

Sveučilište u Zagrebu

Prirodoslovno-matematički fakultet

Geofizički odsjek

Patrik Krčelić

**ANALIZA DVOLOMA SKS FAZE VALOVA POTRESA I
SEIZMIČKA ANIZOTROPIJA NA PODRUČJU
SJEVEROZAPADNIH DINARIDA I HRVATSKOG
DIJELA SJEVERNOG JADRANA**

Zagreb, 2018.

Ovaj rad izrađen je na Geofizičkom zavodu "Andrija Mohorovičić", Geofizičkog odsjeka Prirodoslovno-matematičkog fakulteta pod vodstvom dr. sc. Davorke Herak, redovite profesorice i predan je na natječaj za dodjelu Rektorove nagrade u akademskoj godini 2017/2018.

Sadržaj:

1	Uvod	1
1.1	Seizmička anizotropija	1
1.2	Uzroci seizmičke anizotropije	2
1.3	Dvolom	3
1.3.1	Dvolom SKS faze	5
2	Određivanje parametara dvoloma	9
2.1	Metoda minimalne energije	9
2.2	Rotacijsko korelacijska metoda	12
2.3	Procjena pouzdanosti parametara dvoloma	13
2.4	Veza parametara dvoloma i geodinamike	14
2.5	Kompleksna seizmička anizotropija	17
3	Obrada podataka	19
3.1	Programski paket SplitLab	19
3.1.1	Nula-mjerenja	22
3.1.2	Određivanje kvalitete mjerenja	24
3.2	Podaci	26
	Rezultati	30
4	Diskusija	39
5	Zaključak	43
6	Zahvale	44
7	Literatura	44
	Sažetak	47
	Summary	48

1 Uvod

1.1 Seizmička anizotropija

Pojam izotropije, ili izotropnog sredstva podrazumijeva da su fizikalna svojstva tog sredstva jednaka u svim smjerovima. Suprotno od toga, anizotropija podrazumijeva sredstvo u kojem fizikalna svojstva ovise o promatranom smjeru. U seizmologiji se to obično odnosi na brzine rasprostiranja seizmičkih valova. Zbog kompliciranih računa u seizmologiji se često koristi pretpostavka izotropnog sredstva u kojem su fronte valova koncentrične sfere, te su smjerovi titranja čestica kod volumnih valova (P, SV i SH) međusobno okomiti. Iako je već dugo poznato kako su mnogi minerali koji sačinjavaju stijene (posebice olivin) anizotropni, pretpostavku izotropnosti je opravdavala je nasumična orijentacija minerala u stijenama. Stoga na makroskali stijene doista pokazuju izotropna svojstva. Međutim, zbog mnogih geodinamičkih procesa dolazi do usmjerenja minerala a time i do anizotropnosti sredstva.

Anizotropiju u seizmologiju 1964. prvi uvodi Harry Hess koji je postavio teoriju gibanja morskog dna te ustanovio da brzine rasprostiranja valova ovise o gibanjima kore. Promatrajući azimutalnu ovisnost Pn faze, Hess je zaključio kako se valovi gibaju brže ako nailaze okomito na smjer pružanja očenaskih grebena, nego paralelno s osi grebena, te je time pokazao vezu napetosti i anizotropije.

U anizotropnom sredstvu valne fronte nisu sferne plohe, pa samim time niti volumni valovi nisu međusobno okomiti. Stoga im se dodaje prefiks 'kvazi', pa u anizotropnom sredstvu govorimo o kvazi P-, kvazi SV- i kvazi SH-valovima (qP, qSV i qSH). Anizotropija se iskazuje pomoću koeficijenta anizotropnosti koji je izražen u postocima:

$$k = \frac{v_{MAX} - v_{MIN}}{\bar{v}} \cdot 100\%,$$

gdje su v_{MAX} i v_{MIN} maksimalna i minimalna, a \bar{v} srednja brzina rasprostiranja seizmičkih valova kroz sredstvo. Za mineral olivina koji je iznimno anizotropan taj koeficijent iznosi 24% . Međutim, anizotropnost sredstva je općenito mnogo manja i ovisi o koncentraciji anizotropnih minerala, te postotku poravnanja njihovih kristalografskih osi. Prosječni koeficijent anizotropnosti iznosi 3 – 8% za oceanski gornji plašt, te 2 – 7% za kontinentalni.

1.2 Uzroci seizmičke anizotropije

Općenito, anizotropija se javlja zbog dva razloga: unutarne strukture stijena i nehomogenosti u samim stijenama. Unutarnja struktura stijena odnosi se na raspodjelu anizotropnih minerala unutar same stijene. Takva anizotropija se očituje u gornjem plaštu gdje zbog astenosferskih tokova dolazi do orijentacije minerala u smjeru toka. Anizotropnost uzrokovana unutarnjom strukturom djeluje na sve valne duljine. Ovisno o simetrijama kristalnih sustava, razlikujemo nekoliko tipova anizotropije, kao što su triklinska, monoklinska, heksagonalna, trigonalna, tetragonalna, ortoromska... Najvažniji tipovi u seizmologiji su heksagonalna i ortoromska anizotropija. Heksagonalni tip je bitan jer ima vertikalnu os simetrije, pa je račun dosta jednostavniji, a može se primijeniti na mnoge kristale. Sto se tiče ortoromske simetrije, ona je osobito bitna jer takvu strukturu ima mineral olivina, koji je iznimno zastupljen u gornjem plaštu. Ovakva anizotropija naziva se i LPO (*eng. lattice-preferred orientation*).

Kod nehomogenosti, anizotropija se javlja zbog pukotina i uslojenosti u stijenama. U slojevitom sredstvu anizotropija djeluje samo na valne duljine jednake ili veće dimenzijama slojevima. Kada govorimo o slojevitom sredstvu razlikujemo vertikalnu i horizontalnu simetriju. Vertikalna simetrija nastaje zbog utjecaja gravitacije prilikom stvaranja stijena, kada dolazi do vertikalne uslojenosti. Horizontalna simetrija nastaje kada se os vertikalne simetrije rotira prema horizontali zbog tektonskih i geoloških procesa. Kada

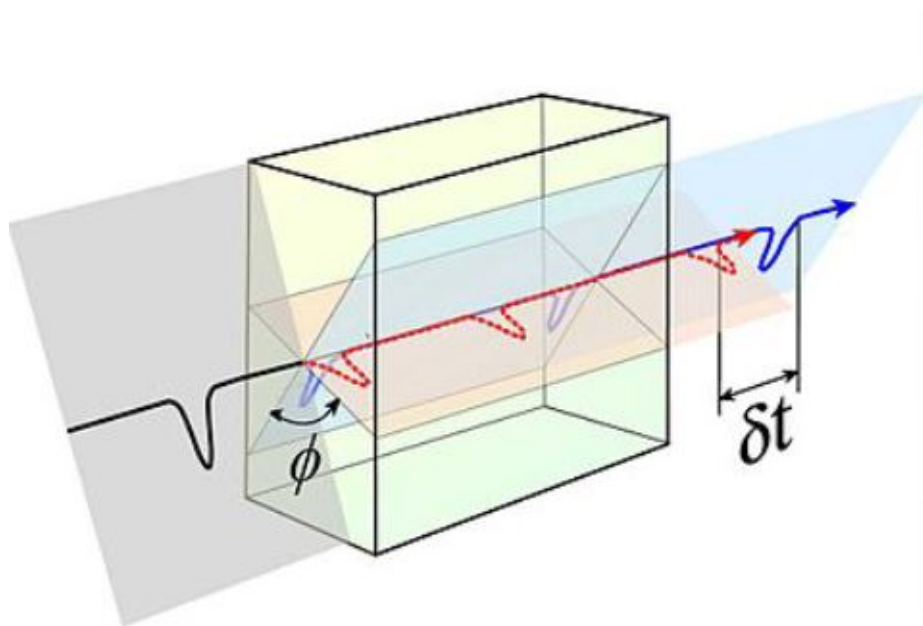
govorimo o pukotinama u stijenama, anizotropija nastaje zbog napetosti, te usmjerava-nja samih pukotina u smjeru tih napetosti. Kako su pukotine najčešće ispunjene nekim fluidom (plin, nafta, voda), seizmičke brzine su u njima puno manje, pa je stoga brza os anizotropije u smjeru napetosti, a spora os je okomita na nju. Valna duljina koja je zahvaćena ovom anizotropijom ovisi o broju i veličini pukotina, pa se tako anizotropija javlja samo za valne duljine veće od dimenzija pukotina. Takva se anizotropija naziva i SPO (*eng. shape-preferred orientation*).

1.3 Dvolom

Dvolom je pojava u seizmologiji, gotovo identična onoj u optici. Naime val koji nailazi na anizotropno sredstvo se dijeli i razdvaja na dva međusobno okomita i polarizirana vala. Do toga u anizotropnom sredstvu dolazi zbog rasprostiranja valova različitim brzinama. Tako je jedan novonastali val u smjeru najbržeg (brza os), a drugi, okomiti val je u smjeru najsporijeg rasprostiranja (spora os). Primjer dvoloma prikazan je na slici 1. U seizmologiji se ova pojava uočava na transverzalnim, S-valovima (*eng. shear wave splitting*). U anizotropnom sredstvu ne postoji polarizacija na longitudinalni i transverzalni, već se u sredstvu transverzalni val dijeli na dva kvazi-transverzalna vala (qS). qS-val na brznoj osi putuje brže kroz anizotropno sredstvo od qS-vala na sporoj osi. Stoga na izlasku valova iz anizotropnog sredstva imamo razliku u vremenima nailaska (δt) međusobno okomitih qS-valova. Za anizotropno sredstvo vrijedi relacija, npr. Savage (1999):

$$\delta t = L \left(\frac{1}{v_1} - \frac{1}{v_2} \right), \quad (1)$$

gdje je L debljina anizotropnog sredstva, a v_1 i v_2 su brzine rasprostiranja dva qS-vala. Za potpuno određivanje dvoloma potrebno je odrediti dva parametra, razliku vremena (δt) dva qS-vala i kut, odnosno smjer, brze osi anizotropnog sredstva (ϕ).

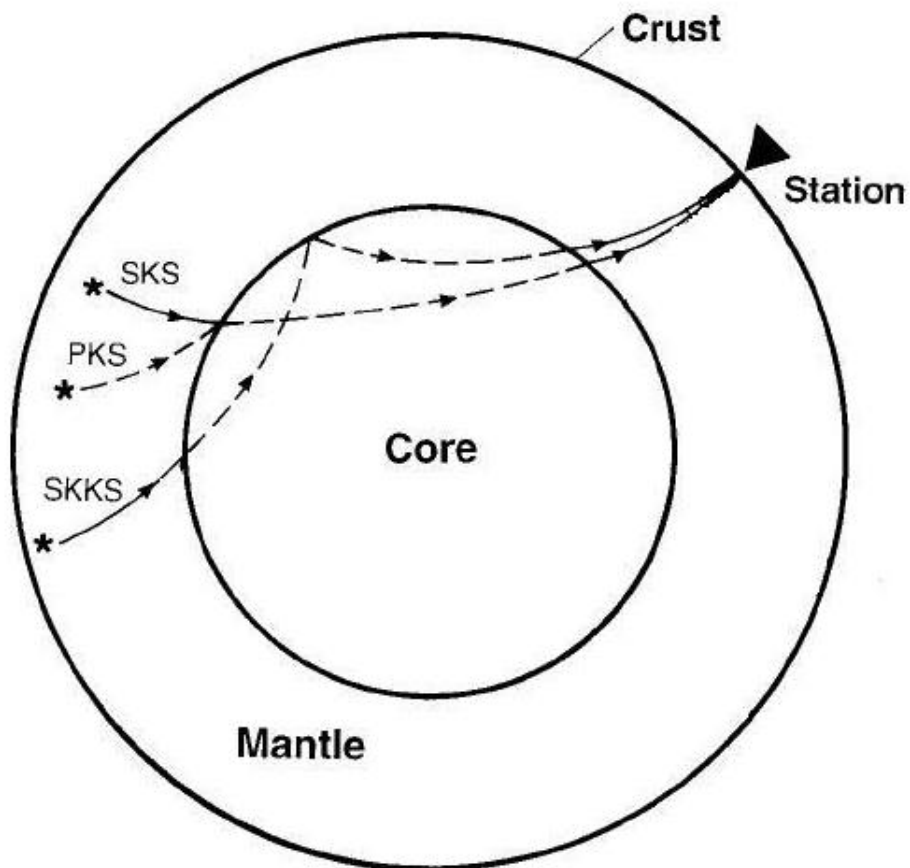


Slika 1: Primjer dvoloma u anizotropnom sredstvu. Crno je nailazeći val na anizotropno sredstvo (žuti kvarciar). Val se dijeli na dva međusobno okomita vala, brzi (plavi) i spori (crveni). Na izlasku iz anizotropnog sredstva postoji vremenski pomak δt između ta dva vala. Preuzeto s: http://garnero.asu.edu/research_images/images_anisotropy.html

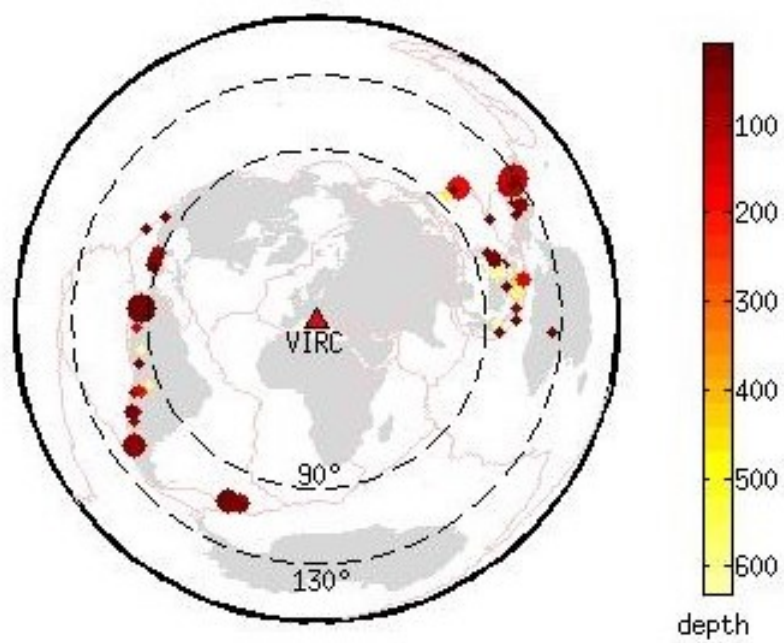
1.3.1 Dvolom SKS faze

Za proučavanje gornjeg dijela plašta koriste se faze koje prolaze kroz Zemljinu vanjsku jezgru (SKS, SKKS, PKS, ...), prikazani na slici 2. Razlog je u tome što se kroz tekuću jezgru rasprostiru samo longitudinalni P-valovi, pa su S-valovi koje nalazimo na seizmogramu nastali konverzijom P- u S-val na granici jezgre i plašta. Konverzijom P- u S-val nastaju isključivo vertikalno polarizirani SV-valovi. To je iznimno korisno jer ako na seizmogramu vidimo horizontalno polarizirane SH-valove znamo da je ispod postaje anizotropno sredstvo, odnosno da je došlo do dvoloma kojim su nastali SH-valovi. Takve faze, koje prolaze kroz Zemljinu jezgru, nastaju teleseizmičkim potresima. Teleseizmički potresi su potresi epicentralne udaljenosti $90 - 130^\circ$. Primjer teleseizmičkih potresa za postaju Vir prikazan je na slici 3.

