Himalayan Front Thrust, NW Himalaya: Implications of the faulting pattern on landscape evolution and seismic hazard. Journal of Structural Geology, 32, 3: 350-361.

doi:/10.1016/j.jsg.2010.01.005

- McCalpin, J. P. (ur.). 2009. *Paleoseismology*. Second edition. Burlington, MA: Academic Press, Elsevier: 613 str.
- McClymont, A. F., Green, A. G., Villamor, P., Horstmeyer, H., Grass, C., in Nobes, D. C. 2008. Characterisation of the shallow structures of active fault zones using 3-D ground-penetrating radar data. *Journal of Geophysical Research*, 113, B10315.
- McClymont, A. F., Villamor, P., in Green, A. G. 2009. Fault displacement accumulation and slip rate variability within the Taupo Rift (New Zealand) based on trench and 3-D ground-penetrating radar data. *Tectonics*, 28, TC4005: 25 str.
- Medica, D. 2010. Prepoznavanje in interpretacija plitvih mikroreflektivnih oblik v apnenčevi podlagi s pomočjo georadarske metode. Diplomsko delo. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo: 133 str.
- Meghraoui, M., Camelbeeck, T., Vanneste, K., Brondeel, M., Jongmans, D. 2000. Active faulting and paleoseismology along the Bree fault, lower Rhine graben, Belgium. *Journal of Geophysical Research*, 105, B6: 13809–13841.
- Mihevc, A. 2000. Fosilne cevke iz brezstope jame—verjetno najstarejši ostanki jamskega cevkarja *Marifungia* (Annelida: Polychaeta). *Acta Carsologica*, 29(2): 261–270.
- Mihevc, A., Bosak, P., Pruner, P., Vokal, B. 2002. Fosilni ostanki jamske živali *Marifugia cavatica* v brezstropi jami v kamnolomu Črnotiče v zahodni Sloveniji. *Geologija*, 45(2): 471–474.
- Mihevc, A. 2007. The age of karst relief in West Slovenia. *Acta Carsologica* 36/1: 35-44.
- Milsom, J. 2003. *Ground penetrating radar. V: Field Geophysics – 3rd Edition*. West Sussex: John Wiley in Sons Ltd. : 167-178.
- Mochiutti, A. 2001. Contact caves in flysch formations – Friuly region – Northeast Italy. *Acta Carsologica*, 30: 157-64.
- Mochiutti, A., Maddalena, P. 2005. Chemical, geomechanical and geomorphological aspects of Karst in sandstone and marl of flysch formations in north east Italy. *Acta Carsologica*, 34: 349-368.
- MORS. 2014. Državni načrt zaščite in reševanja ob potresu, verzija 3.0. Ministrstvo za obrambo republike Slovenije, Ljubljana: 57 str.
- Moulin, A., Benedetti, L., Gosar, A., Jamšek Rupnik, P., Rizza, M., Bourlès, D., Ritz, J.F. 2014. Determining the present-day kinematics of the Idrija fault (Slovenia) from airborne LiDAR topography. *Tectonophysics*, 628: 188-205.

Mušič, B. 2003. Dodatek 5 – Poročilo o geofizikalni raziskavi. V: Bavec, M. (idr.). Izdelava geoloških kart – Karta aktivnih prelomov v Sloveniji. 1. del: Raziskave na območju Ljubljansko-kranjske kotline. Letno poročilo za leto 2003. Ljubljana, Geološki zavod Slovenije: 21 str.

Neal, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66, 3-4: 261-330.

Pauselli, C., Federico, C., Frigeri, A., Orosei, R., Barchi, M. R., in Basile, G. 2010. Ground penetrating radar investigations to study active faults in the Norcia Basin (central Italy). *Journal of Applied Geophysics*, 72: 39-45.

Placer, L. 1999. Contribution to the macrotectonic subdivision of the border region between Southern Alps and External Dinarides. = Prispevek k makrotektonski rajonizaciji mejnega ozemlja med Južnimi Alpami in Zunanjsimi Dinaridi. *Geologija*, 41 (1998): 223-255.

Placer, L. 2008. Principles of the tectonic subdivision of Slovenia. = Osnove tektonske razčlenitve Slovenije. *Geologija*, 51, 2: 205-217.

Placer, L., Košir, A., Popit, T., Šmuc, A., Juvan, G. 2004. The Buzet Thrust Fault in Istria and overturned megabeds in the Eocene flysch of the Dragonja Valley (Slovenia). *Geologija* 47/2: 193-198.

Placer, L., Vrabc, M., Celarc, B. 2010. The bases for understanding of the NW Dinarides and Istria Peninsula tectonics. *Geologija* 53/1: 55-86.

Pleničar, M., Premru, U. 1977. Tolmač lista Novo mesto, L 33-79. Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Pogačnik, Ž., Pavšič, J., Meden, A. 2009. The geological record as an indicator of the mudstones thermal characteristics in the temperature range of decarbonatisation. *Materials Technology*, 43: 157-63.

