

Određivanje strukture kore i litosfernoga plašta na području Dinarida i jugozapadnoga dijela Panonskoga bazena metodom tomografije bliskih potresa

Kapuralić, Josipa

Doctoral thesis / Disertacija

2020

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

Permanent link / Trajna poveznica: <https://urn.nsk.hr/urn:nbn:hr:169:695745>

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

Download date / Datum preuzimanja: **2024-07-15**



Repository / Repozitorij:

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





Sveučilište u Zagrebu

Rudarsko-geološko-naftni fakultet

Josipa Kapuralić

**ODREĐIVANJE STRUKTURE KORE I
LITOSFERNOGA PLAŠTA NA PODRUČJU
DINARIDA I JUGOZAPADNOGA DIJELA
PANONSKOGA BAZENA METODOM
TOMOGRAFIJE BLISKIH POTRESA**

DOKTORSKI RAD

Zagreb, 2020.



Sveučilište u Zagrebu

Rudarsko-geološko-naftni fakultet

Josipa Kapuralić

**ODREĐIVANJE STRUKTURE KORE I
LITOSFERNOGA PLAŠTA NA PODRUČJU
DINARIDA I JUGOZAPADNOGA DIJELA
PANONSKOGA BAZENA METODOM
TOMOGRAFIJE BLISKIH POTRESA**

DOKTORSKI RAD

Mentor:

prof. dr. sc. Franjo Šumanovac

Zagreb, 2020.



University of Zagreb

Faculty of mining, geology and petroleum engineering

Josipa Kapuralić

**CRUSTAL AND LITHOSPHERIC MANTLE
STRUCTURE BENEATH THE DINARIDES AND
SOUTH-WESTERN PANNONIAN BASIN FROM
LOCAL EARTHQUAKE TOMOGRAPHY**

DOCTORAL THESIS

Supervisor:

Tenured Prof. Franjo Šumanovac, PhD

Zagreb, 2020.

Doktorski rad izrađen je na Rudarsko-geološko-naftnom fakultetu Sveučilišta u Zagrebu.

Mentor: prof. dr. sc. Franjo Šumanovac

Doktorski rad sadrži: 149 stranica teksta, 62 slike i 2 priloga.

SAŽETAK

Područje istraživanja obuhvaća kontaktnu zonu Jadranske mikroploče, koja je dio Afričke ploče i Panonskog bazena, dijela Euroazijske ploče. Prvi put je na ovom području primijenjena metoda tomografije bliskih potresa (LET-metoda) koja je omogućila konstruiranje trodimenzionalnog (3D) modela seizmičke brzine P-valova, kako bi se unaprijedila saznanja o kori i gornjem plaštu. Ulazni podaci za izračun modela brzine su vremena putovanja P-valova od hipocentara bliskih potresa do seizmoloških postaja unutar istraživanog područja.

Podaci su prikupljeni u dvije faze. Nakon prve faze prikupljanja i obrade podataka konstruiran je 3D model brzina na području sjevernih Dinarida. Model je verificiran i kalibriran s detaljnim 2D modelom duž profila u sjevernim Dinaridima, čime se poboljšala postignuta rezolucija novog 3D modela. Druga faza prikupljanja podataka obuhvatila je šire područje te je konstruiran model na području cijelih Dinarida i prijelazne zone prema Panonskom bazenu.

Dinaridska kora karakterizirana je relativno malom seizmičkom brzinom P-valova u gornjoj kori i znatnim povećanjem brzine u donjoj kori. Značajan vertikalni gradijent brzine unutar kore ukazuje kako je dinaridska kora dvoslojna, dok u Panonskom bazenu brzine upućuju na jednostavniju strukturu kore, što je potvrdilo već ranije uočene glavne karakteristike tih dviju kora. Ispod Panonskog bazena su na području glavnih depresija prisutne anomalije malih brzina uzrokovane debelim naslagama sedimentnih stijena, a anomalija velike brzine između Savske i Dravske depresije prema tektonskim kartama pripada području ofiolitnih zona.

Najznačajniji doprinos ovog istraživanja je konstrukcija 3D modela brzina velike rezolucije, posebno u vršnom dijelu plašta. Model je omogućio preciznu interpretaciju debljine kore na temelju maksimalnog vertikalnog gradijenta brzine u donjoj kori. Male seizmičke brzine u vršnom dijelu plašta prisutne su ispod Dinarida na dubinama oko 45 km do dubine veće od 55 km. Tako male seizmičke brzine u gornjem plaštu su prva neposredna indikacija kontakta dviju tektonskih cjelina. Na temelju ove anomalije male brzine prvi put je određena dodirna zona Jadranske mikroploče i Panonskog tektonskog segmenta u gornjem plaštu.

Ključne riječi: Dinaridi, jugozapadni Panonski bazen, tomografija lokalnih potresa, 3D model seizmičke brzine, struktura kore i gornjeg plašta

SUMMARY

The study area represents the boundary zone between the African and European plate i.e., the contact between the Adriatic microplate as part of the African plate and the Pannonian basin as part of the European plate. This investigation is a continuation of geophysical studies focused on the Dinarides and its adjacent areas. Local Earthquake Tomography method (LET) was used in order to improve our understanding of the crustal structure and its relationship to the upper mantle in the contact area between the Adriatic microplate and European plate.

P-wave travel-times are calculated from earthquakes, which were recorded by temporary and permanent seismic stations placed in the survey area. Phase arrivals (Pg and Pn phases) were manually picked. Datasets of P-wave travel times are inverted to recover a three-dimensional P-wave velocity model of the survey area. Two datasets were used in this study: (1) data recorded on 15 temporary seismic stations, which were deployed in Croatia in the framework of ALPASS-DIPS project, and (2) travel time datasets from the Croatian Seismological Survey and ORFEUS databases.

The study resulted in a new crustal and upper mantle three-dimensional (3D) P-wave velocity model, which provides new insights on deep geologic features. The data enabled resolution of less than a hundred kilometres in horizontal directions and a few kilometres in vertical direction in the area with good ray coverage, as documented by the resolution tests. The model is correlated with previous 1D and 2D models in the survey area allowing to infer the main structures with higher confidence.

The inverted velocity model shows that the crust under the Dinarides is characterized by relatively stronger lateral and vertical velocity changes when compared to the crust in the Pannonian basin area. The strong velocity increase in the crust below the Dinarides indicates that the Dinaridic crust could be interpreted as two-layered, while the Pannonian crust is probably one-layered. There are relatively high velocities below the northern Dinarides in the uppermost crust, and low velocities caused by deep local depressions in the Pannonian basin. The velocity model reveals crustal thickening beneath the Dinarides and significant crustal thinning beneath the Pannonian basin. The most reliable feature in the model concerns the structure of the lower crust and uppermost mantle. The Moho shape can be determined in vertical cross sections based on the highest vertical velocity gradient in the lower crust and the depth of the boundary corresponds to the velocity surface of approximately 7 km/s. There is a deep low-velocity zone beneath the Dinarides, which extends to a depth of

more than 55 km and has characteristic NW – SE trending. The pronounced low-velocity anomaly (V_p less than 7,5 km/s) is surrounded by higher velocity, typical for the uppermost mantle. This anomaly is interpreted as the fragmentation in the uppermost mantle. High-velocity and low-velocity alteration in the narrow area below the Dinarides could be the first geophysical evidence of the contact of Adriatic and Pannonian mantles. According to the velocity pattern, the contact zone can be located on the NE flank of the Dinarides.

Keywords: Dinarides, south-western Pannonian basin, Local Earthquake Tomography, 3D seismic velocity model, crustal and lithospheric mantle structure

Sadržaj

1	UVOD	1
2	GEOLOŠKE ZNAČAJKE NA PODRUČJU ISTRAŽIVANJA	4
3	DOSADAŠNJA DUBOKA GEOFIZIČKA ISTRAŽIVANJA	9
4	METODA ISTRAŽIVANJA	17
4.1	Seizmička tomografija vremena putovanja.....	17
4.1.1	Parametrizacija modela	21
4.1.2	Izravno modeliranje (eng. <i>Forward Modeling</i>)	26
4.1.3	Rješavanje inverznog problema	45
4.1.4	Analiza kvalitete rješenja.....	56
5	PRIKUPLJANJE I OBRADA PODATAKA.....	58
6	PRIMJENA PROGRAMSKOG PAKETA FMTOMO U IZRADI TOMOGRAFSKOG MODELA	66
6.1	Parametrizacija domene modela	66
6.2	Hijerarhija i mogućnosti softverskog paketa	66
7	ANALIZA UTJECAJA MALIH BRZINA BAZENSKIH NASLAGA – POTREBA STATIČKIH KOREKCIJA	69
8	REZULTATI SEIZMIČKOG MODELIRANJA.....	73
8.1	Analiza kvalitete rješenja – problem višeznačnosti	73
8.1.1	Rezultati sintetskih testova	75
8.2	Verifikacija i kalibracija modela u sjevernim Dinaridima	88
8.2.1	Uvod	88
8.2.2	Podaci i rezolucija	89
8.2.3	Rezultati tomografske inverzije u sjevernim Dinaridima.....	96
8.2.4	Diskusija	101
8.2.5	Geološki model – sjeverni Dinaridi	106
8.3	Trodimenzionalni geofizički model na području Dinarida.....	108
8.3.1	Korelacija geofizičkih modela – utjecaj inicijalnog modela brzine i prekrivenosti podacima	108
8.3.2	Prikaz konačnog tomografskog seizmičkog modela.....	111
8.3.3	Diskusija	118
9	ZAKLJUČAK.....	131
	Popis literature	134
	Popis slika	150
	PRILOG 1.	155

1 UVOD

Poznavanje Zemljine unutrašnjosti ključno je za razumijevanje geoloških struktura i njihovih odnosa promatranih na površini. Ovo istraživanje je nastavak dubokih geofizičkih istraživanja usmjerenih na područje dodira Jadranske mikroploče koja je dio Afričke ploče i Panonskog tektonskog segmenta, dijela Euroazijske ploče (Šumanovac i dr., 2009; Šumanovac, 2010; 2015; Šumanovac i dr., 2016). U zadnja dva desetljeća izveden je veliki broj regionalnih istraživanja europske litosfere te je ovo područje potpuno ili djelomično obuhvaćeno regionalnim i globalnim geološko-geofizičkim modelima. Tek u zadnjih desetak godina na području Dinarida su se intenzivirala lokalna duboka geofizička istraživanja s ciljem rasvjetljavanja geološkog modela kore i plašta. Najnovijim istraživanjima teleseizmičkom tomografijom konstruiran je prvi trodimenzionalni (3D) model seizmičkih brzina velike rezolucije, koji se prostire do dubine 450 km (Šumanovac i dr., 2017). Seizmička tomografija predstavlja učinkoviti alat za prikaz recentne heterogenosti seizmičke brzine u Zemljinoj unutrašnjosti u različitim mjerilima jer na seizmičke brzine utječe stijenski materijal duž putanje valova kroz Zemlju. Anomalija velike brzine, koja se prostire duž cijelog planinskog lanca Dinarida, interpretirana je kao tonjenje Jadranske mikroploče ispod Dinarida. Međutim, na ovom geotektonski izrazito kompleksnom području još uvijek ne postoji cjeloviti model kore i vršnog dijela plašta, što je bio glavni motiv za istraživanja i nastanak ove disertacije. Takav model omogućio bi konstrukciju cjelovitog geološkog modela na dodirnom području dviju velikih geotektonskih jedinica, Jadranske mikroploče i Panonskog bazena, što je nužno za shvaćanje recentnih odnosa koji su još uvijek predmet rasprave.

Trodimenzionalni (3D) model dodira dviju velikih geotektonskih jedinica na razini kore i litosfernog plašta prvi put je istraživao 3D tomografijom lokalnih potresa. Tomografija lokalnih potresa – LET (eng. *Local earthquake tomography*) je metoda istraživanja Zemljine unutrašnjosti pomoću opažanja nailazaka potresnih valova u seizmički aktivnim područjima. Prijemnici i hipocentri potresa nalaze se unutar geofizičkog modela istraživanog područja, a rezultat može biti model brzina velike rezolucije. To pretpostavlja relativno ravnomjernu raspodjelu potresa i prijemnika i znatnu azimutalnu varijabilnost valnih zraka. Primjena LET-metode tada omogućuje detaljan uvid u strukturu kore. Sustavna poboljšanja mreže prijemnika na istraživanom području omogućila su prije svega teleseizmičke studije koje je moguće izvesti u aseizmičkim područjima, ali to se odrazilo i na povećanu količinu i kvalitetu podataka o lokalnim potresima zabilježenim tijekom vremena. Većina 3D LET istraživanja usredotočena

je na seizmički aktivna područja i zahtijeva kvalitetne podatke. Kumulativnim praćenjem većeg broja privremenih i stalnih stanica posljednjih godina, omogućena je lokalna primjena LET-metode i na području Dinarida, odnosno dodirnoj zoni Jadranske mikroploče i Euroazijske ploče.

Osnovni cilj ove disertacije je konstruirati 3D model seizmičkih brzina u kori i vršnom dijelu plašta na dodiru Jadranske mikroploče i Euroazijske ploče. Svrha 3D geofizičkog modela je konstrukcija pouzdanijeg geološkog modela. Tomografski model je verificiran i kalibriran koristeći modele kore temeljene na jednodimenzionalnim i dvodimenzionalnim geofizičkim modelima u istraživanom području što je doprinijelo većoj pouzdanosti interpretacije, odnosno smanjenju višeznačnosti interpretacije. To su omogućila ranija istraživanja kore i plašta metodama funkcija prijemnika te seizmičkim i gravimetrijskim modeliranjem. Funkcijama prijemnika konstruirani su jednodimenzionalni (Orešković, 2016), a seizmičkim i gravimetrijskim modeliranjem dvodimenzionalni modeli kore u sjevernim Dinaridima (Šumanovac i dr., 2009; Šumanovac, 2010). Stoga je istraživanje izvedeno u dvije faze. U prvoj fazi istraživanja fokus je bio na sjevernim Dinaridima. Ovladano je metodologijom i obradom podataka te je konstruirani model analiziran i kalibriran oslanjajući se na spomenute dostupne geofizičke podatke na istom području. U drugoj fazi istraživanja korištene su sve seizmičke postaje na širem dinaridskom području koje su bile dostupne. Vremenski i prostorno je proširen okvir unutar kojeg su se odabirali potresi za konstrukciju modela cijelih Dinarida. Bilo je potrebno obuhvatiti potrese većih epicentralnih udaljenosti te postići bolju azimutalnu prekrivenost seizmičkim zrakama.

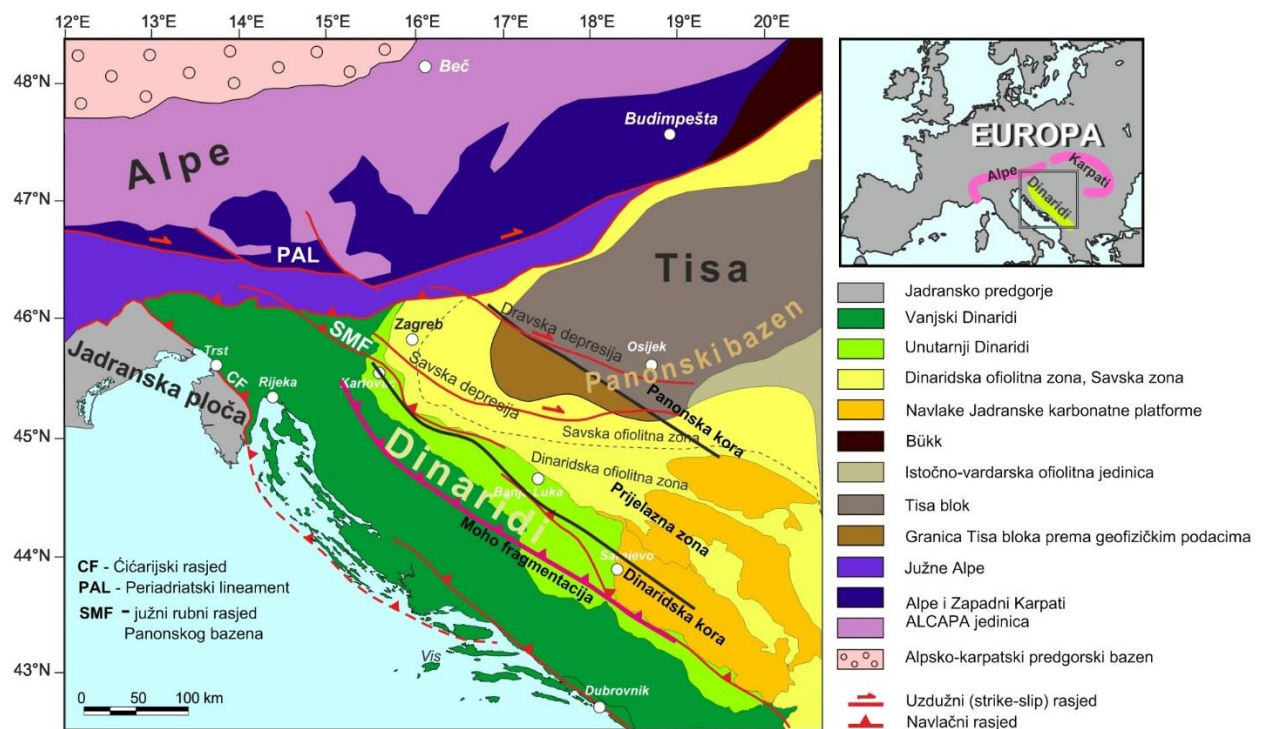
Novi geofizički model je pokazao je da je dodirna zona Jadranske mikroploče i panonskog segmenta Europske ploče karakterizirana značajnim lateralnim i vertikalnim promjenama seizmičkih brzina koje se ne mogu ograničiti samo jednodimenzionalnim ili dvodimenzionalnim modelima, ali 1D i 2D geofizički podaci mogu pomoći u konstrukciji preciznijeg 3D modela. Potvrđene su glavne karakteristike kore određene u prijašnjim istraživanjima te su interpretirane glavne anomalije u kori i plaštu za koje je testovima rezolucije potvrđeno da ih je opravdano promatrati u geološkom kontekstu. U modelu su prisutne anomalije velike brzine u gornjoj kori na području sjevernih Dinarida i u prijelaznoj zoni prema panonskom tektonskom segmentu, a izrazito male brzine u vršnom dijelu modela na području Panonskog bazena ukazuju na najveće i najdublje depresije u istraživanom području. Istaknuta anomalija smanjene brzine unutar donje kore ispod Dinarida potvrdila je zadržavanje kore već dokazano brojnim prijašnjim istraživanjima. Osim već poznatog zadržavanja kore ispod Dinarida i stanjenja kore u području Panonskog bazena, interpretirana

je nešto složenija struktura Mohorovičićeva diskontinuiteta od one na postojećim kartama tog područja (Skoko i dr., 1987., Grad i dr., 2009; Šumanovac, 2010).

Najistaknutiji doprinos novog geofizičkog modela odnosi se na strukturu vršnog dijela plašta. Izražena anomalija male seizmičke brzine na dubini većoj od 45 kilometara predstavlja prvi geofizički dokaz o postojanju kontakta dviju tektonskih cjelina na Dinaridskom području na razini vršnog dijela plašta, a koji je do sada razmatran samo na temelju geometrijskih odnosa u geofizičkim modelima.

2 GEOLOŠKE ZNAČAJKE NA PODRUČJU ISTRAŽIVANJA

Područje istraživano seizmičkom tomografijom nalazi se na rubnom dijelu Afričke i Euroazijske ploče. To je zona kontakta Jadranske mikroploče, koja je dio Afričke ploče, i Panonskog tektonskog segmenta, odnosno Euroazijske ploče. Jadranska mikroploča se uslijed guranja Afričke ploče utisnula u Euroazijsku ploču pri čemu su se deformacije Zemljine kore koncentrirale u orogenom pojasu Alpi i Dinarida. Dinaridi pružanja SZ – JI nastali su kolizijom tih dviju ploča tijekom mlađe krede i starijeg paleogena (Tari i Pamić, 1998; Ustaszewski i dr., 2010). Deformiranjem jadranskog ruba tijekom starijeg eocena i mlađeg oligocena formiran je borano-navlačni pojas jugozapadne vergencije (Tari Kovačić i Mrinjek, 1994; Korbar, 2009). Deformacije nastale od miocenskog do recentnog vremena posljedica su kretanja Jadranske mikroploče u smjeru sjevera-sjeveroistoka (Grenerczy i dr., 2005) uz istovremenu rotaciju u smjeru suprotnom od kazaljke na satu s obzirom na Europu, oko pola koji se nalazi u zapadnim Alpama (Ustaszewski i dr., 2008; Weber i dr., 2010).



Slika 2.1 Glavne tektonske jedinice na širem području (Schmid i dr., 2008). Granice Panonske kore, Prijelazne zone, Dinaridske kore i Moho fragmentacija, odnosno kontakt Jadranske mikroploče i Panonskog tektonskog segmenta su određeni na temelju gravimetrijskog modeliranja (Šumanovac, 2010).

Planinski pojas Dinarida se proteže oko 700 km i na sjeverozapadu se spaja s Južnim Alpama, a na jugoistoku s Helenidima. Na tektonskim kartama su Dinaridi općenito podijeljeni na dvije tektonske cjeline; Vanjske i Unutarnje Dinaride (Slika 2.1). Tektonostratigrafski pregled Dinarida je prikazan u brojnim radovima (Aubouin i dr., 1970; Pamić i dr., 1998; Dimitrijević 2001; Schmid i dr., 2008). Vanjski Dinaridi su sastavljeni uglavnom od vrlo debelih navlaka koje mjestimično sadrže mezozojske karbonatne naslage debljine veće od 8000 m (Tišljar i dr., 2002). Najveći dio karbonatne sukcesije Vanjskih Dinarida čine Dalmatinska zona i Zona visokog krša koje se sastoje od naslaga Jadranske karbonatne platforme (Vlahović i dr., 2005). Na tektonskim kartama se u Vanjskim Dinaridima najčešće crtaju dva glavna reversna rasjeda. Ćićarijski rasjed predstavlja čelo borano-navlačnog pojasa Dinarida i dobro je definiran na kopnu dok mu u podmorju Jadrana pružanje nije precizno utvrđeno (Slika 2.1). Drugi je pretpostavljeni reversni ili navlačni kontakt kroz Velebitski kanal (Bahun 1974) koji se potom spominje u radu Herak i Bahun (1979), ali kao reversni rasjed koji je pokriven karbonatnim brečama na JZ padini Velebita. U kasnijim radovima, autori crtaju reversni rasjed ili u bazi JZ padine Velebita ili u Velebitskom kanalu. Međutim, Tomljenović i dr. (2017) tvrde da niti na površini, niti u podmorju nema dokaza o postojanju tog rasjeda. U njihovom konceptu tektonske evolucije, velebitska struktura s reversnim rasjedima sjeveroistočne vergencije predstavlja kompresijsku dupleks strukturu jugozapadne vergencije kod koje se krovinske naslage transliraju u suprotnom smjeru od napredovanja dupleks struktura u njihovoj podini (eng. *Passive-roof duplex*).

Unutarnji Dinaridi, gledajući od jugozapada prema sjeveroistoku, sastoje se od Predkrške zone i jedinice Bosanskog fliša; navlaka koje predstavljaju distalne jedinice karbonatne platforme i nisu metamorfizirane ili su pretrpjele metamorfizam niskog stupnja; Zapadno-varinarske ofiolitne jedinice i Savske zone (Pamić i dr., 1998; Schmid i dr., 2008). Kontakti navlaka su najčešće karakterizirani flišnim naslagama (Pamić i dr., 1998) koje postaju mlađe u smjeru jugozapada. Duž pružanja Dinarida većina unutarnjih jedinica lateralno isklinjava prema sjeverozapadu odnosno prema Medvednici. Zapadno-varinarska ofiolitna jedinica (eng. *Western Vardar Ophiolitic Unit*) i Savska zona na tektonskoj karti Schmid i dr. (2008) odnose se na Dinaridsku ofiolitnu zonu (eng. *Dinaridic Ophiolite Zone – DOZ*) i Savsko-varinarsku ofiolitnu zonu kako ih je definirao Pamić (1993; 2002). Ofioliti ove dvije zone razlikuju se svojim podrijetlom, strukturom i starošću (Pamić i dr., 2002). Savsko-varinarska zona predstavlja pojas ofiolitnih, magmatskih i metamorfnih stijena i označava kredno-paleogensku šavnu zonu između Unutarnjih Dinarida i bloka Tisa (Schmid i dr., 2008; Ustaszewski i dr., 2009). Sve pojave ofiolita južno od ove šavne zone pripadaju ofiolitnom pojasu Dinarida i obducirani su

za vrijeme jure (Zapadno-vargarska ofiolitna jedinica ili Dinaridska ofiolitna zona). Granice šavne zone Jadranske mikroploče i Panonskog bazena na razini duboke kore, označene na slikama 2.1 i 2.2, definirane su na temelju seizmičkih i gravimetrijskih modela (Šumanovac i dr., 2009; Šumanovac, 2010).

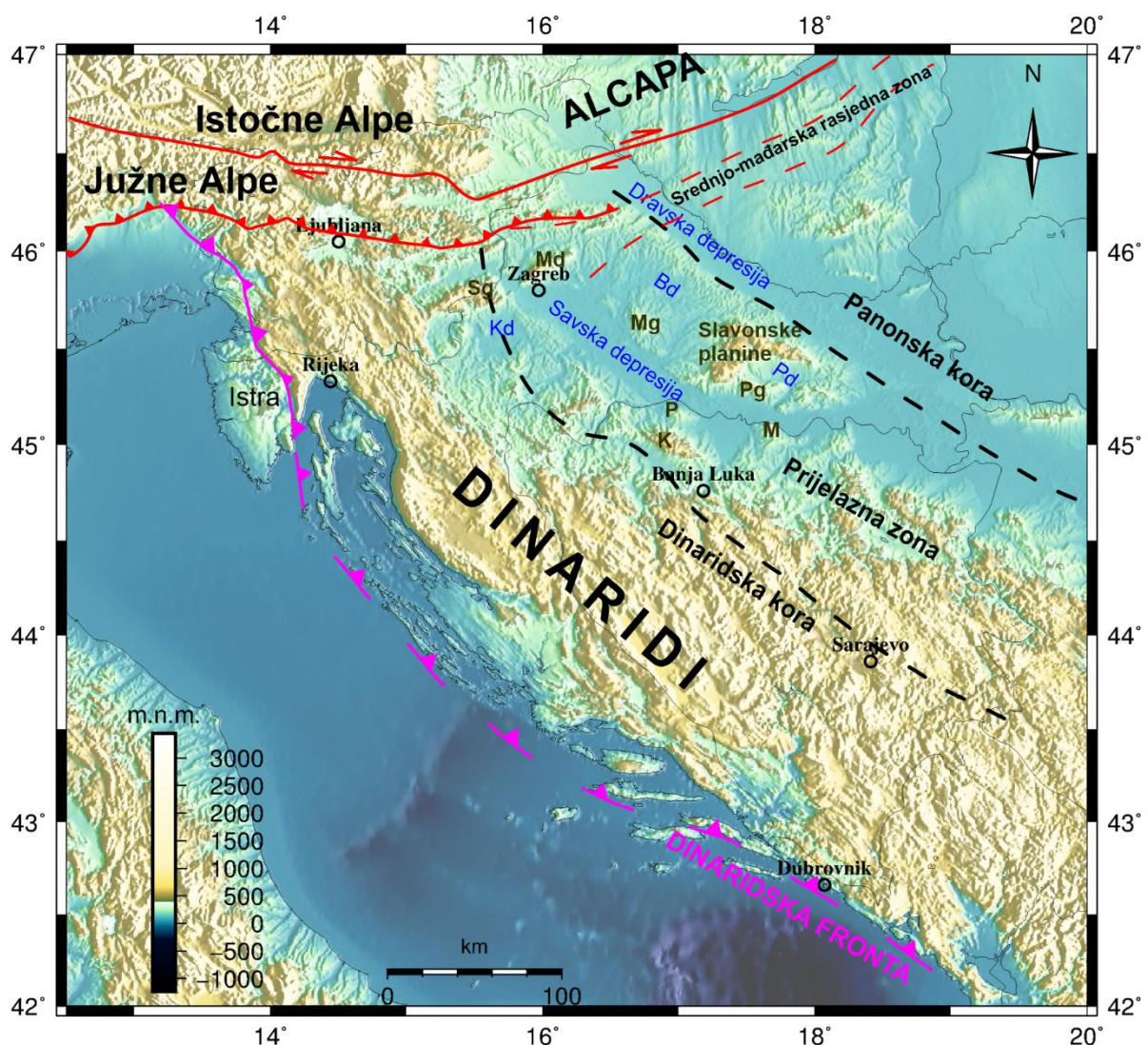
Neki autori petrološke i geokemijske karakteristike u jurskim ofiolitima Zapadno-vargarske ofiolitne jedinice smatraju dokazom za postojanje dva odvojena oceana (npr. Robertson i Karamata, 1994; Dimitrijević, 1982, 2001; Pamić i dr., 2000; Karamata, 2006; Dilek i dr., 2008), dok Schmid i dr. (2008) zagovaraju da je bio jedan ocean jer nema bitne razlike između dva pojasa ofiolita odvojena kontinentalnim blokovima Drina-Ivanjica i Jadar-Kopaonik. U njihovoj interpretaciji ove dvije jedinice Unutarnjih Dinarida predstavljaju tektonske prozore ispod jednog ofiolitnog pojasa u kojima su izloženi najudaljeniji paleogeografski dijelovi Jadranske mikroploče. Erozijom su negdje na površinu mogli izaći ofioliti, a negdje paleozojske naslage pa je na taj način moglo nastati dva ili više pojasa ofiolita.

Istočni rub istraživanog područja obuhvaća navlake karbonatne platforme, ofiolite i zapadni dio bloka Tisa (Slika 2.1) koji je uglavnom smješten u podzemlju Panonskog bazena. Panonski bazen nalazi se između alpskog, karpatskog i dinaridskog planinskog pojasa. Većina autora se slaže da je srednje-miocensko stanjivanje i rifting u Panonskom bazenu posljedica ekstenzije u zalučnom bazenu povezane sa subdukcijom na području Karpata (npr. Royden i dr., 1983). Međutim, Dando i dr. (2011) predložili su novi koncept razvoja Panonskog bazena. Navode da ekstenzija u Panonskom bazenu, kao zalučnom bazenu povezanom sa subdukcijom ispod istočnih Karpata, nije dosljedna s njihovim pronalaskom subvertikalne strukture velike seizmičke brzine ispod središnjeg Panonskog bazena. Strukturu velike brzine na dubini većoj od 300 km, koja je odvojena od litosfere, autori su interpretirali kao relikv kontinentalne litosfere. Ekstenzijske procese u Panonskom bazenu mogla je pokrenuti starija subdukcija koja je uzrokovala poniranje plašta i odvajanje kontinentalne litosfere ispod Panonskog bazena.

Nekoliko je većih depresija unutar jugozapadnog dijela Panonskog bazena koji je obuhvaćen ovim istraživanjem: Dravska depresija, Bjelovarska depresija koja se nastavlja u Požešku depresiju, Savska depresija i Karlovačka depresija (Pavelić, 2001) (Slika 2.2). Depresije su asimetrične i izdužene, dinaridskog pružanja i ispunjene su uglavnom miocenskim sedimentima koji su najdeblji na području Savske i Dravske depresije (Velić i dr., 2002; Saftić i dr., 2003). Između Savske i Dravske depresije nalaze se planine središnje i istočne Hrvatske (Moslavačka gora, Papuk, Psunj, Krndija, Požeška gora) koje su poput „otoka“ (eng. *inselbergs*) odvojene neogenskim i kvartarnim sedimentima Panonskog bazena (Slika 2.2). Moslavačka gora te slavonske gore između Savske i Dravske depresije, izgrađene su od stijena

paleozojske i mezozojske starosti (Osnovna geološka karta, 1970). Planine na kojima su najbolje izložene pre-neogenske stijene koje pripadaju Savskoj šavnoj zoni su Moslavačka gora i Požeška gora u istočnoj Hrvatskoj te Kozara, Prosara i Motajica na području sjeverne Bosne i Hercegovine (Pamić, 2002). Na sjevernom rubu Savske depresije izdižu se Medvednica i Samoborsko gorje na kojima su prisutne tektonske i litostratigrafske jedinice Unutarnjih Dinarida te izdanci ofiolita (Pamić i Tomljenović 1998; Pamić i dr., 2002).

Granicom između Panonskog bazena i Dinarida često se smatra južni rubni rasjed Panonskog bazena – SMF (eng. *Southern Marginal Fault*; Slika 2.1) kojeg su definirali Prelogović i dr. (1998).



Slika 2.2 Topografska karta istraživanog Dinaridsko-panonskog područja. Bd – Bjelovarska depresija, Kd – Karlovačka depresija, Pd – Požeška depresija, M – Motajica, Md – Medvednica, Mg – Moslavačka gora, K – Kozara, P – Prosara, Pg – Požeška gora, Sg – Samoborsko gorje. Granice prijelazne zone odjeljuju dinaridsku koru od panonske kore (Šumanovac, 2010).

Srednjo-mađarska rasjedna zona (eng. *Mid-Hungarian Fault Zone*) predstavlja oko 30 km široku zonu unutar Panonskog bazena koja sadrži stijene južno-alpskog i dinaridskog porijekla (Kovács i Haas, 2010). Ova transpresijska zona se uzima kao granica između bloka Tisa i megabloka Alcapa. Duž nje su ta dva bloka rotirala u suprotnim smjerovima od kasnog oligocena do ranog miocena, dok nisu orijentirani paralelno (Csontos i Nagymarosy, 1998). Alcapa tektonska jedinica (eng. *Alpine-Carpathian-Pannonian Mega-Unit – ALCAPA*) uključuje Istočne Alpe, Zapadne Karpate i transdanubijsko područje sjeverno od jezera Balaton (Csontos i Vörös, 2004).

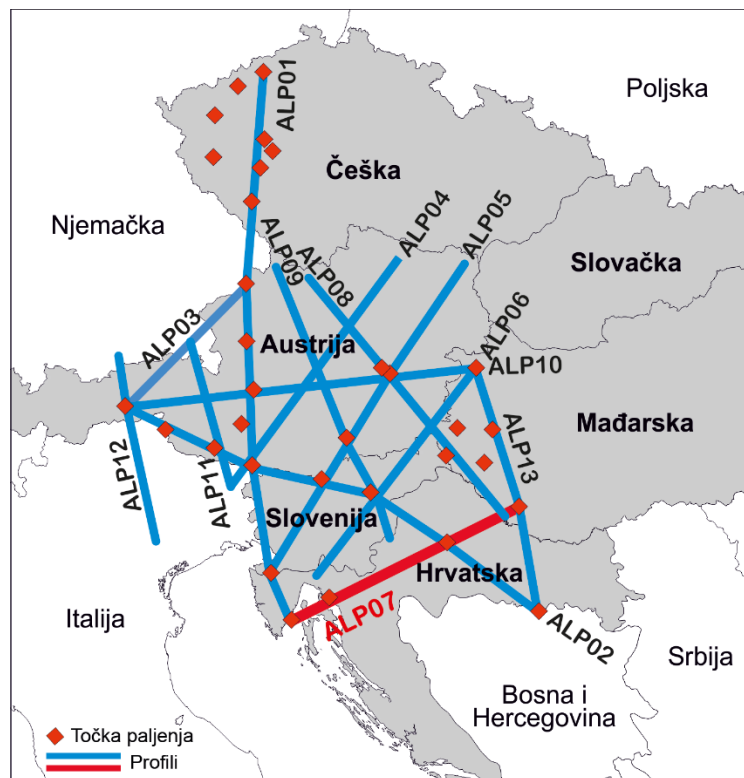
3 DOSADAŠNJA DUBOKA GEOFIZIČKA ISTRAŽIVANJA

Prva duboka geofizička istraživanja na ovim područjima bila su seizmička i gravimetrijska mjerenja na prostoru bivše države. Mjerenja metodom dubokog seizmičkog sondiranja izvedena su duž šest profila s ciljem određivanja debljine sedimentnih stijena i dubine Mohorovičićeva diskontinuiteta. Prema rezultatima istraživanja koji su objavljeni u nizu radova (Dragašević i Andrić, 1968; Zeljko, 1972; Aljinović i dr., 1981; Dragašević i Andrić, 1982; Aljinović i Blašković, 1984), debljina Mohorovičićeva diskontinuiteta na području Dinarida je od 45 do 55 km, a u Panonskom bazenu 25-30 km. Prvu kartu dubina Mohorovičićeva diskontinuiteta Hrvatske i susjednih područja izradili su Skoko i dr. (1987), a prema njoj je debljina Zemljine kore najveća na jugoistočnom dijelu Dinarida (oko 47 km) i smanjuje se prema sjeverozapadnom dijelu gdje iznosi oko 43 km. U Panonskom bazenu i u južnom dijelu Jadrana iznosi oko 25 km, a na sjevernom dijelu Jadrana oko 30 km.

Gravimetrijska karta SFRJ (1972) mjerila 1:500 000 izrađena je 70-tih godina prošlog stoljeća. Bouguerove anomalije na istraživanom području su unutar intervala od oko 150 mGal. Negativna gravimetrijska anomalija vrijednosti do oko -100 mGal izražena je na području Dinarida. S obje strane, okomito na pružanje Dinarida, anomalije se mijenjaju prema pozitivnim vrijednostima. U Panonskom bazenu veće vrijednosti Bouguerovih anomalija odgovaraju uzdignutim dijelovima podloge tercijara, a lokalni minimumi izraženi su u području depresija ispunjenih neogenskim sedimentima. Izmjena pozitivnih i negativnih Bouguerovih anomalija u Jadranskom moru također ukazuje na područja uzdignute podloge tercijara i područja depresija ispunjenih tercijarnim sedimentima.

U zadnja dva desetljeća na području srednje Europe proveden je niz seizmičkih istraživanja pomoću kontroliranih seizmičkih izvora s ciljem određivanja strukture kore i gornjeg plašta. Istraživanja koja obuhvaćaju Karpate, Alpe i Panonski bazen dio su međunarodnih projekata POLONAISE'97 (Guterch i dr., 1999), CELEBRATION 2000 (Guterch i dr., 2003; 2007), TRANSALP (TRANSALP Working Group 2002), ALP 2002 (Brückl i dr., 2003) i SUDETES 2003 (Grad i dr., 2003). Duboka seizmička istraživanja u okviru ovih projekata obuhvatila su područje od Baltičkog mora preko srednje Europe do Jadranskog mora tj. Istočno-europski kraton, Trans-europsku šavnu zonu – TESZ (eng. *Trans-European Suture zone*), Bohemijski masiv, područje Alpi, Karpata te Panonski bazen i dio Dinarida. Prijemnici su postavljeni duž profila, ali je krajnji cilj ovih projekata bio razmatranje trodimenzionalnih struktura kore i

litosfere te procjena i razvoj geodinamičkog modela za regionalni tektonski razvoj. U okviru projekta ALP 2002 u Hrvatskoj je izveden projekt pod nazivom „Duboka refrakcijska istraživanja u Hrvatskoj“, a instrumenti su bili raspoređeni duž nekoliko profila (Slika 3.1). U Istri se nalazio dio profila Alp01, a u hrvatskom dijelu Panonskog bazena dio profila Alp02, koji se pruža duž ofiolitnih zona. Na temelju podataka refrakcijske seizmike i refleksijske seizmike velikog kuta upada na profilu Alp01 interpretirana je značajno manja dubina Mohorovičićeva diskontinuiteta u Jadranu u odnosu na područje Južnih i Istočnih Alpa te Vanjskih Dinarida. Segment profila na kojem je kora najtanja (28 – 30 km) pripada nedeformiranom Jadranskom predgorju na krajnjem južnom dijelu profila. Europski Moho nagnut je prema jugu, a na profilu Alp01 je najdublji ispod Periadriatskog lineamenta (47 km). Jadranski Moho se nastavlja od Periadriatskog lineamenta prema jugu i plići je (42 – 40 km). Skok u dubini između europskog i jadranskog Moha i izraženi reflektor unutar plašta na alpskom području autori smatraju potvrdom subdukcije europske litosfere pod Jadransku mikroploču. Na oba profila (Alp01 i Alp02) interpretirana je višeslojna kora. Najistaknutija karakteristika profila Alp02 je nagla promjena dubine Moha na prijelazu u Panonski bazen, a objašnjena je tzv. krokodilskom strukturom, to jest inverzijom brzine u kori i dvostrukim Mohom (Brückl i dr., 2007). Brückl i dr., (2010) analizirali su strukturu kore s obzirom na aktivni tektonski sklop. Njihova analiza se temeljila na topografiji i fragmentaciji Moho diskontinuiteta kao pokazatelju granica ploča i smjera subdukcije. Dvodimenzionalnim elastičnim modeliranjem u litosferi preispitali su fragmentaciju Moho diskontinuiteta određenu iz seizmičkih podataka te su rezultate analizirali s obzirom na površinske strukture, gravimetrijske podatke, seizmičku aktivnost i geodetska mjerenja. Smatraju da Moho i struktura gornjeg plašta kontroliraju aktivne tektonske procese na površini. Potvrdili su fragmentaciju litosfere u tri bloka; Europsku ploču, Jadransku mikroploču i Panonski tektonski segment. Autori favoriziraju geodinamički model trostrukog spoja (eng. *triple junction*) ovih tektonskih jedinica i „strike-slip“ tektonike duž sjeveroistočno orijentirane granice Europske ploče i Panonskog tektonskog segmenta. Model podrazumijeva značajno skraćivanje i zadebljanje kore unutar Jadranske ploče južno od granice Europske ploče te ekstenziju istočno od spoja triju tektonskih jedinica. Oko 100 km južno od trostrukog spoja triju tektonskih jedinica njihov geodinamički model sugerira subdukciju Jadranske litosfere ispod Dinarida i Panonskog segmenta.

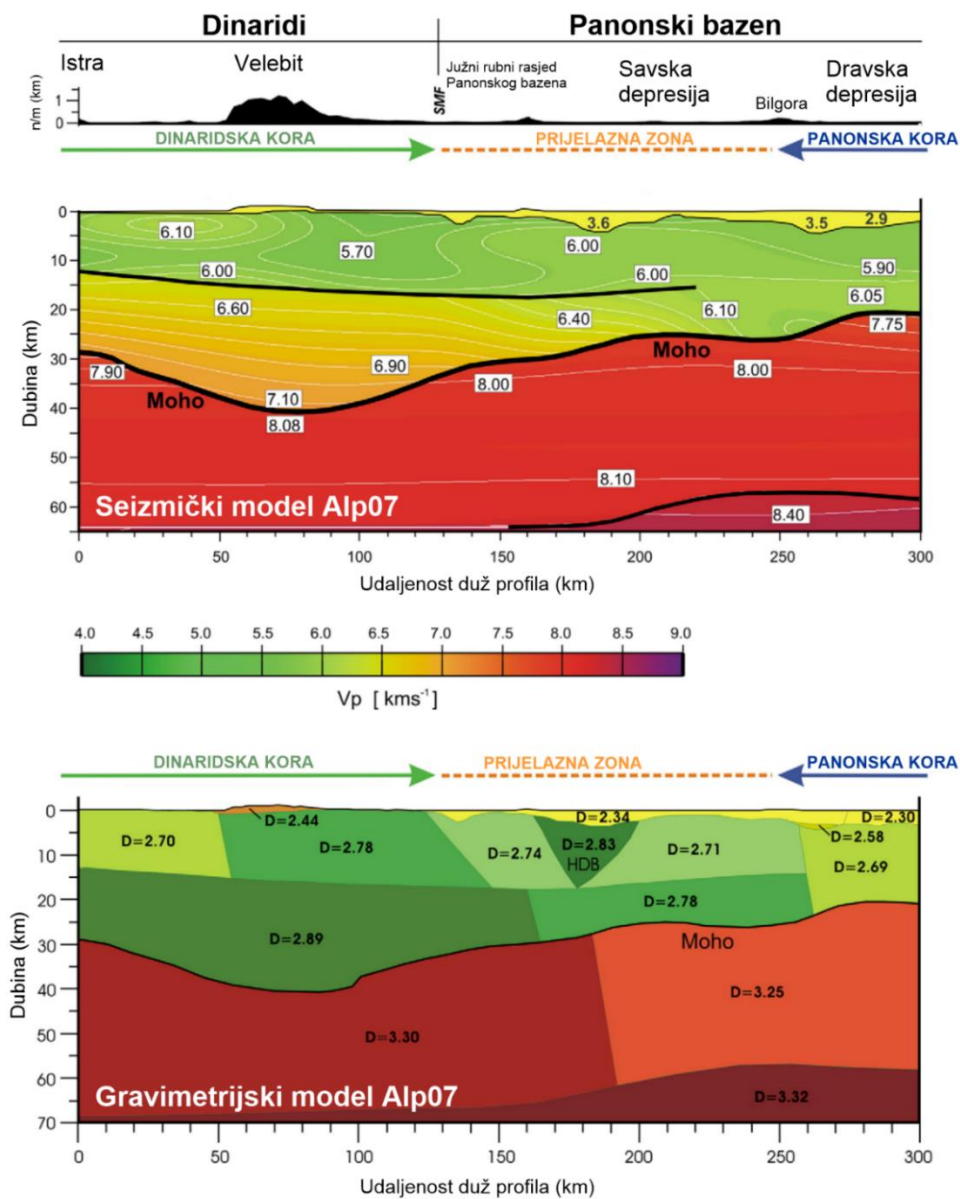


Slika 3.1 Položaji profila seizmičkih istraživanja u okviru projekta ALP 2002

Profil Alp07 s četiri točke paljenja cijelom duljinom se nalazio na području Hrvatske i orijentiran je u smjeru JZ – SI, približno okomito na sjeverne Dinaride (Slika 3.1). Šumanovac i dr., (2009) interpretirali su tri tipa kore na temelju dvodimenzionalnog seizmičkog i gravimetrijskog modeliranja duž profila. Dvoslojna dinaridska kora je karakterizirana seizmičkim brzinama u rasponu 5,8 – 6,1 km/s u gornjoj kori i relativno velikim brzinama P-valova u donjoj kori (6,4 – 7,1 km/s). Panonska kora sa seizmičkim brzinama 5,7 – 6,1 km/s je najvjerojatnije jednoslojna, a između tih dviju kora je široka prijelazna zona (5,6 – 6,41 km/s) unutar koje se nalazi tijelo velike gustoće ($2,83 \text{ g cm}^{-3}$) ispod Savske depresije (Slika 3.2).

Šumanovac (2010) koristi model duž profila Alp07 kako bi kalibrirao gustoće i poboljšao rezoluciju 2D gravimetrijskih modela kore i Mohorovičićeva diskontinuiteta duž pet profila približno okomitih na pružanje Dinarida. Gravimetrijski modeli temeljeni na kalibriranom setu gustoća omogućili su i konstrukciju litosfernog modela na području kontakta Dinarida i Panonskog bazena (Šumanovac, 2015). Sva tri tipa kore definirana prijašnjim istraživanjima: dinaridska kora, panonska kora i prijelazna zona, potvrđena su navedenim 2D gravimetrijskim modelima. Pri konstrukciji geološkog modela na temelju gravimetrijskih modela autor geološke strukture promatra kao dvodimenzionalne što znači da se gustoće u modelu mijenjaju okomito

na pružanje, a konstantne su duž pravca pružanja Dinarida. Navodi da podvlačenje Jadranske mikroploče pod Panonski bazen ne može potpuno objasniti procese u Panonskom bazenu te Panonski segment tektonskog modela objašnjava uzdizanjem astenosfere što potkrepljuje promjenama gustoća i seizmičkih brzina u gornjem plaštu. Smatra da je uzdizanje astenosfere uzrokovalo značajno stanjenje i homogenizaciju kore zbog čega je kora na području Tise jednoslojna. Podvlačenje Jadranske kore pod Panonski bazen i zadebljanje kore ispod Dinarida događa se uslijed guranja Afričke ploče, ali i izdizanja astenosfere i stanjenja kore u Panonskom bazenu.



Slika 3.2 Dvodimenzionalni seizmički i gravimetrijski model duž profila Alp07 (Šumanovac, 2009). Brojevi unutar seizmičkog modela su seizmičke brzine P-valova u km/s , a gustoće u gravimetrijskom modelu su označene s D (g/cm^3).

Refrakcijska seizmička istraživanja praćena su pasivnim seizmičkim istraživanjima koja se temelje na valovima izazvanim prirodnim potresima. Projekt pasivnih seizmičkih istraživanja ALPASS-DIPS (Alpine Lithosphere and Upper Mantel **P**ASSive Seismic Monitoring – **D**inarides **P**annonian **S**egment) izveden je kao nastavak projekta ALP 2002, a dio je međunarodnog projekta ALPASS (Alpine Lithosphere and Upper Mantel **P**ASSive Seismic Monitoring). Pasivna seizmička mjerenja odvijala su se na privremenim seizmološkim stanicama postavljenim duž profila. Većina seizmoloških stanica u Hrvatskoj raspoređena je duž profila Alp07 (Slika 3.3). Još dvije stanice su se nalazile u Istri, a jedna u sjevernoj Hrvatskoj, kod Slatine. Postavljene stanice su kontinuirano bilježile seizmičku aktivnost od studenoga 2005. do svibnja 2007.



Slika 3.3 Položaji privremenih seizmoloških stanica u Hrvatskoj – projekt ALPASS-DIPS.

Snimljeni podaci analizirani su metodom P-funkcija prijemnika (Orešković, 2010). Jednodimenzionalno modeliranje funkcija prijemnika pokazalo je da bi dubine Mohorovičićeva diskontinuiteta u dinaridskom području i prijelaznoj zoni prema Panonskom bazenu mogle biti veće nego u dotadašnjim istraživanjima dok u panonskom dijelu dobro odgovaraju dubinama u modelu konstruiranom pomoću dubokih refrakcijskih mjerenja (Šumanovac, 2009). Metodom funkcija prijemnika istraživana je struktura kore i litosfernog plašta i na seizmološkim postajama duž Jadranske obale (Stipčević i dr., 2011), u Istri (Orešković i dr., 2011) i na

području Panonskog bazena (Hetényi i Bus, 2007; Kalmár i dr., 2018). Prema rezultatima tih istraživanja dubina Mohorovičićeva diskontinuiteta na području Istre iznosi oko 40 km, u središnjim Dinaridima 50 – 55 km, a u Panonskom bazenu između 24 i 34 km. Duboka geofizička istraživanja 1D seizmičkim modeliranjem na području Dinarida uključuju i određivanje debljine litosfere metodom S-funkcija prijemnika (Belinić i dr., 2018). Autori su kao granicu litosfere i astenosfere na S-funkcijama prijemnika interpretirali prvu značajnu negativnu amplitudu na dubinama 50 – 200 km asociranu sa smanjenjem seizmičke brzine. Prema njihovim rezultatima litosfera je najdeblja ispod sjeverozapadnih Dinarida (100 – 120 km), blago se stanjuje u smjeru Jadranskog mora, a značajnije u smjeru Panonskog bazena (60 – 70 km), ali i ispod dijela Dinarida na području Like (50 – 60 km). Anomalno plitku litosferu ispod dijela Dinarida autori povezuju s regionalnim tomografskim modelima seizmičkih brzina (Piromallo i Morelli, 2003; Koulakov i dr., 2009) u kojima je izostanak anomalije velike brzine u sjeverozapadnim Dinaridima interpretiran kao prekid litosferne ploče na tom dijelu (Ustaszewski i dr., 2008; Handy i dr., 2014).

Detaljan 2D geološki model kore i gornjeg plašta duž profila Alp07 konstruiran je na temelju triju različitih vrsta geofizičkih podataka (Šumanovac i dr., 2016). Zajedničkom interpretacijom dubokih refrakcijskih i refleksijskih podataka, modela gustoća i 1D modela brzina S-valova autori su duž profila definirali tri zone s različitim glavnim fizičkim značajkama i debljinom kore. Dva tipa funkcija prijemnika potvrdila su dva tipa kore, Dinaridsku i Panonsku koru, određene pomoću 2D seizmičkog i gravimetrijskog modela duž profila Alp07 (Šumanovac i dr., 2009). Dinaridski tip funkcija prijemnika pokazao je tri faze definirane kao granica sedimentnog pokrova, diskontinuitet unutar kore i granica kore i plašta. Panonski tip ukazuje na samo dva diskontinuiteta; plitki diskontinuitet, odnosno granicu sedimentnog pokrova te Mohorovičićev diskontinuitet. U prijelaznoj zoni između tih dviju kora prisutna su oba tipa funkcija prijemnika. Dubina Mohorovičićeva diskontinuiteta određena funkcijama prijemnika odstupa od dubine određene refrakcijskom seizmikom do ± 15 posto. Najbolje podudaranje ostvareno je unutar Panonske kore koja je jednoslojna i bez značajnih vertikalnih i lateralnih promjena brzine. Na Dinaridskom području i njegovim perifernim dijelovima struktura kore je složenija nego na Panonskom području, a funkcije prijemnika su pokazale nešto dublji Moho u odnosu na refrakcijsku seizmiku.

Područje istraživanja je djelomično ili potpuno obuhvaćeno u istraživanjima gornjeg plašta. Anomalije velikih brzina ispod planinskih lanaca, koje ukazuju na tonjenje ploče, razmatrane su u regionalnim i globalnim seizmičkim tomografskim modelima. Struktura litosfere istraživana je seizmičkom tomografijom na regionalnoj razini na području Alpa i

Mediterana (Piromallo i Morelli, 2003) i na dijelu Europe (30 – 55 °S, 5 – 40°E), do dubine od 700 km (Koulakov i dr., 2009). Prvi regionalni modeli su na području hrvatskog dijela Dinarida i Panonskog bazena imali svega nekoliko seizmoloških stanica. U prvim regionalnim istraživanjima veće rezolucije, dinaridsko područje je samo djelomično zahvaćeno na rubovima modela koji pokrivaju alpsko područje (Mitterbauer i dr., 2011) i karpato-panonsko područje (Dando i dr., 2011; Ren i dr., 2012). Tomografske slike koje obuhvaćaju dinaridsko područje rezultirale su raspravom o današnjim tektonskim odnosima Jadranske mikroploče i Europske ploče. Relativno plitka anomalija velike brzine (do dubine od oko 200 km) vidljiva je samo na području centralnog i južnog dijela Dinarida u tomografskim modelima Piromalla i Morellija (2003) i Koulakova i dr. (2009) dok se u najnovijem istraživanju metodom teleseizmičke tomografije anomalija velike brzine na istom području proteže do dubine od oko 450 km (Šumanovac i dr., 2017). U okviru tog lokalnog istraživanja konstruiran je prvi model seizmičke brzine P-valova relativno velike rezolucije koji obuhvaća cijelo područje Dinarida. Svi dotadašnji modeli ili nisu pokrili cijelo dinaridsko područje ili su relativno slabije rezolucije. Anomalija velike brzine koja upućuje na tonjenje Jadranske mikroploče ispod Panonskog tektonskog segmenta strmo je nagnuta prema sjeveroistoku, a proteže se ispod cijelog planinskog lanca. Anomalija velike brzine ispod sjevernog dijela Dinarida, interpretirana kao litosferna ploča, po prvi put je otkrivena zahvaljujući gustom rasporedu privremenih seizmoloških postaja na tom području (Šumanovac i Dudjak, 2016). Na području sjevernih Dinarida anomalija je vidljiva do dubine od oko 250 km. Paralelno s ovim lokalnim istraživanjem na području sjevernih Dinarida, Zhao i dr. (2016) također ukazuju na važnost gustoće i rasporeda seizmoloških postaja u konstrukciji regionalnog tomografskog modela na području Alpa, Apenina i dijela Dinarida. Najistaknutiji rezultat njihovog istraživanja je kontinuitet anomalije velike brzine, odnosno subducirane Europske ploče, od Zapadnih do centralnih Alpa na dubini većoj od 180 km. U ranijim tomografskim regionalnim modelima anomalije velike brzine, odnosno subdukcijske ploče, prekinute su anomalijama male brzine debljima od 100 km (Lippitsch i dr., 2003; Piromallo i Morelli, 2003). Anomalija velike brzine trenda sjeverozapad-jugoistok i nagnuta prema sjeveroistoku ispod Istočnih Alpa u njihovom modelu je asocirana sa subdukcijom Jadranske mikroploče.

Hua i dr. (2017) konstruirali su trodimenzionalni model na temelju anizotropne tomografije P-valova na alpsko-apaninsko-dinaridskom području. I u njihovom modelu je vidljiva anomalija velike brzine ispod Istočnih Alpa nagnuta prema sjeveroistoku, a subdukcija Jadranske mikroploče ispod Dinarida je također interpretirana duž cijelog planinskog lanca do dubine od oko 200 km.

Iz ovdje navedenog može se zaključiti da novija duboka geofizička istraživanja pokazuju napredak od prethodnih tomografskih modela. To dovodi u pitanje opravdanost konstrukcije nekih litosfernih modela koji se temelje na geometriji subduciranih ploča i mogućim prekidima ploča unutar geološki zamršenog alpsko-dinaridsko-panonskog područja. U razmatranju kontakta Jadranske mikroploče i Panonskog tektonskog segmenta nedostaje cjeloviti trodimenzionalni geofizički model kore. Dosadašnji geološko-geofizički modeli tog područja konstruirani su pomoću dvodimenzionalnih geofizičkih modela. U najnovijem regionalnom istraživanju vršnog plašta Sun i dr. (2019) su konstruirali trodimenzionalni model brzine Pn-valova na području Jadranske mikroploče i susjednih tektonskih cjelina. Autori malu seizmičku brzinu u gornjem plaštu ($V_p < 7,6$ km/s na dubini od oko 50 km) povezuju sa strukturom Jadranske mikroploče određenom u telesizmičkim modelima (Zhao i dr., 2016; Piromallo i Morelli, 2003) te to uzimaju kao dokaz kontinentalne subdukcije duž dinaridskog, alpskog i sjeverno apeninskog područja subdukcije. Međutim, anomalija male brzine ispod Dinarida u njihovom modelu je prisutna na području dosta širem od područja zadebljanja kore određenog lokalnim istraživanjima (Šumanovac, 2010; Kapuralić i dr., 2019) te se djelomično preklapa s anomalijom velike brzine na dubini od 50 metara, određenom u najnovijem lokalnom teleseizmičkom modelu (Šumanovac i dr., 2017).

4 METODA ISTRAŽIVANJA

Jedan od prvih ljudi koji je koristio seizmičke zapise za zaključivanje o strukturi podzemlja je hrvatski geofizičar Andrija Mohorovičić. Analizirajući seizmogramе potresa od 8. listopada 1909. godine kod Pokupskog došao je do otkrića diskontinuiteta brzina u Zemljinoj unutrašnjosti između kore i plašta. Na osnovi hodokrona (krivulje koje pokazuju ovisnost vremena putovanja opaženog vala o epicentralnoj udaljenosti) opazio je da se vremena za početak potresa ne mogu predočiti jednom krivuljom, nego da postoje dvije krivulje. Zaključio je da jedna krivulja pripada fazama direktnih valova u kori, a druga refraktiranim valovima s diskontinuiteta između kore i gornjeg plašta, odnosno radi se o dvije faze istog vala koje su do seizmoloških postaja putovale različitim stazama. Diskontinuitet je kasnije, u njegovu čast, nazvan Mohorovičićev diskontinuitet ili skraćeno Moho (Mohorovičić, 1910). Od tada do danas razvijeno je mnoštvo geofizičkih metoda za određivanje Zemljine strukture na temelju seizmičkih valova. Mogu se koristiti različite komponente seizmičkog zapisa: vrijeme putovanja, amplituda vala, valni spektar ili cijeli valni oblik. Raspored prijelnika može biti duž određenog profila ili na većoj površini, a izvori valova mogu biti bliski ili daleki u odnosu na prijelnike te umjetni ili prirodni. Niz metoda koje koriste seizmičke podatke za prikaz struktura ispod Zemljine površine spadaju pod zajednički naziv – seizmička tomografija. Metode seizmičke tomografije klasificiraju se s obzirom na korištene seizmičke podatke, horizontalno prostiranje istraživanog područja, dubinu do koje se istražuje Zemljina unutrašnjost, relativnu udaljenost izvora seizmičkih valova i mreže prijelnika i fizikalne parametre koji se određuju. U praktičnim primjenama u nazivima metoda se kombinira nekoliko tomografskih pojmova. Često korištena vrsta podataka u seizmičkoj tomografiji je vrijeme putovanja valova od izvora do prijelnika. Metoda seizmičke tomografije vremena putovanja određuje dvodimenzionalni ili trodimenzionalni model seizmičkih brzina Zemljine unutrašnjosti.

4.1 Seizmička tomografija vremena putovanja

Seizmička tomografija naziv je za skup postupaka kojima se na temelju seizmičkih podataka dobivaju saznanja o Zemljinoj unutrašnjosti. Tomografija je razvijena u medicini, a termin označava dobivanje slike tjelesnih struktura na određenoj ravnini tijela pomoću X-zrâkâ, odnosno rendgenskih zrâkâ (Lee i Pereyra, 1993). Sama riječ dolazi iz grčkog jezika (τόμος

(tomos) – presjek, γράφω (graphos) – crtanje. Seizmološka zajednica je usvojila taj izraz za prikaz strukture Zemljine unutrašnjosti pomoću seizmičkih valova. Osnovu seizmičke tomografije čini naizmjenično korištenje izravne i inverzne seizmičke metode.