Prva istraživanja dvoloma u seizmologiji radili su Andi i Isikawa (1982), a Vinnik, Kosarev i Makeyeva (1984) prvi su upotrijebili SKS i SKKS faze. U ovom radu za analizu dvoloma koriste se SKS faze. SKS faza prolazi kroz plašt kao S-val, konvertira se na granici jezgra-plašt u P-val, te se na izlasku iz jezgre na granici s plaštom ponovo konvertira u S-val. Te faze su jako korisne jer su prve transversalne faze koje dolaze na postaju, te su najmanje poremećene raznim refleksijama i konverzijama. Stoga se i najbolje uočavaju. S obzirom da nastaju teleseizmičkim valovima imaju poznatu inicijalnu polarizaciju, te skoro okomito nailaze na postaju. Zabilježeno horizontalno gibanje iz tog razloga odgovara gibanju čestica u SKS ravnini. Radi toga su SKS faze čest izbor prilikom istraživanja dvoloma.



Slika 2: Primjer putanja SKS, SKKS i PKS faza seizmičkih valova. Dijelovi puta gdje val putuje kao S-val označeni su punom linijom, dok su dijelovi gdje putuje kao P-val, označeni crtkanom linijom. Preuzeto s: <https://ds.iris.edu/ds/products/sws-db-mst/>



Slika 3: Azimutalna razdioba epicentara potresa korištenih u analizi dvoloma teleseizmičke SKS faze registrirane na seizmološkoj postaji Vir u razdoblju od 04/2016 - 08/2017.

2 Određivanje parametara dvoloma

2.1 Metoda minimalne energije

Metoda minimalne energije u stvari je specijalni slučaj SC metode koju su objavili Silver i Chan(1991). U homogenom izotropnom sredstvu jednadžbu nailazećeg transverzalnog vala možemo pisati kao:

$$u(\omega) = \mathbf{A}w(\omega) \exp(-i\omega T_0), \quad (2)$$

gdje je \mathbf{A} vektor kompleksne amplitude, t_0 vrijeme nailaska vala na postaju, a $w(\omega)$ je produkt Fourierovih transformata vremenske funkcije izvora, atenuacije i odziva instrumenta. Pretpostavimo da možemo pisati $\mathbf{A} = A\hat{\mathbf{p}}$, gdje je A kompleksni skalar, a $\hat{\mathbf{p}}$ je realni jedinični vektor pomaka, te je okomit na smjer rasprostiranja vala. Uvrštavanjem vektora \mathbf{A} i jednadžbu (1) dobivamo:

$$u(\omega) = w(\omega) \exp(-i\omega T_0)\hat{\mathbf{p}} \quad (3)$$

U slučaju SKS faze koja je približno okomita na površinu, možemo zanemariti fazne pomake u radijalnom smjeru zbog slobodne površine. Dvolom možemo modelirati operatorom koji projicira vektor pomaka $\hat{\mathbf{p}}$ na vektore smjera brze $\hat{\mathbf{f}}$ i spore $\hat{\mathbf{s}}$ osi, te vremenskim pomicanjem dviju komponenta za $+\delta t/2$ (brza os) i $-\delta t/2$ (spora os). $\hat{\mathbf{f}}$ i $\hat{\mathbf{s}}$ su svojstveni vektori polarizacijske matrice V :

$$\rho V_{ij} = C_{ijkl}\hat{b}_k\hat{b}_l. \quad (4)$$

ρ je gustoća sredstva, a C_{ijkl} je tenzor elastičnosti (npr. Backus, 1965). Svojstvene vrijednosti matrice V su kvadrati brzina dvaju S-valova (β_1^2 i β_2^2). Za slabu anizotropiju δt se može pisati kao:

$$\delta t = \beta_0^{-1}L\hat{\beta}, \quad (5)$$

pri čemu je L linearna dimenzija anizotropnog sredstva, a $\hat{\beta}$ je relativna perturbacija brzine S-valova za koju vrijedi:

$$\hat{\beta} = \beta_0^{-1}(\beta_1 - \beta_2). \quad (6)$$

β_0 je brzina S-valova u izotropnom sredstvu koja se dobije tako da vrijedi $\delta\beta_1 + \delta\beta_2 = 0$, pri čemu su $\delta\beta_{1,2} = \beta_{1,2} - \beta_0$. Signal dvoloma $u_s(\omega)$ se dobiva tako da na izotropni signal prikazan jednadžbom (2) djelujemo operatorom Γ :

$$\Gamma = \exp\left(i\omega\frac{\delta t}{2}\right)\hat{\mathbf{f}}\hat{\mathbf{f}} + \exp\left(-i\omega\frac{\delta t}{2}\right)\hat{\mathbf{s}}\hat{\mathbf{s}}. \quad (7)$$

Stoga novi signal ima slijedeći oblik:

$$\mathbf{u}_s(\omega) = w(\omega) \exp(-i\omega T_0) \Gamma(\phi, \delta t) \hat{\mathbf{p}}. \quad (8)$$

ϕ je kut između $\hat{\mathbf{f}}$ i $\hat{\mathbf{p}}$. Definiramo tenzor:

$$\delta\mathbf{T} = \delta t / 2 (\hat{\mathbf{f}}\hat{\mathbf{f}} - \hat{\mathbf{s}}\hat{\mathbf{s}}), \quad (9)$$

Pa se Γ može pisati kao:

$$\Gamma = w(\omega) \exp(i\omega\delta T(\phi, \delta t)) \quad (10)$$

Parametri koji se trebaju odrediti su ϕ i δt . To se radi tako da konačni oblik na seizmogramu (8) pretvaramo u izotropni oblik (2), djelovanjem inverznog operatora Γ^{-1} . Iz jednadžbe (7) vidimo da je Γ unitaran operator, pa je njegov inverz samo kompleksno konjugirani operator Γ^* . Ako pretpostavimo da je poznata ravnina polarizacije S-vala, za operator Γ^{-1} možemo izračunati matricu kovarijance za gibanje čestica u toj ravnini u vremenskoj domeni. Svojeviti vektori te matrice mogu se koristiti kao mjera linearnosti (npr. Vidale, 1986). Računamo kovarijancu c_{ij} za bilo koje dvije komponente gibanja tla s kutovima ϕ i $\phi + \pi/2$ u odnosu na $\hat{\mathbf{p}}$, s kašnjenjem δt :

$$c_{ij}(\phi, \delta t) = \int_{-\infty}^{\infty} u_i(t) u_j(t - \delta t) dt, i, j = 1, 2 \quad (11)$$

Ako se radi o izotropnom slučaju matrica \mathbf{c} će imati jednu svojstvenu vrijednost $\lambda_1 = \int_{-\infty}^{\infty} w(t)^2 dt$ koja odgovara svojstvenom vektoru $\hat{\mathbf{p}}$. Ako postoji anizotropija matrica će imati dvije svojstvene vrijednosti različite od 0 za kutove $\phi \neq n\pi/2$, ($n = 0, 1, 2, \dots$) i $\delta t \neq 0$. Stoga možemo tražiti Γ^{-1} takav da korigirani seizmogram $\tilde{\mathbf{u}}_s(\boldsymbol{\omega})$ ima singularnu matricu kovarijance:

$$\tilde{\mathbf{u}}_s(\boldsymbol{\omega}) = \Gamma^{-1} \cdot \mathbf{u}_s(\boldsymbol{\omega}). \quad (12)$$

Za bilo koji par vrijednosti $(\phi, \delta t)$ matricu kovarijance $\tilde{c}_{ij}(\phi, \delta t)$ možemo prikazati kao kovarijancu $c(\delta t)$ za referentni koordinatni sustav (u ovom radu se konkretno radi o geografskom koordinatnom sustavu). Matrica $\tilde{c}_{ij}(\phi, \delta t)$ ima komponente:

$$\tilde{c}_{11}(\phi, \delta t) = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{u}_1^2(t + \delta t) dt = \tilde{c}_{11}(\phi, 0) = R_{1i}(\phi) c_{ij}(0) R_{1j}(\phi), \quad (13)$$

$$\tilde{c}_{22}(\phi, \delta t) = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{u}_2^2(t - \delta t) dt = \tilde{c}_{22}(\phi, 0) = R_{2i}(\phi) c_{ij}(0) R_{2j}(\phi), \quad (14)$$

$$\tilde{c}_{12}(\phi, \delta t) = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{u}_1(t + \delta t) \tilde{u}_2(t - \delta t) dt = R_{1i}(\phi) c_{ij}(\delta t) R_{2j}(\phi), \quad (15)$$

$$\tilde{c}_{12}(\phi, \delta t) = \tilde{c}_{21}(\phi, \delta t). \quad (16)$$

Matrica rotacije \mathbf{R} je u stvari transformacija iz referentnog koordinatnog sustava u koordinatni sustav brze osi ϕ . Zbog prisutnosti šuma matrica $\tilde{\mathbf{c}}$ nikada neće biti singularna, pa stoga tražimo matricu koja je najbližnja singularnoj. Za to je moguće koristiti razne metode bazirane na svojstvenim vrijednostima kao što su maksimiziranje λ_1 ili λ_1/λ_2 , te minimiziranje λ_2 ili $\lambda_1\lambda_2$. Ove metode su ustvari ekvivalentne budući da je trag matrice $\theta = \lambda_1 + \lambda_2$ neovisan o tome radi li se o promjenama ϕ ili δt . U SC (Silver i Chan) metodi koristi se minimiziranje λ_2 , budući da λ_{MIN} odgovara varijaciji šuma.

Ako nam je poznat vektor izotropne polarizacije $\hat{\mathbf{p}}$, radi se o specijalnom slučaju u procjeni dvoloma. U slučaju SKS i SKKS faza taj vektor odgovara radijalnoj komponenti. Za seizmogram bez šuma, radijalna i transverzalna komponenta su oblika:

$$u_r = w(t + \delta t/2)\cos^2\phi + w(t - \delta t/2)\sin^2\phi \quad (17)$$

$$u_t = -\frac{1}{2}[w(t + \delta t/2) - w(t - \delta t/2)]\sin(2\phi) \quad (18)$$

U ovom slučaju umjesto svojstvene vrijednosti λ_2 može se minimizirati korigirana energija transverzalne komponente:

$$E_t = \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{u}_t^2(t) dt. \quad (19)$$

Kako imamo realan seizmogram sa šumom, ova energija ustvari odgovara energiji šuma. U izotropnom sredstvu ta je energija minimalna za početni slučaj, odnosno kada su $\phi, \delta t \approx 0$. To odgovara i anizotropnom slučaju u kojem val nailazi pod kutom paralelnim ili okomitim na smjer brze osi.

2.2 Rotacijsko korelacijska metoda

Rotacijsko-korelacijsku metodu prvi su razvili Fukao (1984), te Bowman i Ando (1987). Metoda se temelji na traženju maksimalne korelacije horizontalnih komponenti seizmograma. Naime, radijalna Q i transverzalna T komponenta rotiraju se u testni koordinatni sustav. Za taj se testni koordinatni sustav određuje međukorelacija komponenta. Kut brze osi traži se rotiranjem sustava od $0 - 90^\circ$, te je kut brze osi onaj koji daje maksimalnu međukorelaciju dvije komponente seizmograma. Također se seizmogrami pomiču jedan u odnosu na drugi u vremenskom intervalu od -1 do $+1$ sekunde. Traži se maksimum korelacije koji jako odstupa od ostalih i sporija transverzalna komponenta se pomakne za odgovarajući vremenski pomak unaprijed. Ovo je modificirana verzija rotacijsko-korelacijske metode, radi automatske obrade podataka, ali i smanjenja subjektivnosti u rezultatima. Izvorno se rotacijsko-korelacijska metoda koristila tako da

su seizmolozi iz grafova gibanja čestica procijenili smjer brze osi za koji su rotirali sustav. Tada se radila korelacija samo u vremenskom intervalu od -2 do $+2$ sekunde. Procjena kvalitete mjerenja se također procjenjivala iz grafa gibanja čestica nakon modifikacije rotacijsko-korelacijskom metodom.