Poljak, M., Živčič, M., Zupančič, P. 2000. The Seismotectonic Characteristics of Slovenia. *Pure and Applied Geophysics*, 157, 1-2: 37-55.

Poljak, M., Gosar, A., Živčič, M. 2010. Active tectonics in Slovenia. *GeoActa, Special Publication 3* (2010) : 15-24.

Poljak, M. (ur.). 2015. Geološka karta Krške kotline 1:25.000. Manuskript. Ljubljana: Geološki zavod Slovenije.

Popit, T., Jež, J. 2015. Mass movement processes in Vipava valley, SW Slovenia. V: Abolmasov, B. (ur.). 2nd Regional Symposium on Landslides in the Adriatic-Balkan Region, 14-16 May, 2015. Abstract proceedings. Belgrade, Faculty of Mining and Geology: 29-30.

Popit, T., Jež, J., Košir, A., Fifaer Bizjak, K., Ribičič, M. 2014. Kvartarni pobočni sedimenti severnega in vzhodnega roba Vipavske doline. V: Rožič, B. (ur.), Verbovšek, T. (ur.), Vrabc, M. (ur.). 4. slovenski geološki kongres, Ankaran, 8.-10. oktober 2014. Povzetki in ekskurzije = Abstracts and field trips. Ljubljana, Naravoslovnotehniška fakulteta: 98-103.

Popit, T. 2003. Pleistocenski sedimenti blatno-drobirskih tokov pri Selu v Vipavski dolini. Diplomsko delo. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo: 80 str.

Rashed, M., Kawamura, D., Nemoto, H., Miyata, T., Nakagawa, K. 2003. Ground penetrating radar investigations across the Uemachi fault, Osaka, Japan. *Journal of Applied Geophysics*, 53: 63-75.

Reynolds, J. M. 1997. An introduction to Applied and Environmental Geophysics. New York, Wiley: 796 str.

Ribarič, V. 1982. Seizmičnost Slovenije. Katalog potresov (792 n.e.-1981). = Seismicity of Slovenia. Catalogue of earthquakes (792 A.D.-1981). Ljubljana, Seizmološki zavod SR Slovenije: 649 str.

Rižnar, I. 2003. Analiza reliefa Ljubljanske kotline in njegova strukturna interpretacija. V: Bavec, M. (idr.). Izdelava geoloških kart – Karta aktivnih prelomov v Sloveniji. Letno poročilo za leto 2003. Ljubljana, Geološki zavod Slovenije.

Rižnar, I. 2005. Geološka zgradba mejnega področja med Zunanji in Notranji Dinaridi vzhodne Slovenije – Geološka građa graničnog područja između Vanjskih i Unutrašnjih Dinarida istočne Slovenije. Doktorska disertacija. Ljubljana: 146 str.

Rižnar, I. 2009. Gube med Ljubljanskim barjem in Južnimi Alpami. *Geološki zbornik*, 20: 136-138.

Saarenketo, T. 2006. Electrical properties of road materials and subgrade soils and the use of ground penetrating radar in traffic infrastructure surveys, Ph.D. thesis. Oulu, University of Oulu, Faculty of Science, Department of Geosciences. *Acta Universitatis Ouluensis*, A471: 121 str.

Salvi, S., Cinti, F. R., Colini, L., D'Addezio, G., Doumaz, F., Pettinelli, E. 2003. Investigation of the active Celano – L'Aquila fault system, Abruzzi (central Apennines, Italy) with combined ground-penetrating radar and palaeoseismic trenching. *Geophysical Journal International*, 155: 805-818.

Sandmeier, K.J. 2011. Reflexw Version 6. Windows™ 9x/NT/2000/XP/7 – program for the processing of seismic, acoustic or electromagnetic reflection, refraction and transmission data (priročnik), Karlsruhe, Germany: 531 str.

Skaberne, D. 1987. Evolution of the karstic carbonate platform – Excursions guidebook. Trieste: Università degli studi di Trieste, Istituto di geologia e paleontologia: 37 str.

Slater, L., Niemi, T. M. 2003. Ground-penetrating radar investigation of active faults along the Dead Sea Transform and implications for seismic hazards within the city of Aqaba, Jordan. *Tectonophysics*, 368, 1: 33-50.

Sophocleous, M. 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10: 52-67.

Stopar, R. in Car, M. 2011. Geofizikalne preiskave na območju Idrijskega preloma v Logu pri Srednji Kanomlji. Interno poročilo. Ljubljana, Geoinženiring d.o.o.: 18 str.

Šebela, S., Gosar, A., Koštak, B., Stemberk, J. 2005. Active tectonic structures in the W part of Slovenia – setting of micro-deformation monitoring net. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 2/1, 137: 45-57.

Teran, M. 2012. Opredelitev volumna fosilnega plazu pri Selu v Vipavski dolini. Diplomsko delo. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo: 80 str.

Torkar, A., Brenčič, M. 2015a. Spatio-temporal distribution of discharges in the Radovna River valley at low water conditions. Članek oddan v objavo.