Ako se neko elastično svojstvo stijena (npr. brzina) prikaže skupom parametara modela \mathbf{m} , tada je linijskom integracijom kroz model moguće predvidjeti drugi skup podataka (npr. vremena putovanja valova) \mathbf{d} , za određeni raspored izvora valova i prijemnika. Odnos definiran između podataka i parametara modela – $\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m})$, gdje je \mathbf{g} nelinearni integralni operator – predstavlja osnovu bilo koje tomografske metode. Za opaženi skup podataka \mathbf{d}_{obs} i početni model \mathbf{m}_0 , razlika $\mathbf{d}_{\text{obs}} - \mathbf{g}(\mathbf{m}_0)$ je mjera koliko dobro početni model zadovoljava opažene podatke. U većini slučajeva \mathbf{d} i \mathbf{m} su diskretni vektori velikih dimenzija. Inverzni problem u tomografiji je promjena modela \mathbf{m} s ciljem smanjenja razlike između opaženih i predviđenih podataka. Rezultat je matematički prikaz strukture modela, a točnost ovisi o više faktora: i) koliko dobro opaženi podaci zadovoljavaju pretpostavljeni model, ii) kakve su pretpostavke u parametrima modela, iii) kolike su pogreške u opaženim podacima, iv) točnost metode za proračun parametara modela $\mathbf{g}(\mathbf{m})$ i v) u kojoj mjeri podaci ograničavaju parametre modela (koliko pojedini parametar uopće utječe na podatke tj. u kojoj mjeri promjena u podacima može razlučiti promjenu nekog parametra u modelu).

Koraci potrebni za definiranje tomografske slike su sljedeći:

1. **Parametrizacija modela:** seizmički model je definiran određenim skupom nepoznatih parametara modela. Tomografske metode uglavnom zahtijevaju definiranje početnih parametara modela.
2. **Izravno modeliranje** (eng. *Forward Modeling*): izračun podataka (vremena putovanja valova) za model definiran odabranim parametrima.
3. **Inverzija:** automatsko podešavanje parametara modela s ciljem boljeg podudaranja opaženih i izračunatih vrijednosti za zadani model.
4. **Analiza stabilnosti rješenja:** temelji se na procjenama kovarijance i rezolucije dobivene prema linearnoj teoriji ili na rekonstrukciji modela korištenjem sintetskih podataka.

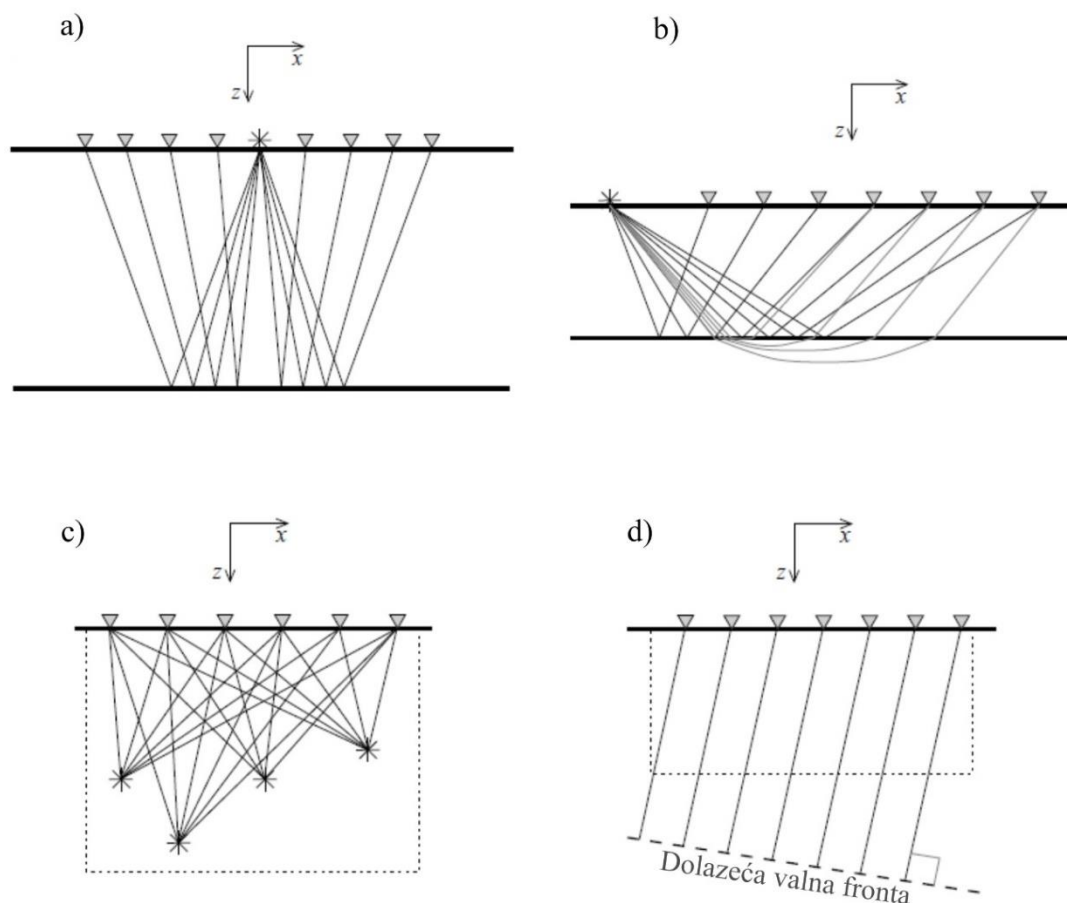
U linearnoj tomografiji izravno modeliranje se izvodi samo jednom zbog pretpostavke da na putove seizmičkih valova između izvora i prijemnika promjene parametara modela u inverziji ne utječu značajno.

Ako se uzme u obzir da je istraživani problem nelinearan (put seizmičkog vala ovisan je o brzini, tj. o strukturi modela kroz koji prolazi), koraci 2. i 3. izvode se iterativno. U nelinearnoj

tomografiji se pri svakoj iteraciji mijenjaju i putovi zraka seizmičkih valova. U istraživanjima u kojima je linearna pretpostavka u podacima opravdana, kao npr. u podacima dalekih potresa (teleseizmički podaci), koristi se linearna tomografija (Achauer, 1994). U istraživanjima kompleksnih struktura kore i litosfere, npr. metodom tomografije bliskih (lokalnih) potresa, obično se koristi nelinearni pristup (Graeber i Asch, 1999; Hole, 1992).

Prilikom tomografskog prikaza strukture kore i litosfere koriste se četiri osnovne skupine podataka (Slika 4.1): podaci reflektiranih valova malog kuta upada, refrakcijski podaci, podaci reflektiranih valova velikog kuta upada, podaci bliskih potresa i podaci dalekih potresa (teleseizmički podaci). Prednost refleksijskih i refrakcijskih tomografskih podataka je preciznost određivanja lokacije i vremena generiranja vala, kvalitetna pokrivenost podacima te saznanja o valnim oblicima izvora (Slika 4.1a i b). Nedostatak je cijena i manja dubina prodiranja koja rijetko prelazi granicu između kore i plašta.

Osnovna razlika između tomografije bliskih potresa i teleseizmičke tomografije je lokacija epicentra potresa koja je u teleseizmičkim istraživanjima udaljena i po nekoliko tisuća kilometara od prijemnika. Tomografija bliskih potresa koristi potrese čiji se epicentri nalaze unutar područja istraživanja (Slika 4.1c). Koordinate hipocentara pritom ne moraju biti precizno određene, stoga mogu biti uključene u inverziju. Relokacija hipocentara daje dodatne strukturne informacije, ali i povećava višeznačnost rješenja u postupku inverzije. Osnovna pretpostavka teleseizmičke tomografije je da su značajne lateralne promjene brzine prisutne samo na prostoru pokrivenom prijemnicima, a da se geometrija i kut upada valne fronte izvan samog modela mogu definirati 1D modelom brzina jer su putovi zraka pri ulasku u model približno vertikalni (Slika 4.1d).



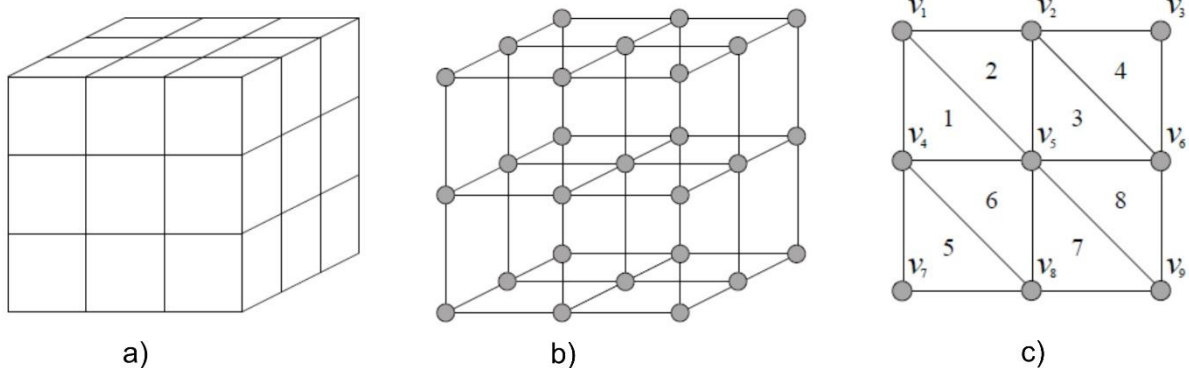
Slika 4.1 Shematski prikaz rasporeda izvora valova i prijemnika za različita seizmička istraživanja. Zvezdice predstavljaju izvore valova, trokutići prijemnike; a) refleksijska istraživanja malog kuta upada b) refrakcijska i refleksijska istraživanja velikog kuta upada c) **istraživanje tomografijom lokalnih potresa** – izvori valova nalaze se unutar područja istraživanja (točkasta linija) d) teleaseizmička istraživanja – izvori valova (potresi) nalaze se izvan područja istraživanja (Rawlinson i Sambridge, 2003a).

Najčešće korištena metoda seizmičke tomografije je tomografija vremena putovanja seizmičkih valova kojom se određuje distribucija brzina u podzemlju na temelju vremena putovanja vala od izvora do prijemnika. Vremena putovanja povezana s prvim nailascima mogu se lako i pouzdano odrediti, dok npr. inverzija amplituda refleksijskih podataka često komplicira interpretaciju jer reflektirani valovi dolaze kao kasniji nailasci i teže ih je precizno očitati na seizmogramu. Prostorna distribucija brzina u modelu najčešće se prikazuje blokovima konstantne brzine (ili sporosti, tj. inverzne brzine) ili čvorovima brzine koji su povezani funkcijom interpolacije. Način na koji je seizmička struktura predstavljena u tomografskom modelu vrlo je važan, ne samo zato jer nameće ograničenja struktura koje se mogu razlučiti, nego i zato što utječe na izravno modeliranje i inverziju.

4.1.1 Parametrizacija modela

Vrijeme putovanja seizmičkog vala između izvora i prijemnika ovisi isključivo o brzini medija kroz koji se val širi. Stoga se u seizmičkoj inverziji istraživano područje predstavlja modelom brzine. Postoji mnogo različitih načina za parametrizaciju modela, a ovdje su spomenuti najčešći. Izbor za najpogodniju parametrizaciju modela ovisi o već poznatim informacijama, poput postojanja rasjeda ili drugih ploha (diskontinuiteta), zatim o karakteru diskontinuiteta (refleksi, konverzije faza), pokrivenosti prostora podacima, te naposljetku o mogućnostima same metode.

Blokove konstantne brzine moguće je lako definirati (Slika 4.2a), a rezultiraju linearnim putanjama zrakā unutar svakog bloka. Međutim, granice između blokova različitih brzina su oštre te postoje nagli prijelazi, a to nije najbolji izbor za prikazivanje uglavnom blagih promjena brzina unutar struktura koje se nalaze u podzemlju. Ipak, ako se koristi veliki broj blokova i ograniči veličina promjene brzine između susjednih blokova, moguće su realne vrijednosti kontinuirano promjenjivog polja brzine (Rawlinson i Sambridge, 2003a). Prikazivanje modela blokovima se izbjegava u slučaju izrazitih zakrivljenosti putanja zrakā, što je očekivano u dubokim refrakcijskim istraživanjima i u tomografiji lokalnih potresa. Alternativa prikazivanju strukture blokovima je definiranje brzina u čvorovima pravokutne mreže, zajedno s pripadajućom metodom interpolacije (Slika 4.2b).



Slika 4.2 Parametrizacija modela brzine a) blokovima konstantnih brzina, b) mrežom čvorova i c) mrežom trokuta konstruiranom za ćelije konstantnih gradijenata brzine (White, 1989) v_1, v_2 , itd. su brzine u vrhovima blokova.

Jedan od prvih primjera ovog pristupa u tomografiji lokalnih potresa bio je rad Thurbera (1983). Brzina se u bilo kojoj točki (x, y, z) unutar pravokutne mreže čvorova, može opisati trilinearnom interpolacijskom funkcijom:

$$v(x, y, z) = \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{z=1}^2 V(x_i, y_j, z_k) \left(1 - \left| \frac{x - x_i}{x_2 - x_1} \right| \right) \left(1 - \left| \frac{y - y_j}{y_2 - y_1} \right| \right) \left(1 - \left| \frac{z - z_k}{z_2 - z_1} \right| \right) \quad (4.1)$$

gdje su $V(x_i, y_j, z_k)$ vrijednosti brzina u osam čvorova koji okružuju točku (x, y, z) . Ova funkcija osigurava neprekinutost polja brzine kroz model i promjene gradijenata brzine od ćelije do ćelije. To znači da je svaka točka unutar ćelije definirana s osam točaka koje opisuju ćeliju, a funkcija brzine je neprekidna, ali nije svugdje diferencijabilna.

Funkcije interpolacije višeg reda koriste se ako polje brzina treba imati neprekidne derivacije i prvog i drugog reda, što zahtijevaju neke od metoda trasiranja puta zrake. Jedna od takvih funkcija je i kubična spline funkcija (Slika 4.3) za opisivanje polja sporosti unutar mreže čvorova u 3D sfernim koordinatama (Thomson i Gubbins, 1982):

$$s(r, \theta, \phi) = \sum_{i=1}^4 \sum_{j=1}^4 \sum_{k=1}^4 S_{ijk} C_i(R) C_j(\Theta) C_k(\Phi) \quad (4.2)$$

gdje su S_{ijk} vrijednosti sporosti ($1/v$) u čvorovima mreže dimenzija $4 \times 4 \times 4$ koja okružuje točku (r, θ, ϕ) . $C_i(R)$, $C_j(\Theta)$ i $C_k(\Phi)$ su kardinalne bazne funkcije, odnosno krivulje koje su spojene tako da tvore veću krivulju. Varijable R , Θ i Φ su lokalne koordinate s obzirom na maksimum odgovarajuće kardinalne funkcije, mjerene u jedinicama razmaka čvorova. Mnogo je tipova spline funkcija koje se mogu koristiti za interpolaciju.



Slika 4.3 Funkcija spline interpolacije.

Kubična B-spline funkcija interpolacije razlikuje se od konvencionalne kubične spline interpolacije po tome što krivulja ne mora nužno prolaziti kroz čvorove i definirana je lokalno, što je velika prednost za lokalnu interpolaciju i modifikaciju krivulje, odnosno omogućava lokalnu deformaciju (promjena u jednom čvoru utječe samo na čvorove u blizini).

White (1989) opisuje metodu parametrizacije modela u 2D refrakcijskoj tomografiji koja je kompromis između parametrizacije blokovima i mrežom. Metoda koristi ćelije konstantnog gradijenta brzine (Slika 4.2c), a brzina unutar svake ćelije je dana s:

$$v(x, y) = v_0 + (x - x_0)\nabla_x v + (z - z_0)\nabla_z v \quad (4.3)$$

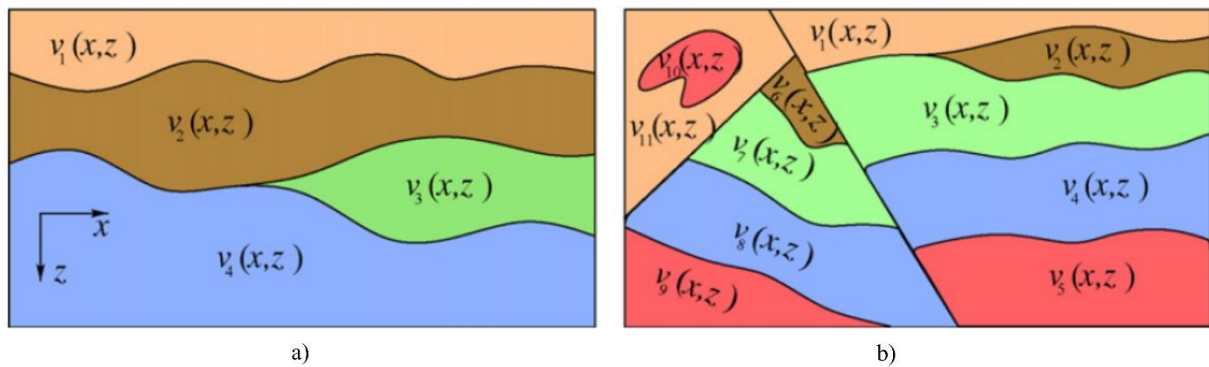
gdje su v_0 , $\nabla_x v$ i $\nabla_z v$ određeni pomoću brzina u vrhovima trokuta (npr. unutar trokuta označenog s brojem 2 na slici 4.2c: $v_0 = v_1$, $\nabla_x v = (v_2 - v_1)/\Delta x$, $\nabla_z v = (v_5 - v_2)/\Delta z$, gdje su Δx i Δz horizontalne i vertikalne dimenzije ćelije). Kod ove metode interpolacije putanja zrake može se odrediti analitički unutar svake ćelije. Međutim, prekinutost gradijenta brzine na granicama ćelija može rezultirati poteškoćama u pronalaženju puta zrake između izvora i prijemnika.

Umjesto parametrizacije blokovima ili čvorovima mreže u prostornoj domeni, moguće je koristiti i valnu domenu primjenom spektralne parametrizacije. Taj način se češće koristi u globalnim modelima koji uključuju globalne skupove podataka, a može se koristiti i za modele na lokalnoj ili regionalnoj razini. Jedan pristup spektralne parametrizacije za prikaz sporosti $s(\mathbf{r})$ (u 2D) koristi skraćeni oblik Fourierovog niza (Wang i Pratt, 1997):

$$s(\mathbf{r}) = a_{00} + \sum_{m=1}^N [a_{m0} \cos(\mathbf{k} \cdot \mathbf{r}) + b_{m0} \sin(\mathbf{k} \cdot \mathbf{r})] + \sum_{m=-N}^N \sum_{n=1}^N [a_{mn} \cos(\mathbf{k} \cdot \mathbf{r}) + b_{mn} \sin(\mathbf{k} \cdot \mathbf{r})] \quad (4.4)$$

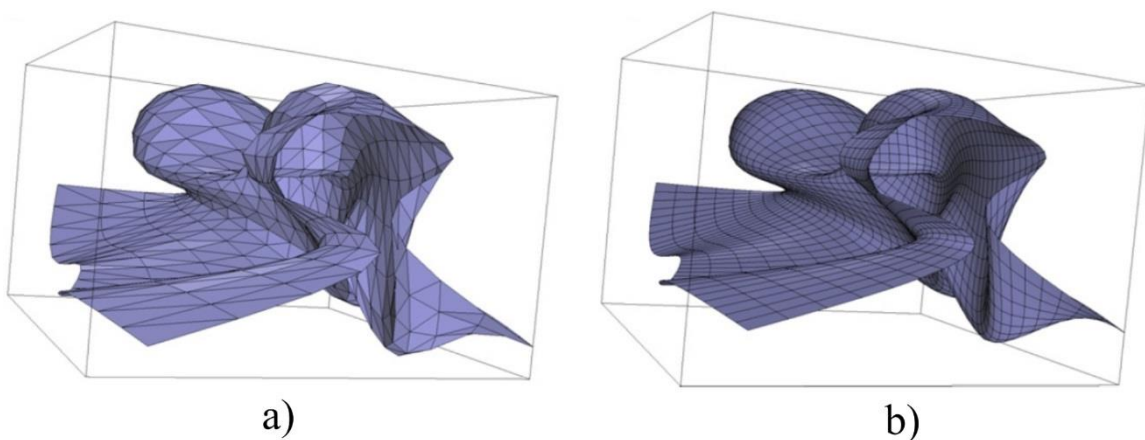
U jednadžbi, $\mathbf{r} = x\mathbf{i} + z\mathbf{j}$ i $\mathbf{k} = m\pi k_0\mathbf{i} + n\pi k_0\mathbf{j}$ su vektor položaja i vektor valnog broja, a a_{mn} i b_{mn} koeficijenti amplitude (m, n) -tog harmonijskog izraza koji postaju nepoznanice u koraku inverzije. Iako je ova funkcija beskonačno derivabilna, i izglađenost joj se može kontrolirati brojem harmonijskih izraza N u jednadžbi (4.4), globalnog je karaktera u smislu da podešavanje bilo kojeg koeficijenta amplitude utječe na cijeli model.

Kada je u seizmičkoj tomografiji potrebno prikazati diskontinuitete model se prikazuje sub-horizontalnim slojevima (Slika 4.4a). Relativna jednostavnost ovakvog prikaza strukture čini ga pogodnim za brzo i robusno predviđanje podataka u koraku izravnog modeliranja, a također omogućuje i izračun kasnijih faza. Međutim, gdje je pokrivenost podacima gusta, složenu pri površinsku zonu s izrazitim promjenama brzine (npr. prisutnost rasjeda) često treba točno prikazati te je tada ovakva parametrizacija previše restriktivna. Drugi pristup je podjela modela na blokove nepravilnog oblika (Slika 4.4b) unutar kojih se brzina mijenja blago u slojevima te naglo na granicama slojeva. Ovakva parametrizacija omogućuje prikaz većine geoloških tijela (npr. rasjedi, bore, leće, navlake intruzije itd.), ali čini izravno modeliranje i inverziju mnogo kompliciranijim.



Slika 4.4 Shematski prikaz modela a) lateralno kontinuirani slojevi unutar kojih su blage promjene brzine b) složenija struktura koju čine nepravilni blokovi. Funkcije brzine $v_i(x, z)$ opisuju promjene brzine unutar sloja (Rawlinson i dr., 2010).

Problemi koji se tiču parametrizacije brzine vrijede i za parametrizaciju diskontinuiteta te se uglavnom za prikaz diskontinuiteta koriste matematičke funkcije analogne onima za prikaz modela brzine. U 2D prikazu mogu se koristiti linearni segmenti, a u 3D trokutasta mreža (Slika 4.5a). Ploha diskontinuiteta može biti definirana mrežom čvorova na određenoj dubini s pripadajućom funkcijom interpolacije (Slika 4.5b). Poput prikaza brzine, za diskontinuitete je također prikladna spektralna parametrizacija, pa npr. Wang i Houseman (1994) opisuju diskontinuitet koristeći skraćeni oblik Fourierovog niza gdje broj harmonijskih izraza kontrolira fleksibilnost diskontinuiteta. Kao i kod modela brzine i ovdje vrijedi problem globalnog karaktera parametrizacije.



Slika 4.5 Parametrizacija plohe a) trokutastom mrežom b) kubičnim B-spline funkcijama (Rawlinson i dr., 2010).

Vrijedi napomenuti da se povremeno koristi i nepravilna parametrizacija modela. U istraživanjima koja koriste prirodne izvore valova, pokrivenost podacima može biti vrlo heterogena, što znači da postignuta rezolucija neće biti ista u svim dijelovima modela. Mogućnost podešavanja parametrizacije modela s obzirom na pokrivenost podacima može imati određene prednosti, npr., povećanu računalnu učinkovitost (manje nepoznanica), poboljšanu stabilnost inverznog problema i pouzdanije određivanje struktura (npr. Spakman i Bijwaard, 2001; Rawlinson i Sambridge, 2003b; Sambridge i Faletič, 2003; Sambridge i Rawlinson, 2005; Bodin i dr., 2009). Nepravilna parametrizacija je najčešće adaptivna parametrizacija, što znači da se u procesu inverzije mijenja i sama parametrizacija modela. Ne postoji savršeno rješenje za problem parametrizacije modela. Parametrizacija modela utječe na rješenje i na kvalitetu rješenja. Standardni testovi rezolucije daju informacije o kvaliteti rješenja pod pretpostavkom da je parametrizacija optimalna. Kao najbolji način za procjenu utjecaja parametrizacije pokazali su se sintetski testovi odnosno strukturno prekondicioniranje. Uspoređuju se rješenja rekonstrukcije dva ista inicijalna modela brzine, ali različito parametrizirana (Rawlinson i Spakman, 2016).

4.1.2 Izravno modeliranje (eng. *Forward Modeling*)

Seizmička tomografija može koristiti jednu ili više informacija iz seizmičkog zapisa, uključujući vrijeme putovanja vala, amplitudu, frekvenciju ili puni valni oblik. Potreba za točnim predviđanjima ovih informacija potaknula je razvoj velikog broja metoda izravnog modeliranja. Kada se radi o tomografiji vremena putovanja, izravno modeliranje se odnosi na proračun vremena putovanja seizmičkih valova za zadani raspored izvora i prijemnika koji se nalaze unutar modela zadanih brzina. Postoji više putova zraka između izvora vala i prijemnika, a obično se traži put koji ima najmanje vrijeme putovanja vala zato što je prve nailaske lakše pouzdano identificirati na seizmogramu. Vrijeme putovanja seizmičkog vala između izvora vala I i prijemnika P dano je integralom:

$$t = \int_I^P \frac{1}{v(\mathbf{x})} dl \quad (4.5)$$

gdje je dl diferencijalna duljina puta, \mathbf{x} je vektor položaja i v je brzina. Put seizmičkog vala ovisi o brzini. Za rješenje ovog integrala put mora biti poznat. Širenje valne fronte u elastičnom mediju može se opisati eikonolnom jednačinom:

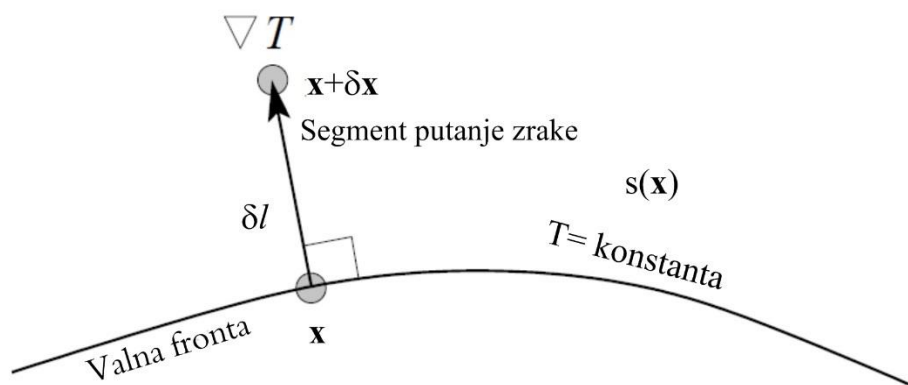
$$(\nabla_{\mathbf{x}} T)^2 = \frac{1}{[v(\mathbf{x})]^2} \quad (4.6)$$

gdje je T vrijeme putovanja valne fronte. Pri ovakvom opisu širenja vala vrijedi pretpostavka velike frekvencije, tj. da je valna duljina vala puno manja od seizmičkih heterogenosti medija kroz koji prolazi.

Zraka u bilo kojoj točki valne fronte predstavlja normalu na valnu frontu (Slika 4.6) Jednačina koja opisuje geometriju putanje zrake može se izvesti iz eikonolne jednačine promatrajući koliko mala promjena u vremenu dt utječe na točku \mathbf{x} na valnoj fronti. Rezultantna jednačina zrake je (Aki i Richards, 1980):

$$\frac{d}{dl} \left(\frac{1}{v(\mathbf{x})} \frac{d\mathbf{x}}{dl} \right) = \nabla \left(\frac{1}{v(\mathbf{x})} \right) \quad (4.7)$$

Može se koristiti za opisivanje geometrije putanje zrake za bilo koje polje brzine $v(\mathbf{x})$.



Slika 4.6 Varijable koje opisuju valnu frontu i zrake. T je vrijeme putovanja, \mathbf{x} je vektor položaja točke na valnoj fronti, l je duljina puta zrake, a $s(\mathbf{x})$ je sporost ($1/v(\mathbf{x})$).

Najjednostavniji model pretpostavlja da su putovi zraka pravocrtne linije, tj. da nema loma zrake, te da je na sve zrake primjenjiv Fermatov princip.

Posljedica jednadžbe (4.7) je Fermatov princip koji kaže da je vrijeme putovanja bilo koje proizvoljne zrake između dvije točke stacionarno za male otklone na putu zrake ($\partial t / \partial L = 0$, gdje je ∂L put zrake). Drugim riječima, put duž kojeg se integrira u jednadžbi (4.5) je onaj koji ekstremizira t .

Zadnjih desetljeća razvijen je veliki broj metoda za određivanje vremena putovanja vala između izvora i prijemnika za koje je zajednički naziv trasiranje puta zrake (eng. *ray tracing*) (Červený, 1987, 2001). Usporedno su razvijane metode praćenja čitave valne fronte temeljene na rješenjima eikonalne jednadžbe (Vidale, 1990; Qin i dr., 1992).

Ovdje će ukratko biti prikazane neke od metoda izravnog modeliranja, s naglaskom na metodu koju koristi algoritam primijenjen u ovom istraživanju.

4.1.2.1 Trasiranje puta zrake (eng. *Ray tracing*)

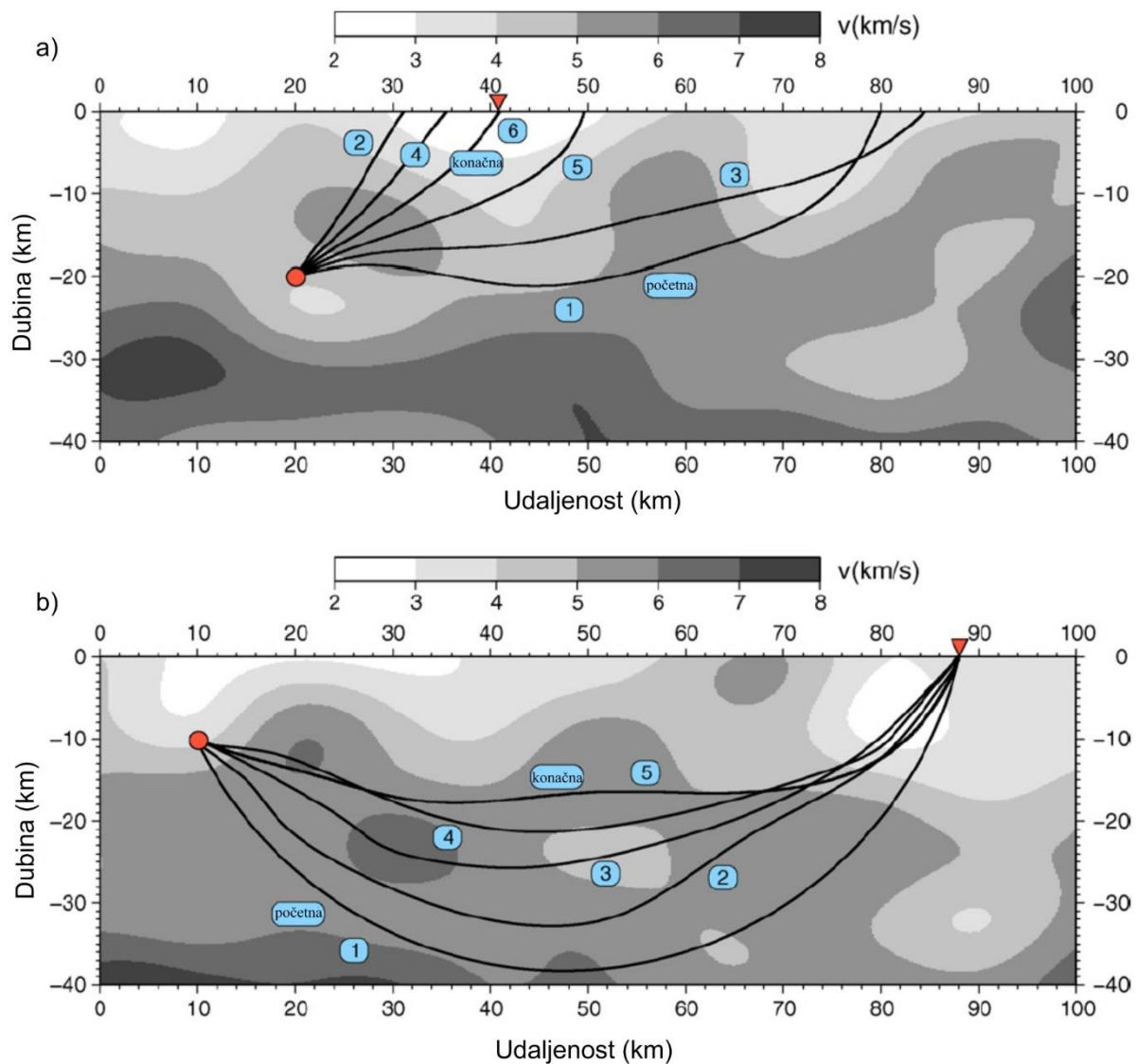
Put zrake između izvora i prijemnika točke definiran je integralom s granicama u dvije točke. Postoje dvije glavne kategorije metoda – metode gađanja (eng. *shooting method*) i metode savijanja (eng. *bending method*) koje se temelje na različitim oblicima jednadžbe (4.7).

Metode gađanja postavljaju jednadžbu zrake (4.7) kao početni problem što omogućuje praćenje puta zrake s obzirom na neki početni put. Problem trasiranja zrake između izvora i prijemnika tada postaje inverzni problem u kojem je nepoznat vektor smjera zrake, a funkcija

koju treba minimizirati je mjera udaljenosti između kraja zrake i prijemnika. Glavna poteškoća metode gađanja je nelinearnost inverznog problema koja se značajno povećava u modelima sa složenijim rasporedom brzine. Oblik jednadžbe potreban za rješavanje početnog problema ovisi o izboru parametrizacije modela brzine.

U modelu parametriziranom blokovima konstantne brzine početni problem je jednostavno riješiti (višeputnom primjenom Snellovog zakona). Analitičko trasiranje puta zrake također je moguće primijeniti u modelima s konstantnim gradijentom brzine (npr. White, 1989; Rawlinson i dr., 2001), konstantnim gradijentom $\ln v$ i konstantnim gradijentom sporosti ($1/v^n$) na n -tu potenciju (Červený, 2001). Osim u ovih nekoliko slučajeva, potrebno je numeričko rješenje jednadžbe $|\nabla T| = s$. U modelu s diskontinuitetima problem predstavlja određivanje sjecišta zrake i diskontinuiteta, osobito u slučaju kompliciranih struktura. Za takav problem razvijene su brojne metode (npr. Sambridge, 1990; Virieux and Farra, 1991; Rawlinson i dr., 2001).

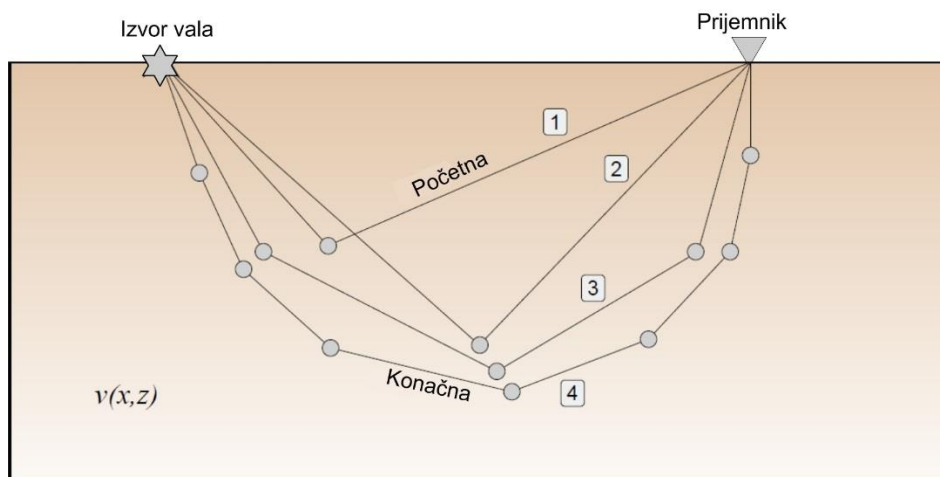
Problem graničnih vrijednosti najčešće se rješava iterativnim nelinearnim pristupom. Pretpostavljena početna putanja zrake se mijenja dok se ne „pogodi“ željena lokacija prijemnika (Slika 4.7a).



Slika 4.7 Princip a) metode gađanja (putanja početne zrake se iterativno prilagođava dok zraka ne prođe dovoljno blizu prijemnika) b) metode savijanja (geometrija početnog puta zrake se prilagođava dok ne zadovolji Fermatov princip) (Rawlinson i dr., 2010).

U okviru metoda savijanja put zrake između dvije točke podešava se sve dok to ne postane stvarna putanja zrake, tj. dok ne zadovoljava Fermatov princip (Slika 4.7b). Uobičajeni pristup ove grupe metoda je formuliranje graničnih vrijednosti jednačbom (4.7) koja se onda rješava iterativno. Julian i Gubbins (1977) su razvili metodu savijanja u kontinuiranom 3D modelu brzine, rješavanjem sustava diferencijalnih jednačbi prvog reda. Pereyra i dr. (1980) proširuju metodu kako bi bila primjenjiva u modelima s diskontinuitetima brzine. Um i Thurber (1987) razvili su metodu pseudo-savijanja (eng. *pseudo-bending*) za rješavanje problema spajanja dvije točke u trodimenzionalnom okruženju. Metoda pseudo-savijanja nema direktno rješenje jednačbe zrake već je put zrake definiran skupom linearno interpoliranih točaka (Slika 4.8). Početni put zrake je definiran s tri točke koje su linearno interpolirane. Tada se mjesto

središnje točke iterativnim postupkom premješta dok vrijeme putovanja ne zadovolji određeni kriterij konvergencije. Segment puta između redefinirane središnje točke i početnih točaka se raspolovi, čime se dobije nova središnja točka unutar svakog segmenata. Čitav postupak se ponavlja dok promjena u vremenu putovanja između iteracija ne zadovolji kriterij konvergencije.



Slika 4.8 Princip metode pseudo-savijanja prema Um i Thurber (1987). Početna zraka je definirana s tri točke. Središnja točka se u procesu inverzije pomiče dok se približno ne zadovolji jednačba zrake. Broj dijelova puta zrake se udvostručuje i postupak se ponavlja. Na slici su shematski prikazane tri iteracije (modificirano prema Rawlinson i dr., 2008).

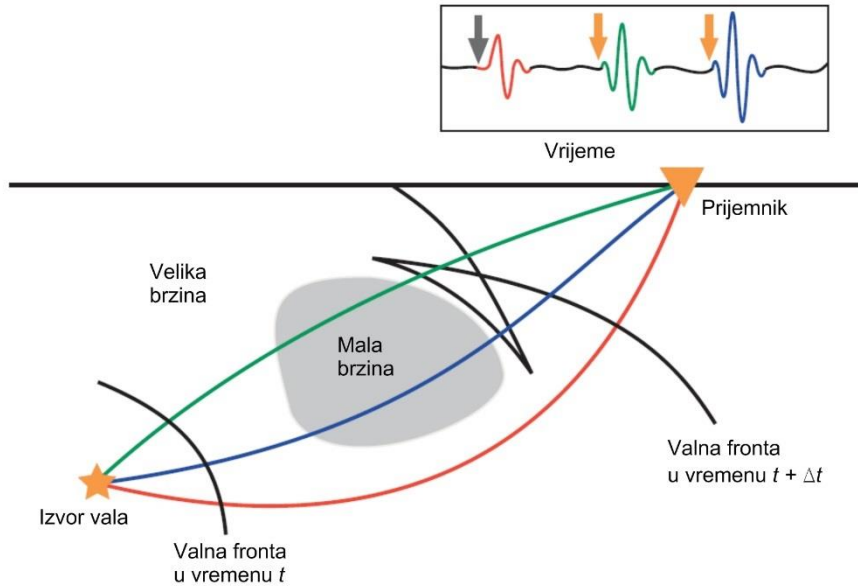
Zhao i dr. (1992) prilagodili su metodu pseudo-savijanja za proračun puta zrake u modelima s diskontinuitetima brzine. Neke od točaka kojima je definiran put zrake ležat će na diskontinuitetu, a kada u postupku integracije dođe do „namještanja“ točke na diskontinuitetu, ona se premješta duž diskontinuiteta dok Snellov zakon nije zadovoljen. Koketsu i Sekine (1998) prilagodili su metodu za modele u 3D sfernim koordinatama. Metode savijanja, kao i metode gađanja, također koriste nelinearnu optimizaciju. Npr. Sadeghi i dr. (1999) razvili su metodu savijanja koja koristi genetički algoritam za globalno traženje najmanjeg vremenskog puta između dvije fiksne točke, a Dębski i Ando (2004) također koriste genetički algoritam u takozvanom spektralnom trasiranju zrakā.

Alternativa trasiranju puta zrake između dvije točke u prostoru je trasiranje čitave valne fronte, tj. površine jednakih vremena putovanja. Tim postupkom se mogu dobiti vremena putovanja od izvora do bilo koje, odnosno svih točaka u modelu. Ovaj pristup moguće je koristiti kod modela parametriziranih mrežom točaka pa se još koristi i naziv mrežne metode.

4.1.2.2 Trasiranje valne fronte

Površina jednakih vremena putovanja implicitno sadrži i položaj valne fronte kao funkciju vremena (tj. izokrone $T(\mathbf{x})$) i sve moguće trajektorije puta zrake definirane s ∇T). U usporedbi s konvencionalnim metodama gađanja i savijanja, metode temeljene na mreži imaju nekoliko prednosti: 1) većina tih metoda računa vrijeme putovanja u svim točkama modela uključujući i difrakcije u zonama sjene (Vidale, 1988); 2) nelinearnost u metodama trasiranja puta zrake znači da možda neće uspjeti konvergiranje pravoj putanji zrake, čak i u umjereno heterogenim modelima brzine, dok se trasiranje valne fronte u izrazito heterogenim modelima pokazalo vrlo stabilno; 3) mrežne metode uglavnom računaju položaj valne fronte na razini točnosti koju zahtijevaju praktični problemi, dok trasiranje puta zrake može biti neučinkovito, ako je značajna nelinearnost rješenja; 4) mrežne metode dosljedno računaju prve nailaske, dok je kod metoda trasiranja zraka često teško utvrditi da li se radi o prvom ili kasnijem nailasku. Usprkos ovim prednostima, mrežne metode imaju i određena ograničenja koja je potrebno razmotriti prije primjene: 1) točnost je funkcija razmaka čvorova mreže, npr. u 3D modelu prepolovljeni razmak čvorova mreže će povećati trajanje proračuna najmanje za faktor 8; 2) u većini metoda moguće je izračunati samo prve nailaske pa se pojave kao što je utrostručenje valne fronte ne može predvidjeti (Slika 4.9); 3) druge parametre vala (npr. amplitudu) je teško izračunati bez „izvlačenja“ točne geometrije zraka i primjene metoda trasiranja puta zraka (Rawlinson i dr., 2010).

Dvije najčešće korištene grupe metoda za proračun vremena putovanja u mreži točaka su rješenja eikonalne jednadžbe metodom konačnih razlika i metoda najkraćeg puta (eng. *Shortest Path Ray Tracing – SPR*). Algoritam izravnog modeliranja koji je korišten u ovom istraživanju primjenjuje eikonalnu mrežnu metodu trasiranja valne fronte u kompleksnom, slojevitom modelu, a koja je razvijena iz tzv. „Fast Marching“ metode ili FMM (Sethian, 1996; 1999; Sethian i Popovici, 1999; Popovici i Sethian, 2002). Detaljnije objašnjenje metode koju algoritam primjenjuje dano je u ovom potpoglavlju.



Slika 4.9 Shematski prikaz putanja zrâkâ u modelu s anomalijom male brzine. Valna fronta se utrostručuje što rezultira trima nailascima na seizmogramu. Putovi zrâkâ za prvi, drugi i treći nailazak prikazani su crvenom, zelenom i plavom bojom (Hauser i dr., 2008).

Preduvjet za metode koje trasiraju valnu frontu dao je Vidale (1988). Predložio je metodu konačnih razlika (eng. *Finite Difference* ili *FD method*) kojom se progresivno integriraju vremena putovanja u 2D, u kvadratu koji se širi (Slika 4.10).

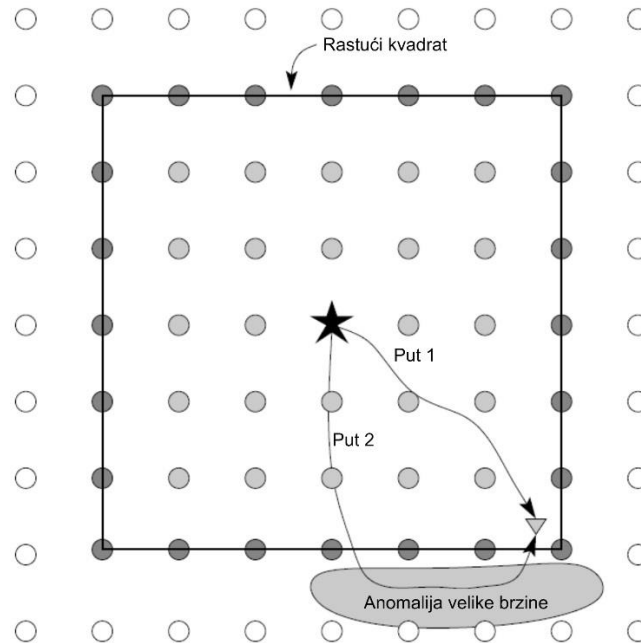
Eikonalna jednađzba (4.8) je nelinearna parcijalna diferencijalna jednađzba koja za izotropnu sredinu (3D) ima oblik:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = s^2(x, y, z) \quad (4.8)$$

Rješenja eikonalne jednađzbe $T(x,y,z)$ su vremena prvih nailazaka seizmičkog vala koji se rasprostire od izvora vala do točke (x,y,z) za unaprijed zadano polje brzina. Sa $s(x,y,z)$ je označena sporost (recipročna vrijednost brzine $s=1/v$) u točki (x,y,z) . Numeričko rješavanje eikonalne jednađzbe za poznati model brzina tj. izračunavanje vremena prvog nailaska u nekoj točki modela, radi se primjenom ekstrapolacijskih formula dobivenih metodom konačnih razlika. Parcijalne derivacije u eikonalnoj jednađzbi (2D) aproksimiraju se s izrazima:

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial x} &= \frac{T_{i,j} + T_{i,j+1} - T_{i+1,j} - T_{i+1,j+1}}{2\delta x} \\ \frac{\partial T}{\partial z} &= \frac{T_{i,j} + T_{i+1,j} - T_{i,j+1} - T_{i+1,j+1}}{2\delta z} \end{aligned} \quad (4.9)$$

određenim situacijama nestabilan. Ne može uvijek poštivati smjer širenja valne fronte, npr. moguće je da prvi nailazak mora uzorkovati model izvan kvadrata prije povratka u kvadrat da bi se točno izračunalo najkraće vrijeme putovanja (Slika 4.11). Dakle, prvi nailasci nisu uvijek zagarantirani.



Slika 4.11 Shematski prikaz situacije u kojoj metoda rastućeg kvadrata (Vidale, 1988) neće dati točno rješenje prvog nailaska. U ovoj situaciji rješenje bi bilo put 1 iako prvi nailazak prelazi put 2 (Rawlinson i dr., 2008).

Problem s mnogim eikonálnim mrežnim metodama (npr. Vidale, 1990; Qin i dr., 1992) je da imaju poteškoće kada valna fronta prvog nailaska nije svugdje diferencijabilna. To znači da valna fronta može imati diskontinuitete gradijenta (tj. ∇T u jednadžbi (4.6) nije svugdje definiran), a to je slučaj u jako heterogenim modelima brzine gdje se može pojaviti križanje valne fronte. Eikonálna jednadžba se tada ne može lako riješiti jer zahtjeva definiranje ∇T . Razvijena je eikonálna mrežna metoda, naziva Fast Marching metoda ili FMM koja prevladava taj problem i vrlo je stabilna (Sethian, 1996; Sethian i Popovici, 1999; Popovici i Sethian, 2002). FMM metoda prilikom određivanja gradijenta u eikonálnoj jednadžbi ($\nabla_x T = s(\mathbf{x})$) uzima u obzir smjer širenja informacija. Sistemski primjenjuje „uzvodnu“ (eng. *upwind*) shemu metode konačnih razlika, odnosno računa vremena putovanja u točkama koja se nalaze ispred valne fronte, koristeći se vremenima putovanja točaka kroz koje je prošla valna fronta, prema izrazu:

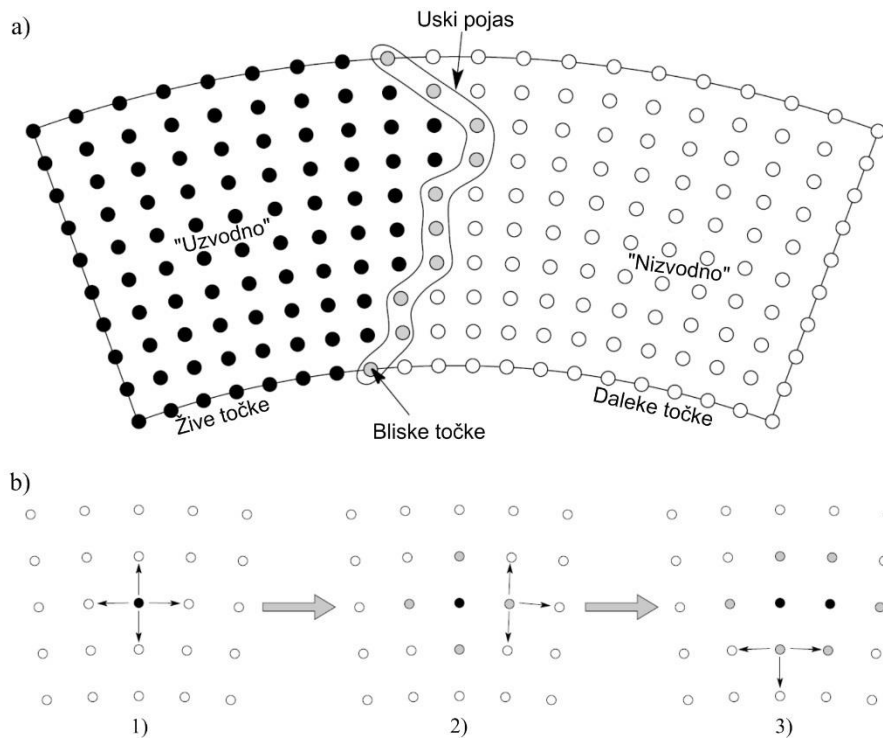
$$\left[\begin{array}{l} \max(D_a^{-x}T, -D_b^{+x}T, 0)^2 + \\ \max(D_c^{-y}T, -D_d^{+y}T, 0)^2 + \\ \max(D_e^{-z}T, -D_f^{+z}T, 0)^2 \end{array} \right]_{ijk}^{1/2} = s_{i,j,k} \quad (4.11)$$

gdje je T vrijeme putovanja, (i, j, k) varijable razmaka čvorova mreže u pravokutnom koordinatnom sustavu (x, y, z) , a cjelobrojne varijable a, b, c, d, e, f definiraju red točnosti „uzvodne“ sheme konačnih razlika u svakom od šest slučajeva. Npr. u Kartezijevom koordinatnom sustavu prva dva „uzvodna“ operatora za $D^{-x}T_i$ su:

$$\begin{aligned} D_1^{-x}T_{i,j,k} &= \frac{T_{i,j,k} - T_{i-1,j,k}}{\delta x} \\ D_2^{-x}T_{i,j,k} &= \frac{3T_{i,j,k} - 4T_{i-1,j,k} + T_{i-2,j,k}}{2\delta x} \end{aligned} \quad (4.12)$$

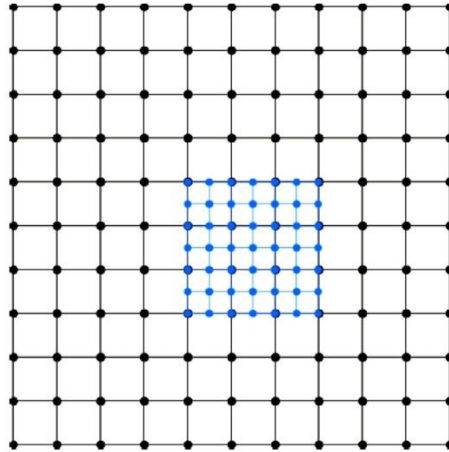
gdje je δx razmak čvorova u x smjeru. Ovi operatori se dobiju zbrajanjem proširenja Taylorovog reda za T_{i-1} i T_{i-2} .

Izraz (4.11) opisuje kako izračunati vremena putovanja u točkama koristeći poznata vremena putovanja u susjednim točkama. Redosljed napredovanja točaka, odnosno čvorova mora predstavljati širenje valne fronte, što znači od manjih prema većim vrijednostima T . Da bi se to postiglo FMM metoda koristi shemu tzv. uskog pojasa. Uski pojas je zapravo, valna fronta koja se širi, a čvorovi mreže su označeni kao „žive“, „bliske“ i „daleke“ točke (Slika 4.12a). „Žive“ točke su one za koje je vrijeme putovanja točno izračunato. „Bliske“ točke leže u uskom pojasu i imaju izračunato „probno“ vrijeme, a „daleke“ točke su one kroz koje pojas još nije prošao i za njih nije izračunato vrijeme putovanja prvog nailaska. Metoda započinje u točki izvora, gdje se računaju vremena putovanja do najbližih susjednih točaka, a točka za koju vrijedi najmanje vrijeme putovanja se tada označava kao „živa“, tj. za nju vrijedi vrijeme prvog nailaska. Sve susjedne točke ovoj točki su potom označene kao „bliske“. Vrijednosti u „bliskim“ točkama se računaju izrazom (4.11) koristeći samo „žive“ točke (koje po definiciji leže „uzvodno“ od „bliskih“ točaka) i sljedeća „bliska“ točka s najmanjim vremenom putovanja postaje „živa“. Oblik uskog pojasa se takvim napredovanjem proračuna približava obliku valne fronte prvog nailaska, a proračun napreduje kroz mrežu točaka sve dok sve točke ne postanu „žive“. Slika 4.12b prikazuje tri koraka (u 2D) napredovanja uskog pojasa od točke izvora.



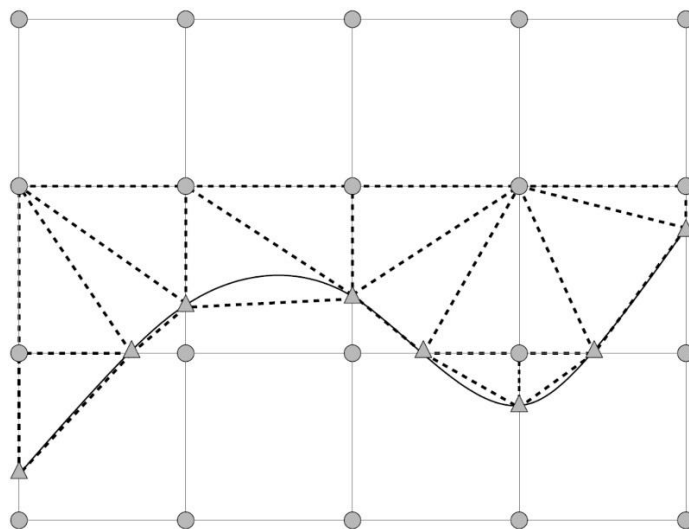
Slika 4.12 a) Princip metode uskog pojasa **b)** 3 koraka napredovanja FMM metode u 2D; 1) Počevši od izvora (crna točka), vremena nailazaka za 4 susjedne točke izračunata su izrazom 4.11; 2) Uzima se najmanja od 4 vrijednosti (sive točke), a sve susjedne točke toj točki, koje nisu „žive“, dodaju se u uski pojas „bliskih“ točaka; 3) Nakon ponovnog računanja vremena u sada šest bliskih (sivih) točaka, uzima se najmanja vrijednost za živu točku i ponovo (ili prvi put) se računa vrijeme u svim točkama koje okružuju tu točku (Sethian i Popovici, 1999; Rawlinson i Sambridge, 2004).

Rawlinson i Sambridge (2004a) su u okviru FMM metode pokazali da je greška u vremenu putovanja valne fronte najvećim dijelom nastala u blizini izvora vala. Jednostavno, zakrivljenost valne fronte u blizini izvora vala je puno veća u odnosu na razmak čvorova mreže. Pokazali su da se preciznost može uvelike povećati većom gustoćom čvorova oko izvora (Slika 4.13) i to bez velikog povećanja vremena računanja te su to implementirali u „Multistage Fast Marching“ metodu za uslojene modele s izrazito heterogenim rasporedom brzine (Rawlinson i Sambridge, 2004b).



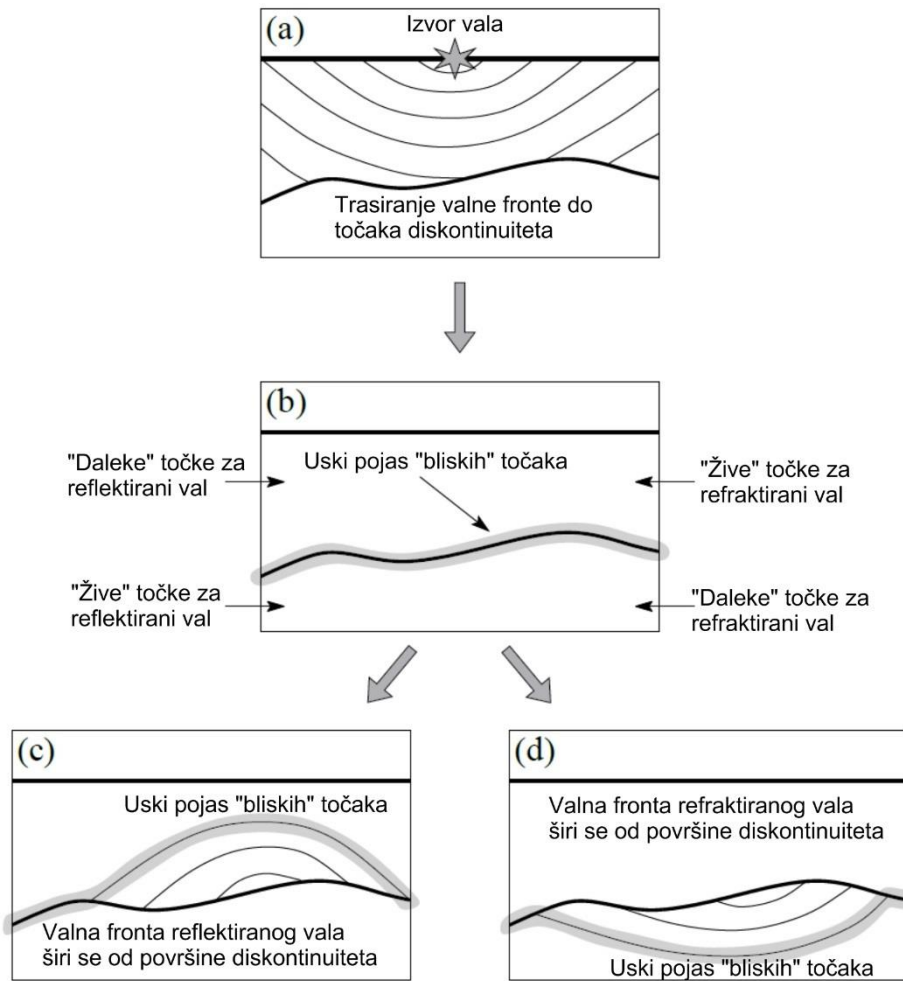
Slika 4.13 Shema 2D modela parametriziranog mrežom čvorova. Čvorovi brzine oko izvora vala prikazani su plavim točkama.

Rješenje eikonalne jednadžbe FMM metodom daje apsolutno prvo vrijeme dolaska valne fronte u svim točkama modela. Za modeliranje npr. reflektiranih valova, valna fronta mora proći kroz model barem dva puta. Granice slojeva koje se mijenjaju s dubinom uglavnom nisu u skladu s pravilnom mrežom čvorova brzine i stoga se ne mogu točno prikazati. Problem parametrizacije granica slojeva riješen je uvođenjem nepravilno postavljenih čvorova u modelu koji leže točno na diskontinuitetu. Nepravilni čvorovi diskontinuiteta povezuju se lokalno prilagodljivom trokutastom mrežom sa susjednim pravilnim čvorovima modela brzine (Slika 4.14). Prvi nailasci u nepravilnim čvorovima diskontinuiteta računaju se iz čvorova brzine koji su povezani s njima, koristeći „uzvodnu“ (eng. *upwind*) shemu (Sethian, 1999).