2.3 Procjena pouzdanosti parametara dvoloma

Procjena pouzdanosti parametara iznimno je bitna ukoliko imamo mali broj mjerenja, pa nam je potrebno određivanje područja nepouzdanosti. Područje pouzdanosti računa se iz sume kvadrata funkcije $S(\phi, \delta t)$, vremenskog niza sa n uzoraka. U slučaju metode minimalne energije radi se o funkciji $E_t(\phi, \delta t)$, u slučaju rotacijsko-korelacijske metode $RC(\phi, \delta t)$, te $\lambda_2(\phi, \delta t)$ u slučaju metode svojstvene vrijednosti. Minimalna vrijednost sume kvadrata $S_{min}(\phi, \delta t)$ prati χ raspodjelu sa n stupnjeva slobode. Takav slučaj odgovara Gaussovom „bijelom šumu“ sa srednjom vrijednosti 0 i standardnom devijacijom σ . U tom slučaju područje pouzdanosti s razinom pouzdanosti α (u našem slušaju $\alpha = 0.05$) računa se na sljedeći način:

$$\frac{\lambda_2}{\lambda_2^{min}} \leq 1 + \frac{k}{n-k} f_{k,n-k}(1-\alpha), \quad (20)$$

gdje je k broj parametara ($k = 2$ u našem slučaju), a f je inverz F distribucije vjerojatnosti (npr. Jenkins i Watts (1968), Bates i Watts (1988)). Ukoliko $S(\phi, \delta t)$ ne prati χ_n raspodjelu, pretpostavljamo da prati χ_v raspodjelu. v je broj stupnjeva slobode koji ovisi o odazivu instrumenta i spektru šuma. Ukratko za svaki minimum se određuje $\hat{v}_i = v_i/n_i$ za i -ti zapis. Iz toga se računa prosjek $\langle \hat{v} \rangle$. Taj prosjek slabo varira i ima vrijednost oko 1 za skoro sve svjetske mreže seizmografa. Stoga se u programu zadano za tu vrijednost koristi 1. Područje pouzdanosti za i -ti zapis se tada računa sa $\langle \hat{v} \rangle > n_i$ stupnjeva slobode:

$$\frac{\lambda_2}{\lambda_2^{min}} \leq 1 + \frac{k}{v-k} f_{k,v-k}(1-\alpha) \quad (21)$$

U slučaju simetričnog područja pouzdanosti koje približno prati Gaussovu raspodjelu, standardna devijacija je pola vrijednosti radijusa tog područja pouzdanosti. Češće imamo asimetričan slučaj sa eliptičnim područjem pouzdanosti. Tada tražimo najbolji simetrični oblik koji može zahvatiti asimetrično područje. Standardne devijacije su u tom slučaju pola udaljenosti od ruba simetričnog oblika duž svake osi. U slučaju da nije došlo do dvoloma (splittinga) (slučaj nula-mjerenja, detaljnije objašnjen u poglavlju 3.1.1), nemamo karakterističan eliptičan oblik, već otvorene izolinije.

2.4 Veza parametara dvoloma i geodinamike

Za razumijevanje veze dvoloma i geodinamike potrebno je poznavati vezu dvoloma i anizotropije, anizotropije i napetosti te konačno napetosti i geodinamike. Općenito se doprinos anizotropije pripisuje gornjem plaštu i kori, odnosno prvim 400 km. To je razumna pretpostavka budući mjerenja anizotropije na površini udaljena 50~100 km daju različite rezultate. Ako pogledamo putanje valova (Fresnelove zone) razlika u 100 km na površini upravo odgovara slučaju anizotropnih zona do dubine od 400-ak km. Također, mjerenjem SKS i ScS faza koje prolaze kroz cijeli plašt, vidimo da je utjecaj donjeg plašta jako mali, ispod 0.2 sekundi.

Važna veličina u određivanju anizotropije je relativna perturbacija brzine $\delta\hat{\beta}$ (računanje ove veličine detaljnije je objašnjeno u poglavlju 2.1). Ona je važna jer iz nje možemo odrediti debljinu anizotropnog sredstva. Laboratorijski određene prosječne vrijednosti $\delta\hat{\beta}$ u plaštu iznose oko 0.04. U tom slučaju za $\delta t = 1$ s, debljina sloja L iznosi 115 km. U svome radu Silver i Chan (1991) iznose tri hipoteze za objašnjavanje opažene anizotropije: apsolutno kretanje ploča, napetost u kori, interna koherentna deformacija.

Apsolutno kretanje ploča (*eng. absolute plate motion, APM*) je hipoteza vezana za astenosferu. Također ova hipoteza za uzrok anizotropije pripisuje procesima koji se

trenutno događaju. Astenosfera je sloj u gornjem plaštu neposredno ispod litosfere, izgrađen od plastičnog materijala. To znači da se ponaša kao kruto tijelo za brze procese (potrese) i kao viskozni fluid za spore procese (pod sporim procesima se smatra red veličine 10 000 godina). Iz tog razloga kažemo da tTektonske ploče, i općenito litosfera, “plutaju“ na astenosferi. Tok astenosfere definira orijentaciju olivina u plaštu. Tako je brza os olivina usmjerena u smjeru samog toka. Kako gibanje tektonskih ploča ovisi o toku astenosfere, brza os dobivena mjerenjem dvoloma usmjerena je u smjeru apsolutnog gibanja ploče. Ovoj se hipotezi se pripisuje većina opažene anizotropije, te sama jačina anizotropije, odnosno razlika vremena δt ovisi o brzini gibanja ploča. Stoga će biti opažena veća anizotropija za brže tokove astenosfere nego za sporije.

Druge dvije hipoteze odnose se na anizotropiju u kori. Što se kore tiče, općenito su vrijednosti δt puno manje i iznose 0.1 – 0.3 s. Bitno je napomenuti da anizotropija u kori može poništiti onu u plaštu (ili je smanjiti) ako se spora os anizotropije u plaštu poklapa sa brzom osi one u kori i obratno. U tom slučaju je jako teško odrediti vrijednosti dvoloma i odvojiti ta dva utjecaja. Jedna metoda je promatranjem anizotropije isključivo u kori. To se radi proučavanjem PS –faze, koja kreće kao P –val, te se na Mohorovičićevom diskontinuitetu konvertira u S –val. Ovakvim mjerenjem izoliramo promatrani S –dio puta samo na koru.

Napetost u kori (*crustal strain*, CS) također anizotropiju pripisuje procesima koji se trenutno događaju. Točnije anizotropija ovisi o trenutnim napetostima u kori. Ovdje se pretpostavlja da niz fizikalnih procesa zaslužnih za nakupljanje napetosti uzrokuje deformaciju. Deformacija u kontinentalnoj kori stvara široku litosfersku napetost. Brza os okomita je na smjer maksimalne napetosti.

Interna koherentna deformacija (*eng. internal coherent deformation, ICD*) je hipoteza koja anizotropiju pripisuje posljednjoj velikoj epizodi interne koherentne deformacije kontinentalne kore, pa tako imamo anizotropiju “zamrznutu“ u kori. Savage (1999) navodi faktore koji utječu na anizotropiju. Najvažniji su temperatura i tlak, pa se tako olivin može slobodno orijentirati uz visoke temperature i tlakove. Hlađenjem ispod kritične temperature (otprilike 900°C), minerali olivina se ne mogu slobodno orijentirati, već ostaju u položaju u kojem su bili prije ohlađivanja (naglo ohlađivanje je povezano sa zadnjom velikom epizodom interne koherentne deformacije). Razlikujemo dva slučaja, za divergentne i konvergentne granice. Kod divergentnih granica, što je čest slučaj na oceanskom dnu, dolazi do razdvajanja dviju tektonskih ploča. U tom slučaju smjer brze osi odgovara smjeru gibanja ploča, odnosno pravcu maksimalnog vlaka. Spora os je okomita na taj smjer. Kod konvergentnih granica imamo složeniju situaciju. Općenito konvergentne granice su granice dviju kontinentalnih ili jedne kontinentalne i jedne oceanske ploče. Na takvim granicama dolazi do podvlačenja jedne ploče pod drugu. Ako je anizotropija uzrokovana preferiranim smjerom olivina, smjer brze osi okomit je na smjer maksimalne napetosti. No u kontinentalnoj kori često imamo pukotine ispunjene fluidom, te je u slučaju anizotropije uzrokovane pukotinama, smjer brze osi u smjeru maksimalne napetosti.

2.5 Kompleksna seizmička anizotropija

Obje spomenute metode za određivanje parametara dvoloma, metoda minimalne energije i rotacijsko korelacijska metoda, pretpostavljaju jednostavnu anizotropiju – jednoslojni anizotropni model s horizontalnom osi simetrije. Međutim u Zemlji to nije uvijek slučaj, već često imamo kompleksnu anizotropiju.

Jedan od češćih slučajeva kompleksne anizotropije je slučaj s dva ili više anizotropnih slojeva (Silver i Savage, 1994.). Tada je ukupni vremenski zaostatak u stvari zbroj

vremenskih zaostataka svakog pojedinog sloja. Ako su smjerovi brzih osi dva sloja međusobno pod nekim kutom tako da nisu kvazi-paralelni niti kvazi-okomiti, tada se dvoslojni model može lako prepoznati. Naime prije spomenutim metodama (RCM, MEM) nećemo imati nula-mjerenja niti iz jednog smjera inverznog azimuta. Odnosno ako je inverzni azimut takav da za prvi sloj imamo nula-mjerenje, tada će sigurno doći do dvoloma na drugom sloju i obratno. Problemi nastaju ako su smjerovi brzih osi slojeva kvazi-paralelni ili kvazi-okomiti. U slučaju kvaziparalelnih brzih osi doprinosi dvoloma međusobno će se zbrajati, dok će se u slučaju kvazi-okomitih smjerova brzih osi ti doprinosi poništavati. Tada nije moguće prepoznati višeslojni model konvencionalnim metodama, već je potrebno koristiti neke kompleksnije postupke.

Postoji i mogućnost da je postaja blizu granice dva ili više područja sa jednostavnom anizotropijom. Tada će parametri dvoloma biti drugačiji za različite inverzne azimute. Ovakav slučaj moguće je opaziti samo ako se izvori anizotropije nalaze dublje od prve Fresnelove zone (Alsina i Sneider, 1995., Liu i Gao, 2011.)

Posljednji slučaj koji će se ovdje razmotriti je slučaj jednoslojnog anizotropnog sredstva s nagnutom osi simetrije (npr. Hartog i Schwarz, 2000, Levin i sur., 2007). Općenito, korištenjem konvencionalnih metoda očekujemo jednake rezultate dvoloma iz suprotnih inverznih azimuta. Međutim ako imamo rezultate dvoloma samo iz jednog smjera inverznog azimuta, a iz suprotnog imamo nula-mjerenja, tada su osi olivina nagnute pod nekim kutom. Tada kažemo da je tok astenosfere (koja sadrži minerale olivina.) uzlazni ili silazni. Do anizotropije dolazi zbog diferencijalnog gibanja između jako poniruće ploče i okolnog plašta. Za određivanje nagiba osi simetrije potrebno je rabiti kompleksnije metode. Levin i sur. (2007) navode simulaciju potpunog valnog polja s 3D modelima kao optimalnu metodu.

