

# Atenuacija seizmičkih valova u području Dinarida

---

Dasović, Iva

Doctoral thesis / Disertacija

2015

Degree Grantor / Ustanova koja je dodijelila akademski / stručni stupanj: **University of Zagreb, Faculty of Science / Sveučilište u Zagrebu, Prirodoslovno-matematički fakultet**

Permanent link / Trajna poveznica: <https://um.nsk.hr/um:nbn:hr:217:715827>

Rights / Prava: [In copyright](#)/[Zaštićeno autorskim pravom.](#)

Download date / Datum preuzimanja: **2024-07-03**



Repository / Repozitorij:

[Repository of the Faculty of Science - University of Zagreb](#)





Sveučilište u Zagrebu

PRIRODOSLOVNO-MATEMATIČKI FAKULTET  
GEOFIZIČKI ODSJEK

Iva Dasović

**ATENUACIJA SEIZMIČKIH VALOVA U  
PODRUČJU DINARIDA**

DOKTORSKI RAD

Zagreb, 2015.





Sveučilište u Zagrebu

Prirodoslovno-matematički fakultet

Geofizički odsjek

Iva Dasović

# **ATENUACIJA SEIZMIČKIH VALOVA U PODRUČJU DINARIDA**

DOKTORSKI RAD

Mentor:

prof. dr. sc. Marijan Herak

Zagreb, 2015.







University of Zagreb

Faculty of Science

Department of Geophysics

Iva Dasović

# **ATTENUATION OF SEISMIC WAVES BENEATH THE DINARIDES**

DOCTORAL THESIS

Supervisor:

Prof. Marijan Herak

Zagreb, 2015



Ovaj rad u potpunosti je izrađen na Geofizičkom odsjeku Prirodoslovno-matematičkog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu.

Mentor prof. dr. sc. Marijan Herak redoviti je profesor u trajnom zvanju na Geofizičkom odsjeku Prirodoslovno-matematičkog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu.



Želim zahvaliti mentoru prof. dr. sc. Marijanu Heraku na pruženoj prilici da se okušam u znanosti, podršci, strpljenju, savjetima i slobodi koju mi je pružio u istraživačkom radu.

Zahvaljujem prof. dr. sc. Davorki Herak na pruženoj prilici, podršci i *pogurancima*.

Zahvaljujem svojim kolegama seizmolozima koji održavaju mrežu seizmoloških postaja jer bez njih ovaj rad ne bi bilo moguće napraviti. Posebno želim zahvaliti Snježanu koji je bio *izvor informacija* o radu postaja, Ines na pripremi podataka i hrabrenju, Sovi na kikirikiju i narančama u večernjim satima dežurstva, te Snježani na podršci u napetim situacijama.

Želim zahvaliti pročelniku prof. dr. sc. Zoranu Pasariću na razumijevanju i poštadi od nekih uobičajenih odsječkih aktivnosti – omogućio mi je da se posljednjih mjeseci posvetim dovršavanju ovog rada.

Članovima povjerenstva za ocjenu doktorskog rada želim zahvaliti na njihovim sugestijama koje su ovaj rad učinile jasnijim, potpunijim i boljim.

Veliku zahvalnost dugujem svojoj obitelji: mami Vesni, tati Nikici i sestri Jasni – bili su velika podrška i sve su proživljavali zajedno sa mnom: veselili se, frustrirali se, tješili me i bodrili.

Na kraju želim zahvaliti Tomici: na savjetima, katalizi misli i ideja, strpljenju i razumijevanju, brizi, ohrabivanju, ljubavi,...



# Sažetak

Analizirani su prostorni valovi lokalnih potresa da bi se procijenila seizmička atenuacija u području Dinarida. Korištene su dvije metode: koda- $Q$  metoda koja omogućava procjenu faktora dobrote  $Q_C$  za koda valove i metoda normiranja kodom koja omogućuje određivanje  $Q$ -faktora za izravne prostorne P- i S-valove ( $Q_P$  i  $Q_S$ ). Korišteni su zapisi lokalnih potresa epicentralne udaljenost manje ili jednake 120 km sa 17 seizmoloških postaja smještenih u Dinaridima na području Hrvatske.  $Q$ -faktori određeni su za do dvanaest pojasnih filtera središnjih frekvencija  $f = 1.5, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 12, 16, 18$  i 24 Hz. Frekvencijska ovisnost  $Q$ -faktor opisana je izrazom  $Q(f) = Q_0 f^n$ .

Koda- $Q$  metoda pokazala je da su koda valovi snažno atenuirani (maleni  $Q_C$ ), te da  $Q_C$ -faktor ovisi o proteklom vremenu  $t_L$ :  $Q_0$  je između 45 ( $t_L = 20$  s) i 222 ( $t_L = 100$  s), dok je parametar frekvencijske ovisnosti  $n$  između 1.17 ( $t_L = 30$  s) i 0.52 ( $t_L = 100$  s). Najveće razlike s obzirom na  $t_L$  opažene su za niske frekvencije ( $f \leq 4$  Hz) što ukazuje na znatno raspršenje S-valova i izraženu nehomogenost kore u istraživanom području.

Metoda normiranja kodom također ukazuje na jako prigušenje prostornih valova u kori:  $Q_{0,P} = 30-198$ ,  $n_P = 0.27-1.38$ ,  $Q_{0,S} = 49-148$  i  $n_S = 0.51-0.99$ . Atenuacija P-valova u pravilu je jača od S-valova, osobito na niskim frekvencijama, što upućuje na znatan doprinos raspršenja na niskim frekvencijama. Analiza ovisnosti  $Q_P$ - i  $Q_S$ -faktora o azimutu ukazuje na anizotropiju atenuacije u Dinaridima. U sjevernom i središnjem dijelu Dinarida smjer najmanje atenuacija podudara se sa smjerom najvećeg tektonskog tlaka (okomito na pružanje Dinarida), dok je u južnim Dinaridima najmanja atenuacija u smjeru pružanja Dinarida. Analiza upućuje i na razliku u atenuacijskim svojstvima Vanjskih Dinarida i slabo deformirane Jadranske mikroploče.

Atenuacija visokofrekventnih seizmičkih valova u području Dinarida je snažna, što upućuje na vrlo heterogenu litosferu, posebno koru. Atenuacija je nešto izraženija u južnom dijelu Vanjskih Dinarida nego u njihovom sjevernom i središnjem dijelu.

**Ključne riječi:** seizmička atenuacija, koda valovi, koda- $Q$  metoda, metoda normiranja kodom, anizotropija, Dinaridi, Jadranska mikroploča



# Extended abstract

## Introduction

Attenuation is an important parameter needed for seismic source properties and moment magnitude determination, for estimation of ground motion characteristics and for seismic hazard assessment. It is a process of seismic waves' energy loss as they propagate through the inelastic and heterogeneous medium that results in amplitude decrease; moreover it reflects medium's properties. Inelasticity causes conversion of elastic energy into heat – this intrinsic absorption is caused mainly by small-scale crystal dislocations, interstitial fluids and frictional heating. Attenuation due to the heterogeneity, however, redistributes energy through scattering on all sorts of variations in physical characteristics of rocks (faults, fractures, intrusions, small-scale irregularities etc.). Discrimination of these two effects is not a simple task (Sato et al., 2012), but for practical use there is often no need for separating the intrinsic and the scattering attenuation, as mostly only the total attenuation is important (Havskov and Ottemöller, 2010). Attenuation is usually described by the quality factor  $Q$ , a measure of the energy loss per cycle. Depending on the type of seismic waves that are considered, attenuation of S-waves ( $Q_S^{-1}$ ), P-waves ( $Q_P^{-1}$ ), coda waves ( $Q_C^{-1}$ ), etc. may be distinguish.

The most frequently used model that explains the generation of coda waves and enables estimation of  $Q_C$  is the single backscattering model proposed by Aki and Chouet (1975), also known as coda- $Q$  method. This simple model assumes the negligible offset between the source and receiver and weak scattering of body waves which does not produce secondary scattering (Born approximation). Thus coda waves are described as the result of a superposition of incoherent body waves backscattered on randomly but uniformly distributed heterogeneities in the isotropic and homogenous halfspace. However, one should be aware of (over)simplicity of this description and be careful in interpreting the obtained data. Estimation of coda- $Q$  from local earthquakes is useful for observing heterogeneities in the lithosphere on the scale of 0.1–10 km (Sato et al., 2012). Despite its shortcomings, many studies used this method in different regions of the world, which enables a good qualitative and quantitative comparison of results.

In order to estimate direct S-waves attenuation Aki (1980a) developed empirical coda-normalization method applicable to a single station only. Yoshimoto et al. (1993) extended it to direct P-waves. The method is based on the proportionality of source spectral amplitudes of body waves and the coda waves, which enables the elimination of seismic source effect in direct waves by normalization with observed coda waves' amplitudes. This procedure also removes site effects, leaving only the factor of attenuation. While attenuation of coda waves reflects the average attenuation of the lithosphere, the direct seismic phases of shallow local earthquakes depict the attenuating properties of the crust, mostly its upper layers.

The studied area is a part of the complex Alpine–Carpathian–Dinaric orogenic system. Due to the push of the African Plate, the Adriatic Microplate collides with the European Plate which has resulted in formation of the Dinarides to the northeast, i.e. a broad thrust and fold belt (e.g. Schmid et al., 2008; Tomljenović et al., 2008; Ustaszewski et al., 2008; Handy et al., 2015). The area is, in the present, characterized by interaction of the weakly-deformed Adriatic Microplate, the Dinarides and the Pannonian basin (e.g. Tomljenović et al., 2008; Handy et al., 2015).

The region under study is moderately to very seismically active (Ivančić et al., 2002, 2006). In the past decade the Croatian seismological network was enlarged and modernized by addition of several permanent digital BB-stations, most of them in the coastal region. The network recorded many high-quality local earthquake seismograms, which form the basic dataset for this study.

Several similar investigations were made in the past for this or for the adjacent areas. Rovelli (1984) studied attenuation of coda waves in the neighbouring Montenegro region together with the Dubrovnik area (Croatia). Coda- $Q$  was analysed for the Central External Dinarides and the Adriatic Sea region using data from the Trilj station (TLJ) by Herak (1991a, b). Ravnik and Živčić (2000) estimated coda- $Q$  for Central Slovenia at the Ljubljana station (LJU). Dasović et al. (2012, 2013) analysed attenuation of coda waves for the region of the External Dinarides and its adjacent area by applying the modified coda- $Q$  method (Aki and Chouet, 1975). These studies found the coda waves' attenuation to be very strong. Kastelic et al. (2010) calculated  $Q_\beta$  (attenuation of direct S-waves) for Western and Central Slovenia.

## **Method and data analysis**

The seismograms used in the study were recorded by 17 seismological stations situated within the External Dinarides (Croatia). All of the stations are equipped with digital three-component broadband instruments. For the analysis only local earthquakes with epicentral distance from

the given station  $\Delta \leq 120$  km and local magnitude  $M \geq 2.0$  were used. All analysed events had foci in the upper crust, mostly between 5 and 15 km depth. The earthquake parameters are taken from the Croatian Earthquake Catalogue (updated version from Herak et al., 1996). Only good quality seismograms were processed, with signal-to-noise ratio at the end of coda larger than 2 on all three components. The number of filters used to filter the seismograms depended on the sampling frequency, which was usually 50 sps.

A total of 2572 seismograms of 1885 local earthquakes with epicentral distances less than or equal to 120 km were used in coda- $Q$  analysis. For the analysis of direct body waves a total of 2558 seismograms of 1526 local earthquakes with epicentral distances between 40 and 120 km were used.

In both methods in order to obtain spectral amplitudes all three components of the seismogram were firstly detrended and Butterworth band-pass filter of the fourth order was applied for up to twelve central frequencies ( $f = 1.5, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 12, 16, 18, 24$  Hz) with the bandwidth of  $2f/3$ , depending on the sampling frequency  $f_s$ .

To estimate the attenuation of coda waves we used a simple model of singly backscattered waves that generate coda as proposed by Aki and Chouet (1975). According to it, amplitudes of band-filtered coda waves  $A_C(f, t)$ , with central frequency  $f$ , can be described as a combination of a function of lapse-time  $t$  (measured from the origin time of seismic event), a source function  $S(f)$ , and a propagation term which includes attenuation ( $Q_C^{-1}$ ).  $Q_C$  is then calculated from the slope of the linear regression line of  $\ln[A_C(f, t)t]$  vs.  $t$ . Frequency dependence of  $Q_C$  was observed in many studies and it is usually described by the power law  $Q(f) = Q_0 f^n$ , where  $Q_0 = Q_C(f = 1 \text{ Hz})$ . The exponent  $n$  represents the degree of frequency dependence of  $Q_C$ . The logarithm of relation allows estimation of  $n$  and  $Q_0$  using a simple linear regression. The coda amplitudes were obtained by smoothing the envelope computed from the Hilbert transformed seismogram. Smoothing was done by central moving average for time period of 2 s for each data point. Finally, the average of the noise envelope computed from the filtered signal preceding the first P-wave, with a length of 5 s, was subtracted from the coda envelope. To explore how  $Q_C$  depends on lapse-time a 30 s long time window was used and slid along the filtered coda, starting at the assumed coda onset at  $2t_s$ . The window was shifted by one second at a time, for 20 times, simultaneously for each component of the seismogram.  $Q_C$  was estimated for every time window and was associated to the lapse-time of the middle of the time window  $t_L$ . In order to estimate  $Q_0$  and  $n$  for the given  $t_L$ , all pairs  $(t_L, Q_C)$  for all earthquakes and all frequencies for a given station were distributed into non-overlapping classes according to their lapse-time. A class width of 10 s was chosen, starting at 15 s. For the given station and lapse-time class,

$Q_0(t_L, f)$  and  $n(t_L, f)$  were estimated by the robust linear regression (iteratively reweighted least squares with bisquare weighted function). This approach differs from common practice, where  $Q_0$  and  $n$  are estimated from the average  $Q_C$  for every frequency for a certain time window length.  $Q_0$  and  $n$  determined in this way are representative of the volume within the Earth defined by the borders of the class and the distribution of epicentral distances.

In coda normalization method spectral amplitudes were calculated as a root-mean-square (RMS) of the total velocity of the wave field. The noise level, defined as the mean of a 5-s-long window of RMS-signal preceding the P-wave onset, was subsequently subtracted from the whole signal. Spectral amplitudes of the P- and S-waves,  $A_P(f, r)$  and  $A_S(f, r)$ , were taken as the maxima of the signal in the 5-s-long windows starting at the onset of P- and S-waves, respectively. Coda spectral amplitude  $A_C(f, t_C)$  is taken as a mean value of the RMS-signal of a 5-s-long window starting at  $t_C = 55$  s after earthquake origin time. Ordinary least squares method was used for the linear regression of the  $\ln[A_{P,S}(f, r)r/A_C(f, t_C)]$  against hypocentral distance  $r$ .  $Q_P$  and  $Q_S$  were estimated from the slope of the regression line. It was assumed that  $v_P = 5.80$  km/s and  $v_S = 3.45$  km/s after findings of Herak and Herak (1995). After  $Q_P$  and  $Q_S$  were obtained for each central frequency,  $Q_{0,P} = Q_P(f = 1 \text{ Hz})$  and  $Q_{0,S} = Q_S(f = 1 \text{ Hz})$  along with the frequency dependence exponents  $n_P$  and  $n_S$  were calculated by applying the robust linear regression.

## Results and conclusions

The analysis of coda wave attenuation revealed the frequency and lapse-time dependent  $Q_C$ :  $Q_0$  is between 45 ( $t_L = 20$  s) and 222 ( $t_L = 100$  s), whereas  $n$  is between 1.17 ( $t_L = 30$  s) and 0.52 ( $t_L = 100$  s).  $Q_0$  increases and  $n$  decreases in general as  $t_L$  increases. The greatest differences were observed at low frequencies, suggesting that scattering is relatively stronger at lower frequencies and that intrinsic attenuation dominates at higher frequencies. These results are within expected values for highly heterogeneous and seismically active regions, and are consistent with the findings of similar studies in the neighbouring areas. There is a marked change in the rate of increase of  $Q_0$  and decrease of  $n$  at  $t_L \approx 70\text{--}80$  s for most stations. This adjustment suggests the change of material properties controlling the coda amplitudes at the depths where transition from lithosphere to asthenosphere is expected. This finding adds credibility to explanation of the weakening of the frequency dependence of overall attenuation with depth in terms of increased homogeneity of the mantle as compared to the crust.

The analysis of direct phases of body waves of local earthquakes shows that this seismically active and tectonically complex area highly attenuates both P- and S-waves. P-waves in general

lose more energy on their path than S-waves ( $Q_P < Q_S$ ): obtained values are between 30 and 198 for  $Q_P$  (1 Hz) and between 49 and 148 for  $Q_S$  (1 Hz). The exponent controlling the frequency dependence of  $Q$ -factors in the simple power law ranges from 0.27 to 1.38 for  $n_P$  and from 0.51 to 0.99 for  $n_S$ . The observation that P-waves attenuate stronger than S-waves, especially at low frequencies, leads to a conclusion that scattering contributes more to the total attenuation at this frequency range. Analysis of the azimuthal dependence of  $Q_P$  and  $Q_S$  suggests that attenuation in the Dinarides shows some anisotropic characteristics. In the northern and central External Dinarides attenuation is the weakest in the direction of the highest tectonic pressure (perpendicular to the Dinaric strike), whereas in the southern Dinarides the weakest attenuation is found parallel to the strike of the Dinarides. Furthermore, preformed analyses also indicate difference in the attenuation characteristics of the media in the Dinarides and the weakly deformed Adriatic Microplate.

Analyses described in the study showed that the attenuation of the high-frequency body waves is very strong in the Dinarides, implying highly heterogeneous lithosphere, especially crust, which induces strong scattering of the body waves at low frequencies. Attenuation is somewhat stronger in the southern part of the External Dinarides than in its northern and central parts.

**Keywords:** seismic attenuation, coda waves, coda- $Q$  method, coda normalization method, anisotropy, the Dinarides, the Adriatic microplate

# Sadržaj

|   |    |
|---|----|
| Sažetak.....  | i  |
| Extended abstract.....                                | ii |
| 1. Uvod.....  | 1  |
| 1.1. Seizmotektonsko okruženje.....                   | 2  |
| 1.2. Geofizička istraživanja.....                     | 6  |
| 1.3. Pregled rada.....                                | 7  |
| 2. Atenuacija seizmičkih valova.....                  | 10 |
| 2.1. Raspršenje.....                                  | 12 |
| 2.2. Intrinzična atenuacija.....                      | 15 |
| 2.2.1. Mehanizmi intrinzične atenuacije u Zemlji..... | 19 |
| 2.3. Koda valovi.....                                 | 22 |
| 2.4. Model jednostrukog raspršenja unazad.....        | 24 |
| 2.5. Metoda normiranja kodom.....                     | 27 |
| 2.6. Seizmička anizotropija.....                      | 30 |
| 3. Analiza podataka.....                              | 33 |
| 3.1. Podatci.....                                     | 33 |
| 3.2. Koda- $Q$ metoda.....                            | 37 |
| 3.3. Metoda normiranja kodom.....                     | 40 |
| 4. Rezultati.....                                     | 44 |
| 4.1. Koda- $Q$ metoda.....                            | 44 |
| 4.2. Metoda normiranja kodom.....                     | 49 |
| 5. Diskusija.....                                     | 53 |
| 5.1. Atenuacija koda valova.....                      | 53 |
| 5.1.1. Usporedba s drugim istraživanjima.....         | 55 |

|   |     |
|---|-----|
| 5.1.2. Usporedba dobivenih rezultata s rezultatima u radovima Dasović i sur. (2012, 2013) | 57  |
| 5.2. Atenuacija izravnih P- i S-valova  | 59  |
| 5.2.1. Anizotropija atenuacije prostornih valova  | 64  |
| 6. Zaključak  | 72  |
| Popis literature  | 75  |
| Prilog A  | 84  |
| Prilog B  | 102 |
| Životopis   | 124 |
| Popis radova  | 125 |

# 1. Uvod

Dinaridi su vrlo kompleksna tektonska jedinica koja se nalazi u širokoj konvergentnoj zoni Afričke i Euroazijske tektonske ploče. Nastali su izdizanjem zbog kretanja Afričke ploče pri kojem je došlo do kolizije Jadranske mikroploče s Europskom pločom. Dinaridi su dakle nastali tijekom kompresijskih procesa, a protežu se od Slovenije na sjeverozapadu do Albanije na jugoistoku. Posljedica opisanih međudjelovanja jest i danas prisutna umjerena do vrlo izrazita seizmička aktivnost s razmjerno rijetkom pojavom vrlo snažnih potresa.

Razumijevanje atenuacije i njezinih svojstava u unutrašnjosti Zemlje jedno je od fundamentalnih pitanja u seizmologiji. Većina dosadašnjih geofizičkih istraživanja u području Dinarida bavila se procjenom strukture seizmičkih brzina (razdiobe njihovih iznosa s dubinom) i gravitacijskog polja koja nam govore o građi litosfere, te ukazuju na procese podvlačenja, možda i subdukcije, te moguće postojanje dvostrukog Mohorovičićevog diskontinuiteta (npr. Stipčević, 2012 i tamo navedene reference).