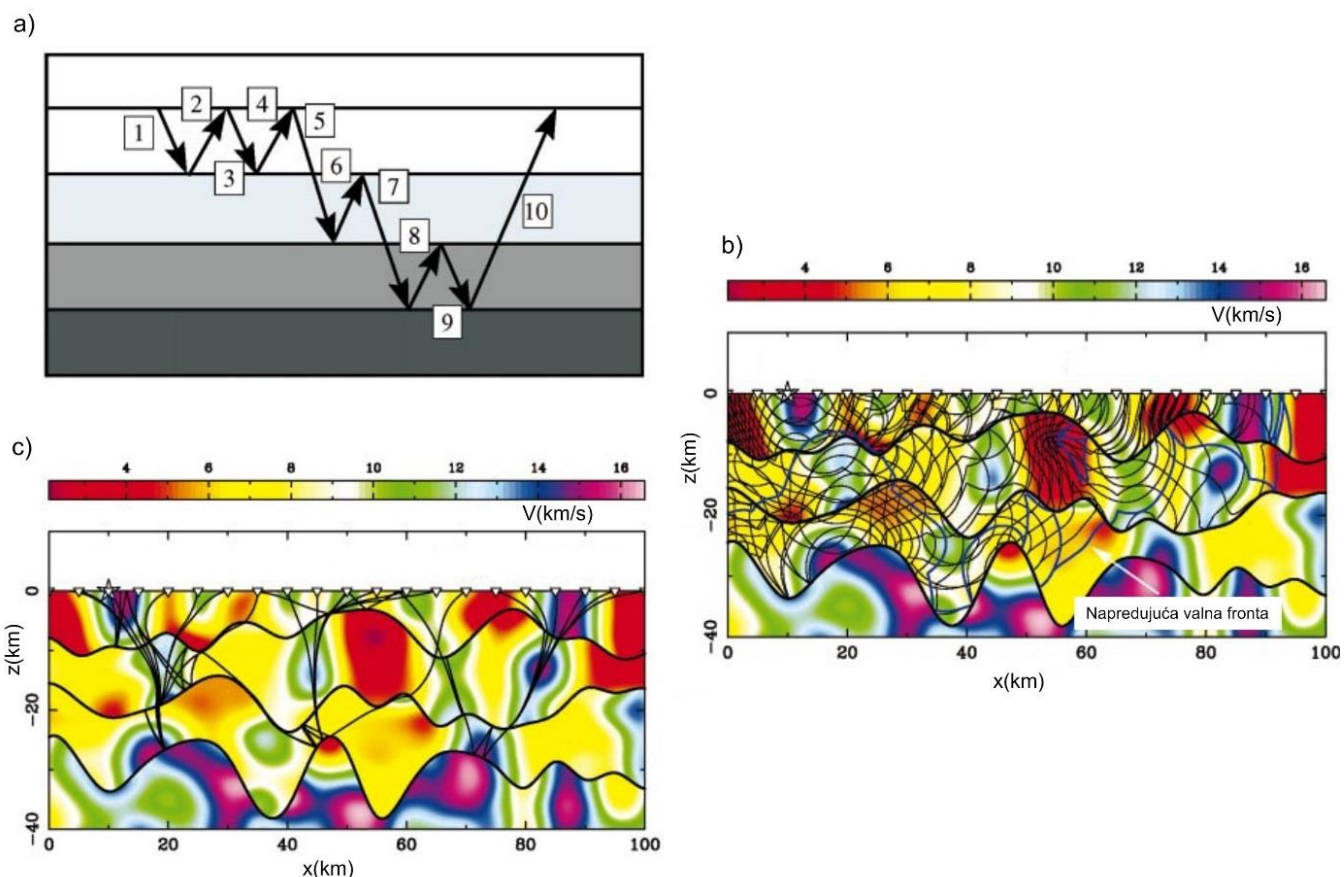
Slika 4.14 Čvorovi koji definiraju granicu slojeva (trokutići) povezani su nepravilnom trokutastom mrežom s najbližim čvorovima brzine (kružići). Granice nepravilne mreže prikazane su isprekidanom crnom linijom, a slojna granica punom crnom linijom (Rawlinson i Sambridge 2004a).

Algoritam „Multistage“ FMM omogućuje trasiranje valne fronte različitih faza (koje se sastoje od bilo kojeg broja refleksija i refrakcija) u izrazito složenim modelima brzine (Rawlinson i Sambridge 2004b). Uvjet u okviru FMM metode, koji je ključan za rješavanje eikonalne jednadžbe, zahtjeva da valna fronta kroz točku modela može proći samo jednom. Da bi se trasirala valna fronta reflektiranih valova, taj uvjet se mora prekršiti. Autori su taj problem riješili na sljedeći način. Najprije se valna fronta trasira do svih točaka na diskontinuitetu. Nakon toga, sve točke iznad diskontinuiteta označe se kao „daleke“, a sve točke na diskontinuitetu kao bliske te se ponovo pokreće FMM algoritam od točaka na diskontinuitetu (Slika 4.15a, b, c). Isti princip primjenjuje se i za refraktirane faze. U tom slučaju također se u prvom koraku izračunaju vremena putovanja u svim čvorovima diskontinuiteta kao i za reflektirani val. FMM se zatim ne pokreće ponovo od diskontinuiteta natrag u isti sloj, već u sloj s druge strane diskontinuiteta (Slika 4.15a, b, d). Ponovna inicijalizacija FMM od diskontinuiteta može se primijeniti više puta kako bi se dobilo prvo vrijeme nailaska seizmičke faze koja se sastoji od specifičnog redoslijeda refleksija i refrakcija u slojevima modela.



Slika 4.15 Princip *Multistage Fast Marching* metode. Svaki sloj predstavlja zasebnu proračunsku cjelinu u kojoj je primijenjena FMM. a) Valna fronta se širi iz izvora vala; b) čvorovi mreže na diskontinuitetu definiraju uski pojas bliskih točkaka tj. valnu frontu c) reflektirana valna fronta se širi natrag u početni sloj d) valna fronta lomljenog vala širi se slojem ispod diskontinuiteta (Rawlinson i dr., 2008).

Stabilnost metode autori su ispitali nizom primjera s jako kompliciranim modelima kakve je uglavnom nerealno očekivati u praksi. Npr. na slici 4.16 prikazano je trasiranje deseterostrukog refleksa u uslojenom modelu s lateralnim kontrastima brzine negdje većim od 8:1. Budući da je FMM metoda ograničena na određivanje samo prvih nailazaka, vidljivo je kako su putovi zrâkâ usmjereni u područja veće brzine.



Slika 4.16 Trasiranje nailaska višestrukog refleksa u modelu s velikim lateralnim promjenama brzine i dubine slojeva. a) deset grana višestrukog refleksa b) napredovanje vala prikazano je valnim frontama u intervalima 0,4 sekunde (takne linije) c) valne zrake višestrukog refleksa od izvora na površini (zvjezdica) do prijemnika – trokutići (Rawlinson i Sambridge 2004b).

De Kool i dr. (2006) su *Multistage Fast Marching* metodu u Kartezijevom koordinatnom sustavu primijenili u 3D modelima u sfernim koordinatama. Za algoritam koji koristi sferne koordinate, proračunsku domenu je potrebno definirati pomoću tri mreže. Pravilna mreža po kojoj se širi valna fronta (eng. *propagation grid*) definirana je 3D sfernim koordinatama (radijus r , širina θ i duljina ϕ). Kontinuirani model brzine definiran je također mrežom u sfernim koordinatama i trikubičnom B-spline funkcijom interpolacije, a granice slojeva određene su bikubičnom B-spline funkcijom interpolacije. Diskontinuiteti dijele model u više proračunskih domena (slojeva) te je potrebno definirati onoliko modela brzina koliko ima slojeva. FMM shema je lako prilagođena sfernom koordinatnom sustavu r, θ, ϕ (Sethian, 1999). Da bi se to postiglo „uzvodni“ operatori iz jednadžbe (4.12) zamijene se s njihovim ekvivalentima za sferni koordinatni sustav (Alkhalifah i Fomel, 2001):

$$D_1^{-r} T_{i,j,k} = \frac{T_{i,j,k} - T_{i-1,j,k}}{\delta r} \quad (4.13)$$

$$D_2^{-r}T_{i,j,k} = \frac{3T_{i,j,k} - 4T_{i-1,j,k} + T_{i-2,j,k}}{2\delta r}$$

$$D_1^{-\theta}T_{i,j,k} = \frac{T_{i,j,k} - T_{i,j-1,k}}{r\delta\theta}$$

$$D_2^{-\theta}T_{i,j,k} = \frac{3T_{i,j,k} - 4T_{i,j-1,k} + T_{i,j-2,k}}{2r\delta\theta}$$

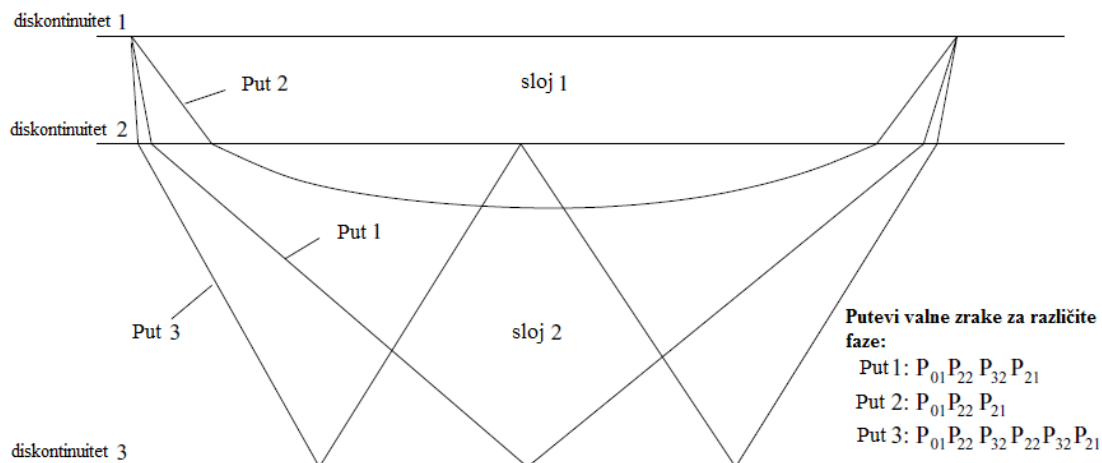
$$D_1^{-\phi}T_{i,j,k} = \frac{T_{i,j,k} - T_{i,j,k-1}}{r\cos\theta\delta\phi}$$

$$D_2^{-\phi}T_{i,j,k} = \frac{3T_{i,j,k} - 4T_{i,j,k-1} + T_{i,j,k-2}}{2r\cos\theta\delta\phi}$$

i analogno tome za D^+ operatore. U algoritam *Multistage* FMM u sfernim koordinatama autori su također implementirali novu metodu računanja vremena nailazaka u nepravilnim čvorovima koji definiraju diskontinuitete, a nalaze se unutar pravilne mreže po kojoj napreduje valna fronta (*propagation grid*). Temelji se na pretpostavci da se zakrivljena valna fronta lokalno može aproksimirati ravnom. Proračun se radi sa svim kombinacijama susjednih čvorova (do tri istovremeno) koji okružuju točku. Pretpostavka o lokalno ravnoj valnoj fronti znači da se koristi operator prvog reda točnosti koji nije točan kao operator drugog reda koji se primjenjuje u pravilnoj mreži. Međutim, to nema značajan utjecaj na točnost rezultata budući da se koristi samo u neposrednoj blizini diskontinuiteta (De Kool i dr., 2006).

Pojedina faza za koju se računa vrijeme putovanja treba imati definiran slijed diskontinuiteta i smjer širenja valne fronte. U definiranju puta valne fronte, svaki put vala između dva diskontinuiteta prikazuje se u obliku P_{nm} gdje je n početni diskontinuitet, a m dio modela između dva diskontinuiteta kroz koji se širi valna fronta (Slika 4.17). Ovdje opisana metoda izravnog modeliranja u sfernim koordinatama (De Kool i dr., 2006) daje prvi nailazak reflektiranih valova koji se šire kroz model definiranim putem. Međutim, neke reflektirane globalne faze (npr. PP faza) neće stići kao prvi nailazak. Taj problem je riješen uvođenjem procedure iniciranja *Multistage* FMM s obje strane, sa strane izvora i sa strane prijemnika, i korištenjem Fermatovog principa stacionarnog vremena za pronalazak točke refleksije.

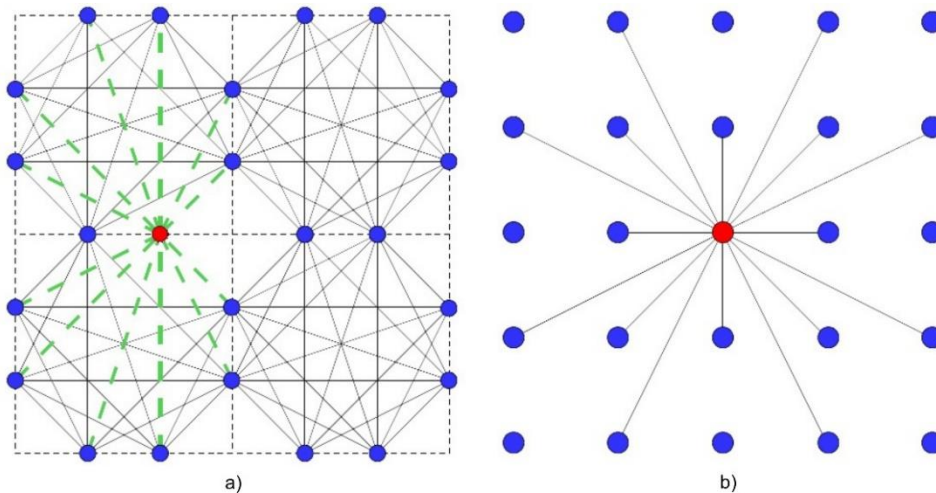
Konstrukcija puta zrake za faze koje se sastoje od više refleksija i refrakcija se izvodi integriranjem duž gradijenta vremena putovanja, za sve dijelove puta definirane za neku fazu, redoslijedom od prijemnika prema izvoru. Prednost algoritma je što u proceduri konstrukcije puta zrake može prepoznati slučajeve u kojima određeni put ne postoji za neke kombinacije izvora i prijemnika, što u procesu proračuna nije moguće prepoznati.



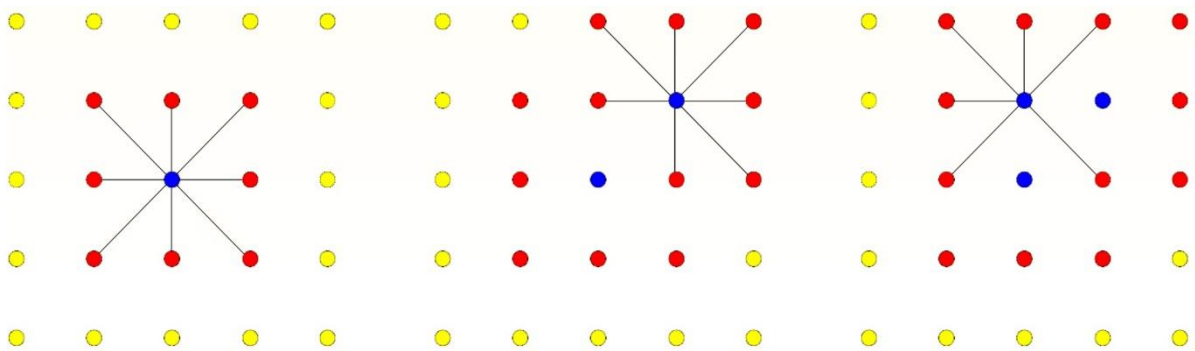
Slika 4.17 Putovi zraka nekih faza za koje Multisatge FMM može izračunati vremena nailazaka. Putovi 1 i 2 su jednostavne refleksijska i refrakcijska faza. Metoda omogućava računanje vremena i za kompleksnije faze kao što je npr. Put 3. (De Kool i dr., 2006).

4.1.2.3 Metoda najkraćeg puta (eng. Shortest Path Ray Tracing – SPR)

Metoda najkraćeg puta također spada u metode izravnog modeliranja u mreži točaka. Računa se vrijeme putovanja u svim točkama mreže definirane unutar modela brzine (Nakanishi i Yamaguchi, 1986; Moser, 1991; Zhou i Greenhalgh, 2005). Susjedni čvorovi mreže spoje se segmentima puta zrake, a za pronalazak najkraćeg vremena putovanja između izvora i prijemnika mogu se tada koristiti algoritmi slični Dijkstra algoritmu (Dijkstra, 1959). To su algoritmi koji rješavaju problem pronalaska najkraćeg puta od izvorišnog čvora do svih ostalih čvorova na grafu (mreži). Izvor vala je čvor s vremenom $t = 0$, a računa se vrijeme putovanja do svih ostalih čvorova u mreži na predefiniranom putu. Prema Fermatovom principu stacionarnog vremena, put s najkraćim vremenom putovanja između dvije točke odgovara stvarnom putu zrake. Ako je model brzine definiran s ćelijama konstantne brzine, čvorovi se smještaju na granice između ćelija (Slika 4.18a). Drugi način je korištenje pravilne mreže čvorova brzine i formiranje linearnih veza između susjednih čvorova (Slika 4.18b). Vrijeme putovanja između dva čvora, npr., A i B, tada će biti aproksimirano s $t = d(s_A + s_B)/2$ gdje su s_A i s_B sporost u čvorovima A i B, a d udaljenost među čvorovima (Moser, 1991).



Slika 4.18 a) Primjer mreže najkraćeg puta u mreži ćelija konstantne brzine. Dvije točke su smještene na granici svake ćelije brzine. Zelene isprekidane linije označavaju veze jednog čvora. b) Primjer mreže najkraćeg puta u mreži čvorova gdje je maksimalni broj veza jednog čvora 16 (Rawlinson i dr., 2008).

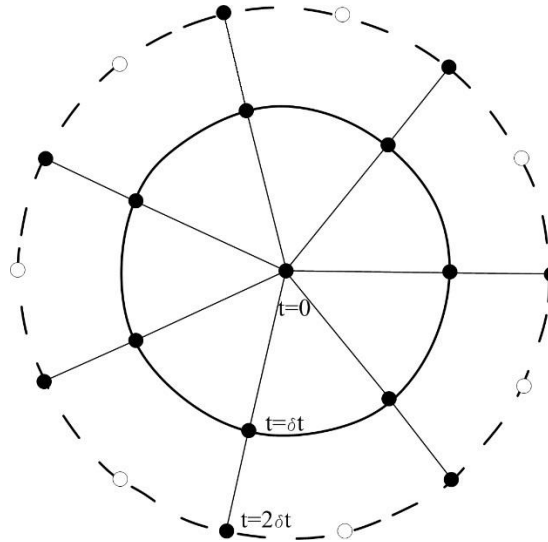


Slika 4.19 Tri iteracije sheme najkraćeg puta korištenjem 8 veza u jednoj točki. Plave točke imaju poznata vremena putovanja, crvene točke imaju probna vremena putovanja, a u žutim točkama vremena još nisu izračunata (Rawlinson i dr., 2008).

Povećanjem gustoće čvorova povećava se i rezolucija. Odnosno, što su kutovi između susjednih veza čvorova manji, put zrake se može točnije prikazati. Princip metode prikazan je na slici 4.19 iz koje je jasno uočljiva sličnost s FMM metodom. Točnost eikonalne mrežne metode je također funkcija gustoće mreže. Obje metode računaju vremena putovanja u svim točkama modela. Ova metoda također može biti prilagođena za praćenje reflektiranih i refraktiranih faza na vrlo sličan način kao i FMM metoda (Rawlinson i dr., 2008).

Većina metoda izravnog modeliranja ograničena je na praćenje jedne ili nekoliko vrsta valova između dvije točke. U slučajevima složenih modela brzine može doći do samopresijecanja valne fronte (eng. *multipathing*). To znači da kroz istu točku prolazi više od jedne valne zrake. Spomenute metode ne mogu se koristiti za izračun svih mogućih nailazaka, ali u

zadnjih 15-tak godina razvijaju se tehnike konstrukcije valne fronte koje to omogućuju. Metode konstrukcije valne fronte predstavljaju valnu frontu skupom točaka i konstruiraju novu valnu frontu u vremenu $t_i + \delta t$ iz prethodne valne fronte u vremenu t_i , pomoću početnog vremena i interpolacije (Slika 4.20).



Slika 4.20 Shematski prikaz konstrukcije valne fronte prema Vinje i dr. (1993). Pri svakoj iteraciji, nova valna fronta (isprekidana linija) konstruirana je trasiranjem puta zrake iz prethodne valne fronte (puna linija) i interpolacijom novih točaka (prazni kružići).

Metoda se može primijeniti u 3D anizotropnim modelima i omogućuje proračun amplituda i sintetskih seizmograma. Glavni izvor greške dolazi iz interpolacijskog koraka kako se valna fronta u vremenu širi i izobličava. Jednostavno korištenje mjerenja udaljenosti može unijeti nestabilnost u proces jer valne fronte zbog heterogenosti brzine mogu sadržavati značajne nepravilnosti (npr. utrostručenje). Kako bi gustoća točaka na valnoj fronti bila konstantna, Hauser i dr. (2008) koriste interpolacijski kriterij zasnovan na udaljenosti između susjednih točaka u reduciranom faznom prostoru. U reduciranom faznom prostoru utrostručenje valne fronte odmotava se u glatku krivulju, što dodavanje točaka čini puno jednostavnijim zadatkom. Metode konstrukcije valne fronte još uvijek nisu česte u praktičnim primjerima u tomografskim istraživanjima iako imaju niz primjena. Npr. Hauser i dr. (2008) istražuju primjenu konstrukcije valne fronte u seizmičkoj tomografiji i zaključuju da postoji potencijal značajnog poboljšanja tomografskih rezultata, pogotovo u sredinama malih seizmičkih brzina koje su slabo ograničene prvim nailascima. Koju metodu izravnog modeliranja primijeniti u praksi, ovisit će o više faktora: o količini i tipu podataka, stabilnosti metode, složenosti pretpostavljenog modela, očekivanoj rezoluciji itd.

4.1.3 Rješavanje inverznog problema

Korak inverzije u seizmičkoj tomografiji podrazumijeva podešavanje parametara modela \mathbf{m} (dubine diskontinuiteta, brzine, lokacije hipocentara) kako bi se zadovoljili opaženi podaci \mathbf{d}_{obs} (vremena putovanja vala od izvora do prijemnika), a postupak podliježe određenim ograničenjima odnosno regulaciji. Jedna od glavnih poteškoća u rezultatima dobivenim tomografskom inverzijom je višeznačnost rješenja. Postavlja se pitanje kako se odlučiti za interpretaciju jednog modela kada niz modela u jednakoj mjeri zadovoljava opažene podatke. U tu svrhu se u proces inverzije uvode određeni postupci regulacije kako bi se smanjio broj mogućih rješenja koja zadovoljavaju opažene podatke. Osim višeznačnosti rješenja najčešće je prisutna i nelinearnost inverznog problema. To se svakako odnosi na najčešći oblik seizmičke tomografije – tomografiju vremena putovanja s ciljem određivanja modela brzine. Vrijeme putovanja vala i sporost (recipročna vrijednost brzine) linearno su ovisni za dani put, ali ovisnost puta o brzini, koja se mijenja u inverziji, je nelinearna i oblika:

$$t = \int_{L(v)} \frac{1}{v(\mathbf{x})} dl \quad (4.14)$$

L je put zrake, a $v(\mathbf{x})$ polje brzine. Obično se u tomografiji vremena putovanja usvaja pretpostavka linearnosti jer se može pokazati da put zrake nije značajno promijenjen pri promjeni modela u koraku inverzije. Ako je promjena brzine $\delta v(\mathbf{x})$ u odnosu na početnu brzinu $v_0(\mathbf{x})$ takva da je $v(\mathbf{x}) = v_0(\mathbf{x}) + \delta v(\mathbf{x})$, onda i put zrake i vrijeme putovanja moraju biti promijenjeni u novom polju brzine $v(\mathbf{x})$. Ako je put $L(v) = L_0 + \delta L$ gdje je L_0 put unutar $v_0(\mathbf{x})$ i $t = t_0 + \delta t$, gdje je t_0 vrijeme putovanja duž L_0 unutar $v_0(\mathbf{x})$, vrijeme putovanja u $v(\mathbf{x})$ može se pisati:

$$t = \int_{L_0 + \delta L} \frac{1}{v_0 + \delta v} dl \quad (4.15)$$

Izraz u jednadžbi (4.15) moguće je proširiti pomoću geometrijskog niza:

$$\frac{1}{v_0 + \delta v} = \frac{1/v_0}{1 - (-\delta v/v_0)} = \frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} + \frac{\delta v^2}{v_0^3} - \dots \quad (4.16)$$

Supstitucijom izraza (4.16) u izraz (4.15) i odbacivanjem članova viših redova, dobije se:

$$t = \int_{L_0+\delta L} \frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} dl + O(\delta v^2) \quad (4.17)$$

što se može razdvojiti kao:

$$t = \int_{L_0} \frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} dl + \int_{\delta L} \frac{1}{v_0} - \frac{\delta v}{v_0^2} + O(\delta v^2) \quad (4.18)$$

Prema Fermatovom principu stacionarnog vremena uzima se da je drugi integral u ovoj jednadžbi jednak nuli ($\partial t / \partial L = 0$). Budući da je $t = t_0 + \delta t$ tada je promjena vremena putovanja zbog promjene brzine:

$$\delta t = - \int_{L_0} \frac{\delta v}{v_0^2} dl + O(\delta v^2) \quad (4.19)$$

Implikacija ove jednadžbe je da će za promjenu brzine duž puta zrake, promjena vremena putovanja izračunata duž originalnog puta biti prvog reda točnosti.

Konačno rješenje, tj. model kojeg smo odabrali za interpretaciju je onaj za koji je postignuta ravnoteža između podudaranja opaženih i izračunatih podataka (prema nekoj mjeri, kao npr. χ^2 ili RMS pogreška) i utjecaja regulacije (npr. izgladivanja). Kao i za rješavanje problema izravnog modeliranja, za rješavanje inverznog problema je razvijeno više metoda. U ovom istraživanju je primijenjen algoritam koji koristi metodu inverzije potprostora (eng. *subspace inversion method*), koja spada u metode gradijenata. Dan je kratak pregled najčešćih metoda inverzije, a naglasak je na korištenoj metodi.

4.1.3.1 Povratna projekcija (eng. *Back-projection – BP*)

Cilj metode povratne projekcije je projiciranje mjerene vrijednosti unatrag, od prijemnika do izvora, te pretvaranje inkremenata podataka u lokalne promjene modela, pomoću poznatog odnosa $\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m})$. U tomografiji vremena putovanja, metoda povratne projekcije se uglavnom koristi u modelima parametriziranim blokovima konstantne brzine. U modelu s M blokova, diskretni oblik jednadžbe (4.19), za N zraka, može se pisati kao $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$, gdje je \mathbf{d}

perturbacija vremena putovanja, \mathbf{m} perturbacija modela brzine, a \mathbf{G} je $N \times M$ matrica duljinā zrākā $l_{i,j}$ koje odgovaraju udaljenostima koje svaka zrāka prelazi u svakom bloku. U općem slučaju parametara modela \mathbf{m} (npr. čvorovi brzine, dubina diskontinuiteta itd.) $\mathbf{G} = \partial \mathbf{g} / \partial \mathbf{m}$ gdje je $\mathbf{g}(\mathbf{m})$ predviđanje modela. Vrijednosti mnogih elemenata matrice \mathbf{G} bit će jednaki nuli, budući da svaka zrāka presijeca samo mali broj od ukupno M blokova. Osnovni cilj metode povratne projekcije je riješiti linearni sustav jednadžbi $\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}$, pri čemu se koriste dvije osnovne tehnike.

ART (eng. *Algebraic Reconstruction Technique*) metoda ažurira model na principu „zrāka po zrāka“. Odstupanje opaženog i izračunatog vremena putovanja (rezidual) svake zrake se raspoređuje po pripadajućem putu zrake na način da se sporost u svakoj ćeliji mijenja proporcionalno s duljinom puta zrake u toj ćeliji. Prije ponavljanja ovog postupka za sljedeću zraku, rezidual vremena putovanja se računa iz ažuriranog modela brzine. Postupak inverzije je za linearne inverzne probleme gotov kada je proračun izvršen za sve zrake. Za nelinearne probleme postupak je iterativan, odnosno ponovo se trasiraju putovi zrākā u ažuriranom modelu brzine i povratna projekcija se ponavlja dok razlika između opaženog i izračunatog vremena putovanja ne zadovolji određeni kriterij konvergencije. Iako je našla svoju primjenu i u tomografiji lokalnih potresa (Nakanishi i Yamaguchi, 1986), glavni problem ART metode je slaba konvergencija ili konvergencije ka matematički prihvatljivom modelu, ali s nerealnim vrijednostima sporosti (Blundell, 1993).

SIRT (eng. *Simultaneous Iterative Reconstruction Tecnique*) metoda povratne projekcije ne mijenja model brzine nakon proračuna za svaku zraku. Promjena parametra pojedine ćelije je prosječna vrijednost dobivena od svih zrākā koje presijecaju ćeliju. Ovakav pristup omogućio je bolju konvergenciju metode i češću primjenu u seizmičkoj tomografiji (McQueen i Lambeck, 1996).

4.1.3.2 Gradijentne metode

Inverzni problem se može postaviti kao problem optimizacije u kojem se objektna funkcija (funkcija cilja) sastoji od varijable koja sadrži rezidualne i jedne ili više varijabli normiranja. Inverzijom se objektna funkcija pokušava svesti na najmanju vrijednost. Kao što je već navedeno, ovisnost vektora podataka \mathbf{d} duljine N o vektoru modela \mathbf{m} duljine M dana je izrazom $\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m})$. Za početnu procjenu modela \mathbf{m}_0 , usporedba $\mathbf{d} = \mathbf{g}(\mathbf{m}_0)$ s \mathbf{d}_{obs} je mjera točnosti početnog modela. Otklon između \mathbf{d} i \mathbf{d}_{obs} može se kvantificirati konstruiranjem funkcije cilja

$S(\mathbf{m})$ koju treba minimizirati. Osnovna varijabla funkcije cilja je $\Psi(\mathbf{m})$, varijabla koja iskazuje razliku između mjerenih i izračunatih vrijednosti. Pri pretpostavci da pogreška u izrazu $\mathbf{d}_{\text{obs}} \approx \mathbf{g}(\mathbf{m}_{\text{točno}})$ ima normalnu razdiobu, primjenjivo je:

$$\Psi(\mathbf{m}) = \|\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{\text{obs}}\|^2 \quad (4.20)$$

Ako je procijenjena pogreška u podacima (prilikom određivanja vremena prvih nailazaka) tada će podaci s manjom greškom imati veću težinu u objektnoj funkciji $S(\mathbf{m})$ pišući izraz $\Psi(\mathbf{m})$ kao:

$$\Psi(\mathbf{m}) = (\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{\text{obs}})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{\text{obs}}) \quad (4.21)$$

Gdje je \mathbf{C}_d matrica kovarijanci podataka. Ako su greške nekorelirane, tada je $\mathbf{C}_d = [\delta_{ij}(\sigma_d^j)^2]$, gdje je σ_d^j nesigurnost j -tog vremena putovanja.

U realnim tomografskim problemima nisu svi parametri modela ograničeni podacima. Tomografski problem može biti pododređen ($N < M$), preodređen ($N > M$), a u praksi je najčešće mješovito određen što znači da kroz neke blokove modela prolazi mnogo zraka, a kroz neke niti jedna zraka. U objektnu funkciju je zato uključena varijabla normiranja $\Phi(\mathbf{m})$, koja u obliku težinskog faktora smanjuje višeznačnost u inverziji:

$$\Phi(\mathbf{m}) = (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0). \quad (4.22)$$

\mathbf{C}_m je inicijalna (a priori) matrica kovarijanci modela. Ako je pretpostavka da pogreške u početnom modelu nisu korelirane, onda je $\mathbf{C}_m = [\delta_{ij}(\sigma_m^j)^2]$, gdje je σ_m^j nesigurnost j -tog parametra početnog modela. Varijabla $\Phi(\mathbf{m})$ usmjerava rješenje prema rješenjima modela \mathbf{m} koja su bliska početnom modelu \mathbf{m}_0 .

Sljedeća varijabla u izrazu za objektnu funkciju usmjerava rješenje objektnu funkciju prema onom koje će što bolje zadovoljiti mjerene podatke, a istodobno dati model s minimalnim promjenama strukture, tj. model koji je dovoljno izglađen. Varijabla $\Omega(\mathbf{m})$ ima oblik (Sambridge, 1990):

$$\Omega(\mathbf{m}) = \mathbf{m}^T \mathbf{D}_n^T \mathbf{D}_n \mathbf{m} \quad (4.23)$$

Matrica $\mathbf{D}_n \mathbf{m}$ je procijenjeni diferencijalni operator za određenu derivaciju. Ako je $n = 1$, radi se o aproksimaciji za prvu derivaciju (dm/dx) i tada je cilj smanjenje gradijenata:

$$\mathbf{Dm} = \begin{bmatrix} -1 & 1 & & & \\ & -1 & 1 & & \\ & & \ddots & \ddots & \\ & & & -1 & 1 \\ & & & & & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \vdots \\ m_M \end{bmatrix} \quad (4.24)$$

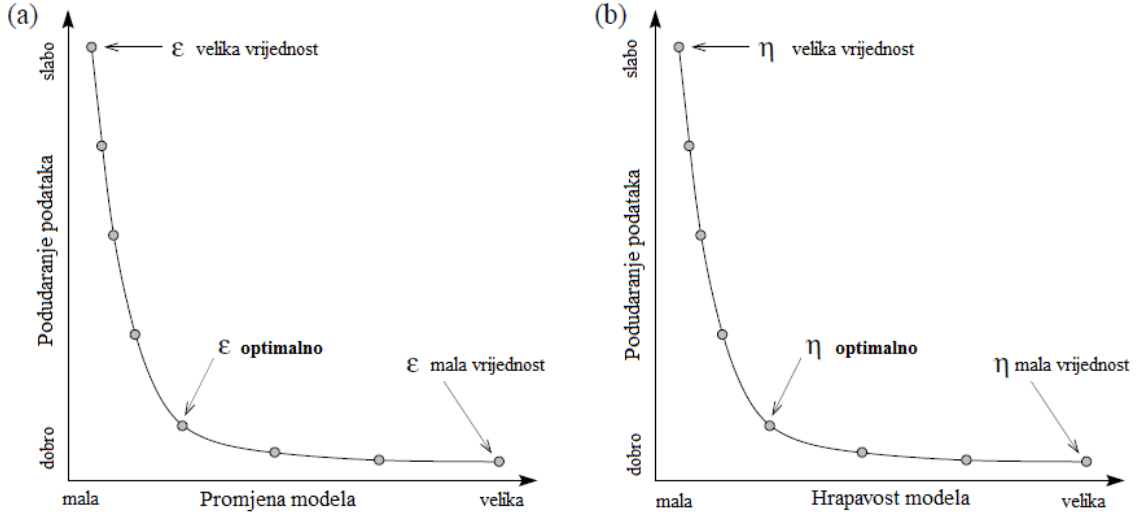
Za $n = 2$ aproksimacija je za drugu derivaciju (d^2m/dx^2), a cilj je izgladivanje modela:

$$\mathbf{Dm} = \begin{bmatrix} 1 & -2 & 1 & & & \\ & 1 & -2 & 1 & & \\ & & \ddots & \ddots & \ddots & \\ & & & 1 & -2 & 1 \\ & & & & & & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \vdots \\ m_M \end{bmatrix} \quad (4.25)$$

Objektna funkcija, koja sadrži ovdje navedene euklidske norme, (4.21) – (4.23) ima oblik:

$$S(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} [\Psi(\mathbf{m}) + \epsilon\Phi(\mathbf{m}) + \eta\Omega(\mathbf{m})] \quad (4.26)$$

gdje je ϵ faktor prigušenja (eng. *damping factor*), a η faktor izgladenosti/hrapavosti (eng. *roughness* ili *smoothing factor*) (kada je \mathbf{D} u jednadžbi (4.23) operator drugog reda). Faktori u postupku inverzije reguliraju u kojoj mjeri će procijenjeni model zadovoljiti opažene podatke, koliko se procijenjeni model podudara sa zadanim modelom te izgladenost procijenjenog modela. Odabir optimalnog modela podrazumijeva model dovoljno izgladen da zadovoljava podatke. Najbolje vrijednosti parametara ϵ i η u inverziji mogu se odrediti pomoću tzv. „*trade off*“ krivulje između varijance podataka (s^2) i varijance modela (km/s^2) te varijance podataka (s^2) i hrapavosti modela (km/s) (Slika 4.21). Može se koristiti i sintetsko modeliranje s istom geometrijom izvora i prijemnika kao u istraživanju, a optimalne vrijednosti faktora ϵ i η su one s kojima se dobije najpreciznija rekonstrukcija modela i najmanja varijanca podataka.



Slika 4.21 Shematski prikaz „trade off“ krivulja za odabir faktora prigušenja i faktora izgladenosti u postupku inverzije. a) odnos podudaranja opaženih i izračunatih podataka i promjene početnog modela za različite vrijednosti ε , b) odnos podudaranja opaženih i izračunatih podataka i hrapavosti modela za različite vrijednosti η (Rawlinson i Sambridge, 2003a).

U praksi se najčešće traži model koji ne sadrži nepotrebne strukture i nije ekstremno promijenjen u odnosu na inicijalni model, a adekvatno zadovoljava podatke (kriterij konvergencije). Ovakav polu-kvantitativan pristup izboru ε i η u određenoj mjeri je subjektivan. Kada je objektna funkcije definirana, postoje različiti načini na koje se može riješiti inverzni problem. Gradijentne metode koriste derivacije $S(\mathbf{m})$ u određenoj točki modela. Osnovna pretpostavka je da je $S(\mathbf{m})$ dovoljno glatka da dopušta lokalnu kvadratnu aproksimaciju oko određenog modela:

$$S(\mathbf{m} + \delta\mathbf{m}) \approx S(\mathbf{m}) + \hat{\boldsymbol{\gamma}}\delta\mathbf{m} + \frac{1}{2}\delta\mathbf{m}^T\hat{\mathbf{H}}\delta\mathbf{m} \quad (4.27)$$

gdje je $\delta\mathbf{m}$ promjena trenutnog modela, a $\hat{\boldsymbol{\gamma}} = \partial S / \partial \mathbf{m}$ i $\hat{\mathbf{H}} = \partial^2 S / \partial \mathbf{m}^2$ su vektor gradijenta i Hesseova matrica. Procjena ovih parcijalnih derivacija (Tarantola, 1987) za jednadžbu (4.26) daje:

$$\hat{\boldsymbol{\gamma}} = \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} [\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{\text{obs}}] + \varepsilon \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) + \eta \mathbf{D}^T \mathbf{D} \mathbf{m} \quad (4.28)$$

$$\hat{\mathbf{H}} = \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \nabla_{\mathbf{m}} \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} [\mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}_{\text{obs}}] + \varepsilon \mathbf{C}_m^{-1} + \eta \mathbf{D}^T \mathbf{D} \quad (4.29)$$

U izrazima (4.28) i (4.29) $\mathbf{G} = \partial \mathbf{g} / \partial \mathbf{m}$ je Fréchetova matrica parcijalnih derivacija, koje se računaju u koraku izravnog modeliranja.

Cilj gradijentnih metoda je odrediti $\delta\mathbf{m}$, a u slučajevima kada je funkcija \mathbf{g} nelinearna minimiziranje jednadžbe (4.26) je iterativan postupak: $\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_n + \delta\mathbf{m}_n$. Nakon svake promjene modela, algoritmom za izravno modeliranje ponovo se računaju putanje zrâkâ. Iteracije se u teoriji prekidaju kada su zadovoljeni opaženi podaci, a u praksi kada promjena $S(\mathbf{m})$ s iteracijom postane dovoljno mala. Mjera podudaranja opaženih i izračunatih podataka, često je dana RMS greškom koja predstavlja standardnu devijaciju reziduala (mjera raspršivanja od srednje vrijednosti) i normaliziranom χ^2 funkcijom:

$$\chi^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_m^i - d_{obs}^i}{\sigma_d^i} \right)^2 \quad (4.30)$$

gdje je $d_m^i = \mathbf{g}(\mathbf{m})$, d_{obs}^i skup opaženih podataka i σ_d^i su nesigurnosti u vremenima putovanja, odnosno težinski faktori, budući da greške očitanih vremena nailazaka nisu jednake za sve zrake. χ^2 je mjera prosječnog odstupanja, a rješenje odgovara podacima na razini greške kada je $\chi^2 = 1$.

Metoda potprostora (Kennett i dr., 1988) ekstremno je stabilna i efikasna gradijentna metoda za rješavanja nedovoljno određenih inverznih problema (Rawlinson i dr., 2006). U slučajevima kad je inverzni problem ograničen s više vrsta parametara, jednostavne gradijentne metode miješaju parametre različitog karaktera i dimenzija. To može uzrokovati slabu konvergenciju i jaku ovisnost o relativnoj veličini različitih tipova parametara. Takve poteškoće moguće je ukloniti zamjenom gradijentnog koraka lokalnom minimizacijom u potprostoru koji je definiran ograničenim brojem vektora unutar modela. Bazni vektori potprostora se biraju u smjeru određenom promjenama objektne funkcije s obzirom na svaki od tipova parametara (Kennett i dr., 1988).

Metoda potprostora pri svakoj iteraciji ograničava minimiziranje kvadratne aproksimacije $S(\mathbf{m})$ na p -dimenzionalni prostor unutar prostora modela. Svaka promjena modela $\delta\mathbf{m}$ računa se u prostoru određenom skupom p M -dimenzionalnih baznih vektora \mathbf{a}^j :

$$\delta\mathbf{m} = \sum_{j=1}^p \mu_j \mathbf{a}^j = \mathbf{A}\boldsymbol{\mu} \quad (4.31)$$

gdje $\mathbf{A} = [\mathbf{a}^j]$ označava $M \times p$ matricu projekcije za M nepoznanica. μ_j određuje duljinu odgovarajućeg vektora \mathbf{a}^j koja minimizira kvadratni oblik $S(\mathbf{m})$ u prostoru određenom s \mathbf{a}^j . Parametar $\boldsymbol{\mu}$ dobije se uvođenjem izraza (4.31) u izraz (4.27):

$$S(\mathbf{m} + \delta\mathbf{m}) = S(\mathbf{m}) + \sum_{j=1}^p \mu_j \hat{\boldsymbol{\gamma}}^T \mathbf{a}^j + \frac{1}{2} \sum_{j=1}^p \sum_{k=1}^p \mu_j \mu_k [\mathbf{a}^k]^T \hat{\mathbf{H}}[\mathbf{a}^j] \quad (4.32)$$

i pronalaskom minimuma funkcije S s obzirom na $\boldsymbol{\mu}$:

$$\frac{\partial S(\mathbf{m})}{\partial \mu_q} = \hat{\boldsymbol{\gamma}}^T \mathbf{a}^q + \sum_{k=1}^p \mu_k [\mathbf{a}^k]^T \hat{\mathbf{H}}[\mathbf{a}^j] = \mathbf{0} \quad (4.33)$$

za $q = 1, \dots, p$. Iz (4.33) moguće je dobiti (Kennett i dr., 1988):

$$\boldsymbol{\mu} = -[\mathbf{A}^T \hat{\mathbf{H}} \mathbf{A}]^{-1} \mathbf{A}^T \hat{\boldsymbol{\gamma}} \quad (4.34)$$

Budući da je $\delta\mathbf{m} = \mathbf{A}\boldsymbol{\mu}$, i uzimajući $\hat{\mathbf{H}} = \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \epsilon \mathbf{C}_m^{-1} + \eta \mathbf{D}^T \mathbf{D}$, rješenje je:

$$\delta\mathbf{m} = -\mathbf{A}[\mathbf{A}^T (\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \epsilon \mathbf{C}_m^{-1} + \eta \mathbf{D}^T \mathbf{D}) \mathbf{A}]^{-1} \mathbf{A}^T \hat{\boldsymbol{\gamma}} \quad (4.35)$$

Kao što je već spomenuto, ova jednadžba se koristi iterativno. Veličine \mathbf{A} , $\hat{\boldsymbol{\gamma}}$, i \mathbf{G} se ponovo određuju između uzastopnih iteracija. Bazni vektori koji određuju p -dimenzionalni potprostor su određeni iz vektora gradijenta zadanog modela $\boldsymbol{\gamma} = \mathbf{C}_m \hat{\boldsymbol{\gamma}}$ i Hesseovog operatora zadanog modela $\mathbf{H} = \mathbf{C}_m \hat{\mathbf{H}}$.

Tipičan primjer rješavanja inverznog problema metodom potprostora je simultano određivanje parametara hipocentara i raspodjele brzine na temelju vremena nailazaka valova u metodi tomografije lokalnih potresa. Potresi moraju biti definirani u vremenu i prostoru. Najčešće, potrebno je istodobno odrediti lokaciju potresa i model brzine. Parametri uključeni u inverziju podijeljeni su u dvije grupe; prva grupa se sastoji od parametara hipocentara \mathbf{h} , a druga grupa od parametra potrebnih za definiranje modela brzine, \mathbf{v} . U kontekstu metode potprostora mogu se razmatrati dvije glavne grupe parametara modela $\mathbf{m}=[\mathbf{h}, \mathbf{v}]$ te se primjenjuje koncept 2D potprostora. Promatranjem parametara hipocentara kao cjeline, miješaju se dimenzije,

budući da se kombiniraju prostorne koordinate i vremena nastanka potresa. Rezultat toga je da su pomaci u prostornim koordinatama dominantno rezultat promjena vremena nastanka potresa, budući da vremena imaju najveću komponentu gradijenta. Rješenje je razdvojiti parametre hipocentara na prostorne \mathbf{h}_x , koji sadrže prostorne koordinate hipocentara i vremenske \mathbf{h}_t , koji sadrže vremena nastanka potresa, $\mathbf{h}=[\mathbf{h}_x, \mathbf{h}_t]$.

Sličan problem proizlazi i iz parametara brzine modela. Npr. model brzina treba uključivati brzine i za P i za S valove. Dodatno, na vremena putovanja vala može utjecati i položaj diskontinuiteta kao što je Moho sloj. Prema tome, parametre modela brzine \mathbf{v} potrebno je razdvojiti na parametre $\mathbf{v}_\alpha, \mathbf{v}_\beta$, koji pripadaju raspodjeli brzina P i S valova i \mathbf{v}_I koji su posljedica diskontinuiteta, stoga, $\mathbf{v}=[\mathbf{v}_\alpha, \mathbf{v}_\beta, \mathbf{v}_I]$. Konačno, parametri modela su definirani s $\mathbf{m}=[\mathbf{h}_x, \mathbf{h}_t; \mathbf{v}_\alpha, \mathbf{v}_\beta, \mathbf{v}_I]$. Odgovarajuća podjela na potprostor bi bila barem 5D. Ovakvom podjelom na potprostor izbjegavaju se komplikacije oko određivanja relativne veličine utjecaja različitih skupina parametara (Kennett i dr., 1988).

Sve gradijentne metode zahtijevaju izračun Fréchetove matrice parcijalnih derivacija $\mathbf{G} = \partial \mathbf{g} / \partial \mathbf{m}$ koja opisuje stupanj promjene svakog vremena putovanja s obzirom na svaki parametar modela. Izračun je implementiran u algoritam za izravno modeliranje. Za dva glavna parametra u tomografiji vremena putovanja (brzina i dubina diskontinuiteta), Fréchetove derivacije prvog reda točnosti se jednostavno izračunaju. Linearizirani odnos između reziduala vremena putovanja i promjene brzine dan je jednadžbom (4.19):

$$\delta t = - \int_{L_0(v_0)} \frac{\delta v}{v_0^2} dl \quad (4.36)$$

gdje je δv promjena brzine i v_0 početna brzina u modelu. Kada je model parametriziran mrežom čvorova brzine tada su Fréchetove derivacije prvog reda točnosti dane s:

$$\frac{\partial t}{\partial v_n} = - \int_{L_0(v_0)} v_0^{-2} \frac{\partial v}{\partial v_n} dl \quad (4.37)$$

gdje je v_n brzina u čvoru, a $\partial v / \partial v_n$ promjena brzine duž puta zrake s obzirom na promjenu brzine v_n . Većina autora koji koriste gradijentne metode i modele parametrizirane čvorovima brzine, računaju Fréchetove derivacije izrazom (4.37) (npr. Sambridge, 1990).

Ekvivalentni izrazi dobiju se i za parametre izvora valova i parametre diskontinuiteta. Za analitičke izraze Fréchetovih derivacija točnosti prvog reda, za parametre dubine diskontinuiteta, osnovni pristup je podjela problema (Rawlinson i Sambridge, 2003a):

$$\frac{\partial t}{\partial z_n} = \frac{\partial t}{\partial h_{int}} \frac{\partial h_{int}}{\partial z_{int}} \frac{\partial z_{int}}{\partial z_n} \quad (4.38)$$

Dubina čvora diskontinuiteta je z_n , h_{int} je pomak okomit na točku u kojoj zraka siječe diskontinuitet i z_{int} je dubina sjecišta zrake i diskontinuiteta.

Parcijalna derivacija vremena putovanja t s obzirom na vrijeme nastanka vala t_0 je:

$$\frac{\partial t}{\partial t_0} = -1 \quad (4.39)$$

Jednostavni su i izrazi prvog reda točnosti za promjenu vremena putovanja s obzirom na koordinate izvora vala (Sambridge, 1990, Rawlinson i Sambridge, 2003a).

4.1.3.3 Metode globalne optimizacije

Ograničenje linearnih problema i nelinearnih problema koji se rješavaju iterativnim postupkom je to što u velikoj mjeri ovise o početnom modelu. Do sada spomenute metode inverzije su lokalne u smislu da će rješenje možda konvergirati nekom lokalnom minimumu, a ne optimalnom rješenju, pogotovo ako se radi o kompleksnom modelu brzine koji se značajno razlikuje od početnog pretpostavljenog modela. U praksi, kod globalnih i regionalnih istraživanja upotreba metoda globalne optimizacije nije opravdana jer je početni model u inverziji relativno blizak stvarnom modelu, a lateralne promjene brzine nisu izražene kao kod lokalnih modela. Međutim, heterogenost modela u kori je izraženija i stvarni model je udaljeniji od početnog modela. Tada je moguće da će se funkcija cilja približiti nekom lokalnom minimumu, a neće konvergirati globalnom minimumu modela pa je primjena metoda globalne optimizacije u lokalnim modelima opravdana. Ove potpuno nelinearne metode globalne optimizacije mogu dati više modela koji zadovoljavaju podatke, dok je nepoželjna karakteristika ovih metoda potreba enormnih računalnih resursa. Algoritmi potpuno nelinearne inverzije koji su korišteni u seizmičkoj tomografiji (Mosegaard i Sambridge, 2002; Sambridge

i Mosegaard, 2002; Piana Agostinetti i dr. 2015) su genetski algoritmi i metode simuliranog kaljenja (SA, eng. *Simulated Annealing*). Genetski algoritmi temelje se na imitiranju prirodnog evolucijskog procesa, dok se metode simuliranog kaljenja temelje na fizikalnim optimizacijskim procesima. SA algoritam simulira promjene energije u sustavu podvrgnutom procesu hlađenja dok ne konvergira u ravnotežno stanje. Ovi Monte Carlo (MC) algoritmi su u kontekstu seizmičke tomografije ograničeni na možda nekoliko stotina nepoznanica (Rawlinson i dr., 2010). Jedan od pristupa rješavanju inverznog problema je kombinacija potpuno nelinearne sheme inverzije i lokano linearizirane sheme. U tom slučaju autori metodu globalne optimizacije primjenjuju na grubo parametriziranom modelu, a dobiveno rješenje koriste kao početni model u gradijentnoj metodi inverzije s većim brojem parametara modela (Asad i dr., 1999). Cilj je pronaći inicijalni model koji je dovoljno „blizu“ globalnom minimumu.

4.1.4 Analiza kvalitete rješenja

Proces rješavanja inverznog problema nije gotov dok na neki način nije procijenjena kvaliteta rješenja. Rješenje objektne funkcije bez procjene rezolucije i stabilnosti (robusnosti) rješenja nije prikladno za interpretaciju. Pod robusnost rješenja u kontekstu seizmičke tomografije misli se na sposobnost postupka da na njega ne utječu namjerne izmjene određenih parametara i kao takva ukazuje na pouzdanost rješenja. Kada se u tomografskim problemima govori o rezoluciji to može biti zbunjujuće jer se zapravo radi o dvije vrste rezolucije. Fizička rezolucija nam govori koja je najmanja veličina bloka u modelu koju je moguće razlučiti, a ovisi uglavnom o frekvenciji. Matematička rezolucija odgovara na pitanje „koje parametre modela je moguće odrediti i koliko dobro?“. Ispravno je govoriti o rezoluciji kada se radi o fizičkoj karakteristici, a matematička rezolucija zapravo govori o kvaliteti rješenja. Pomoću ovih pojmova pokušava se odgovoriti na pitanja „koliko dobro je model riješen i u kojem dijelu modela možemo vjerovati rješenju?“ i to se zapravo smatra rezolucijom modela.

Vjerojatno najčešća metoda ispitivanja kvalitete rješenja je sintetski test. Sintetski testovi su gotovo standardni dio ispitivanja rezolucije dobivenih modela. Konstruira se heterogeni model brzine, a za izračun podataka vremena putovanja kroz taj model koristi se isti raspored izvora valova i prijemnika kao u realnom, provedenom istraživanju. Mogućnost da se inverzijom izračunatih podataka rekonstruira zadani model govori o kvaliteti rješenja. Najčešće korišteni sintetski test je tzv. „checkerboard“ test kod kojeg se model brzine sastoji od naizmjeničnih blokova velike i male brzine (npr. Rawlinson i dr., 2011). Sintetske testove rezolucije je relativno lako interpretirati, ali imaju određene nedostatke. Lévêque i dr. (1993) su pokazali da uspješnost rekonstrukcije ulaznog modela u sintetskom testu može varirati ovisno o odabranom inicijalnom modelu.

Alternativno, ako je pretpostavljena lokalna linearnost inverznog problema mogu biti procijenjene matrice rezolucije i kovarijance. Kada je objektna funkcija oblika (Rawlinson i dr., 2010):

$$S(\mathbf{m}) = (\mathbf{G}\delta\mathbf{m} - \delta\mathbf{d})^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{G}\delta\mathbf{m} - \delta\mathbf{d}) + \varepsilon \delta\mathbf{m}^T \mathbf{C}_m^{-1} \delta\mathbf{m} + \eta \delta\mathbf{m}^T \mathbf{D}^T \mathbf{D} \delta\mathbf{m} \quad (4.40)$$

izjednačavanje derivacije funkcije s nulom ($\partial S(\mathbf{m}) / \partial \mathbf{m} = 0$) daje:

$$\delta \mathbf{m} = [\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \varepsilon \mathbf{C}_m^{-1} + \eta \mathbf{D}^T \mathbf{D}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \delta \mathbf{d} \quad (4.41)$$

Izraz $[\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G} + \varepsilon \mathbf{C}_m^{-1} + \eta \mathbf{D}^T \mathbf{D}]^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1}$ je matrica koja se često naziva generalizirani inverz \mathbf{G}^{-g} . Točan oblik ovisi o izboru objektne funkcije (Rawlinson i dr., 2014). Matrica rezolucije može se pisati $\mathbf{R} = \mathbf{G}^{-g} \mathbf{G}$, gdje je $\delta \mathbf{m} = \mathbf{R} \delta \mathbf{m}_{true}$, a \mathbf{m}_{true} predstavlja stvarni model. \mathbf{R} je $M \times M$ matrica u kojoj svaki redak opisuje ovisnost jednog parametra modela o svim ostalim parametrima modela. Dijagonalni elementi matrice \mathbf{R} imaju vrijednosti između 0 i 1. A posteriori matrica kovarijanci je definirana s $\mathbf{C}_M = \mathbf{G}^{-g} [\mathbf{G}^{-g}]^T$. Dijagonalni elementi ukazuju na a posteriori nesigurnost svakog od parametara modela. \mathbf{C}_M je u vezi s matricom rezolucije izrazom $\mathbf{R} = \mathbf{I} - \mathbf{C}_M \mathbf{C}_m^{-1}$ (Tarantola, 1987). U teoriji, kada je $\mathbf{R} = \mathbf{I}$ (jedinična matrica), model je savršeno točan. Osim inverzije potencijalno velike $M \times M$ matrice, procjena matrice rezolucije ima i niz drugih ograničenja. Detaljan pregled metoda i ograničenja analize kvalitete rješenja dali su Rawlinson i dr. (2010), Rawlinson i dr. (2014) i Rawlinson i Spakman (2016).

5 PRIKUPLJANJE I OBRADA PODATAKA

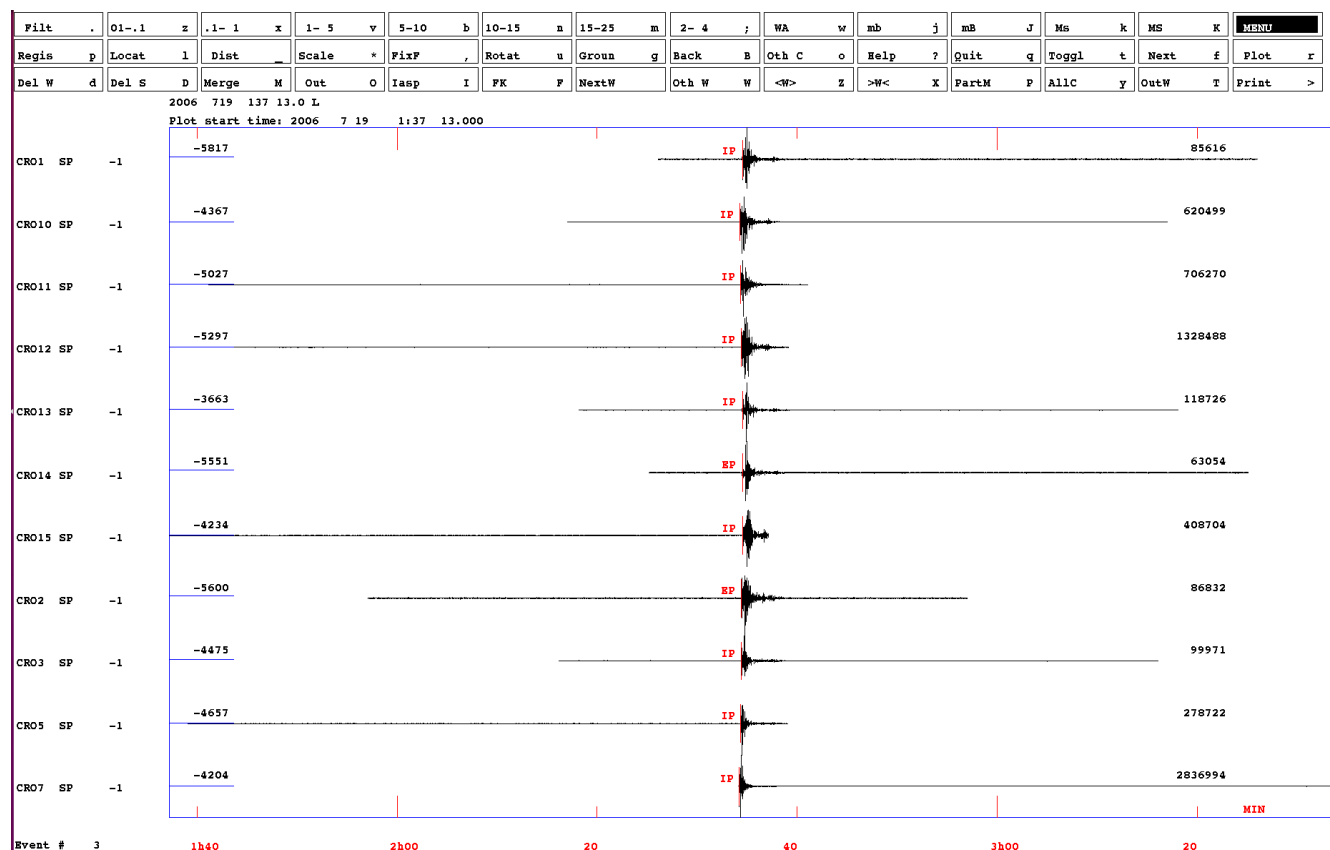
Seizmički podaci za ovo istraživanje prikupljeni su u dvije faze. Prva faza istraživanja odnosila se na područje kontakta sjevernih Dinarida i jugozapadnog ruba Panonskog bazena (Kapuralić i dr., 2019). Glavni cilj prve faze istraživanja bio je ovladati metodologijom kako bi se konstruirao prvi 3D model seizmičkih brzina kore i gornjeg plašta na tom području. Druga faza prikupljanja podataka na širem području uslijedila je nakon kalibracije i verifikacije modela na području sjevernih Dinarida.

U prvoj fazi istraživanja korišteni su seizmogrami snimljeni na 15 privremenih seizmoloških stanica u Hrvatskoj koje su postavljene u okviru projekta ALPASS-DIPS (eng. *Alpine Lithosphere and Upper Mantle PASSive Seismic Monitoring – Dinarides – Pannonian Segment*) (Orešković, 2010; Šumanovac i dr., 2016). Dvanaest prijemnika je bilo smješteno duž profila ALP07 (postavljenog u okviru međunarodnog projekta ALP 2002) koji se protezao od Istre, preko otoka Cresa i Krka, Gorskog kotara, Karlovca, Bjelovara do mađarske granice. Dva prijemnika su se nalazila u Istri, prema slovenskoj granici, dok se jedan nalazio u sjevernom dijelu Hrvatske, kod Slatine (Slika 3.3). Ove kratko-periodične stanice frekvencije uzorkovanja 50 Hz, kontinuirano su snimale u razdoblju od studenog 2005. do svibnja 2007. godine. Podaci o lokanim potresima u ovom razdoblju izdvojeni su iz biltena Međunarodnog seizmološkog centra (2018) – ISC (eng. – *International Seismological Centre*).