3 Obrada podataka

3.1 Programski paket SplitLab

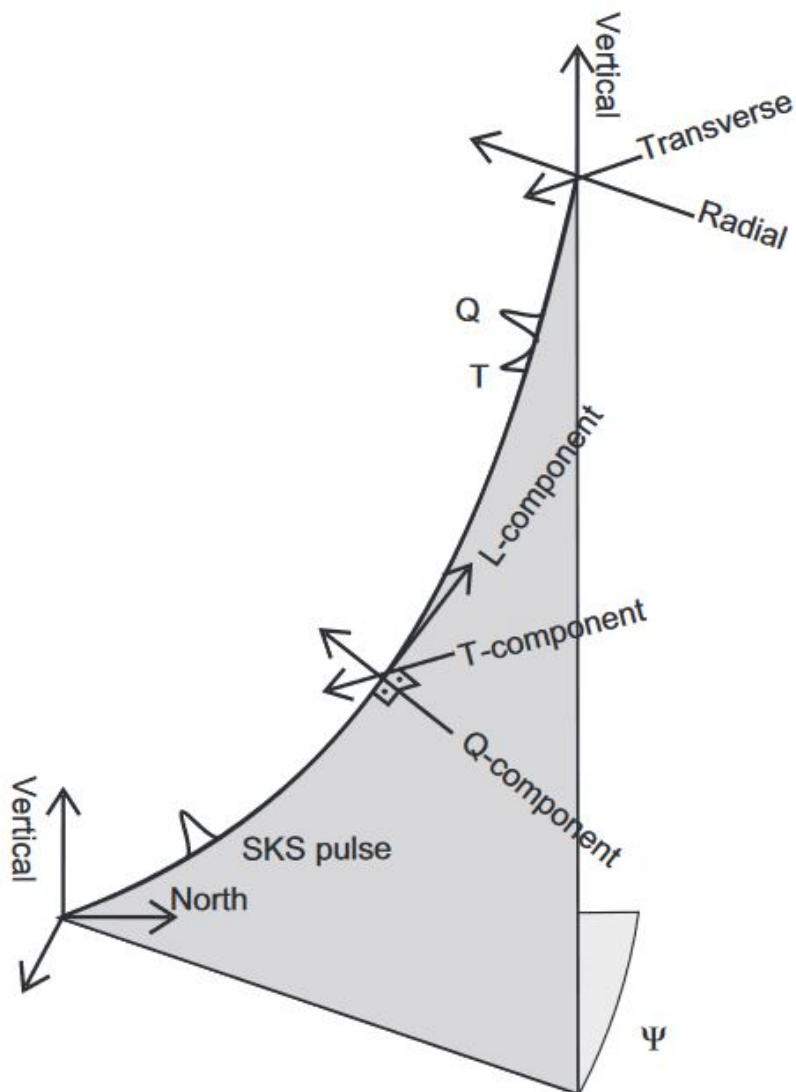
Podaci su analizirani programskim paketom SplitLab (Wüstefeld i sur. (2008)) napisanim u Matlabu. Program daje parametre dvoloma uz pretpostavku jednog anizotropnog sloja s horizontalnom osi simetrije. Rad u SplitLabu može se podijeliti u nekoliko koraka: (1) konfiguracija projekta, organizacija podataka i priprema baze podataka, (2) analiziranje seizmograma i određivanje parametara dvoloma, te (3) spremanje i analiza rezultata. Pod konfiguracijom i organizacijom podataka podrazumijevamo učitavanje podataka o teleseizmičkim potresima iz kataloga za zadanu stanicu, te pridjeljivanje zabilježenih seizmograma tim potresima. Pridjeljuju se seizmogrami u trajanju od sat vremena, te se u slučaju više događaja (potresa) u tom satu uvijek pridodaje prvi jer je manje kontaminiran od drugog. Kod analize seizmograma i određivanja parametra dvoloma SplitLab koristi tri metode: metodu minimalne energije, rotacijsko-korelacijsku metodu te metodu svojstvene vrijednosti. Sve tri metode detaljnije su opisane u poglavlju 2. Rezolucija promatrane mreže je 1 po azimutu, te polovica intervala uzorkovanja po vremenu za rotacijsko-korelacijsku metodu, te 2 i također pola frekvencije uzorkovanja za druge dvije metode. Ukoliko sve tri metode daju slične vrijednosti prihvaća se da je došlo do dvoloma, te parametre metode minimalne energije uzimamo kao točne. Prije samog obrađivanja podataka seizmogram se pregleda i vizualno se utvrdi je li SKS faza uopće vidljiva, odnosno je li šum dovoljno mali.

Za početak je potrebno prebaciti seizmograme iz geografskog koordinatnog (ZEN) sustava u koordinatni sustav zrake (LQT). Neka je δ kut incidencije vala, a β inverzni azimut. Tada je matrica rotacije:

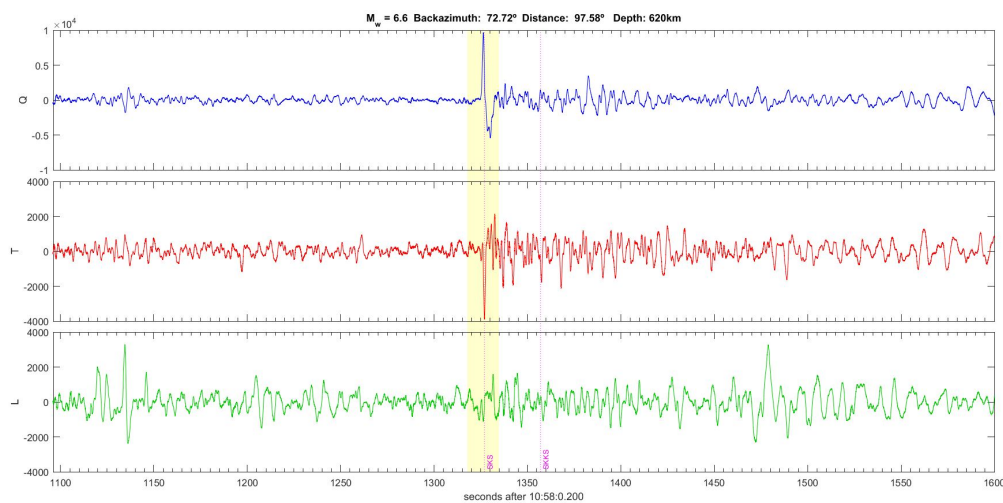
$$\begin{bmatrix} L \\ Q \\ T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\delta & -\sin\delta\sin\beta & -\sin\delta\cos\beta \\ \sin\delta & \cos\delta\sin\beta & \cos\delta\cos\beta \\ 0 & -\cos\beta & \sin\beta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Z \\ E \\ N \end{bmatrix} \quad (22)$$

L je u smjeru rasprostiranja vala i odgovara pomaku P-vala, Q je radijalna komponenta i odgovara pomacima SV-vala, a T komponenta odgovara pomacima SH-vala. Na slici 4 prikazane su orijentacije koordinatnih sustava. Ukoliko je omjer signala i šuma (SNR) mali, seizmogram se može filtrirati radi smanjivanja šuma. U programu se koriste Butterworth filteri, a najčešće su korišteni 0.01 – 3 Hz te 0.02 – 1 Hz, budući je prosječan period SKS faze oko 10 sekundi. Interval oko SKS faze koji će se obrađivati se zadaje ručno. Primjer seizmograma u LQT koordinatnom sustavu prikazan je na slici 5.

Automatski se uklanja srednjak i trend te se dodaje 30 sekundi sa svake strane intervala koji se onda obrađuje ranije spomenutim metodama. Na slici 6 prikazani su rezultati dobivenih spomenutim metodama, kao i seizmogrami prije i poslije korekcija, gibanje čestica prije i poslije korekcija, te intervali pouzdanosti za metodu minimalne energije i rotacijsko-korelacijsku metodu. Ovdje se određuje kvaliteta mjerenja i rezultat se sprema (ukoliko je dobar).



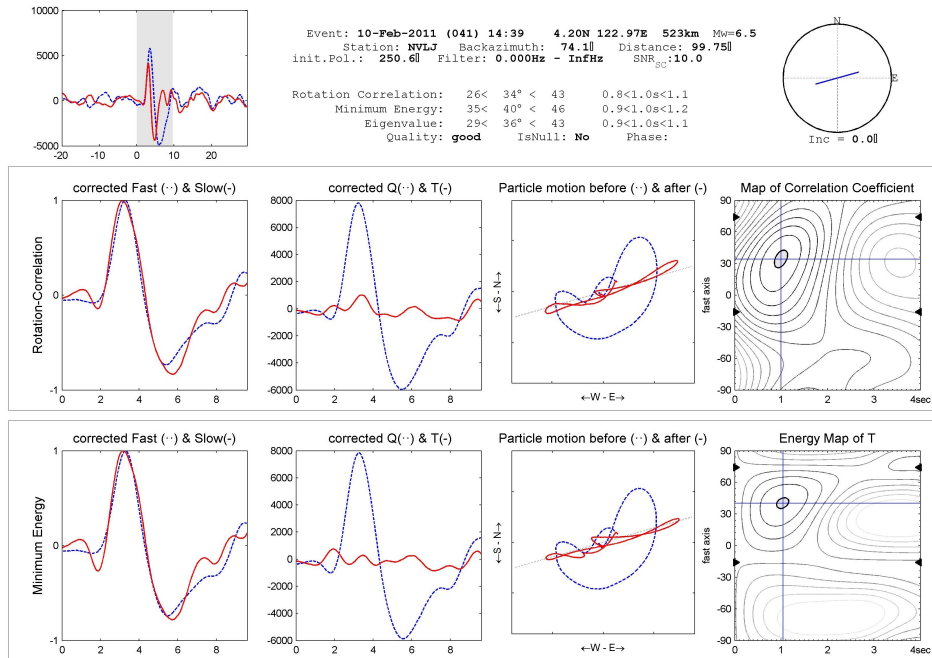
Slika 4: Primjer orijentacije koordinatnog sustava zrake LQT. L je smjer rasprostiranja vala (smjer P-vala), Q je smjer u polarizacijskoj ravnini orijentiran prema izvoru (odgovara smjeru SV-valova), a T je smjer u polarizacijskoj ravnini određen orijentacijom desnog koordinatnog sustava (odgovara smjeru SH-valova). Ψ je kut inverznog azimuta. Preuzeto iz Wustefeld, Bokelmann, Zaroli i Barruol(2008)



Slika 5: Primjer označene SKS faze na postaji UDBINA za potres koji se dogodio 4.10.2009. Potres je bio magnitude 6.6, a promatrani interval je od 18 do 27 minuta nakon potresa. Seizmogram je u LQT koordinatnom sustavu, a žutom bojom je označena SKS faza koja se jasno ističe svojom amplitudom.

3.1.1 Nula-mjerenja

Posebni slučaj u analizi dvoloma su nula-mjerenja. Ona se javljaju kada nema anizotropnog sredstva ili kada se inicijalna polarizacija vala poklapa sa brzom ili sporom osi dvoloma. Stoga ako imamo samo četiri međusobno okomita smjera koja daju nula-mjerenja znamo da se radi o anizotropnom sredstvu, ali samo iz nula-mjerenja ne možemo odrediti koji je smjer brze a koji spore osi. Za određivanje brze osi koristimo se rezultatima ne-nula-mjerenja od ranije. Ukoliko imamo nula-mjerenja iz svih smjerova radi se o izotropnom sredstvu ili o sredstvu sa slabom anizotropijom. Wüstefeld i Bokelmann (2007) uvode metodu detektiranja nula-mjerenja, koja se bazira na različitom ponašanju rotacijsko-korelacijske metode i metode minimalne energije. Naime rotacijsko-korelacijska metoda traži maksimalnu korelaciju radijalne Q i transverzalne T komponente. Ukoliko imamo nula-mjerenje gotovo cijeli signal se nalazi na radijalnoj Q komponenti te će maksimalna korelacija biti pomaknuta za 45° od smjera brze osi.



Slika 6: Primjer dobrog ne-nula-mjerenja na postaji NOVALJA za potres koji se dogodio 28.6.2012. magnitude 6.5. Gore lijevo prikazane su komponente seizmograma prije obrade. Plavo je označena Q komponenta seizmograma, a crveno je označena T komponenta seizmograma. U središnjem dijelu slike su prikazani karakteristični grafovi za rotacijsko-korelacijsku metodu, dok su u donjem dijelu prikazani isti ti grafovi za metodu minimalne energije. Desni graf za obje metode prikazuje Q (plavo) i T (crveno) komponente seizmograma nakon uklanjanja vremenskog zaostatka. Sljedeća slika prikazuje iste te komponente nakon uklanjanja parametra dvoloma (svođenje seizmograma na izotropan slučaj). Sljedeća slika prikazuje gibanje čestica u horizontalnoj ravnini prije (plavo) i nakon (crveno) uklanjanja parametara dvoloma. Posljednja slika prikazuje razimu pouzdanosti od 95% za pojedinu metodu.

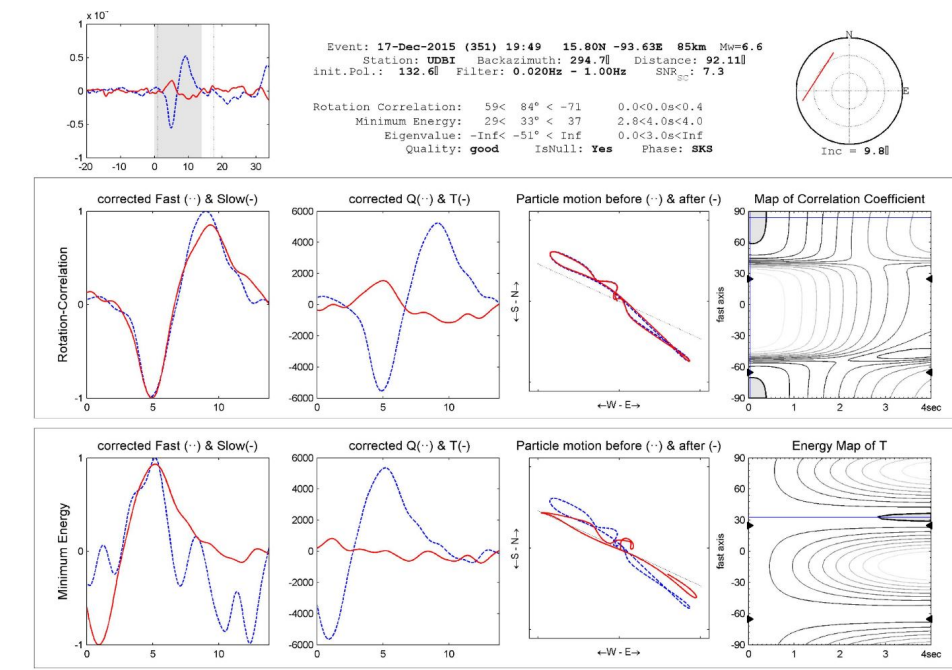
Odnosno, kako je kut otklona od brze osi ϕ mali tako je i $\sin\phi \approx 0$, pa rotacija Q i T osi u sustav brze F i spore S osi ima opisuje matricau:

$$\begin{bmatrix} F \\ S \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\phi & -\sin\phi \\ \sin\phi & \cos\phi \end{bmatrix} \begin{bmatrix} Q \\ T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Q\cos\phi \\ Q\sin\phi \end{bmatrix} \quad (23)$$

Metoda minimalne energije stabilna je gotovo na cijelom intervalu, ali u slučaju nula-mjerenja daje vremensko kašnjenje od oko 4 sekunde. Na slici 7 je primjer dobrog nula-mjerenja.