Cilj ovog doktorskog rada bio je sustavno istražiti atenuaciju visokofrekventnih seizmičkih valova u području Dinarida, posebno Vanjskih Dinarida. Budući da je atenuacija seizmičkih valova osjetljivija na temperaturu i prisutnost fluida u stijinama od seizmičkih brzina, poznavanje atenuacije daje komplementarnu informaciju dosadašnjim spoznajama i dodatan uvid u strukturu litosfere i geodinamičke procese u ovom području. Dosadašnja istraživanja upućuju na vrlo kompleksno i atenuativno sredstvo (medij), a ovo istraživanje pružit će nove spoznaje o karakteristikama sredstva i kompleksnim tektonskim procesima u području Dinarida. Ne treba zanemariti činjenicu da je istraživano područje seizmički umjereno do vrlo aktivno a seizmički hazard razmjerno velik. Ne manje važno, seizmička atenuacija određena u ovom istraživanju pomoći će u seizmološkoj praksi pri preciznijem određivanju osnovnih seizmičkih parametara kao što je seizmički moment koji opisuje veličinu potresa i povezan je s energijom koja je u potresu oslobođena. Što je preciznije poznavanje seizmičnosti nekog područja – što podrazumijeva poznavanje vremenske i prostorne razdiobe položaja žarišta potresa i njegove magnitude, te načina na koji seizmički valovi rasprostiranjem gube energiju u sredstvu – to će procijenjeni seizmički hazard biti reprezentativniji.



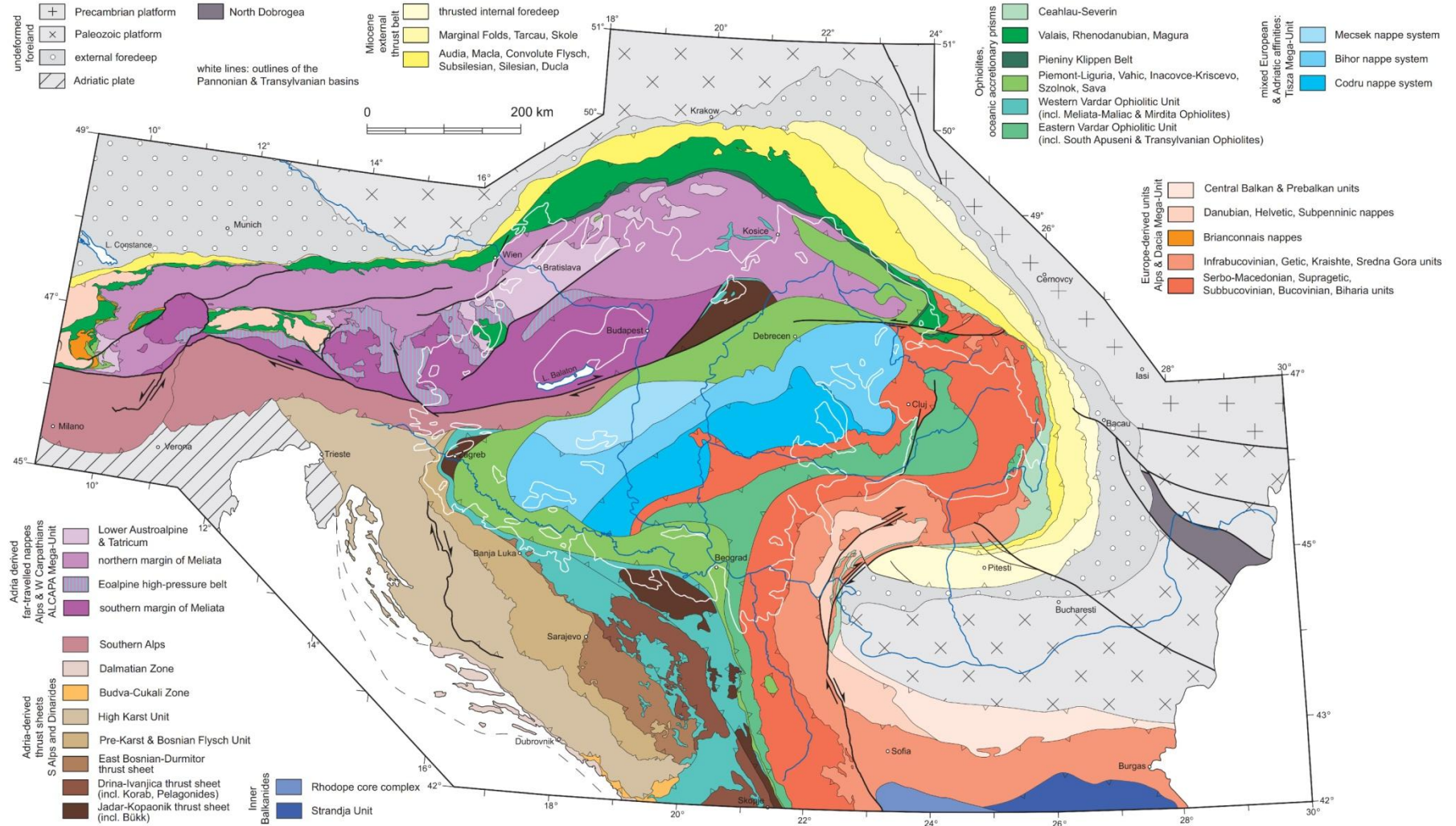
## 1.1. Seizmotektonsko okruženje

Razvoj Dinarida teško je objasniti ne uzme li se u obzir cijeli Alpsko-dinarsko-karpatški orogeni sustav (slika 1.1) nastao u procesu zatvaranja oceana Neotetisa u konvergentnoj zoni Afričke i Euroazijske ploče (Schmid i sur., 2008; Ustaszewski i sur., 2008; Handy i sur., 2015). Tijekom migracije Jadranske mikroploče prema sjeveroistoku i u koliziji s Europskom pločom, izdigli su se Dinaridi na sjeveroistoku i Alpe na sjeveru (npr. Schmid i sur., 2008; Ustaszewski i sur., 2008). Kao posljedica rotacijske komponente ovog gibanja došlo je do lateralne ekstruzije u Istočnim Alpama, izdizanja Karpata i otvaranja Panonskog bazena. To je općenita slika geneze ovog vrlo složenog sustava, no pojedini detalji u njegovu razvoju nisu još uvijek zadovoljavajuće razjašnjeni. Dok su Alpe jedan od najproučavanijih planinskih masiva uopće, a Karpati i Panonski bazen se posljednjih desetljeća intenzivno istražuju, Dinaridi su razmjerno slabo poznati i mnogo pitanja ostalo je još uvijek neodgovoreno (Tari i Pamić, 1998; Bennet i sur., 2008).

Dinaridi su borano-navlačni pojas nastao deformacijom Jadranske mikroploče tijekom njezine subdukcije i kasnije kolizije s Europskom pločom (npr. Handy i sur., 2015; Tari i Pamić, 1998). Pružaju se od Južnih Alpa na sjeverozapadu do Albanida i Helenida na jugoistoku. Glavna deformacijska faza Dinarida bila je u paleogenu, s konačnim izdizanjem u razdoblju oligocena i miocena, a svojstveno joj je skraćivanje u smjeru sjever–jug, odnosno sjeveroistok–jugozapad, što je uzrokovalo karakteristični sjeverozapadni smjer pružanja i jugozapadnu vergenciju rasjednih i boranih struktura (npr. Tomljenović i sur., 2008 i tamo navedene reference). U sjevernom dijelu Dinarida te su strukture promijenjene tijekom neogena u zapadno pružanje smjera istok–zapad s južnom vergencijom bora i rasjeda što je svojstveno susjednim Južnim Alpama. Dinaridi se generalno mogu u grubo podijeliti na Vanjske ili Krške i Unutarnje Dinaride (engl. *the External/Outer/Karst* i *Internal/Inner Dinarides*). U Unutarnjim Dinaridima razlikuju se zona Bosanskog fliša, ofiolitna zona središnjih Dinarida i Savska šavna zona (zona suture, engl. *suture zone*). Glavna tektonska faza ofiolitne zone središnjih Dinarida trajala je od srednje jure do starije krede, dok se za Savsku šavnu zonu pretpostavlja kredno-paleogenska aktivnost u području između Dinarida i Tisije, a čine ju stijene pasivne i aktivne kontinentske granice, uključujući široko rasprostranjene ofiolite, navučene na sedimentne stijene Jadranske mikroploče (npr. Tomljenović i sur., 2008). Vanjski Dinaridi, koji čine najveći dio područja analiziranog u ovom radu, nastali su deformacijom sjeveroistočnog dijela Jadranske mikroploče. Vanjski Dinaridi uglavnom se sastoje od stijena nekadašnje Jadranske karbonatne platforme među kojima dominiraju mezozojski karbonati, kao što su vapnenci, dolomiti i breče, zatim paleogenske stijene (karbonati, klastiti i fliš), a prisutne su i paleozojske i starije pretežito klastične stijene (Vlahović i sur., 2005; Šumanovac, 2010 i tamo navedene reference).

# MAJOR TECTONIC UNITS OF THE ALPS, CARPATHIANS AND DINARIDES

S.M. Schmid, D. Bernoulli, B. Fügenschuh, L. Matenco, S. Schefer, R. Schuster, M. Tischler and K. Ustaszewski



Slika 1.1 Strukturno-geološka karta i tektonske jedinice Alpsko-dinarsko-karpatskog sustava (preuzeto iz Schmid i sur., 2008).

Slabo deformirani dio Jadranske mikroploče omeđen je Apeninima na zapadu, Alpama na sjeveru i Dinaridima na istoku (engl. *Adriatic/Adria microplate*) (npr. Vlahović i sur., 2005; Handy i sur., 2015). Za ovaj dio u literaturi koriste se još nazivi Adria, Afrički promontorij (engl. *African promontory*), Apulijska mikroploča (engl. *Apulian microplate*) i sl. U ovom radu naziv Jadranska mikroploča koristi se upravo za slabije deformirani dio Jadranske mikroploče okružen Dinaridima, Apeninima i Alpama.

Područje Dinarida seizmički je umjereno do vrlo aktivno: vrlo su česti slabi potresi s povremenom pojavom snažnih (Ivančić i sur., 2006). Potresi su plitki: žarište u pravilu nije dublje od 30 km, odnosno većina ih ima žarište u gornjoj kori. Promatrajući seizmičnost Dinarida na slici 1.2 uočavaju se tri glavna područja izražene seizmičke aktivnosti: u sjevernom dijelu Dinarida to su područje Žumberak–Medvednica i rasjedna zona Ilirska Bistrica–Rijeka–Vinodol–Senj, a u središnjem i južnom dijelu područje koje se pruža od Dinare prema jugu do Crne Gore. Po seizmičnosti ističe se još i područje Banje Luke. Istraživanje Kastelic i Carafe (2012) na aktivnim rasjedima Vanjskih Dinarida pokazalo je da je najveća prosječna brzina pomaka po rasjedu (engl. *slip rate*) u jugoistočnom dijelu (2.01 mm/god.), najmanja na sjeverozapadu (0.15 mm/god.), a znatne pomake dobili su i za rasjedne sustave u slabo deformiranom dijelu Jadranske mikroploče. Carafa i Kastelic (2014) modelirali su učestalost pojave potresa za područje Vanjskih Dinarida i dobili su da je prosječna učestalost nešto malo veća od tri potresa  $M_w \geq 5.66$  u 100 godina.

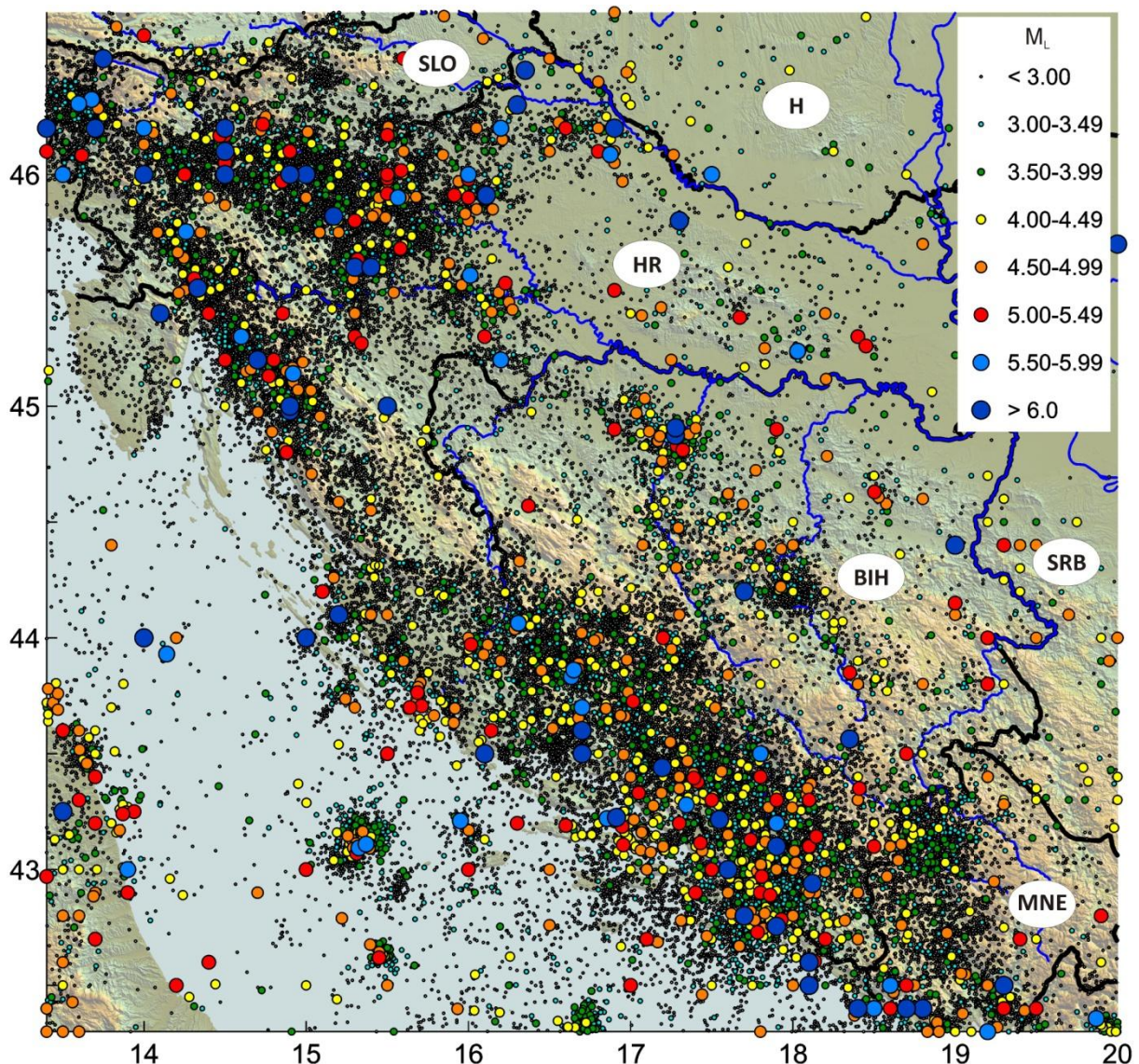
Područje Žumberka i Medvednice nalazi se u prijelaznom području između Vanjskih i Unutarnjih Dinarida. Žarišni mehanizmi potresa u sjeverozapadnoj Hrvatskoj ukazuju da dominira kompresijska tektonika s napetostima uglavnom u smjeru sjever–jug s reversnim rasjedima pružanja zapad–istok, te lateralnom kompenzacijom u obliku rasjeda s pomakom po pružanju sjeverozapad–jugoistok u zapadnom dijelu i sjeveroistok–jugozapad u istočnom dijelu. U tom dijelu najznačajniji su potresi koji su se dogodili 9. studenog 1880. godine intenziteta  $I_0 = VIII^\circ$  MCS 17 km sjeveroistočno od Zagreba i 8. listopada 1909. intenziteta  $I_0 = VIII^\circ$  MCS i magnitude 6.0 kod Pokupskog.

U rasjednoj zoni Ilirska Bistrica–Rijeka–Vinodol–Senj potresi su uglavnom uzrokovani dominantnim reversnim rasjednim sustavom pružanja sjeverozapad–jugoistok sa žarištima potresa dubine do 20 km (Markušić i Herak, 1999; Ivančić i sur., 2006). Riječko područje najjače je potrese doživjelo u 18. stoljeću, a Senjsko u 17. i 19. stoljeću. Posljednji snažan potres dogodio se u okolici Senja 12. ožujka 1916. godine intenziteta  $VIII^\circ$  MCS.

Prema Hrvatskom katalogu potresa (dopunjena verzija rada Herak i sur., 1996) područje oko planina Dinare i Svilaje jedno je od seizmički najaktivnijih područja u Hrvatskoj – najjači potres



dogodio se 2. srpnja 1898. a bio je intenziteta  $I_0 = IX^\circ$  MCS u blizini Sinja. Najjači potres koji se dogodio u Hrvatskoj u 20. stoljeću bio je onaj nedaleko Imotskog 29. prosinca 1942. lokalne magnitude 6.2 i intenziteta VIII–IX° MCS. U području Dubrovnika dogodio se potres 1667. godine intenziteta IX° EMS, a posljednji snažni bio je onaj od 5. rujna 1996. u blizini Slanog kraj Stona magnitude 6.0 i intenziteta  $I_0 = VIII^\circ$  MCS. U podmorju Crne Gore dogodio se 15. travnja 1979. godine potres momentne magnitude 7.1 (Benetatos i Kiratzi, 2006). I u južnom dijelu Vanjskih Dinarida dominira sustav reversnih rasjeda dinarskog smjera pružanja u kombinaciji s rasjedima s pomakom po pružanju.



**Slika 1.2** Karta seizmičnosti Dinarida i susjednih područja do 2013. godine prema Hrvatskom katalogu potresa (dopunjena verzija Heraka i sur., 1996).

Slabo deformirani dio Jadranske mikroploče dugo je vremena smatran aseizmičkim krutim blokom, ali postavljanje većeg broja seizmoloških postaja pokazalo je da to nikako ne stoji.

Većina seizmičnosti odvija se duž linija Dubrovnik–Gargano i Zadar–Ancona. Posebno se svojom aktivnošću ističe područje otoka Jabuke gdje se 29. ožujka 2003. godine dogodio potres magnitude 5.5. Seizmički profili ukazuju na reversne strukture vezane uz rasjed Jabuka–Sv. Andrija (Herak i sur., 2005).

## **1.2. Geofizička istraživanja**

Geofizička istraživanja imaju dugu povijest u ovim područjima. Prvo istraživanje litosfere napravio je Andrija Mohorovičić na temelju podataka Pokupskog potresa 8. listopada 1909. godine – zaključio je da postoji diskontinuitet u brzini rasprostiranja prostornih valova koji definira Zemljinu koru. Dubinu tog diskontinuiteta procijenio je na 54 km (Mohorovičić, 1910). Seizmička istraživanja koja se prvenstveno baziraju na proučavanju seizmičkih brzina objavili su Dragašević i Andrić (1968), Aljinović (1983), Skoko i sur. (1987) – njihovi rezultati su konzistentni i ukazuju na debelu koru ispod Dinarida (između 40 i 55 km) koja se stanjuje prema Panonskom bazenu i slabo deformiranom dijelu Jadranske mikroploče gdje je Mohorovičićev diskontinuitet na dubinama između 25 i 35 km. Sama kora u Dinaridima pokazuje snažan diskontinuitet na prosječnoj dubini oko 10 km, a u središnjim Dinaridima i do 15 km. Taj diskontinuitet gubi se prijelazom u Panonski bazen. Recentnija istraživanja (Brückl i sur., 2007; Šumanovac, 2010) potvrđuju dotadašnja saznanja. Herak (1990) određivanjem seizmičkih brzina u gornjem plaštu potvrđuje hipotezu o tankoj kori ispod Jadrana i njezino zadebljanje prema rubovima. Herak i Herak (1995) u svojem istraživanju seizmičkih brzina u području Dinarida utvrđuju dvoslojnu koru debljine između 40 i 55 km. Novija istraživanja seizmičkih valova teleseizmičkih potresa pomoću funkcija prijemnika ukazuju na dvoslojnu koru i moguće još dublji Mohorovičićev diskontinuitet u središnjem dijelu Dinarida (van der Meijde i sur., 2003; Geissler i sur., 2008, Stipčević i sur., 2011; Orešković i sur., 2011, Stipčević, 2012). Ova istraživanja, zajedno s onima koja su koristila metode seizmičke tomografije (Bijwaard i Spakman, 2000; Piromallo i Morelli, 2003) i GPS mjerenja (Bennet i sur., 2008), ukazuju na mogućnost da je proces subdukcije u južnom dijelu Dinarida još uvijek aktivan. Sve navedeno upućuje na vrlo složenu strukturu ovog područja zbog međudjelovanja slabo deformiranog dijela Jadranske mikroploče i Europske ploče.