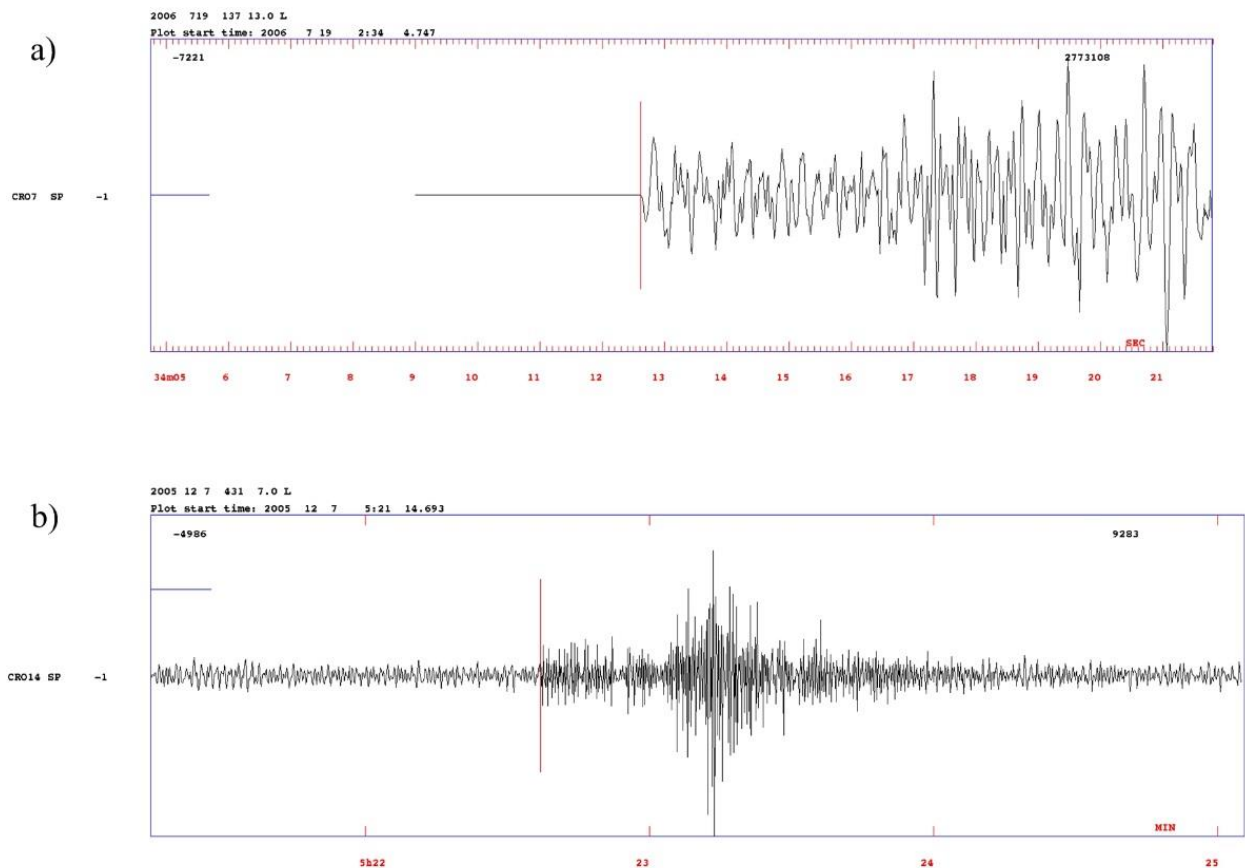
U prvoj fazi istraživanja, također su korišteni podaci stalnih seizmoloških postaja, snimljeni na seizmološkim postajama Hrvatske seizmološke službe (hrvatska državna mreža) i Zagrebačke mreže (instrumenti kojima upravlja grad Zagreb), Seizmološke mreže Republike Slovenije (kojima upravlja agencija za okoliš Republike Slovenije – ARSO (eng. *Slovenian Environment Agency*)) te podaci s nekoliko postaja Mađarske seizmološke državne mreže i seizmološke mreže Republike Srpske. Ti podaci su prikupljeni putem Hrvatske seizmološke službe i EIDA-e (eng. *European Integrated Data Archive*) unutar ORFEUS-a (EIDA 2017) (Slika 5.4).

Nakon formiranja baze podataka koja sadrži podatke o bliskim potresima i seizmogramima za odabrane potrese, trebalo je izdvojiti seizmogramima vertikalnih komponenti na kojima su se očitavali prvi nailasci. U inverziji vremena putovanja korišteni su samo prvi nailasci kako bi se minimizirali problemi s očitavanjem i mogućim pogrešnim određivanjem faza. Podaci potrebni za proračun su vremena putovanja P-valova lokalnih potresa do seizmoloških postaja. Potrebna su što preciznija očitavanja Pg ili Pn faza (Slika 5.1). Pg faza označava P-val koji stiže izravno od izvora vala u gornjoj kori ili refraktirani P-val unutar gornje kore, a Pn faza označava

refraktirani P-val od granice kore i plašta ili P-val koji putuje od izvora u gornjem plaštu. Očitavanje prvih nailazaka na seizmogramima privremenih stanica u većini slučajeva bilo je otežano. Razlog su većinom male magnitude potresa u razdoblju u kojem su bile postavljene te postaje te su seizmogrami značajno opterećeni šumovima (Slika 5.2). Isto tako, za neke od privremenih stanica ALPASS-DIPS projekta nije bilo snimljenih podataka za cijeli period u kojem su bile postavljene.

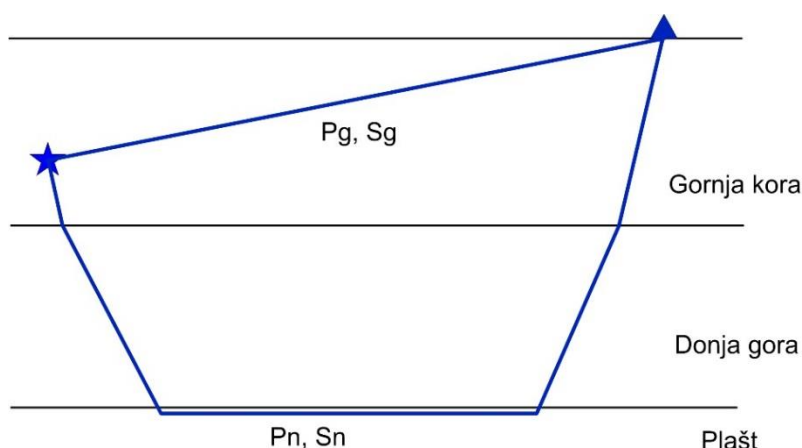


Slika 5.1 Seizmogrami nekih privremenih postaja s označenim prvim nailascima. Seizmogrami su prikazani u MULPLT programu unutar SEISAN programskog paketa.



Slika 5.2 Primjeri seizmograma P-vala za različite preciznosti očitka prvog nailaska. Vertikalna crvena linija označava prvi nailazak. a) Seizmogram na kojem je nailazak određen s minimalnom greškom (0,05 s) i b) seizmogram opterećen šumom.

Radi li se o Pg ili Pn fazi (Slika 5.3), utvrđeno je na temelju epicentralne udaljenosti. Procjena o tome koja faza će prva stići do prijemnika može se odrediti na temelju hodokrona – krivulja koje pokazuju ovisnost između epicentralne udaljenosti i vremena putovanja pojedinih valova. Može se sa sigurnošću reći da kod potresa epicentralne udaljenosti manje od 150 km, izravni val, odnosno Pg faza prva stiže do prijemnika (Bureau Central International de Séismologie, 1972).



Slika 5.3 Pg i Pn faze u shematskom prikazu kore i putanje vala.

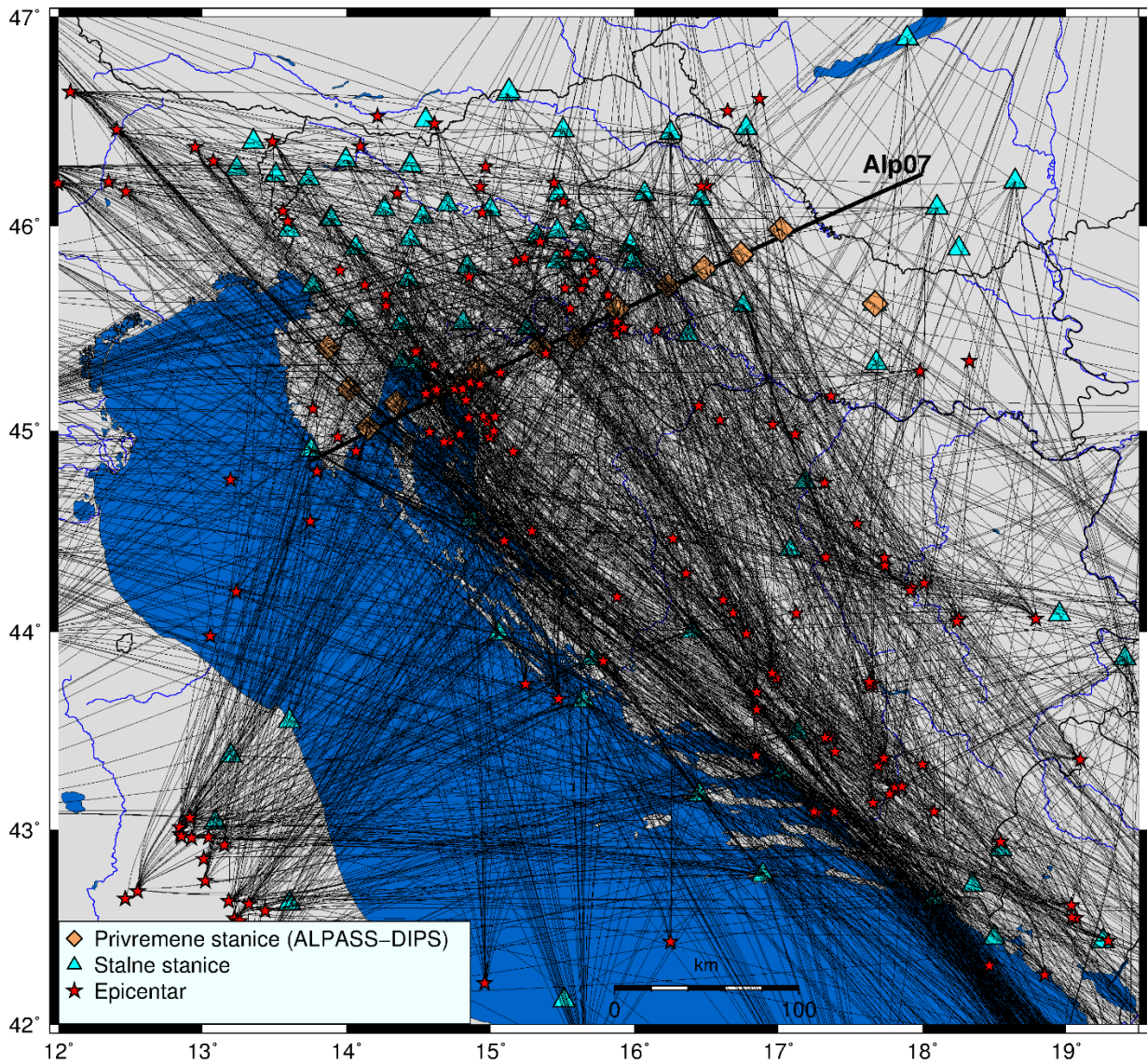
U radu sa seizmičkim podacima, u prvoj fazi istraživanja su korišteni sljedeći programski paketi za obradu i prikaz podataka: Segy2sac – razvijen u okviru IRIS PASSCAL projekta (IRIS – *Incorporated Research Institutions for Seismology*, PASSCAL – *Portable Array Seismic Studies of the Continental Lithosphere*), SAC (*Seismic Analysis Code*, Helffrich i dr., 2013), *Seisan earthquake analysis* softver (Havskov i Ottemoller, 1999). Navedeni softveri za rad sa seizmičkim podacima korišteni su zbog rada s datotekama različitih formata u kojima se pohranjuju seizmički podaci. Budući da su podaci prikupljeni iz više različitih izvora trebalo je koristiti nekoliko programskih paketa kako bi se podaci konvertirali u odabrani format te prikazivali i obrađivali. Različiti formati u kojima su zapisani seizmogrami nastali su uglavnom u tri različite svrhe pa postoje formati snimanja (obično nisu prikladni za obradu), formati za obradu (npr. SAC i SEISAN) i formati za razmjenu podataka (npr. SEED i GSE).

U drugoj fazi prikupljanja podataka ovladano je korištenjem ObsPy programskog paketa unutar Python okruženja. Neke od glavnih značajki ObsPy-a su podrška za sve važne formate datoteka sa seizmološkim podacima te mogućnost povezivanja na različite poslužitelje koje koriste podatkovni centri kao što su npr. IRIS i ORFEUS (Beyreuther i dr., 2010; Megies i dr., 2011; Krischer i dr., 2015). Tako se podaci osim učitavanja iz lokalnih datoteka, mogu učitati iz podatkovnih centara zadavanjem željenih kriterija.

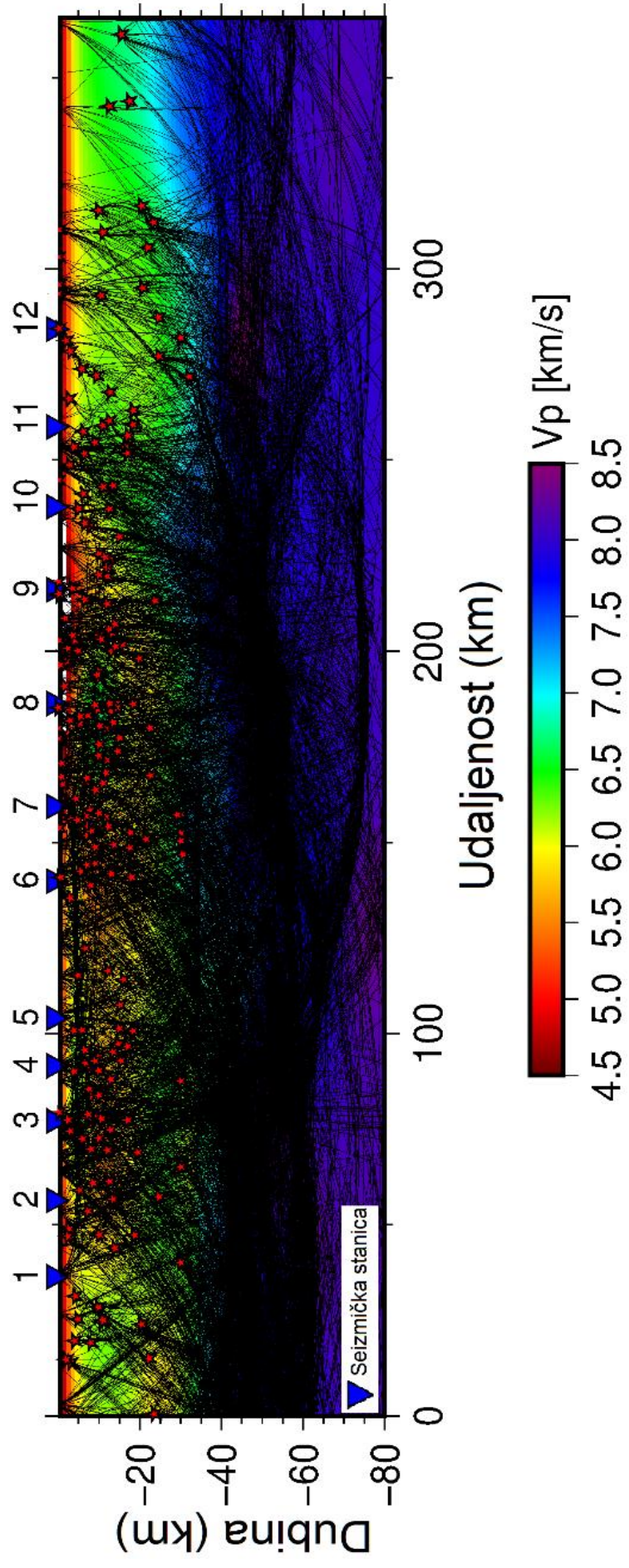
Da bi se istraživano područje što ravnomjernije pokrilo zrakama, u drugoj fazi je prošireno područje unutar kojeg su se odabirali potresi te su osim već navedenih stalnih postaja korišteni podaci i nekoliko postaja na području Srbije, Crne Gore i Italije.

Na istraživanom području potresi su uglavnom plitki i relativno slabi. Većina potresa je magnituda između 3 i 4, a maksimalna žarišna dubina potresa čiji su podaci korišteni u inverziji je 32 km. Hipocentri potresa se nalaze uglavnom u kori. Analiza distribucije žarišnih dubina

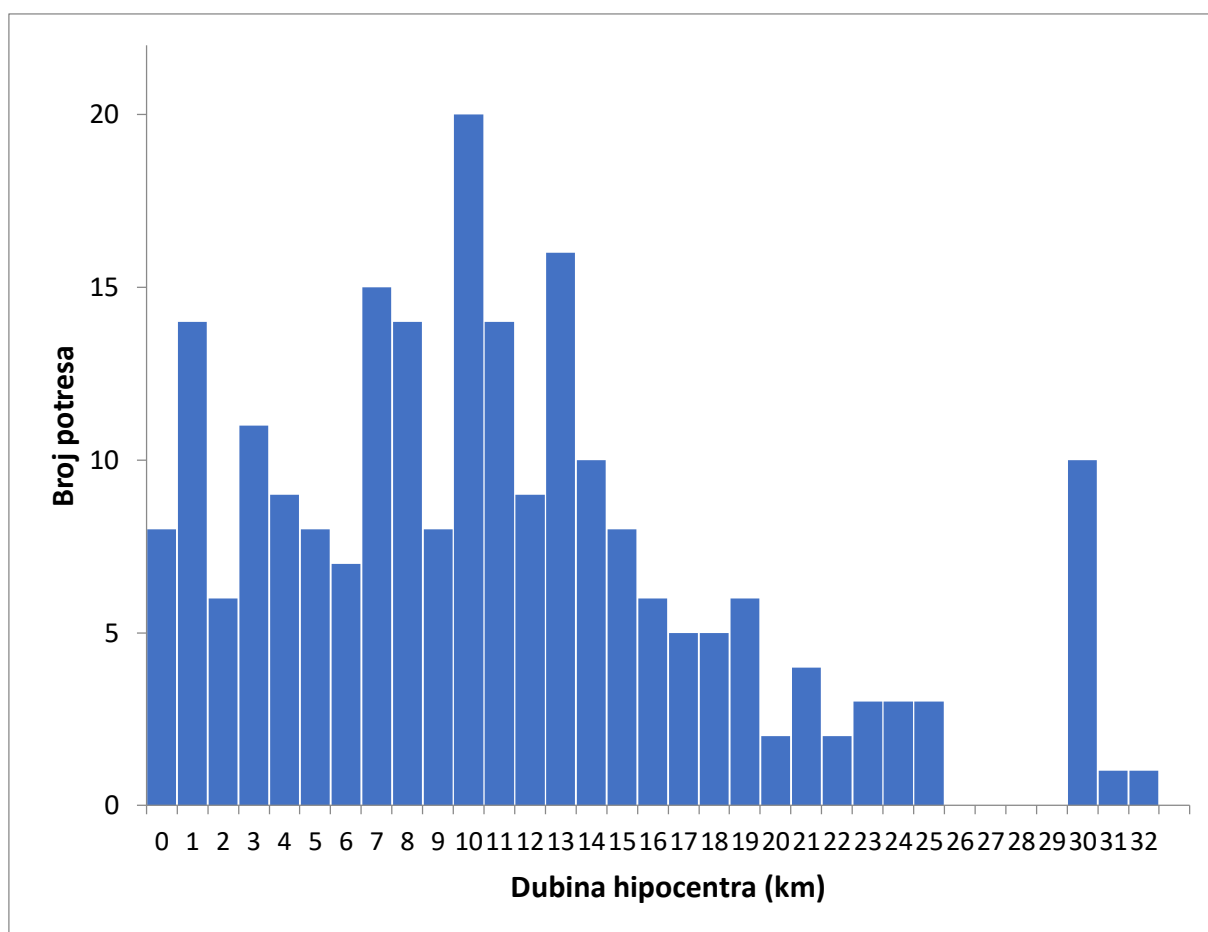
(Herak i dr., 1996) za pouzdano locirane potrese pokazala je da su hipocentri većine potresa na prostoru Dinarida na dubinama između 3 i 11 km te da je donja kora gotovo aseizmična. Značajni potresi u Panonskom bazenu su rijetki i obično nešto dublji, a većina ih je na dubinama između 6 i 18 km. Unatoč generalno plitkim potresima, model obuhvaća i gornji plašt zbog korištenja Pn faza, tj. valova refraktiranih na granici kore i plašta i manjeg broja zrakā od hipocentara u gornjem plaštu (Slika 5.5). Histogram dubina potresa korištenih u istraživanju prikazan je na slici 5.6. U početnom modelu je korišteno 5396 zrakā od 228 potresa, a procjena pogreške očitanih prvih nailazaka ne prelazi 0,35 s. Prosječna greška iznosi 0,10 s. Raspored epicentara, valnih zrakā i seizmoloških postaja na temelju kojih je konstruiran konačni tomografski model u ovom istraživanju prikazan je na slici 5.4. Prekrivanje seizmičkim zrakama po dubini konačnog inverznog modela prikazano je na vertikalnom presjeku duž profila Alp07 (Slika 5.5).



Slika 5.4 Prikaz seizmičkih zrâkâ na području istraživanja korištenih za konstrukciju konačnog inverznog modela. Putanje zrâkâ izračunate su za model brzine nakon inverzije. Dio potresa se nalazi izvan granica karte, na teritoriju Italije, Austrije, Mađarske, Srbije, Crne Gore, Albanije i Makedonije.



Slika 5.5 Prikaz valnih zraka na vertikalnom presjeku konačnog inverznog modela, duž profila Alp07. Dobro prekrivanje zrakama je ostvareno i u gornjem plaštu unatoč jako plitkim potresima na istraživanom području.



Slika 5.6 Histogram hipocentara potresa koji su korišteni u ovom istraživanju

Tomografska inverzija i testovi rezolucije izvedeni su unutar operativnog sustava Linux, distribucije Ubuntu, programskim paketom za 3D tomografiju vremena putovanja – FMTOMO (Fast Marching TOMOgraphy), koji je javno ustupio prof. Nicholas Rawlinson. Kod je razvijen i napisan na Australском nacionalnom sveučilištu (engl. *The Australian National University*) u Canberri (de Kool i dr., 2006; Rawlinson, 2005; Rawlinson i Kennett, 2008; Rawlinson i Sambridge, 2005). FMTOMO omogućuje modeliranje s 3D modelima brzine i kompleksnim strukturama. Izravno modeliranje izvodi se algoritmom koji implementira FMM metodu (Sethian, 1996), a tomografska inverzija koristi shemu gradijentne metode potprostora. Metode su opisane u poglavljima 4.1.2.2 i 4.1.3.2. Karte istraživanog područja i grafički prikazi rezultata tomografske inverzije izrađeni su u softveru GMT (Generic Mapping Tools, Wessel i dr., (2013)). Popis lokacija korištenih potresa i seizmoloških postaja nalaze se u prilogima 1 i 2.

6 PRIMJENA PROGRAMSKOG PAKETA FMTOMO U IZRADI TOMOGRAFSKOG MODELA

6.1 Parametrizacija domene modela

Algoritmi koriste dvije neovisne mreže, mrežu širenja (eng. *propagation grid*) i mrežu modela. Mreža širenja ne utječe na parametrizaciju samog modela, a koristi se za trasiranje valne fronte u koraku izravnog modeliranja. Zakrivljenost valne fronte kojom se širi energija vala najveća je u neposrednoj blizini izvora vala pa mreža širenja oko izvora ne dopušta veliku točnost oblika valne fronte, a time i povećava pogrešku izračunatog vremena putovanja. Stoga je mreža u neposrednoj blizini izvora vala gušća za zadani faktor kako bi se poboljšala preciznost vremena putovanja. Mreža koja opisuje model sastoji se od mreže brzine i mreže granica slojeva. Čvorovi mreže brzine i granica slojeva kontroliraju kontinuirane kubične B-spline funkcije koje opisuju model. Algoritam primjenjuje ove funkcije zbog neprekinute druge derivacije te lokalne kontrole modela (poglavlje 4.1.1).

Prostor modela u metodi tomografije lokalnih potresa mora uključivati i izvore i prijemnike valova stoga je model puno veći od područja kroz koje prolaze valne zrake. Veliki broj neaktivnih čvorova u modelu ne utječe na proračune niti ih usporava jer algoritam u programu FMTOMO računa i mijenja samo ćelije kroz koje prolaze seizmičke zrake. Model je smješten između 40 - 48,5° sjeverne geografske širine i 10 - 22° istočne geografske dužine. Gornja horizontalna granica modela definirana je maksimalnom nadmorskom visinom prijemnika, dok je dubina modela 100 km. Donja horizontalna granica je značajno dublja od najdubljeg potresa na istraživanom području, kako bi se za sve testirane modele brzina osigurala dubina dovoljna za izračun putanja svih valnih zraka. Nakon više testova s različitim razmacima čvorova brzine, model je parametriziran čvorovima: 0,26° (Δx : ≈ 21 km) \times 0,18° (Δy : ≈ 21 km) \times 4 km (Δz).

6.2 Hijerarhija i mogućnosti softverskog paketa

Implementiranjem FMM metode, FMTOMO ima nekoliko prednosti u usporedbi s alternativnim algoritmima (Rawlinson i Sambridge, 2004a). Najvažnije je da FMM omogućuje računanje putanja zraka i vremena putovanja u 3D modelu brzine, uzimajući u obzir

zakrivljenost putanje zrake i perturbacije u vremenima putovanja te omogućuje iterativna nelinearna rješenja. Druge metode, najčešće temeljene na trasiranju putanje zrake isto tako daju iterativna nelinearna rješenja, ali je FMM značajno računski stabilnija metoda. FMM kombinira stabilnost i efikasnost proračuna što je kombinacija koja mnogim metodama nedostaje. Npr., za male razmake čvorova modela, program omogućava konvergenciju ispravnom rješenju uz održavanje računalne efikasnosti. Metoda je robusna jer podnosi ekstremne strukture (npr. Moho diskontinuitet) i brzine (Rawlinson i Kennett, 2008).

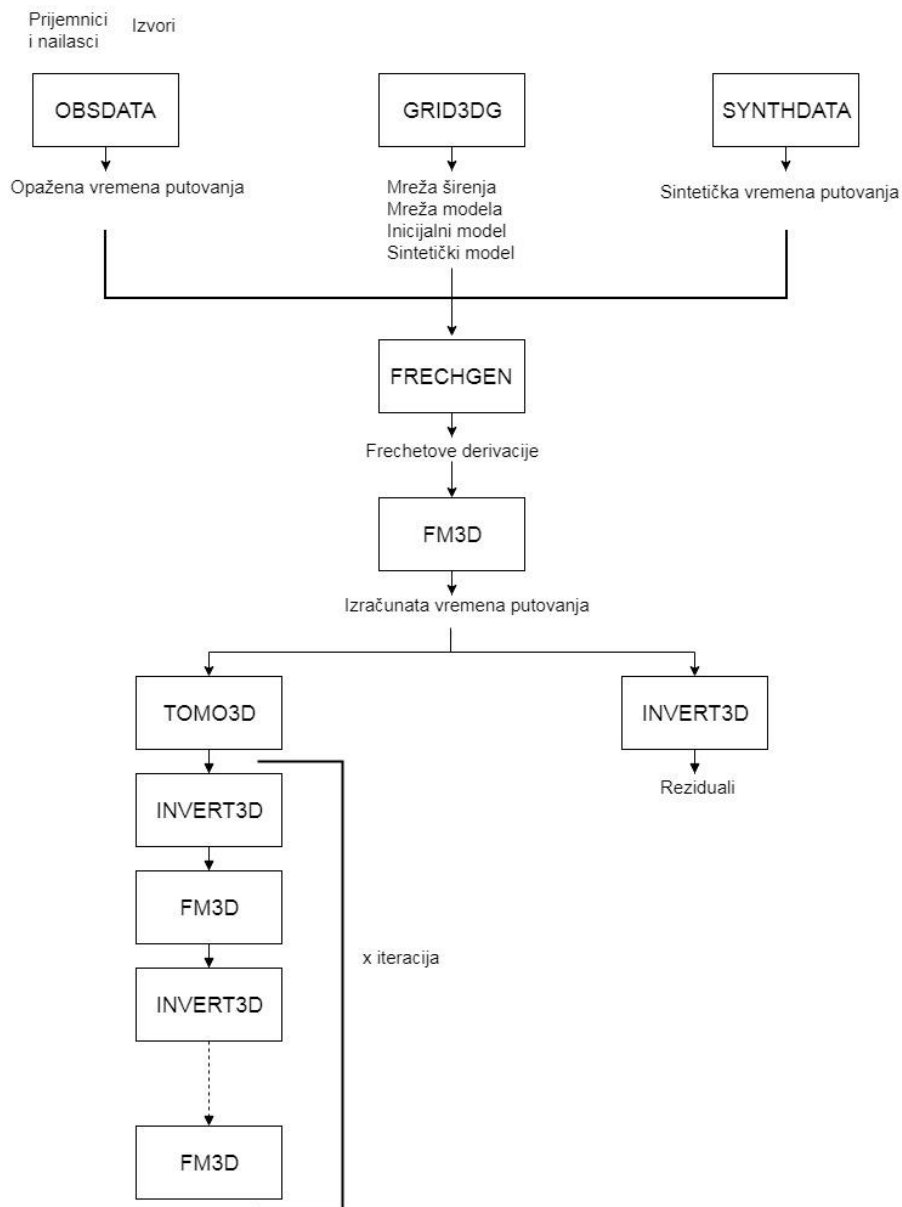
Softverski paket se sastoji od niza programa od kojih svi imaju određenu ulogu u konstruiranju inverznog modela (Slika 6.1): 1) OBSDATA pretvara podatke (vremena putovanja, položaje izvora i prijemnika, seizmičke faze i definirane putove valova) u format koji je čitljiv ostalim programima. 2) GRID3DG konstruira trodimenzionalnu mrežu širenja i mrežu modela sa zadanim parametrima. Njime se definira referentni model za inverziju i za sintetske testove. 3) SYNTHDATA izračunava sintetski set vremena putovanja. 4) FRECHGEN izračunava Fréchetove derivacije koje se koriste u koraku izravnog modeliranja. 5) FM3D je softver za izravno modeliranje. Rješava problem predviđanja vremena putovanja valova primjenom FMM metode. 6) INVERT3D izvodi inverziju metodom potprostora, prilagođava parametre modela i računa statističke parametre kvalitete rješenja: korijen srednjeg kvadrata reziduala (RMS pogrešku, eng. *Root Mean Square*), varijancu i odstupanje vremena putovanja χ^2 . RMS pogreška i χ^2 dani su izrazima:

$$T_{RMS} = \left(\frac{\sum (t_{obs} - t_{mod})^2}{n_{obs}} \right)^{1/2} \quad (6.1)$$

$$\chi^2 = \frac{\sum \left(\frac{t_{obs} - t_{mod}}{t_{err}} \right)^2}{n_{obs}} \quad (6.2)$$

Opažena vremena i izračunata vremena putovanja valova su označena s t_{obs} i t_{mod} , procijenjena nesigurnost u vremenu putovanja je t_{err} , a broj opaženih podataka n_{obs} . Izraz (6.2) je zapravo izraz (4.30) opisan u poglavlju 4.1.3.2.

7) TOMO3D pokreće FM3D i INVERT3D za x zadanih iteracija.



Slika 6.1 Dijagram toka interakcije i hijerarhije programa uključenih u proces inverzije unutar programskog paketa FMTOMO.

7 ANALIZA UTJECAJA MALIH BRZINA BAZENSKIH NASLAGA – POTREBA STATIČKIH KOREKCIJA

Vrijeme putovanja seizmičke zrake ovisi o brzinama na cijelom putu od izvora do prijemnika, a relativno male brzine u sedimentnim pri-površinskim stijenama ukupno vrijeme putovanja zrake značajno povećavaju. Statičke korekcije u dubljim seizmičkim istraživanjima definiraju se kao korekcije povećanja vremena putovanja valova uzrokovanog velikom heterogenošću i različitom debljinom pri-površinskih slojeva male brzine. Korekcije je često teško procijeniti zbog velikih nepravilnosti u složenim strukturama. U slučaju tomografije, vremensko zakašnjenje će uzrokovati lokalnu anomaliju brzine koja će biti izbalansirana anomalijom suprotnog predznaka negdje drugdje duž puta zrake (Stern i dr., 2008). Stoga bi utjecaj sedimentnih slojeva, tj. zakašnjenja valova, trebalo ukloniti statičkim korekcijama. Pažljiva procjena brzine i debljine sedimenata može značajno smanjiti pogreške u interpretaciji struktura i eliminirati artefakte. Neke metode inverzije omogućuju uključivanje sedimentnih struktura u model (npr. van Avendonk i dr., 2001). Međutim, glatkoća funkcije, koju korišteni algoritam primjenjuje za definiranje granica slojeva u modelu, ne dopušta precizno modeliranje sedimentnih struktura.

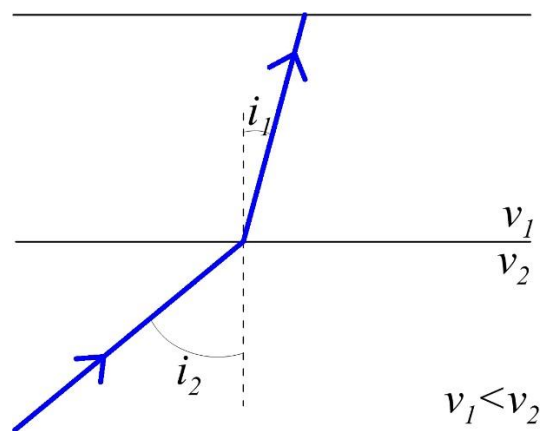
Ako bi se vrijeme putovanja kroz sedimente uklonilo tada se treba ukloniti sedimentne stijene u modelu. Zapravo, vrijeme putovanja i visinu prijemnika treba svesti na razinu temeljne stijene. Statička korekcija se onda sastoji od dva dijela; vremenske korekcije i visinske korekcije. Za izračun ovako definirane statičke korekcije potrebno je prikupiti detaljne informacije o seizmičkim brzinama i stratigrafskim jedinicama unutar sedimentnih bazena. Izvori informacija su aktivna seizmička istraživanja i bušotinski podaci u okviru naftno-geoloških istraživanja te gravimetrijska istraživanja.

Pri izračunu se polazi od određenih pojednostavljenja. Putovanje seizmičkog vala predočava se seizmičkim zrakama, a ne valnim frontama. Na duljinu puta i kut loma zrake utječe oštar kontrast brzine na granici stijena kore i sedimenata. Snellov zakon, utemeljen na Fermatovom principu širenja svjetlosti, kaže da kut loma i_1 ovisi o kutu upada i_2 i o brzinama na obje strane granice v_1 i v_2 (Slika 7.1):

$$\frac{v_1}{\sin(i_1)} = \frac{v_2}{\sin(i_2)} \quad (7.1)$$

$$i_1 = \sin^{-1} \left(\frac{v_1 \cdot \sin(i_2)}{v_2} \right) \quad (7.2)$$

Prema jednadžbi (7.2), što je veća razlika između v_1 i v_2 , manji je omjer v_1/v_2 i manji je kut i_1 , uz uvjet da je v_1 manji od v_2 , što vrijedi na granici temeljne stijene i sedimentnih naslaga. Put zrake od dna depresije do površine će biti subvertikalan pa se može pretpostaviti da kroz naslage u depresijama zraka ima vertikalni put. Ovakav pristup pojednostavljuje analizu.



Slika 7.1 Skica odnosa varijabli uključenih u Snellov zakon.

Npr., ako zraka upada na granicu s depresijom pod kutom $i_2 = 35^\circ$, pod pretpostavkom da je $v_1 = 2,5$ km/s i $v_2 = 5,8$ km/s tada je kut loma prema površini $i_1 = 14,3^\circ$. U ovom primjeru, pogreška u horizontalnoj udaljenosti upada zrake ($x_{greška}$) za debljinu sedimenata 7 km (maksimalna debljina u Panonskom bazenu prema Cvetković i dr. (2019)) i seizmičku brzinu v_1 je:

$$x_{greška} = 7 \cdot \tan(i_1) = 1,78 \text{ km} \quad (7.3)$$

A razlika u vremenu putovanja:

$$t_{razlika} = \frac{7}{v_1 \cdot \cos(i_1)} - \frac{7}{v_1} = 0,089 \text{ s} \quad (7.4)$$

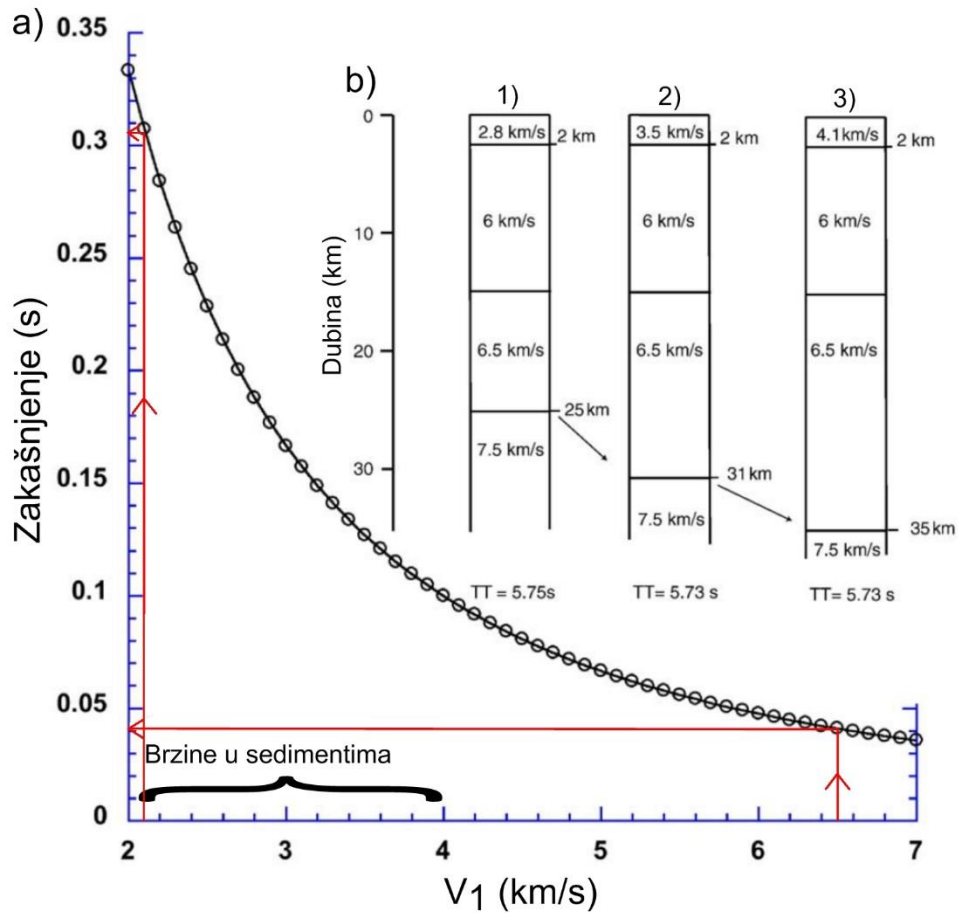
Pogreška u horizontalnoj udaljenosti upada zrake na površinu (1,53 km), koja proizlazi iz navedenih pretpostavki, čini približno 10% udaljenosti čvorova koji definiraju model. A razlika u vremenu između vertikalnog upada na prijemnik i subvertikalnog upada (0,089 s) je manja od prosječne pogreške prilikom očitavanja prvih nailazaka. Međutim, ovakve aproksimacije nisu valjane za sve zrake. U korištenim podacima ima značajan udio izravnih valova jako plitkih potresa, koje će se lomiti pod većim kutom i zato imati dulji put kroz depresiju. Isto tako, depresije su asimetrične (izdužene) pa će zrake različitih azimuta prijeći različit put kroz depresiju. Tada poluautomatska izvedba korekcije vremena zakašnjenja i korekcije visine prijemnika nije primjenjiva na korištenom setu podataka, a pojedinačna analiza zrakā je vremenski prezahtjevan zadatak. Potrebno je stoga razjasniti kakav to utjecaj može imati na interpretaciju modela brzine.

Nelinearna osjetljivost na pri-površinske promjene brzine može se najlakše predočiti razmatrajući vrijeme zakašnjenja za vertikalni put zrake Δt (Sheriff i Geldart, 1995) kada se naslage debljine h i brzine v_1 zamijene naslagama s brzinom v_2 :

$$\Delta t = h|1/v_1 - 1/v_2| \quad (7.5)$$

Npr. ako sloj debljine $h = 2$ km i brzine v_1 , zamijenimo sa slojem brzine $v_2 = v_1 + 1$ km/s možemo uočiti sljedeće (Slika 7.2a): za $v_1 = 6,5$ km/s (tipična brzina za koru), $\Delta t = 0,04$ s. No, za $v_1 = 2,1$ km/s (tipična brzina u sedimentnim stijenama), $\Delta t = 0,3$ s što je za više od 7 puta veća vrijednost nego za zakašnjenje kod tipične brzine u kori. Posljedica toga je da se greške debljine ili brzine na malim dubinama trebaju izbalansirati većim promjenama brzine dublje u kori ili gornjem plaštu. Brzine u dijelu modela gdje su prisutne sedimentne stijene iznad temeljnih stijena (2 – 3 km/s) u tomografskim rješenjima će biti veće od stvarnih te neće biti vidljiva jasna granica s temeljnim stijenama. Algoritam u tomografskoj inverziji traži globalno rješenje za dana vremena putovanja (Rawlinson i Sambridge, 2003a) pa se veliki kontrasti brzine pri površini izgube. Tada su dublje u kori i u gornjem plaštu potrebne manje brzine da bi se kompenzirale anomalno velike brzine u prvih par kilometara modela pa treba biti oprezan prilikom interpretacije Moho diskontinuiteta. Prema Sternu i dr. (2010) razlika u brzini od 1,3 km/s za površinski sloj debljine 2 km može rezultirati pogreškom dubine Moha do 10 km (Slika 7.2b). U realnosti, kompenzacija male brzine će se rasporediti kroz cijelu koru, a ne samo na jednu granicu, ali svakako u tomografskom rješenju „neto“ efekt malih pri-površinskih brzina može uzrokovati prividno zadebljanje sloja, odnosno cijele kore. Ovdje

izneseno treba uzeti u obzir prilikom određivanja granične brzine koja će u modelu predstavljati Moho diskontinuitet.



Slika 7.2 a) Dijagram nelinearnog odnosa zakašnjenja i brzine za put duljine 2 km gdje je segment kore s brzinom v_1 zamijenjen segmentom s brzinom $(v_1 + 1)$ km/s. **b)** Tri stupca prikazuju različite dubine Moho diskontinuiteta (25 km, 31 km i 35 km) zbog različitih brzina u prva dva kilometra dubine (Stern i dr., 2010). TT – vrijeme putovanja kroz koru za vertikalni put vala.

8 REZULTATI SEIZMIČKOG MODELIRANJA

8.1 Analiza kvalitete rješenja – problem višeznačnosti

Unatoč stalnom razvoju seizmičke tomografije kao alata za prikaz struktura Zemljine unutrašnjosti, jedna strana te tehnike je imala skromnija poboljšanja. Procjena stabilnosti i rezolucije rješenja je najzahtjevnija zadaća u modernoj seizmičkoj tomografiji. Problem stabilnosti rješenja proizlazi iz prirode tomografskog inverznog problema. Dobro postavljen problem u matematičkom smislu karakteriziran je jedinstvenim rješenjem koje se mijenja s obzirom na početne uvjete. U praksi, tomografski inverzni problem je pododređen ili mješovito određen (vidi poglavlje 4.1.3.2) pa postoji više rješenja koja zadovoljavaju mjerene podatke i rješenja su nestabilna s obzirom na male promjene u pogreškama podataka i parametrima modela. Ravnomjieran raspored i dovoljan broj seizmičkih zrakā unutar cijelog istraživanog modela je u praksi gotovo nemoguće postići. Ako uzmemo u obzir teoriju širenja seizmičkog vala i ako su korišteni prvi nailasci, tada je pokrivenost podacima neujednačena ne samo zbog rasporeda izvora i prijemnika već i zbog toga što putanja zrake ovisi i o promjenama brzine. Tendencija je prvih nailazaka da zaobilaze područja male brzine i uzorkuju područja velike brzine. Također, svi seizmički podaci sadrže određenu pogrešku (npr. pogreška kod određivanja lokacije hipocentra i pogreška kod određivanja vremena nailaska vala). Pogreška u podacima može utjecati broj modela koji zadovoljavaju mjerene podatke. Osim navedenog, na rezoluciju modela utječu i pojednostavljenja uključena u algoritam rješavanja inverznog problema, ograničenja nametnuta načinom parametrizacije modela i pretpostavke o raspodjeli i veličini pogrešaka. Sve ove utjecaje na rješenje inverznog problema je vrlo teško kvantificirati.

U koraku proračuna vremena putovanja kroz model, rezolucija može ovisiti o metodi izravnog modeliranja na tri načina, ovisno: 1) o preciznosti algoritma izravnog modeliranja, 2) o pojednostavljenjima u teoriji širenja vala, i 3) o cjelovitosti rješenja. Algoritmi izravnog modeliranja numerički rješavaju jednadžbe za koje ne postoje analitička rješenja. Također, metode izravnog modeliranja su nerobusne iz razloga što za rješavanje nelinearnog problema koriste lokalnu linearnost, kako bi se postigla konvergencija. Zbog toga često neke zrake nisu pronađene ili zrakā nije ona koja odgovara fazi određenoj na seizmogramu. Što se tiče pojednostavljenja u teoriji širenja vala, danas se većina tomografskih metoda temelji na geometriji zrakā, gdje se polazi od pretpostavke da je valna duljina seizmičkog vala manja od minimalne valne duljine heterogenosti modela, tj. najmanje strukture unutar modela.

Upotreba pravilne parametrizacije u većini tomografskih metoda ne uzima u obzir promjene u gustoći podataka (valnih zrâkâ) unutar modela, koje su uzrokovane nepravilnom raspodjelom izvora i prijemnika. Dakle neki dijelovi modela mogu imati bolju rezoluciju, a neki lošiju, ali prostorna rezolucija modela određena parametrizacijom je nepromijenjena. Da bi se prevladalo to ograničenje neki autori su pokušali upotrijebiti nepravilne parametrizacije, koje se temelje na nekoj mjeri povezanoj s količinom podataka (npr. Abers i Roecker, 1991; Sambridge i Faletič, 2003). Jedan od izazova kod takvih modela je interpretacija rezultata jer kod procjene rekonstrukcije struktura treba uzeti u obzir i to da su strukture u različitim dijelovima različito parametrizirane, a puno zahtjevniji je statistički opis rezolucije takvih modela.

Iako su se posljednjih godina detaljno razmatrali nedostaci i prednosti pojedinih testova rezolucije u seizmičkoj tomografiji (Rawlinson i dr., 2014; Rawlinson i Spakman, 2016), sintetski test rekonstrukcije je daleko najprisutniji u literaturi. Postoji više varijanti sintetskih testova, a zajedničko je svima da se za zadanu, sintetsku strukturu riješi izravni problem koristeći identične izvore, prijemnike i vrste faza kao u opaženom skupu podataka. Time se dobije sintetski skup podataka, koji je točan koliko dopuštaju aproksimacije uključene u rješavanje izravnog problema. Nakon toga se provede inverzija sintetskog skupa podataka s ciljem da se rekonstruira poznata, zadana struktura unutar modela. Razlike između rekonstruiranog modela i zadanog modela pružaju uvid u rezoluciju koju omogućuje korišteni set podataka.

Iako pokrivenost zrakama daje prvu indicaciju o tome u kojim dijelovima modela se može očekivati zadovoljavajuća rezolucija, dobro je poznato da povećanje broja zrâkâ ne znači nužno veću rezoluciju. Potresi dominantno nastaju u seizmogenim zonama pa potresi koji su se dogodili u blizini prethodnih potresa neće dati novih strukturnih informacija što su Rawlinson i dr. (2014) i pokazali sintetskim testom. Usporedbom modela dobivenih inverzijom različitih setova podataka u različitim fazama prikupljanja podataka, pokazalo se isto i u ovom istraživanju. Bezada i dr. (2016) su također istraživali utjecaj broja seizmičkih zrâkâ te rasporeda izvora i prijemnika u izotropnim i anizotropnim seizmičkim modelima. Usporedili su primjenu realnog rasporeda izvora i zrâkâ i idealnog (pravilnog) rasporeda, kakvog je u praksi nemoguće postići. Pokazali su da je za izotropnu inverziju rješenje u ta dva slučaja gotovo isto, dok je inverzija za anizotropni model pokazala da veći broj zrâkâ različitih azimuta i kutova upada čak povećava pojavu artefakata.

8.1.1 Rezultati sintetskih testova

Najčešći sintetski test koji se koristi za procjenu prostorne rezolucije u većini tomografskih rješenja, dobivenih linearnim ili iterativnim nelinearnim shemama inverzije, je „checkerboard“ test. Sintetski model je kod ovog testa rezolucije predstavljen naizmjeničnim blokovima velike i male brzine, tj. pozitivnim i negativnim anomalijama brzine s obzirom na neki referentni model duž svake prostorne dimenzije modela. „Checkerboard“ test su prvi put uveli Spakman i Nolet (1988), a predstavlja složeniji oblik „spike“ testa u kojem sintetski model sadrži jednu ili više anomalija male valne duljine (Walck i Clayton, 1987). Inverzija takvog modela koji sadrži pojedinačne anomalije daje uvid u razmazivanje anomalija (eng. *smearing*) u tomografskom rješenju.

U ovom poglavlju prikazani su rezultati sintetskih testova ostvareni s prikupljenim setom podataka (5396 zrâkâ), koji je opterećen greškama, te vjerojatno, određenim brojem pogrešno identificiranih faza. Parametrizacija modela i parametri inverzije u sintetskim testovima su isti kao u procesu inverzije konačnog modela. Razmak čvorova mreže širenja u vertikalnom smjeru je približno 1,7 km, a u horizontalnim smjerovima približno 8km. Čvorovi modela brzine raspoređeni su tako da tvore blokove dimenzija približno 20×20×4 km. Inverzija u sintetskim testovima regulirana je istim parametrima kao inverzija modela rješenja. Vrijednost faktora prigušenja i faktora izgladenosti iznosila je 2,5 za inverziju brzine, a 10 za inverziju glavnog diskontinuiteta koji predstavlja Moho. Vrijednosti su određene procjenom balansa („trade-off“ analizom) između varijance podataka i promjene početnog modela te varijance i hrapavosti modela. Procjena je napravljena na temelju više inverzija početnog modela s različitim vrijednostima parametra prigušenja i faktora izgladenosti. Moho diskontinuitet definiran je čvorovima razmaka približno 25 km u oba horizontalna smjera.

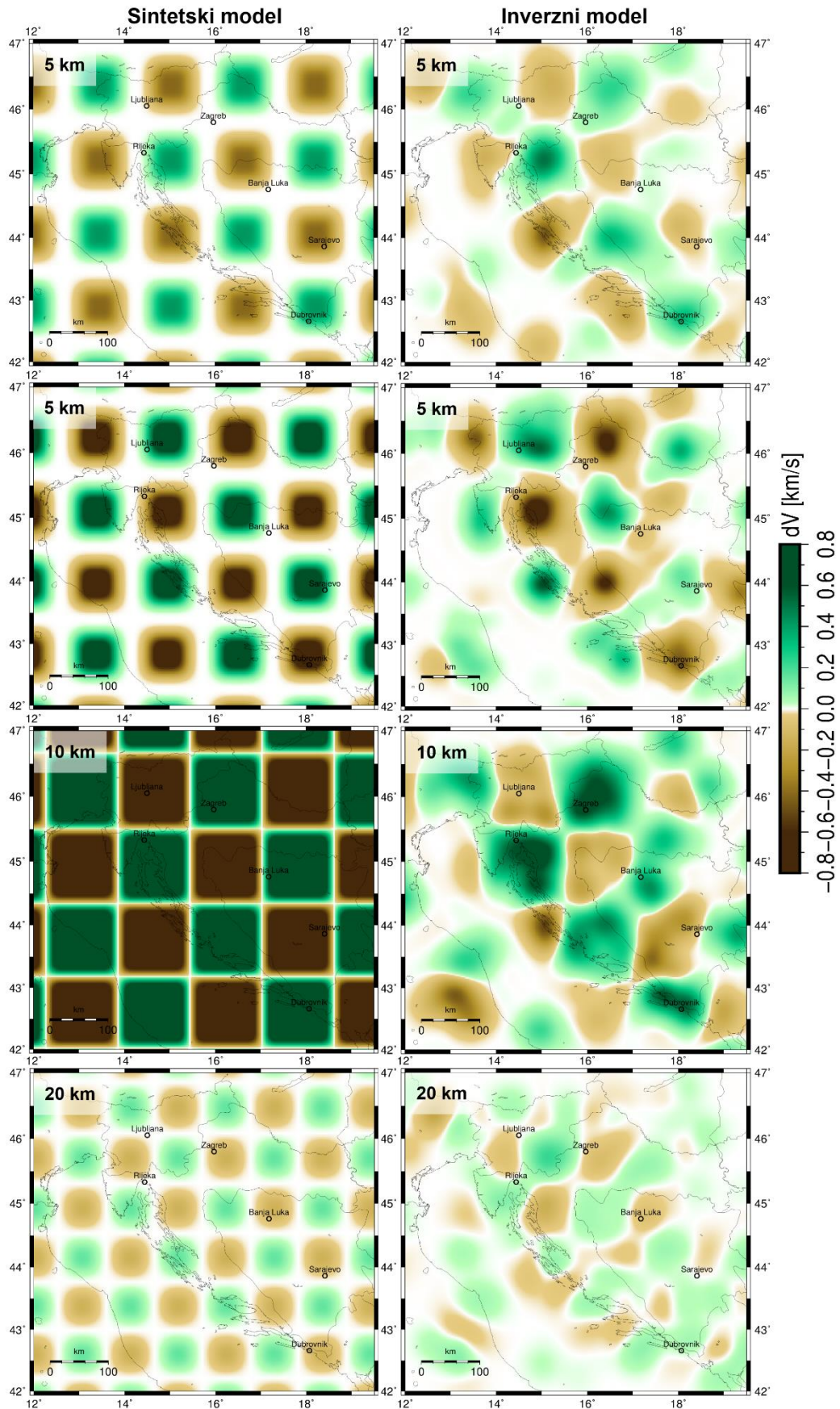
Na temelju testova su određene granice dobre rezolucije modela za geofizičko-geološku interpretaciju. Horizontalni i vertikalni presjeci sintetskih i inverznih modela prikazani su na slikama 8.1 – 8.7. Konstruirano je više sintetskih testova s različitim dimenzijama anomalija i različitim razmacima anomalija. Na taj način se procijenila veličina struktura koje je moguće pouzdano interpretirati te razmazivanje anomalija, tj. određivanje granica tih struktura. Sintetskim vremenima putovanja P-valova dodana je pogreška s normalnom (Gaussovom) raspodjelom i standardnom devijacijom od 0,1 s. Anomalije velike i male brzine u „checkerboard“ testovima su pravilnog oblika i maksimalne amplitude $dV = \pm 0,8$ km/s u odnosu na inicijalni model. Na slikama 8.1 i 8.2 prikazani su horizontalni presjeci sintetskih i inverznih modela na različitim dubinama. Na slici 8.1 su presjeci modela unutar kore, na

dubinama 5, 10 i 20 km, a na slici 8.2 presjeci na dubinama koje su u inicijalnom modelu unutar gornjeg plašta. Općenito, pravilan raspored anomalija je uspješno rekonstruiran duž cijelih Dinarida. U nekim dijelovima modela je moguće rekonstruirati samo relativno velike strukture horizontalnog prostiranja većoj od 100-tinjak km, dok su negdje uspješno rekonstruirane anomalije prostiranja par desetaka kilometara. Apsolutne amplitude anomalija su na pojedinim dijelovima modela vrlo dobro rekonstruirane, ali interpretacija se uglavnom temelji na relativnim odnosima u modelu pa je cilj uspješno rekonstruirati točan raspored anomalija konstruiranih sintetskim testom. Evidentno je i razmazivanje anomalija u određenoj mjeri i međusobno spajanje iako su anomalije odvojene, što je u ovakvim istraživanjima s realnim podacima očekivano te to treba imati na umu prilikom interpretacije. Rezolucija se naglo pogoršava na dubini većoj od 55 km, gdje se više ne može raspoznati pravilan uzorak anomalija. Glavni razlog tome je što u istraživanom području potresi nastaju uglavnom u gornjoj kori (vidi sliku 5.6) pa se valovi lome natrag prema površini neposredno ispod Mohorovičićeva diskontinuiteta, u vršnom dijelu plašta. Dublje u plašt (> 60 km) prodire manji broj seizmičkih zraka, koji dolazi od potresa najvećih epicentralnih udaljenosti unutar istraživanog modela.

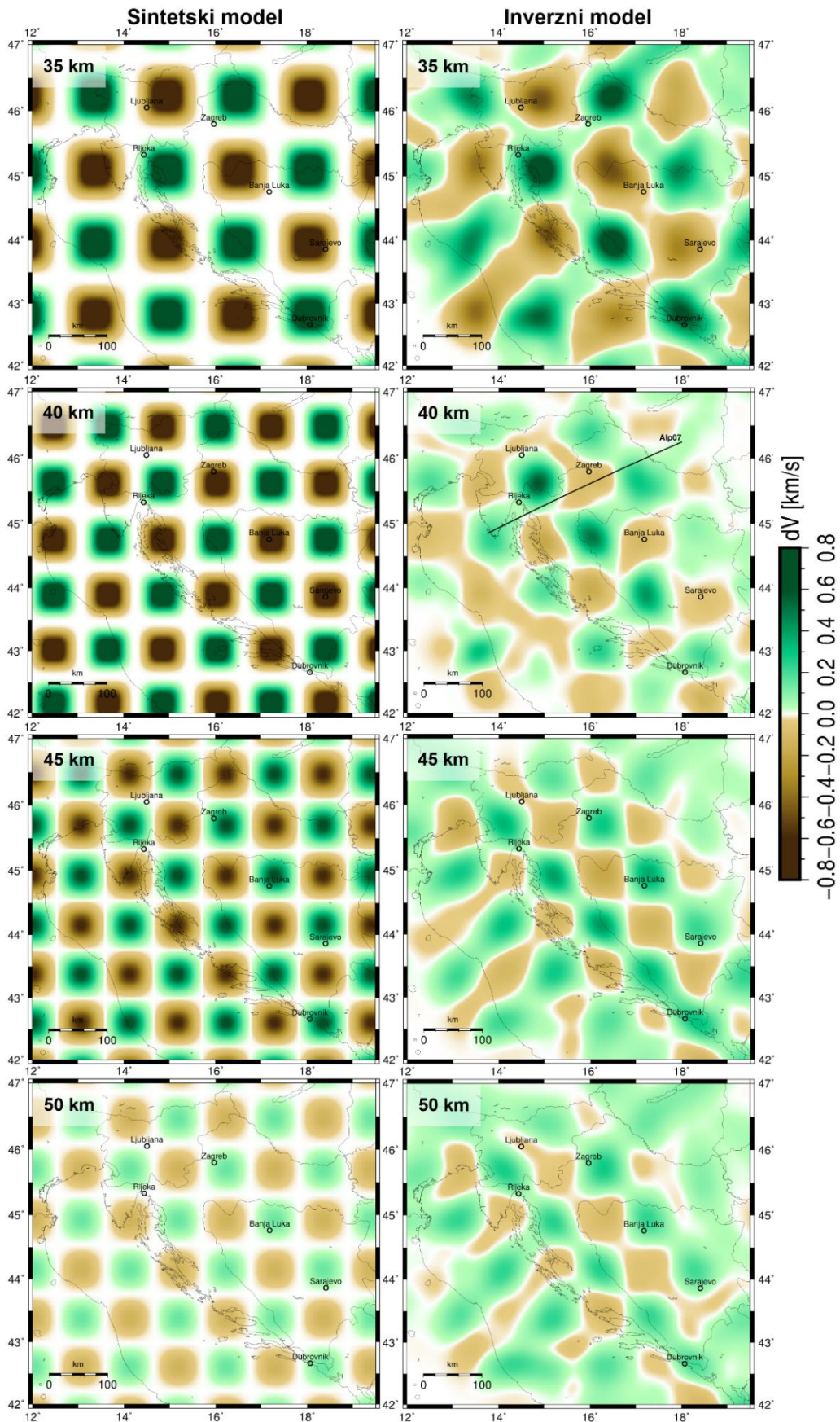
Iz „checkerboard“ testova također je vidljivo da je rezolucija unutar kore bolja na području sjevernih i središnjih Dinarida nego na području južnih Dinarida, što se moglo očekivati s obzirom na gušći i pravilniji raspored seizmoloških postaja u središnjim, a osobito u sjevernim Dinaridima. Rezolucija unutar kore smanjuje se u smjeru južnih Dinarida. U središnjim i južnim Dinaridima relativno manje anomalije u kori se ne mogu rekonstruirati bez naglašenog razmazivanja anomalija što je najvidljivije na vertikalnim presjecima modela (Slika 8.4) Rezolucija modela najbolja je u donjoj kori/vršnom dijelu plašta gdje je moguće rekonstruirati pravilan raspored sintetskih anomalija s najmanjim horizontalnim razmazivanjem (slike 8.3 i 8.4). Ovakav raspored rezolucije nije bio očekivan kada se uvidjelo da su žarišta potresa dominantno u gornjoj kori. Očekivano je da će se prikupljenim setom podataka moći s većom sigurnošću interpretirati strukture u kori. Zajedničkim promatranjem korištenih podataka i sintetskih testova može se objasniti zašto je rezolucija bolja u donjoj kori/gornjem plaštu.