3.1.2 Određivanje kvalitete mjerenja

Kvaliteta mjerenja određuje se usporedbom dvije ranije spomenute metode (metoda minimalne energije i rotacijsko-korelacijska metoda). Iz njihove usporedbe zaključujemo radi li se o ne-nula ili nula-mjerenju te kakva je kvaliteta samog mjerenja. Na slici 8 prikazani su kriteriji za procjenu kvalitete mjerenja. Može se uočiti da kvaliteta ovisi o razlici smjerova brzih osi dviju metoda $\Delta\phi = \phi_{SC} - \phi_{RC}$ i omjeru razlike vremena t_{RC}/t_{SC} . Dobra ne-nula-mjerenja imaju $\Delta\phi \approx 0$, te $t_{RC}/t_{SC} \approx 1$, a nula-mjerenja $\Delta\phi \approx \pm n45^\circ$ i $t_{RC}/t_{SC} \approx 0$. Iako postoji objektivna metoda za određivanje kvalitete, automatizirana procjena kvalitete nije dobra. Osim brojčanih vrijednosti za procjenu n kvalitete nula i ne-nula-mjerenja koristi se gibanje čestica prije i poslije korekcije, izražena energija na transverzalnoj komponenti i SNR. Tu je ključna uloga seizmologa da procijeni iz tih grafova o kakvom se rezultatu radi i kakva je kvaliteta. Kod ne-nula-mjerenja gibanje čestica je eliptično prije korekcije, a linearno nakon korekcije, dok je kod nula-mjerenja gibanje čestice linearno i prije i poslije korekcije, te sama korekcija ne mijenja previše izvorno stanje. Kod ne-nula-mjerenja imamo izraženu energiju na transverzalnoj komponenti na izvornom seizmogramu, dok je kod nula-mjerenja na transverzalnoj komponenti samo šum ili slab signal usporediv sa šumom. Što se tiče



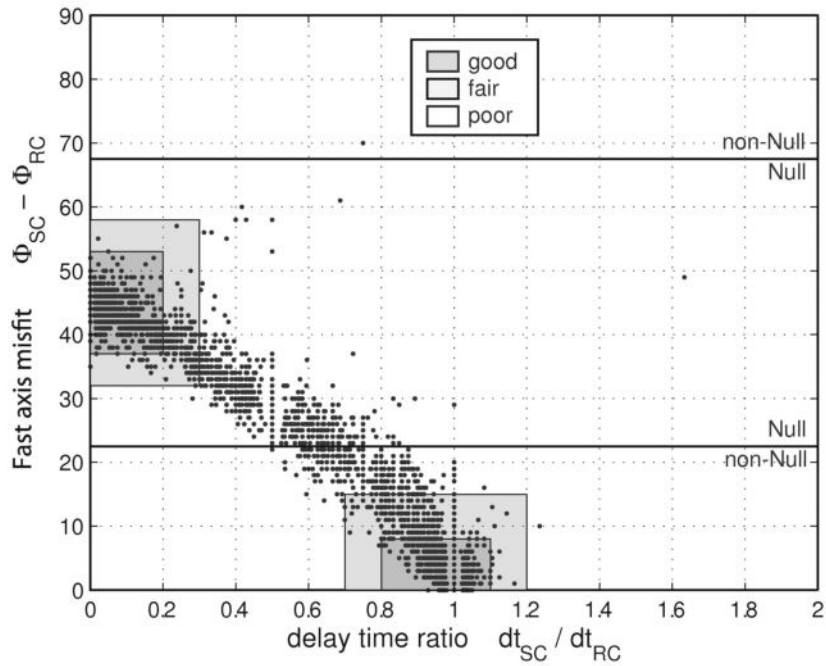
Slika 7: Primjer dobrog nula-mjerenja na postaji UDBINA za potres koji se dogodio 17.12.2015., magnitude 6.6. Gore lijevo prikazane su komponente seizmograma prije obrade. Plavo je označena Q komponenta seizmograma, a crveno je označena T komponenta seizmograma. U središnjem dijelu slike su prikazani karakteristični grafovi za rotacijsko-korelacijsku metodu, dok su u donjem dijelu prikazani isti ti grafovi za metodu minimalne energije. Desni graf za obje metode prikazuje Q (plavo) i T (crveno) komponente seizmograma nakon uklanjanja vremenskog zaostatka. Sljedeća slika prikazuje iste te komponente nakon uklanjanja parametra dvoloma (svođenje seizmograma na izotropan slučaj). Sljedeća slika prikazuje gibanje čestica u horizontalnoj ravnini prije (plavo) i nakon (crveno) uklanjanja parametara dvoloma. Posljednja slika prikazuje nivo pouzdanosti od 95% za pojedinu metodu. Na posljednjoj slici prikazane su otvorene krivulje intervala pouzdanosti, karakteristične za nula-mjerenja.

SNR-a (omjera signala i šuma), kvalitetno mjerenje zahtijeva izražen signal u odnosu na šum. Tako se za ne-nula-mjerenja uzima $SNR \geq 4$, dok je za nula-mjerenja $SNR \geq 7$. Razlog za različite granice SNR-a je u tome što se u praksi prečesto mjerenje proglašuje nula-mjerenjem (npr. Silver i Chan (1991)). Stoga postavljamo visoku granicu SNR-a kako bi bili sigurni da se uistinu radi o nula-mjerenjima. Postoji i drugi način određivanja kvalitete mjerenja objašnjen u radu Kelly i sur. (2013.). Oni provode automatsko određivanje kvalitete, ta naknadno pregledavaju svaki rezultat. Ta metoda nije korištena u ovom radu, pa neće detaljno biti razjašnjena.

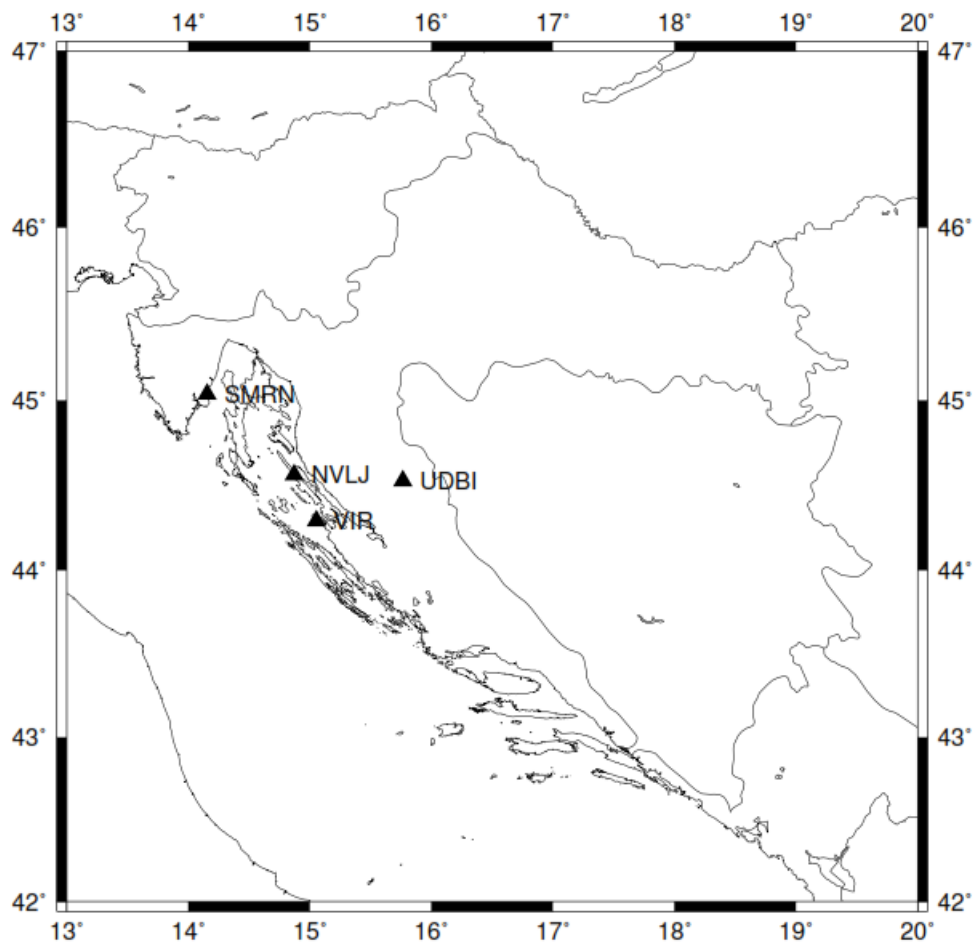
3.2 Podaci

Korišteni su podaci s četiri postaje na području Republike Hrvatske: Novalja, Udbina, Vir i Sveta Marina. Sve četiri postaje trenutno su dio mreže seizmoloških postaja VELEBIT-Net. Novalja (NVLJ) i Udbina (UDBI) su postaje postavljene u okviru znanstvenih projekata istraživanja seizmičnosti RH, dok su Vir (VIRC) i Sveta Marina (SMRN) postavljene u okviru projekta Velebit (HRZZ istraživački projekt IP-09-2014). Postaje se nalaze na području sjevernog djela Jadrana. Slika 9 prikazuje položaj tih postaja na karti Hrvatske. Tablicom 1 prikazane se detaljnije informacije svake pojedine postaje.

Valja napomenuti kako je na postajama (pogotovo na postajama Udbina i Sveta Marina) mikroseizmički nemir (šum) često dosta jak, pa je broj dobrih i prihvatljivih rezultata malen. Također za kvalitetnu i pouzdanu analizu potresi bi trebali biti tako geografski razdijeljeni da jednoliko pokrivaju sve azimute oko postaje. Kao što je spomenuto u prijašnjim poglavljima inverzni azimut je izrazito bitan u analizi SKS faze radi određivanja nula i ne-nula-mjerenja, odnosno, radi određivanja iz kojih smjerova imamo dvolom a iz



Slika 8: Kriteriji za procjenu nula- i ne-nula-mjerenja. Za $\delta\phi \leq 9^\circ$ i $0.8s \geq t_{RC}/t_{SC} \leq 1.1s$ postoje dobra ne-nula-mjerenja. Za $\delta\phi \leq 15^\circ$ i $0.7s \geq t_{RC}/t_{SC} \leq 1.2s$ postoje prihvatljiva ne-nula-mjerenja. Što se tiče nula-mjerenja, za $38^\circ \geq \delta\phi \leq 53^\circ$ i $t_{RC}/t_{SC} \leq 0.2s$ uzimamo kao dobra, a za $32^\circ \geq \delta\phi \leq 58^\circ$ i $t_{RC}/t_{SC} \leq 0.3s$ uzimamo kao prihvatljiva mjerenja. Sve ostale vrijednosti smatramo lošim mjerenjima (preuzeto iz Wustefeld, Bokelmann, 2007).



Slika 9: Prikaz lokacije korištenih seizmoloških postaja na karti Hrvatske

kojih ne. Na žalost u našem slučaju azimutalna pokrivenost nije dobra. Potresni valovi uglavnom dolaze iz azimuta $260 - 290^\circ$ (obala Čilea) i iz azimuta $45 - 80^\circ$ (područje Japana i Indonezije).

Tablica 1: Tablica korištenih podataka po postajama

Postaja	Početni mjesec u analizi	Posljednji mjesec u analizi	Broj obrađenih potresa
Novalja	Travanj 2002.	Prosinac 2016.	702
Udbina	Lipanj 2009.	Prosinac 2016.	378
Sveta Marina	Listopad 2015.	Prosinac 2016.	85
Vir	Travanj 2016.	Lipanj 2017.	81

Rezultati

Rezultati potvrđuju anizotropiju na sjevernom dijelu Jadrana. Ukupno imamo 24 dobra ne-nula-mjerenja, te 86 dobrih nula-mjerenja. U tablici 2 prikazani su prosječni rezultati na pojedinim postajama, dok su grafički rezultati prikazani slikama 10 i 11. Duljina linija na prikazu ne-nula-mjerenja (slika 10) proporcionalna je vremenu kašnjenja. Također je prikazan parametar R , kao mjera rasapa oko srednjaka (Salimbeni, Pondrelli i Margheriti (2013)):

$$\bar{\theta} = \arctang\left(\frac{\sum_{i=1}^n \sin(\theta_i)}{\sum_{i=1}^n \cos(\theta_i)}\right), \quad (24)$$

$$R = \frac{\sqrt{(\sum_{i=1}^n \sin(\theta_i))^2 + (\sum_{i=1}^n \cos(\theta_i))^2}}{n} \quad (25)$$

Rezultati na postajama Novalja i Vir pokazuju jasan dvolom. Na postaji Novalja brza os je u smjeru 36.8° , sa vremenskim kašnjenjem od 0.998 sekundi. Na postaji Vir imamo slične rezultate, smjer brze osi je 27° , a vremenski zaostatak je 0.92 sekundi. Ovi rezultati odgovaraju anizotropiji uzrokovanoj astenosferskim tokom, te se slažu sa prijašnjim radovima (npr. Subašić i sur. (2017.), Belinić i sur. (2017.), detaljnije objašnjeno u diskusiji).

Tablica 2: Tablica rezultata po postajama. n je broj dobrih mjerenja parametara dvoloma, n_0 je broj dobrih nula-mjerenja, dok su ϕ i δt prosječne vrijednosti smjerna brzih osi i vremenskog kašnjenja.