Postoje tri rada u kojima su prikazani rezultati istraživanja seizmičke anizotropije brzine rasprostiranja Pg-faze u Dinaridima ili njegovim rubnim, odnosno susjednim područjima, koja odražava svojstva gornje kore. Lokmer i Herak (1999) dobili su za područje središnjih Vanjskih Dinarida smjer brze osi SSW–NNE, dok je smjer spore osi na njega okomit. Herak i sur. (2003) su

za područje planine Krn u Sloveniji (granica s Alpama) dobili smjer brze osi NNW–SSE, a spore ENE–WSW. Za područje sjeverozapadne Hrvatske (sjeverni dio Dinarida), Herak i sur. (2009) pokazali su da je najveća brzina u smjeru NNE–SSW. U sva tri slučaja smjer brze osi podudara se sa smjerom najvećeg tektonskog tlaka. Svoje su rezultate objasnili postojanjem usmjerenih vertikalnih pukotina zbog djelovanja polja tektonske napetosti.

Seizmička atenuacija bila je predmet svega nekoliko istraživanja u području Dinarida. Prvo takvo istraživanje proveo je Rovelli (1984) za područje Crne Gore, uključujući i dubrovačko područje, a korištena je koda- $Q$  metoda koju su predložili Aki i Chouet (1975). Temeljeno na sličnom pristupu analizu koda- $Q$  faktora za područje središnjih Dinarida načinio je Herak (1991a, b). Ravnik i Živčić (2000) procijenili su  $Q_c$ -faktor za područje središnje Slovenije. Sličnim pristupom Singh i sur. (2001) odredili su  $Q_c$  za sjeveroistočnu Italiju, uključujući područje zapadne Hrvatske i Slovenije. Kastelic i sur. (2010) procijenili su  $Q$ -faktor izravnih S-valova za zapadnu i središnju Sloveniju. Navedena istraživanja ukazala su na izraženu atenuaciju koda i prostornih valova. Povećanje broja seizmografa na području u Republici Hrvatskoj u posljednjih desetak godina i njihova bolja kvaliteta omogućuju opširno istraživanje atenuacije koje bi moglo pomoći u rasvjetljavanju kompleksne građe Dinarida, ali i u budućim istraživanjima sve preciznijim metodama čiju pouzdanost poznavanje atenuacije poboljšava.

### 1.3. Pregled rada

Na oblik i frekvencijski sadržaj seizmograma potresa utječu svojstva izvora, sredstva kojim valovi putuju i tla u neposrednoj okolici seizmografa, te svojstva samog instrumenta. Za proučavanje samo jednog od navedenih doprinosa potrebno je ukloniti ostale. Osim što atenuaciju seizmičkih valova možemo iskoristiti za određivanje strukture litosfere, njezino je poznavanje također bitno i za određivanje parametara izvora potresa kao što je seizmički moment, ali i za procjenu seizmičkog hazarda.

Budući da Zemlja nije idealno elastično, homogeno i izotropno tijelo, smanjenje amplituda seizmičkih valova neće biti uzrokovano samo geometrijskim širenjem valne fronte. Do opadanja amplitude doći će i zbog gubitka energije zbog neelastičnosti sredstva te preraspodjele energije raspršenjem elastičkih valova na nehomogenostima u sredstvu kojim se valovi rasprostiru. Pod atenuacijom podrazumijevamo smanjenje amplitude seizmičkih valova uslijed njihove propagacije koje nije moguće objasniti geometrijskim rasprostiranjem. Uobičajena veličina kojom se opisuje atenuacija jest faktor dobrote  $Q$  koji opisuje gubitak energije tijekom jedne oscilacije. Brojna su istraživanja pokazala da  $Q$ -faktor ovisi o frekvenciji, pa su tako razvijene

različite metode koje koriste različite vrste valova, ovisno o njihovom spektralnom sadržaju. O uzrocima seizmičke atenuacije raspravlja se u drugom poglavlju.

Postoji više modela i metoda kojima se može procijeniti atenuacija (faktor dobrote  $Q$ ) seizmičkih valova u nekom području. One prvenstveno ovise o dijelu frekvencijskog spektra koji se promatra, pa se tako može promatrati atenuacija izravnih prostornih valova, koda valova i površinskih valova. Izbor metode ovisi o seizmičnosti nekog područja (magnitudama potresa i njihovoj prostornoj raspodjeli), karakteristikama seizmografa te dostupnosti i kvaliteti dobivenih podataka. U ovom su istraživanju korištene su dvije metode: jednom se analiziraju raspršeni koda valovi a drugom izravni prostorni P- i S-valovi.

Jedan od najčešćih načina određivanja seizmičke atenuacije jest analiza koda valova, nekoherentnih seizmičkih valova koje na seizmogramu prepoznajemo kao „rep“ nakon nailaska izravnih P- i S-valova. Oni su posljedica raspršenja elastičkih valova na heterogenostima u Zemljinoj unutrašnjosti. Postoji više modela koji opisuju nastanak koda valova, a jedan od najčešće korištenih jest model jednostrukog raspršenja unazad (engl. *single backscattering model*) koji su predložili Aki i Chouet (1975). Primjenom ove metode moguće je odrediti ukupnu atenuaciju koda valova u litosferi, odnosno  $Q_C$ , no nije moguće razdvojiti učinke zbog neelastičnosti i raspršenja. Ipak, poznavanje  $Q_C$ -faktora daje nam uvid u heterogenost promatranog područja te je dovoljno dobra procjena za pouzdano korištenje u određivanju parametara izvora i procjenu seizmičkog hazarda. Nastanak koda valova i koda- $Q$  metoda opisani su poglavljima u 2.3 i 2.4.

Za razliku od koda valova koji se koriste u procjeni prigušenja S-valova u litosferi, atenuacija izravnih P- i S-valova omogućuje procjenu atenuacije prostornih valova u Zemljinoj kori. Za određivanje faktora dobrote za izravne P- i S-valove korištena je metoda normiranja kodom (engl. *coda-normalization method*). Metodu je predložio Aki (1980a) kako bi odredio atenuaciju S-valova, a njezinu primjenu na P-valove opisali su Yoshimoto i sur. (1993). Ovim metodama određuje se faktor dobrote izravnih P- i S-valova ( $Q_P$  i  $Q_S$ ) u kori, a opisana je u poglavlju 2.5.

Za određivanje atenuacije visokofrekventnih prostornih valova u području Dinarida korišteni su seizmogrami lokalnih potresa zabilježenih na 17 seizmoloških postaja u Republici Hrvatskoj u razdoblju od 2001. do 2014. godine te Hrvatski katalog potresa za isto razdoblje (dopunjena verzija Heraka i sur., 1996). Njihova analiza napravljena je pomoću vlastitih računalnih programa. Opis korištenih podataka prikazan je u poglavlju 3.1.

Za određivanje atenuacije koda valova koriste se seizmogrami lokalnih potresa epicentralne udaljenosti do 120 km od seizmološke postaje te omjera signala i šuma većeg od dva. Ova

metoda omogućuje određivanje atenuacije seizmičkih valova za visoke frekvencije ( $f > 1$  Hz) te se radi za svaku postaju pojedinačno. Budući da ovakav  $Q$ -faktor pokazuje ovisnost o vremenu, preporuča se napraviti analizu vremenske ovisnosti  $Q_c$ . Postupak analize prikazan je u poglavlju 3.2.

Za određivanje atenuacije prostornih P- i S- valova korišteni su seizmogrami lokalnih potresa epicentralne udaljenosti između 40 i 120 km. Ovaj postupak omogućuje određivanje atenuacije visokofrekventnih prostornih valova ( $f > 1$  Hz), a sam postupak analize primijenjen u ovom istraživanju objašnjen je u poglavlju 3.3.

U četvrtom poglavlju prikazani su rezultati analize dobiveni primjenom navedenih metoda. Vrijednosti dobivene za  $Q$ -faktore upućuju na snažnu atenuaciju izravnih prostornih i koda valova.

Rezultati su diskutirani u petom poglavlju gdje su uspoređeni međusobno kao i s istraživanjima drugih autora, analizirana je anizotropija atenuacije te je dan osvrt na sam postupak analize. Također su predložene smjernice za buduća istraživanja. Dio rezultata dobivenih za pojedine seizmološke postaje prikazan je u prilogima A (koda valovi) i B (izravni prostorni valovi).

U šestom poglavlju sažeti su glavni zaključci ovog istraživanja.



## 2. Atenuacija seizmičkih valova

Iako se Zemlja u svojoj prvoj aproksimaciji najčešće opisuje s nekoliko lateralno homogenih slojeva u obliku ljuski, ona je ipak izrazito nehomogeno tijelo s heterogenostima različitih dimenzija. Heterogenost Zemlje očituje se od vrlo malih, submikroskopskih dimenzija do vrlo velikih od više desetaka kilometara. Svojstva kristala i minerala, od kojih se sastoje stijene, mogu se znatno razlikovati: kristali vrlo različitih veličina, manjih od milimetra do nekoliko centimetara, i raznih vrsta mogu tvoriti stijene vrlo raznolikih elastičkih svojstava. Osim toga stijene u sebi sadržavaju pukotine koje mogu biti različitih dimenzija: od submikroskopskih do onih duljine i/ili širine i do nekoliko desetaka, pa i više stotina metara. Budući da su raspucane stijene „slabije“ (engl. *compliant*) od netaknutih, varijacije u dimenzijama pukotina i njihovom sadržaju imat će veći utjecaj na elastička svojstva stijena nego sam mineraloški sastav (npr. Sato i sur., 2012). Usmjerenost kristala i preferirani smjer pukotina uzrokovat će također i anizotropiju u seizmičkim svojstvima sredstva, kao i sredstvo s nizom različitih slojeva sedimentnim stijena (npr. Aki i Richards, 2002; Stein i Wysession, 2003). Nadalje, magmatske intruzije uzrokuju stvaranje dajkova i silova unutar okolne stijene čije veličine mogu biti od svega nekoliko milimetara pa sve do nekoliko kilometara (Sato i sur., 2012). Posljedica intruzije može biti izuzetno heterogena kora. Znatna je heterogenost i u sedimentnim formacijama koje osim same vrste sedimentnih stijena, ovise i o načinu cementiranja, poroznosti stijene, vrsti fluida u porama te o tektonskim napetostima koje su djelovale tijekom njihovog stvaranja. Kao uzrok nehomogenosti na velikim skalama tu su još i rasjedanje i boranje jer u neposredan kontakt mogu dovesti različite stijene. Sve navedeno utjecat će na oblik elastičkog vala oslobođenog u žarištu potresa i zabilježenog seizmografom na seizmološkoj postaji.

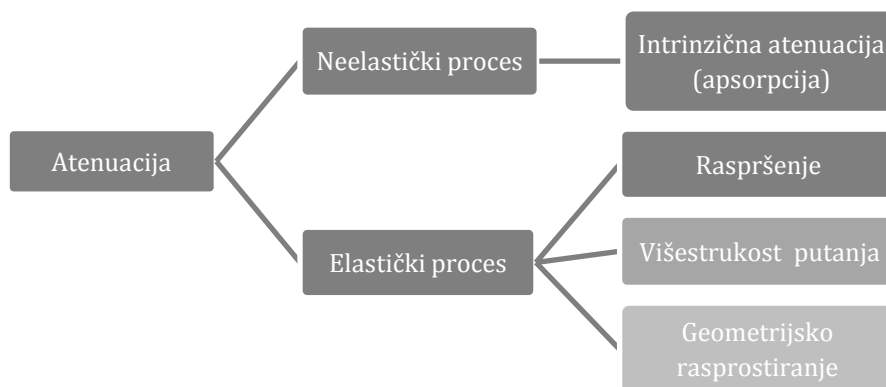
Seizmogram potresa zabilježen na seizmološkoj postaji možemo prikazati kao konvoluciju različitih utjecaja što je prikazano u prostoru frekvencija kao

$$U(f) = S(f)P(f)L(f)I(f).$$

$S(f)$  je funkcija izvora koja opisuje oblik vala emitiran u izvoru,  $P(f)$  predstavlja propagacijski faktor koji opisuje djelovanje sredstva na val koji kroz njega putuje,  $L(f)$  je lokalni utjecaj podloge, odnosno tla, neposredno ispod postaje, dok  $I(f)$  opisuje odziv instrumenta na gibanje

površine. Želi li se proučavati samo jedan od ovih faktora, moraju se ukloniti utjecaji svih ostalih, što znači da oni moraju biti poznati. Instrumentalni odziv je poznat i ovisi o konstrukciji instrumenta. Određivanje ostale tri funkcije nije jednostavan problem i zahtijeva aproksimacije i modeliranje. Lokalni utjecaj podloge (engl. *site effects*) nešto je lakše odrediti zbog pristupačnosti i mogućnosti izvođenja eksperimenata i mjerenja. Propagacijski faktor ukazuje na svojstva i strukturu sredstva kroz koje je val putovao i upravo jedan njegov oblik je i tema ovog istraživanja. Ipak, možda najveće zanimanje u svakodnevnoj seizmološkoj praksi izaziva funkcija izvora (engl. *source function*) jer nam govori o potresu i procesima koji se u odvijaju u njegovom žarištu.

U idealno elastičnom, homogenom i izotropnom sredstvu amplituda elastičkog vala smanjuje se samo zbog geometrijskog širenja valne fronte, odnosno smanjenja gustoće energije, te zbog refleksije i transmisije vala na granici idealnih sredstava. Budući da Zemlja nije savršeno elastična, heterogena je i u nekoj mjeri anizotropna, valu će se amplituda smanjivati brže nego što je to predviđeno geometrijskim rasprostiranjem, refleksijom i transmisijom. Posljedica je to različitih mehanizama i procesa: od trenja među česticama sredstva, preko međudjelovanja čestica sredstva i fluida u mikropukotinama do raspršenja na heterogenostima, kao što su npr. rasjedi. Proces smanjenja amplitude vala, odnosno njegovog gubitka energije tijekom vremena, općenito se naziva atenuacija ili prigušenje (slika 2.1). Pod pojmom seizmičke atenuacije podrazumijeva se gubitak energije valova koji nije uzrokovan geometrijskim širenjem valne fronte.



**Slika 2.1** Shematski prikaz uzroka smanjenja amplitude vala, odnosno gubitka energije vala. Iako višestrukost putanja i geometrijsko rasprostiranje uzrokuju gubitak energije, pod pojmom seizmičke atenuacije smatraju se samo procesi intrinzične atenuacije i raspršenja.

Geometrijsko rasprostiranje uzrokuje smanjenje amplitude vala jer se valna fronta povećava dok emitirana energija ostaje jednaka. Prostorni valovi oslobođeni u žarištu potresa u homogenom sredstvu rasprostiru se na sve strane stvarajući sfernu valnu frontu čija se površina povećava s

vremenom kao  $r^2$  što će uzrokovati smanjenje gustoće energije s  $r^{-2}$  a amplitude prostornih valova s  $r^{-1}$ . Za realnu Zemlju, valna će fronta biti nepravilnog oblika i ovisit će o fokusiranju i defokusiranju energije zbog nehomogenosti sredstva i razdiobe brzina rasprostiranja potresnih valova u unutrašnjosti Zemlje (Stein i Wysession, 2003). Energija površinskih valova u homogenom se sredstvu rasprostire najvećim dijelom blizu površine Zemlje, pa je njihova valna fronta prstenastog oblika te se povećava s  $r$ , što znači da će gustoća energije valova opadati s  $r$  a amplituda valova s  $\sqrt{r}$ .

Budući da je Zemlja u svojoj prvoj aproksimaciji vertikalno slojevita, učinci lateralnih varijacija su sekundarni. Ipak, lateralne varijacije u brzini rasprostiranja vala uzrokuju promjene u gustoći energije, odnosno amplitudi seizmičkih valova, a taj učinak naziva se višestrukost putanja (engl. *multipathing*; npr. Stein i Wysession, 2003). To dovodi do procesa fokusiranja i defokusiranja energije jer se valovi lome prema anomalijama malih brzina i od anomalija velikih brzina. Posljedica toga jest da je val do prijemnika doputovao stazom koja je različita od izravne: prema Fermatovom principu val putuje onom stazom za koju mu je potrebno najkraće vrijeme. To znači da anomalija u blizini samog izvora potresa može znatno utjecati na amplitudu vala na teleseizmičkim udaljenostima. Višestrukost putanja može se promatrati u okviru raspršenja (Stein i Wysession, 2003) – razlika između te dvije pojave je postupna, a ovisi o odnosima veličine heterogenosti  $a$  i valne duljine  $\lambda$  te duljine puta  $L$  i valne duljine. Ako je  $a \gg \lambda$ , stazu vala može se promatrati kao zasebnu putanju koja je deformirana zbog pojave anomalije.

## 2.1. Raspršenje

Raspršenje je elastički proces preraspodjele energije valova refleksijom, refrakcijom i konverzijom na heterogenostima u sredstvu. Svaka heterogenost je raspršivač koji djeluje kao Huygensov izvor. Raspršena će energija do prijemnika doći nakon početnog pulsa koji je putovao najbržim putem po Fermatovom principu. Za razliku od nailaska izravnog vala koji je polariziran, raspršena energija koja dolazi do prijemnika iz različitih smjerova nije. To su pokazala i istraživanja: najveća amplituda S-valova bit će zabilježena kasnije na postajama na većoj epicentralnoj udaljenosti nego na onim bližima; dok su izravne faze polarizirane, one dovoljno dugo nakon nailaska izravnih faza više nisu (npr. Sato i sur., 2012 i tamo navedene reference).

Raspršenje ovisi o odnosu veličine heterogenosti i valne duljine, odnosno valnog broja  $k$ . Kad su

$a$  i  $\lambda$  usporedivih dimenzija, njihovo međudjelovanje promatramo u obliku raspršenja energije, a ne kao zasebne staze vala. Ono je posebno važno za visokofrekventne<sup>1</sup> valove u kontinentalnoj kori koja je vrlo kompleksna i sastoji se od niza slojeva i heterogenosti različitih dimenzija. Heterogenosti mogu biti rasjedi, pukotine različitih veličina i oblika, intruzije, manje nepravilnosti i slično. Na primjer, longitudinalnom (P) valu frekvencije 1 Hz valna duljina u kori bit će oko 6 km, dok će transverzalnom (S) valu biti oko 3.5 km; za frekvenciju 18 Hz valne duljine bit će oko 320 m za P-val, odnosno 190 m za S-val.

Koda valovi su najočitija manifestacija raspršenja seizmičkih valova. To su oscilacije tla uzrokovane superpozicijom nekoherentnih prostornih valova nakon nailazaka izravnih faza valova potresa. Njihovo postojanje može se objasniti samo uvođenjem raspršenja prvenstveno prostornih valova (Aki i Chouet, 1975). Analiza trokomponentnog seizmograma pokazala je da koda valovi nisu polarizirani, za razliku od izravnih faza P- i S-valova (Sato i sur., 2012 i tamo navedene reference).

Raspršenju se uobičajeno pristupa na dva načina: deterministički i statistički. U determinističkom se pristupu razlikuju pojedini raspršivači – kao kod migracijskih metoda refleksijske seizmike. Postoji li mnogo raspršivača na ukupnoj udaljenosti koju val prijeđe ( $L \gg a$ ), raspršenju se pristupa statistički i razmatra se statistički učinak na valno polje. Takav pristup koristi se i pri promatranju koda valova.

S obzirom na učinke heterogenosti različitih veličina razlikuju se četiri propagacijska režima (Wu, 1989):

- kvazi-homogeni režim:  $ka < 0.01$ ,
- Rayleighjevo raspršenje:  $ka \ll 1$  ( $ka < 0.1$ ),
- Mieovo raspršenje (raspršenje velikih kutova, rezonantno raspršenje):  $ka \approx 1$  ( $0.1 < ka < 10$ ), te
- raspršenje pod malim kutovima:  $ka \gg 1$ .

U kvazi-homogenom režimu valna duljina puno je veća od heterogenosti ( $\lambda \gg a$ ), zbog čega val ne „primjećuje“ heterogenost – sredstvo se može opisati kao homogeno s efektivnim parametrima. U režimu Rayleighjevog raspršenja njegova je snaga proporcionalna s  $k^4$ , a atenuacija se može opaziti. Raspršenje pod malim kutovima uzrokovat će raspršenje energije u najvećem dijelu prema naprijed (engl. *forescattering*), te prelazi više u problem fokusiranja, difrakcije i interferencije. Za ovo istraživanje najzanimljivije je Mieovo raspršenje u kojem su

---

<sup>1</sup> U seizmologiji visokim frekvencijama smatraju se  $f \geq 1$  Hz.

valne duljine nešto manje od ili podjednake veličine kao i heterogenosti: energija se raspršuje u različitim smjerovima i pod velikim kutovima u odnosu na smjer rasprostiranja primarnog, izvornog vala. U ovom je režimu utjecaj raspršenja vrlo značajan: najviše pridonosi nastanku koda valova i pojavi atenuacije uslijed raspršenja.