Prosječno vrijeme putovanja izravnih valova (Pg faza) iznosi 14,70 s, a prosječno vrijeme refraktiranih (Pn faza) 50,06 s. Prosječna pogreška očitanih prvih nailazaka iznosi 0,10 s, što je 0,68 % prosječnog vremena putovanja Pg faze i 0,2 % prosječnog vremena putovanja Pn faze. Iz navedenog je jasno vidljivo da je relativna greška veća za Pg faze koje do prijemnika putuju višestruko kraće. Ako se uzme u obzir i utjecaj dubokih izduženih glavnih depresija u Panonskom bazenu može se zaključiti da zrake Pg faze od plitkih potresa u kori upadaju na

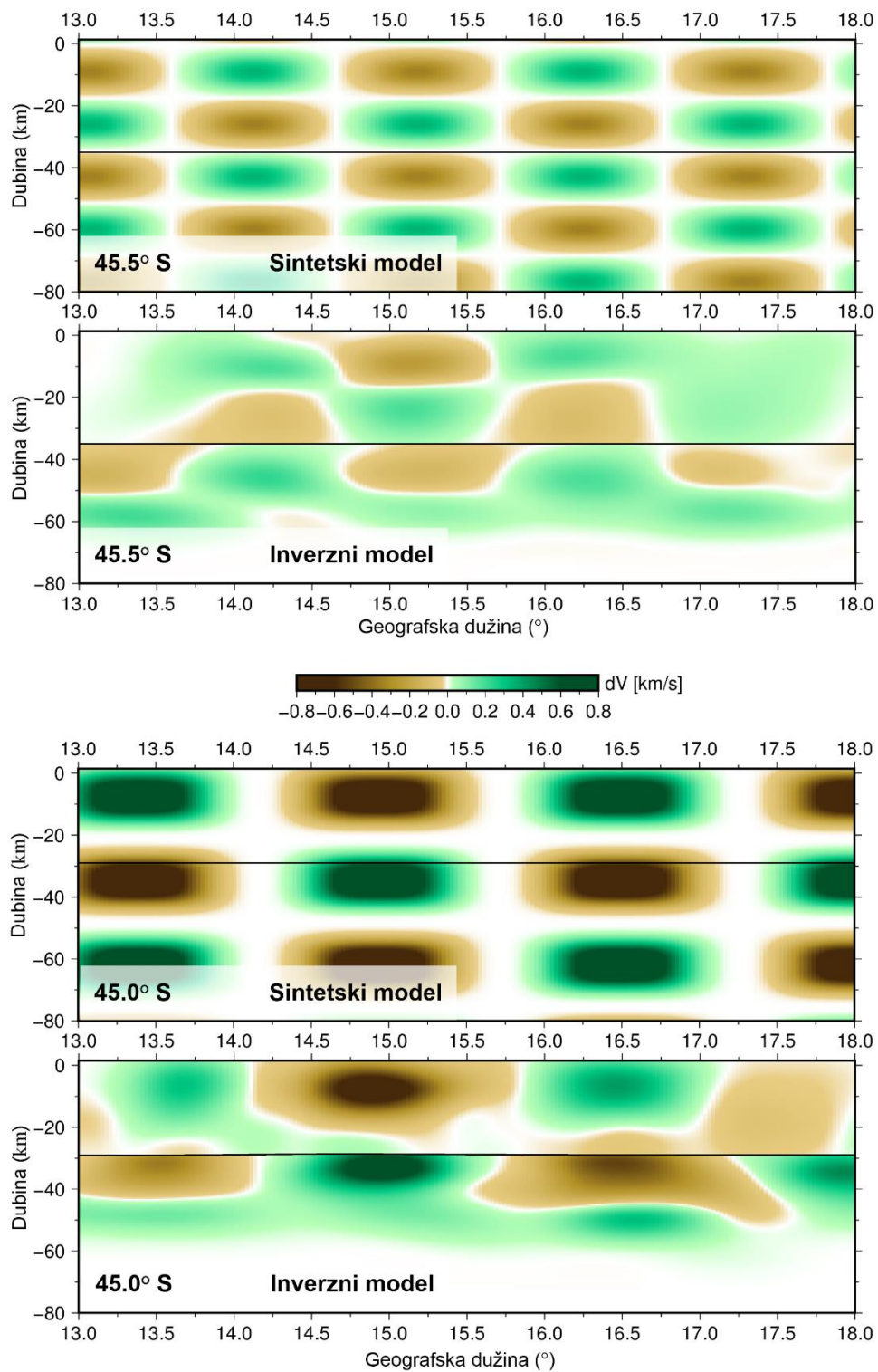
granicu s depresijom pod blagim kutom i znatnim dijelom svog puta prolaze kroz depresiju, dok Pn faze upadaju subvertikalno i njihov put kroz depresiju je neznatan u usporedbi s ukupnom duljinom puta. Osjetljivost tomografskih modela na pri-površinske promjene brzine nije zanemariva čak ni za vertikalni put zrake. Nelinearna ovisnost zakašnjenja i brzine u kori, za vertikalni put zrake, prikazana je u poglavlju 7. Prema tome, anomalije u donjoj kori/gornjem plaštu mogu se interpretirati s većom sigurnošću nego anomalije unutar plićih dijelova kore.



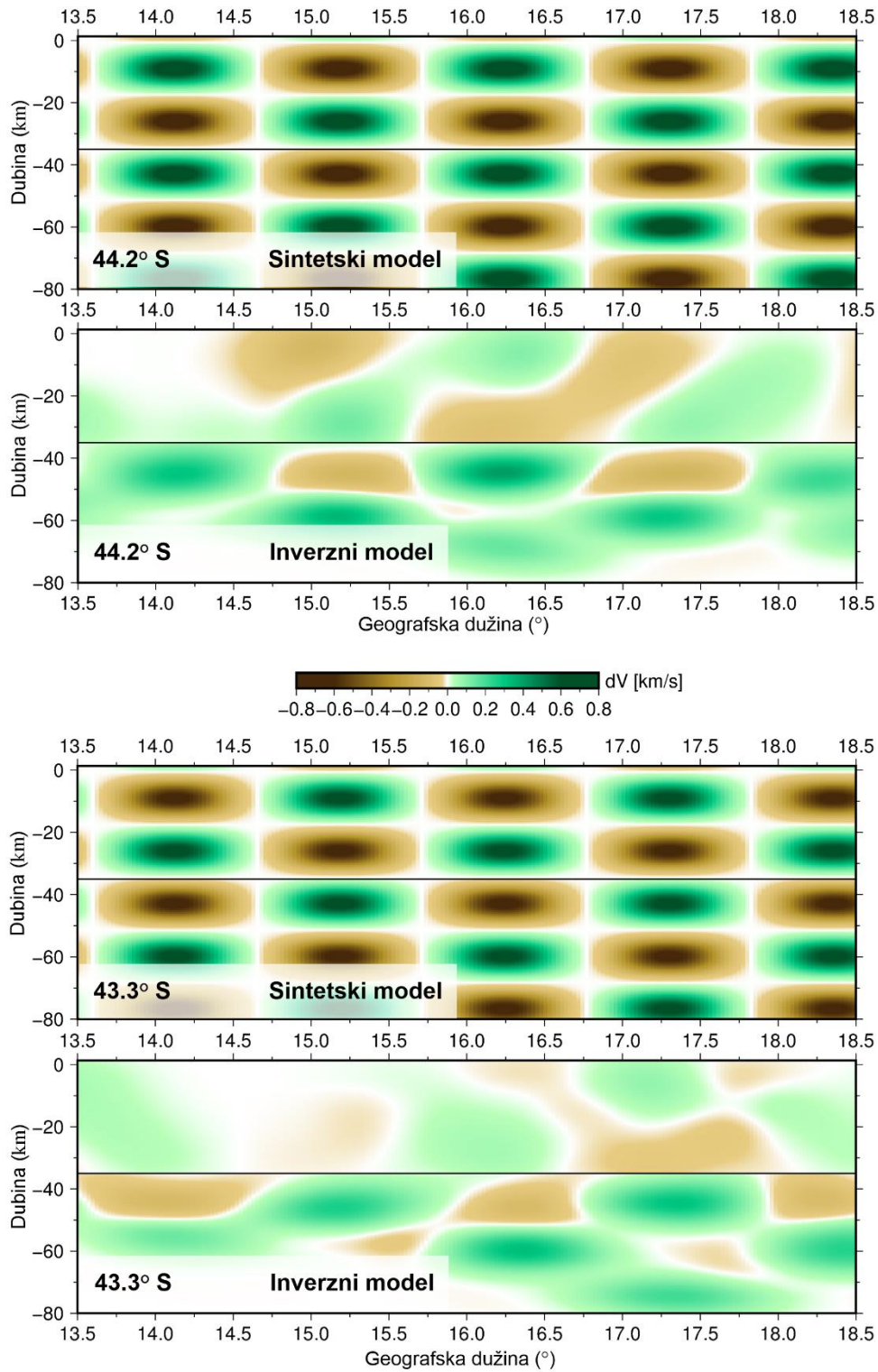
Slika 8.1 Sintetski testovi – „checkerboard“ testovi rezolucije s različitim veličinama blokova i maksimalnom amplitudom anomalije $dV = \pm 0,8$ km/s. Dubine horizontalnih presjeka su označene na slici.



Slika 8.2 Sintetski testovi – „checkerboard“ testovi rezolucije s različitim veličinama blokova i maksimalnom amplitudom anomalije $dV = \pm 0,8$ km/s. Dubine horizontalnih presjeka su označene na slici.



Slika 8.3 Sintetski testovi – „checkerboard“ testovi rezolucije s različitim veličinama blokova i maksimalnom amplitudom anomalije $dV = \pm 0,8$ km/s. Prikazana su dva vertikalna presjeka pružanja Z – I u sjevernim Dinaridima.



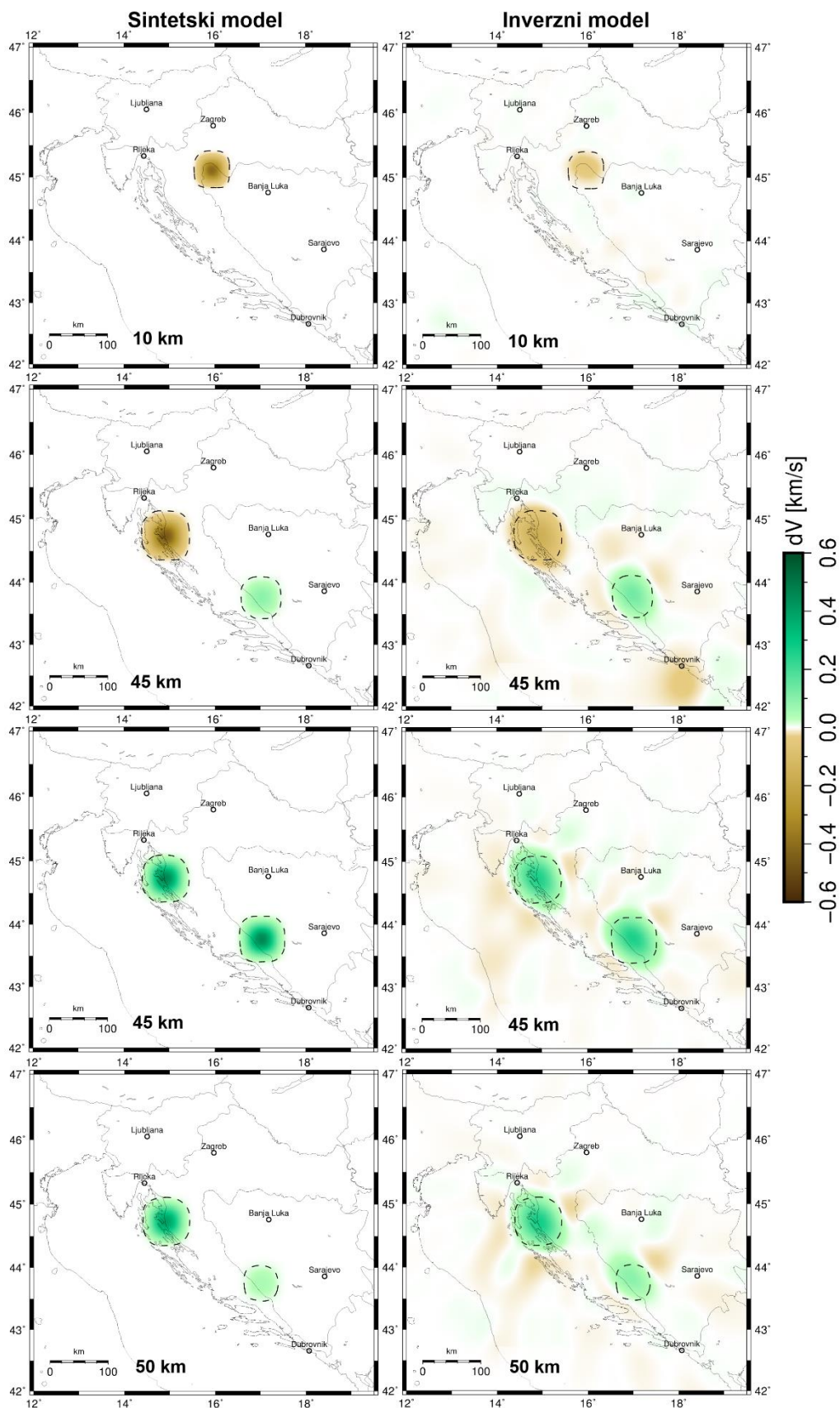
Slika 8.4 Sintetski test – „checkerboard“ test rezolucije – dva vertikalna presjeka pružanja Z – I u središnjim – južnim Dinaridima. Kora – loša rezolucija, vršni dio plašta – zadovoljavajuća rezolucija.

„Spike“ testovima konstruirano je nekoliko pojedinačnih anomalija na različitim dubinama i dijelovima modela (slike 8.5 i 8.6). Amplitude anomalija su $dV = \pm 0,6$ km/s. Ovakvi modeli lokaliziranih struktura su realističniji od „checkerboard“ modela. Nije realno da će se u podzemlju naći pravilna izmjena struktura manje, sa strukturama veće brzine od prosječne, i to u svim smjerovima i s oštrim granicama između njih.

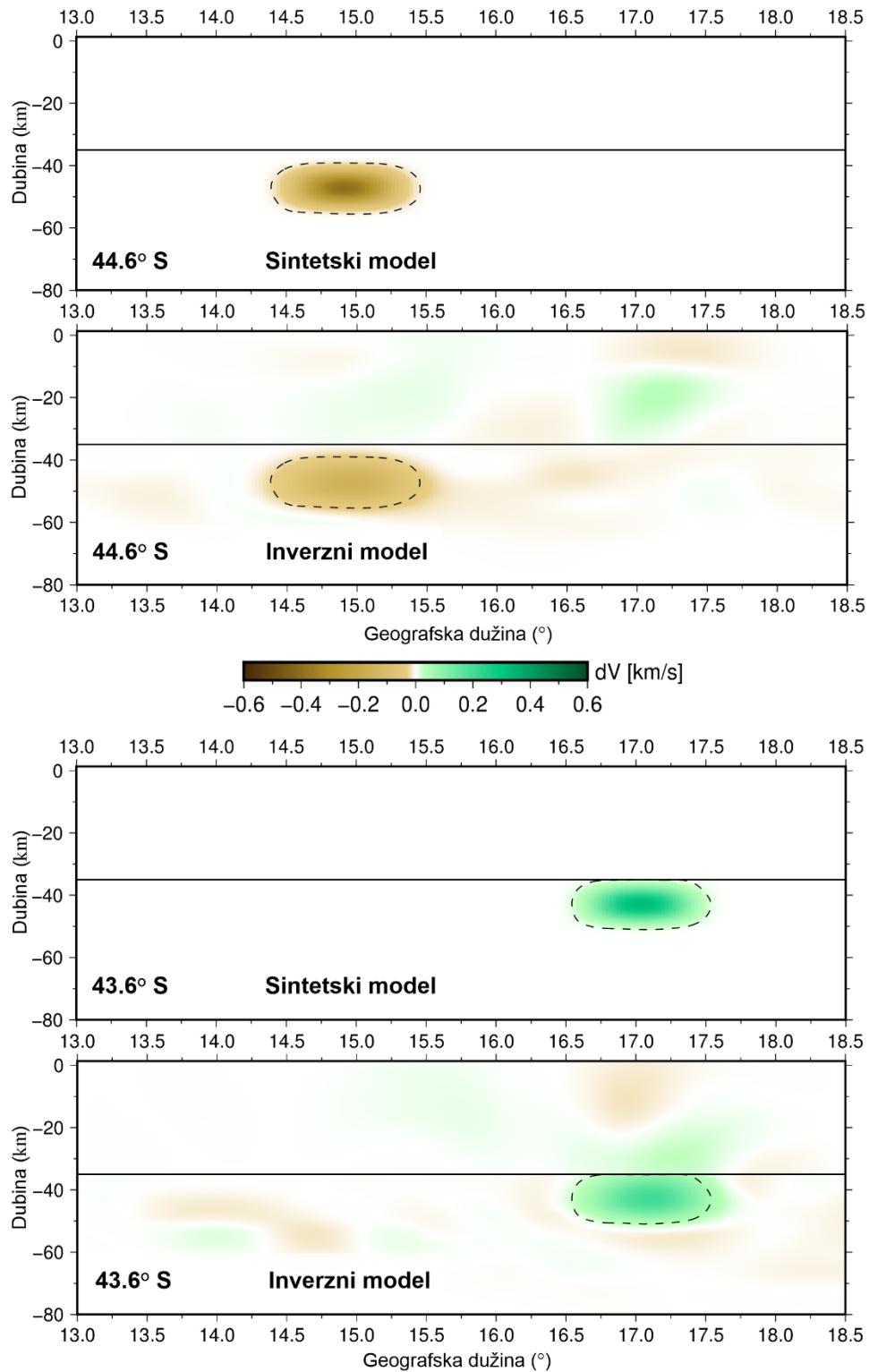
Testovi pokazuju dobru rekonstrukciju pojedinačnih anomalija s vrlo malim horizontalnim i vertikalnim razmazivanjem. Amplitude anomalija su u inverznim modelima nešto manje od zadanih amplituda u sintetskom modelu, a razlika amplituda je izraženija u kori nego u gornjem plaštu. Vertikalno razmazivanje je također izraženije u kori, dok u gornjem plaštu prema „spike“ testu razmazivanje nije veće od 1 – 2 km na području s dobrom pokrivenošću podacima (Slika 8.6). Prisutnost blago izraženih anomalija male amplitude kojih nema u sintetskom modelu je vjerojatno posljedica šuma odnosno procijenjene nesigurnosti pri očitavanju vremena nailazaka na seizmogramima, koja je dodana sintetskim podacima.

Potrebno je napomenuti da je u modeliranju Mohorovičićev diskontinuitet konstruiran u inicijalnom modelu kao ravna granica iako su do sada dobro poznati trendovi topografije Moha. Na europskom području postoji više karata Mohorovičićeva diskontinuiteta, koje su konstruirane zahvaljujući akumulaciji rezultata istraživanja strukture europske kore (npr. Tesaura i dr., 2008; Grad i dr., 2009; Šumanovac, 2010; Stipčević i dr., 2011). Karte Tesaura i dr. (2008) i Grada i dr. (2009) su regionalne karte na kojima rezolucija značajno varira. Šumanovac (2010) je konstruirao kartu Moha na temelju 2D gravimetrijskih podataka na širem dinaridskom području, a Stipčević i dr. (2011) određuju dubinu Moha ispod seizmičkih postaja na području Dinarida, analizom funkcija prijemnika. Sve postojeće karte na području Dinarida i okolnih područja konstruirane su na temelju 2D ili 1D podataka, što znači da su u određenoj mjeri izglađene. Testovi rezolucije u ovom istraživanju su pokazali da blaga zakrivljenost granice koja predstavlja Moho, tj. izglađeni Moho ne utječe na rezultate inverzije niti se ta zakrivljenost može uspješno rekonstruirati s prikupljenim setom podataka (Slika 8.11, poglavlje 8.2.2). Zbog toga je u inicijalnom modelu za Moho konstruirana ravna granica, a primarna indikacija Moha u inverznom modelu je veliki gradijent brzine. Lateralne promjene dubine Moha se očituju kao relativno velika brzina iznad granice Moha u inicijalnom modelu kada je kora stanjena te kao relativno mala seizmička brzina ispod Moha kada je kora zadebljana. Kako bi se procijenio utjecaj takvih anomalija izveden je dodatan „spike“ test kojim se simulira prisutnost skoka brzine na dubini Moha (Slika 8.7). Amplitude anomalija u sintetskom modelu iznose $\pm 1,2$ km/s jer skok u brzini P-valova između kore i plašta uobičajeno ima vrijednosti

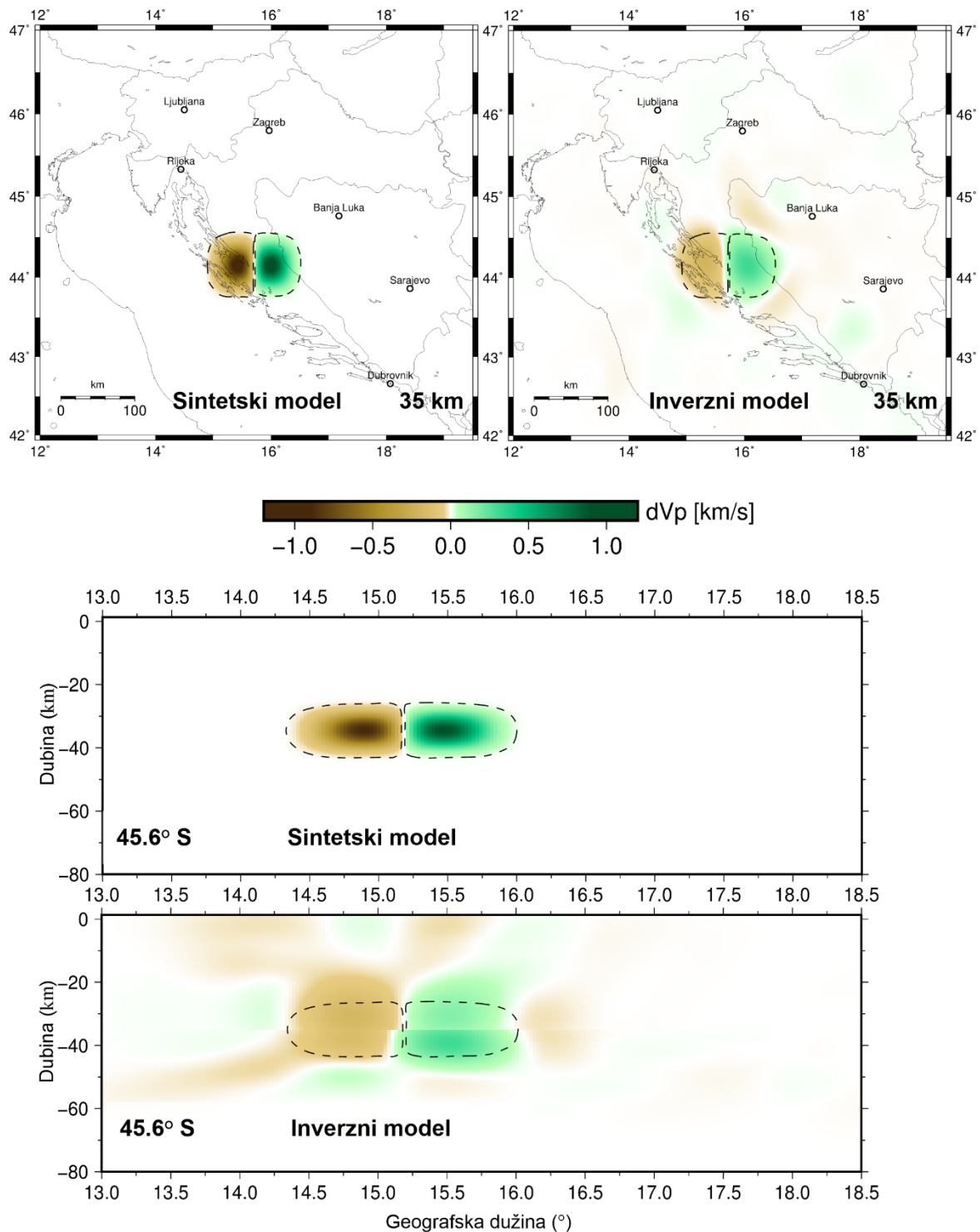
između 1 – 1,5 km/s. Test je pokazao da je horizontalno razmazivanje do 20-tak kilometara, što je za glavne strukturne odnose na granici kore i plašta jako dobra horizontalna rezolucija, međutim vertikalno razmazivanje anomalija je značajnije i u dijelovima modela iznosi ± 10 kilometara. Dakle testovi rezolucije pokazuju da se lateralne promjene struktura i relativni odnosi mogu pouzdano interpretirati u tomografskom modelu, ali da pouzdanost interpretacije dubina strukturnih granica u ovakvim modelima može biti mala i uvelike ovisi o inicijalnom modelu brzina. Metoda koja omogućava preciznije određivanje dubina diskontinuiteta je refrakcijska seizmika. Tomografija lokalnih potresa će u prosjeku dati nešto manje seizmičke brzine za razliku od refrakcijskih istraživanja s aktivnim izvorima. Glavni razlog tome je što kod refrakcijske seizmike do prijemnika ne dolaze refraktirani valovi od struktura male brzine, dok kod tomografije lokalnih potresa na brzine utječu i strukture male brzine, tj. dolaze valovi i od takvih struktura jer se izvor vala nalazi u podzemlju, a ne na površini. Refrakcijska seizmika pouzdano povezuje brzine s diskontinuitetima prvog reda, a rezolucija će ovisiti o gustoći podataka i primijenjenoj metodi inverzije.. Zapravo se može reći da ni jedan tomografski seizmički model (bez obzira na metodu) nije potpuno točan, međutim svi tomografski modeli su jako korisni ako se rezultati pravilno analiziraju i selektiraju unutar cijelog 3D modela. Zbog toga je ovakve modele potrebno kalibrirati pomoću nekih drugih geofizičkih metoda i neovisnih geofizičkih podataka što je učinjeno u prvoj fazi istraživanja na području sjevernih Dinarida.



Slika 8.5 Sintetski testovi – „spike“ testovi. Konstruirano je nekoliko anomalija koje su međusobno jako udaljene i nalaze se na različitim dubinama. Crna isprekidana linija označava konture anomalija konstruiranih u sintetskom modelu. Maksimalna amplituda anomalija $dV = \pm 0,6$ km/s.



Slika 8.6 Sintetski test – „spike“ test. Vertikalni presjeci modela koji sadrži dvije anomalije prikazane na prethodnoj slici na presjeku dubine 45 km. Crna isprekidana linija označava konture anomalija konstruiranih u sintetskom modelu. Maksimalna amplituda anomalija $dV = \pm 0,6$ km/s.



Slika 8.7 Sintetski test – „spike“ test koji simulira naglu promjenu dubine Moha. Amplituda anomalija u ovom testu iznosi $dV = \pm 1,2$ km/s.

Zaključno, rezultati provedenih testova rezolucije pokazuju da prikupljeni podaci omogućuju otkrivanje realnih struktura na određenim dijelovima modela na području istraživanja. Najveća rezolucija modela je na području sjevernih Dinarida, gdje je i najveća gustoća prijemnika i seizmičkih zraka. Promatrano u vertikalnom smjeru, najbolja rezolucija je

ostvarena u vršnom dijelu plašta, neposredno ispod Moha, jer je u tom dijelu modela najmanje horizontalno i vertikalno razmazivanje anomalija. Pouzdano se mogu interpretirati glavne lateralne promjene i relativni odnosi na području Dinarida i prijelazne zone prema Panonskom bazenu, a za precizno određivanje vertikalnih granica tomografski model je potrebno kalibrirati na temelju dodatnih i neovisnih geofizičkih podataka. Najmanja anomalija u sintetskom testu koju je bilo moguće pouzdano rekonstruirati je dimenzija približno $60 \times 60 \times 10$ km. Ako se zasebno promatraju anomalije velike i male brzine, može se uočiti da je anomalije male brzine teže rekonstruirati od anomalija velike brzine. Amplitude anomalija male brzine u inverznom modelu su manje u usporedbi s amplitudama pozitivnih anomalija, a to može biti zbog činjenice da zrake divergiraju od zona male brzine, osim ako nisu prisiljene proći kroz njih zbog blizine izvora ili prijemnika.

8.2 Verifikacija i kalibracija modela u sjevernim Dinaridima

Poglavlje se temelji na objavljenom radu:

Kapuralić, J., Šumanovac, F. & Markušić, S. (2019). Crustal structure of the northern Dinarides and southwestern part of the Pannonian basin inferred from local earthquake tomography. Swiss Journal of Geosciences, 112(1), 181-198. doi: 10.1007/s00015-018-0335-2; IF = 2,028; Q2

8.2.1 Uvod

Prva faza istraživanja bila je usmjerena na model kore i vršnog dijela plašta na području sjevernih Dinarida. Fokus na sjevernim Dinaridima je bio iz dvaju razloga: 1) gusti raspored seizmoloških postaja za koje su podaci bili dostupni i 2) mogućnost korelacije s prijašnjim geofizičkim modelima na tom području. Standardnim sintetskim testovima rezolucije možemo ograničiti dio modela koji je zadovoljavajuće rezolucije za interpretaciju, ali samu pouzdanost interpretacije je teško vrednovati. Pouzdanost interpretacije značajno možemo povećati kalibracijom s nekim drugim geofizičkim modelima. Ovaj prvi trodimenzionalni seizmički model kore i gornjeg plašta na istraživanom području verificiran je i kalibriran na temelju dvodimenzionalnog modela u sjevernim Dinaridima određenog metodom refrakcijske seizmike, gravimetrijskim modeliranjem i analizom funkcija prijelnika (Šumanovac et. al., 2016). Tomografski model brzine ukazuje na zadebljanje kore ispod Dinarida i značajno stanjenje kore ispod Panonskog bazena. Mohorovičićev diskontinuitet interpretiran je na temelju najvećeg gradijenta brzine na vertikalnim presjecima modela. U tomografskom modelu su ispod sjevernih Dinarida relativno velike seizmičke brzine na maloj dubini (< 10 km), a male brzine naglašene su na području dubokih lokalnih depresija u Panonskom bazenu. U prijelaznoj zoni između Dinarida i Panonskog bazena, na dubini između 5 – 15 km vidljivo je tijelo velike brzine. Također, značajan gradijent brzine na dubini od oko 20 km ukazuje na to da bi dinaridska kora mogla biti dvoslojna, dok je panonska kora vjerojatno jednoslojna, što je istaknuto i u prijašnjoj literaturi (Šumanovac i dr., 2009; Šumanovac, 2010).

8.2.2 Podaci i rezolucija

Konstrukcija tomografskog modela u sjevernim Dinaridima temeljila se na 2583 prvih nailazaka od 119 potresa magnituda uglavnom između 3 i 4 (detaljnije o prikupljanju i obradi podataka – vidi poglavlje 5). U ovom setu podataka, najveći interval azimuta u kojem ne postoji ni jedan podatak o nastupnim vremenima (eng. *azimuthal gap*) za pojedine epicentre je između 6° i 329° , a srednja vrijednost za sve potrese iznosi 166° . Osnovni parametri potresa (koordinate epicentra, dubina žarišta, vrijeme nastanka potresa) u tomografiji lokalnih potresa utječu na vremena putovanja seizmičkih faza, a različite institucije određuju parametre koristeći različite algoritme i modele brzine. Uglavnom se koriste globalni 1D modeli brzine kao što su IASP91 (Kennett i Engdahl 1991), AK135 (Kennett i dr., 1995).

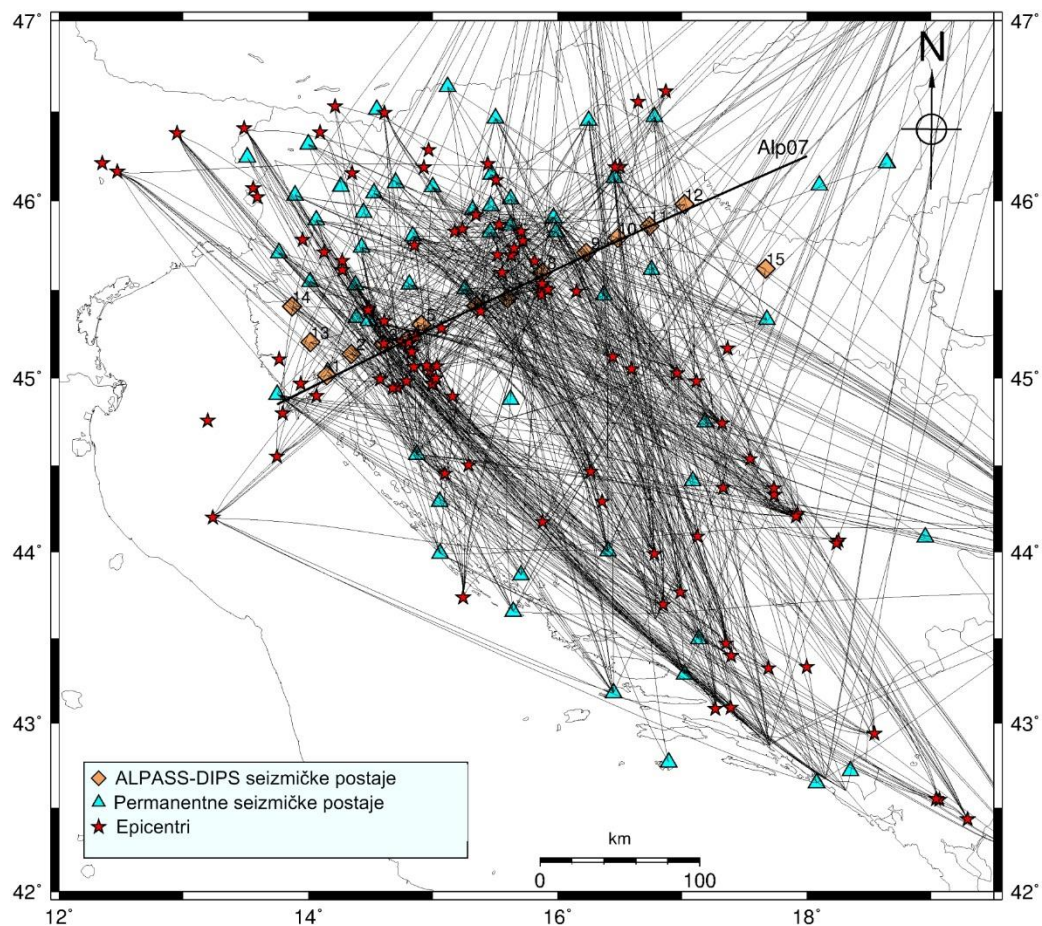
Kako bi se uklonio bar dio greške u podacima zbog određivanja vremena putovanja pomoću različitih modela, ali i neprimjerenosti 1D globalnog modela na lokalno područje, potrebno je provesti relokaciju potresa.

Zbog neravnomjerne azimutalne pokrivenosti u modelu, hipocentri nisu relocirani simultano u postupku inverzije istraživanog modela. Parametri potresa koji su korišteni u inverziji modela brzine su relocirani hipocentri i vremena nastanka, preuzeti iz Hrvatskog kataloga potresa (CEC – Croatian Earthquake Catalogue) gdje se parametri računaju najnovijom verzijom programa HYPOSEARCH (Herak 1989). Današnji oblik Kataloga Hrvatske i susjednih područja (ažurirana verzija koju su objavili Herak i dr., 1996) kontinuirano se revidira i nadopunjuje novo prikupljenim podacima, a najnovija verzija se nalazi u Arhivu Geofizičkog odsjeka Prirodoslovno-matematičkog fakulteta, Sveučilišta u Zagrebu. U određivanju parametara potresa koriste se podaci stalnih i privremenih seizmoloških postaja na području Republike Hrvatske, podaci postaja susjednih država dobiveni uobičajenom razmjenom seizmoloških podataka i podaci međunarodnih seizmoloških centara (ISC, CSEM-EMSC, NEIC-USGS, ING i dr.). Svi podaci su obrađeni ručno. Program koristi P- i S-valove i model brzine određen za područje Balkana (B.C.I.S., 1972) koji je modificiran dodavanjem tankog sloja pri površini. Autor HYPOSEARCH algoritma je sintetskim testovima pokazao kako su greške u određivanju vremena nastanka potresa unutar $\pm 0,02$ s, sa standardnom devijacijom $< 0,02$ s. Greška u horizontalnim koordinatama se povećava s povećanjem dubine stvarnog hipocentra, a ne prelazi 6 km za najdublje potrese (Herak, 1989). Zaključak nakon obrade podataka i preliminarnih rezultata je da su parametri potresa iz Hrvatskog kataloga potresa precizniji od onih određenih relokacijom s prikupljenim podacima u okviru ovog

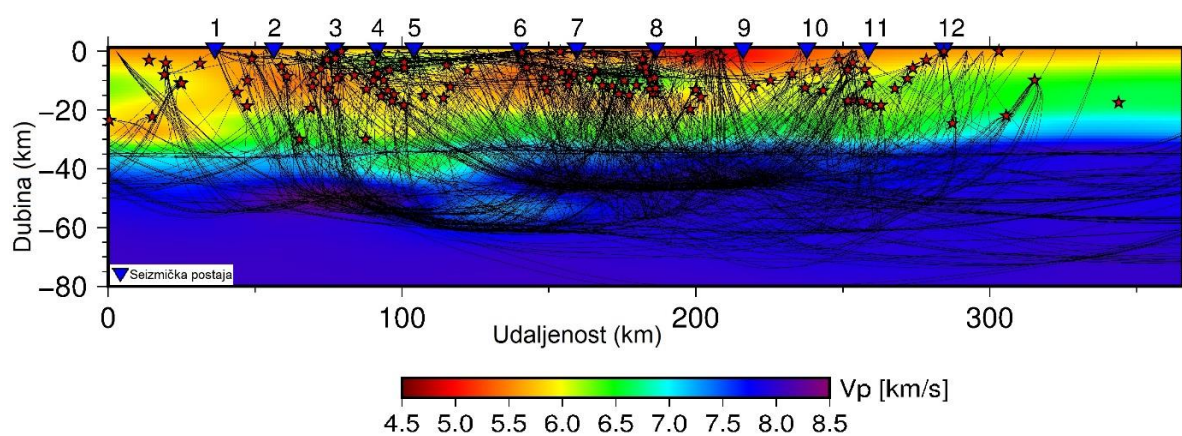
istraživanja, a to pogotovo vrijedi za najpliće potrese. RMS pogreške parametara hipocentara u Hrvatskom katalogu potresa ne prelaze 1 sekundu.

Konstruirani su mreža širenja, koja uzorkuje mrežu brzine u koraku izravnog modeliranja i mreža čvorova brzine, koja definira model brzine. Mreža širenja sastoji se od 60 čvorova po dubini što rezultira razmakom čvorova $\approx 1,7$ km. U smjerovima S – J i I – Z razmak čvorova mreže širenja je ≈ 8 km. Model brzine definiran je s 25 čvorova mreže po dubini i 35 čvorova u smjerovima sjever-jug i istok-zapad što bi značilo da teoretska prostorna rezolucija modela omogućuje razlučivanje blokova dimenzija približno $14 \times 14 \times 4$ km. Međutim, testovi rezolucije su pokazali da s korištenim setom podataka nije postignuta najbolja rezolucija koja je dopuštena parametrizacijom modela. Broj čvorova kojima je definiran Moho diskontinuitet u oba horizontalna smjera iznosio je 40.

Tomografski inverzni problem je najčešće pododređen zbog nedovoljnog broja seizmičkih zrakā u modelu i zbog grešaka u podacima. Kada omjer nepoznanica i podataka u nekom modelu prelazi npr. 12:1, problem je istovremeno preodređen i pododređen u različitim dijelovima modela (Sambridge, 1990). Varijacije gustoće seizmičkih zrakā u istraživanom modelu su velike (slike 8.8 i 8.9), a dijelovi modela koji su pododređeni ne razmatraju se u inverznom modelu. Velike 3D varijacije u pokrivenosti modela podacima su rezultat raspodjele seizmoloških stanica i potresa na istraživanom području i tipične su za gotovo sve setove podataka ovog tipa. Kod rješavanja inverznog modela gradijentnom metodom potprostora, model rješenja u dijelovima gdje je slaba pokrivenost zrakama, uglavnom ostaje nepromijenjen. Gradijentne metode inverzije, kao što je korištena metoda potprostora, neće mijenjati parametre čija vrijednost Fréchetovih derivacija iznosi nula (Rawlinson i dr., 2008). Stoga se rješenja razmatraju samo u područjima modela s dobrom pokrivenošću zrakama, koja su označena na slikama modela rješenja.



Slika 8.8 Prikaz korištenih seizmičkih zrâkâ na području istraživanja. Putanje zrâkâ izračunate su za model brzine nakon inverzije. Nekoliko korištenih potresa nalazi se izvan granica karte, na teritoriju Austrije, Mađarske, Srbije, Crne Gore i Albanije.

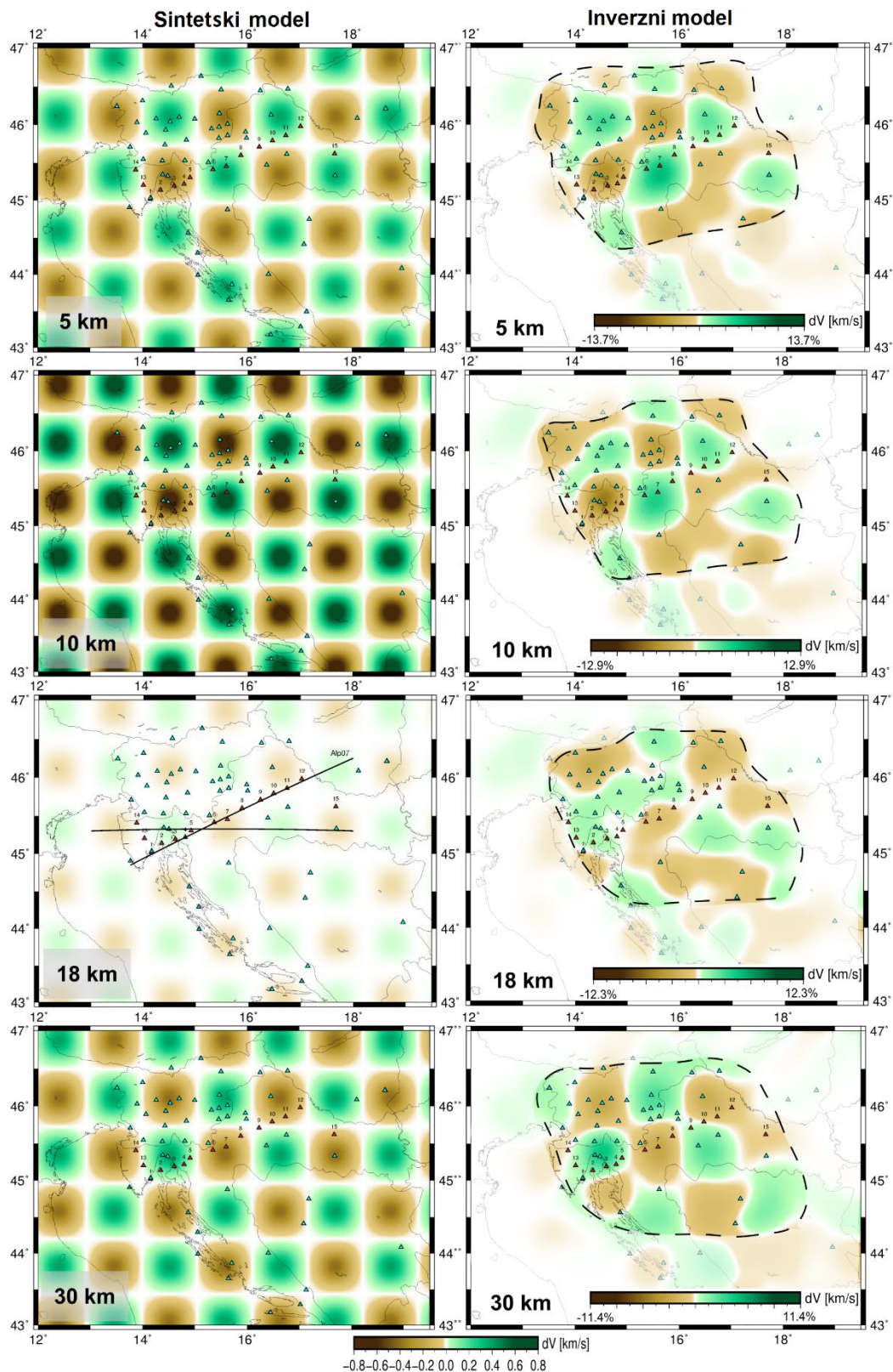


Slika 8.9 Prikaz seizmičkih zrâkâ na vertikalnom presjeku inverznog modela, duž profila ALP07.

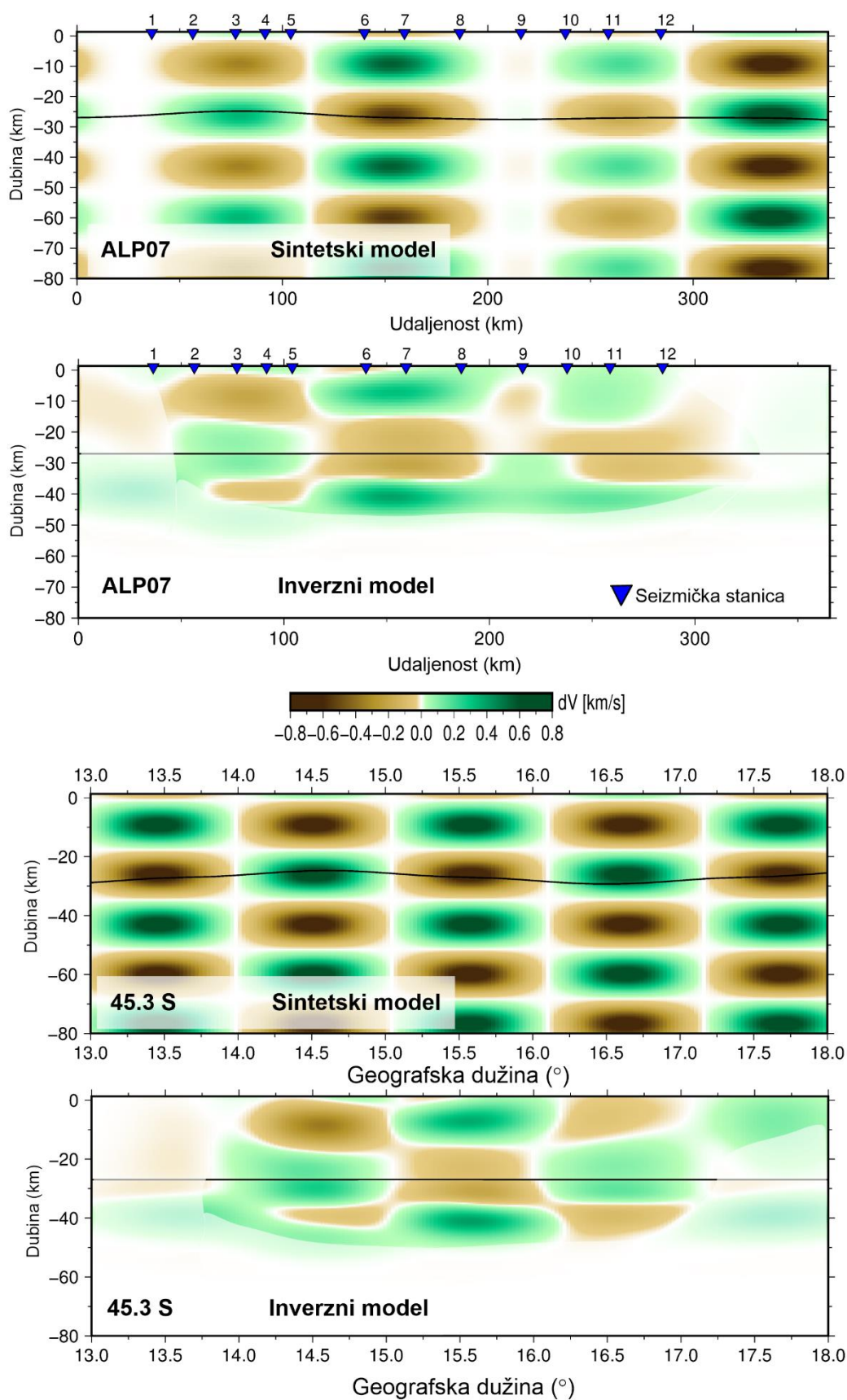
Rezolucija je ispitana sintetskim testom rekonstrukcije čiji je opis dat u poglavlju 8.1. Konstruiran je sintetski model s pozitivnim i negativnim anomalijama brzine u odnosu na inicijalni model brzine koji je korišten u inverziji. Anomalije su predstavljene pravilnim blokovima dimenzija $80 \times 30 \times 8$ km, a maksimalna amplituda im je $dV = \pm 0,8$ km/s. Blokovi su međusobno razmaknuti (u prostoru između blokova vrijedi $dV = 0$) što omogućuje jasniji uvid u razmazivanje anomalija koje potječe od struktura velikih ili malih brzina. Razmazivanje je obično prisutno duž dominantnih putanja seizmičkih zraka. Sintetska vremena putovanja su izračunata za identičan raspored potresa i prijemnika koji je korišten u inverziji, a inverzija je kontrolirana s vrlo sličnim parametrima kao i u konačnom inverznom modelu. Sintetska vremena putovanja sadrže nesigurnost pridodanu očitanim vremenima nailaska i nije im dodan slučajni šum. Sintetski i rekonstruirani model prikazan je s nekoliko horizontalnih (Slika 8.10) i vertikalnih (Slika 8.11) presjeka.

Profil Alp07 i profil pružanja I – Z pri $45,3^\circ\text{S}$ predstavljeni su vertikalnim presjecima na slici 8.11. Model brzine je generalno zadovoljavajuće rekonstruiran do dubine od oko 50 km na području sjevernih Dinarida i na dijelu Panonskog bazena. Na dubinama većim od 50 km rezolucija se progresivno smanjuje, što je bilo i očekivano budući da se većina žarišta nalazi u gornjoj kori te su vremena putovanja na postajama od potresa relativno malih epicentralnih udaljenosti. Pone amplitude anomalija nisu rekonstruirane, što je normalno, ali raspored anomalija je generalno uspješno rekonstruiran na području ograničenom koordinatama $44,5 - 46,5^\circ\text{S}$ i $14 - 18^\circ\text{I}$, a gdje je i najbolje prekrivanje seizmičkim zrakama. Zaključak „checkerboard“ testa rezolucije je da primijenjena geometrija rasporeda zraka može detektirati potencijalne strukture prostiranja nekoliko desetaka kilometara, uz određeno razmazivanje anomalija. Dijelovi inverznog modela na kojima je razmazivanje anomalija značajno, prigušeni su na grafičkim prikazima presjeka modela.

Značajno razmazivanje anomalija malih amplituda na horizontalnom presjeku na dubini od 18 km je rezultat toga što se izdvojeni presjek nalazi između dva „sloja“ anomalija (vidi vertikalni presjek na slici 8.11) Strukture iznad i ispod su vertikalno razmazane. Vertikalno i horizontalno razmazivanje anomalija je prisutno čak i kada je raspored stanica i seizmičkih zraka jednolik, što pokazuju sintetski testovi (Rawlinson i dr., 2014; Rawlinson i Spakman, 2016).



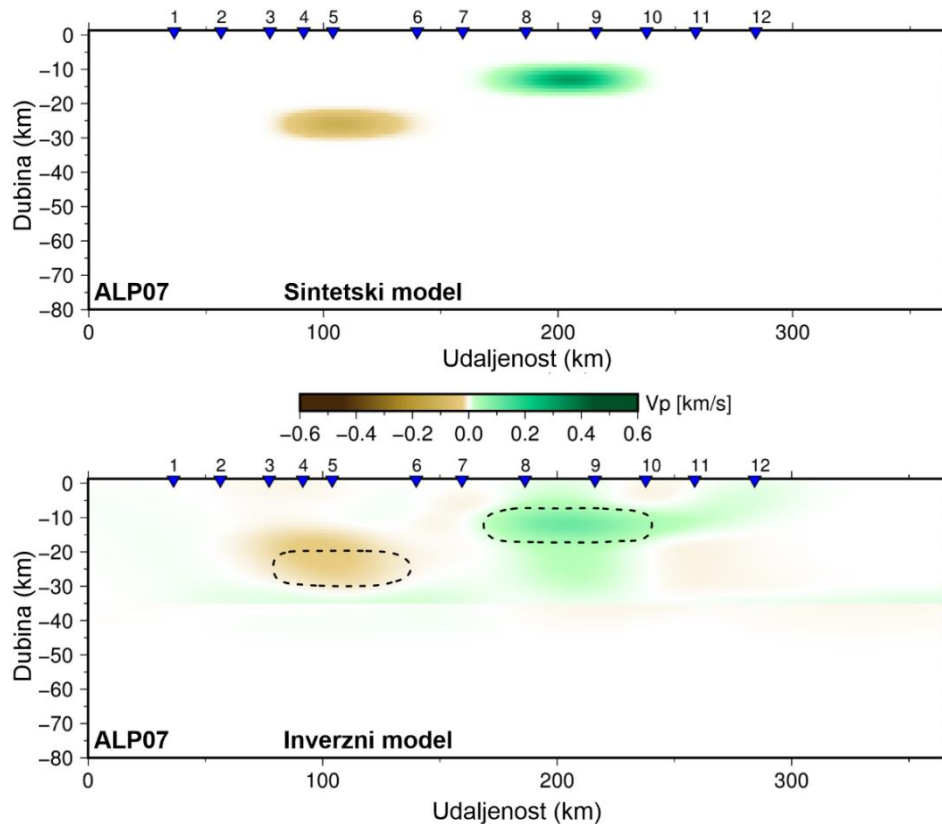
Slika 8.10 Trodimenzionalni test rezolucije – „checkerboard“ test. Trokutići predstavljaju seizmološke stanice. Lijevo: horizontalni presjeci sintetskog modela. Desno: presjeci inverznog modela na istoj dubini. Konstruiran je pravilan raspored pozitivnih i negativnih anomalija s obzirom na inicijalni model brzine koji se koristio u inverziji. Lokacije profila sa slike 8.11 označene su na horizontalnom presjeku sintetskog modela na dubini od 18 km. Područje izvan crne isprekidane linije je nedovoljne rezolucije i u interpretaciji nije razmatrano.



Slika 8.11 Rezultati „checkerboard“ testa rezolucije prikazani na dva vertikalna presjeka (za lokacije profila vidi sliku 8.10 – presjek na dubini 18 km). Crna linija predstavlja Moho diskontinuitet. Područje zadovoljavajuće rezolucije je označeno na profilima inverznog modela .

Razmazivanje anomalija, koje predstavljaju strukture velike ili male brzine, bolje se može procijeniti „spike“ sintetskim testom u kojem su konstruirane jako udaljene anomalije male valne duljine. Slika 8.12 prikazuje vertikalni presjek kroz sintetski i inverzni model koji sadrži dvije anomalije s maksimalnom amplitudom $\Delta V = \pm 0,6$ km/s. Sintetskim vremenima putovanja P-valova dodan je šum s normalnom raspodjelom i standardnom devijacijom od 0,1 s. Dimenzije sintetskih anomalija su približne dimenzijama anomalija koje su interpretirane u konačnom inverznom modelu za područje sjevernih Dinarida. Anomalije su uspješno rekonstruirane uz određeno izobličenje njihovih oblika. Rekonstruirane anomalije u inverznom modelu se čine većih dimenzija od ulaznih anomalija u sintetskom modelu. Tendencija je da se anomalije vertikalno razmazuju što treba uzeti u obzir pri interpretaciji konačnog inverznog modela. Prisutnost okolnih anomalija malih amplituda može biti posljedica šuma koji je dodan sintetskim podacima.

Dakle, prema rezultatima sintetskih testova i prema rasporedu seizmičkih zrakā očekuje se relativno dobra rezolucija na središnjem dijelu profila Alp07 i profila pružanja I – Z pri 45,3 °S, do dubine od oko 50 km.



Slika 8.12 Sintetski test – „spike“ test. Crna isprekidana linija u inverznom modelu označava konture anomalija u sintetskom modelu.

U sintetskom modelu je također konstruirana blago zakrivljena granica koja predstavlja Moho diskontinuitet (Slika 8.11). Korištenim podacima i parametrima inverzije zakrivljenost se nije mogla rekonstruirati inverzijom, ali nije ni utjecala na inverziju modela brzine, što je poželjno s obzirom da se Moho diskontinuitet interpretira na temelju najvećeg vertikalnog gradijenta brzine u donjoj kori, odnosno gornjem plaštu.

Generalno su sintetski testovi pokazali da se prikupljeni podaci u dijelu modela mogu koristiti za prepoznavanje realnih struktura kore i vršnog dijela plašta koje se u horizontalnim smjerovima prostiru na više desetaka kilometara. Konstruirani trodimenzionalni model se može koristiti za otkrivanje glavnih struktura na području sjevernih Dinarida i dijelu Panonskog bazena koje je na kartama označeno kao prijelazna zona prema Panonskom bazenu (Šumanovac i dr., 2009). Tomografski modeli se uobičajeno prikazuju nizom horizontalnih i vertikalnih presjeka 3D modela brzine.

8.2.3 Rezultati tomografske inverzije u sjevernim Dinaridima

Inverzija vremena putovanja P-valova izvršena je u šest iteracija što je rezultiralo s 95-postotnom redukcijom varijance, s $8,707 \text{ s}^2$ (korijen prosječnog kvadratnog odstupanja – RMS pogreška = $2,948 \text{ s}$) na $0,372 \text{ s}^2$ (RMS = $0,552 \text{ s}$). RMS pogreška je veća od prosječne pogreške očitanih vremena nailazaka, a vrijednost χ^2 normalizirane funkcije za inverzni model je veća od 1, što znači da model ne zadovoljava potpuno opažene podatke, što je uobičajeno u realnim primjenama (Rawlinson i dr. 2010).

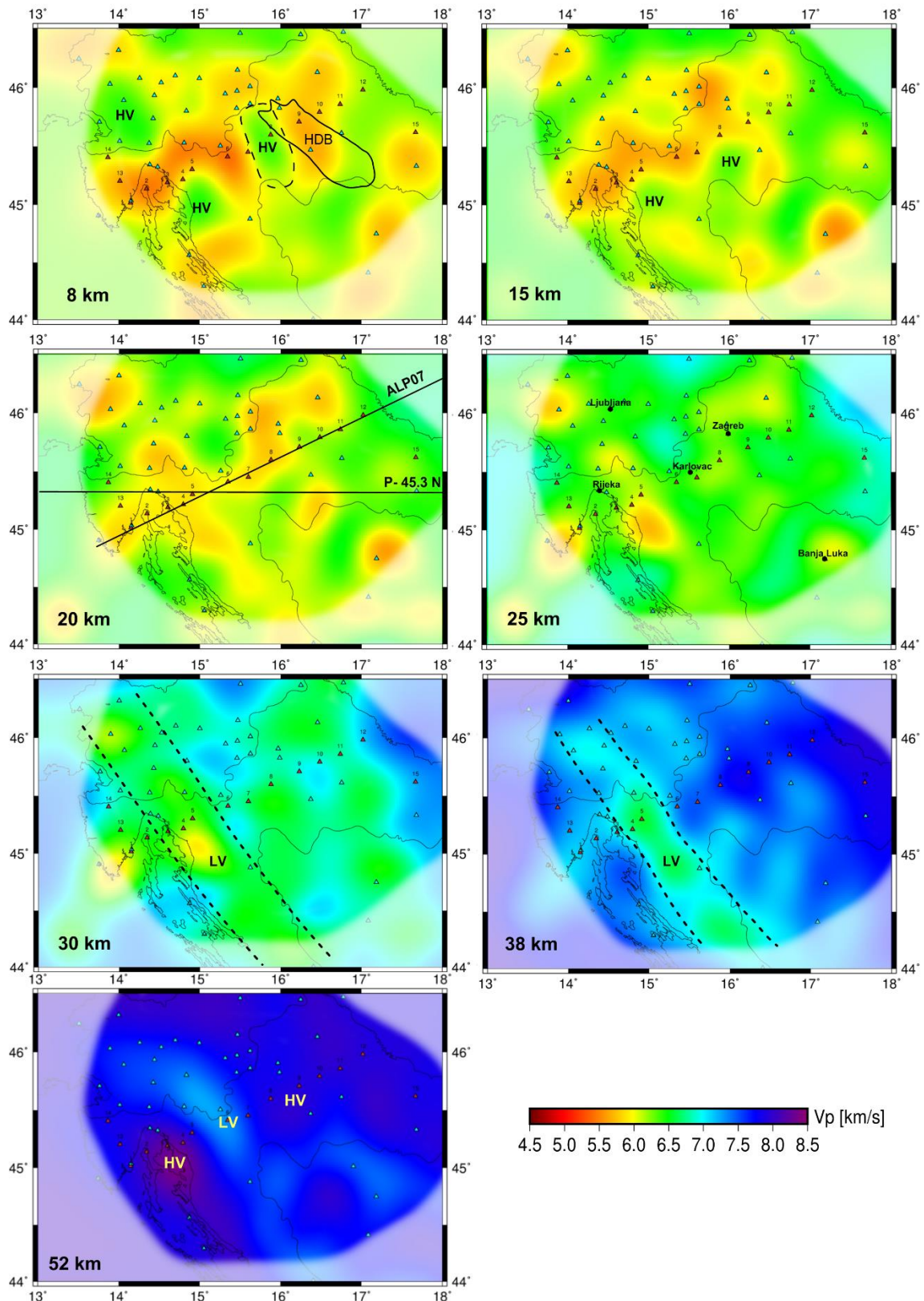
Inverzni trodimenzionalni model brzine P-valova prikazan je s nekoliko horizontalnih (Slika 8.13) i vertikalnih (Slika 8.14) presjeka. Raspored brzina u modelu pokazuje da je kora ispod sjevernih Dinarida karakterizirana značajnim vertikalnim i lateralnim promjenama brzine u usporedbi s korom na području Panonskog bazena. Ispod Dinarida je prisutna plitka anomalija velike brzine. Brzina veća od 6 km/s nalazi se unutar prvih 10 kilometara dubine (HV na slici 8.14 – na dijelu profila koji pripada dinaridskoj kori i HV – označeno na horizontalnom presjeku na dubini 8 km, Slika 8.13). Unutar prvih nekoliko kilometara anomalija velike brzine je kontinuirana na području sjevernih Dinarida. Na dubini od 10 km postoji zona male brzine koja se proteže približno okomito na Dinaride, od Istre preko uskog pojasa Dinarida, na području između seizmoloških stanica označenih s 1 – 7. Male brzine vidljive su na horizontalnom presjeku na dubini od 8 kilometara (Slika 8.13). Brzina na dubini od 15 – 25 km ispod sjevernih

Dinarida relativno je mala u odnosu na okolna područja, ali postoji oštar prijelaz prema većoj brzini u donjoj kori što sugerira da bi kora na tom dijelu mogla biti dvoslojna. Najizraženija značajka donje kore u tomografskom modelu je zona male brzine ispod Dinarida zbog promjene u dubini Moho diskontinuiteta (LV na slici 8.13 – horizontalni presjeci dubine 30 i 38 km te označeno kao „zadebljanje“ na slici 8.14).