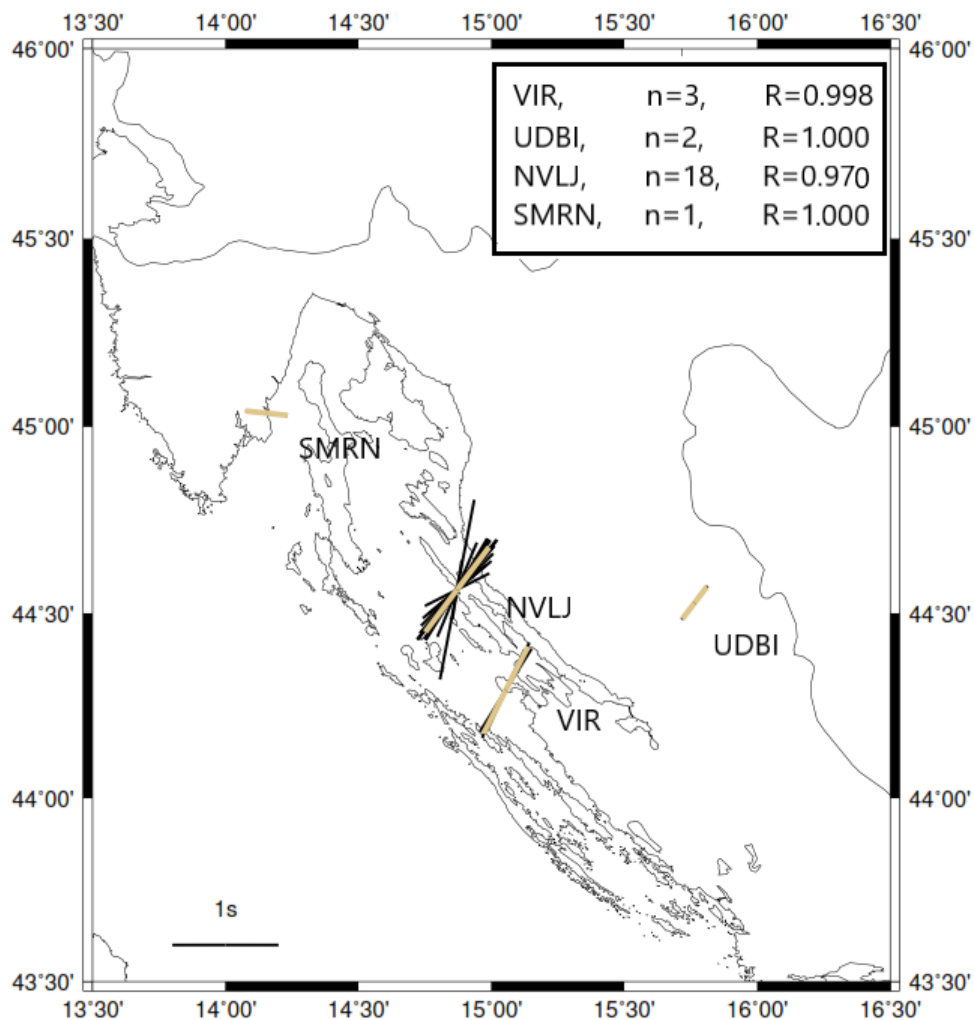
STA	n	n_0	$\phi[^\circ]$	$\delta t[s]$
NVLJ	18	52	36.8	0.998
UDBI	2	10	37.2	0.380
SMRN	1	7	96.0	0.400
VIR	3	17	27.0	0.920

Na postaji Udbina postoje svega dva kvalitetna podatka. Razlog tome je izrazito jak šum na postaji, ali i slaba anizotropija. Naime vrijeme kašnjenja na postaji Udbina je 0.38 sekunde, što je bliže anizotropiji uzrokovanoj u kori. Tri su moguća rješenja za ovakav rezultat. Ili postoji jako slabi tok astenosfere ispod postaje, ili anizotropija u kori poništava onu uzrokovanu u astenosferi ili je anizotropno sredstvo male debljine. Bez dodatnih mjerenja anizotropnosti kore, ne možemo znati koja je interpretacija točna.

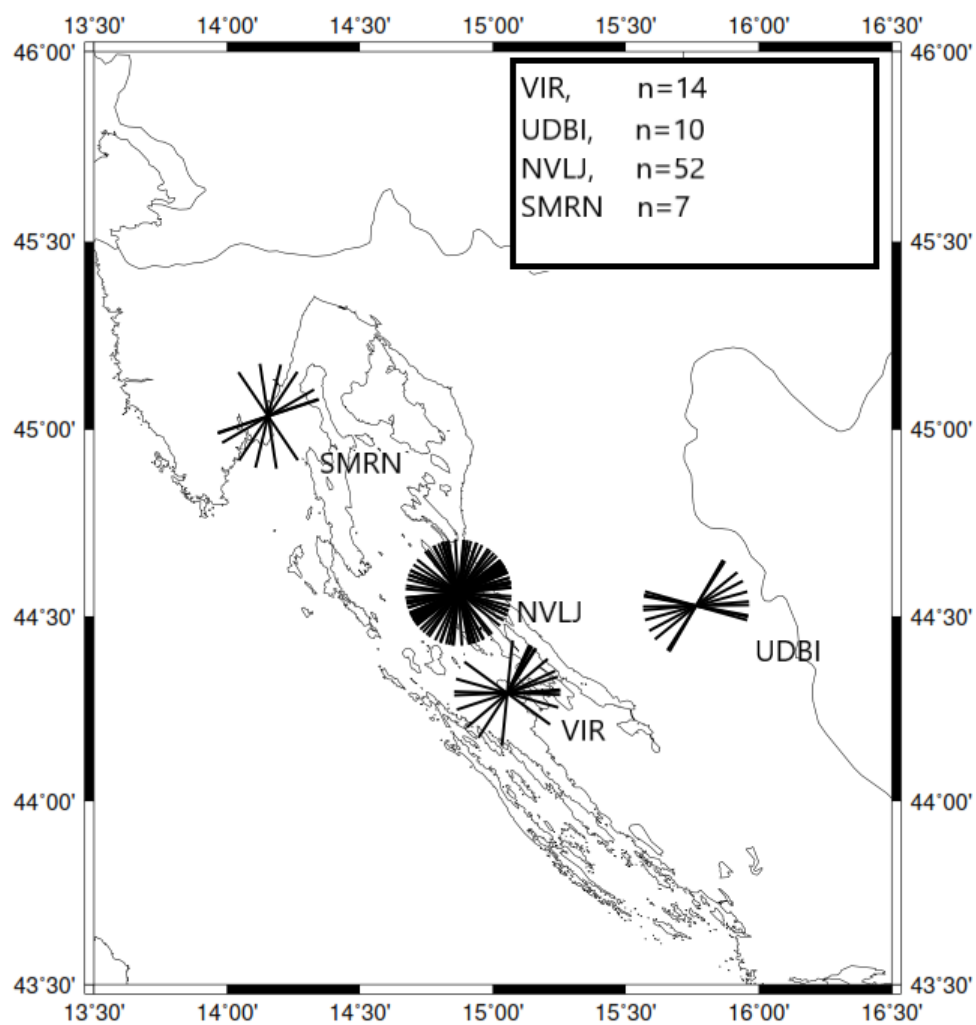
Postaja Sveta Marina radi najkraće od svih korištenih postaja pa ni ne čudi što ima najmanje iskoristivih podataka. Treba napomenuti kako na postaji nema dobrih rezultata dvoloma! Naime, rezultat prikazan na slici 10 je prihvatljiv ali nije pouzdan kao ostali rezultati. Razlog slabijih rezultata je sličan kao i u slučaju postaje Udbina. Javlja se izrazito jak šum, a anizotropija je slaba. Rezultat daje vremenski zaostatak od 0.4 sekunde. Ova postaja radi vrlo kratko, pa nije zabilježeno niti jedno dobro ne-nula-mjerenje.

Područje Sjevernih Dinarida geološki možemo opisati kao područje interakcije Jadranske mikroploče s Euroazijskom pločom. Granica tih dviju ploča je otprilike na dužini azimuta $135 - 315^\circ$. Stoga su na slikama 12-14 prikazani rezultati dobiveni iz inverznih azimuta dviju ploča. Slika 12 i 13 prikazuje parametre dvoloma za inverzne azimute

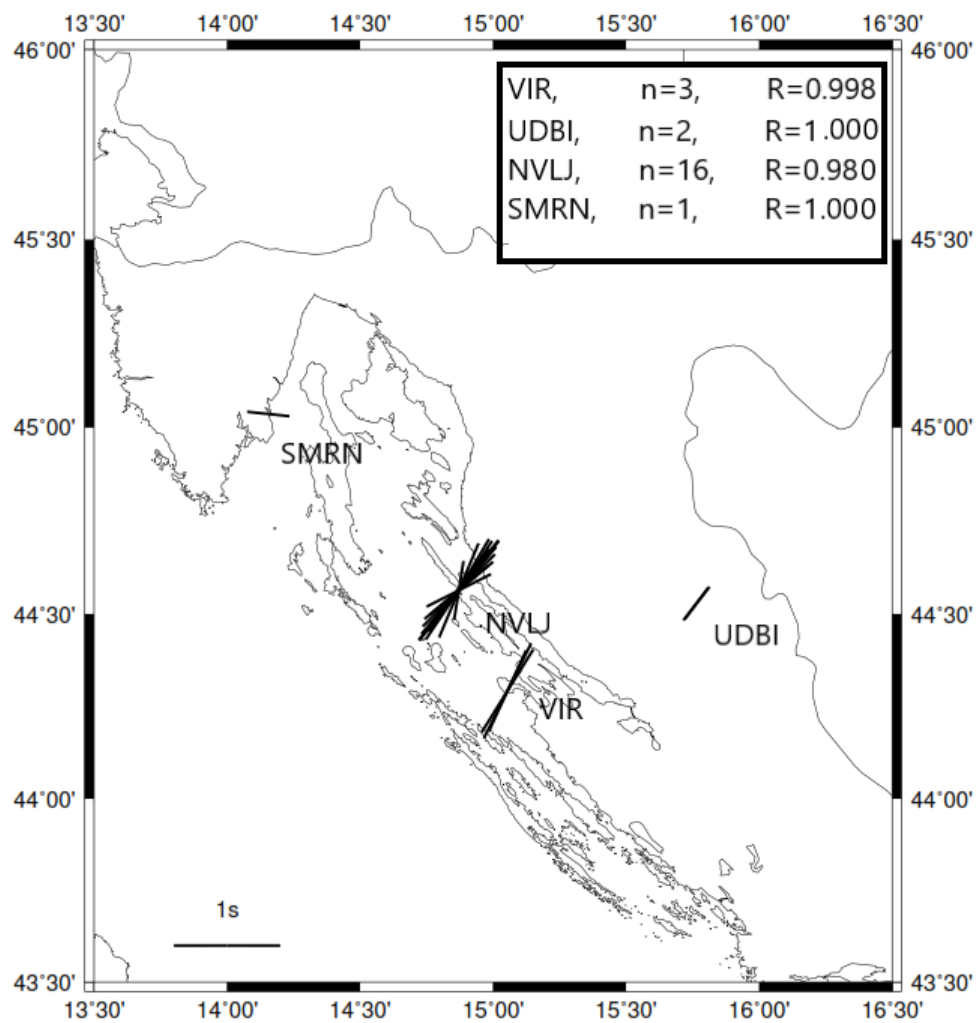
koji dolaze sa Euroazijske ploče ($> 135^\circ$, te $< 315^\circ$). Kao što je vidljivo sa slike na stanicama se jasno vide smjerovi brzih osi. Iz suprotnih smjerova očekivali bi se slični rezultati. Na slikama 14 i 15 prikazani su rezultati za inverzne azimute iz smjera Jadranske mikroploče ($> 315^\circ$, te $< 135^\circ$). Vidljivo je da nema jasnih dvoloma iz tog smjera, te da su nula mjerenja izrazito česta. Drugim riječima iz smjera Jadranske mikroploče ne možemo odrediti anizotropiju sredstva.