Torkar, A., Brenčič, M., Zajc, M., Atanackov, J., Vreča, P. 2015b. Conceptual hydrogeological model for spring system recharge: case study from NW Slovenia. 42nd IAH International Congress, AQUA2015, 13-18 September 2015, Roma, Italy.

Torkar, A., Brenčič, M., Vreča, P. 2014. Izotopska hidrologija izvira reke Radovne. V: Rožič, B. (ur.), Verbovšek, T. (ur.), Vrabc, M. (ur.). 4. slovenski geološki kongres, Ankaran, 8.-10. oktober 2014. Povzetki in ekskurzije = Abstracts and field trips. Ljubljana, Naravoslovnotehniška fakulteta: 69-70.

Torkar, A. 2010. Hidrogeologija doline reke Radovne. Diplomsko delo. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologijo: 68 str.

Verbič, T., Rižnar, I., Poljak, M., Demšar, M., Toman, M. 2000. Quarternary sediments of the Krško Basin. 2 hrvatski geološki kongres, Zbor radova, Cavtat: 451-457.

Verbič, T. 2003. Dodatek 4 – Poročilo o izvedbi, obdelavi in interpretaciji georadarskih meritev na topografski anomaliji južno od Velesovega. V: Bavec, M. (idr.). Izdelava geoloških kart – Karta aktivnih prelomov v Sloveniji. 1. del: Raziskave na območju Ljubljansko-kranjske kotline. Letno poročilo za leto 2003. Ljubljana, Geološki zavod Slovenije: 12 str.

Verbič, T. 2006. Aktivni reverzni prelomi med Ljubljano in Kranjem. = Quaternary-active reverse faults between Ljubljana and Kranj, Central Slovenia. *Razprave* 47, 2: 101–142.

Vrabec, M. 2001. Strukturna analiza cone Savskega preloma med Trstenikom in Stahovico. Doktorska disertacija. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Naravoslovnotehniška fakulteta, Oddelek za geologiji: 94 str.

Vrabec, M. 2012. Evidence of Quaternary faulting in the Idrija fault zone, Učja canyon, NW Slovenia = Znaki kvartarne tektonske aktivnosti v coni Idrijskega preloma pri Učji. *RMZ* 59, 2/3: 285-298.

Vrabec, M., Fodor, L. 2006. Late Cenozoic tectonics of Slovenia: structural styles at the Northeastern corner of the Adriatic microplate. In: Pinter, N. (ur.), Grenczy, G. (ur.), Weber, J. (ur.), Stein, S. (ur.), Medak, D. (ur.). *The Adria microplate: GPS geodesy, tectonics and hazards*, NATO Science Series, IV, Earth and Environmental Sciences 61. Dordrecht: Springer, 151-168.

Vrabec, M., Pavlovčič Prešeren, P., Stopar, B. 2006. GPS study (1996-2002) of active deformation along the Periadriatic fault system in northeastern Slovenia: tectonic model. *Geologica Carpatica*, 57: 57-65.

Yelf, R., Yelf, D. 2007. Where is true time zero? *Electromagnetic Phenomena Journal*, 7, 1 (18): 150-157.

Yoon, W.S., Jeong, U.J., Kim, J.H. 2003. Kinematic analysis for sliding failure of multifaced rock slopes. *Engineering Geology*, 67: 51-61.

Zajc, M., Pogačnik, Ž., Gosar, A. 2014. Ground penetrating radar and structural geological mapping investigation of karst and tectonic features in flyschoid rocks as geological hazard for exploitation. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 67: 78-87.

Zajc, M., Celarc, B., Gosar, A. 2015. Structural-geological and karst feature investigations of the limestone-flysch thrust-fault contact using low-frequency ground penetrating radar (Adria-Dinarides thrust zone, SW Slovenia). *Environmental Earth Sciences* 73: 8237-8249.

doi: [10.1007/s12665-014-3987-x](https://doi.org/10.1007/s12665-014-3987-x).

ZRSVN, 2015. Informativna tabla Raški prelom. Zavod Republike Slovenije za varstvo narave.

http://www.zrsvn.si/sl/informacija.asp?id_meta_type=63&id_informacija=587

(Pridobljeno 17.3.2015)

Živčič, M. 2009. Katalog potresov v Sloveniji. Interna dokumentacija. ARSO Agencija Republike Slovenije za okolje, Ljubljana.

Živčić, M., Čarman, M., Gosar, A., Jesenko, T., Zupančič, P. 2011. Potresi ob idrijskem prelomu. V: Janež, J. (ur.). Anno domini 1511, Idrijski razgledi. Idrija: Mestni muzej, 119-126.

Žlebnik, L. 1966. Poročilo o hidrogeoloških raziskavah v dolini Krme. Poročilo v arhivu Geološkega zavoda Slovenije. Ljubljana: Geološki zavod Slovenije.

Žlebnik, L. 1971. Pleistocen Kranjskega, Sorškega in Ljubljanskega polja. = Pleistocene Deposits of the Kranj, Sora and Ljubljana Fields. Geologija, 14: 5–51.