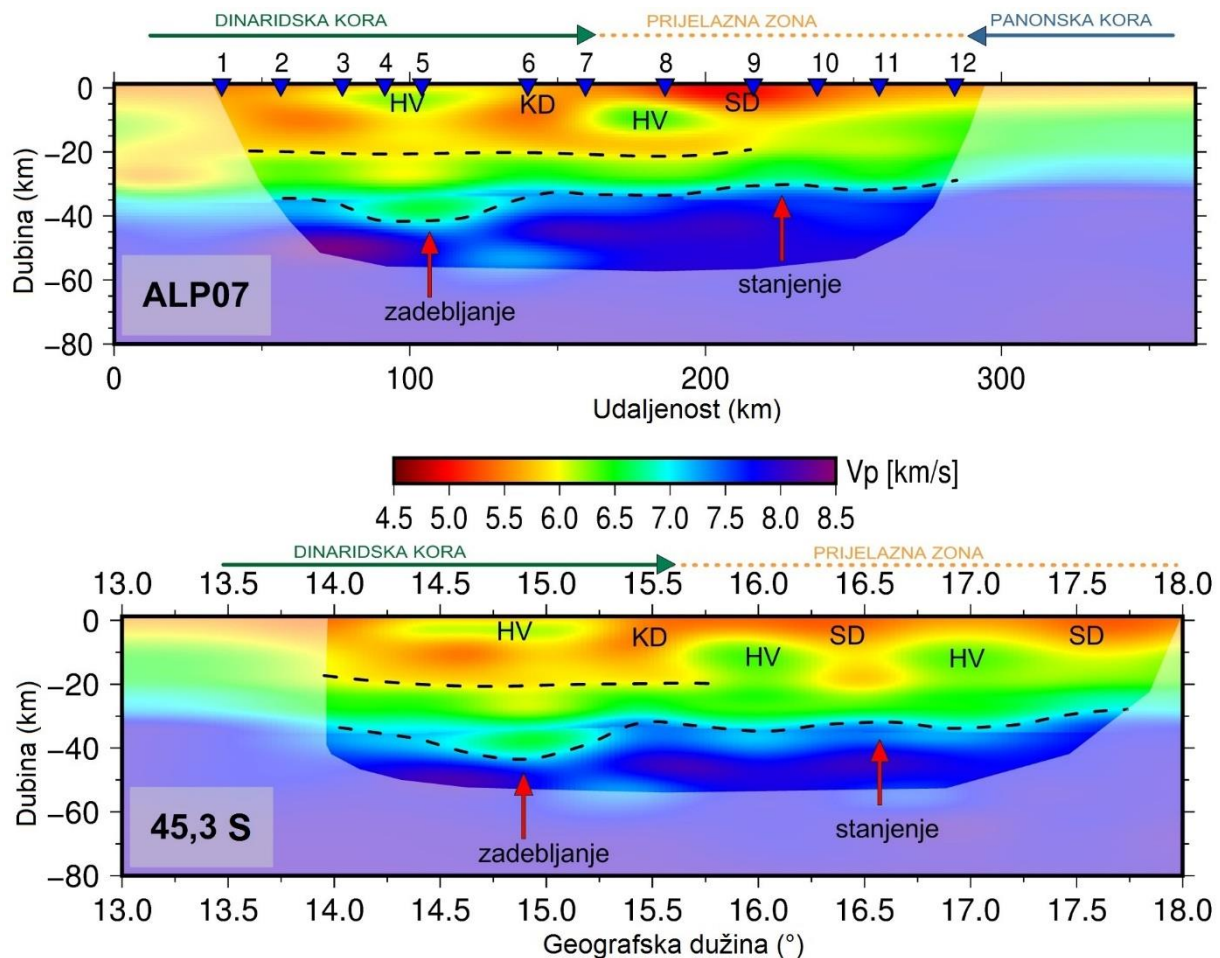
Panonski bazen uključuje nekoliko depresija (Slika 2.2). Unutar prvih nekoliko kilometara dubine, u modelu su prisutne anomalije male brzine ispod Savske depresije (5,0 – 5,5 km/s) i Karlovačke depresije (oko 5,5 km/s). Iz tomografskog modela se može zaključiti o lokaciji depresija na temelju malih brzina, ali depresije u modelu dosežu veće dubine od realnih. Brzine u gornjoj kori panonskog segmenta u tomografskom modelu su zasigurno pod utjecajem depresija čija dubina u nekim dijelovima prelazi 5 km (Saftić i dr., 2003). Kako se većina žarišta nalazi u gornjoj kori, značajan dio horizontalnih putanja plitkih seizmičkih zraka će uzorkovati duboke depresije. Male seizmičke brzine u naslagama depresija su vjerojatno razmazane do većih dubina od stvarnih dubina depresija, kao što pokazuju testovi rezolucije. Utjecaj depresija se pokušalo korigirati na način da su korigirana vremena putovanja za one zrake koje pristižu na stanice smještene na području depresija unutar Panonskog bazena. U obzir se uzela dubina depresije (Saftić i dr., 2003) i pretpostavljena srednja brzina u naslagama unutar depresije (2,5 km/s). Zbog jednostavnosti i automatizacije izračuna pretpostavilo se da sve zrake koje stižu do seizmološke stanice prelaze jednaku dužinu puta kroz depresiju. To ne vrijedi za sve zrake jer je oblik najvećih i najdubljih depresija izdužen i asimetričan, a to znači da neke zrake prolaze duži put kroz depresiju od drugih. Tako korekcije ne mogu biti jednake za sve zrake koje stižu na istu seizmološku stanicu. Nakon uključivanja korekcija u inverziju, razmazivanje anomalija malih brzina zbog depresija se u određenoj mjeri smanjilo, iako još uvijek ne na realnu dubinu depresija koja se navodi u literaturi. Međutim, glavne karakteristike i relativni odnosi unutar modela su ostali isti što se smatra dobrim pokazateljem stabilnosti inverzije.

Razmazivanje male brzine u gornjoj kori djelomično „skriva“ strukturu velike brzine ispod Savske depresije. Anomalija velike brzine ispod Savske depresije vidljiva je na dubini između 5 – 15 km (HV na slici 8.14 – na dijelu profila koji je označen kao prijelazna zona). U prijelaznoj zoni između sjevernih Dinarida i Panonskog bazena, anomalija velike brzine također je prisutna u dvodimenzionalnom modelu kojeg su seizmičkim modeliranjem konstruirali Šumanovac i dr. (2009). Dvodimenzionalnim gravimetrijskim modeliranjem na istom području Šumanovac (2010) je pokazao da se radi o tijelu velike gustoće (HDB na slici 8.13 – označeno na horizontalnom presjeku dubine 8 km). Tijelo velike brzine, odnosno velike gustoće autori objašnjavaju većim blokom oceanske kore ispod Savske depresije. U tomografskom modelu

anomalija velike brzine (HV označeno isprekidanom linijom na slici 8.13) djelomično se preklapa s anomalijom na dvodimenzionalnom seizmičkom i gravimetrijskom modelu, ali je pomaknuta prema jugozapadu u odnosu na položaj određen na 2D modelima Šumanovca i dr. (2009) i Šumanovca (2010).



Slika 8.13 Horizontalni presjeci kroz inverzni trodimenzionalni model brzine P-valova. HDB – tijelo velike gustoće (eng. *high-density body*) prema Šumanovcu (2010) označeno je punom crnom linijom; HV – anomalija velike brzine (eng. *high-velocity anomaly*); LV – anomalija male brzine (eng. *low-velocity anomaly*). Trokutići označavaju seizmološke stanice. Položaji dva vertikalna presjeka označeni su na horizontalnom presjeku dubine 20 km. Ovdje značene anomalije nanesene su na tektonsku kartu – Slika 8.16.



Slika 8.14 Vertikalni presjeci duž profila Alp07 i profila I – Z pri 45,3° S. Lokacija profila je prikazana na slici 8.13 (na horizontalnom presjeku dubine 20 km). Dijelovi modela s lošom rezolucijom su prigušene vidljivosti na slici. HV – anomalija velike brzine (eng. *high-velocity anomaly*); KD – Karlovačka depresija; SD – Savska depresija. Trokutići na profilu Alp07 označavaju seizmološke stanice. Crvene strelice označavaju mjesta relativnog zadebljanja i stanjenja kore. Isprekidanom crnom linijom označeni su diskontinuitet unutar kore i granica kore i plašta.

Velika brzina unutar gornje kore vidljiva je i u prijelaznoj zoni na vertikalnom presjeku duž profila I – Z (Slika 8.14, Slika 8.13 – HV na horizontalnom presjeku dubine 15 km). Prema rasporedu brzina moglo bi se zaključiti da se radi o dvije odvojene strukture. Međutim, vjerojatnije je da se radi o utjecaju naslaga malih seizmičkih brzina unutar duboke depresije. Profil siječe Savsku depresiju pri $\approx 16,5^\circ$ I, a na tom dijelu se i anomalija male brzine proteže do velike dubine. U tektonskom kontekstu, velika brzina u prijelaznoj zoni nalazi se u ofiolitnoj zoni (Slika 8.16).

Najizraženija karakteristika modela dobivenog tomografijom lokalnih potresa tiče se varijacija u dubini Moho diskontinuiteta. Kriterij za interpretaciju granice kore i plašta u tomografskim modelima je veliki gradijent brzine iznad i ispod granice. Diehl i dr. (2009) su

pokazali da se Moho u seizmičkom modelu može razlučiti čak i kad je parametrizacija modela vrlo gruba (s vertikalnom dimenzijom ćelije od 15 km). Ovisno o vertikalnim dimenzijama ćelija, gradijent brzine na dubini Moho diskontinuiteta može biti vrlo blag što onda rezultira atipičnom brzinom na dubini granice kore i plašta u tomografskom modelu. U inverznom modelu na području sjevernih Dinarida maksimalni vertikalni gradijent brzine je unutar 4 km. U tom intervalu se vrijednosti brzine tipične za donju koru mijenjaju u vrijednosti koje su tipične za gornji plašt. Prema tome možemo zaključiti da je nesigurnost interpretirane granice kore i plašta unutar 4 km. Usporedbom strukture Moha u tomografskom modelu i duž profila Alp07 (Šumanovac i dr., 2016) ustanovljeno je da ploha brzine $V_p = 7,0$ km/s vrlo dobro korelira s Moho diskontinuitetom.

Veća dubina, s brzinom tipičnom za koru ispod sjevernih Dinarida, ukazuje na veću dubinu Moho diskontinuiteta, a velika brzina (veća od 7,0 km/s) na malim dubinama u dijelu modela koji pripada Panonskom segmentu ukazuje na stanjenje kore. Ove karakteristike su dobro istaknute na horizontalnim presjecima na dubini 30 km i 38 km. Također se uočava da anomalija male brzine ima dinaridsko, SZ – JI pružanje (Slika 8.13). Maksimalna dubina Moha nalazi se ispod Dinarida i iznosi približno 45 km, a najmanja dubina (25 – 30 km) je na području Panonskog bazena (Slika 8.14).

8.2.4 Diskusija

Seizmički trodimenzionalni model konstruiran tomografijom lokalnih potresa uspoređen je s dosadašnjim geofizičkim istraživanjima izvedenim na istom području. Područje istraživanja je djelomično pokriveno profilima Alp01, Alp02 i Alp07 u okviru projekta ALP 2002 (Slika 3.1), kojim su izvođena refrakcijska istraživanja s aktivnim izvorima valova (Brückl i dr., 2007; Šumanovac i dr., 2009). Naglasak je stavljen na korelaciju s 2D modelom duž profila Alp07, koji se cijelom duljinom nalazi na istraživanom području i temelji na više geofizičkih metoda: refrakcijskoj seizmici, gravimetrijskom modeliranju i funkcijama prijelnika (Šumanovac i dr., 2009, 2016). Usporedba glavnih značajki tomografskog modela pokazuje dobro podudaranje s modelima dobivenim drugim metodama, iako je teško izravno uspoređivati različite geofizičke modele i često je potrebna kalibracija. Metoda refrakcije s aktivnim izvorima može efikasno razlučiti diskontinuitete i rasjede dok tomografija lokalnih potresa kao rezultat daje blage

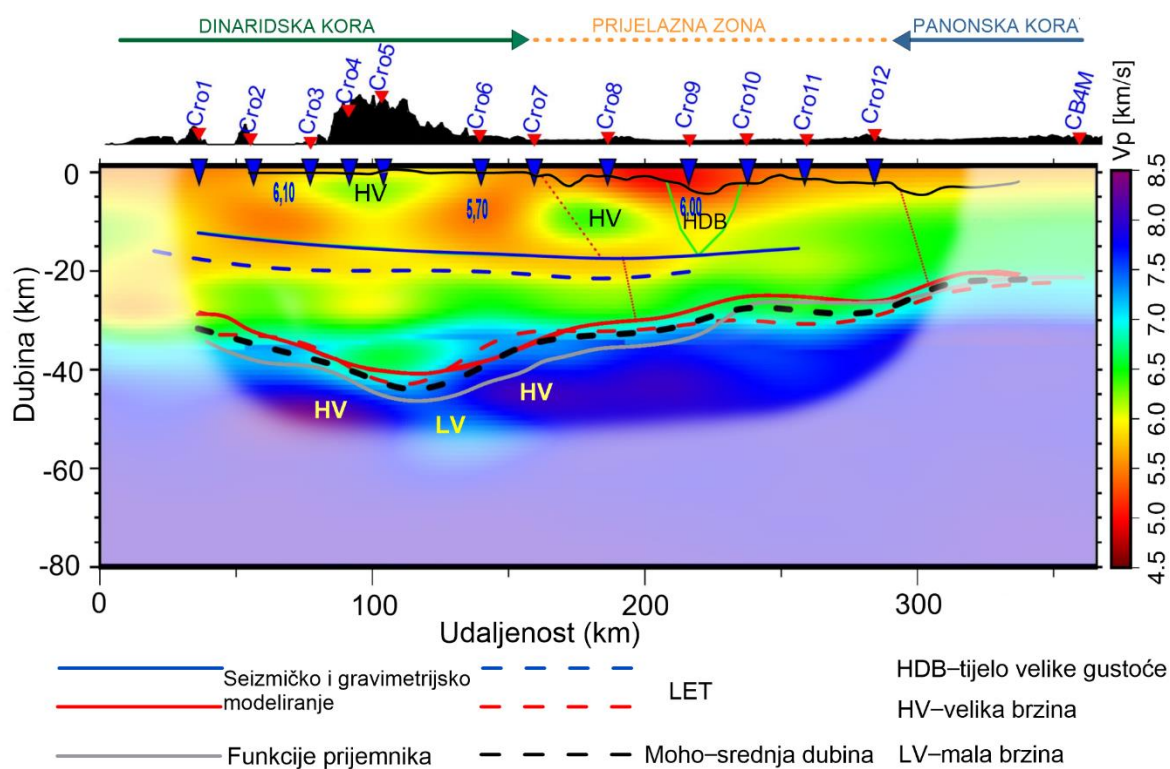
promjene seizmičkih svojstava. Interpretacija diskontinuiteta na temelju rasporeda seizmičke brzine u LET-modelu jednostavnija je za Moho diskontinuitet, nego za eventualne diskontinuitete unutar kore, ali LET-metoda s povoljnim rasporedom seizmičkih zrakā može dati dobre rezultate i u kori.

Područje Istre je u modelu slabije prekriveno zrakama iz smjerova sjeverozapada, zapada i jugozapada i na samom je rubu područja zadovoljavajuće rezolucije, određenog testovima rezolucije. To je, isto tako, rubno područje slabo prekriveno seizmičkim zrakama na profilu Alp01 (Slika 11 u Brückl i dr., 2007). Vidljive su razlike u 2D modelu Brückla i dr. (2007) i u LET-modelu. U 3D tomografskom modelu brzina u gornjoj kori iznosi oko 5,7 km/s, dok je na profilu Alp01 Jadransko predgorje karakterizirano brzinama većim od 6 km/s (Brückl i dr., 2007). Naglo stanjenje kore (s 40 na 28 km) na južnom dijelu profila Alp01 nije vidljivo u LET-modelu. Brzine u donjoj kori su slične u ova dva modela (oko 6,4 km/s).

Bolja korelacija modela se može primijetiti duž profila Alp02 (Brückl i dr., 2007). U oba modela brzine u gornjoj kori su u rasponu 5,5 – 5,9 km/s. A na dubini 10 – 30 km brzine imaju vrijednosti između 5,8 i 6,5 km/s. Dubina Moho diskontinuiteta na profilu Alp02 varira između 27 i 29 km u panonskom dijelu, što je do oko 4 km pliće u odnosu na LET-model.

Najdetaljnija usporedba s 2D modelom refrakcijske seizmike mogla se napraviti duž profila Alp07 (Šumanovac i dr., 2009). Glavne karakteristike dvaju modela prikazane su na slici 8.15. Oblik Moho diskontinuiteta u LET-modelu je vrlo sličan obliku u 2D modelu koji se temelji na seizmičkom i gravimetrijskom modeliranju i analizi funkcija prijemnika (Šumanovac i dr., 2016), a razlike u dubini dosežu do 5 km. Lateralne i vertikalne promjene brzine u tomografskom modelu izraženije su u dinaridskoj kori nego u panonskom dijelu. Na temelju rasporeda brzine u kori zaključeno je da je dinaridska kora dvoslojna. Diskontinuitet interpretiran u LET-modelu nekoliko kilometara je dublji, ali generalno paralelan s diskontinuitetom unutar kore određenim na profilu Alp07 (Šumanovac i dr., 2009). Važno je istaknuti da lateralne promjene brzine, odnosno anomalije velike i male brzine, pokazuju sličan raspored u uspoređenim modelima. Brzine u gornjoj kori u panonskom dijelu modela zasigurno su u određenoj mjeri „poremećene“ depresijama ispunjenim miocenskim naslagama. Raspored anomalija u gornjoj kori djelomično se može objasniti dubokim depresijama koje u modelu s korištenim parametrima uzrokuju razmazivanje anomalija. Razmazivanje vjerojatno prigušuje anomaliju velike brzine ispod Savske depresije, koja je interpretirana i u prethodnim geofizičkim istraživanjima (Šumanovac i dr., 2009; Šumanovac, 2010). Tijelo velike gustoće (HDB) u modelu Šumanovca (2010) pomaknuto je sjeveroistočno u odnosu na tijelo velike brzine u 3D LET-modelu (Slika 8.15). Tijelo velike gustoće pojavljuje se kao blok na

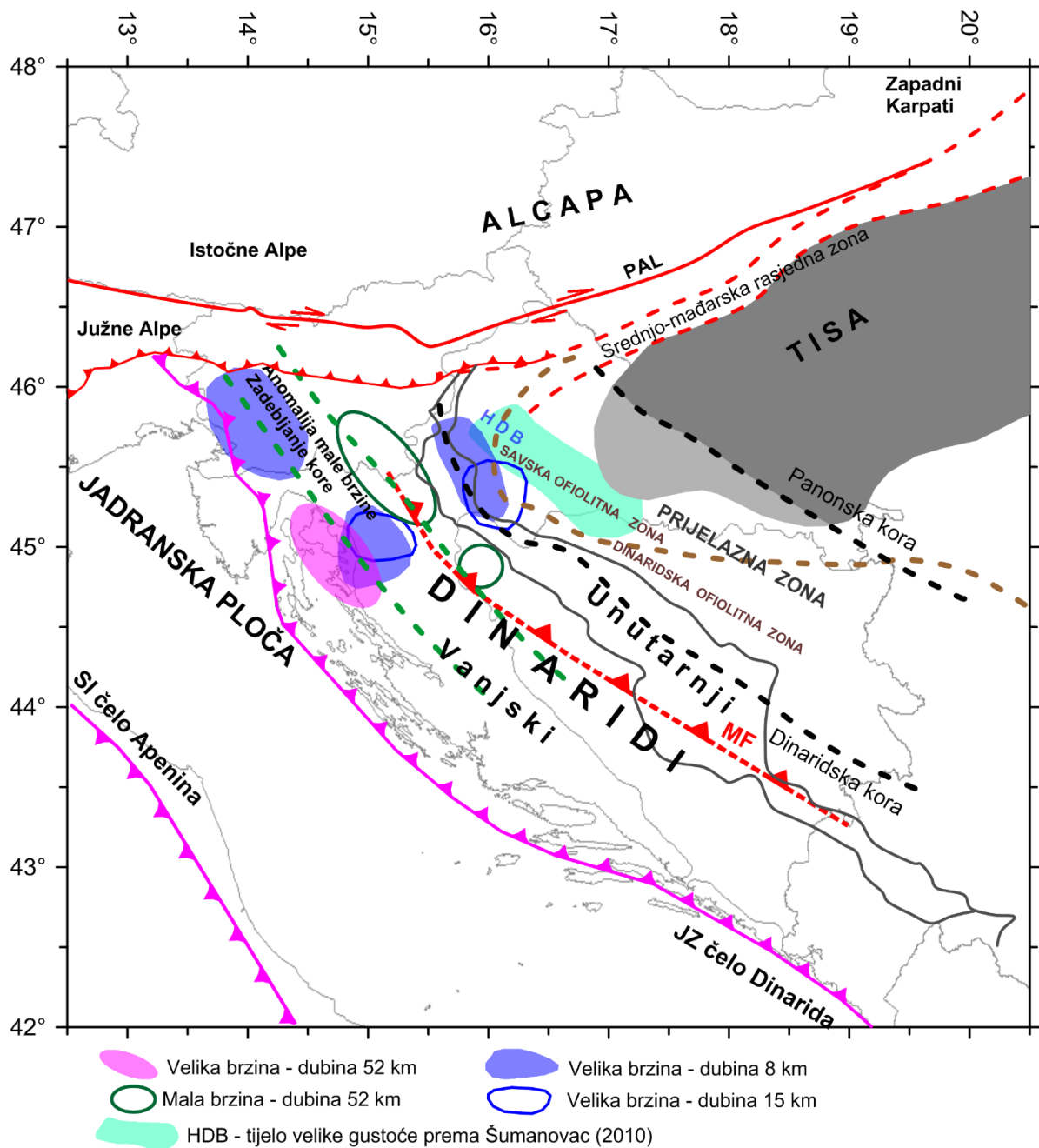
gravimetrijskim profilima Alp07, GP-1 i GP-2 (Šumanovac, 2010), a blok je najdeblji na profilu Alp07 (do 15 km). Debljina i širina bloka se na druga dva profila naglo smanjuju u smjeru jugoistoka. Na profilu GP-2 dno bloka se nalazi na dubini od približno 8 km (slike 4 i 5 u Šumanovac, 2010). Stanjenje jugoistočnog dijela bloka, utjecaj Savske depresije na razmazivanje brzina, veličina blokova kojima je parametriziran model kao i veličina same strukture, razlog su zašto LET-model ne može pouzdano ograničiti strukturu velike brzine odnosno velike gustoće. Izduženost i asimetričnost depresije uzrokuje da je utjecaj na vrijeme putovanja nekih zrâkâ iz određenih smjerova puno veći nego utjecaj na vrijeme putovanja ostalih zrâkâ. To može uzrokovati prividni pomak tijela velike brzine u odnosu na stvarni položaj. Iz ovdje navedenog je vidljivo kako treba biti oprezan prilikom interpretacije geofizičkih modela i u obzir uzeti sve poznate geološko-geofizičke značajke područja.



Slika 8.15 Vertikalni presjek LET-modela duž profila Alp07 – usporedba sa značajkama 2D modela duž istog profila. Iznad profila je prikazana topografija, a trokutići označavaju seizmološke stanice. Različitim linijama su označeni diskontinuiteti određeni različitim metodama. Brojevi prikazani plavom bojom označavaju seizmičke brzine u km/s, a točkasta crvena linija rasjede na 2D refrakcijskom seizmičkom modelu (Šumanovac i dr., 2009). Vertikalno i horizontalno mjerilo su različiti.

Moho diskontinuitet je interpretiran kao relativno izgladena struktura iako tomografski model ukazuje da bi nagib diskontinuiteta ispod Dinarida mogao biti strm i s naglim porastom dubine, osobito na sjeveroistočnoj strani Dinarida (Slika 8.15). Rezultati testa rezolucije pokazuju da se ne može detaljno diskutirati o geometriji granice, ali strmo sjeveroistočno krilo, tj. asimetrična krila na dijelu gdje Moho tone ispod Dinarida, može upućivati na navlačenje panonskog tektonskog segmenta. Podvlačenje Jadranske mikroploče ispod tektonske jedinice Panonskog bazena je već razmatrano u literaturi. Dosadašnja geofizička istraživanja gravimetrijskom metodom su granicu kontakta na razini donje kore temeljila samo na geometriji oblika Moha ispod Dinarida (Šumanovac, 2010). Interpretacija u ovom istraživanju generalno je ograničena do maksimalno 50-tak km, a najveća pokrivenost modela seizmičkim zrakama je ostvarena upravo u vršnom dijelu plašta u središnjem dijelu profila Alp07 (Slika 8.9). Stoga se mogu pokušati objasniti anomalije brzine ispod Dinarida.

Na dubini između 40 – 55 km, anomalija male brzine nalazi se između anomalija velike brzine (Slika 8.15). Navedene anomalije su označene na horizontalnom presjeku dubine 52 km (Slika 8.13) i na tektonskoj karti šireg područja (Slika 8.16). Anomalija male brzine u gornjem plaštu podudara se s kontaktom jadranskog i panonskog plašta određenim geometrijskim odnosima, tj. na temelju asimetrije u strukturi Moha ispod Dinarida (Šumanovac, 2010). Mala seizmička brzina u LET-modelu mogla bi biti uzrokovana fragmentacijom u gornjem plaštu, što upućuje na kontakt panonskog i jadranskog plašta zbog tonjenja Jadranske ploče ispod Dinarida. Možda bi se moglo reći da se radi o rasjedu u gornjem plaštu, ali budući da kontakt nije unutar stijenskog materijala kore, nego je na razini plašta, preciznije je upotrijebiti izraz fragmentacija. Tonjenje Jadranske ploče ispod Dinarida nedavno je otkriveno teleseizmičkom tomografijom (Šumanovac i Dudjak, 2016; Šumanovac i dr., 2017), a ovo bi mogao biti prvi geofizički dokaz kontakta dvaju plašteva u sjevernim Dinaridima. Prema rasporedu brzine (slike 8.15 i 8.16) kontakta zona dviju mikroploča na razini gornjeg plašta se nalazi ispod sjeveroistočne strane Dinarida.



Slika 8.16 Pregled anomalija LET-modela, nanesenih na tektonsku kartu. Granice glavnih tektonskih jedinica su prema Schmid i dr. (2008) i Šumanovac (2010). MF – Moho fragmentacija, odnosno kontakt jadranskog i panonskog plašta.

Generalno promatrano, model brzine konstruiran tomografijom lokalnih potresa pokazuje dobru korelaciju s dosadašnjim geofizičkim 1D i 2D modelima (Šumanovac i dr., 2009, 2016; Šumanovac, 2010) u kontaktnoj zoni sjevernih Dinarida i jugozapadnog rubnog dijela Panonskog bazena. LET-model može potvrditi zadebljanje kore ispod Dinarida i stanjenje ispod Panonskog bazena. Modeli se ne slažu s obzirom na dubinu diskontinuiteta unutar kore, ali

sugeriraju da se dvoslojna kora nalazi samo ispod Dinarida. Nakon verifikacije glavnih anomalija na ovom izdvojenom području pristupit će se proširenju modela na područje cijelih Dinarida. Budući da u širem području Dinarida nema ovako detaljnih geološko-geofizičkih modela kore, koji se temelje na više neovisnih geofizičkih metoda, kalibracija u sjevernim Dinaridima zasigurno povećava pouzdanost interpretacije. Problem u tomografskim seizmičkim modelima je što se artefakti nastali inverzijom i razmazivanja anomalija mogu pogrešno interpretirati kao strukturne značajke. Korelacijom duž modela Alp07 su identificirani takvi dijelovi modela koje treba interpretirati s oprezom.

8.2.5 Geološki model – sjeverni Dinaridi

Tomografskom inverzijom vremena putovanja P-valova konstruiran je novi trodimenzionalni model brzine kore i vršnog dijela plašta na području sjevernih Dinarida i jugozapadnog ruba Panonskog bazena. Model prikazuje različitosti u strukturi kore sjevernih Dinarida i Panonskog tektonskog segmenta. Interpretirane su samo relativno velike strukture za kakve su testovi rezolucije pokazali da ih je moguće rekonstruirati korištenim setom podataka. Model je koreliran i kalibriran s postojećim 1D i 2D geofizičkim podacima čime se poboljšala efektivna rezolucija modela. Anomalije seizmičkih brzina dobro koreliraju s glavnim geološkim značajkama. Detektiranje anomalija velikih i malih seizmičkih brzina, koje upućuju na glavne geološke strukture, moguće je do dubine od oko 50 km.

Geofizički model ispod planinskog lanca u sjevernim Dinaridima karakteriziran je relativno velikim brzinama na malim dubinama (< 10 km) dok su na dubini između 10 – 20 km relativno male seizmičke brzine. Na području unutarnjih Dinarida, između Karlovačke i Savske depresije, uočljivo je tijelo velike brzine na dubini od 5 – 15 km. U usporedbi s tijelom velike gustoće koje je definirao Šumanovac (2010) anomalija je smještena nešto dublje i pomaknuta je prema jugozapadu. S obzirom na smještaj anomalije na tektonskoj karti, moguće je da se tijelo velike brzine sastoji od stijena oceanske kore.

Značajan vertikalni gradijent brzine ispod Dinarida na dubini oko 20 km sugerira da je dinaridska kora dvoslojna. Diskontinuitet je prema LET-modelu smješten nešto dublje, ali je generalno paralelan diskontinuitetu na 2D modelu duž profila Alp07. U panonskom dijelu modela veliki gradijent brzine u gornjoj kori može se objasniti dubokim sedimentnim naslagama depresija.

Relativno mala brzina na dubini 30 – 45 km ispod Dinarida može se s velikom sigurnošću interpretirati kao zadebljanje kore. Velika brzina na istoj dubini u Panonskom bazenu karakteristična je za gornji plašt i upućuje na tanju koru. Karakteristično SZ – JI pružanje anomalije male brzine vidljivo je na horizontalnim presjecima modela, a oblik Moho diskontinuiteta određen je na vertikalnim presjecima, na temelju maksimalnog vertikalnog gradijenta brzine u donjoj kori. Oblik i dubina Moha u velikoj mjeri se podudara sa strukturom određenom na 2D geološko-geofizičkom modelu u istraživanom području i odgovara plohi s brzinom $V_p \approx 7,0$ km/s. Anomalija male brzine u gornjem plaštu može se objasniti kontaktom jadranskog i panonskog plašta.

8.3 Trodimenzionalni geofizički model na području Dinarida

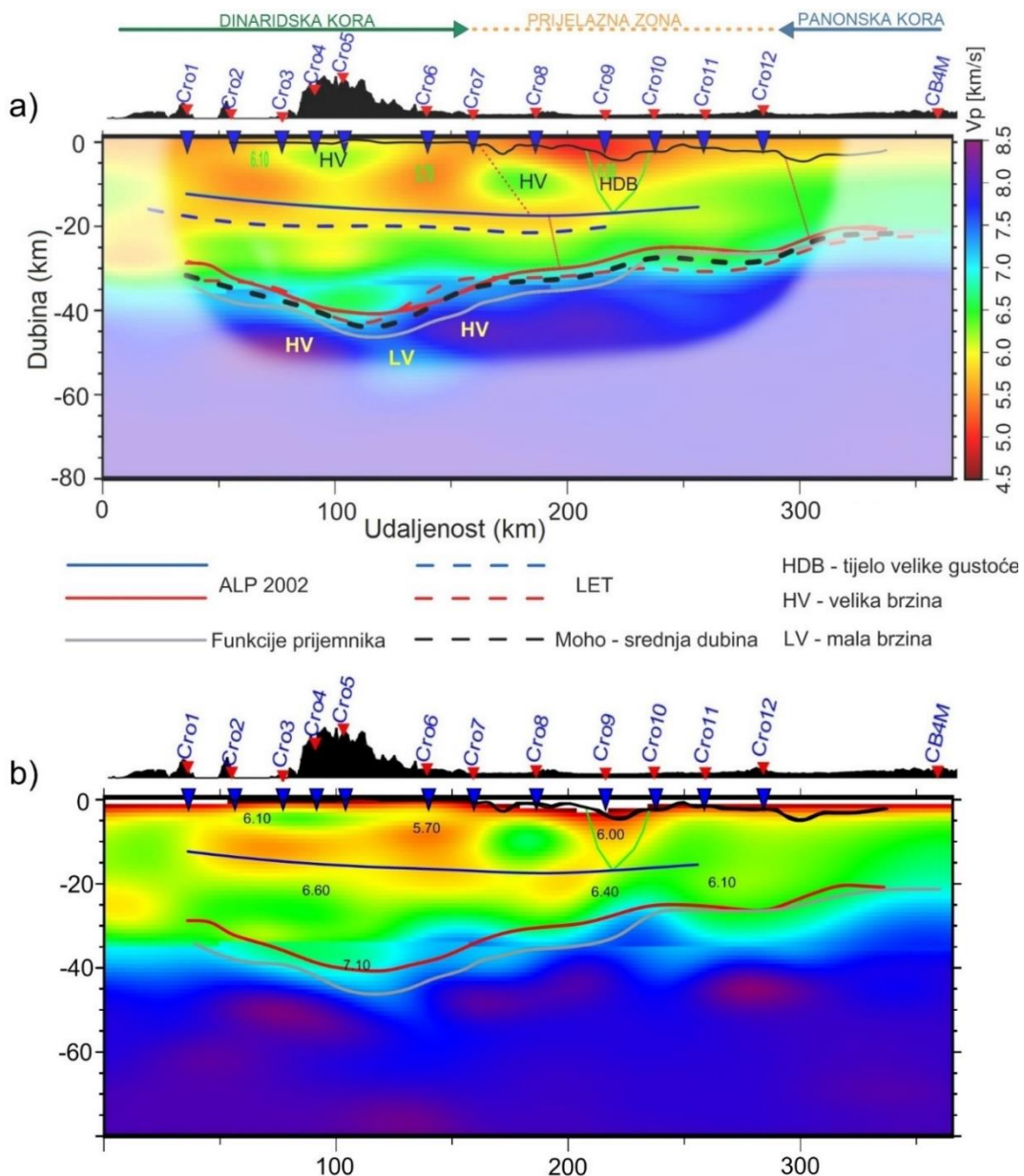
8.3.1 Korelacija geofizičkih modela – utjecaj inicijalnog modela brzine i prekrivenosti podacima

Konačni inverzni model postignut je nakon 7 iteracija postupkom nelinearne inverzije FMTOMO programskim paketom. Inicijalna RMS pogreška (T_{RMS}) iznosila je 1,64 s što je značajno manje od inicijalne RMS pogreške u inverziji modela sjevernih Dinarida koja je izvedena samo s dijelom prikupljenih podataka (2583 zrake), u prvoj fazi istraživanja. Manja inicijalna RMS greška u inverziji modela područja cijelih Dinarida postignuta je promjenom inicijalnog 1D modela brzine i dodavanjem tankog površinskog sloja male brzine (2,7 km/s). Inverzni model nakon 7 iteracija rezultirao je sa 78 %-tnim smanjenjem varijance što odgovara redukciji RMS pogreške na $T_{RMS} = 0,58$ s. Iako je konvergencija evidentna, konačna vrijednost RMS reziduala vremena putovanja vala je veća od razine pogreške u podacima. Normalizirana bezdimenzionalna veličina prosječnog odstupanja vremena putovanja (χ^2) reducirana je od 506,9 na 65,90 (87 %-tno smanjenje), što znači da konačni model ne zadovoljava podatke potpuno. Podaci su zadovoljeni na razini pogreške kada je $\chi^2 = 1$, a to je u realnim istraživanjima vrlo teško postići.

Kao i u modelu ograničenom na sjeverne Dinaride, u inverziji su korišteni relocirani parametri hipocentara iz Hrvatskog kataloga potresa u kojem RMS pogreška parametara hipocentra ne prelazi 1 sekundu.

U inverziji modela s konačnim setom podataka (5396 zrake) cilj je bio dobiti pouzdani 3D geofizički model seizmičke brzine na širem području od onog ostvarenog u prvoj fazi istraživanja. Budući da je inverzni problem u tomografiji lokalnih potresa formuliran kao linearna aproksimacija nelinearne funkcije, rješenje će ovisiti o početnom modelu brzine (Kissling i dr., 1994). Točniji početni model sa što manjim odstupanjima od stvarnog modela brzine ubrzat će konvergenciju, i još važnije, spriječit će konvergenciju nekakvom lokalnom minimumu objektne funkcije koji nije najoptimalnije rješenje. Istraživano područje je strukturno kompleksno jer se nalazi na kontaktu dviju velikih geotektonskih jedinica pa je za inicijalni 1D model brzine uzet izgladjeni model kojem je zbog heterogenosti sedimentnih naslaga dodan tanki površinski sloj male brzine. Izračun preciznih statičkih korekcija kojima bi se uzele u obzir detaljne lateralne pri-površinske heterogenosti brzine bilo bi bolje rješenje, ali za to je potrebno iz različitih izvora prikupiti precizne podatke o debljini sedimentnih naslaga i seizmičkoj brzini unutar njih, na vrlo velikom području. Dakle, najprije se trebalo utvrditi da li

konačni inverzni tomografski model (LET-model) ovisi značajno o početnom modelu brzine, što bi značilo da inverzija nije stabilna, te na koji način bolje prekrivanje zrakama utječe na model. To je najlakše utvrditi korelacijom dvaju modela dobivenih s dvama različitim setovima podataka i različitim inicijalnim modelima brzine te korelacijom s 2D geofizičkim modelom duž profila Alp07 (Šumanovac i dr., 2016) (Slika 8.17).



Slika 8.17 Korelacija triju modela duž profila Alp07. a) Vertikalni presjek 3D tomografskog modela izračunatog samo s dijelom prikupljenih podataka u prvoj fazi istraživanja. Na profilu su ucrtani glavni interpretirani diskontinuiteti te diskontinuiteti određeni u 2D modelu Šumanovca i dr. (2016). b) Vertikalni presjek konačnog 3D tomografskog modela izračunatog s konačnim setom podataka i različitim inicijalnim modelom brzine. Trokutići predstavljaju seizmološke postaje. Brojevi upisani crnom i zelenom bojom su seizmičke brzine P-valova u km/s, određene u 2D modelu. Crna linija neposredno ispod površine označava dno sedimentnih naslaga.

Može se reći da su glavni strukturni odnosi i lateralne promjene u modelu ostali isti bez obzira na različit inicijalni 1D model brzine i veći broj zrakā. Apsolutne vrijednosti seizmičkih brzina unutar kore određene duž 2D profila u modelu Šumanovca et. al. (2016) (na profilima označene brojevima) bolje odgovaraju brzinama u konačnom modelu (Slika 8.17b), nego brzinama modela sjevernih Dinarida u prvoj fazi istraživanja. Vertikalno razmazivanje malih brzina i dalje je prisutno, ali u manjoj mjeri. To se najbolje može uočiti na području Savske depresije ispod seizmološke postaje Cro09 te ispod Dinarida na dijelu profila na kojem se nalazi diskontinuitet unutar kore. Vertikalno razmazivanje malih brzina bilo je očekivano jer na to upućuju i testovi rezolucije.

Glavni lateralni odnosi u donjoj kori i vršnom dijelu plašta su također ostali nepromijenjeni u konačnom modelu, s tim da je razvedenost topografije Moha i asimetričnost krila ispod Dinarida još naglašenija nego u modelu sjevernih Dinarida iz prve faze istraživanja. Vidljiva su određena odstupanja pri usporedbi Moho diskontinuiteta određenog refrakcijskom seizmikom i funkcijama prijemnika s diskontinuitetom u konačnom tomografskom modelu. Prije interpretiranja različitih geofizičkih metoda treba imati na umu prednosti i ograničenja pojedinih metoda. Najpreciznije povezivanje seizmičkih brzina s glavnim diskontinuitetima omogućava refrakcijska seizmika. Ograničenje refrakcijske seizmike i funkcija prijemnika u usporedbi s tomografijom lokalnih potresa je najčešće horizontalna rezolucija. Međutim, duž profila refrakcijske seizmike prijemnici su bili postavljeni gusto, svakih 3 – 4 km (Šumanovac i dr., 2009) pa se taj geofizički model može smatrati vrlo pouzdanim. Lateralni raspored maksimalnog vertikalnog gradijenta brzine u LET-modelu, unutar kojeg brzina prelazi iz brzine tipične za donju koru u brzinu tipičnu za gornji plašt, u velikoj mjeri se slaže s diskontinuitetom u 2D modelu duž profila Alp07. Kao i u sjevernim Dinaridima, u najvećem dijelu profila diskontinuitet odgovara plohi s brzinom 7 km/s, bez obzira što početni modeli u inverziji nisu bili isti. Najbolje podudaranje refrakcijskog Moha s plohom brzine 7 km/s u inverznom tomografskom modelu je ispod Dinarida, a najveće odstupanje na području ispod seizmološke postaje Cro12 (oko 5 km).

Korelacijom ovih triju modela duž profila Alp07 može se zaključiti sljedeće: 1) Inverzija se pokazala stabilnom u smislu da konačni model ne ovisi značajno o inicijalnom 1D modelu brzine, već su glavne lateralne i horizontalne promjene brzina potrebne da se zadovolje podaci; 2) Gušće pokrivanje podacima također nije uzrokovalo značajne promjene modela u sjevernim Dinaridima, a testovi rezolucije su pokazali da je u konačnom modelu postignuta zadovoljavajuća rezolucija na širem području, što se osobito odnosi na vršni dio plašta. Razlog

tome su zrake većih epicentralnih udaljenosti; 3) Relativni strukturni odnosi u LET-modelu se mogu pouzdano interpretirati, a kod određivanja apsolutnih granica treba biti oprezan.

8.3.2 Prikaz konačnog tomografskog seizmičkog modela

Konačni 3D geofizički model dobiven metodom tomografije lokalnih potresa (LET-model) prikazan je horizontalnim i vertikalnim presjecima na slikama 8.18 – 8.21.

Brzine P-valova kristalinske podloge u gornjoj kori prema literaturi se kreću uglavnom između 5,7 – 6,4 km/s. Srednja brzina na dubini od 5 km iznosi 5,95 km/s, a na dubini 10 km 6,21 km/s (Christensen i Mooney, 1995). Međutim, seizmičke brzine mogu znatno odstupati od prosječnih vrijednosti, najčešće zbog strukturnih deformacija uzrokovanih tektonskim pokretima. Brzine u kori, u ovom radu konstruiranog seizmičkog modela, lateralno dosta variraju. Brzine manje od 5,8 km/s su mjestimično prisutne u kori sve do dubine od 15 – 20 km. Izražena anomalija vidljiva je na horizontalnom presjeku dubine 5 km, gdje brzina manja od 5 km/s prodire do dubine oko 5 km, a to je u skladu s prisutnošću debelih naslaga sedimentnih stijena u Savskoj depresiji (Slika 8.18). Zbog rezolucije modela i tektonske kompleksnosti područja, teško je tvrditi da su sve anomalije male brzine u kori realne. Ako za anomaliju ne postoji realno objašnjenje poput prisutnosti debelih sedimentnih naslaga ili strukturne deformacije, izolirane anomalije male brzine unutar kore pripisuju se artefaktima modela nastalim u postupku inverzije, efektima putanje zrake i pogrešaka u podacima.

U dijelu modela prisutna je relativno velika brzina u najplićem dijelu kore. Na području sjevernih Dinarida, na dubini manjoj od 5 km, brzina je veća od 6 km/s (vidi horizontalni presjek dubine 5 km na slici 8.18 te profile Alp07 – Slika 8.17b; P1 i P2 – Slika 8.20). Relativno velika brzina prisutna je i na dijelu Panonskog bazena u gornjoj kori, između Savske i Dravske depresije (označeno na horizontalnom presjeku dubine 5 km). Područja depresija su karakterizirane malim brzinama zbog značajne debljine sedimentnih naslaga. Brzina veća od 6 km/s na dubini 5 kilometara u Panonskom bazenu, nije prisutna u modelu sjevernih Dinarida konstruiranom u prvoj fazi istraživanja. U tom modelu je u većoj mjeri prisutno razrmljavanje malih brzina od okolnih depresija jer je početni model u inverziji bio definiran bez plitkog sloja male brzine. Početni model bez površinskog sloja male brzine je daleko od stvarnog modela brzine istraživanog područja, što se vidi po velikoj početnoj RMS pogreški za model sjevernih Dinarida ($T_{RMS} > 8$ s). Također je bilo lošije prekrivanje seizmičkim zrakama. Velika brzina unutar prvih par kilometara u Panonskom bazenu (veća od 6 km/s) okružena je malom brzinom

(oko 5,7 km/s), a prema Šumanovcu (2010) pripada prijelaznoj zoni između sjevernih Dinarida i Panonskog bazena u kojoj je na dva gravimetrijska profila interpretirano tijelo velike gustoće (HDB). Velika brzina u LET-modelu prostire se na većem području od tijela velike gustoće te je vjerojatno djelomično prigušena razmazivanjem male brzine Savske depresije (vidi profile Alp07 i P1 na slikama 8.17b i 8.20).

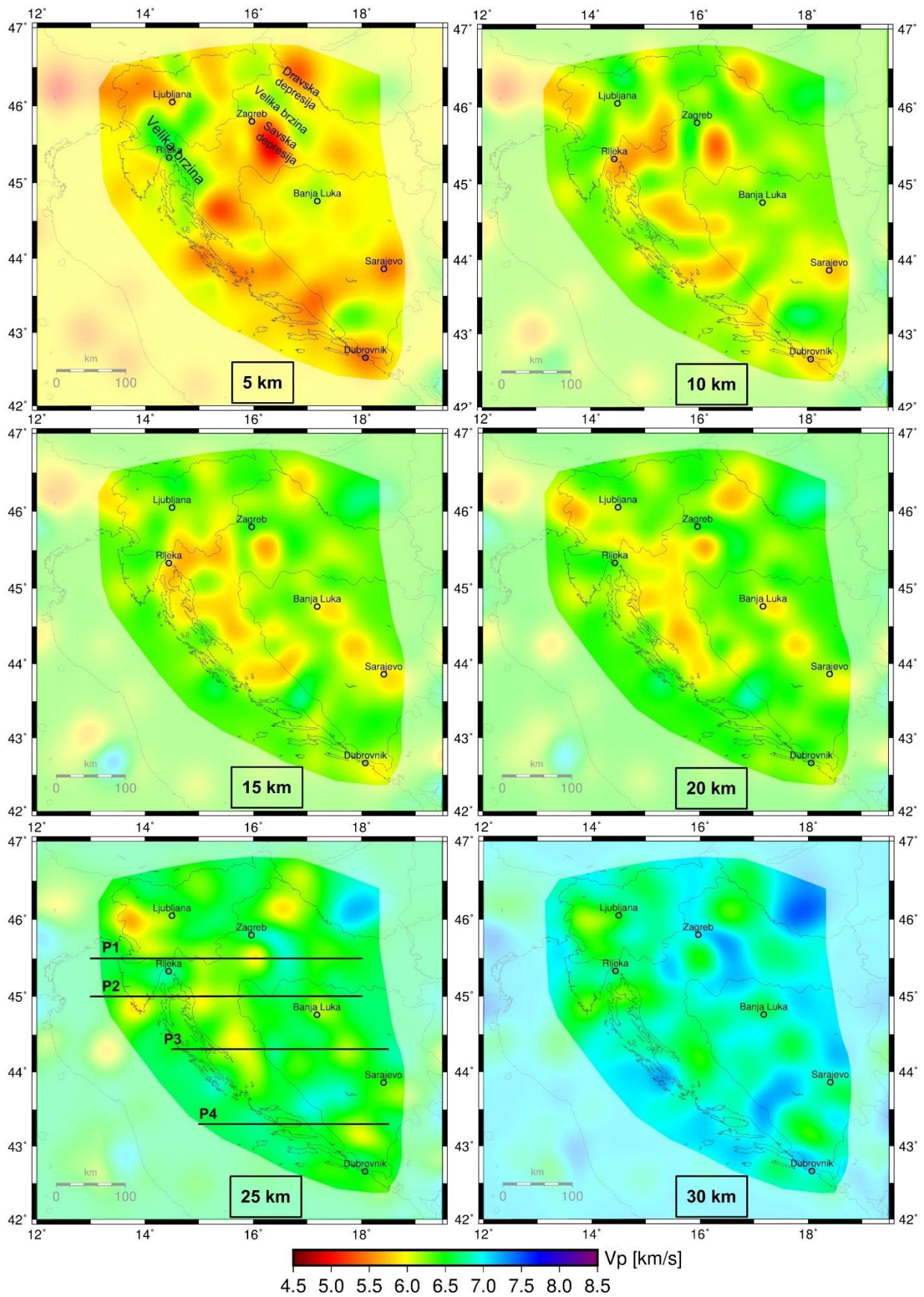
Male brzine u plitkim dijelovima modela na području sjeverne Hrvatske dobro se podudaraju s Karlovačkom, Savskom i Dravskom depresijom. Za anomalije male brzine u središnjem i južnom dijelu modela se ne može sa sigurnošću tvrditi da imaju geološki kontekst jer su testovi rezolucije pokazali da je rezolucija u kori najlošija u srednjem i južnom dijelu modela. Na tom dijelu modela su također prisutne lateralne promjene brzine, a u prvih nekoliko kilometara kore područje vanjskih Dinarida je karakterizirano puno manjom seizmičkom brzinom (oko 5,5 km/s) u usporedbi sa sjevernim Dinaridima (Slika 8.18 – horizontalni presjek dubine 5 km). Relativno mala brzina u gornjoj kori središnjih i južnih Dinarida može ukazivati na izrazitu deformiranost kore i na većim dubinama, ali mogu biti i artefakti u modelu pa se taj dio modela neće detaljnije razmatrati.

Brzina se počinje ujednačavati na dubini većoj od 20-tak kilometara. Izdvojene anomalije brzine manje od 6 km/s u donjoj kori su također najvjerojatnije artefakti u modelu. U donjoj kori, neposredno iznad granice kore i plašta, brzina u modelu iznosi približno 6,5 km/s (slike 8.20 i 8.21). Kako je već ranije objašnjeno, kalibracijom s drugim geofizičkim podacima utvrđeno je da se granica kore i plašta u LET-modelu može smatrati oko brzine 7km/s. Brzina tipična za donju koru na nekim dijelovima modela je prisutna do dubine oko 45 km (Slika 8.19 – horizontalni presjeci na dubini 35 i 40 km). Anomalije brzine tipične za donju koru, koje se nalaze na dubini većoj od 30 km, imaju karakteristično dinaridsko pružanje. Najtanja kora u modelu je na području koje pripada Panonskom bazenu, ali i na tom području su prisutne neravnine u strukturi Mohorovičićeva diskontinuiteta. U sjevernom dijelu modela, na području koje na tektonskoj karti pripada prijelaznoj zoni, trend stanjenja kore u smjeru Panonskog bazena nije pravilan kao u smjeru Jadranskog predgorja (područje ispod seizmoloških postaja Cro7 - Cro12 – Slika 8.17b i istočna strana profila P1 – Slika 8.20). Brzina tipična za gornji plašt pojavljuje se mjestimično već pri dubini oko 25 km.

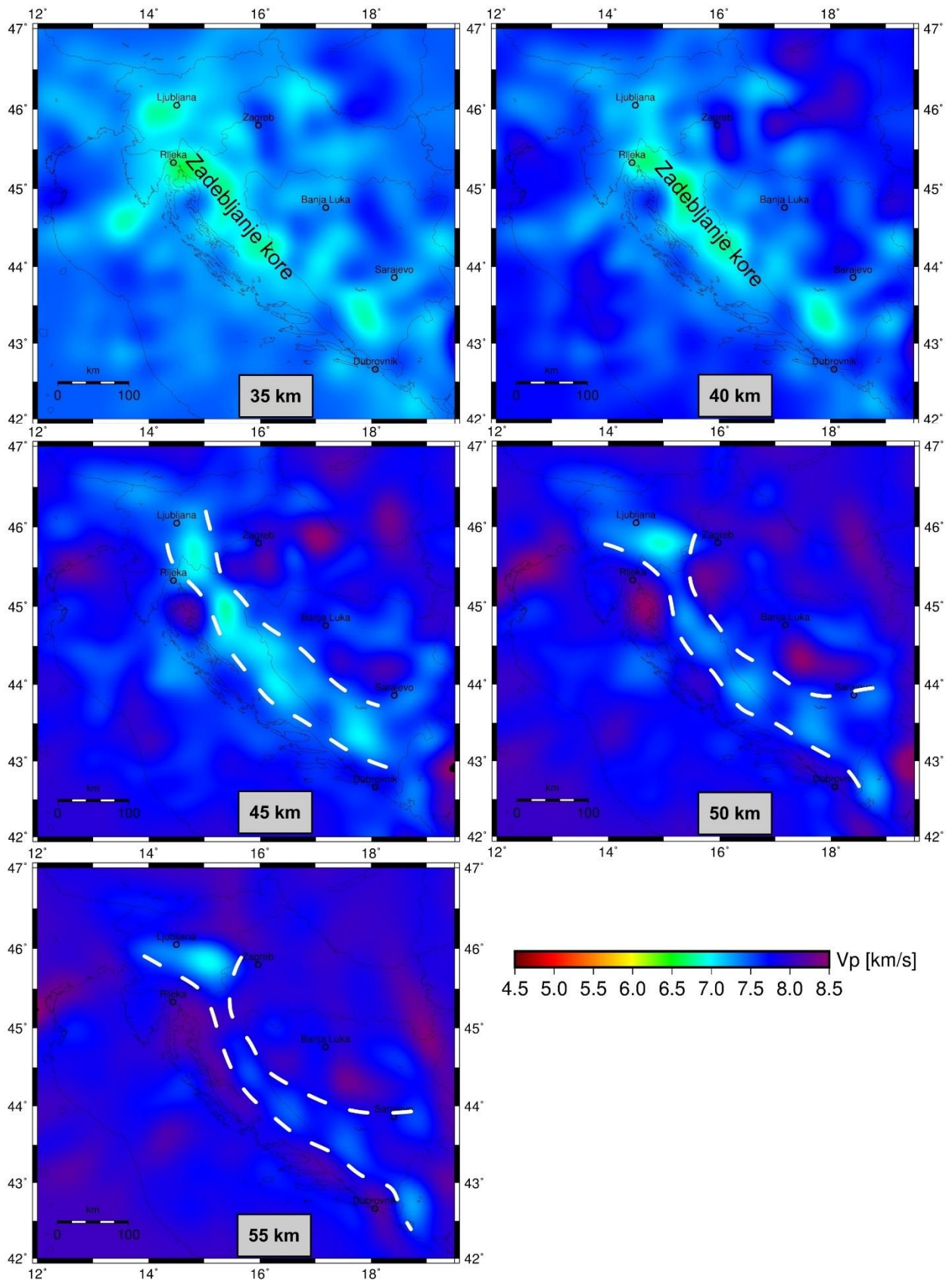
Postojeće karte Mohorovičićeva diskontinuiteta na istraživanom području mjestimično značajno odstupaju po iznosu maksimalne debljine kore ispod Dinarida, ali i po lokaciji područja s najdebljom korom (npr. Grad i dr., 2009; Šumanovac, 2010). Maksimalna debljina kore u LET-modelu iznosi oko 45 km ako se za granicu kore i plašta uzme ploha s brzinom 7 km/s. Granica kore i plašta interpretirana u LET-modelu i granica određena na temelju

gravimetrijskih podataka (Šumanovac, 2010), prikazane su na profilima P3 i P4 (Slika 8.21). Granice određene dvjema različitim metodama se dosta dobro podudaraju. Trendovi zadebljanja i stanjenja kore su isti, a određena odstupanja u dubini granice ispod Dinarida su vjerojatno pitanje interpretacije, odnosno mjere izgladivanja granice. Promjene u topografiji diskontinuiteta su dosta izraženije u LET-modelu koji vjerojatno u tom dijelu modela ima bolju rezoluciju. Diskontinuitet u gravimetrijskom modelu vjerojatno je izgladeniji. Isto tako, u određenoj mjeri je potrebno izgladiti i diskontinuitet interpretiran u LET-modelu jer treba uzeti u obzir da jako nepravilan Moho u zoni naglog zadebljanja kore može uzrokovati artefakte u seizmičkom modelu.

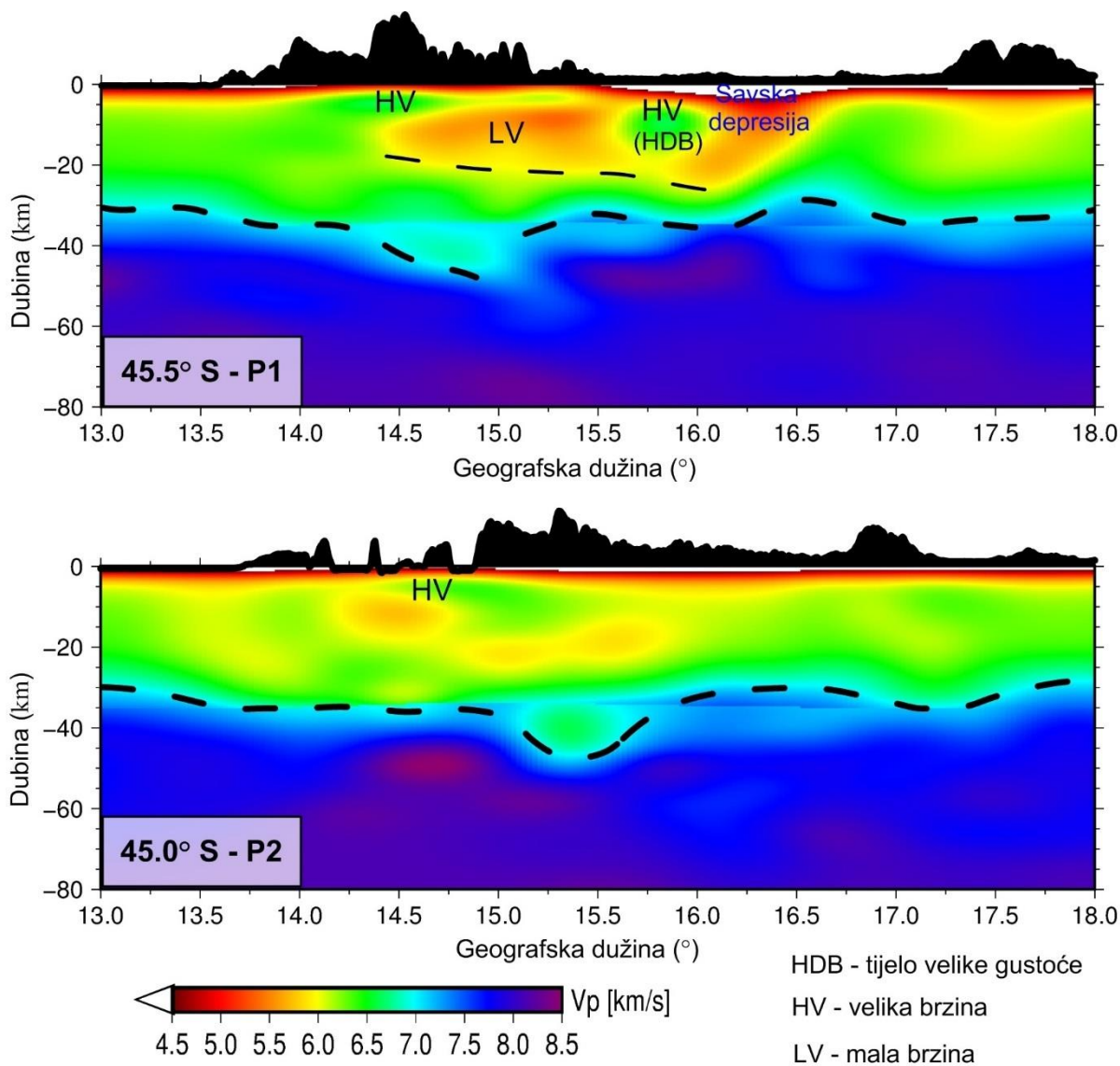
Na dubini plašta prema kartama Grada i dr. (2009) i Šumanovca (2010), u LET-modelu također postoje značajne lateralne promjene brzine. Na horizontalnim presjecima dubine 45 – 55 km (čak i dublje, ali zbog rezultata sintetskih testova rezolucije model na dubinama većim od 55 km nije razmatran) jasno je vidljiva zona relativno male brzine za gornji plašt (manje od 7,5 km/s), koja se s povećanjem dubine pomiče u smjeru sjeveroistoka (Slika 8.19). Stoga se nameće pitanje „Je li ovaj seizmički model geofizički dokaz zone subdukcije ispod Dinarida na razini vršnog dijela plašta?“.