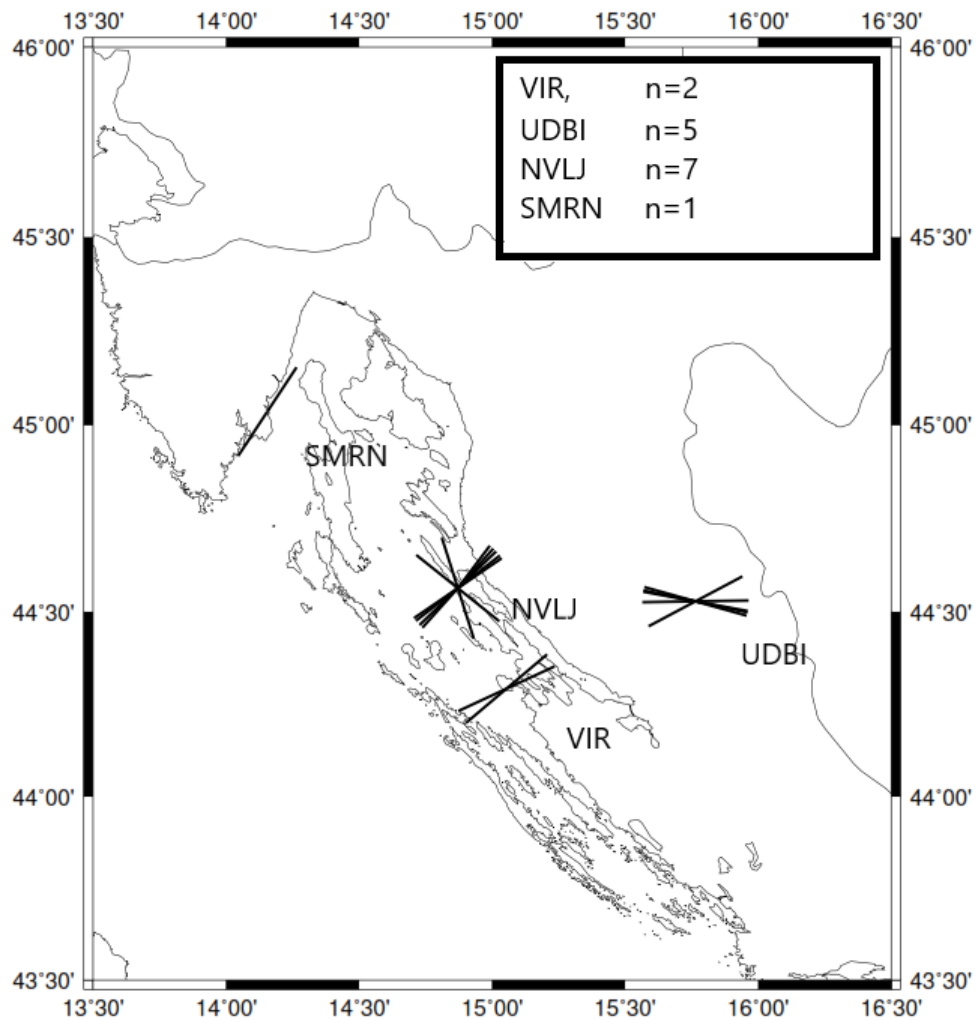
Slika 10: Prikaz ukupnih rezultata parametara dvoloma na četiri postaje. Crnim linijama prikazana su sva dobra ne-nula-mjerenja, osim na postaji SMRN gdje je prikazan jedan tek prihvatljiv rezultat. Žutim linijama prikazani su prosječni smjerovi brzih osi. Duljina crte proporcionalna je vremenskom zaostatku dvoloma δt . U legendi su prikazani broj dobrih ne nula mjerenja po postaji n kao i mjera rasapa R



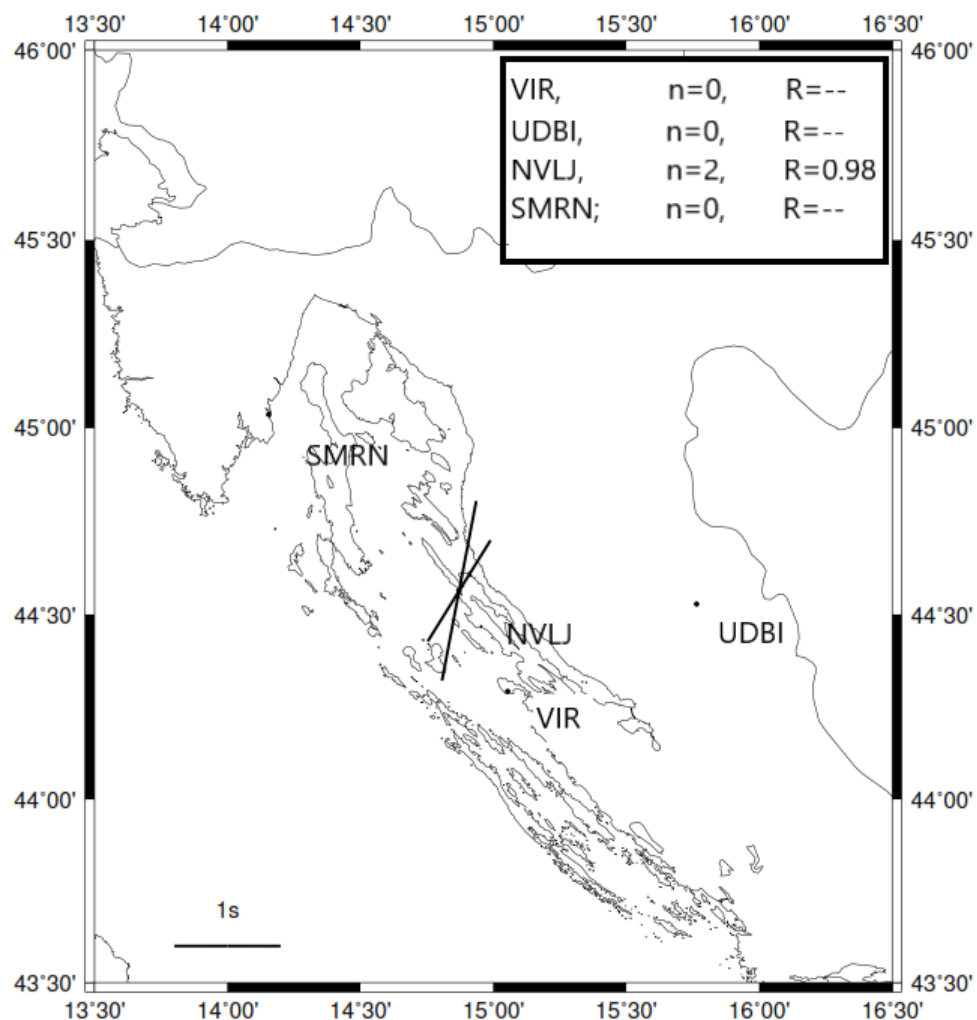
Slika 11: Prikaz svih nula-mjerenja na četiri postaje. Crnim linijama prikazana su sva dobra nula-mjerenja. U legendi je prikazan broj dobrih nula-mjerenja po pojedinoj postaji.



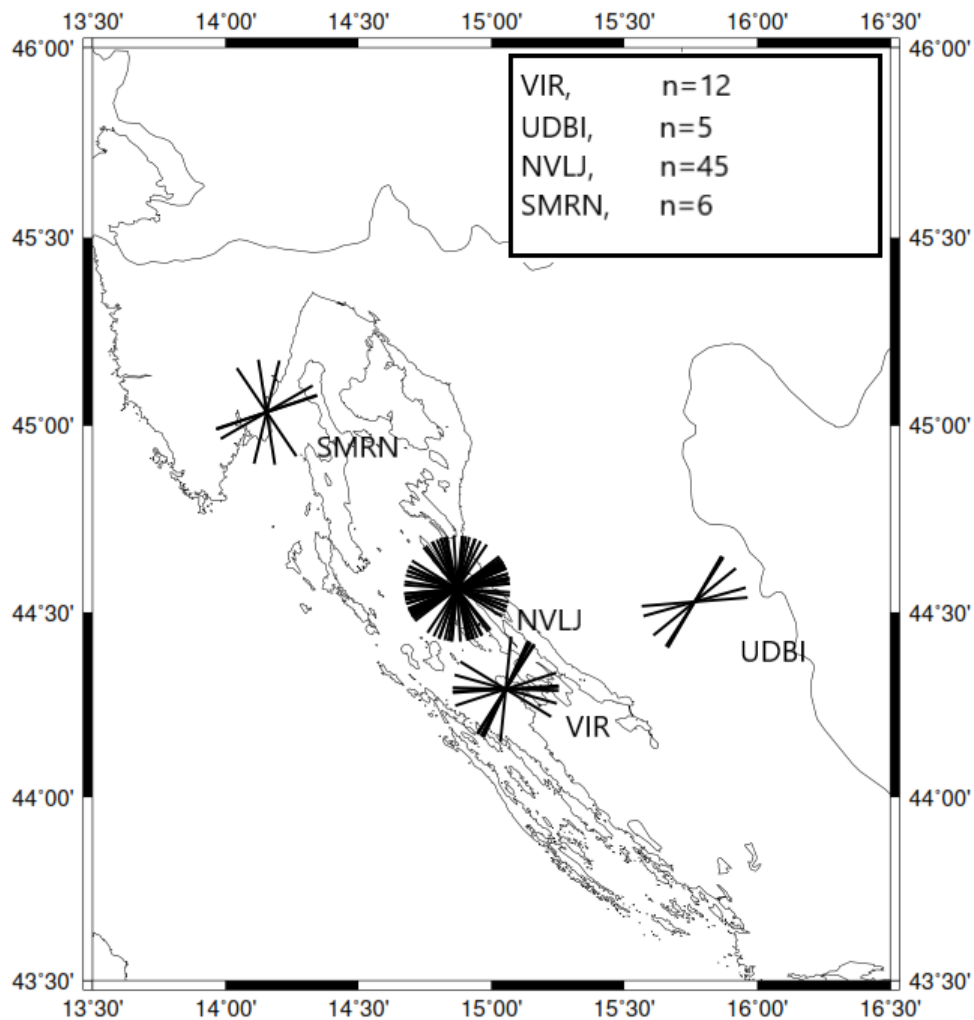
Slika 12: Prikaz rezultata parametra dvoloma s inverznim azimutima iz smjera Euroazijske ploče. Duljina crte proporcionalna je vremenskom zaostatku dvoloma δt . U legendi su prikazani broj broj dobrih ne-nula-mjerenja po postaji n kao i mjera rasapa R



Slika 13: Prikaz nula-mjerenja s inverznim azimutima iz smjera Euroazijske ploče. Crnim linijama prikazana su sva broja dobra nula-mjerenja. U legendi je prikazan broj broj dobrih nula-mjerenja po pojedinoj postaji.



Slika 14: Prikaz rezultata parametra dvoloma s inverznim azimutima iz smjera Jadranske mikroploče. Duljina crte proporcionalna je vremenskom zaostatku dvoloma δt . U legendi je prikazan broj dobrih ne-nula-mjerenja po postaji n kao i mjera rasapa R

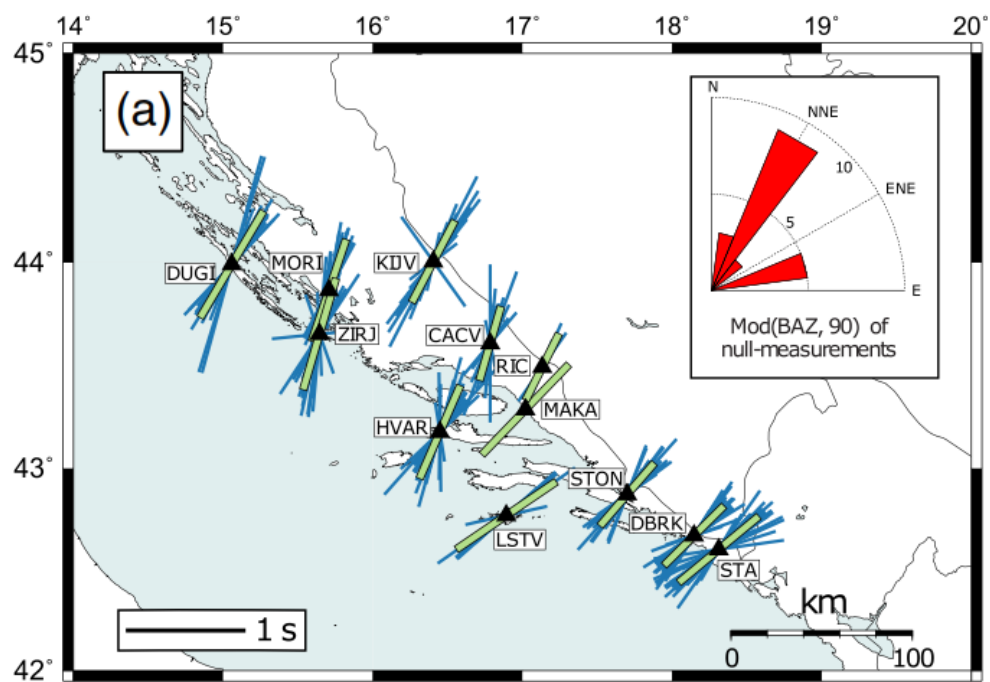


Slika 15: Prikaz nula mjerenjaula-mjerenja sa inverznim azimutima iz smjera Jadranske mikroploče. Crnim linijama prikazana su sva dobra nula mjerenjaula-mjerenja. U legendi je prikazan broj dobrih nula mjerenjaula-mjerenja po pojedinoj postaji.