Standardni teorijski pristup problemu raspršenja jest perturbativni račun kojim se promatraju elastički valovi u slabo poremećenom sredstvu (npr. Aki i Richards, 2002). Heterogeno, izotropno i elastično sredstvo razlaže se na homogeno (neporemećeno) sredstvo i perturbacije. U takvom sredstvu raspršeni (sekundarni) valovi zadovoljavaju valne jednadžbe za neporemećeno sredstvo u kojima je o izvoru ovisan član određen međudjelovanjem primarnih valova i heterogenosti unutar sredstva (npr. M. Herak, 1991b). Ekvivalentna vanjska sila pojedinog izvora raspršenja izražava se kao funkcija fluktuacije elastičkih konstanti i njihovih prostornih derivacija. Najčešće se primjenjuje pretpostavka o slabom raspršenju, tzv. Bornova aproksimacija, koja kaže da su energija sekundarnih valova i višestruko raspršenje zanemarivi. Heterogenost sredstva opisuje se statističkim modelom koji opisuje svojstva slučajnog sredstva kroz prostornu raspodjelu fluktuacija (Herak, 1991b; Sato i sur., 2012). Model je određen pomoću autokorelacijske funkcije  $R(\vec{x})$  funkcije fluktuacije brzine  $\xi(\vec{x}) = \delta v/v_0$  kao

$$R(\vec{x}) \equiv \langle \xi(\vec{y}) \xi(\vec{y} + \vec{x}) \rangle. \quad (2.1)$$

U izotropnom modelu autokorelacijska funkcija postaje funkcija udaljenosti  $r \equiv |\vec{x}|$ . Nekoliko je autokorelacijskih funkcija kojima se opisuje slučajno sredstvo (npr. Sato i sur., 2012; Hong, 2004):

- Gaussova:  $R(\vec{x}) = R(r) = \varepsilon^2 e^{-\frac{r^2}{a^2}}$ ,
- eksponencijalna:  $R(\vec{x}) = R(r) = \varepsilon^2 e^{-\frac{r}{a}}$ ,
- von Kárámanova:  $R(\vec{x}) = R(r) = \frac{\varepsilon^2 2^{1-\kappa}}{\Gamma(\kappa)} \left(\frac{r}{a}\right)^\kappa K_\kappa\left(\frac{r}{a}\right)$  za  $\kappa = 0-1$ ,

pri čemu je  $\varepsilon^2 \equiv R(0)$ ,  $a$  je korelacijska udaljenost često definirana kao  $R(a) = \varepsilon^2/e$  i odgovara veličini heterogenosti (njezinoj srednjoj dimenziji),  $\Gamma(\kappa)$  je gama-funkcija a  $K_\kappa$  modificirana Besselova funkcija druge vrste reda  $\kappa$ . Gaussova autokorelacijska funkcija je siromašna u kratkim valnim duljinama, ali je matematički praktična, dok je von Kárámanova bogata u kratkim valnim duljinama i prikladnija za opis slučajnih heterogenosti brzina u realnom sredstvu (npr. Sato i sur, 2012; Hong, 2004). Eksponencijalna funkcija je posebni slučaj von Kárámanove funkcije kada je  $\kappa = 0.5$ . Autokorelacijska funkcija definira funkciju gustoće spektra odnosno energiju raspršenih valova i koeficijent raspršenja  $g(\theta)$ . Koeficijent raspršenja ili koeficijent mutnoće (engl. *scattering coefficient*, *turbidity coefficient*) opisuje gubitak energije raspršenjem, odnosno energiju raspršenih valova, unutar jediničnog prostornog kuta oko  $\theta$  po

jedinici puta koji primarni val prijeđe (Herak, 1991b). Za malene vrijednosti  $ka$  energija raspršenih valova neće ovisiti o kutu raspršenja, dok će za veliku vrijednost  $ka$  najveći dio biti raspršen prema naprijed. Srednja vrijednost koeficijenta raspršenja po svim smjerovima daje totalni koeficijent raspršenja  $g_0$  koji je recipročan srednjem slobodnom putu. Detaljni opisi nalaze se u npr. disertaciji Heraka (1991b) ili u knjizi Sata i sur. (2012).

Promatrajući izravne faze prostornih valova, raspršenje za njih znači gubitak energije i smanjenje amplitude. Promatraju li se koda valovi, učinak je na njih dvojak: raspršenje će preusmjeravati energiju izravnih valova u koda valove, dok će u slučaju daljnjeg međudjelovanja s heterogenostima ti raspršeni valovi također gubiti dio svoje energije u raspršenju. No u konačnici raspršenje ne uzrokuje gubitak energije valnog polja nego tek njegovu preraspodjelu. Dakle, raspršenje atenuira izravne valove i pobuđuje koda valove.

## 2.2. Intrinzična atenuacija

Pojam intrinzične atenuacije odnosi se na različite mehanizme koji uzrokuju pretvaranje energije titranja u toplinu kroz trenje, viskoznost i relaksacijske procese (npr. Stein i Wysession, 2003; Richards i Aki, 2002; Sato i sur., 2012). Jednostavni model koji dobro opisuje bit intrinzične atenuacije jest model mirenog (prigušenog) harmonijskog oscilatora koji se sastoji od elastične opruge i klipa (npr. Stein i Wysession, 2003). Jednadžba gibanja takvog sustava glasi

$$m\ddot{u}(t) + \gamma m\dot{u}(t) + ku(t) = 0, \quad (2.2)$$

pri čemu su  $u(t)$  pomak i  $m$  masa,  $\gamma$  je faktor mirenja ili prigušenja, a  $k$  je konstanta elastičnosti opruge. Vlastita frekvencija ovakvog sustava određena je odnosom konstante elastičnosti i mase tijela kao  $\omega_0^2 = k/m$ . Faktor mirenja jednak je omjeru vlastite frekvencije i faktora dobrote  $Q$ . Jednadžba se može zapisati i kao

$$\ddot{u}(t) + \frac{\omega_0}{Q}\dot{u}(t) + \omega_0^2 u(t) = 0. \quad (2.3)$$

Rješenje ovog sustava je

$$u(t) = A_0 e^{ipt}, \quad p = a + ib \ (\in \mathbb{C}), \quad (2.4)$$

odnosno

$$u(t) = A_0 e^{-\frac{\omega_0}{2Q}t} e^{i\omega t}, \quad \omega = \omega_0 \sqrt{1 - \frac{1}{4Q^2}}, \quad (2.5)$$

gdje je  $A_0$  početna amplituda,  $e^{-\frac{\omega_0 t}{2Q}}$  je atenuacijski faktor uzrokovan trenjem, dok je  $e^{i\omega t}$  harmonijski dio. Dakle uvođenje mirenja (klipa) u sustav jednostavnog harmonijskog oscilatora uzrokuje smanjenje amplitude titranja s vremenom, ali također mijenja frekvenciju osciliranja. Amplituda će se za vrijeme  $\tau = 2Q/\omega$ , koje nazivamo relaksacijskim vremenom, smanjuje na  $e^{-1}$  (0.37) svoje početne amplitude. Energija osciliranja bit će

$$E(t) = \frac{1}{2}kA^2(t) = \frac{1}{2}kA_0^2 e^{-\frac{\omega_0 t}{Q}} = E_0 e^{-\frac{\omega_0 t}{Q}}. \quad (2.6)$$

Dakle gubitak energije vala ovisi o faktoru dobrote  $Q$  koji predstavlja mjeru za gubitak energije zbog neelastičnosti sredstva i definiran je kao omjer gubitka energije u jednoj oscilaciji i najveće energije deformacije u volumenu sredstva:

$$\frac{1}{Q(\omega)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E}. \quad (2.7)$$

Iz jednadžbi (2.4) i (2.5) vidljivo je da se atenuacija može promatrati kao imaginarni dio kružne frekvencije  $\mathcal{I}m(p)$ , odnosno kad je  $Q$  jako velik i  $\omega \approx \omega_0$  vrijedi  $\mathcal{I}m(\omega) = -i\omega/2Q$ . To znači da se brzina rasprostiranja seizmičkih valova može smatrati kompleksnim brojem što upućuje na to da je struktura neelastičnosti analogna strukturi brzina. To omogućuje uporabu metoda koje se koriste za određivanje brzina i za određivanje atenuacije (npr. Stein i Wysession, 2003; Aki i Richards, 2002; Crampin, 1981).  $Q$ -faktor opisuje smanjivanje amplitude i u prostoru i vremenu, npr. stojnih valova s vremenom ili putujućeg vala u prostoru.

$Q$ -faktor može se odrediti iz ovojnice (envelope) oscilacija, odnosno iz ovisnosti prirodnog logaritma ovojnice i vremena:

$$A(t) = A_0 e^{-\frac{\omega_0 t}{2Q}} \Rightarrow \ln A(t) = \ln A_0 - \frac{\omega_0}{2Q} t, \quad (2.8)$$

ili iz omjera amplituda dva ekstrema udaljena za jedan period  $T$ :

$$\frac{A_1}{A_2} = e^{\frac{\omega_0 T}{2Q}} = \left\{ T = \frac{2\pi}{\omega_0} \right\} = e^{\frac{\pi}{Q}} \Rightarrow Q = \frac{\pi}{\ln \frac{A_1}{A_2}}. \quad (2.9)$$

Ovakav opis atenuacije vrijedi uz pretpostavku linearnosti, odnosno za  $Q \neq Q(A(t))$ . Takva pretpostavka valjana za malene amplitude vrijedi i u seizmologiji: deformacija (engl. *strain*, prostorna derivacija polja pomaka, bezdimenzionalna veličina) u većini stijena je  $\leq 10^{-6}$  za režim dalekog polja, no za eksplozije i bliske potrese može premašiti i  $10^{-4}$  (Stein i Wysession, 2003). Za sredstvo u kojemu vrijedi linearna ovisnost napetost–deformacija je  $A \sim \sqrt{E}$ .

Doda li se u sustav mirenog harmonijskog oscilatora vanjska sila ovisna o frekvenciji, jednadžba

gibanja postaje

$$m\ddot{u}(t) + \gamma m\dot{u}(t) + ku(t) = e^{i\omega t}, \quad (2.10)$$

a njezino je rješenje  $u(t) = A(\omega)e^{i\phi(\omega)}e^{i\omega t}$ . U takvom je sustavu amplituda jednaka

$$A(\omega) = \frac{1}{\sqrt{(\omega_0^2 - \omega^2)^2 + \omega^2\gamma^2}}, \quad (2.11)$$

a faza

$$\phi(\omega) = \text{arctg} \frac{-\gamma\omega}{\omega_0^2 - \omega^2}. \quad (2.12)$$

Dakle mirenje uz smanjenje amplitude uzrokuje i promjenu faze: što je atenuacija veća ( $Q$  manji), to je promjena u fazi biti veća. Rezonancija će se pojaviti za frekvenciju  $\omega_p$  koja također ovisi o faktoru mirenja, odnosno  $Q$ -faktoru:

$$\omega_p = \sqrt{\omega_0^2 - \frac{\gamma^2}{2}} = \omega_0 \sqrt{1 - \frac{1}{2Q^2}}. \quad (2.13)$$

Što je  $Q$  manji to je amplituda rezonancijskog šiljka pri rezonantnoj frekvenciji biti manja jer je

$$A(\omega_p) = \frac{Q}{\omega_0^2 \sqrt{1 - \frac{1}{4Q^2}}}, \quad (2.14)$$

dok je njegova širina veća te je pomaknutiji od  $\omega_0$ .

Atenuacija također proširuje puls: dok ravni val pulsog oblika putuje kroz idealno sredstvo savršeno zadržavajući svoj oblik, u neelastičnom sredstvu puls se proširuje. Ako se žele zadržati pretpostavke o linearnosti i  $Q$ -faktoru koji ne ovisi ili je slabo ovisan o frekvenciji, mora se uvesti fizička disperzija brzina (npr. Aki i Richard, 2002). Njezino uvođenje omogućuje dobivanje asimetričnog proširenog pulsa koji sprječava dolazak energije prije geometrijskog vremena nailaska pulsa te je u skladu s opažanjima u seizmologiji. Jedna takva disperzijska relacija zove se Azimijev atenuacijski zakon i glasi

$$c(\omega) = c_0 \left( 1 + \frac{1}{\pi Q} \ln \frac{\omega}{\omega_0} \right), \quad (2.15)$$

pri čemu je  $c_0 = c(\omega_0)$ . Za razliku od geometrijske disperzije, koja je prisutna kod površinskih valova zbog različitih prividnih brzina na površini jer valovi ovisno o njihovoj frekvenciji zahvaćaju po dubini sredstva različitih seizmičkih brzina koje ne ovise o frekvenciji, ovdje se radi o fizičkoj atenuaciji u kojoj valovi različitih frekvencija putuju različitim brzinama. Više o



dispertziji zbog atenuacije može se pročitati u knjigama Steina i Wyssessiona (2003) te Akija i Richardsa (2002).

Prema Steinu i Wyssessionu (2003) standardni model za neelastičnost u Zemlji koja uzrokuje atenuaciju opisuje se viskoelastičnim odnosno standardnim linearnim modelom krutog sredstva – takav model opisuje kombinaciju elastičnog i viskoznog odgovora na upadni seizmički val. Može ga se predstaviti sustavom koji se sastoji od elastične opruge konstante elastičnosti  $k_1$  koja je paralelno spojena s drugom oprugom konstante  $k_2$  i klipom viskoznosti  $\eta$  (slika 2.2). Neka je deformacija oblika Heavisideove *step*-funkcije  $H(t)$  koja je jednaka nuli za  $t < 0$  i jedan za  $t \geq 0$ . Odziv na djelovanje napetosti je kombinacija trenutnog elastičnog doprinosa opruge  $k_1$  i zakašnjelog viskoelastičnog odziva od klipa i opruge  $k_2$ :

$$\sigma(t) = k_1 H(t) + k_2 e^{-\frac{t}{\tau}}, \quad (2.16)$$

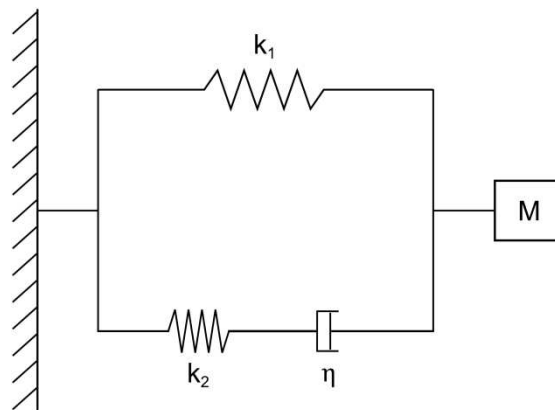
pri čemu je  $\tau = \eta/k_2$  relaksacijsko vrijeme. Odziv na harmonijski val ovisit će o  $\omega\tau$ : kad je  $T \ll \tau$ , odnosno za visoke frekvencije, odziv je pretežno elastičan s malom atenuacijom, dok je za  $T \gg \tau$ , tj. niske frekvencije, odziv pretežno viskozni te nema gubitka energije zbog atenuacije. Na srednjim frekvencijama, odnosno kad su  $T$  i  $\tau$  usporedivi, odziv je viskoelastičan. U takvom sustavu atenuacija ima oblik šiljka prema jednadžbi

$$Q^{-1}(\omega) = \frac{k_2}{k_1} \frac{\omega\tau}{1 + (\omega\tau)^2} \Rightarrow Q_{max}^{-1}\left(\frac{1}{\tau}\right) = \frac{k_2}{2k_1}. \quad (2.17)$$

pri čemu je atenuacija najveća za  $\omega\tau = 1$ . Disperzijska relacija seizmičkih brzina ima oblik

$$c(\omega) = c_0 \left( 1 + \frac{k_2}{2k_1} \frac{(\omega\tau)^2}{1 + (\omega\tau)^2} \right), \quad c_0 = \sqrt{\frac{k_1}{\rho}}, \quad (2.18)$$

što znači da je fazna brzina biti najmanja na niskim frekvencijama a najveća na visokim frekvencijama.



**Slika 2.2** Shema standardnog viskoelastičnog modela neelastičnosti u Zemlji.

Za ovakav je sustav atenuacija ( $Q^{-1}$ ) ovisna o frekvenciji i ima oblik šiljka – kao što pokazuju i laboratorijska mjerenja. No za frekvencije između 0.001 i 0.1 Hz mjerenja pokazuju približno konstantan  $Q$  (npr. Sato i sur., 2012). Pretpostavlja se da je uzrok tomu superpozicija različitih atenuacijskih šiljaka s različitim relaksacijskim vremenima zbog drukčijih mehanizama atenuacije – višestruki šiljci tvore apsorpcijski pojas. Oni će ovisiti o sastavu sredstva (kristalima i mineralima), veličini kristala ili zrna kojega čine, te o temperaturi i tlaku. Za visoki tlak atenuacija će biti manja, dok će je visoke temperature povećati. Valovi koji putuju kroz razna sredstva osjećaju ukupni učinak svih tih mehanizama te je rezultatni apsorpcijski spektar ravan za niske frekvencije. U konačnici, Aki i Richards (2002) navode da je možda najbolja definicija  $Q$ -faktora

$$\frac{1}{Q(\omega)} = -\frac{\text{Im}[M(\omega)]}{\text{Re}[M(\omega)]}, \quad (2.19)$$

pri čemu je  $M(\omega)$  kompleksni oblik modula elastičnosti. Više o relaksacijskim fenomenima i njihovom opisu kroz jednadžbu napetost–deformacija te njihovom utjecaju na faktor dobrote može se pogledati u Akiju i Richardsu (2002).

### 2.2.1. Mehanizmi intrinzične atenuacije u Zemlji

Intrinzična atenuacija posljedica je raznih mehanizama koji energiju titranja pretvaraju u toplinu kroz procese trenja, viskoznosti i termičke relaksacije. Modeli seizmičke atenuacije u početku su razvijani kako bi objasnili opažanja frekvencijski neovisnog faktora dobrote  $Q$  na niskim frekvencijama (Sato i sur., 2012). Nakon što je uočena važnost ove veličine u istraživanjima sedimentnih stijena za potrebe eksploatacije ugljikovodika, uložen je dodatni napor u istraživanje mehanizama intrinzične atenuacije.

Mnogi predloženi modeli temelje se na relaksacijskim mehanizmima karakterističnih relaksacijskih vremena koji ovise o prostornim dimenzijama elemenata stijene. Takvi mehanizmi uzrokuju frekvencijski ovisnu atenuaciju koja ima oblik šiljka s najvećom vrijednosti za frekvenciju koja odgovara vremenu relaksacije mehanizma. Pretpostavi li se da se u stijenama nalaze elementi različitih dimenzija, može se dobiti niz superponiranih atenuacijskih šiljaka s različitim relaksacijskim vremenima koji čine atenuaciju frekvencijski neovisnom u odgovarajućem rasponu frekvencija. Kao što je već spomenuto, da bi seizmički valovi bili kauzalni, seizmičke brzine i atenuacija moraju biti frekvencijski ovisni. Laboratorijska i *in-situ* mjerenja potvrđuju da atenuacija ovisi o frekvenciji (npr. Adam i sur., 2009 i tamo navedene reference). Također modeli se moraju ponašati u skladu s opažanjima: npr. atenuacija S-valova

$Q_S^{-1}$  ima najveću vrijednost u rasponu frekvencija između 0.01 i 0.5 Hz (pregled u Sato i sur., 2012).

Veliki broj predloženih mehanizama temelji se na opažanjima da se u stijenama nalaze mikroskopske pukotine i pore koje mogu biti ispunjene fluidima. Pukotine mogu imati izuzetan utjecaj na vrijednosti brzina prostornih valova ( $v_p$  i  $v_s$ ). Jedan od najvažnijih i dominantnih parametara koji kontroliraju relaksacijsko vrijeme, odnosno frekvencijsku ovisnost, jest omjer širine i duljine pukotine  $d$  (engl. *aspect ratio*; Sato i sur., 2012). Povećanje stupnja razlomljenosti, odnosno povećanje broja mikropukotina, promjene u tlaku i temperaturi, stupanj zasićenosti stijene i atmosfersko djelovanje utječu na atenuaciju (pregled u Bartonu, 2007).

Prema Bartonu (2007) i tamo navedenim referencama mehanizmi atenuacije mogu se podijeliti u nekoliko kategorija (slika 2.3):

- trenje na granicama čestica i na stjenkama pukotina,
- tok fluida zbog smicanja na granici fluida i pora,
- relativno gibanje okvira matriksa<sup>2</sup> stijene u odnosu na inkluzije fluida u potpuno zasićenoj stijeni,
- ubrizgavanje (engl. *squirting*),
- stiskanje plinskih džepova pri djelomičnom zasićenju stijena,
- geometrijski efekti zbog malenih pora, većih nepravilnosti, tankih slojeva i sl.

Atenuacija zbog toka fluida djeluje na dva načina: preko inercijalnog otpora što je bitno na ultrasoničnim frekvencijama i ubrizgavanjem koji je važan na nižim frekvencijama. Trenje na/u tankim pukotinama i granicama zrna mogao bi biti dominantan mehanizam atenuacije na malenim skalama ako je razina deformacije dovoljno velika. Povećanje tlaka smanjuje otvore pukotina i njihov efektivni broj i time smanjuje atenuaciju. Vlaženje vodom i zasićenje stijene smanjuju koeficijent trenja i time omogućuju klizanje jedne strane pukotine po drugoj što povećava atenuaciju.