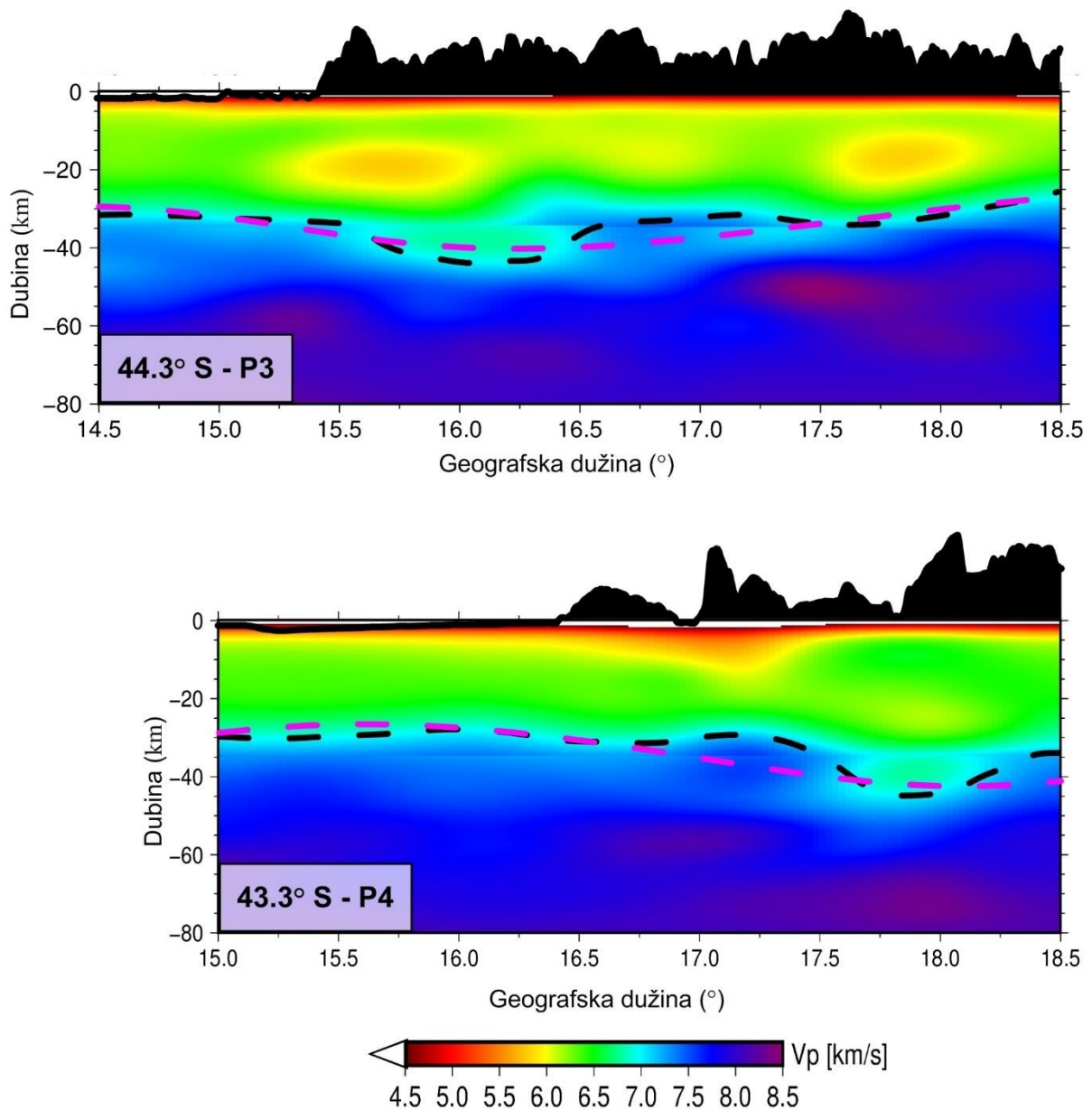
Slika 8.18 Horizontalni presjeci izračunatog seizmičkog modela u intervalima od 5 km. Na presjeku dubine 25 km prikazane su lokacije profila sa slika 8.20 i 8.21 Granice komentiranog dijela modela su određene testovima rezolucije.



Slika 8.19 Horizontalni presjeci izračunatog seizmičkog modela u intervalima od 5 km. Bijelim isprekidanim linijama je istaknuta zona male brzine u gornjem plaštu.



Slika 8.20 Vertikalni presjeci izračunatog seizmičkog modela duž profila P1 i P2. Položaji profila su prikazani na slici 8.18 (na horizontalnom presjeku dubine 25 km). Crnom isprekidanom linijom prikazana je blago izgladnena granica Moha koja je interpretirana na temelju brzine u ovom modelu.



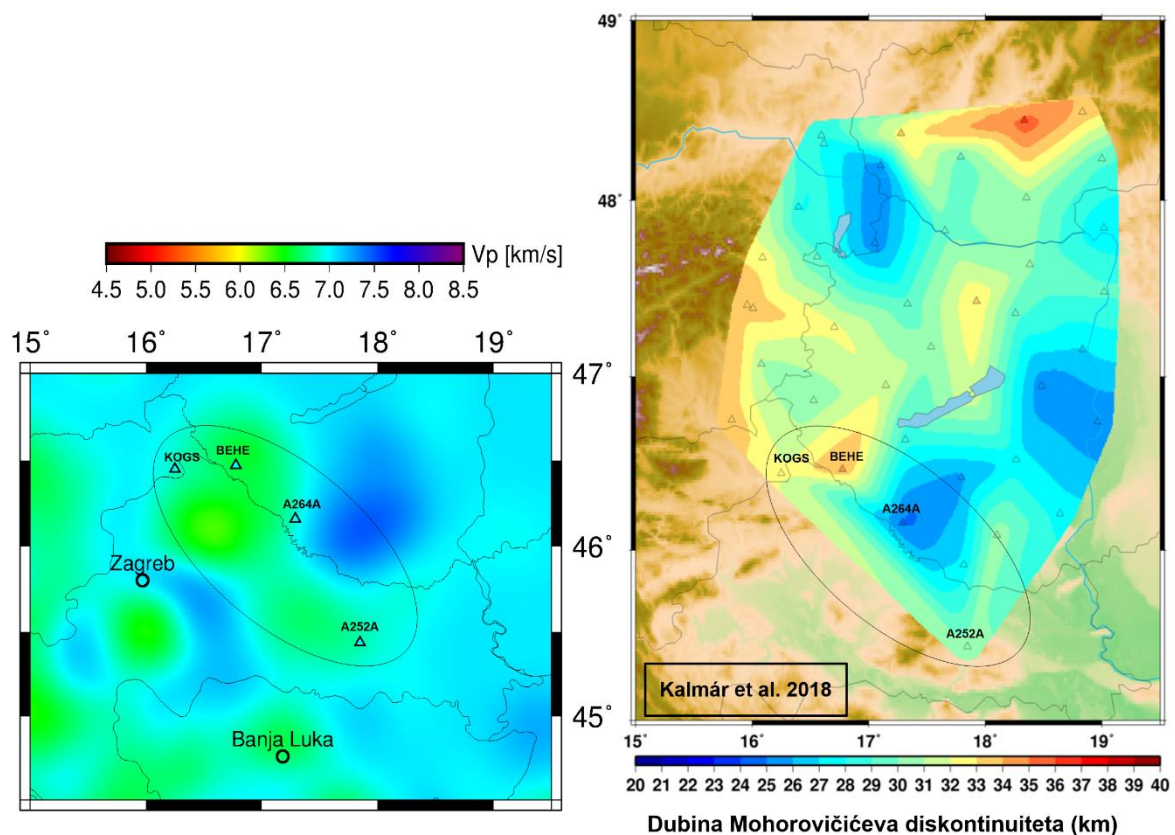
Slika 8.21 Vertikalni presjeci izračunatog seizmičkog modela duž profila P3 i P4. Položaji profila su prikazani na slici 8.18 (na horizontalnom presjeku dubine 25 km). Crnom isprekidanom linijom prikazana je blago izgladena granica Moha koja je interpretirana na temelju brzine u ovom modelu. Ljubičastom isprekidanom linijom prikazana je granica Moha interpretirana na temelju gravimetrijskih podataka (Šumanovac, 2010).

8.3.3 Diskusija

Seizmički 3D model sjevernih Dinarida, konstruiran u prvoj fazi istraživanja, koreliran je s postojećim modelima na istraživanom području pa je to potrebno napraviti i za konačni LET-model. Kada se LET-model uspoređuje s 2D modelima refrakcijske seizmike može se još napomenuti da je podudaranje konačnog LET-modela s profilima Alp01 i Alp02 Brückla i dr. (2007) nešto bolje. Područje Istre je u modelu sjevernih Dinarida bilo slabo prekriveno zrakama iz smjerova sjeverozapada, zapada i jugozapada što je vjerojatno razlog zašto su brzine u gornjoj kori odstupale u usporedbi s brzinama na profilu Alp01. Na dijelu profila Alp01 koji pripada Vanjskim Dinaridima i Jadranskom predgorju (područje Istre), brzine u gornjoj kori su veće od 6 km/s što se podudara konačnim LET-modelom u kojem je ostvareno bolje prekrivanje podacima u tom dijelu modela. LET-model također upućuje da je na tom dijelu profila brzina u Vanjskim Dinaridima i Jadranskom predgorju relativno veća od prosječne brzine u gornjoj kori, ali ne omogućava određivanje četiri sloja s brzinama većim od 6 km/s, na što upućuje model refrakcijske seizmike. Oštar skok dubine Mohorovičićeva diskontinuiteta na području Istre (s oko 40 km na 28 – 30), koji je interpretiran u modelu Brückla i dr. (2007), nije prisutan u konačnom LET-modelu. Korelacija LET-modela i dijela profila Alp02 koji se nalazi u Panonskom bazenu je također bolja. Osim rasporeda brzina koje u kori imaju vrijednosti između 5,8 – 6,5 km/s, bolje je i podudaranje dubine Moha. Dubina Moha je u oba modela duž krajnjih dvjestotinjak kilometara profila Alp02 između 27 i 29 km. Taj dio profila, prema tektonskoj karti Šumanovca (2010), pripada prijelaznoj zoni između dinaridske kore i panonske kore.

Nedavna istraživanja metodom funkcija prijelnika rezultirala su kartom Mohorovičićeva diskontinuiteta na području zapadnog Panonskog bazena (Kalmár i dr., 2018) pa se treba osvrnuti i na tu kartu čiji se rubni dio preklapa s rubnim dijelom LET-modela. Karta tog područja je konstruirana s do sada najgušćim rasporedom seizmoloških stanica zahvaljujući privremenim stanicama postavljenim u okviru projekta AlpArray (Hetényi i dr., 2018). Uspoređene su dubine Moho diskontinuiteta iz LET-modela s dubinama određenim na četiri seizmološke stanice u modelu Kalmára i dr. (2018). Na taj način se željelo dodatno verificirati konačni model, budući da je primarna primjena metode funkcija prijelnika određivanje glavnih diskontinuiteta. Procjena dubine Mohorovičićeva diskontinuiteta na temelju plohe s brzinom 7 km/s ispod seizmičkih stanica je: KOGS \approx 33 km, BEHE \approx 34 km, A264A \approx 26 km i A252A \approx 31 km. Dubine su procijenjene tako da su iz LET-modela izdvojeni vertikalni presjeci koji prolaze kroz navedene seizmološke postaje. U modelu određenom funkcijama prijelnika autori na tim stanicama navode ove dubine: KOGS = 32,18 km, BEHE = 34,36, A264A = 24,62 i

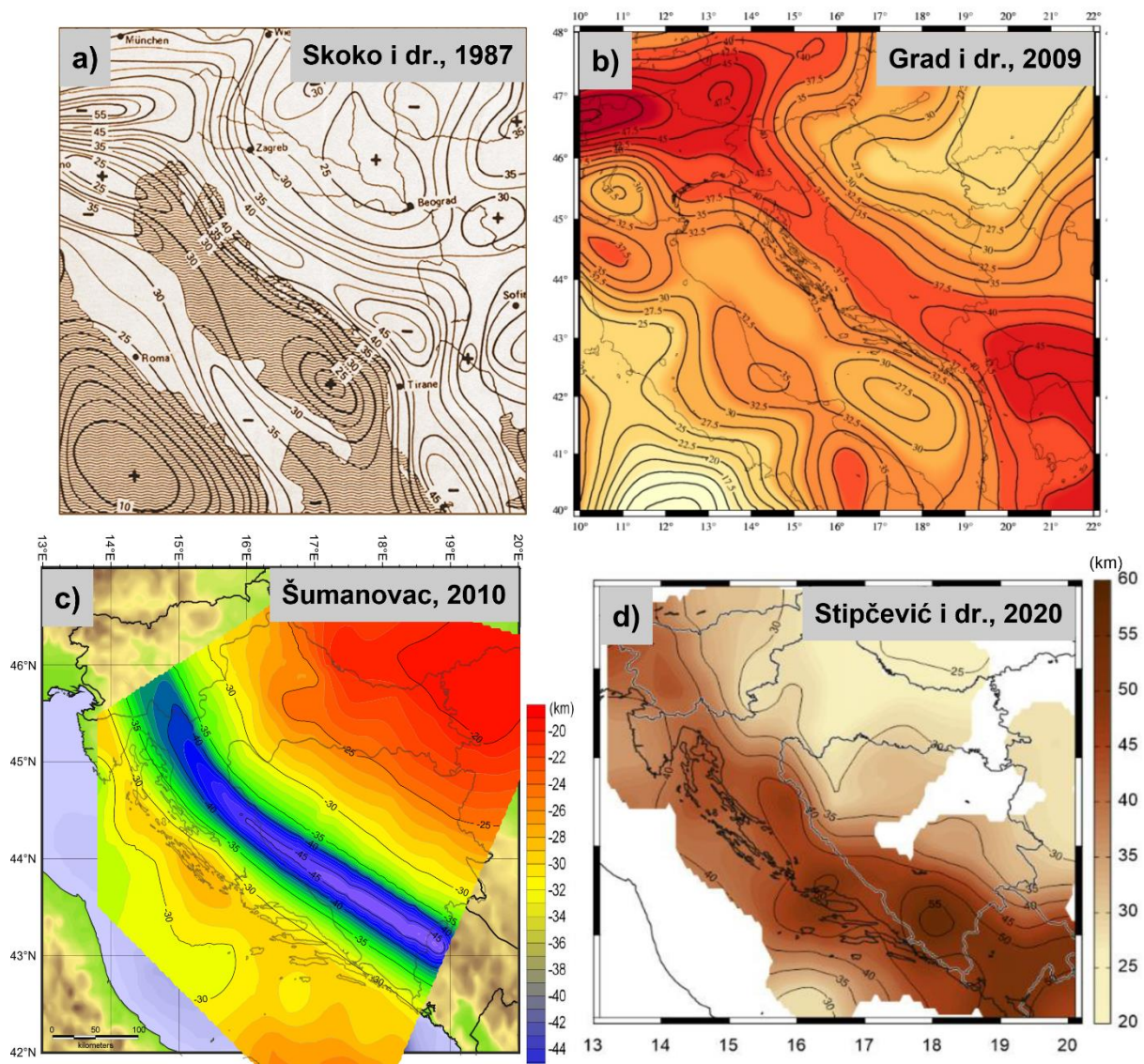
A252A = 30,41 km. Uspoređeno područje označeno je na slici 8.22. Iz horizontalnog presjeka na dubini 30 km (Slika 8.22 – lijevo) vidljivo je da se trend zadebljanja i stanjenja kore na označenom području podudara s trendom na karti Kalmára i dr. (2018). Zelenkasti dijelovi na presjeku LET-modela označavaju brzine tipične za koru, dok plave nijanse prikazuju brzine tipične za plašt. Dakle na dijelu modela sa zelenim nijansama kora je deblja od 30 km, a na dijelu s plavim nijansama kora je tanja od 30 km. Ovo je još jedna potvrda da se iz LET-modela pouzdano mogu odrediti trendovi oblika Moha s preciznošću određivanja dubine unutar par kilometara.



Slika 8.22 Horizontalni presjek iz LET-modela pri dubini od 30 km – slika lijevo. Karta dubine Moho diskontinuiteta određena metodom funkcija prijemnika (Kalmár i dr., 2018) – slika desno. Crnom linijom označeno je uspoređeno područje.

Kada se promatra raspored brzine ispod Dinarida potrebno je naglasiti da postoje određena razilaženja u različitim modelima. Glavne razlike u geofizičkim modelima ovog područja se odnose na maksimalnu debljinu kore te na područje na kojem je kora ispod Dinarida najdeblja. Prema prvoj karti dubine Mohorovičićeva diskontinuiteta ispod Dinarida i okolnih

područja (Skoko i dr., 1987) dubina je najveća u jugoistočnom dijelu Dinarida (oko 47 km), a smanjuje se prema sjeverozapadnom dijelu, gdje iznosi oko 43 km. Karta je konstruirana na temelju šest seizmičkih profila na međusobno velikoj udaljenosti. Dinaridska kora je prema karti Grada i dr. (2009) najdeblja ispod sjevernih Dinarida na području Slovenije te ispod krajnjih južnih Dinarida. Debljina kore ispod Dinarida na području Hrvatske i BiH ne prelazi 40-tak kilometara. Međutim, ako se promotri raspored podataka koje su koristili Grad i dr. (2009) vidi se da je područje Dinarida relativno slabo prekriveno podacima, u usporedbi s npr. središnjim dijelom Europe, te je zbog toga karta na tom dijelu vjerojatno izglađena. Prema karti Šumanovca (2010) debljina kore ispod Dinarida je relativno ujednačena i iznosi do oko 45 km. Autor na području Dinarida koristi konzistentan set gravimetrijskih modela duž sedam profila približno okomitih na pružanje planinskog lanca. Stipčević i dr. (2011) su na dvije seizmičke postaje u središnjim Dinaridima interpretirali značajno deblju koru (50 – 55 km) te navode da je malo samostalnih geofizičkih dokaza koji podržavaju takav zaključak. Njihovi rezultati na tri seizmičke postaje u južnoj Hrvatskoj sugeriraju prosječnu debljinu kore od 46 km. Najnovija istraživanja debljine kore, koja su izvedena paralelno s ovim istraživanjem, dala su još jednu kartu Mohorovičićeva diskontinuiteta. Konstruirana je na temelju 1D modela određenih funkcijama prijemnika ispod većeg broja seizmoloških postaja, na širem području Dinarida (Stipčević i dr., 2020). Autori sugeriraju da je kora značajno deblja nego se smatralo te da doseže oko 55 km na južnom dijelu Dinarida. Kora je prema njihovoj interpretaciji ispod većeg dijela Vanjskih Dinarida deblja od 40 km. Stoga se ovdje želi prikazati kako se u navedene modele uklapa najnoviji LET-model.



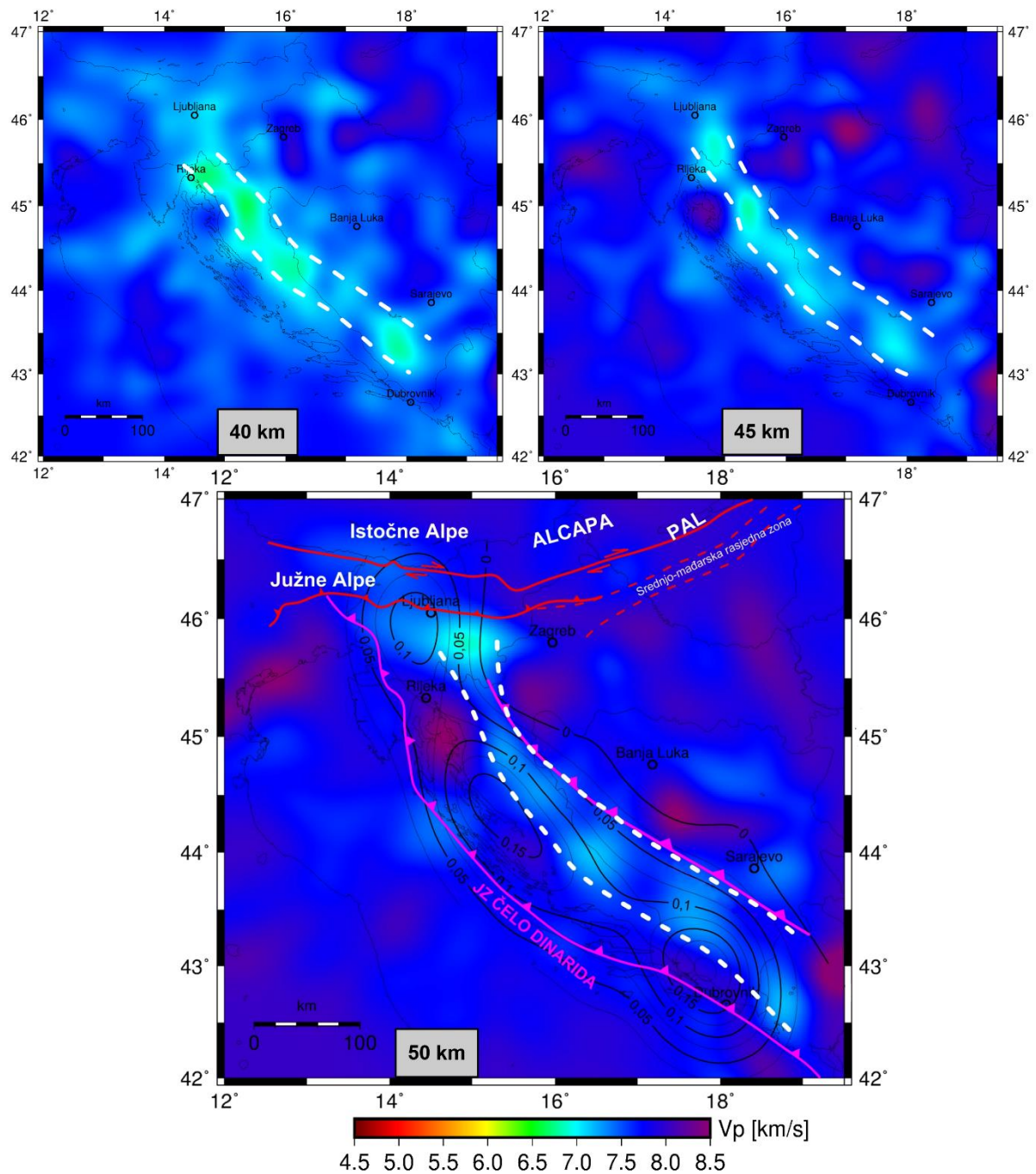
Slika 8.23 Karte debljine kore na širem dinaridskom području prema različitim autorima **a)** Karta na temelju dubokih seizmičkih istraživanja (Skoko i dr., 1987) **b)** Izdvojeni dio karte Moho diskontinuiteta prema Gradu i dr. (2009) **c)** Karta Mohorovičićeva diskontinuiteta konstruirana na temelju 2D gravimetrijskih profila (Šumanovac, 2010) **d)** Karta konstruirana analizom funkcija prijemnika na seizmološkim postajama šireg dinaridskog područja (Stipčević i dr., 2020).

Na presjecima dubine 40 i 45 km ispod Dinarida je prisutna brzina manja od 7 km/s, što bi značilo da je na tim područjima zadebljana kora (slike 8.19 i 8.24). Dubina veća od 45 km u većini postojećih modela istraživanog područja pripada gornjem plaštu. Unutar LET-modela na dubini većoj od 45 km još uvijek je izražena anomalija male brzine atipična za brzine unutar plašta (označeno bijelim isprekidanim linijama na slici 8.24). Zona male brzine je mjestimično jače izražena, a mjestimično prigušena, što je najvjerojatnije posljedica neravnomjernog

rasporeda potresa i seizmoloških postaja, odnosno rezolucije modela. Bez obzira na nejednoliki intenzitet anomalije male brzine, njen trend je jasno naglašen i dinaridskog je pružanja.

Na horizontalni presjek dubine 50 km ucrtana je i anomalija velike brzine (crne izolinije na slici), koja je prisutna na istoj dubini u najnovijem teleseizmičkom modelu dinaridskog područja (Šumanovac i dr., 2017). U teleseizmičkim modelima velike brzine se uobičajeno interpretiraju kao hladni materijal koji tone u astenosferu, tj. tonjenje litosferne ploče u gornjem plaštu. Ova dva modela se preklapaju u vršnom dijelu plašta pa ih je opravdano paralelno razmatrati. Anomalija velike brzine na dubini od 50 km u teleseizmičkom modelu generalno prati trend velike brzine u LET-modelu. Relativno velika brzina u oba modela prisutna je u priobalnom području. U oba modela je anomalija izražena na području oko Dubrovnika i u priobalnom području u srednjem Jadranu. Velika brzina u LET-modelu je oko 8 km/s ili veća, a prikazana je tamno plavom do ljubičastom bojom. Ova dva trodimenzionalna modela se razilaze s modelom debljine kore određenim funkcijama prijemnika (Stipčević i dr., 2020) u kojem autori za pojedine seizmološke postaje na obali i otocima tvrde da je dubina Moha veća od 50 km, a na većini seizmoloških postaja duž obale veća od 40 km. Debljina kore duž jadranske obale u LET-modelu ne prelazi 35 – 40 km, a zadebljanje kore i zona male brzine unutar plašta pomaknuti su prema sjeverozapadu i prate trend pružanja ulančanog gorja Dinarida. Debljina kore interpretirana metodom funkcija prijemnika u ranijim istraživanjima je uspoređena s modelom refrakcijske seizmike (Šumanovac i dr., 2016). Modeli se dobro podudaraju u područjima s jednostavnijom strukturom kore, tj. u području Panonskog bazena. U Dinaridima i rubnom području funkcije prijemnika uglavnom daju veću debljinu kore. Slično se može zaključiti i na temelju usporedbe LET-modela i najnovije karte debljine kore. Dinaridska kora strukturno je složenija, sa značajnim lateralnim i vertikalnim promjenama brzine, što zasigurno utječe na preciznost geofizičkih modela općenito. Međutim, jednodimenzionalne modele u strukturno zamršenim područjima treba interpretirati s velikim oprezom.

Glavni rasjed na razini granice kore i plašta do sada je na kartama označavan na temelju geometrijskih odnosa, tj. na temelju asimetrije u obliku Moho diskontinuiteta ispod Dinarida (Šumanovac, 2010). Izmjena velike i male brzine u relativno uskoj zoni plašta ispod Dinarida mogla bi se smatrati prvim geofizičkim dokazom kontakta dvaju gornjih plašteva na dinaridskom području. Kontaktna zona bi se prema ovom modelu nalazila ispod sjeveroistočne strane Dinarida (Slika 8.24).

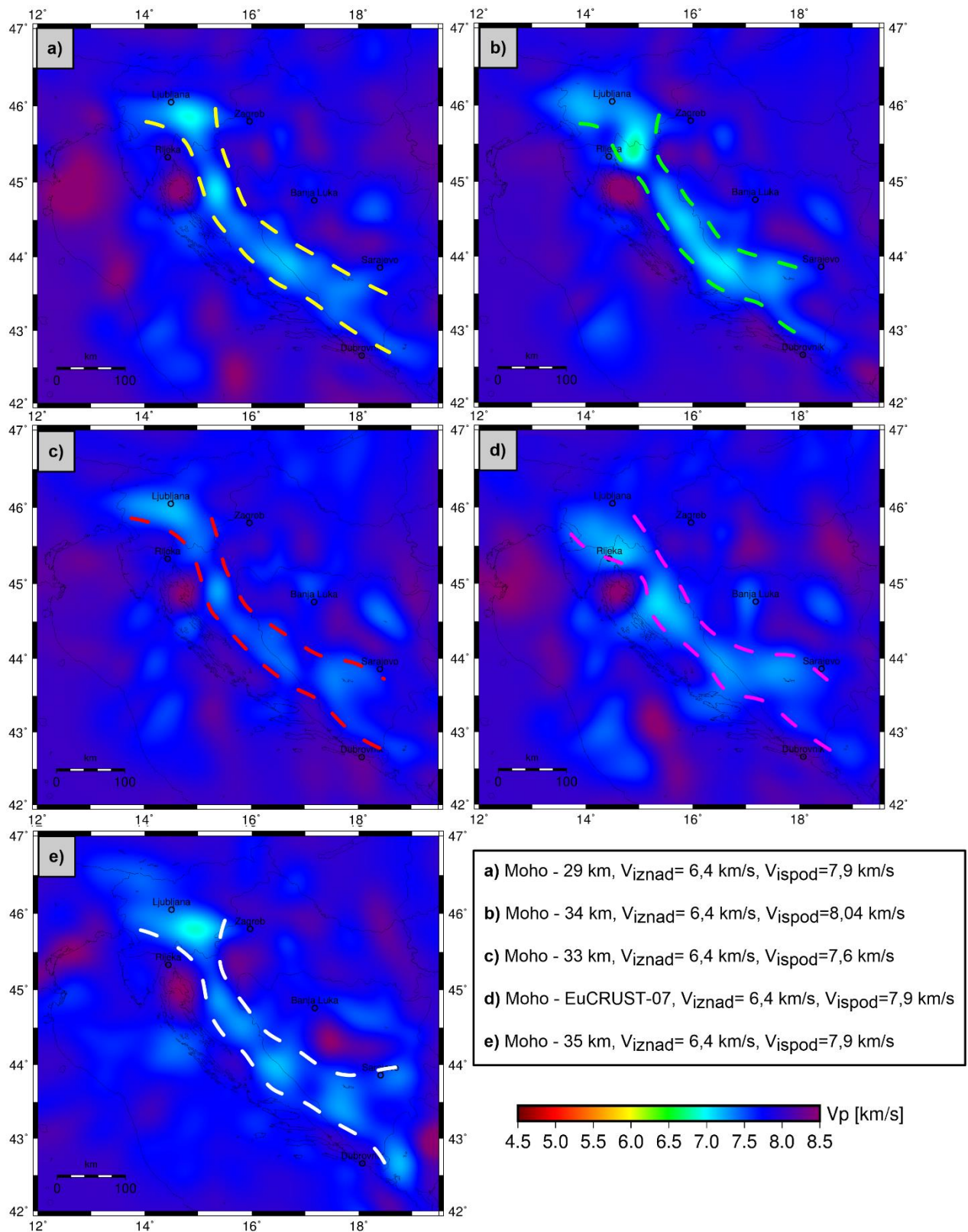


Slika 8.24 Horizontalni presjeci LET-modela na dubinama 40, 45 i 50 km. Na presjek dubine 50 km ucrtane su granice velikih tektonskih jedinica šireg područja (Schmid i dr., 2008). Kontaktna zona dvaju plašteva prema Šumanovcu (2010) je označena rasjedom ispod Dinarida, a podudara se sa sjeveroistočnom granicom kontaktne zone interpretirane u LET-modelu (bijele isprekidane linije). Crne izololinije predstavljaju pozitivnu anomaliju dV (km/s) teleseizmičkog modela na istoj dubini (Šumanovac i dr., 2017).

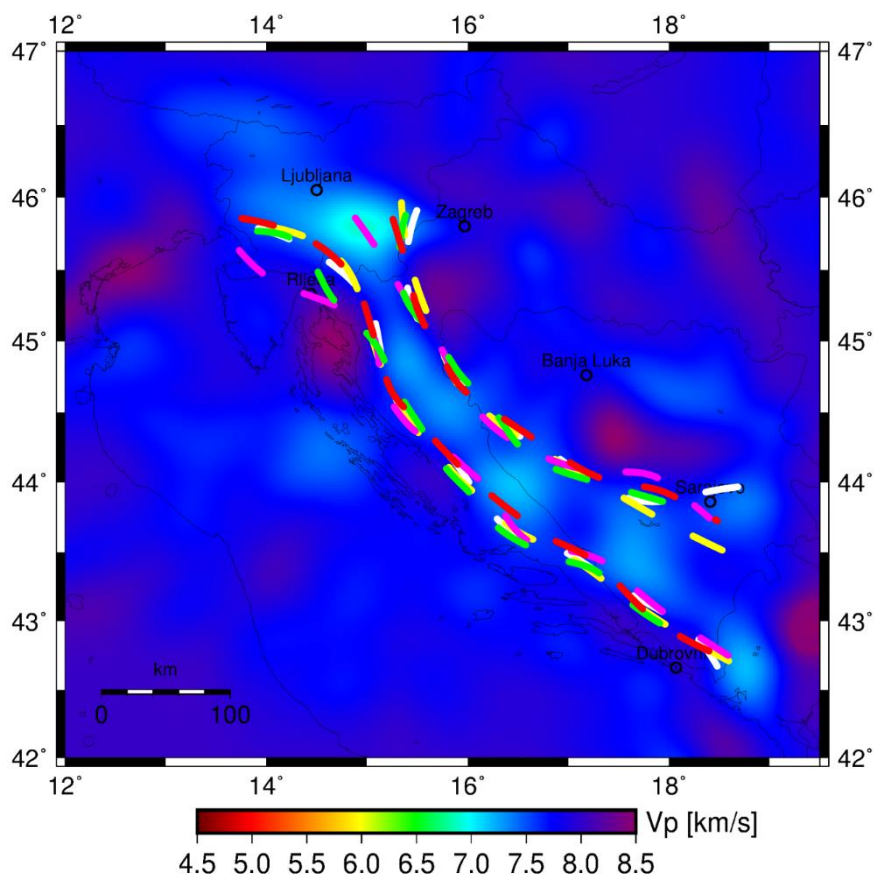
Kako bi se dodatno potvrdilo da ovakav raspored brzine u gornjem plaštu nisu artefakti ili posljedica procesa inverzije, konstruiran je niz modela s različitim parametrima. Ovdje je prikazano pet različitih modela na razini gornjeg plašta (Slika 8.25). Horizontalni presjeci modela su s iste dubine (50 km). Modeli se razlikuju s obzirom na inicijalni 1D model brzine, inicijalnu dubinu Mohorovičićeva diskontinuiteta te po parametrima inverzije. Vrijednosti faktora prigušenja i faktora izgladenosti/hrapavosti za različite slučajeve iznosili su između 2,5 i 30. Manja vrijednost ovih parametara znači manje ograničenje promjena brzine u inverziji u odnosu na inicijalni model i manju izgladenost modela. Set korištenih podataka je svim modelima zajednički. Inicijalna granica kore i plašta u prva tri prikazana modela je ravna (Slika 8.25 a) do c)), a u četvrtom modelu (d) korišteni su podaci o debljini kore prema Tesauru i dr. (2007). Peti model (e) je već prikazani konačni LET-model.

Ono što se na svim modelima može uočiti na prvi pogled je zona male brzine u gornjem plaštu, dinaridskog pružanja (označeno bijelim crtkanim linijama na slici 8.25). Apsolutne vrijednosti seizmičkih brzina u modelima se ne podudaraju potpuno te anomalija male brzine nije identično naglašena u različitim modelima. Međutim, to je očekivano s obzirom na značajne razlike u početnim modelima i parametrima inverzije. Anomalije označene na različitim modelima na slici 8.25 prikazane su zajedno na presjeku konačnog LET-modela (Slika 8.26). Zone velikih i malih brzina, odnosno relativni odnosi u modelu koji su do sada komentirani dobro se podudaraju u svim modelima. Prema tome, može se zaključiti da je seizmički model na razini vršnog dijela plašta pouzdan. Relativni odnosi brzina u modelu su posljedica prikupljenih podataka lokalnih potresa, a ne posljedica procesa inverzije i/ili inicijalnog modela. Isto tako, sintetički testovi rezolucije su pokazali da inverzni model može rekonstruirati strukture horizontalnog rasprostiranja više desetaka kilometara.

Širina anomalije male brzine u plaštu je od 40-tak do više od 100 kilometara. Anomalija je najuža na području između Kvarnera i Karlovca, gdje je i planinski lanac najuži. Najšira je ispod dijela sjevernih Dinarida, koji se nalazi u Sloveniji te ispod južnih Dinarida, između Dubrovnika i Sarajeva. Svim modelima je zajedničko suženje u blizini Kvarnera. Zanimljivo je da je na području gdje je anomalija male brzine najuža u LET-modelu, također prisutno prigušenje anomalije velike brzine u teleseizmičkom modelu (Šumanovac i dr., 2017). Isto tako, na tom dijelu je tonjenje litosferne ploče u teleseizmičkom modelu interpretirano do manje dubine u odnosu na ostatak Dinarida.



Slika 8.25 Horizontalni presjeci pet različitih modela na dubini 50 km. Modeli su dobiveni inverzijom različitih početnih 1D modela brzine i različitih modela granice kore i plašta. Dubina Mohorovičićeva diskontinuiteta za pojedine modele te seizmičke brzine neposredno iznad i ispod diskontinuiteta navedene su unutar kvadrata. Presjek konačnog LET-modela je na slici e).



Slika 8.26 Usporedba anomalija male brzine u gornjem plaštu u različitim modelima. Anomalije u modelima sa slike 8.25 označene su različitim bojama na konačnom LET-modelu.

Anomalije za koje se na temelju sintetskih testova s većom sigurnošću može tvrditi da su posljedica struktura kore i plašta, a ne artefakti zbog pogrešaka u podacima ili procesa inverzije, uklopljene su u tektonsku kartu šireg područja (Slika 8.27). Glavne karakteristike seizmičkog modela unutar kore su promatrane samo na području sjevernih Dinarida. Najistaknutije obilježje tog dijela modela je iznadprosječno velika brzina unutar prvih par kilometara kore ispod Dinarida, ali i ispod dijela Panonskog bazena koji na tektonskoj karti pripada ofiolitnoj zoni i prijelaznoj zoni između dinaridske i panonske kore. Najizraženije anomalije male brzine u modelu ispod Panonskog bazena nalaze se na području Savske i Dravske depresije. Najistaknutija je anomalija uzrokovana dubokom Savskom depresijom i može se najpreciznije ograničiti jer se nalazi u dijelu modela koji je jako dobro prekriven seizmičkim zrakama u gornjoj kori. Brzina ispod Savske depresije je manja od 5,5 km/s do dubine oko 5 km. Područje Karlovačke, Požeške i jako duboke Dravske depresije (mjestimično dublja od 5 km) je također karakterizirano malim brzinama u vršnom dijelu kore, ali anomalije

nisu naglašene kao na području Savske depresije. Karlovačka i Požeška depresija su znatno manje i pliće u odnosu na Savsku i Dravsku depresiju, tj. manje su od struktura koje je u modelu moguće pouzdano odrediti pa vjerojatno zato nisu istaknute kao Savska depresija. Područje Dravske depresije je slabo prekriveno zrakama u plitkom dijelu kore. Nema seizmoloških postaja na tom području i malo je plitkih potresa male epicentralne udaljenosti u odnosu na Dravsku depresiju, što znači da nema puno zrakā koje prolaze kroz nju.

Ispod sjevernih Dinarida gdje je iznadprosječno velika brzina u najplićem dijelu kore, prisutna je relativno mala seizmička brzina (manja od 5,8 km/s) na dubini između 5 – 20 km, što bi značilo da kora na tom dijelu nije jednoslojna (najbolje vidljivo na profilu Alp07 – Slika 8.17b i profilu P1 – Slika 8.20). Takav raspored seizmičkih brzina, koji ukazuje na inverziju brzine u kori nije prisutan u dijelu modela na području središnjih i južnih Dinarida. Međutim, nije zanemariva razlika u gustoći seizmoloških postaja u sjevernim Dinaridima i u ostatku modela. U ostatku modela je zbog rasporeda epicentara i seizmoloških postaja manji broj zrakā izravnih valova koje većim dijelom svog puta horizontalno uzorkuju koru. Pn-valovi koru uzorkuju dominantno subvertikalno, a na horizontalnom dijelu puta zrake uzorkuju dominantno gornji plašt. Razliku u rezoluciji modela kore u sjevernim Dinaridima i ostatku modela potvrđuju i testovi rezolucije pa se ne može sa sigurnošću pridodati geološki značaj seizmičkim anomalijama promjera manjeg od 100-tinjak kilometara u središnjem i južnom dijelu modela, bez obzira na to što su i u tim dijelovima modela prisutne lateralne i vertikalne promjene brzine unutar kore.

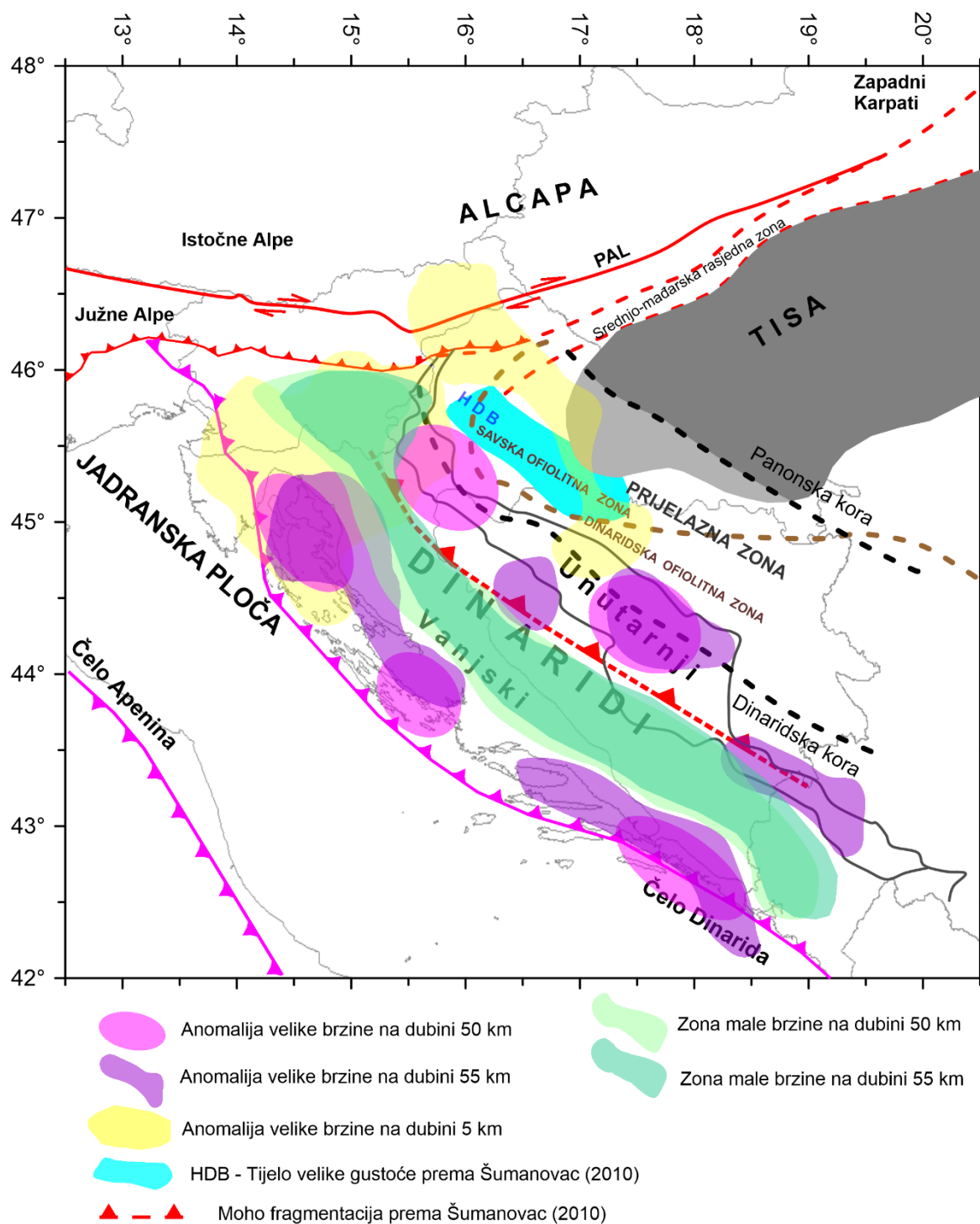
Najznačajniji doprinos novog geofizičkog modela odnosi se na interpretaciju seizmičkog modela na prijelazu iz kore u plašt. Na temelju rasporeda brzina ispod Dinarida, nameće se pitanje „Jeli moguće da tone dio kore Jadranske mikroploče ispod Dinarida?“. Da li se dio donje kore odvojio i tone zajedno s litosferom ili zona male brzine na dubini između 45 – 55 kilometara predstavlja dodir dvaju plašteva? Prema seizmičkom istraživanju u Zapadnim Alpama, očekivane seizmičke brzine kontinentalne subdukcije u gornjem plaštu iznose $V_p < 7,8 \pm 0,2$ km/s. Vrijednosti $V_p > 8$ km/s bi trebale karakterizirati suhe peridotite alpskog litosfernog plašta, dok heterogena donja kora Jadranske ploče može imati vrijednosti između 6,7 km/s i 7,2 km/s pa do oko 7,6 km/s uslijed promjena metamorfnih faza i progresivne eklogitizacije za vrijeme subdukcije na dubini većoj od 40 km (Solarino i dr., 2018). Oceanska subdukcija ne može se detektirati u ovakvim seizmičkim modelima zbog velikih vrijednosti brzine P-valova na manjim dubinama, koje karakteriziraju oceansku koru nakon eklogitizacije ($V_p > 8,0$ km/s) pa se ne razlikuju od V_p vrijednosti litosfernog plašta u gornjoj ploči. Ovakvim rasponima

seizmičkih brzina vode se i autori u najnovijem regionalnom istraživanju seizmičkom tomografijom Pn-valova (Sun i dr., 2019).

Autori navode da se, na profilu koji okomito siječe Dinaride, brzina $V_p < 7,6$ km/s nalazi ispod Dinarida do dubine veće od 65 kilometara. Smatraju da je to dokaz jadranske kontinentalne kore smještene više od 20 km dublje od dubine Moha sjeveroistočno od Dinarida. Granicu Moha u tom modelu predstavlja seizmička brzina vrijednosti 7,8 km/s. Radi se o regionalnom modelu grublje rezolucije od rezolucije ostvarene u ovom istraživanju, a prema njemu je mala brzina u plaštu na puno širem području od anomalije male brzine u ovom istraživanju.

Prema rasporedu seizmičkih brzina u gornjem plaštu može se reći da je LET-model dao prvi dokaz dodira jadranskog i panonskog plašta ispod Dinarida i da dodirna zona nije šira od 100-tinjak kilometara (zona označena zelenim nijansama na slici 8.27). Vrijednosti seizmičke brzine karakteristične za donju koru ($V_p \approx 7,2$ km/s) prisutne su u plaštu do dubine veće od 55 km. Ako dio donje kore tone u zoni kontakta dvaju plašteva ispod Dinarida, to je u geofizičkim modelima vidljivo samo u plitkim dijelovima subdukcijske zone. Transformacija stijena kore u eklogite na većim dubinama kontaktnih zona uklanja razliku u brzini od okolnog plašta (npr. Rondenay i dr., 2008). Prema tome bi nestanak zone male brzine trebao ograničiti dubinu procesa transformacije stijena kore.

Odgovor na pitanje do koje dubine postoji anomalija male brzine unutar plašta nije moguće dati samo na temelju ovog geofizičkog modela, ali ovaj model opravdava diskusiju o recentnoj subdukciji na području Dinarida i neposredna je indikacija kontakta dvaju plašteva. Granica se temelji na geofizičkim podacima na razini plašta, a ne na temelju površinskih geoloških odnosa ili struktura unutar kore projiciranih na razinu plašta.



Slika 8.27 Pregled glavnih anomalija 3D LET-modela. Anomalije su označene na tektonskoj karti šireg područja. Anomalije u kori su zbog ograničenja rezolucije razmatrane samo u sjevernom dijelu modela.

Ovaj model je važan korak u definiranju 3D modela kore velike rezolucije na području Dinarida i susjednih cjelina. Heterogenosti u kori su znatno izraženije nego na većim dubinama pa je teško precizno konstruirati model kore, osobito metodama koje koriste pasivne seizmičke

izvore. Preciznija struktura Moho diskontinuiteta i vršnog dijela plašta je prvi korak u konstrukciji detaljnijeg 3D modela kore. Seizmička istraživanja s ciljem izrade modela kore velike rezolucije trebaju koristiti nova saznanja ostvarena u ovom istraživanju i trebaju se temeljiti na provedbi preciznih statičkih korekcija.

9 ZAKLJUČAK

Na području Dinarida i jugozapadnog rubnog dijela Panonskog bazena izvedena su duboka seizmička istraživanja. Prvi put je primijenjena metoda tomografije bliskih potresa s ciljem određivanja trodimenzionalnog geofizičkog modela kore i vršnog dijela gornjeg plašta na tom, geološki izrazito kompleksnom, području.

Pri planiranju ovog istraživanja pretpostavilo se da je kontaktna zona Jadranske mikroploče i Europske ploče karakterizirana lateralnim i vertikalnim promjenama seizmičkih brzina koje nisu definirane u dosadašnjim modelima, budući da jednodimenzionalni i dvodimenzionalni modeli ne mogu precizno ograničiti trodimenzionalne geološke strukture. Rezolucija modela konstruiranih na temelju pasivnih seizmičkih metoda uvjetovana je u prvom redu rasporedom seizmičkih izvora i prijemnika na istraživanom području te kvalitetom podataka. U trodimenzionalnom geofizičkom modelu koji je prikazan u ovom radu ostvarena je visoka rezolucija, a model je potvrdio složen raspored seizmičkih brzina.

Dobiveni model prikazuje razlike u strukturi kore Dinarida i Panonskog tektonskog segmenta, dijela Euroazijske ploče. Dinaridska kora karakterizirana je relativno malom seizmičkom brzinom P-valova u gornjoj kori (oko 5,5 km/s) i znatnim povećanjem brzine u donjoj kori (oko 6,5 km/s). Značajan vertikalni gradijent brzine ispod Dinarida na dubini oko 20 km ukazuje kako je dinaridska kora dvoslojna. Dvoslojna kora nije prisutna u Panonskom bazenu jer seizmičke brzine upućuju na jednostavniju strukturu kore, pa se može reći da je panonska kora prividno jednoslojna. Takve karakteristike kore već su ranije uočene u dvodimenzionalnom modelu kore u sjevernim Dinaridima (Šumanovac i dr., 2009)

Ispod Panonskog bazena su na području glavnih depresija prisutne anomalije malih brzina jer debele naslage sedimentnih stijena u depresijama imaju znatno manje seizmičke brzine od magmatsko-metamorfnihi stijena kristalinske podloge. Anomalno velika brzina u gornjoj kori ispod Panonskog bazena (veća od 6 km/s) nalazi se između Savske i Dravske depresije i prema tektonskim kartama pripada području ofiolitnih zona, to jest prijelaznoj zoni između dinaridske i panonske kore. Položaj ove anomalije velike brzine dijelom se podudara s položajem tijela velike gustoće određenog prijašnjim 2D istraživanjima (Šumanovac, 2010). Anomalija velike gustoće, odnosno velike brzine, u LET-modelu je vjerojatno djelomično prigušena anomalijom uzrokovanom Savskom depresijom. Mala seizmička brzina na području Savske depresije proteže se do veće dubine od stvarne dubine dna depresije.

Kora u sjevernim Dinaridima karakterizirana je relativno velikom brzinom u najplićem dijelu (većom od 6 km/s), dok su na području središnjih i južnih Dinarida znatno manje seizmičke brzine (oko 5,5 km/s) u tom dijelu kore. Međutim, u interpretaciji modela kore, u središnjim i južnim Dinaridima treba biti vrlo oprezan zbog utvrđene slabije rezolucije u odnosu na sjeverne Dinaride radi manjeg broja seizmičkih postaja.

Najpouzdaniji dio modela, prema sintetskim testovima rezolucije, dodirna je zona donje kore i gornjeg plašta. Na temelju maksimalnog vertikalnog gradijenta brzine u donjoj kori, model je omogućio preciznu interpretaciju debljine kore. Kalibracija s dvodimenzionalnim refrakcijskim i gravimetrijskim podacima na profilu Alp07 potvrdila je da ploha s brzinom oko 7,0 km/s najbolje odgovara granici kore i plašta. Najizraženija deformacija Mohorovičićeva diskontinuiteta odnosi se na naglo zadebljanje kore ispod Dinarida, a blaže nepravilnosti u topografiji Moha postoje i u ostatku modela. Naime, promjene u debljini kore prisutne su u prijelaznoj zoni između dinaridske i panonske kore u sjevernom dijelu modela, to jest na profilu okomitom na sjeverne Dinaride.

Najznačajniji doprinos ove disertacije je konstrukcija 3D modela brzina velike rezolucije, posebno u vršnom dijelu plašta. Anomalija male brzine ispod Dinarida, koja se nalazi u vršnom dijelu plašta, pojavljuje se od granice donje kore na dubinama oko 45 km i proteže do dubina većih od 55 km. Anomalija je dinaridskog pružanja i proteže se duž cijelog planinskog lanca Dinarida. Seizmičke brzine na području anomalije su manje od 7,5 km/s, a u okolnim područjima mjestimično su veće od 8 km/s. Tako male seizmičke brzine u gornjem plaštu upućuju na kontakt dviju tektonskih cjelina i mogu se smatrati prvim geofizičkim dokazom dodira jadranskog i panonskog plašta. To saznanje je nužno za shvaćanje recentnih odnosa Jadranske mikroploče i Europske ploče ispod Dinarida. Na temelju ove anomalije male brzine po prvi put je neposredno određena dodirna zona Jadranske mikroploče i Panonskog tektonskog segmenta u gornjem plaštu. Dodirna zona je općenito uža od 100 km, a najvećim dijelom se pruža sjeveroistočnom stranom Dinarida.

Na većini tomografskih profila ispod Dinarida nema oštre promjene brzine na prijelazu iz kore u plašt. Brzina tipična za donju koru postupno se povećava pa nema velikog gradijenta brzine kao na području Panonskog bazena, zbog čega je opravdano spekulirati da dio donje kore Jadranske mikroploče tone zajedno s litosfernim plaštom do dubine veće od 55 km.

Konstruirani model brzina je prvi model veće rezolucije vršnog dijela plašta i novi je temelj za definiranje detaljnijeg 3D geološkog modela. Za konstrukciju cjelovitog modela kore velike

rezolucije na području Dinarida i okolnih područja potrebna su dodatna duboka geofizička istraživanja. Nastavak istraživanja treba usmjeriti ka poboljšanju rezolucije modela. Bolju rezoluciju je moguće ostvariti rješavanjem problema korekcija kojima bi se uklonilo djelovanje velikih površinskih promjena seizmičkih brzina, prikupljanjem podataka s dodatnih seizmoloških postaja koje su u ovom istraživanju bile nedostupne, ali i primjenom dodatnih metoda koje koriste pasivne seizmičke izvore valova.

Popis literature

- Abers, G. A. & Roecker, S. W. (1991). Deep structure of an arc-continent collision: Earthquake relocation and inversion for upper mantle P and S wave velocities beneath Papua New Guinea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B4), 6379-6401. <https://doi.org/10.1029/91JB00145>
- Achauer, U. (1994). New ideas on the Kenya rift based on the inversion of the combined dataset of the 1985 and 1989/90 seismic tomography experiments, *Tectonophysics*, 236, 305–329. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90182-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90182-1)
- Aki, K. & Richards, P. G. (1980). *Quantitative seismology: theory and methods*, W. H. Freeman, San Francisco.
- Aljinović, B., & Blašković, I. (1984). Comparison of sediment basis and the Mohorovičić discontinuity in the coastal area of Yugoslavia. *Nafta*, 35, 65-71.
- Aljinović, B., Blašković, I., Cvijanović, D., Prelogović, E. (1981). Geophysical–geological interpretation of the deep profiles in the Adriatic and the Dinarides: *Int. Symp. HEAT*, Athens, vol. 1, pp. 5–21.
- [Alkhalifah, T. & Fomel, S. \(2001\). Implementing the fast marching eikonal solver: spherical versus Cartesian coordinates. *Geophysical Prospecting*, 49\(2\), 165-178. https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.2001.00245.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.2001.00245.x)
- Asad, A. M., Pullammanappallil, S. K., Anoshehpour, A. & Louie, J. N. (1999). Inversion of travel-time data for earthquake locations and three-dimensional velocity structure in the Eureka Valley area, eastern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(3), 796-810.
- Aubouin, J., Blanchet, R., Cadet, J. P., Celet, P., Charvet, J., Chorowicz, J., ... & Rampnoux, J. P. (1970). Essai sur la géologie des Dinarides. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(6), 1060-1095.
- Bahun, S. (1974). The tectonogenesis of Mt. Velebit and the formation of Jelar deposits. *Geološki vjesnik*, 27, 35-51.
- Belinić, T., Stipčević, J., Živčić, M. & AlpArrayWorking Group. (2018). Lithospheric thickness under the Dinarides. *Earth and Planetary Science Letters*, 484, 229-240. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.12.030>

- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y. & Wassermann, J. (2010). ObsPy: A Python toolbox for seismology. *Seismological Research Letters*, 81(3), 530-533. doi: 10.1785/gssrl.81.3.530
- Bezada, M. J., Faccenda, M. & Toomey, D. R. (2016). Representing anisotropic subduction zones with isotropic velocity models: A characterization of the problem and some steps on a possible path forward. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(8), 3164-3189. <https://doi.org/10.1002/2016GC006507>
- Blundell, C. A. (1993). Resolution analysis of seismic P-wave velocity estimates using reflection tomographic inversion (Doctoral dissertation, Monash University).
- Bodin, T., Sambridge, M. & Gallagher, K. (2009). A self-parametrizing partition model approach to tomographic inverse problems. *Inverse Problems*, 25(5), 055009. doi:10.1088/0266-5611/25/5/055009
- Brückl, E., Bleibinhaus, F., Gosar, A., Grad, M., Guterch, A., Hrubcová, P., Keller, G.R., Majdański, M., Šumanovac, F., Tiira, T., Yliniemi, J., Hegedűs, E. & Thybo, H. (2007). Crustal structure due to collisional and escape tectonics in the Eastern Alps region based on profiles Alp01 and Alp02 from the ALP 2002 seismic experiment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B6). <https://doi.org/10.1029/2006JB004687>
- Brückl, E., Behm, M., Decker, K., Grad, M., Guterch, A., Keller, G. R. & Thybo, H. (2010). Crustal structure and active tectonics in the Eastern Alps. *Tectonics*, 29(2). <https://doi.org/10.1029/2009TC002491>
- Brückl, E., Bodoky, T., Hegedűs, E., Hrubcová, P., Gosar, A., Grad, M., Guterch, A., Hajnal, Z., Keller, G.R., Špicak, A., Šumanovac, F., Thybo, H., Weber, F. & ALP 2002 Working Group, (2003). ALP2002 seismic experiment. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 47, 671–679, doi:10.1023/A:1024780022139
- Bureau Central International de Séismologie (1972). *Tables des tempts de propagation des ondes séismiques, Hodochrones pour la region des Balkans*. Strasbourg: Manuel d'utilisation.
- Bureau Central International de Séismologie. (1972). *Tables des tempts de propagation des ondes séismiques, Hodochrones pour la region des Balkans*. Strasbourg: Manuel d'utilisation.
- Červený, V. (1987). Ray tracing algorithms in three-dimensional laterally varying layered structures. In *Seismic tomography* (pp. 99-133). Springer, Dordrecht.
- Červený, V. (2001). *Seismic ray theory*. Cambridge university press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511529399>

- Christensen, N. I. & Mooney, W. D. (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6), 9761-9788. <https://doi.org/10.1029/95JB00259>
- Csontos, L. & Nagymarosy, A. (1998). The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. *Tectonophysics*, 297(1-4), 51-71. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00163-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00163-2)
- Csontos, L. & Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1-56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>
- Cvetković, M., Matoš, B., Rukavina, D., Kolenković Močilac, I., Saftić, B., Baketarić, T., Baketarić, M., Vuić, I., Stopar, A., Jarić, A. & Paškov, T. (2019). Geoenergy potential of the Croatian part of Pannonian Basin: insights from the reconstruction of the pre-Neogene basement unconformity. *Journal of Maps*, 15(2), 651-661. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1645052>
- Dando, B. D. E., Stuart, G. W., Houseman, G. A., Hegedüs, E., Brückl, E., & Radovanović, S. (2011). Teleseismic tomography of the mantle in the Carpathian-Pannonian region of central Europe. *Geophysical Journal International*, 186(1), 11-31. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.04998.x>
- de Kool, M., Rawlinson, N. & Sambridge, M. (2006). A practical grid-based method for tracking multiple refraction and reflection phases in three-dimensional heterogeneous media. *Geophysical Journal International*, 167(1), 253-270. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03078.x>
- Dębski, W. & Ando, M. (2004). Spectral ray tracer: A class of accurate two-point ray tracers. *Acta Geophys. Pol*, 52(1), 1-14.
- Diehl, T., Husen, S., Kissling, E. & Deichmann, N. (2009). High-resolution 3-DP-wave model of the Alpine crust. *Geophysical Journal International*, 179(2), 1133-1147. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04331.x>
- Dijkstra, E. W. (1959). A note on two problems in connexion with graphs. *Numerische mathematik*, 1(1), 269-271.
- Dilek, Y., Furnes, H., & Shallo, M. (2008). Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4), 174-209. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.026>
- Dimitrijevic, M. D. (1982). Dinarides: an outline of tectonics. *Earth Evolution Sciences*, 2, 4-23.

- Dimitrijevic, M. D. (2001). Dinarides and the Vardar Zone: a short review of the geology. *Acta Vulcanologica*, 13(1/2), 1000-1008. DOI: 10.1400/19061
- Dimitrijevic, M. D. (2001). Dinarides and the Vardar Zone: a short review of the geology. *Acta Vulcanologica*, 13(1/2), 1-8.
- Dragašević, T. & Andrić, B. (1968). Deep seismic sounding of the Earth's crust in the area of the Dinarides and the Adriatic Sea. *Geophysical Prospecting*, 16(1), 54-76. doi: 10.1111/j.1365-2478.1968.tb01960.x
- Dragašević, T. & Andrić, B. (1982). Information on the results of examination of earth crust composition by application of the DSS method in Yugoslavia. In *Proceedings of the Yugoslav Geophysics Committee, Symposium at Skoplje* (pp. 27-38).
- EIDA (2017). *ORFEUS European Integrated Data Archive*, available at: <http://www.orfeus-eu.org/data/eida/>. Last Accessed Dec 2017.
- Grad, M., Špičák, A., Keller, G. R., Guterch, A., Brož, M. & Hegedüs, E. (2003). Special Contribution: SUDETES 2003 Seismic Experiment. *Studia geophysica et geodaetica*, 47(3), 681-689.
- Grad, M., Tiira, T. & ESC Working Group. (2009). The Moho depth map of the European Plate. *Geophysical Journal International*, 176(1), 279-292. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03919.x>
- Graeber, F. M. & Asch, G. (1999). Three-dimensional models of P wave velocity and P-to-S velocity ratio in the southern central Andes by simultaneous inversion of local earthquake data, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B9), 20237–20256. <https://doi.org/10.1029/1999JB900037>
- Gravimetrijska karta SFR Jugoslavije – Bouguerove anomalije, 1:500.000 (1972). Savezni geološki zavod, Beograd.
- Grenerczy, G., Sella, G., Stein, S. & Kenyeres, A. (2005). Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region. *Geophysical Research Letters*, 32(16). <https://doi.org/10.1029/2005GL022947>
- Guterch, A., Grad, M. & Keller, G. R. (2007). Crust and lithospheric structure – long range controlled source seismic experiments in Europe. *Treatise on geophysics*, 1, 533-558. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00016-X>
- Guterch, A., Grad, M., Špičák, A., Brückl, E., Hegedüs, E., Keller, G. R. & Thybo, H., CELEBRATION 2000, ALP 2002 & SUDETES 2003 Working Groups (2003). Special contribution: an overview of recent seismic refraction experiments in Central Europe. *Studia geophysica et geodaetica*, 47(3), 651-657.