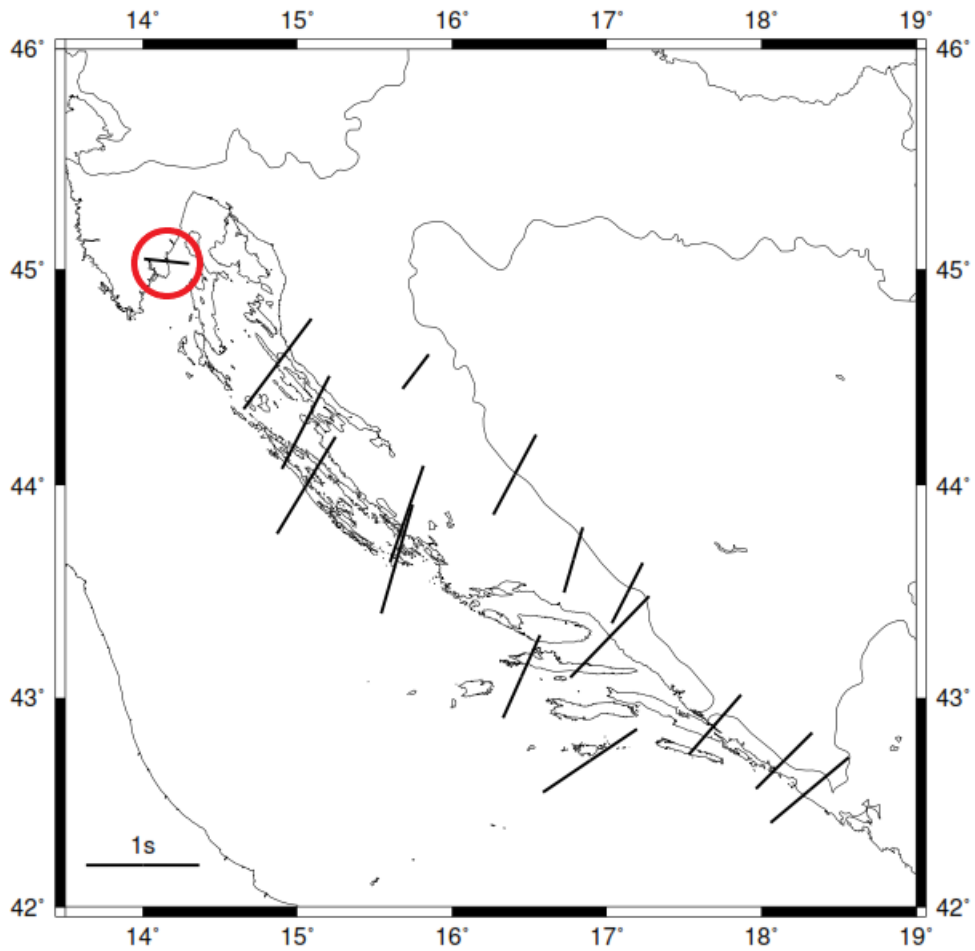
4 Diskusija

Rezultati dobiveni u ovom radu jako se dobro slažu s prijašnjim radovima. U radu Subašić i sur. (2017.) napravljena je analiza dvoloma za područje Dalmacije. Na slici 16 prikazani su rezultati dobiveni u tom radu. Kao što je vidljivo sa slike 10 rezultati su slični i može se reći da se trend nastavlja duž cijele obale Jadrana. Može se uočiti da se dvolom u radu Subašića i sur. (2017.) pokazuje jednake karakteristike kao i u ovom radu. Odnosno, dobra ne-nula-mjerenja postoje jedino iz smjera Euroazijske ploče. Na slici 17 prikazani su ukupni rezultati parametara dvoloma dobivenih u ovom radu i u radu Subašića i sur. (2017.).

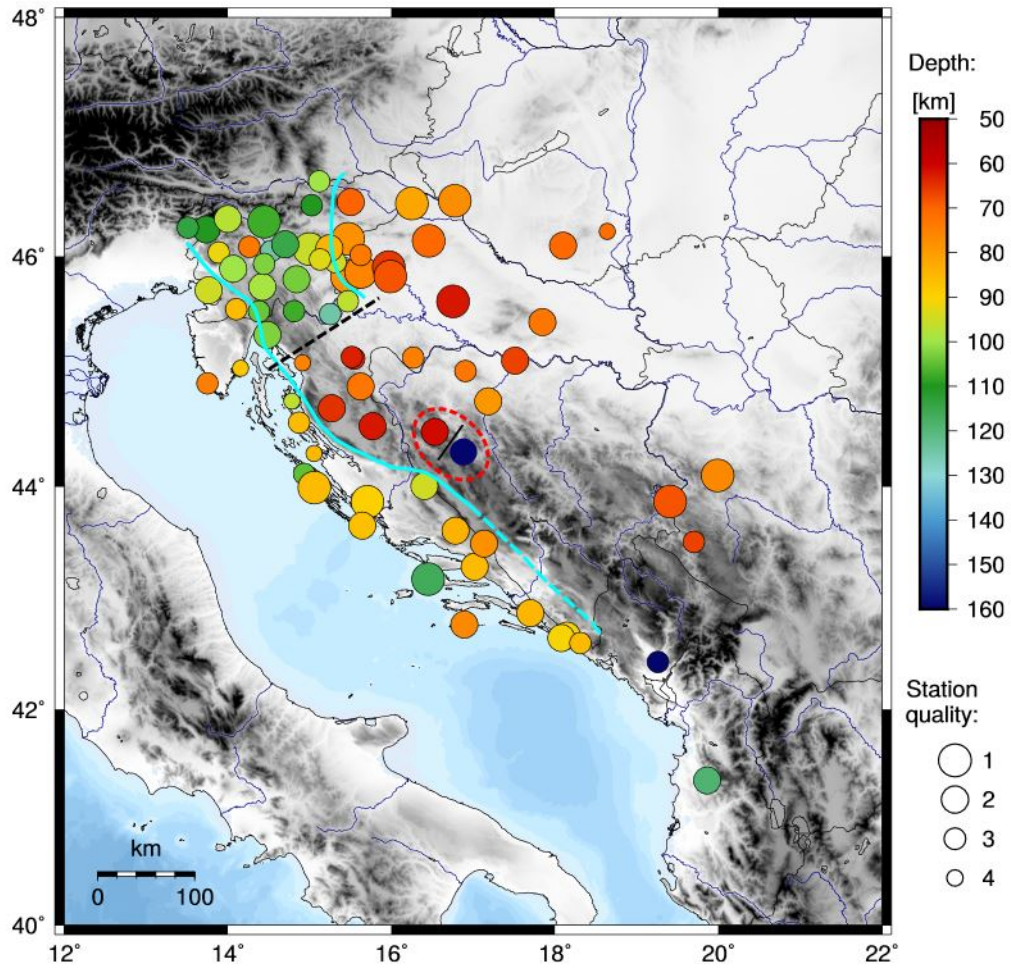
U radu Belinić i sur. (2017.) dobivene su dubine granice između litosfera i astenosfere (*eng. Lithosphere-Asthenosphere Boundary, LAB*) koje prikazuje slika 18. Na području Udbine jasno se vidi da je litosfera manje debljine u odnosu na obalne postaje. U slučaju preferirane orijentacije minerala olivina (LPO) vremensko kašnjenje proporcionalno je s debljinom anizotropnog sloja (vršnim dijelom plašta), pa bi upravo stanjena litosfera mogla biti uzrok slabe anizotropije na tom području.



Slika 16: Prikaz rezultata dobivenih u radu Subašića i sur. (2017.). Smjer anizotropije poklapa se s rezultatima iz ovoga rada, a vremenski zaostaci odgovaraju onima dobivenim na postajama Vir i Novalja.



Slika 17: Prikaz rezultata parametara dvoloma na području cijele hrvatske jadranske obale. Na slici su prikazani prosječni smjerovi brze osi, tako da je duljina crte proporcionalna vremenskom zaostatku dvoloma δt . Crvenim krugom označen je rezultat postaje SMRN koji je upitne točnosti (objašnjeno u poglavlju Rezultati). Sa slike se jasno vidi da je trend brze osi okomit na smjer pružanja Dinarida duž cijele hrvatske obale Jadrana. Prikazani su rezultati dobiveni u ovom radu, te u radu Subašića i sur. (2017.)



Slika 18: Prikaz dubine granice litosfere i astenosfere ispod pojedinih postaja. Slika je preuzeta iz rada Belinić i sur. (2017)

5 Zaključak

Dobiveni smjerovi brzih osi na sve četiri seizmološke postaje ukazuju kako se trend anizotropije sa smjerovima brzih osi okomitih na smjer Dinarida nastavlja i u ovom istraživanom području. Stoga se može zaključiti kako je anizotropija i ovdje dominantno uzrokovana preferiranom orijentacijom minerala olivina u gornjem dijelu plašta (LPO), tj. tokom astenosfere. Iznosi vremenskog kašnjenja na seizmološkim postajama VIRC i NVLJ usporedivi su s onim na susjednim južnijim postajama (npr DUGI), što ukazuje na usporedivost debljine anizotropnog sloja. S druge pak strane, vremensko kašnjenje na seizmološkoj postaji UDBI znatno je manje što može ukazivati na manju debljinu anizotropnog sloja. U prilog tome idu i rezultati istraživanja debljine litosfere iz rada Belinić i sur., (2017) koji ovo područje definiraju kao područje izrazito stanjene litosfere. Zbog vrlo kratkog vremena operativnog rada seizmološke postaje SMRN, kao i veće razine šuma, rezultatima analize s te postaje ne pridjeljuje se tolika pouzdanost, stoga je i izostavljena iz interpretacije. Nedovoljna i nepovoljna azimutalna pokrivenost potresima ne omogućava detaljniju i pouzdaniju analizu i interpretaciju u smislu kompleksne anizotropije (nagnuta os simetrije, više slojeva).

6 Zahvale

Zahvaljujem prof. dr. sc. Davorki Herak, i Snježanu Prevolniku dipl. ing., na uloženom trudu, savjetima, ispravkama i usmjerenjima. Također zahvaljujem dr. sc. Ivi Dasović na korisnim diskusijama i savjetima vezanim za pisanje samog rada.

7 Literatura

Alsina, D., and R. Snieder (1995). Small-scale sublithospheric continental mantle deformation: Constraints from SKS splitting observations, *Geophys. J. Int.* 123, 431–448.

Ando, M., Ishikawa, Y., Yamazaki, F. (1983). Shear wave polarization anisotropy in the upper mantle beneath Honshu, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B7), 5850-5864.

Backus, G. E. (1965). Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *Journal of Geophysical Research*, 70, 3429-3439.

Bates, D. M., and D. G. Watts (1988). *Nonlinear Regression Analysis and Its Applications*, John Wiley, New York

Belinić T., Stipčević J., Živčević M. and the AlpArrayWorking Group (2017). Lithospheric thickness under the Dinarides, *Earth and planetary science letters*, 484 (2017) 229-240. doi:10.1016/j.epsl.2017.12.030.

Hess, H. H. (1964). Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *Nature*, 203, 561-573.

Jenkins, G. M., and D. G. Watts (1968). *Spectral Analysis and Its Applications*, Holden-Day, San Francisco, Calif.

Kelly H. Liu and Stephen S. Gao (2013). Making Reliable Shear-Wave Splitting Measurements, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 103, No. 5, pp. 2680–2693, October 2013, doi: 10.1785/0120120355.

Levin, V., D. B. Okaya, and J. C. Park (2007). Shear wave birefringence in wedge-shaped anisotropic regions, *Geophy. J. Int.* 168, 275–286.

Liu, K. H., and S. S. Gao (2011). Estimation of the depth of anisotropy using spatial coherency of shear-wave splitting parameters, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 101, no. 5, 2153–2161, doi: 10.1785/0120100258.

Salimbeni, S., Pondrelli, S., Margheriti, L. (2013). Hints on the deformation penetration induced by subductions and collision processes: seismic anisotropy beneath the Adria region (Central Mediterranean). *Journal of Geophysical Research*, 118(11), 5814-5826.

Savage, M. K. (1999). Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting? *Reviews of Geophysics*, 37(1), 65- 106.

Silver, P. G., Chan, W. W. (1991). Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation. *Journal of Geophysical Research*, 96(B10), 16429- 16454.

Silver, P. G., Savage, M. K. (1994). The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers. *Geophysical Journal International*, 119(3), 949-963.

Subašić S., Prevolnik S., Herak D., Herak M. (2017). Observations of SKS splitting beneath the Central and Southern External Dinarides in the Adria-Eurasia convergence zone. *Tectonophysics*, 705, 93-100.

Vidale, J. E. (1986). Complex polarization analysis of particle motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76, 1335-1339.

Vinnik, L. P., Kosarev, G. L., Makeyeva, L. I. (1984). Anizotropiya litosfery po nablyudeniya voln SKS and SKKS. *Doklady Akademii nauk SSSR*, 278, 1335-1339.

Wüstefeld, A., Bokelmann, G. (2007). Null detection in shear-wave splitting measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(4), 1204-1211.

Wüstefeld, A., Bokelmann, G., Zaroli, C., Barruol, G. (2008). SplitLab: a shear-wave splitting environment in Matlab. *Computers & Geosciences*, 34(5), 515-528.

Sažetak

Patrik Krčelić

ANALIZA DVOLOMA SKS FAZE VALOVA POTRESA I SEIZMIČKA
ANIZOTROPIJA NA PODRUČJU SJEVEROZAPADNIH DINARIDA I
HRVATSKOG DIJELA SJEVERNOG JADRANA

Ključne riječi: anizotropija, gornji plašt, dvolom transverzalnih valova, Dinaridi, Jadran

Analizirana je seizmička anizotropija na području sjeverozapadnih Dinarida i hrvatskoga dijela sjevernog Jadrana. Anizotropija je određena iz zapisa SKS faza usporedbom rezultata dviju standardnih metoda: rotacijsko korelacijske metode i metode minimalne energije. Analizom su određeni parametri dvoloma - smjer brze osi i vrijeme kašnjenja sporog SKS vala iza brzoga - na četiri seizmološke postaje. Smjerovi brzih osi okomiti su na smjer pružanja Dinarida, što je u skladu s prijašnjim rezultatima na području središnjih i južnih Vanjskih Dinarida. Iznosi vremena kašnjenja ukazuju da većina opažene anizotropije ima porijeklo u plaštu, te je vjerojatno uzrokovana preferentnom orijentacijom minerala olivina pod utjecajem astenosfernog toka.

Summary

Patrik Krčelić

SKS SPLITTING ANALYSIS AND SEISMIC ANISOTROPY IN THE NORTHWESTERN DINARIDES AND IN THE CROATIAN PART OF NORTHERN ADRIATIC

Keywords: Anisotropy, Upper mantle, Shear wave splitting, Dinarides, Adria

Seismic anisotropy in the region of northwest Dinarides and Croatian north Adria coast, was analysed using seismic SKS phases. Analysis was made using the two standard methods: the rotation correlation method and the minimum energy method. Splitting parameters - fast axis direction and time delay between fast and slow propagating SKS waves - were estimated for four seismic stations. Fast axis directions are found to be perpendicular to the strike of the Dinarides, which agrees with previous observations in the central and southern external Dinarides. Time delays suggest that seismic anisotropy has origin in the upper mantle and is probably caused by the preferred lattice orientation of mantle minerals generated by the asthenospheric flow.