Prema pregledu u Bartonu (2007), za male tlakove mehanizam trenja dominira i skoro je neovisan o frekvenciji. Ovaj mehanizam nije značajan za deformacije koje uzrokuju seizmički valovi. Ipak pokazalo se da deformacije moraju biti barem  $10^{-6}$  da bi pomaci zbog klizanja bili dovoljno veliki da bi opisali trenje kao mehanizam atenuacije, odnosno njegov bi doprinos

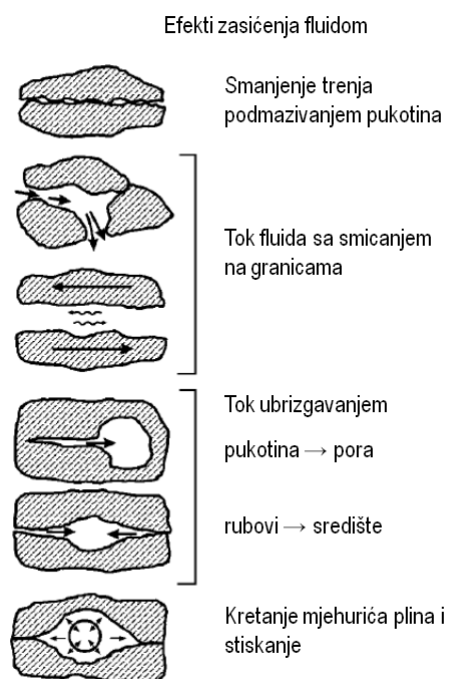
---

<sup>2</sup> Kontinuirani sitnozrnasti i fino-zrnasti materijal koji okružuje veća zrna ili čestice sedimenta ili sedimentne stijene ili ispunjava porne šupljine između njih; prirodni materijal u koji su uklopljena zrna (čestice) sedimenta ili sedimentne stijene (Perić, 2007).

mogao biti valjan na većim pukotinama (0.1 m, 1 m, 10 m). U modelu u kojem dolazi do viskozne disipacije energije zbog gibanja tekućine kroz pukotine relaksacijsko vrijeme ovisi o modulu smicanja i viskoznosti, a za  $\mu \approx 10^{12} \text{ g/cm}^2$  i  $d = 10^{-4} - 10^{-1}$  najveći  $Q^{-1}$  očekuje se za frekvencije reda veličine  $10^9 - 10^{12}$  Hz. Istraživanja inercijalnog toka fluida unutar pora koji je potaknut elastičkim valovima pokazuju da je atenuacija uzrokovana tim procesima vrlo malena za  $f < 100$  Hz jer model uključuje samo gubitak energije zbog viskoznog otpora pri kretanju fluida uz stijenke pukotina. Model ubrizgavajućeg toka fluida, tzv. *squirt-flow*, opisuje gubitak energije u procesu u kojem se fluid iz tankih pukotina pod djelovanjem seizmičkih valova ubrizguje u veće pore ili susjedne pukotine drukčije orijentacije. Iako će atenuacijski šiljak svoj maksimum imati za  $f > 100$  Hz, model pokazuje da bi značajan doprinos atenuaciji mogao postojati i za niže frekvencije. Ovaj fenomen ovisan je o stupnju zasićenja i vrsti fluida, odnosno o njegovoj viskoznosti, te pokazuje razliku u atenuaciji P- i S-valova. Prisutnost mjehurića plina u djelomično zasićenim pukotinama može pojačati kretanje fluida unutar pukotina što rezultira povećanjem atenuacije. Relaksacijsko vrijeme ovisit će o modulu nestlačivosti i gustoći fluida te veličini kapljice fluida. Laboratorijski su eksperimenti pokazali da se atenuacija P-valova ( $Q_P^{-1}$ ) smanjuje kad se uzorak stijene suši (npr. Winkler i Nur, 1982; Adam i sur, 2009). To je u skladu s opažanjima na Mjesecu na kojem su stijene siromašne vodom i gdje je intrinzična atenuacija malena (Stein i Wysession, 2003). S druge strane, pokazano je da dodavanje hlapljive komponente suhoj stijeni povećava  $Q_S^{-1}$  te da je to posljedica međudjelovanja upijenog filma vode na krutoj površini uslijed termički aktiviranih gibanja zbog relaksacije molekula tekućine (Sato i sur., 2012). Sadržaj vode utječe na pojedina relaksacijska vremena – opažanja se mogu objasniti omekšavanjem stijene zbog povezivanja molekula fluida i površine pukotine. Energija titranja iz valnog polja također se uklanja termoelastičkim učinkom pri adijabatskoj kompresiji (Sato i sur., 2012). Heterogenost veličine zrna u stijeni povećava iznos predviđene atenuacije, a relaksacijsko je vrijeme razmjerno termičkoj difuzivnosti i obrnuto proporcionalno veličini zrna. Ovaj mehanizam prvenstveno utječe na atenuaciju P-valova, no uzrokuje i atenuaciju S-valova, što je u skladu s opažanjima da je  $Q_S > Q_P$ . Za stijene koje sadrže prazne pukotine ovaj model također predviđa  $Q_S > Q_P$ . Detaljan pregled uzroka intrinzične atenuacije može se pronaći u Bartonu (2007) i Satu i sur. (2012).

Vidljivo je da je intrinzična atenuacija vrlo složen proces zbog različitih međudjelovanja različitih skala koja mogu biti uzrokovana prolaskom seizmičkog vala. Različiti mehanizmi uzrokuju atenuaciju seizmičkih valova na različitim frekvencijama, a nedvojbeno je da će intrinzična atenuacija ovisiti o dubini, temperaturi, tlaku, veličini i obliku pukotina te vrsti i količini fluida kojima su pukotine ispunjene. Ipak, budući da se laboratorijska mjerenja najčešće izvode za frekvencije puno veće od 100 Hz, a predmet ovog istraživanja su efekti u rasponu od 1

do 30 Hz, treba biti vrlo oprezan pri interpretaciji jer jednostavne ekstrapolacije u objašnjavanju uzroka nisu moguće.



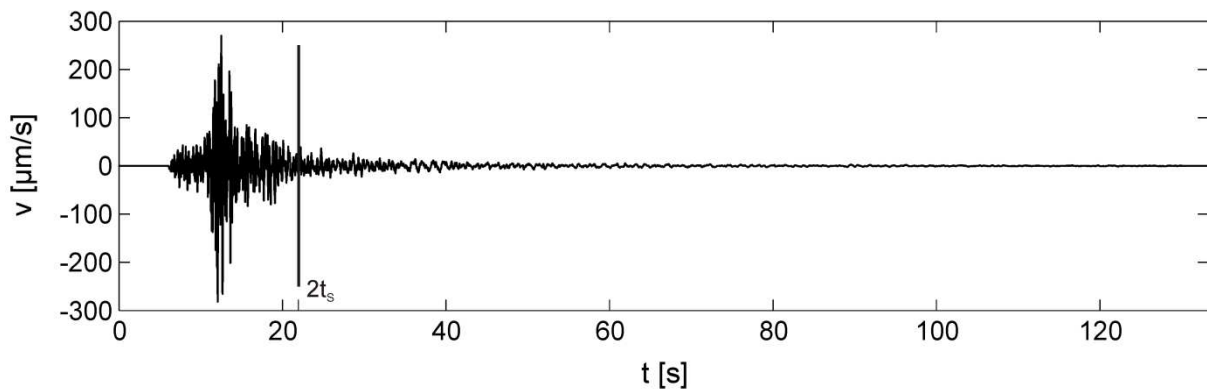
**Slika 2.3** Shematski prikaz mehanizama atenuacije koji su posljedica postojanja fluida u pukotinama i porama (preuzeto i prilagođeno iz Bartona, 2007).

### 2.3. Koda valovi

Pojam koda ima podrijetlo u latinskom jeziku (lat. *cauda*) i znači rep, a u seizmologiji se koristi za opis dijela seizmograma potresa (ponajviše lokalnog) koji predstavlja oscilacije tla nakon nailazaka svih prostornih izravnih, odbijenih ili lomljenih faza (npr. Herak, 1991b). Ovojnica kode trne skoro pravilno eksponencijalno u vremenu. Ovakva svojstva ne mogu se objasniti lateralno homogenim modelima Zemlje, a deterministički pristup zahtjevan je zbog osjetljivosti valova na pojedinosti (Aki i Chouet, 1975). Koda valovima pristupa se statistički. Razlikujemo kodu P- i S-valova, no najčešće se pod kodom podrazumijeva S-koda jer je dulja od P-kode ali i zato što su u P-kodu u pravilu superponirane izravne S-faze (slika 2.4). U ovom radu pojam koda označava S-kodu, osim ako nije drukčije navedeno.

Sam početak kode nije strogo definiran. Najčešće se koristi dvostruko vrijeme putovanja S-valova,  $2t_s$ , jer se smatra da je nakon tog vremena doprinos izravnih, reflektiranih i refraktiranih faza S-valova zanemariv (Rautian i Khalturin, 1978). U praktičnom se radu često koristi i vrijeme  $1.5 t_s$  kao početak kode.

Valovi visokih frekvencija, za koje se koda najčešće promatra, osjetljivi su na heterogenosti malenih dimenzija u Zemljinoj unutrašnjosti, prvenstveno u njezinoj kori i litosferi, zbog odnosa njihove valne duljine i dimenzija heterogenosti.



**Slika 2.4** Seizmogram lokalnog potresa u odnosu na vrijeme proteklo od nastanka potresa. Vertikalna crta označava dvostruko vrijeme putovanja izravne S-faze koje se najčešće koristi kao početak kode.

Nastanak kode objasnio je Aki (1969) raspršenjem unazad seizmičkih valova na brojnim heterogenostima te je predložio njezinu analizu statističkim pristupom. Aki i Chouet (1975) naveli su šest osnovnih opaženih svojstava kode:

- razlika u spektru seizmograma smanjuje se kad se promatraju kasniji dijelovi seizmograma lokalnih potresa, posebno koda, dok raniji dijelovi seizmograma jako ovise o udaljenosti od žarišta potresa i svojstvima sredstva kroz koje je val putovao;
- za lokalni potres epicentralne udaljenosti manje od 100 km ukupno trajanje seizmograma skoro je neovisno o udaljenosti od žarišta i azimutu;
- spektar snage koda valova različitih potresa trne kao funkcija vremena na isti način neovisno o epicentralnoj udaljenosti i svojstvima staze vala;
- vremenska funkcija spektra snage neovisna je o magnitudi potresa za potrese magnitude manje od šest;
- pobuda kode ovisi o lokalnoj geološkoj strukturi u okolini postaje;
- analiza kode na gustoj mreži postaja pokazuje da tu nije riječ o ravnim valovima koji dolaze iz epicentra.

Takva svojstva može opisati samo pojava raspršenja na heterogenostima u sredstvu. Veliki broj heterogenosti uzrokovat će učestalije raspršenje te će dodavati energiju u kasnije vremenske intervale što će uzrokovati dokidanje razlika između koda na dvije različite postaje zbog usrednjavanja energije raspršenih valova.

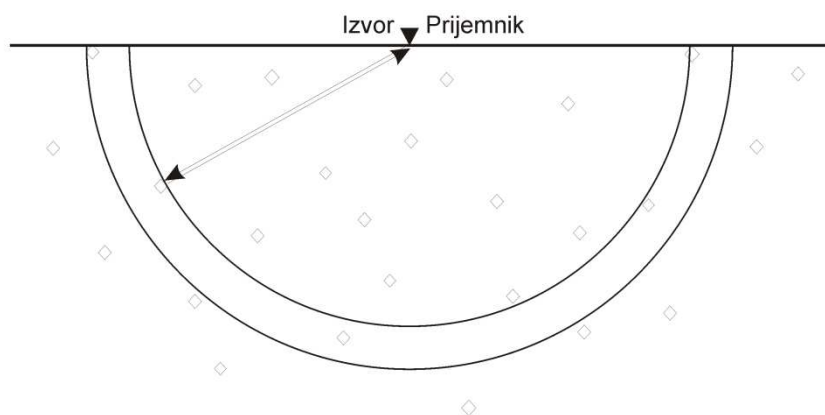
Rautian i Khalturin (1978) zaključili su da se S-koda prvenstveno sastoji od S-valova raspršenih

u S-valove (S→S raspršenje), a Aki (1980b) je to objasnio učinkovitijim raspršenjem S-valova u odnosu na P-valove zbog kraćih valnih duljina i dimenzija heterogenosti.

Postoji nekoliko modela koji opisuju nastanak koda valova: model jednostrukog raspršenja unazad, model izotropnog jednostrukog raspršenja unazad, model višestrukog raspršenja, teorija difuzije i model toka energije, a više o njima može se saznati u pregledu Sata i sur. (2012). Najčešće primjenjivan model u praksi je model jednostrukog raspršenja unazad.

## 2.4. Model jednostrukog raspršenja unazad

Aki i Chouet (1975) u svojem su radu predložili dva ekstremna modela koja opisuju nastanak koda valova, a temelje se na pretpostavci da koda valovi nastaju raspršenjem unazad na brojnim heterogenostima uniformno raspoređenim u Zemljinoj kori: jednostruko raspršenje unazad i difuzijski model. Prema potonjem modelu raspršenje je jako, a seizmička se energija kroz prostor prenosi procesom difuzije. Da takav pristup nije primjeren za nastanak koda u Zemlji pokazao je Kopnichev (1977), dok su Dainty i Toksöz (1981) pokazali da proces difuzije vrlo dobro opisuje lunarnu kodu. Model jednostrukog raspršenja unazad vrlo je jednostavan (slika 2.5). Temelji se na pretpostavkama da izvor i prijemnik koincidiraju, odnosno da je udaljenost između njih zanemariva u odnosu na prijedeni put vala, te da je raspršenje slabo i ne proizvodi sekundarno raspršenje (vrijedi Bornova aproksimacija), odnosno da je višestruko raspršenje zanemarivo. Nadalje, sredstvo kojim se valovi rasprostiru promatra se kao homogeni poluprostor u kojemu je prostorna razdioba heterogenosti, odnosno raspršivača, slučajna i uniformna. Na takav način nastali koda valovi superpozicija su nekoherentnih, unazad raspršenih, prostornih valova.



**Slika 2.5** Shematski prikaz modela jednostrukog raspršenja unazad.

Model jednostrukog raspršenja unazad može se primijeniti za određivanje faktora dobrote koda valova,  $Q_C$  (poznat i kao koda- $Q$  faktor), što je u literaturi poznato i kao koda- $Q$  metoda (engl. *coda- $Q$  method*). Aki i Chouet (1975) pokazali su da se amplitude pojasno-filtriranih koda valova sa središnjom frekvencijom  $f$  mogu opisati kombinacijom funkcije vremena  $t$  proteklog od trenutka nastanka potresa (engl. *origin time*), funkcije izvora  $S(f)$  i propagacijskog faktora u kojem je sadržana i atenuacija:

$$A_C(f, t) = S(f)t^{-\alpha} \exp\left[\frac{-\pi f}{Q_C(f)} t\right], \quad (2.20)$$

pri čemu  $\alpha$  predstavlja parametar geometrijskog rasprostiranja koji je jednak 1,0 za prostorne valove, a 0.5 za površinske valove. U ovom modelu primjenjuje se pretpostavka da su koda valovi nastali raspršenjem prostornih valova te je  $\alpha = 1$ .

Faktor izvora  $S(f)$  predstavlja spektar primarnih (izravnih) i sekundarnih (raspršenih) valova. Budući da je pri raspršenju izvor sekundarnih valova zajednički svim potresima, razlika u faktoru izvora bit će uzrokovana razlikama u izvoru potresa dokle god je sadržaj primarnih valova jednak. Funkcija izvora u jednadžbi (2.20) smatra se konstantnom za uski pojas frekvencija. Tu pretpostavku nam omogućuje opažanje da je na danoj postaji vremenska ovisnost ovojnice kode u osnovi neovisna o položaju izvora (Rautian i Khalturin, 1978).

Detaljan izvod koji vodi do jednadžbe (2.20) prikazan je u radovima Akija i Choueta (1975) i Heraka (1991b), stoga nije prikazan u ovom radu.

Množenjem jednadžbe (2.20) s proteklim vremenom  $t$ , te logaritmiranjem cijelog izraza dobije se izraz

$$\ln[A_C(f, t) t] = \ln S(f) - \frac{\pi f}{Q_C(f)} t. \quad (2.21)$$

Primijeni li se linearna regresija na jednadžbu (2.21) iz nagiba prilagođenog pravca dobije se faktor  $Q_C$ . Označimo li nagib prilagođenog pravca s  $b$ , faktor dobrote koda valova bit će jednak

$$Q_C(f) = -\frac{\pi f}{b}. \quad (2.22)$$

U mnogim istraživanjima (npr. Aki i Chouet, 1975; Rautian i Khalturin, 1978) utvrđeno je da je  $Q_C$ -faktor visokofrekventnih seizmičkih valova ovisan o frekvenciji. Pokazano je da slijedi jednostavnu potencijsku ovisnost oblika

$$Q_C(f) = Q_0 \left[\frac{f}{f_0}\right]^n, \quad (2.23)$$



pri čemu je  $f_0$  neka referentna frekvencija a  $Q_0 = Q_C(f = f_0)$ . Najčešći izbor referentne frekvencije je  $f_0 = 1$  Hz, što znači da je  $Q_0 = Q_C(f = f_0 = 1 \text{ Hz})$ , te je izraz (2.23) pojednostavljen u oblik

$$Q_C(f) = Q_0 f^n . \quad (2.24)$$

Ako su poznate vrijednosti za  $Q_C$  za različite frekvencijske pojaseve, odnosno središnje frekvencije, mogu se procijeniti  $Q_0$  i parametar frekvencijske ovisnosti  $n$ . Nakon što se izraz (2.24) logaritmiraju, dobije se izraz

$$\ln[Q_C(f)] = \ln Q_0 + n \ln \frac{f}{f_0} \quad (2.25)$$

na koji je moguće primijeniti linearnu regresiju. Nagib prilagođenog pravca predstavlja frekvencijsku ovisnost faktora  $Q_C$ , dok se  $Q_0$  dobije iz odsjeka na  $y$ -osi jednadžbe pravca. U praksi se najčešće koristi oblik opisan jednadžbom (2.24).

Ovako dobiven  $Q$ -faktor opisuje uprosječenu vrijednost  $Q$ -faktora po stazi kojom je val putovao, odnosno slojeve kroz koje je prošao i manje heterogenosti na koje je naišao. Atenuacija izračunata na ovaj način uzrokovana je s dva različita procesa: intrinzičnom atenuacijom i raspršenjem. Intrinzična atenuacija, odnosno apsorpcija, posljedica je neelastičnosti sredstva, odnosno konverzije elastičke energije u toplinu zbog dislokacija u kristalima, toka fluida u pukotinama i zagrijavanja zbog trenja (poglavlje 2.2.1). Atenuacija zbog raspršenja posljedica je raspršenja valova na heterogenostima u sredstvu što uzrokuje preraspodjelu energije u sredstvu, ali ne i njezin stvarni gubitak. Raspršenje se može dogoditi zbog različitih varijacija u fizikalnim svojstvima stijena kao što su rasjedi, pukotine, intruzije te sitne nepravilnosti. Intrinzična atenuacija promatra se u vremenskoj domeni kroz relaksacijska vremena mehanizama atenuacije, dok se raspršenje promatra u prostornoj domeni kroz odnos valne duljine vala i veličine heterogenosti. Razdvajanje ova dva utjecaja nije nimalo jednostavno (Sato i sur., 2012), no u mnogim slučajevima gdje nas zanima ukupna atenuacija to i nije potrebno (Havskov i Ottemöller, 2010).

Iako u svojem teorijskom modelu Aki i Chouet (1975) nisu predvidjeli ovisnost koda- $Q$  faktora o vremenu, odnosno o dijelu kode i/ili duljini vremenskog prozora koji se analizira, mnoga su istraživanja pokazala da ta ovisnost postoji i da nije zanemariva. Razmatranjem kasnijeg dijela kode, odnosno dužeg vremenskog prozora,  $Q_C$ -faktor se u pravilu povećava, tj. atenuacija se smanjuje. Ta se pojava najčešće objašnjava posljedicom analize unazad raspršenih valova koji su putovali dublje u unutrašnjost Zemlje gdje su intrinzična atenuacija i raspršenje manji. Ne smije se zaboraviti da je ovaj model vrlo jednostavan jer pretpostavlja poluprostor, dok realno sredstvo sa slojevima različitih brzina također može znatno utjecati na vrijednost  $Q$ -faktora

(Herak, 1991a, b).

Gao i sur. (1983) pokazali su da višestruko raspršenje postaje značajno tek za protekla vremena dugo nakon nastanka potresa, npr. 100–200 s za područje LASA u Montani u SAD-u. Sato i sur. (2012) navode da je procjena  $Q$ -faktora iz koda valova lokalnih potresa prikladna za promatranje heterogenosti u litosferi dimenzija od 100 m do 10 km.

## 2.5. Metoda normiranja kodom

Aki (1980a) opisao je metodu određivanja atenuacije ( $Q$ -faktora), izravnih S-valova koja ne zahtijeva pretpostavke o frekvencijskoj ovisnosti niti spektru izvora potresa. Ta je metoda danas poznata kao metoda normiranja kodom (engl. *coda-normalization method*) i temelji se na istraživanjima prikazanim u radovima Akija i Choueta (1975) te Rautiana i Khalturina (1978). Potaknuta je iskustvom iz praktičnog rada: opažanjima da je duljina seizmograma proporcionalna magnitudi potresa i da valovi različitih lokalnih potresa za vrijeme dvostruko veće od putovanja izravnog S-vala imaju vrlo slične ovojnice pojasno-filtriranog signala neovisno o udaljenosti između izvora i prijemnika. Metoda se temelji na ideji da je u nekom trenutku  $t_c$ , računatom od vremena nastanka potresa, energija oslobođena u obliku elastičkih valova uniformno raspodijeljena u nekom volumenu oko izvora. Iako je ova pretpostavka konzistentna s modelom toka energije, sama se metoda ne temelji na teorijskom modelu rasprostiranja valova kroz Zemlju niti se oslanja na valjanost modela jednostrukog raspršenja.