- Guterch, A., Grad, M., Thybo, H., Keller, G. R. & POLONAISE Working Group. (1999). POLONAISE'97 – an international seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. *Tectonophysics*, 314(1-3), 101-121. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00239-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00239-5)
- [Handy, M. R., Ustaszewski, K. & Kissling, E. \(2014\). Reconstructing the Alps–Carpathians–Dinarides as a key to understanding switches in subduction polarity, slab gaps and surface motion. *International Journal of Earth Sciences*, 104\(1\), 1-26. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1060-3>](#)
- Hauser, J., Sambridge, M. & Rawlinson, N. (2008). Multiarrival wavefront tracking and its applications. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(11). <https://doi.org/10.1029/2008GC002069>
- Havskov, J. & Ottemoller, L. (1999). SEISAN earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*, 70(5), 532-534. <https://doi.org/10.1785/gssrl.70.5.532>
- Helffrich, G., Wookey, J., & Bastow, I. (2013). *The seismic analysis code: A primer and user's guide*. Cambridge University Press.
- Herak, M. & Bahun, S. (1979). The role of the calcareous breccias (Jelar Formation) in the tectonic interpretation of the High Karst Zone of the Dinarides. *Geološki vjesnik*, 31, 49-59.
- Herak, M. (1989). HYPOSEARCH—an earthquake location program. *Computers & Geosciences*, 15(7), 1157-1162. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(89\)90127-1](https://doi.org/10.1016/0098-3004(89)90127-1)
- Herak, M., Herak, D. & Markušić, S. (1996). Revision of the earthquake catalogue and seismicity of Croatia, 1908–1992. *Terra Nova*, 8(1), 86-94. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1996.tb00728.x>
- Herak, M., Herak, D. & Markušić, S. (1996). Revision of the earthquake catalogue and seismicity of Croatia, 1908–1992. *Terra Nova*, 8(1), 86-94. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1996.tb00728.x>
- Hetényi, G. & Bus, Z. (2007). Shear wave velocity and crustal thickness in the Pannonian Basin from receiver function inversions at four permanent stations in Hungary. *Journal of Seismology*, 11(4), 405-414.
- Hetényi, G., Molinari, I., Clinton, J., Bokelmann, G., Bondár, I., Crawford, W. C., ... & Giardini, D. (2018). The AlpArray seismic network: a large-scale European experiment to image the Alpine Orogen. *Surveys in geophysics*, 39(5), 1009-1033. <https://doi.org/10.1007/s10712-018-9472-4>

- Hole, J. A. (1992). Nonlinear high-resolution three-dimensional travel-time tomography, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B5), 6553–6562. <https://doi.org/10.1029/92JB00235>
- Hua, Y., Zhao, D. & Xu, Y. (2017). P wave anisotropic tomography of the Alps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(6), 4509–4528. <https://doi.org/10.1002/2016JB013831>
- International Seismological Centre (2018), On-line Bulletin. Internatl. Seis. Cent; Thatcham, United Kingdom <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/>. Last Accessed Feb 2017 <https://doi.org/10.31905/D808B830>.
- Julian, B. R. & Gubbins, D. (1977). 3-Dimensional Seismic Ray Tracing. *Journal of Geophysics-Zeitschrift Fur Geophysik*, 43(1-2), 95-113.
- Kalmár, D., Süle, B., Bondár, I. & AlpArray Working Group. (2018). Preliminary Moho depth determination from receiver function analysis using AlpArray stations in Hungary. *Acta Geodaetica et Geophysica*, 53(2), 309-321. <https://doi.org/10.1007/s40328-018-0218-z>
- Kapuralić, J., Šumanovac, F. Markušić, S. (2019). Crustal structure of the northern Dinarides and southwestern part of the Pannonian basin inferred from local earthquake tomography. *Swiss Journal of Geosciences*, 112(1), 181-198. <https://doi.org/10.1007/s00015-018-0335-2>
- Karamata, S. (2006). The geological development of the Balkan Peninsula related to the approach, collision and compression of Gondwanan and Eurasian units. *Geological Society, London, Special Publications*, 260(1), 155-178. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.260.01.07>
- Kennett, B. L. N. & Engdahl, E. R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2), 429-465. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x>
- Kennett, B. L. N., Sambridge, M. S. & Williamson, P. R. (1988). Subspace methods for large inverse problems with multiple parameter classes. *Geophysical Journal International*, 94(2), 237-247. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1988.tb05898.x>
- Kennett, B. L., Engdahl, E. R., & Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1), 108-124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., Eberhart-Phillips, D. & Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B10), 19635-19646. <https://doi.org/10.1029/93JB03138>

- Koketsu, K. & Sekine, S. (1998). Pseudo-bending method for three-dimensional seismic ray tracing in a spherical earth with discontinuities. *Geophysical Journal International*, 132(2), 339-346. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00427.x>
- Korbar, T. (2009). Orogenic evolution of the External Dinarides in the NE Adriatic region: a model constrained by tectonostratigraphy of Upper Cretaceous to Paleogene carbonates. *Earth-Science Reviews*, 96(4), 296-312. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.07.004>
- Koulakov, I., Kaban, M. K., Tesauro, M. & Cloetingh, S. (2009). P- and S-velocity anomalies in the upper mantle beneath Europe from tomographic inversion of ISC data. *Geophysical Journal International*, 179(1), 345-366. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04279.x>
- Kovács, S. & Haas, J. (2010). Displaced South Alpine and Dinaridic elements in the mid-Hungarian zone. *Central European Geology*, 53(2-3), 135-164. <https://doi.org/10.1556/CEuGeol.53.2010.2-3.3>
- Krischer, L., Megies, T., Barsch, R., Beyreuther, M., Lecocq, T., Caudron, C. & Wassermann, J. (2015). ObsPy: A bridge for seismology into the scientific Python ecosystem. *Computational Science & Discovery*, 8(1), 014003. <https://doi.org/10.1088/1749-4699/8/1/014003>
- Lee, W. H. K. & Pereyra, V. (1993). Mathematical introduction to seismic tomography, in *Seismic tomography: theory and practice*, edited by H. M. Iyer & K. Hirahara, pp. 9–22, Chapman & Hall, London.
- Lévêque, J. J., Rivera, L. & Wittlinger, G. (1993). On the use of the checker-board test to assess the resolution of tomographic inversions. *Geophysical Journal International*, 115(1), 313-318. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1993.tb05605.x>
- [Lippitsch, R., Kissling, E. & Ansorge, J. \(2003\). Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108\(B8\). <https://doi.org/10.1029/2002JB002016>](https://doi.org/10.1029/2002JB002016)
- McQueen, H. W. S. & Lambeck, K. (1996). Determination of crustal structure in central Australia by inversion of traveltimes residuals. *Geophysical Journal International*, 126(3), 645-662. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb04696.x>
- Megies, T., Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L. & Wassermann, J. (2011). ObsPy—What can it do for data centers and observatories?. *Annals of Geophysics*, 54(1), 47-58. <https://doi.org/10.4401/ag-4838>
- Mitterbauer, U., Behm, M., Brückl, E., Lippitsch, R., Guterch, A., Keller, G. R., Koslovskaya, E., Rumpfhuber, E. M. & Šumanovac, F. (2011). Shape and origin of the East-Alpine slab

- constrained by the ALPASS teleseismic model. *Tectonophysics*, 510(1-2), 195-206. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.07.001>
- Mohorovičić, A. (1910). Potres od 8. X 1909. (Das Beben vom 8. X. 1909.), Godišnje izvješće Zagrebačkog meteorološkog opservatorija za godinu 1909. (Jahrbuch des meteorologischen Observatoriums in Zagreb (Agram) für das Jahr 1909), 9(4), 1–56.
- Mosegaard, K. & Sambridge, M. (2002). Monte Carlo analysis of inverse problems. *Inverse problems*, 18(3), R29.
- Moser, T. J. (1991). Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, 56(1), 59-67. <https://doi.org/10.1190/1.1442958>
- Nakanishi, I. & Yamaguchi, K. (1986). A numerical experiment on nonlinear image reconstruction from first-arrival times for two-dimensional island arc structure. *Journal of Physics of the Earth*, 34(2), 195-201. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.34.195>
- Orešković, J. (2010). Određivanje strukture litosfere na području Dinarida i Panonskog bazena na temelju novih dubokih seizmičkih istraživanja (Doktorska disertacija, Rudarsko-geološko-naftni fakultet, Sveučilište u Zagrebu).
- Orešković, J., Šumanovac, F. & Hegedűs, E. (2011). Crustal structure beneath Istra peninsula based on receiver function analysis. *Geofizika*, 28(2), 247–263.
- Osnovna geološka karta SFR Jugoslavije, 1:500 000 (1970). Savezni geološki institut, Beograd.
- Pamić, J. & Tomljenović, B. (1998). Basic geological data from the Croatian part of the Zagorje-Mid-Transdanubian Zone. *Acta Geologica Hungarica*, 41(4), 389-400.
- Pamić, J. (1993). Eoalpine to Neoalpine magmatic and metamorphic processes in the northwestern Vardar Zone, the easternmost Periadriatic Zone and the southwestern Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 226(1-4), 503-518. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90135-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90135-7)
- Pamić, J. (2002). The Sava-Vardar Zone of the Dinarides and Hellenides versus the Vardar Ocean. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 95, 99-113.
- Pamić, J., Belak, M., Bullen, T. D., Lanphere, M. A. & McKee, E. H. (2000). Geochemistry and geodynamics of a Late Cretaceous bimodal volcanic association from the southern part of the Pannonian Basin in Slavonija (Northern Croatia). *Mineralogy and Petrology*, 68(4), 271-296.
- Pamić, J., Gušić, I. & Jelaska, V. (1998). Geodynamic evolution of the Central Dinarides. *Tectonophysics*, 297(1-4), 251-268. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00171-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00171-1)
- Papaleo, E., Cornwell, D. G. & Rawlinson, N. (2017). Seismic tomography of the North Anatolian Fault: New insights into structural heterogeneity along a continental strike-slip

- fault. *Geophysical Research Letters*, 44(5), 2186-2193.
<https://doi.org/10.1002/2017GL072726>
- Pavelić, D. (2001). Tectonostratigraphic model for the North Croatian and North Bosnian sector of the Miocene Pannonian Basin system. *Basin Research*, 13(3), 359-376.
<https://doi.org/10.1046/j.0950-091x.2001.00155.x>
- Pereyra, V., W. H. K. Lee & Keller, H. B. (1980). Solving two-point seismic-ray tracing problems in a heterogeneous medium: Part 1. A general adaptive finite difference method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(1), 79-99.
- Piana Agostinetti, N., Giacomuzzi, G. & Malinverno, A. (2015). Local three-dimensional earthquake tomography by trans-dimensional Monte Carlo sampling. *Geophysical Journal International*, 201(3), 1598-1617. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv084>
- Piromallo, C. & Morelli, A. (2003). P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
<https://doi.org/10.1029/2002JB001757>
- Popovici, A. M. & Sethian, J. A. (2002). 3-D imaging using higher order fast marching traveltimes. *Geophysics*, 67(2), 604-609. <https://doi.org/10.1190/1.1468621>
- Prelogović, E., Saftić, B., Kuk, V., Velić, J., Dragaš, M., & Lučić, D. (1998). Tectonic activity in the Croatian part of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 297(1-4), 283-293.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00173-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00173-5)
- Qin, F., Luo, Y., Olsen, K. B., Cai, W. & Schuster, G. T. (1992). Finite-difference solution of the eikonal equation along expanding wavefronts. *Geophysics*, 57(3), 478-487.
<https://doi.org/10.1190/1.1443263>
- Qin, F., Luo, Y., Olsen, K. B., Cai, W. & Schuster, G. T. (1992). Finite-difference solution of the eikonal equation along expanding wavefronts. *Geophysics*, 57(3), 478-487.
<https://doi.org/10.1190/1.1443263>
- Rawlinson, N. & Kennett, B. L. N. (2008). Teleseismic tomography of the upper mantle beneath the southern Lachlan Orogen, Australia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 167(1-2), 84-97. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.02.007>
- Rawlinson, N. & Sambridge, M. (2003a). Seismic traveltime tomography of the crust and lithosphere. *Advances in Geophysics*, 46, 81-199.
- Rawlinson, N. & Sambridge, M. (2003b). Irregular interface parametrization in 3-D wide-angle seismic traveltime tomography. *Geophysical Journal International*, 155(1), 79-92.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01983.x>

- Rawlinson, N. & Sambridge, M. (2004a). Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method. *Geophysical Journal International*, 156(3), 631-647. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02153.x>
- Rawlinson, N. & Sambridge, M. (2004b). Multiple reflection and transmission phases in complex layered media using a multistage fast marching method. *Geophysics*, 69(5), 1338-1350. <https://doi.org/10.1190/1.1801950>
- Rawlinson, N. & Sambridge, M. (2005). The fast marching method: an effective tool for tomographic imaging and tracking multiple phases in complex layered media. *Exploration Geophysics*, 36(4), 341-350. <https://doi.org/10.1071/EG05341>
- Rawlinson, N. & Spakman, W. (2016). On the use of sensitivity tests in seismic tomography. *Geophysical Journal International*, 205(2), 1221-1243. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw084>
- Rawlinson, N. (2005). FMST: Fast Marching Surface Tomography package—Instructions. Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra.
- Rawlinson, N., Fichtner, A., Sambridge, M. & Young, M. K. (2014). Seismic tomography and the assessment of uncertainty. In *Advances in Geophysics* (Vol. 55, pp. 1-76). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/bs.agph.2014.08.001>
- Rawlinson, N., Hauser, J. & Sambridge, M. (2008). Seismic ray tracing and wavefront tracking in laterally heterogeneous media. *Advances in Geophysics*, 49, 203-273. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(07\)49003-3](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(07)49003-3)
- Rawlinson, N., Houseman, G. A. & Collins, C. D. (2001). Inversion of seismic refraction and wide-angle reflection traveltimes for three-dimensional layered crustal structure. *Geophysical Journal International*, 145(2), 381-400. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2001.01383.x>
- Rawlinson, N., Kennett, B. L. N., Vanacore, E., Glen, R. A. & Fishwick, S. (2011). The structure of the upper mantle beneath the Delamerian and Lachlan orogens from simultaneous inversion of multiple teleseismic datasets. *Gondwana Research*, 19(3), 788-799. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.11.001>
- Rawlinson, N., Pozgay, S. & Fishwick, S. (2010). Seismic tomography: a window into deep Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 178(3-4), 101-135. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2009.10.002>
- Rawlinson, N., Reading, A. M. & Kennett, B. L. (2006). Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B2). <https://doi.org/10.1029/2005JB003803>

- Ren, Y., Stuart, G. W., Houseman, G. A., Dando, B., Ionescu, C., Hegedüs, E., Radovanović, S., Shen, Y. & South Carpathian Project Working Group. (2012). Upper mantle structures beneath the Carpathian–Pannonian region: Implications for the geodynamics of continental collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 349, 139-152. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.06.037>
- Robertson, A. H. F. & Karamata, S. (1994). The role of subduction-accretion processes in the tectonic evolution of the Mesozoic Tethys in Serbia. *Tectonophysics*, 234(1-2), 73-94. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90205-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90205-4)
- Rondenay, S., Abers, G. A. & Van Keken, P. E. (2008). Seismic imaging of subduction zone metamorphism. *Geology*, 36(4), 275-278. <https://doi.org/10.1130/G24112A.1>
- Royden, L. H., Horvath, F. & Rumpler, J. (1983). Evolution of the Pannonian basin system, 1. *Tectonics*, 2, 63–90. <https://doi.org/10.1029/TC002i001p00063>
- Sadeghi, H., Suzuki, S. & Takenaka, H. (1999). A two-point, three-dimensional seismic ray tracing using genetic algorithms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 113(1-4), 355-365. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00011-4](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00011-4)
- Saftić, B., Velić, J., Sztano, O., Juhasz, G. & Ivković, Ž. (2003). Tertiary subsurface facies, source rocks and hydrocarbon reservoirs in the SW part of the Pannonian Basin (northern Croatia and south-western Hungary). *Geologia Croatica*, 56(1), 101-122.
- Sambridge, M. & Faletić, R. (2003). Adaptive whole Earth tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3). <https://doi.org/10.1029/2001GC000213>
- Sambridge, M. & Mosegaard, K. (2002). Monte Carlo methods in geophysical inverse problems. *Reviews of Geophysics*, 40(3), 3-1. <https://doi.org/10.1029/2000RG000089>
- Sambridge, M. & Rawlinson, N. (2005). Seismic tomography with irregular meshes. *GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION*, 157, 49.
- Sambridge, M. S. (1990). Non-linear arrival time inversion: constraining velocity anomalies by seeking smooth models in 3-D. *Geophysical Journal International*, 102(3), 653-677. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb04588.x>
- Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M. & Ustaszewski, K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101(1), 139-183.
- Sethian, J. A. & Popovici, A. M. (1999). 3-D traveltimes computation using the fast marching method. *Geophysics*, 64(2), 516-523. <https://doi.org/10.1190/1.1444558>

- Sethian, J. A. (1996). A fast marching level set method for monotonically advancing fronts. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 93(4), 1591-1595. <https://doi.org/10.1073/pnas.93.4.1591>
- Sethian, J. A. (1999). *Level set methods and fast marching methods: evolving interfaces in computational geometry, fluid mechanics, computer vision, and materials science* (Vol. 3). Cambridge university press.
- Sheriff, R. E., & Geldart, L. P. (1995). *Exploration seismology*. Cambridge university press, 592 pp.
- Solarino, S., Malusa, M. G., Eva, E., Guillot, S., Paul, A., Schwartz, S., Zhao, L., Aubert, C., Dumont, T., Pondrelli, S., Salimbeni, S., Wang, Q., Xu, X., Zheng, T. & Zhu, R. (2018). Mantle wedge exhumation beneath the Dora-Maira (U) HP dome unravelled by local earthquake tomography (Western Alps). *Lithos*, 296, 623-636. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.035>
- Spakman, W. & Bijwaard, H. (2001). Optimization of cell parameterizations for tomographic inverse problems. In *Monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty: Surface Waves* (pp. 1401-1423). Birkhäuser, Basel. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8264-4_5
- Spakman, W. & Nolet, G. (1988). Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography. In *Mathematical geophysics* (pp. 155-187). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-009-2857-2_8
- Stern, T., Stratford, W., Seward, A., Henderson, M., Savage, M., Smith, E., Benson A., Greve S. & Salmon, M. (2010). Crust–mantle structure of the central North Island, New Zealand, based on seismological observations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 190(1-2), 58-74. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.11.017>
- Stipčević, J., Tkalčić, H., Herak, M., Markušić, S. & Herak, D. (2011). Crustal and uppermost mantle structure beneath the External Dinarides, Croatia, determined from teleseismic receiver functions. *Geophysical journal international*, 185(3), 1103-1119. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05004.x>
- Stipčević, J., Herak, M., Molinari, I., Dasović, I., Tkalčić, H. & Gosar, A. (2020). Crustal thickness beneath the Dinarides and surrounding areas from receiver functions. *Tectonics*, e2019TC005872. <https://doi.org/10.1029/2019TC005872>
- Šumanovac, F. (2010). Lithosphere structure at the contact of the Adriatic microplate and the Pannonian segment based on the gravity modelling. *Tectonophysics*, 485(1-4), 94-106. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.005>

- Šumanovac, F. (2015). Lithosphere model of the Pannonian–Adriatic overthrusting. *Tectonophysics*, 665, 79-91. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.09.032>
- Šumanovac, F. & Dudjak, D. (2016). Descending lithosphere slab beneath the Northwest Dinarides from teleseismic tomography. *Journal of Geodynamics*, 102, 171-184. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2016.09.007>
- Šumanovac, F., Hegedűs, E., Orešković, J., Kolar, S., Kovács, A. C., Dudjak, D. & Kovács, I. J. (2016). Passive seismic experiment and receiver functions analysis to determine crustal structure at the contact of the northern Dinarides and southwestern Pannonian Basin. *Geophysical Journal International*, 205(3), 1420-1436. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw101>
- Šumanovac, F., Markušić, S., Engelsfeld, T., Jurković, K. & Orešković, J. (2017). Shallow and deep lithosphere slabs beneath the Dinarides from teleseismic tomography as the result of the Adriatic lithosphere downwelling. *Tectonophysics*, 712, 523-541. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.06.018>
- Šumanovac, F., Orešković, J., Grad, M. & ALP 2002 Working Group. (2009). Crustal structure at the contact of the Dinarides and Pannonian basin based on 2-D seismic and gravity interpretation of the Alp07 profile in the ALP 2002 experiment. *Geophysical Journal International*, 179(1), 615-633. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04288.x>
- Sun, W., Zhao, L., Malusà, M. G., Guillot, S. & Fu, L. Y. (2019). 3-D Pn tomography reveals continental subduction at the boundaries of the Adriatic microplate in the absence of a precursor oceanic slab. *Earth and Planetary Science Letters*, 510, 131-141. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.01.012>
- Tarantola, A. (1987). *Inverse Problem Theory* Elsevier. New York.
- Tari Kovačić V. & Mrinjek, E. (1994). The role of Palaeogene clastics in the tectonic interpretation of northern Dalmatia (southern Croatia). *Geologia Croatica*, 47(1), 127-138.
- Tari, V. & Pamić, J. (1998). Geodynamic evolution of the northern Dinarides and the southern part of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 297(1-4), 269-281. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00172-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00172-3)
- Tesauro, M., Kaban, M. K. & Cloetingh, S. A. (2008). EuCRUST-07: A new reference model for the European crust. *Geophysical Research Letters*, 35(5). <https://doi.org/10.1029/2007GL032244>
- Thomson, C. J. & Gubbins, D. (1982). Three-dimensional lithospheric modelling at NORSAR: linearity of the method and amplitude variations from the anomalies. *Geophysical Journal International*, 71(1), 1-36. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1982.tb04983.x>

- Thurber, C. H. (1983). Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B10), 8226-8236. <https://doi.org/10.1029/JB088iB10p08226>
- Tišljar, J., Vlahović, I., Velić, I. & Sokač, B. (2002). Carbonate platform megafacies of the Jurassic and Cretaceous deposits of the Karst Dinarides. *Geologia Croatica*, 55(2), 139-170.
- Tomljenović, B., Balling, P., Matoš, B., Vlahović, I., Herak, M., Herak, D., Blažok, L., Posarić, D., Širol, A., Schmid, S. & Ustaszewski, K. (2017). Kinematic analysis of outcrop-scale joint and fault systems in the Mt. Velebit—implication to tectogenesis and active seismotectonics. In 5th Reg. Mtg. Quaternary Geology dedicated to Geohazards & Final Conf. LoLADRIA project. Croatian Academy of Sciences and Arts, pp. 69–70.
- TRANSALP Working Group, Gebrande, H., Lüschen, E., Bopp, M., Bleibinhaus, F., Lammerer, B., ... & Millahn, K. (2002). First deep seismic reflection images of the Eastern Alps reveal giant crustal wedges and transcrustal ramps. *Geophysical Research Letters*, 29(10), 92-1. <https://doi.org/10.1029/2002GL014911>
- Um, J. & Thurber, C. (1987). A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(3), 972-986.
- Ustaszewski, K., Kounov, A., Schmid, S. M., Schaltegger, U., Krenn, E., Frank, W. & Fügenschuh, B. (2010). Evolution of the Adria-Europe plate boundary in the northern Dinarides: From continent-continent collision to back-arc extension. *Tectonics*, 29(6). <https://doi.org/10.1029/2010TC002668>
- Ustaszewski, K., Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Tischler, M., Kissling, E. & Spakman, W. (2008). A map-view restoration of the Alpine-Carpathian-Dinaridic system for the Early Miocene. *Swiss Journal of Geosciences*, 101(1), 273-294.
- Ustaszewski, K., Schmid, S. M., Lugović, B., Schuster, R., Schaltegger, U., Bernoulli, D., Hottinger, L., Kounov, A., Fügenschuh, B. & Schefer, S. (2009). Late Cretaceous intra-oceanic magmatism in the internal Dinarides (northern Bosnia and Herzegovina): Implications for the collision of the Adriatic and European plates. *Lithos*, 108(1-4), 106-125. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.010>
- Van Avendonk, H. J., Harding, A. J., Orcutt, J. A. & Holbrook, W. S. (2001). Hybrid shortest path and ray bending method for traveltimes and raypath calculations. *Geophysics*, 66(2), 648-653. <https://doi.org/10.1190/1.1444955>

- Velić, J., Weisser, M., Saftić, B., Vrbanac, B. & Ivković, Ž. (2002). Petroleum-geological characteristics and exploration level of three Neogene depositional megacycles in the Croatian part of the Pannonian basin. *Nafta*, 53(6-7), 239-249.
- Vidale, J. (1988). Finite-difference calculation of travel times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(6), 2062-2076.
- Vidale, J. E. (1990). Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions. *Geophysics*, 55(5), 521-526. <https://doi.org/10.1190/1.1442863>
- Vinje, V., Iversen, E. & Gjøystdal, H. (1993). Traveltime and amplitude estimation using wavefront construction. *Geophysics*, 58(8), 1157-1166. <https://doi.org/10.1190/1.1443499>
- Virieux, J. & Farra, V. (1991). Ray tracing in 3-D complex isotropic media: an analysis of the problem. *Geophysics*, 56(12), 2057-2069. <https://doi.org/10.1190/1.1443018>
- Vlahović, I., Tišljarić, J., Velić, I. & Matičec, D. (2005). Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Palaeogeography, main events and depositional dynamics. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 220(3-4), 333-360. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.01.011>
- Walck, M. C. & Clayton, R. W. (1987). P wave velocity variations in the Coso region, California, derived from local earthquake travel times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B1), 393-405. <https://doi.org/10.1029/JB092iB01p00393>
- Wang, Y. & Pratt, R. G. (1997). Sensitivities of seismic traveltimes and amplitudes in reflection tomography. *Geophysical journal international*, 131(3), 618-642. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb06603.x>
- Weber, J., Vrabec, M., Pavlovčič-Prešeren, P., Dixon, T., Jiang, Y. & Stopar, B. (2010). GPS-derived motion of the Adriatic microplate from Istria Peninsula and Po Plain sites, and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 483(3-4), 214-222. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.09.001>
- Wessel, P., Smith, W. H., Scharroo, R., Luis, J. & Wobbe, F. (2013). Generic mapping tools: improved version released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(45), 409-410. <https://doi.org/10.1002/2013EO450001>
- White, D. J. (1989). Two-dimensional seismic refraction tomography. *Geophysical Journal International*, 97(2), 223-245. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1989.tb00498.x>
- Williamson, P. R. (1990). Tomographic inversion in reflection seismology. *Geophysical Journal International*, 100(2), 255-274. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb02484.x>

- Zeljko, B. (1972). Exploration of sediment base by application of deep refraction. *Nafta*, Zagreb, 23, 363-367.
- Zhao, D., Hasegawa, A. & Horiuchi, S. (1992). Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B13), 19909-19928. <https://doi.org/10.1029/92JB00603>
- Zhao, L., Paul, A., Malusà, M. G., Xu, X., Zheng, T., Solarino, S., Guillot, S., Schwartz, S., Dumont, T., Salimbeni, S. & Aubert, C. (2016). Continuity of the Alpine slab unraveled by high-resolution P wave tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(12), 8720-8737. <https://doi.org/10.1002/2016JB013310>
- Zhou, B. & Greenhalgh, S. A. (2005). 'Shortest path' ray tracing for most general 2D/3D anisotropic media. *Journal of Geophysics and Engineering*, 2(1), 54-63. <https://doi.org/10.1088/1742-2132/2/1/008>

Popis slika

- Slika 2.1 Glavne tektonske jedinice na širem području (Schmid i dr., 2008). Granice Panonske kore, Prijelazne zone, Dinaridske kore i Moho fragmentacija, odnosno kontakt Jadranske mikroploče i Panonskog tektonskog segmenta su određeni na temelju gravimetrijskog modeliranja (Šumanovac, 2010).....4
- Slika 2.2 Topografska karta istraživanog Dinaridsko-panonskog područja. Bd – Bjelovarska depresija Kd – Karlovačka depresija, Pd – Požeška depresija, M – Motajica, Md – Medvednica, Mg – Moslavačka gora, K – Kozara, P – Prosara, Pg – Požeška gora, Sg – Samoborsko gorje. Granice prijelazne zone odjeljuju dinaridsku koru od panonske kore (Šumanovac, 2010).7
- Slika 3.1 Položaji profila seizmičkih istraživanja u okviru projekta ALP 2002.....11
- Slika 3.2 Dvodimenzionalni seizmički i gravimetrijski model duž profila Alp07 (Šumanovac, 2009). Brojevi unutar seizmičkog modela su seizmičke brzine P-valova u km/s, a gustoće u gravimetrijskom modelu su označene s D (g/cm^3):12
- Slika 3.3 Položaji privremenih seizmoloških stanica u Hrvatskoj – projekt ALPASS-DIPS. .13
- Slika 4.1 Shematski prikaz rasporeda izvora valova i prijemnika za različita seizmička istraživanja. Zvezdice predstavljaju izvore valova, trokutići prijemnike; a) refleksijska istraživanja malog kuta upada b) refrakcijska i refleksijska istraživanja velikog kuta upada c) istraživanje tomografijom lokalnih potresa – izvori valova nalaze se unutar područja istraživanja (točkasta linija) d) teleseizmička istraživanja – izvori valova (potresi) nalaze se izvan područja istraživanja (Rawlinson i Sambridge, 2003a).....20
- Slika 4.2 Parametrizacija modela brzine a) blokovima konstantnih brzina, b) mrežom čvorova i c) mrežom trokuta konstruiranom za ćelije konstantnih gradijenata brzine (White, 1989) v_1, v_2 , itd. su brzine u vrhovima blokova.21
- Slika 4.3 Funkcija spline interpolacije.22
- Slika 4.4 Shematski prikaz modela a) lateralno kontinuirani slojevi unutar kojih su blage promjene brzine b) složenija struktura koju čine nepravilni blokovi. Funkcije brzine $v_i(y, z)$ opisuju promjene brzine unutar sloja (Rawlinson i dr., 2010).24
- Slika 4.5 Parametrizacija plohe a) trokutastom mrežom b) kubičnim B-spline funkcijama (Rawlinson i dr., 2010).....24
- Slika 4.6 Varijable koji opisuju valnu frontu i zrake. T je vrijeme putovanja, x je vektor položaja točke na valnoj fronti, l je duljina puta zrake, a s_x je sporost ($1/v(x)$).27
- Slika 4.7 Princip a) metode gađanja (putanja početne zrake se iterativno prilagođava dok zraka ne prođe dovoljno blizu prijemnika) b) metode savijanja (geometrija početnog puta zrake se prilagođava dok ne zadovolji Fermatov princip) (Rawlinson i dr., 2010)..29
- Slika 4.8 Princip metode pseudo-savijanja prema Um i Thurber (1987). Početna zraka je definirana s tri točke. Središnja točka se u procesu inverzije pomiče dok se približno ne zadovolji jednačba zrake. Broj dijelova puta zrake se udvostručuje i postupak se ponavlja. Na slici su shematski prikazane tri iteracije (modificirano prema Rawlinson i dr., 2008).30
- Slika 4.9 Shematski prikaz putanja zrakā u modelu s anomalijom male brzine. Valna fronta se utrostručuje što rezultira trima nailascima na seizmogramu. Putovi zrakā za prvi, drugi i treći nailazak prikazani su crvenom, zelenom i plavom bojom (Hauser i dr., 2008).32

- Slika 4.10 Shematski prikaz metode rastućeg kvadrata za proračun vremena putovanja kroz model brzine definiran mrežom točaka (Vidale, 1988). Četiri točke $i \pm 1, j$ i $i, j \pm 1$ imaju vremena putovanja $T_{i \pm 1, j} = \delta x * 2(s_{i \pm 1, j} + s_{i, j})$ i $T_{i, j \pm 1} = \delta z * 2(s_{i, j \pm 1} + s_{i, j})$. s je sporost, a δx i δz razmak točaka u x i z smjeru.33
- Slika 4.11 Shematski prikaz situacije u kojoj metoda rastućeg kvadrata (Vidale, 1988) neće dati točno rješenje prvog nailaska. U ovoj situaciji rješenje bi bilo put 1 iako prvi nailazak prelazi put 2 (Rawlinson i dr., 2008).34
- Slika 4.12 a) Princip metode uskog pojasa b) 3 koraka napredovanja FMM metode u 2D; 1) Počevši od izvora (crna točka), vremena nailazaka za 4 susjedne točke izračunata su izrazom 4.11; 2) Uzima se najmanja od 4 vrijednosti (sive točke), a sve susjedne točke toj točki, koje nisu „žive“, dodaju se u uski pojas „bliskih“ točaka; 3) Nakon ponovnog računanja vremena u sada šest bliskih (sivih) točaka, uzima se najmanja vrijednost za živu točku i ponovo (ili prvi put) se računa vrijeme u svim točkama koje okružuju tu točku (Sethian i Popovici, 1999; Rawlinson i Sambridge, 2004).36
- Slika 4.13 Shema 2D modela parametriziranog mrežom čvorova. Čvorovi brzine oko izvora vala prikazani su plavim točkama.37
- Slika 4.14 Čvorovi koji definiraju granicu slojeva (trokutići) povezani su nepravilnom trokutastom mrežom s najbližim čvorovima brzine (kružići). Granice nepravilne mreže prikazane su isprekidanom crnom linijom, a slojna granica punom crnom linijom (Rawlinson i Sambridge 2004a).37
- Slika 4.15 Princip *Multistage Fast Marching* metode. Svaki sloj predstavlja zasebnu proračunsku cjelinu u kojoj je primijenjena FMM. a) Valna fronta se širi iz izvora vala; b) čvorovi mreže na diskontinuitetu definiraju uski pojas bliskih točaka tj. valnu frontu c) reflektirana valna fronta se širi natrag u početni sloj d) valna fronta lomljenog vala širi se slojem ispod diskontinuiteta (Rawlinson i dr., 2008).39
- Slika 4.16 Trasiranje nailaska višestrukog refleksa u modelu s velikim lateralnim promjenama brzine i dubine slojeva. a) deset grana višestrukog refleksa b) napredovanje vala prikazano je valnim frontama u intervalima 0,4 sekunde (takne linije) c) valne zrake višestrukog refleksa od izvora na površini (zvjezdica) do prijemnika – trokutići (Rawlinson i Sambridge 2004b).40
- Slika 4.17 Putovi zraka nekih faza za koje Multistage FMM može izračunati vremena nailazaka. Putovi 1 i 2 su jednostavne refleksijska i refrakcijska faza. Metoda omogućava računanje vremena i za kompleksnije faze kao što je npr. Put 3. (De Kool i dr., 2006).42
- Slika 4.18 a) Primjer mreže najkraćeg puta u mreži ćelija konstantne brzine. Dvije točke su smještene na granici svake ćelije brzine. Zelene isprekidane linije označavaju veze jednog čvora. b) Primjer mreže najkraćeg puta u mreži čvorova gdje je maksimalni broj veza jednog čvora 16 (Rawlinson i dr., 2008).43
- Slika 4.19 Tri iteracije sheme najkraćeg puta korištenjem 8 veza u jednoj točki. Plave točke imaju poznata vremena putovanja, crvene točke imaju probna vremena putovanja, a u žutim točkama vremena još nisu izračunata (Rawlinson i dr., 2008).43
- Slika 4.20 Shematski prikaz konstrukcije valne fronte prema Vinje i dr. (1993). Pri svakoj iteraciji, nova valna fronta (isprekidana linija) konstruirana je trasiranjem puta zrake iz prethodne valne fronte (puna linija) i interpolacijom novih točaka (prazni kružići).44
- Slika 4.21 Shematski prikaz „trade off“ krivulja za odabir faktora prigušenja i faktora izglađenosti u postupku inverzije. a) odnos podudaranja opaženih i izračunatih

podataka i promjene početnog modela za različite vrijednosti ϵ , b) odnos podudaranja opaženih i izračunatih podataka i hrapavosti modela za različite vrijednosti η (Rawlinson i Sambridge, 2003a).	50
Slika 5.1 Seizmogrami nekih privremenih postaja s označenim prvim nailascima. Seizmogrami su prikazani u MULPLT programu unutar SEISAN programskog paketa.	59
Slika 5.2 Primjeri seizmograma P-vala za različite preciznosti očitka prvog nailaska. Vertikalna crvena linija označava prvi nailazak. a) Seizmogram na kojem je nailazak određen s minimalnom greškom (0,05 s) i b) seizmogram opterećen šumom.	60
Slika 5.3 Pg i Pn faze u shematskom prikazu kore i putanje vala.	61
Slika 5.4 Prikaz seizmičkih zrakā na području istraživanja korištenih za konstrukciju konačnog inverznog modela. Putanje zrakā izračunate su za model brzine nakon inverzije. Dio potresa se nalazi izvan granica karte, na teritoriju Italije, Austrije, Mađarske, Srbije, Crne Gore, Albanije i Makedonije.	63
Slika 5.5 Prikaz valnih zrakā na vertikalnom presjeku konačnog inverznog modela, duž profila Alp07. Dobro prekrivanje zrakama je ostvareno i u gornjem plaštu unatoč jako plitkim potresima na istraživanom području.	64
Slika 5.6 Histogram hipocentara potresa koji su korišteni u ovom istraživanju.	65
Slika 6.1 Dijagram toka interakcije i hijerarhije programa uključenih u proces inverzije unutar programskog paketa FMTOMO.	68
Slika 7.1 Skica odnosa varijabli uključenih u Snellov zakon.	70
Slika 7.2 a) Dijagram nelinearnog odnosa zakašnjenja i brzine za put duljine 2 km gdje je segment kore s brzinom v_1 zamijenjen segmentom s brzinom $(v_1 + 1)$ km/s. b) Tri stupca prikazuju različite dubine Moho diskontinuiteta (25 km, 31 km i 35 km) zbog različitih brzina u prva dva kilometra dubine (Stern i dr., 2010). TT – vrijeme putovanja kroz koru za vertikalni put vala.	72
Slika 8.1 Sintetski testovi – „checkerboard“ testovi rezolucije s različitim veličinama blokova i maksimalnom amplitudom anomalije $dV = \pm 0,8$ km/s. Dubine horizontalnih presjeka su označene na slici.	78
Slika 8.2 Sintetski testovi – „checkerboard“ testovi rezolucije s različitim veličinama blokova i maksimalnom amplitudom anomalije $dV = \pm 0,8$ km/s. Dubine horizontalnih presjeka su označene na slici.	79
Slika 8.3 Sintetski testovi – „checkerboard“ testovi rezolucije s različitim veličinama blokova i maksimalnom amplitudom anomalije $dV = \pm 0,8$ km/s. Prikazana su dva vertikalna presjeka pružanja Z – I u sjevernim Dinaridima.	80
Slika 8.4 Sintetski test – „checkerboard“ test rezolucije – dva vertikalna presjeka pružanja Z – I u središnjim – južnim Dinaridima. Kora – loša rezolucija, vršni dio plašta – zadovoljavajuća rezolucija.	81
Slika 8.5 Sintetski testovi – „spike“ testovi. Konstruirano je nekoliko anomalija koje su međusobno jako udaljene i nalaze se na različitim dubinama. Crna isprekidana linija označava konture anomalija konstruiranih u sintetskom modelu. Maksimalna amplituda anomalija $dV = \pm 0,6$ km/s.	84
Slika 8.6 Sintetski test – „spike“ test. Vertikalni presjeci modela koji sadrži dvije anomalije prikazane na prethodnoj slici na presjeku dubine 45 km. Crna isprekidana linija označava konture anomalija konstruiranih u sintetskom modelu. Maksimalna amplituda anomalija $dV = \pm 0,6$ km/s.	85
Slika 8.7 Sintetski test – „spike“ test koji simulira naglu promjenu dubine Moha. Amplituda anomalija u ovom testu iznosi $dV = \pm 1,2$ km/s.	86

- Slika 8.8 Prikaz korištenih seizmičkih zrakā na području istraživanja. Putanje zrakā izračunate su za model brzine nakon inverzije. Nekoliko korištenih potresa nalazi se izvan granica karte, na teritoriju Austrije, Mađarske, Srbije, Crne Gore i Albanije.....91
- Slika 8.9 Prikaz seizmičkih zrakā na vertikalnom presjeku inverznog modela, duž profila ALP07.91
- Slika 8.10 Trodimenzionalni test rezolucije – „checkerboard“ test. Trokutići predstavljaju seizmološke stanice. Lijevo: horizontalni presjeci sintetskog modela. Desno: presjeci inverznog modela na istoj dubini. Konstruiran je pravilan raspored pozitivnih i negativnih anomalija s obzirom na inicijalni model brzine koji se koristio u inverziji. Lokacije profila sa slike 8.11 označene su na horizontalnom presjeku sintetskog modela na dubini od 18 km. Područje izvan crne isprekidane linije je nedovoljne rezolucije i u interpretaciji nije razmatrano.....93
- Slika 8.11 Rezultati „checkerboard“ testa rezolucije prikazani na dva vertikalna presjeka (za lokacije profila vidi sliku 8.10 – presjek na dubini 18 km). Crna linija predstavlja Moho diskontinuitet. Područje zadovoljavajuće rezolucije je označeno na profilima inverznog modela94
- Slika 8.12 Sintetski test – „spike“ test. Crna isprekidana linija u inverznom modelu označava konture anomalija u sintetskom modelu.....95
- Slika 8.13 Horizontalni presjeci kroz inverzni trodimenzionalni model brzine P-valova. HDB – tijelo velike gustoće (eng. *high-density body*) prema Šumanovcu (2010) označeno je punom crnom linijom; HV – anomalija velike brzine (eng. *high-velocity anomaly*); LV – anomalija male brzine (eng. *low-velocity anomaly*). Trokutići označavaju seizmološke stanice. Položaji dva vertikalna presjeka označeni su na horizontalnom presjeku dubine 20 km. Ovdje značene anomalije nanese su na tektonsku kartu – Slika 8.16.....99
- Slika 8.14 Vertikalni presjeci duž profila Alp07 i profila I – Z pri 45,3° S. Lokacija profila je prikazana na slici 8.13 (na horizontalnom presjeku dubine 20 km). Dijelovi modela s lošom rezolucijom su prigušene vidljivosti na slici. HV – anomalija velike brzine (eng. *high-velocity anomaly*); KD – Karlovačka depresija; SD – Savska depresija. Trokutići na profilu Alp07 označavaju seizmološke stanice. Crvene strelice označavaju mjesta relativnog zadebljanja i stanjenja kore. Isprekidanom crnom linijom označeni su diskontinuitet unutar kore i granica kore i plašta.....100
- Slika 8.15 Vertikalni presjek LET-modela duž profila Alp07 – usporedba sa značajkama 2D modela duž istog profila. Iznad profila je prikazana topografija, a trokutići označavaju seizmološke stanice. Različitim linijama su označeni diskontinuiteti određeni različitim metodama. Brojevi prikazani plavom bojom označavaju seizmičke brzine u km/s, a točkasta crvena linija rasjede na 2D refrakcijskom seizmičkom modelu (Šumanovac i dr., 2009). Vertikalno i horizontalno mjerilo su različiti.103
- Slika 8.16 Pregled anomalija LET-modela, nanesenih na tektonsku kartu. Granice glavnih tektonskih jedinica su prema Schmid i dr. (2008) i Šumanovac (2010). MF – Moho fragmentacija, odnosno kontakt jadranskog i panonskog plašta.105
- Slika 8.17 Korelacija triju modela duž profila Alp07. a) Vertikalni presjek 3D tomografskog modela izračunatog samo s dijelom prikupljenih podataka u prvoj fazi istraživanja. Na profilu su ucrtani glavni interpretirani diskontinuiteti te diskontinuiteti određeni u 2D modelu Šumanovca i dr. (2016). b) Vertikalni presjek konačnog 3D tomografskog modela izračunatog s konačnim setom podataka i različitim inicijalnim modelom brzine. Trokutići predstavljaju seizmološke postaje. Brojevi upisani crnom i zelenom

	bojom su seizmičke brzine P-valova u km/s, određene u 2D modelu. Crna linija neposredno ispod površine označava dno sedimentnih naslaga.	109
Slika 8.18	Horizontalni presjeci izračunatog seizmičkog modela u intervalima od 5 km. Na presjeku dubine 25 km prikazane su lokacije profila sa slika 8.20 i 8.21 Granice komentiranog dijela modela su određene testovima rezolucije.	114
Slika 8.19	Horizontalni presjeci izračunatog seizmičkog modela u intervalima od 5 km. Bijelim isprekidanim linijama je istaknuta zona male brzine u gornjem plaštu.	115
Slika 8.20	Vertikalni presjeci izračunatog seizmičkog modela duž profila P1 i P2. Položaji profila su prikazani na slici 8.18 (na horizontalnom presjeku dubine 25 km). Crnom isprekidanom linijom prikazana je blago izgladena granica Moha koja je interpretirana na temelju brzine u ovom modelu.	116
Slika 8.21	Vertikalni presjeci izračunatog seizmičkog modela duž profila P3 i P4. Položaji profila su prikazani na slici 8.18 (na horizontalnom presjeku dubine 25 km). Crnom isprekidanom linijom prikazana je blago izgladena granica Moha koja je interpretirana na temelju brzine u ovom modelu. Ljubičastom isprekidanom linijom prikazana je granica Moha interpretirana na temelju gravimetrijskih podataka (Šumanovac, 2010).	117
Slika 8.22	Horizontalni presjek iz LET-modela pri dubini od 30 km – slika lijevo. Karta dubine Moho diskontinuiteta određena metodom funkcija prijemnika (Kalmár i dr., 2018) – slika desno. Crnom linijom označeno je uspoređeno područje.	119
Slika 8.23	Karte debljine kore na širem dinaridskom području prema različitim autorima a) Karta na temelju dubokih seizmičkih istraživanja (Skoko i dr., 1987) b) Izdvojeni dio karte Moho diskontinuiteta prema Gradu i dr. (2009) c) Karta Mohorovičićeva diskontinuiteta konstruirana na temelju 2D gravimetrijskih profila (Šumanovac, 2010) d) Karta konstruirana analizom funkcija prijemnika na seizmološkim postajama šireg dinaridskog područja (Stipčević i dr., 2020).	121
Slika 8.24	Horizontalni presjeci LET-modela na dubinama 40, 45 i 50 km. Na presjek dubine 50 km ucrtane su granice velikih tektonskih jedinica šireg područja (Schmid i dr., 2008). Kontaktna zona dvaju plašteva prema Šumanovcu (2010) je označena rasjedom ispod Dinarida, a podudara se sa sjeveroistočnom granicom kontaktne zone interpretirane u LET-modelu (bijele isprekidane linije). Crne izolirane predstavljaju pozitivnu anomaliju dV (km/s) teleseizmičkog modela na istoj dubini (Šumanovac i dr., 2017).	123
Slika 8.25	Horizontalni presjeci pet različitih modela na dubini 50 km. Modeli su dobiveni inverzijom različitih početnih 1D modela brzine i različitih modela granice kore i plašta. Dubina Mohorovičićeva diskontinuiteta za pojedine modele te seizmičke brzine neposredno iznad i ispod diskontinuiteta navedene su unutar kvadrata. Presjek konačnog LET-modela je na slici e).	125
Slika 8.26	Usporedba anomalija male brzine u gornjem plaštu u različitim modelima. Anomalije u modelima sa slike 8.25 označene su različitim bojama na konačnom LET-modelu.	126
Slika 8.27	Pregled glavnih anomalija 3D LET-modela. Anomalije su označene na tektonskoj karti šireg područja. Anomalije u kori su zbog ograničenja rezolucije razmatrane samo u sjevernom dijelu modela.	129

PRILOG 1.

Popis lokacija potresa korištenih u računanju seizmičkog modela

Geografska širina (°)	Geografska duljina (°)	Dubina (km)
46,191	16,501	18,3
46,189	16,462	17,1
45,492	15,862	11,6
45,513	15,872	6,2
45,508	15,898	7,2
45,922	15,344	1
45,378	15,383	0,5
45,491	16,152	13,1
45,283	15,068	16
46,285	14,965	10,2
45,776	15,721	12,9
43,395	17,393	5,3
45,712	14,126	12,1
45,697	15,517	7
44,968	15,003	9,9
45,533	15,876	5,4
44,895	15,157	5,8
44,453	15,095	2,9
45,829	15,174	9,1
46,207	15,441	14,2
45,473	15,873	11,6
45,322	14,608	8,3
46,187	14,927	13,6
44,898	14,065	10,8
44,9674	13,9391	8
45,663	15,816	14,3
45,062	14,847	30
44,371	17,328	10
45,144	14,824	3,9
45,148	14,829	7,9
44,993	14,576	30
44,966	14,992	15,4
46,552	16,646	24,6
43,33	17,999	12
45,397	14,487	8,4
44,981	14,788	0,1

44,946	14,714	6
45,695	15,629	14,6
44,174	15,879	4,8
45,205	14,751	12,9
44,943	14,677	8
45,204	14,805	7,6
45,168	17,364	12,7
46,156	14,351	15,1
45,236	14,861	14,8
45,782	13,954	8,6
45,502	15,924	9,6
45,107	13,766	3,1
45,734	15,651	15
44,798	13,794	23,5
44,502	15,286	10
45,195	14,607	2,5
45,829	15,707	9,1
43,323	17,692	19,8
45,07	14,95	13,4
45,041	14,978	6,5
45,051	16,593	1,7
44,33	17,739	6,4
45,843	15,236	0,2
46,071	13,557	10,1
44,2	13,233	19,5
46,383	14,094	3,8
46,527	14,214	12,2
45,385	14,48	9,3
46,117	15,506	12,6
44,757	13,193	13,9
46,021	13,591	18,7
45,07	14,95	13,4
46,211	12,346	4,2
43,736	15,242	2,7
46,61	16,868	22
44,066	18,253	5,8
44,051	18,238	9,4
43,875	20,511	0
47,613	16,11	0
44,551	13,748	22,3
47,625	15,746	3
45,028	16,959	7,8
43,468	17,351	2,8
42,239	19,744	0,1
43,06	20,84	30

43,766	16,985	11,8
45,612	14,273	12,8
43,804	20,723	16,4
47,504	18,337	15,9
44,369	17,736	3,9
44,741	17,32	13,4
44,997	15,023	17
46,164	12,467	11
44,221	17,925	10,9
44,206	17,913	6,2
43,989	16,776	11,7
44,091	17,123	2,4
42,547	19,064	16,5
42,551	19,037	16,9
46,491	14,61	5,6
47,633	19,894	0,1
47,993	19,245	20,2
45,068	15,03	18,3
47,936	16,464	17,5
43,695	16,848	7,9
42,43	19,29	18,4
43,084	17,266	6,8
48,21	19,416	30
44,981	17,115	6,2
45,751	14,851	6,6
45,664	14,272	17
44,464	16,266	11,7
45,121	16,444	15,7
46,378	12,947	4
44,157	19,924	8,4
44,292	16,357	7,3
44,537	17,546	2,8
46,405	13,485	5,2
45,868	15,531	10,1
42,937	18,542	12,5
43,091	17,389	6,7
47,874	16,097	9,9
45,597	15,554	9,2
42,545	13,22	17,7
42,975	12,846	30
43,012	12,84	3,2
45,655	11,199	18
42,685	12,547	10
42,646	12,462	14,1
42,92	13,15	8

41,812	21,193	15,5
43,354	19,095	0,1
43,792	16,955	0,8
42,849	13,007	30
44,064	18,786	0,1
41,408	20,248	24,7
42,53	13,24	7
41,1	21,96	5
42,957	12,923	8,1
40,65	19,63	2
41,699	15,655	20,4
44,82	11,42	7
42,96	13,04	8
42,96	13,04	9
43,608	16,849	12,4
43,135	17,656	18,4
42,737	13,018	29,1
42,584	13,434	3
43,195	17,813	2
42,612	19,034	9
44,404	11,787	4,3
41,099	19,41	13,2
42,634	13,181	21,5
46,062	14,941	7
43,091	17,247	4,7
42,212	14,958	2,4
45,18	14,55	10
45,19	14,619	7,1
45,188	14,614	10,6
45,19	14,615	10,6
45,2	14,624	7,3
45,145	21,528	19
40,78	13,87	10
42,965	12,852	10
43,362	17,732	0,1
45,434	10,91	9,9
45,341	18,325	12,5
42,532	13,259	30
46,285	11,928	24,7
46,205	11,994	13,4
44,798	9,834	30
42,123	13,307	22,6
40,246	19,678	10,2
40,808	21,207	23,3
43,738	17,657	3,4

43,731	17,635	0,1
43,747	17,63	0,1
43,215	17,808	2,3
47,137	11,574	30
47,713	15,922	20,7
45,226	14,927	15
44,66	10,07	32
43,18	17,771	0,4
42,622	19,833	11
43,091	18,08	23,8
43,662	15,472	12,5
41,93	19	0
43,376	16,844	12,5
42,266	19,858	0
40,282	20,573	11
46,463	12,402	2
46,644	12,081	9,8
44,006	11,806	22,5
43,218	17,857	10
41,032	17,717	7,5
45,88	11,84	10
42,371	13,423	30,5
42,425	16,249	7,3
42,302	18,464	4,8
44,158	16,615	11
41,956	19,261	5
43,852	15,782	6,7
43,467	17,323	0
43,978	13,052	9
44,094	16,685	0,8
44,242	18,011	2,7
46,312	13,074	4,8
41,542	19,456	15
41,037	19,585	6,5
41,379	19,177	4
41,631	20,145	2
41,581	19,281	10
41,336	19,213	10,5
41,37	19,465	12
42,255	18,848	12,7
41,301	19,278	12,5
41,32	19,283	13,9
41,331	19,232	3,5
41,267	19,4	12
41,312	19,546	11,5

41,432	19,007	9,5
41,34	19,656	6,5
40,257	20,617	0
40,454	19,679	1,6
45,291	17,982	20,5
40,412	19,627	0
42,62	13,32	13
43,059	12,912	17,5
40,224	19,646	0
44,833	10,11	12,5
44,17	11,671	13,5
43,119	10,845	10,5

PRILOG 2.

Popis seizmoloških postaja korištenih u računanju seizmičkog modela

Geografska širina (°)	Geografska duljina (°)	Nadmorska visina (km)	Seizmička stanica
43,55	13,602	0,53	AOI
47,25	15,523	0,577	ARSA
43,866	19,405	0,882	BBL5
46,47	16,775	0,31	BEHE
44,809	20,471	0,129	BEO
46,648	15,127	0,48	BISS
44,749	17,184	0,256	BLY
45,504	15,252	0,26	BOJS
44,906	13,75	0,026	BRJN
42,901	18,544	1,367	BRY
47,484	19,024	0,196	BUD
46,228	13,737	0,7	CADS
45,973	15,463	0,382	CESS
45,739	14,427	0,579	CEY
43,376	13,195	0,626	CING
45,826	15,457	0,433	CRES
46,081	14,261	0,712	CRNS
45,0161	14,1488	0,158	Cro 1
45,7932	16,4823	0,145	Cro 10
45,8598	16,7372	0,122	Cro 11
45,9816	17,0181	0,255	Cro 12
45,204	14,0165	0,396	Cro 13
45,4069	13,8688	0,461	Cro 14
45,6206	17,6697	0,154	Cro 15
45,1372	14,3455	0,26	Cro 2
45,192	14,6045	0,053	Cro 3
45,2169	14,7941	0,77	Cro 4
45,3044	14,9082	1,069	Cro 5
45,4123	15,3464	0,195	Cro 6
45,4527	15,5993	0,17	Cro 7
45,5992	15,8793	0,194	Cro 8
45,7099	16,2299	0,037	Cro 9
42,647	18,079	0,093	DBR
44,098	19,992	1	DIVS
46,15	15,469	0,425	DOBS
43,992	15,058	0,299	DUGI

43,036	13,087	0,55	FDMO
45,158	19,81	0,5	FRGS
45,935	14,442	0,538	GBAS
45,531	14,81	0,61	GBRS
45,863	15,625	0,4	GCIS
46,275	13,237	0,27	GMNA
46,011	15,624	0,55	GOLS
46,011	15,625	0,559	GOLS
46,317	13,995	1,086	GORS
46,461	15,502	0,93	GROS
44,086	18,951	1,199	HAPS
42,447	18,498	0,273	HCY
43,178	16,449	0,189	HVAR
42,872	19,893	0,996	IVA
45,893	14,064	1,12	JAVS
46,131	16,456	0,58	KALN
44,005	16,405	0,413	KIJV
45,528	14,381	1,024	KNDS
46,448	16,25	0,3	KOGS
46,088	18,1	0,1	KOVH
45,949	15,318	0,391	LEGS
46,155	16,069	0,372	LOBO
42,769	16,892	0,122	LSTV
46,044	14,527	0,396	LJU
43,288	17,02	0,045	MAKA
44,411	17,084	0,56	MGRS
46,215	18,643	0,17	MORH
43,866	15,707	0,14	MORI
45,613	16,754	0,48	MOSL
46,294	14,443	0,66	MOZS
44,563	14,871	0,008	NVLJ
46,509	14,549	1,075	OBKA
42,43	19,255	0,097	PDG
46,079	14,998	0,705	PDKS
46,636	15,117	0,795	PERS
46,212	18,641	0,17	PKSM
45,332	17,679	0,158	POZ
46,405	13,353	0,77	PTCC
45,907	15,968	0,994	PTJ
45,889	18,252	0,42	RHK3
43,494	17,133	0,431	RIC
45,325	14,483	0,183	RIY
45,344	14,386	0,075	RIY1
46,244	13,509	0,265	ROBS
45,98	13,6	0,6	SABO

41,755	15,744	0,96	SGRT
45,471	16,372	0,125	SISC
43,261	19,973	1,181	SJES
45,546	14,014	0,598	SKDS
47,683	16,558	0,26	SOP
44,549	19,529	0,5	TEKS
42,623	13,604	0,673	TERO
46,9	17,893	0,187	TIH
42,717	18,35	0,3	TREB
42,124	15,511	0,113	TREM
45,709	13,764	0,161	TRI
41,964	19,244	0,504	ULC
45,803	14,838	0,421	VISS
46,102	14,701	0,522	VNDS
46,032	13,883	1,046	VOJS
46,032	13,894	1,073	VOY
45,827	15,987	0,188	ZAG
43,654	15,644	0,107	ZIRJ

ŽIVOTOPIS

Josipa Kapuralić rođena je u Splitu 28. rujna 1988. godine. Osnovnu školu i opću gimnaziju fra Andrije Kačića Miošića završava u Makarskoj. Diplomirala je 2013. godine na Rudarsko-geološko-naftnom fakultetu u Zagrebu, smjer Hidrogeologija i inženjerska geologija obranom diplomskog rada „Identifikacija utjecaja temperaturnih oscilacija rijeke Save i geotermalnih anomalija na temperaturne oscilacije podzemne vode zagrebačkog i samoborskog vodonosnika“ pod vodstvom prof. dr. sc. Kristijana Posavca. Od 24. kolovoza 2014. godine zaposlena je kao asistent na Rudarsko-geološko-naftnom fakultetu, a od iste godine upisana i na Poslijediplomski doktorski studij na istom fakultetu.

Sudjeluje u izvođenju vježbi iz kolegija Osnove geofizičkih istraživanja 1, Osnove geofizičkih istraživanja 2, Okolišna i inženjerska geofizika, Geofizička istraživanja, Inženjerska geofizika i Primijenjena geofizika 2.

Do sada je sudjelovala na projektima Sveučilišne potpore: „Istraživanja strukture litosfere na području Dinarida i jugozapadnog Panonskog bazena geofizičkim metodama“, „Trodimenzionalni model strukture kore i gornjeg plašta na području Dinarida“, „Seizmička istraživanja Zemljine kore i gornjeg plašta“. Od 2020. godine sudjeluje i na projektu Hrvatske zaklade za znanost pod nazivom „GEOloška karakterizacija podzemlja istočnog dijela Dravske depresije s ciljem procjene Energetskog Potencijala.

POPIS OBJAVLJENIH RADOVA

Kapuralić, J., Šumanovac, F. (2019): 3D Velocity Model of the Crust and Uppermost Mantle in the Area of the Dinarides and Southwestern Pannonian Basin, U: Horvat, Marija, Matoš, Bojan i Wacha, Lara (ur.): 6. hrvatski geološki kongres, 9.-12. 10. 2019., Knjiga sažetaka, 98-99, Zagreb.

Kapuralić, J., Šumanovac, F., Markušić, S. (2019): Crustal structure of the northern Dinarides and southwestern part of the Pannonian basin inferred from local earthquake tomography, *Swiss Journal of Geosciences*, 112(1), 181-198. doi:10.1007/s00015-018-0335-2

Kapuralić, J., Posavec, K., Kurevija, T., Macenić, M. (2018): Identification of river Sava temperature influence on groundwater temperature of the Zagreb and Samobor-Zaprešić aquifer as a part of shallow geothermal potential, *Rudarsko-geološko-naftni zbornik*, 33(5), 59-69. doi:10.17794/rgn.2018.5.6

Macenić, M., Kurevija, T., Kapuralić, J. (2018): Heat pump system efficiency comparison of different renewable energy sources – A family house case study in Zagreb city area, *Rudarsko-geološko-naftni zbornik*, 33(5), 13-25. doi:10.17794/rgn.2018.5.2

Kapuralić, J., Šumanovac, F., Markušić, S. (2017): Crustal structure at the contact of the northern Dinarides and southwestern Pannonian basin from local earthquake tomography, EGU series, Émile Argand Conference - 13th Workshop on Alpine Geological Studies, Zlatibor, Srbija (poster).

Kurevija, T., Kapuralić, J., Macenić, M. (2016): Comparing seasonal performance factor of different heat pump systems for residential HVAC in the Dfb climate area of Croatia, U: Andrej Kitanovski and Alojz Poredoš (ur.): ECOS 2016 - The 29th International conference on efficiency, cost, optimization, simulation and environmental impact of energy systems, 19.-23.6.2016., Zbornik radova, Ljubljana.