Metoda se temelji na mjerenju spektralnih amplituda izravnih prostornih  $A(f, t)$  i koda valova  $A_c(f, t)$ , pri čemu je  $f$  frekvencija a  $t$  označava vrijeme mjereno od trenutka nastanka potresa. Spektralnu amplitudu koda valova možemo opisati kao

$$A_c(f, t) = S_c(f)R_c(f)P_c(f, t), \quad (2.26)$$

pri čemu  $P_c(f, t)$  označava propagacijski učinak neovisan o udaljenosti između izvora i prijemnika i njihovom usmjerenju (azimutu), dok su  $S_c(f)$  faktor izvora i  $R_c(f)$  faktor utjecaja podloge koji ne ovise o smjeru izvora i prijemnika. Spektralne amplitude izravnih prostornih valova mogu se aproksimirati izrazom

$$A(f, t) = S(f, \theta)R(f, \theta) \frac{1}{r} e^{-\frac{\pi fr}{Qv}}, \quad (2.27)$$

pri čemu  $S(f, \theta)$  predstavlja spektar izvora emitiran u smjeru  $\theta$  definiranom položajima izvora i prijemnika (azimutu),  $R(f, \theta)$  je utjecaj podloge koji može ovisiti o  $\theta$ ,  $r$  je udaljenost između

izvora i prijemnika, a  $v$  je brzina rasprostiranja elastičkog poremećaja.

Da bi se izdvojio propagacijski utjecaj, odnosno atenuacijski faktor, potrebno je na neki način ukloniti funkcije izvora i utjecaja podloge. Budući da su koda valovi prvenstveno raspršeni S-valovi, možemo pretpostaviti da su  $S(f, \theta)$  i  $S_C(f)$  slični. Spektar izvora koda valova možemo promatrati kao spektar izvora S-valova usrednjen po slučajno raspodijeljenim heterogenostima, što se može postići i usrednjavajući  $S(f, \theta)$  po  $\theta$ , odnosno za potrese iz različitih smjerova. Slično vrijedi i za  $R(f, \theta)$  i  $R_C(f)$ . Dakle normira li se spektralna amplituda izravnih valova sa spektralnom amplitudom koda valova za određeno vrijeme  $t_C$  dobije se izraz

$$\frac{A(f, r)}{A_C(f, t_C)} = \frac{S(f, \theta)}{S_C(f)} \frac{R(f, \theta)}{R_C(f)} \frac{1}{r} \frac{e^{-\frac{\pi fr}{Qv}}}{P_C(f, t_C)}, \quad (2.28)$$

koji se zatim pomnoži s  $r$  i logaritmiraju te se dobije

$$\ln \frac{A(f, r)r}{A_C(f, t_C)} = -\frac{\pi f}{Q(f)v} r + konst(f). \quad (2.29)$$

Ako je poznata brzina rasprostiranja seizmičkih valova, te su zabilježeni potresi iz različitih azimuta u odnosu na postaju i s različitim žarišnim udaljenostima,  $Q(f)$  se izračuna iz nagiba pravca prilagodbe primjenjujući linearnu regresiju na parove  $(r, \ln[A(f, r)r/A_C(f, t_C)])$ . Vrijeme u kojem se procjenjuje  $A_C(f, t_C)$  trebalo bi biti veće od dvostrukog vremena putovanja izravnog S-vala ( $2t_S$ ), no pokazalo se da je dovoljno koristiti i  $t_C > 1.5t_S$ .

Metoda normiranja kodom najčešće se primjenjuje na izravne S-valove. Iako je princip prvi puta primijenjen na P-valove u radu Akija i Choueta (1975), metoda se nije koristila za određivanje  $Q$ -faktora P-valova sve do rada Yoshimota i sur. (1993). Nakon objave tog rada pod pojmom proširene metode normiranja kodom (engl. *extended coda-normalization method*) misli se na određivanje atenuacije izravnih P-valova.

U svojem su radu Yoshimota i sur. (1993), na osnovi prethodnih istraživanja, zaključili da se može koristiti pretpostavka da za malen interval magnituda vrijedi

$$\frac{S_P(f, \theta)}{S_S(f, \theta)} \approx konst(f),$$

odnosno da vrijedi

$$A_C(f, t) \propto S_S(f) \propto S_P(f).$$

Budući da spektri izravnih P- i S-valova ovise o seizmičkom momentu, nužno se pridržavati ograničenja za mali interval magnituda. Iako autori nigdje nisu naveli koliki je to „maleni“

interval, u svom se radu ograničavaju na  $M = 2.5-3.5$ , no također su pokazali da su promjene za  $Q_P(f)$  manje od 10% kada se ukine to ograničenje te se koriste potresi  $M = 2.1-5.5$ . Budući da je za neku postaju omjer funkcija lokalnog utjecaja za P- i S-valove konstantan, funkcije utjecaja podloge će se poništiti.

Dakle poznavanjem srednjih brzina P- i S-valova u Zemljinoj kori ( $v_P$  i  $v_S$ ), hipocentralnih udaljenosti  $r$  potresa i opaženih amplituda izravnih P-, S- i koda valova mogu se procijeniti faktori dobrote za izravne prostorne valove pomoću sljedećih jednadžbi

$$\ln \frac{A_S(f, r)r}{A_C(f, t_C)} = -\frac{\pi f}{Q_S(f)v_S} r + konst(f), \quad (2.30)$$

$$\ln \frac{A_P(f, r)r}{A_C(f, t_C)} = -\frac{\pi f}{Q_P(f)v_P} r + konst(f). \quad (2.31)$$

$A_S(f, r)$  i  $A_P(f, r)$  predstavljaju najveće amplitude izravnih faza u pojasno-filtriranom seizmogramu središnje frekvencije  $f$ , dok je  $A_C(f, t_C)$  u pravilu prosječna amplituda kode oko vrijednosti  $t_C$ . Označe li se s  $b_P$  i  $b_S$  nagibi prilagođenih pravaca faktori dobrote bit će

$$Q_S(f) = -\frac{\pi f}{b_S} \text{ i } Q_P(f) = -\frac{\pi f}{b_P}. \quad (2.32)$$

Iako ova metoda u svojoj osnovi ne pretpostavlja ništa o frekvencijskoj ovisnosti, brojna istraživanja različitih geografskih područja pokazala su da frekvencijska ovisnost postoji i da je ona jednakog oblika kao i ona koda-Q faktora (jednadžbe (2.23) i (2.24)):

$$Q_{P,S}(f) = Q_{0,P,S} \left[ \frac{f}{f_0} \right]^{n_{P,S}}, \quad (2.33)$$

odnosno

$$Q_{P,S}(f) = Q_{0,P,S} f^{n_{P,S}}, \quad (2.34)$$

u kojoj su  $Q_{0,P} = Q_P(f = f_0 = 1 \text{ Hz})$  i  $Q_{0,S} = Q_S(f = f_0 = 1 \text{ Hz})$ . Ovaj potonji oblik najčešće se koristi u praktičnom radu i to u logaritamskom obliku na koji se može primijeniti linearna regresija:

$$\ln Q_{P,S}(f) = \ln Q_{0,P,S} + n_{P,S} \ln f. \quad (2.35)$$

Kao i kod  $Q_C$ -faktora,  $Q_S$  i  $Q_P$  opisuju ukupne, prividne faktore dobrote u kojima se ne mogu jednostavno razlučiti utjecaj intrinzične atenuacije i raspršenja. U ovom slučaju izravni prostorni valovi preraspodjelu energije pri raspršenju osjećaju kao gubitak energije vala. Budući da se analiziraju izravne faze prostornih valova, ovako određena atenuacija odražavat će usrednjena atenuacijska svojstva Zemljine kore u istraživanom području.

## 2.6. Seizmička anizotropija

Do sada u ovom radu razmatrana je jedino nehomogenost realnog sredstva s obzirom na elastična svojstva, dok se sredstvo smatralo izotropnim. Homogenost podrazumijeva da su sva svojstva sredstva u svim njegovim točkama jednaka, dok izotropija podrazumijeva da se fizikalna svojstva sredstva ne mijenjaju s obzirom na smjer. Heterogenost Zemlje je izražena i prva se počela uvoditi u modele. S napretkom seizmologije pokazalo se da značajnu ulogu igra i anizotropnost sredstva odnosno da brzina rasprostiranja seizmičkih valova ovisi o smjeru njihovog rasprostiranja. Kad se govori o seizmičkoj anizotropiji misli se upravo na anizotropiju seizmičkih brzina koja je uzrokovana anizotropijom elastičnih svojstava sredstva. Iako su varijacije u seizmičkim brzinama uzrokovane anizotropijom malene u odnosu na promjene u radijalnom smjeru od površine prema središtu Zemlje, utvrđeno je da su perturbacije brzina zbog anizotropije ipak usporedive s lateralnim promjenama brzine (Stein i Wysession, 2003).

Anizotropija se može objasniti na dva fundamentalno različita načina (npr. Shearer, 2009):

- preferiranom orijentacijom kristalne rešetke (engl. *lattice-preferred orientation*, LPO) i
- preferiranom orijentacijom oblika (engl. *shape-preferred orientation*, SPO).

LPO-anizotropija posljedica je preferirane orijentacije intrinzično anizotropnih kristala minerala i ovisi o simetriji njihove kristalne rešetke. Ovakav uzrok anizotropije djeluje na valove svih valnih duljina. Uzrok SPO-anizotropije je nehomogenost sredstva: iako samo sredstvo promatrano na maloj skali može biti izotropno i homogeno, na velikoj skali heterogenosti se mogu posložiti u nekom preferiranom smjeru s obzirom na njihov oblik. Najčešći primjeri ovakve anizotropije su slojevito sredstvo koje se sastoji od izmjeničnih, homogenih, izotropnih slojeva velike i male seizmičke brzine te sredstvo s paralelno orijentiranim pukotinama nastalima djelovanjem tektonskog tlaka. Ovakva vrsta anizotropije utječe samo na one valne duljine koje su veće od dimenzija slojeva ili pukotina. Izraženost anizotropije uzrokovana usmjerenim pukotinama ovisi o gustoći pukotina, njihovoj orijentaciji, omjeru širine i duljine te vrsti i količini fluida. Ako su pukotine nasumično orijentirane, anizotropija se neće biti opaziti već će se smanjiti brzine P- i S-valova (npr. Shearer, 2009).

Stupanj anizotropije obično se opisuje koeficijentom anizotropije,  $k$ :

$$k = \frac{v_{max} - v_{min}}{\bar{v}} 100 [\%],$$

pri čemu je  $v_{max}$  najveća brzina,  $v_{min}$  najmanja brzina, a  $\bar{v}$  srednja brzina rasprostiranja valova (npr. Stein i Wysession, 2003). Gledano pojedinačno mnogi su kristali izrazito anizotropni, kao

npr. olivin čiji je koeficijent anizotropije za P-val 25%, no zbog nasumične orijentacije minerala sredstvo u cjelini rijetko je kad tako izrazito anizotropno (npr. Stein i Wysession, 2003).

U seizmologiji se najčešće promatraju dva tipa seizmičke anizotropije: azimutna anizotropija (poznata još kao heksagonska anizotropija) i transverzalna anizotropija (npr. Stein i Wysession, 2003; Shearer, 2009). Primjer azimutne anizotropije su sredstvo u kojem postoji prevladavajuća orijentacije jedne osi simetrije kristalne rešetke intrinzično anizotropnih minerala kao što je olivin, pri čemu su druge dvije osi simetrije nasumično orijentirane, te sredstvo u kojem postoji preferencijalna orijentacija pukotina u stijenkama. Ovakva vrsta anizotropije primijećena je i u kori (pukotine, minerali) i u gornjem plaštu (minerali). U slučaju azimutne anizotropije os simetrije je horizontalna. Transverzalna je anizotropija prisutna u plitkoj kori, a uzrokuje ju niz horizontalnih, izotropnih slojeva različitih svojstava, npr. sedimentne stijene. Sredstvo je izotropno s obzirom na smjer u ravnini sloja, a os simetrije je vertikalna.

Rezultat djelovanja anizotropnog sredstva na seizmičke valove očituje se u nastajanju jednog kvazi-P i dva kvazi-S vala ( $qP$ ,  $qS_1$  ili  $S_1$  i  $qS_2$  ili  $S_2$ ) umjesto izotropnih P-, SV- i SH-valova (npr. Stein i Wysession, 2003; Shearer, 2009). U izotropnom sredstvu SV- i SH-valovi putuju istom brzinom, no u anizotropnom sredstvu dolazi do polarizacije S-vala na dvije komponente ( $qS_1$  i  $qS_2$ ) koje putuju općenito različitim brzinama. Budući da su te dvije komponente međusobno gotovo ortogonalne, S-val koji uđe u anizotropno sredstvo razdvoji se na dvije međusobno okomite komponente koje putuju različitim brzinom. Kašnjenje sporijeg polariziranog vala za bržim u nekim se slučajevima može opaziti kao dva zasebna nailaska S-faze i iskoristiti za dobivanje informacija o anizotropiji sredstva kroz koje se valovi rasprostiru. Ovakav učinak primijećen je za anizotropiju u kori i gornjem plaštu, a posebno dobar primjer je teleseizmička SKS-faza: faza S-vala koji je prošao kroz vanjsku tekuću jezgru, i zbog toga je njegova početna polarizacija nakon izlaska iz vanjske jezgre isključivo SV (konverzija  $P \rightarrow SV$ ). Zbog anizotropije u gornjem plaštu SV-val se polarizira i razdvoji u dva  $qS$ -vala koji putuju različitim brzinama i na površinu (postaju) nailaze u različitim vremenima.

U poglavlju 2.2.1, u kojem su razmatrani mehanizmi intrinzične atenuacije, naveden je značajan utjecaj pukotina u sredstvu na seizmičku atenuaciju. Dapače, najveći broj mehanizama izravna su posljedica postojanja pukotina: trenje na stijenkama, kretanje fluida unutar pukotina i između pukotina, ali pukotine mogu uzrokovati i raspršenje elastičkih valova. Teorijska razmatranja Crampina (1981) pokazala su da usmjerene pukotine uzrokuju jaču anizotropiju atenuacije nego seizmičkih brzina, što implicira da je atenuacija puno osjetljivija na prisutnost pukotina prouzročenih djelovanjem tektonskih napetosti. Isti je autor pokazao da anizotropija atenuacije i brzina pokazuju sličnu ovisnost azimutu: u smjeru najveće brzine (tzv. brze osi) opaža se

najmanja atenuacija i obrnuto. U svojem modelu sredstva s vertikalno usmjerenim kružnim pukotinama, Hudson (1981) je također razmatrao anizotropiju atenuacije za valove valne duljine puno veće od dimenzija pukotina. Pritom je pokazao da su valovi visokih frekvencija relativno jače atenuirani u smjeru brze osi u odnosu na valove u smjeru spore osi. Barton (2007) je naveo da su mnoga istraživanja pokazala recipročan odnos brzine seizmički valova i atenuacije. Tako su Liu i sur. (2005) u svojem radu utvrdili anizotropiju atenuacije između 23 i 30%. Prema Xu i King (1990), učinak raspršenja najveći je kad su S-valovi okomiti na ravninu pukotina. Pri niskom svestranom tlaku (engl. *confining pressure*) pukotine su otvorene i dominira raspršenje, dok se pri visokom svestranom tlaku pukotine zatvaraju, pa trenje i sadržaj pukotine imaju dominantan utjecaj.

## 3. Analiza podataka

### 3.1. Podatci

Za istraživanje seizmičke atenuacije u Dinaridima korišteni su seizmogrami zabilježeni na 17 seizmoloških postaja smještenih u području Vanjskih Dinarida na teritoriju Republike Hrvatske (slike 3.1 i 3.2). To su Ozalj (OZLJ), Rijeka (RIY), Slunj (SLUN i SLNJ), Kosinj (KSY), Novalja (NVLJ), Udbina (UDBI), Kijevo (KIJV), Dugi otok (DUGI), Morići (MORI), Žirje (ZIRJ), Čačvina (CACV), Ričice (RIC), Makarska (MAKA), Hvar (HVAR), Ston (STON), Dubrovnik (DBR i DBRK) i Stravča (STA). Sve se postaje održavaju sredstvima Geofizičkog odsjeka PMF-a, bilo u okviru redovnog rada Seizmološke služba, bilo sredstvima znanstvenih i stručnih projekata. Postaja Dubrovnik promijenila je tijekom svog rada lokaciju: postaja DBRK (radi od 2012. godine) nalazi se 6 km sjeveroistočno od položaja postaje DBR (2000.–2011.) – u radu označena je jedinstvenom oznakom DBRK. Također, 2011. god. premještena je i postaja Slunj: SLNJ se nalazi 2.6 km sjeverozapadno od bivše lokacije SLUN (2006.–2011.) – u radu je korištena oznaka SLNJ za obje postaje. Za određivanje atenuacije pomoću koda- $Q$  metode i metode normiranja kodom to je zanemariva razlika u položaju. Svi instrumenti kojima su seizmološke postaje opremljene su širokopojasni: uglavnom se radi o Guralpovim instrumentima koji imaju frekvenciju uzorkovanja  $f_s = 50$  sps (uzoraka u sekundi, odnosno engl. *samples per second*; tablica 3.1) Ovi instrumenti imaju ravan frekvencijski odziv u području frekvencija koje su korištene u ovom istraživanju (1–32 Hz).

Vrijeme nastanka potresa, njihove lokacije epicentara, dubine žarišta, i magnitude korišteni su onako kako su navedene u Hrvatskom katalogu potresa (ažurirana verzija kataloga koji su objavili Herak i sur., 1996). Parametri potresa određivani su programom SANDI2 koji je razvijen na Geofizičkom odsjeku PMF-a i koristi metodu HYPOSEARCH za lociranje žarišta (Herak, 1989). Kako bi se što točnije odredili parametri potresa, korišteni su podatci sa svih raspoloživih stalnih i privremenih seizmoloških postaja na području Republike Hrvatske, kao i svi dostupni podatci seizmoloških postaja iz susjednih država. Također, u ovom su istraživanju korištena i očitavanja nastupnih vremena izravnih P- i S-faza preuzeta iz digitalne arhive Geofizičkog odsjeka PMF-a, a rezultat su analize programom SANDI2. Za manji dio potresa nastupna su vremena određena



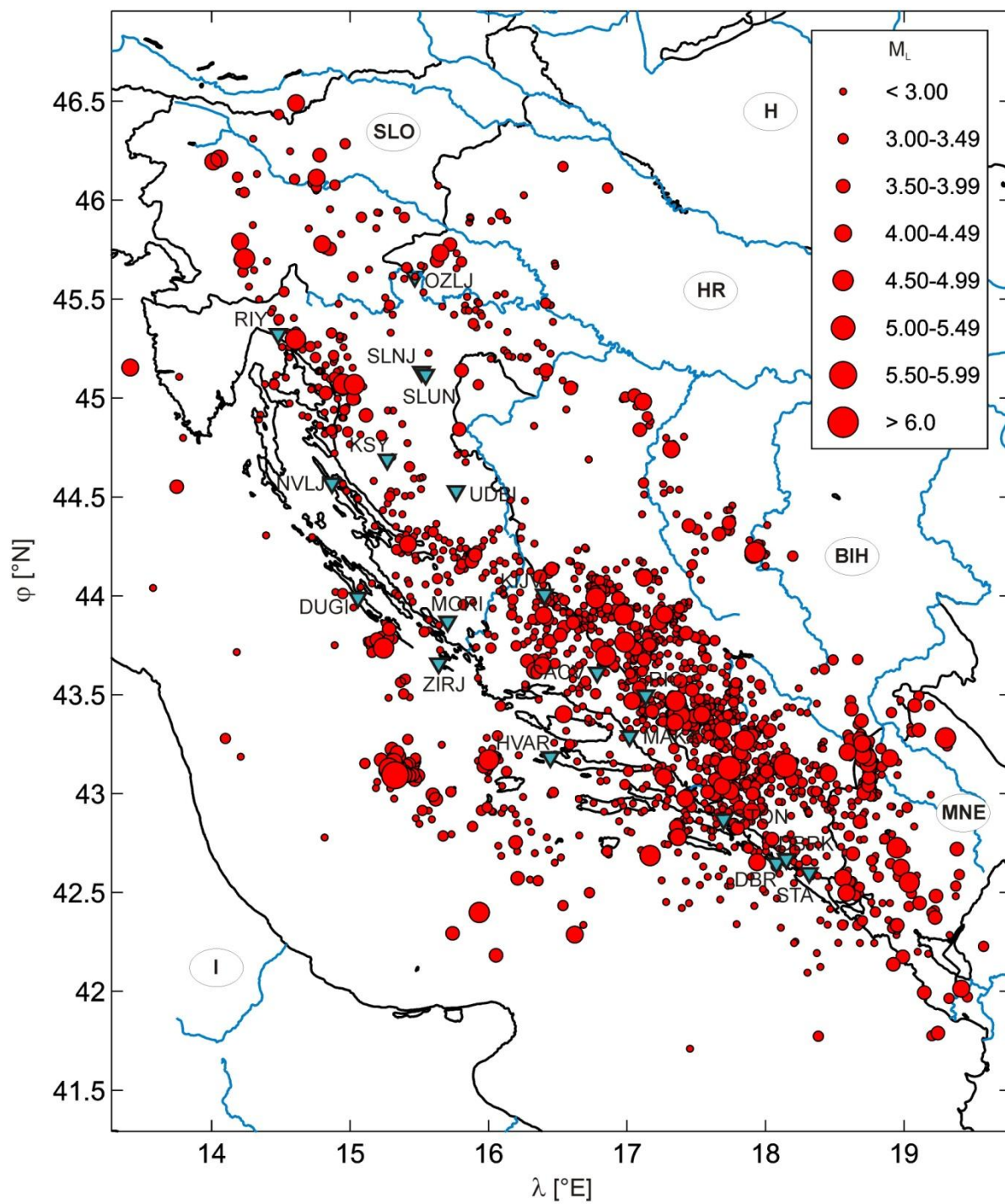
posebnim postupkom tijekom analize.

U istraživanju koda valova korišteni su lokalni potresi epicentralnih udaljenosti  $D$  do 120 km i lokalne magnitude  $M_L$  veće od ili jednake 2.0. Provjeru kvalitete vizualnom inspekcijom zadovoljilo je ukupno 3507 seizmograma, od čega su njih 2572 zadovoljila i kriterij da je omjer signala i šuma ( $SNR$ ) veći od ili jednak 2.0. U konačnici je analizirano ukupno 1885 potresa (slika 3.1). Potresi su plitkog žarišta, većinom dubine manje od 15 km, dakle sa žarištem u gornjoj kori. U Prilogu A prikazane su karte epicentara korištenih potresa za svaku postaju pojedinačno.

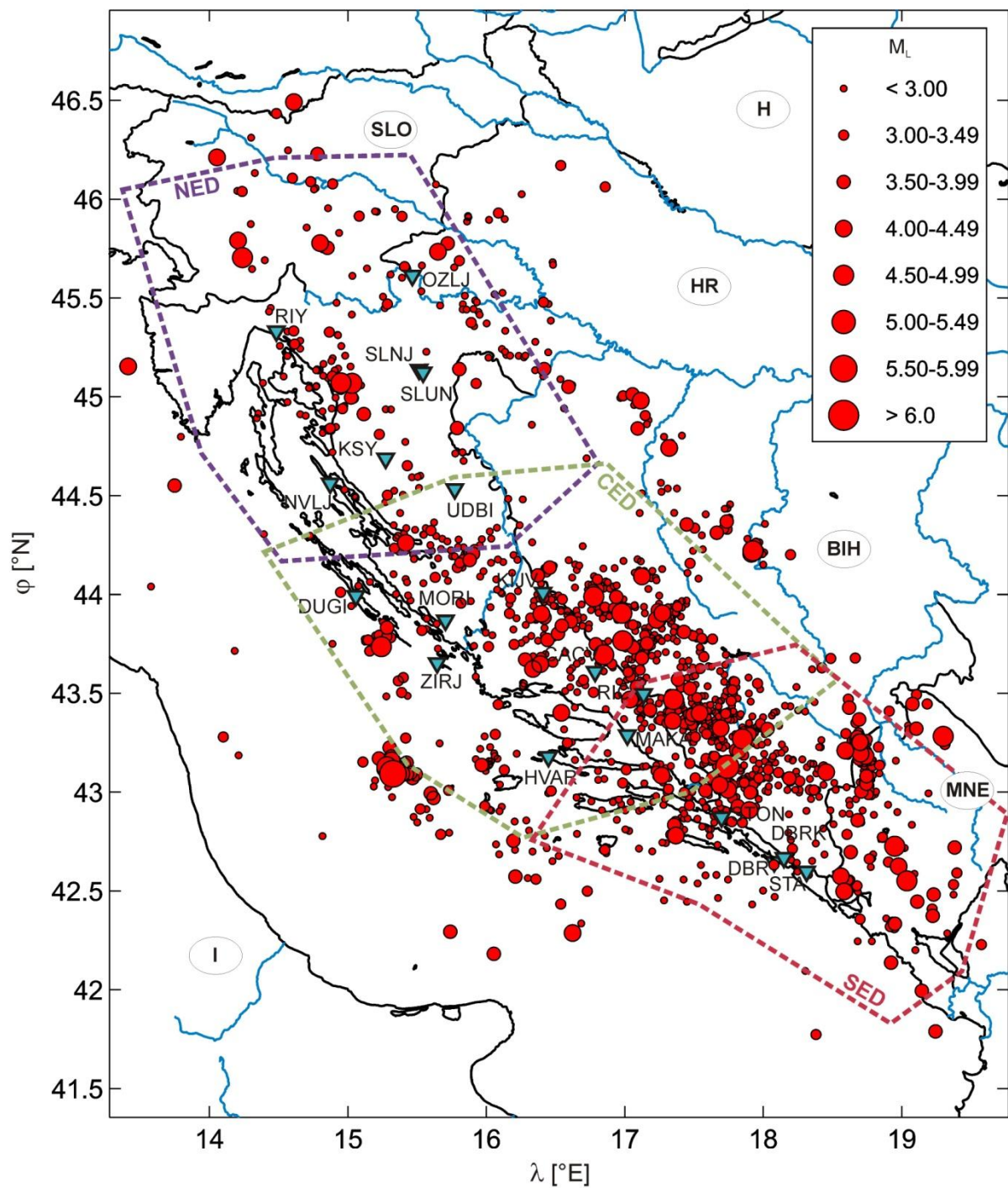
Među potresima koji su korišteni u analizi atenuacije koda valova izabrani su oni na čije je seizmogramе primijenjena metoda normiranja kodom. Za istraživanje atenuacije prostornih valova analizirano je 1526 lokalnih potresa  $M_L \geq 2.0$  i  $40 \leq D \leq 120$  km (slika 3.2). Analizirano je ukupno 2558 seizmograma. U Prilogu B prikazane su karte epicentara korištenih potresa za svaku postaju pojedinačno. Kao model brzine u metodi normiranja kodom korištene su brzine za gornju koru  $v_p = 5.8$  km/s i  $v_s = 3.45$  km/s prema radu Herak i Heraka (1995).

**Tablica 3.1** Seizmološke postaje, instalirani instrumenti, frekvencija uzorkovanja  $f_s$ , vremenski interval u kojem su se dogodili potresi te broj analiziranih potresa za koda- $Q$  metodu ( $N_{koda}$ ) i metodu normiranja kodom ( $N_{PS}$ ). Instrumenti proizvođača Guralp su CMG-3ESP(C), CMG-40T(D), CMG-6TD; Lennartz je proizveo LE-3D/20s, a Streckeisen STS-2.

| Postaja | Instrument                        | $f_s$ [sps] | Razdoblje   | $N_{koda}$ | $N_{PS}$ |
|---------|-----------------------------------|-------------|-------------|------------|----------|
| OZLJ    | CMG-40TD                          | 50          | 2011.–2014. | 86         | 67       |
| RIY     | CMG-40TD                          | 50, 100     | 2003.–2014. | 82         | 37       |
| SLNJ    | CMG-40T                           | 50, 200     | 2007.–2014. | 114        | 104      |
| KSY     | CMG-40T                           | 25, 50      | 2006.–2014. | 122        | 55       |
| NVLJ    | CMG-40T                           | 50, 200     | 2006.–2014. | 121        | 90       |
| UDBI    | CMG-40T                           | 50          | 2009.–2014. | 134        | 110      |
| KIJV    | CMG-40T, CMG-40TD, Teledyne S13×3 | 50, 100     | 2004.–2014. | 368        | 264      |
| DUGI    | CMG-3ESPC                         | 50          | 2011.–2014. | 84         | 70       |
| MORI    | CMG-3ESPC                         | 50          | 2011.–2014. | 160        | 138      |
| ZIRJ    | LE-3D/20s                         | 50          | 2011.–2014. | 170        | 158      |
| CACV    | LE-3D/20s, CMG-3ESP, CMG-40TD     | 50, 100     | 2007.–2014. | 355        | 251      |
| RIC     | CMG-3ESPC, CMG-3ESP               | 50          | 2009.–2014. | 292        | 226      |
| MAKA    | CMG-40TD, CMG-6TD                 | 50          | 2012.–2014. | 118        | 96       |
| HVAR    | STS-2, CMG-40TD, CMG-3ESP         | 40, 50, 100 | 2000.–2014. | 319        | 286      |
| STON    | CMG-40T                           | 50, 200     | 2004.–2012. | 391        | 269      |
| DBRK    | CMG-3T, CMG-3ESP, CMG-40TD        | 50, 100     | 2004.–2014. | 251        | 179      |
| STA     | CMG-40T                           | 50          | 2005.–2012. | 340        | 158      |



**Slika 3.1** Karta epicentara korištenih potresa (crveni kružići) i seizmoloških postaja (plavi trokutići) u analizi atenuacije koda valova.



**Slika 3.2** Karta epicentara korištenih potresa (crveni kružići) i seizmoloških postaja (plavi trokutići) u analizi atenuacije izravnih faza prostornih valova. Poligoni označeni isprekidanom crtom približno označavaju područja sjevernog dijela Vanjskih Dinarida (NED, ljubičasto), središnjeg dijela Vanjskih Dinarida (CED, zeleno) i južnog dijela Vanjskih Dinarida (SED, crveno) za koje je učinjena i skupna analiza atenuacije izravnih P- i S-valova.

## 3.2. Koda-Q metoda

Koda-Q metoda zapravo je primjena modela jednostrukog raspršenja unazad u kojem se procjenjuje faktor dobrote koda valova  $Q_C$  kao aproksimacija atenuacije seizmičkih visokofrekventnih valova u litosferi. Da bi se izračunali  $Q_C(f)$ ,  $Q_0$  i  $n$ , koriste se jednadžbe (2.20)–(2.25) prikazane u poglavlju 2.4.

Seizmogramu brzine pojedine komponente gibanja tla najprije je uklonjen linearni trend. Takav seizmogram je zatim pojasno filtriran Butterworth filterima četvrtog reda sa središnjim frekvencijama  $f = 1.5, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 12, 16, 18$  i  $24$  Hz i širinom filtra od  $2f/3$ . Uzimajući u obzir vrijednost Nyquistove frekvencije  $f_N = f_s/2$ , filter je primijenjen samo ako je vrijedila nejednakost  $f + f/3 < f_N$ . Zatim je izračunata ovojnica kao apsolutna vrijednost Hilbertovog transformata filtriranog signala, koji je potom izglađen za svaku točku s prozorom širine 2 s:

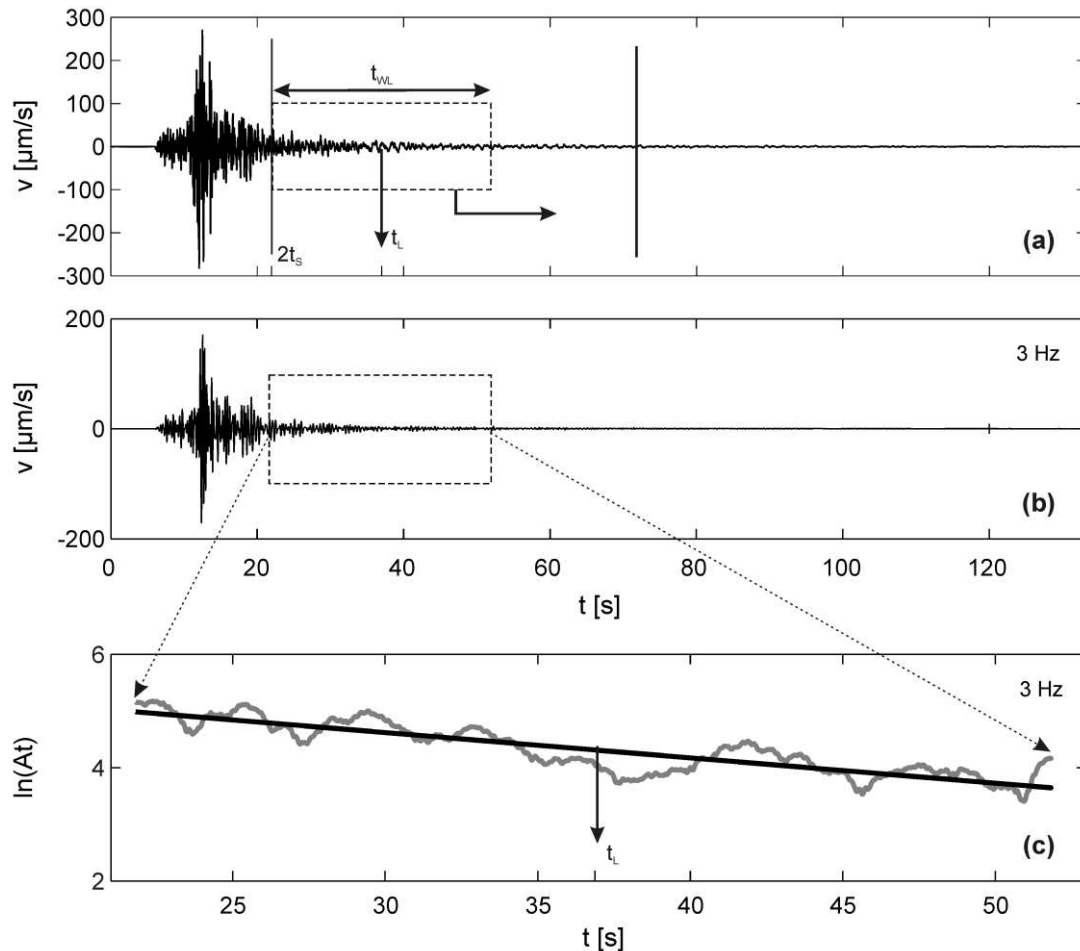
$$A_k(f, t_i) = \sum_{i-f_s}^{i+f_s} |H(v_k(f, t_i))|, \quad k = Z, N, E \quad (3.1)$$

pri čemu  $i$  označava redni broj podatka promatranog od vremena nastanka potresa,  $f_s$  je frekvencija uzorkovanja, a  $k$  označava komponentu gibanja (vertikalnu te horizontalne N-S i E-W). Od takvog signala oduzeta je razina mikroseizmičkog nemira izračunata kao srednja vrijednost ovojnice signala širine 5 s koji prethodi nailasku izravnog P-vala. Dobiveni signal u dijelu kode predstavlja spektralne amplitude  $A_C(f, t)$  koje su korištene u izrazim (2.20) i (2.21). Postupak je shematski prikazan na slici 3.3.

Budući da su brojna istraživanja pokazala da  $Q_C$ -faktor ovisi o dijelu kode koji se analizira, odnosno o proteklom vremenu, u ovoj analizi faktor  $Q_C$  računa se za do 21 uzastopni vremenski prozor širine 30 s: prvi prozor započinje u vrijeme  $2t_s$ , a svaki sljedeći jednu sekundu kasnije nego prethodni dok god vrijedi da je na kraju prozora  $SNR \geq 2$ . Koda-Q faktor računat je linearnom regresijom iz nagiba pravca prilagodbe koji je određen za pojedini vremenski prozor prema jednadžbi (2.21) za svaku komponentu gibanja posebno. Svakom  $Q_C$  pridruženo je pripadajuće proteklo vrijeme  $t_L$  koje je jednako vremenu sredine analiziranog vremenskog prozora (slika 3.3).

S obzirom na vrijeme  $t_L$  izračunati su  $Q_0$  i  $n$  prema jednadžbi (2.24): u isti skup podataka stavljeni su  $Q_C$  za sve tri komponente, zatim su prema  $t_L$  raspodijeljeni u nepreklapajuće klase širine 10 s, s prvom klasom za  $15 \leq t_L \leq 25$  s ( $t_L = 20$  s) i posljednjom za  $95 \leq t_L \leq 105$  s ( $t_L = 100$  s). Na svaku  $t_L$ -klasu primijenjena je linearna regresija prema izrazu (2.25) kako bi se izračunali  $Q_0$  i  $n$  (slika 3.4). Kao metoda linearne regresije korištena je robusna linearna

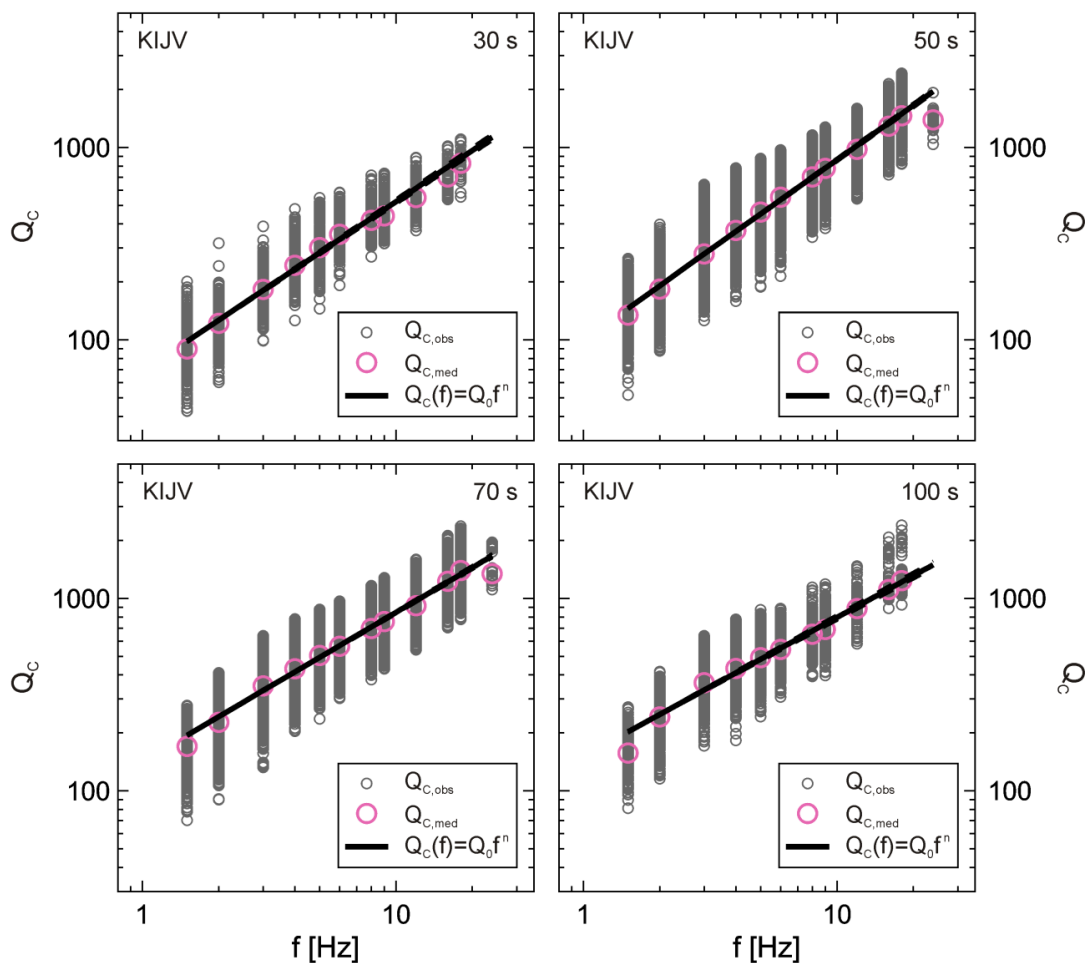
regresija s iterativno utežavanom metodom najmanjih kvadrata s bikvadratnom funkcijom težina.



**Slika 3.3** Primjer postupka primijenjenog na seizmogram potresa koji se dogodio 19. srpnja 2006. u 2:34:5.9 s UTC (postaja PTJ,  $D = 35$  km,  $M_L = 3.5$ ). (a) Originalni seizmogram horizontalne E-W komponente. Vertikalne crte označavaju početak ( $2t_s$ ) i kraj ( $2t_s + 50$  s) analiziranog dijela kode. Pravokutnik isprekidanih crta označava klizni vremenski prozor za koji se procjenjuje  $Q_C$ . (b) Pojasno-filtrirani signal za  $f = 3$  Hz. (c) Logaritama umnoška spektralne amplitude kode i vremena  $t$  računatim u odnosu na vrijeme nastanka potresa. Crnom bojom označen je pravac prilagodbe linearne regresije iz čijeg je nagiba izračunat  $Q_C$ . Vertikalna strelica označava vrijeme  $t_L$  pridijeljeno analiziranom prozoru, tj.  $Q_C$ . (Preuzeto i prilagođeno iz Dasović i sur., 2013.)

Prethodno opisan pristup analizi vremenske ovisnosti  $Q_C$ -faktora nije uobičajen. Skoro u svim objavljenim radovima autori postupaju tako da analiziraju vremenske prozore različite širine s fiksnim početkom prozora u  $2t_s$ .  $Q_C$  dobiven na taj način predstavlja prosječnu atenuaciju u volumenu sredstva omeđenog elipsoidom određenim vremenom putovanja vala  $2t_s + t_1 + t_{WL}$  (slika 3.5). Tako određena atenuacija bit će rezultat intrinzične atenuacije u cijelom tom prostoru i posljedica raspršenja na heterogenostima koje se nalaze unutar elipsoidne ljuske određene s  $2t_s$  i  $2t_s + t_1 + t_{WL}$ . Za dva potresa različitih epicentralnih udaljenosti volumeni neće biti jednaki: onaj s manjom epicentralnom udaljenosti (manji  $2t_s$ ) definirat će manji obujam

nego onaj s većom epicentralnom udaljenosti (veći  $2t_S$ ), ali bit će uprosječeni u odnosu na jednaku širinu vremenskog prozora. Promatramo li klizne vremenske prozore atenuacija koju procijenimo također će odražavati svojstva intrinzične atenuacije volumena omeđenog s  $2t_S + t_1 + t_{WL}$ , ali će biti osjetljiva na raspršenje koje se dogodilo na heterogenostima u elipsoidnoj ljusci definiranoj vremenima  $2t_S + t_1$  i  $2t_S + t_1 + t_{WL}$ . Budući da se atenuacija procjenjuje na skupu definiranom za klasu  $t_L$ , dobiveni  $Q_C$  odražavat će atenuaciju za vrlo slične volumene, bez obzira na epicentralnu udaljenost potresa. Dakle  $Q_C$ -faktor za manji  $t_L$  odražavat će atenuaciju za manji obujam nego onaj za veći  $t_L$ . Rezultati dobiveni s ova dva različita pristupa nisu izravno usporedivi.

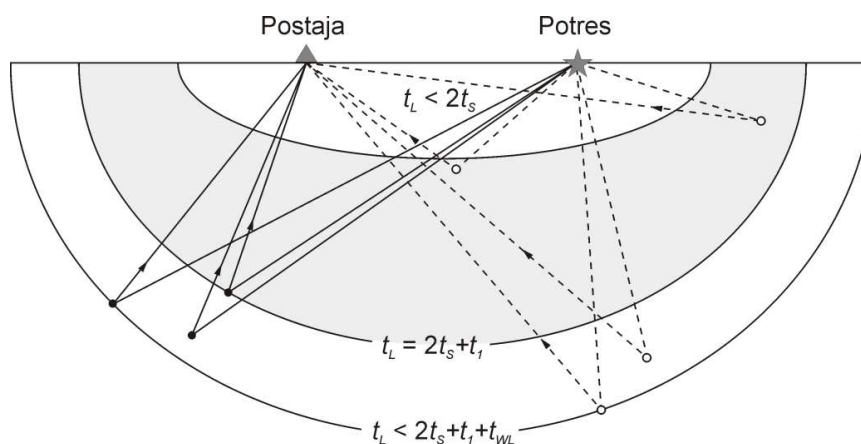


**Slika 3.4** Primjer frekvencijske ovisnosti izračunatih  $Q_C$ -faktora (sive kružnice) za  $t_L = 30, 50, 70$  i  $100$  s za postaju KIJV. Puni crni pravac prikazuje pravac linearne regresije. Ružičaste kružnice označavaju medijane  $Q_C$ -skupova za pojedinu frekvenciju.

Kao što je vidljivo na slici 3.4, vrijednosti  $Q_C$  unutar skupa za pojedinu frekvenciju poprilično su raspršene unatoč tomu što su to skupovi pročišćeni od stršećih vrijednosti (tzv. *outliera*). Dakle, prije nego što se pristupilo razdiobi  $Q_C$  po vremenskim klasama iz svakog su skupa uklonjene stršeće vrijednosti. Stršeće vrijednosti definirane su u dva koraka. U prvom koraku uklonjeni su



oni parovi  $(t_L, Q_C)$  za koje je koeficijent korelacije bio veći od  $-0.5$  ( $|\rho| < 0.5$ ). U drugom su koraku uklonjeni parovi čija je vrijednost  $Q_C$  bila izvan intervala  $[q_1 - 1.5 \cdot iqr, q_3 + 1.5 \cdot iqr]$ , pri čemu su  $q_1$  i  $q_3$  donji i gornji kvartil a  $iqr$  interkvartilni raspon. Cilj ovakvog pročišćavanja bio je ukloniti vrijednosti koje jako odstupaju od velike većine i istodobno zadržati prirodnu aleatornu raspršenost uzorka bez velike intervencije. Na tako pročišćene skupove primijenjen je već opisan postupak linearne regresije.



**Slika 3.5** Shema prikazuje volumen sredstva koji obuhvaćaju valne zrake kada se razmatra klizni vremenski prozor fiksne širine (pune crte, puni kružići, početak prozora  $2t_s + t_1$ , kraj prozora  $2t_s + t_1 + t_{WL}$ ) i volumen koji obuhvaćaju valne zrake primjenom vremenskih prozora različite širine (isprekidane crte, prazni kružići, početak prozora  $2t_s$ , kraj prozora  $2t_s + t_1 + t_{WL}$ ). (Preuzeto i prilagođeno iz Dasović i sur., 2013.)

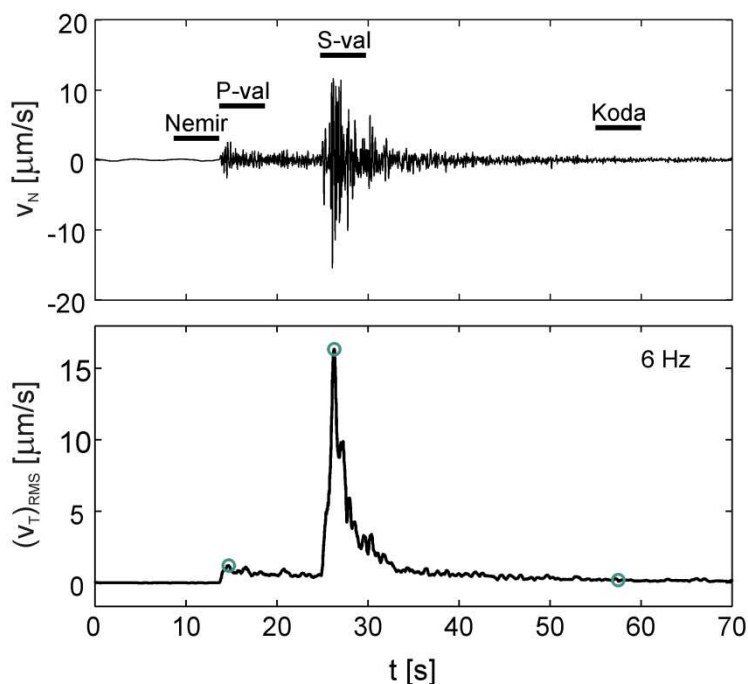
### 3.3. Metoda normiranja kodom

Da bi se izračunale spektralne amplitude, uklonjen je linearni trend svima trima komponentama seizmograma te je takav signal pojasno filtriran Butterworthovim filterom četvrtog reda za do dvanaest frekvencijskih pojava središnjih frekvencija  $f = 1.5, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 12, 16, 18$  i  $24$  Hz te širine  $2f/3$ , ovisno o Nyquistovoj frekvenciji određenoj frekvencijom uzorkovanja (tablica 3.1). Nakon toga izračunata je spektralna amplituda seizmograma kao korijen srednje vrijednosti kvadrata (engl. *root mean square*, RMS) polja brzine:

$$A(f, t) = v_{T,RMS}(f, t_n) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=-\frac{N}{2}}^{n+\frac{N}{2}} v_Z^2(f, t_n) + v_N^2(f, t_n) + v_E^2(f, t_n)}, \quad (3.2)$$

pri čemu je  $t_n$  vrijeme  $n$ -tog uzorka mjenenog od vremena nastanka potresa, a  $N = 2f_s/f + 1$  jest duljina uzorka za koji je izračunat RMS-signal. Razina šuma definirana je kao prosječna

vrijednost RMS-signala vremenskog prozora širine 5 s koji prethodi nailasku P-faze te je taj iznos oduzet od cijelog signala. Iznosi  $A_P(f)$  i  $A_S(f)$  koji se koriste u izrazima (2.30) i (2.31) definirani su kao najveće vrijednosti  $A(f, t)$  u prozorima širine 5 s koji počinju nastupom P- i S-faze (slika 3.6). Oni su normirani sa srednjom vrijednosti 5 s dugog RMS-signala koji počinje u  $t_c = 55$  s tako da su izračunati logaritmi omjera spektralnih amplituda  $\ln[A_{P,S}(f)r/A_c(f, t_c)]$ .



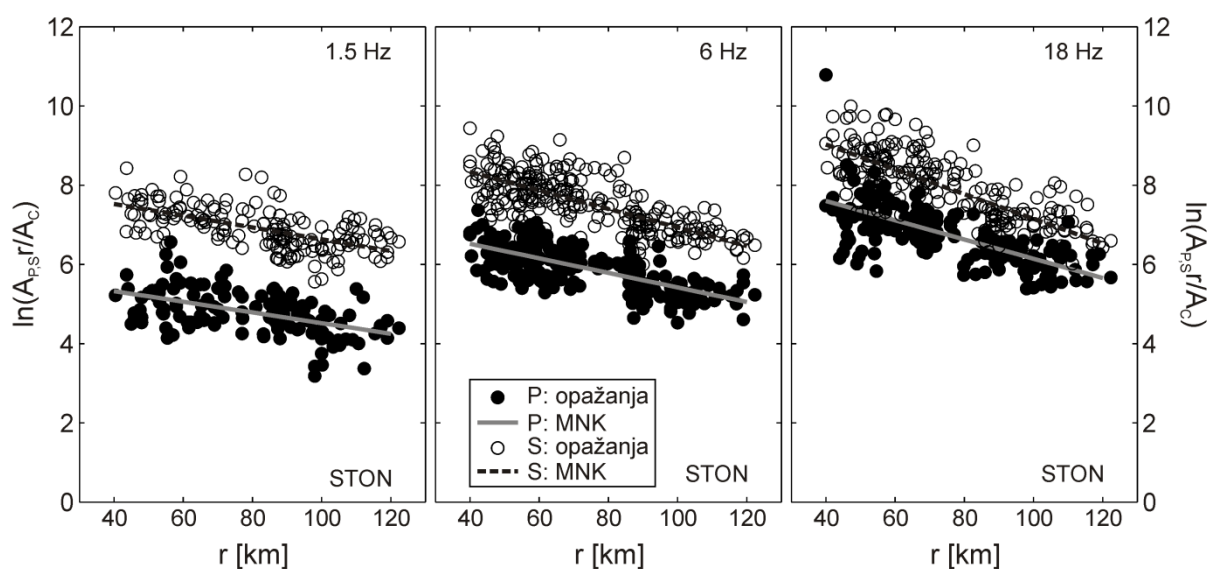
**Slika 3.6** Opis postupka primijenjenog na seizmogram potresa od 19. travnja 2013. u 8:39:13.7 s UTC ( $M_L = 2.6$  i  $D = 83$  km) zabilježen na postaji MORI. Gore: N-S komponenta seizmograma brzina s horizontalnim crtama koje označavaju položaj i širinu vremenskih prozora korištenih u analizi. Dolje: Spektralna amplituda ukupnog polja brzina za pojasni filter  $f = 6$  Hz. Zelene kružnice označavaju spektralne amplitude korištene u analizi (preuzeto i prilagođeno iz Dasović i sur., *prihvaćeno za objavljivanje*).

Svakoj središnjoj frekvenciji pripada skup logaritama normiranih spektralnih amplituda za tu frekvenciju. Iz svakog skupa uklonjene su stršeće vrijednosti koje su definirane na podskupovima ovisno o hipocentralnoj udaljenosti  $r$ , a čine ih nepreklapajuće klase raspona 10 km. Uklonjene su vrijednosti koje ne ulaze u interval  $[q_1 - a \cdot iqr, q_3 + a \cdot iqr]$ , gdje je  $a = 1.1$  za P-valove i  $a = 1.5$  za S-valove, a  $q_1$  i  $q_3$  su donji i gornji kvartil a  $iqr$  interkvartilni raspon podskupa. Na tako pročišćene skupove parova  $(r, \ln[A_{P,S}(f)r/A_c(f, t_c)])$  primijenjena je linearna regresija klasičnom metodom najmanjih kvadrata. Iz nagiba pravca prilagodbe, prema izrazu (2.32), izračunati su  $Q_P$ , odnosno  $Q_S$ . Zatim su određeni  $Q_{0,P} = Q_P(f = 1 \text{ Hz})$  i  $Q_{0,S} = Q_S(f = 1 \text{ Hz})$  prema jednadžbi (2.35) upotrebom linearne regresije (slika 3.7). U ovom slučaju korištena je robusna linearna regresija s iterativno utežavanom metodom najmanjih kvadrata s bikvadratnom funkcijom težina, osim za P-valove za postaje CACV i SLNJ za koje je



korištena klasična metoda najmanjih kvadrata zbog toga što je dala smislenije rezultate.

Iako se metoda koristi za lokalne potrese većih epicentralnih udaljenosti, da bi vrijedila gruba pretpostavka o geometrijskom rasprostiranju kao  $r^{-1}$ , trebalo bi vrijediti  $r \lesssim 2h_M$ , pri čemu je  $h_M$  dubina Mohorovičićevog diskontinuiteta (Ma'hood i sur., 2009). Gornja granica ( $D \leq 120$  km) rezultat je kompromisa da se poštuje ta pretpostavka, budući da je  $h_M \approx 55$  km za postaje u središnjem dijelu Dinarida, te da se osigura što veći broj potresa jer je raspršenost skupa relativno velika. Ovako postavljena gornja granica za epicentralne udaljenost također osigurava da  $t_C = 55$  s za većinu potresa bude veći od  $2t_S$  i uvijek veći od  $1.5t_S$ . Da bi se jasno i bez preklapanja s S-fazom mogao odrediti  $A_P(f, t)$  obrađeni su potresi  $D \geq 40$  km, jer kod njih sporiji S-val kasni barem 5 s za P-valom.

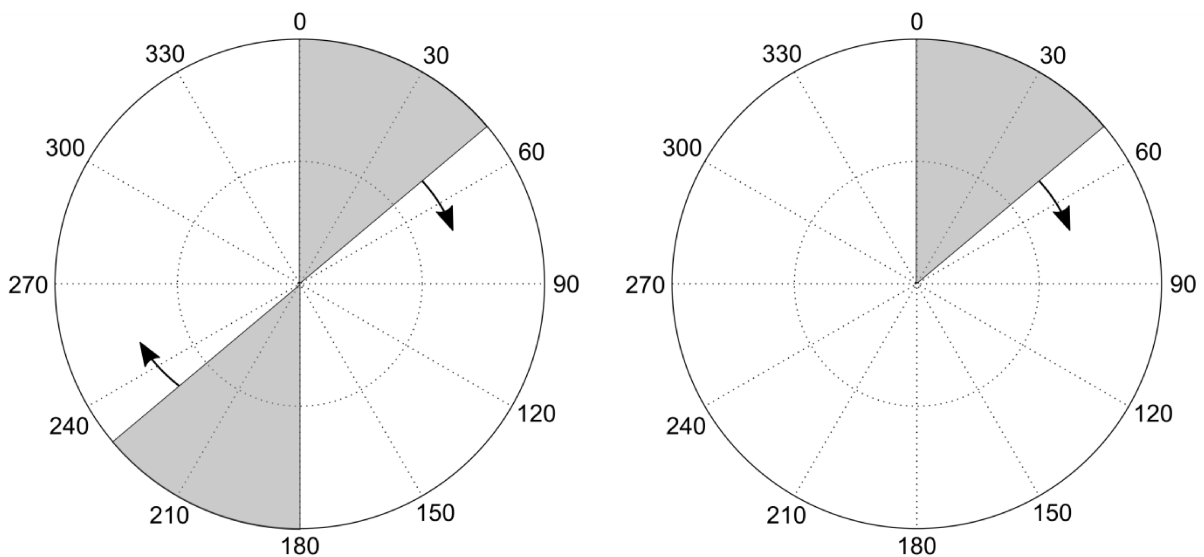


**Slika 3.7** Grafovi prikazuju logaritam normiranih spektralnih amplituda u odnosu na hipocentralne udaljenosti za P- i S-valove za tri središnje frekvencije.  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  obrnuto su proporcionalni nagibu pravca prilagodbe dobivenom metodom najmanjih kvadrata. Primjer za postaju STON.

Osim što je ovakav postupak primijenjen na svaku postaju zasebno, također su izračunati  $Q_P$ ,  $Q_S$ ,  $Q_{0,P}$ ,  $Q_{0,S}$ ,  $n_P$  i  $n_S$  za tri skupine postaja: sjeverni dio Dinarida (NED), središnji dio Dinarida (CED) i južni dio Dinarida (SED). Skupinu NED čine postaje OZLJ, RIY, SLNJ, KSY, NVLJ i UDBI. Seizmološke postaje UDBI, KIJV, DUGI, MORI, ZIRJ, CACV, RIC, MAKA i HVAR čine najveću skupinu CED. Po broju postaja najmanju skupinu SED čine postaje RIC, STON, DBRK i STA. Odvajanje u skupine učinjeno je uzimajući u obzir seizmološke i seizmotektonske značajke (slika 3.2).

Kako bi se utvrdilo postoji li anizotropija atenuacije, izračunati su  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  za podskupove definirane za različite intervale azimuta  $\gamma$  epicentra potresa u odnosu na seizmološku postaju. Pretpostavljajući da je anizotropija centralno simetrična na ovako određenim cjelinama,

definirani su klizni centralno simetrični sektori (slika 3.8) s rasponom azimuta od  $40^\circ$  i korakom od  $10^\circ$ : npr. jedan takav sektor čini podskup svih  $Q_{P,S}$  čiji je  $0 \leq \gamma \leq 40^\circ$  ili  $180 \leq \gamma \leq 220^\circ$ , a dobivene vrijednosti od  $Q_P$  i  $Q_S$  pridijeljene su srednjim vrijednostima intervala  $\gamma = 20^\circ$  i  $\gamma = 200^\circ$ ; sljedeći skup čine  $10 \leq \gamma \leq 50^\circ$  ili  $190 \leq \gamma \leq 230^\circ$  ( $\gamma = 30^\circ$  i  $\gamma = 210^\circ$ ) itd. Također analizirana je anizotropija atenuacije za jednostavni, jednostruki klizni sektor raspona  $40^\circ$  i koraka  $10^\circ$ . Nadalje, uz atenuaciju za ukupno polje brzina analiza je provedena i na vertikalnoj, horizontalnoj, radijalnoj i tangencijalnoj komponenti seizmograma, ne bi li se pokušale jasnije uočiti eventualne razlike u atenuaciji s obzirom na azimut epicentra potresa u odnosu na postaju. Vertikalnu komponentu čini samo Z-komponenta seizmograma, dok je horizontalna jednaka  $\sqrt{v_N^2 + v_E^2}$ . Radijalna komponenta je u horizontalnoj ravnini u smjeru rasprostiranja vala ( $v_R = v_N \cos \gamma + v_E \sin \gamma$ ), dok je tangencijalna na nju okomita ( $v_T = v_N \sin \gamma - v_E \cos \gamma$ ). Spektralne su amplitude izračunate kao RMS-ovojnice, na analogni način opisan izrazom (3.2). Postupak analize atenuacije koji je slijedio istovrstan je prethodno objašnjenom.

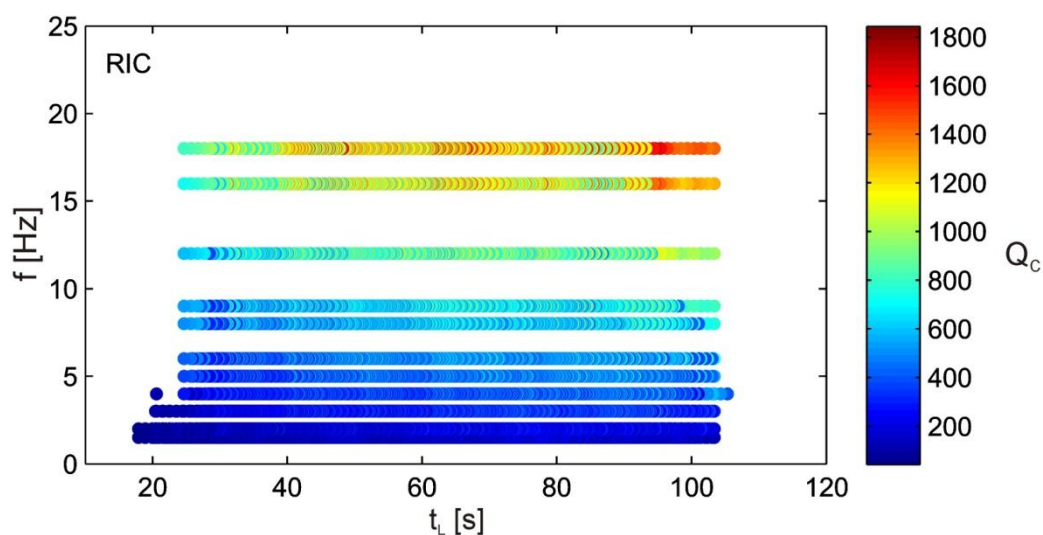


**Slika 3.8** Shema postupka analize ovisnosti atenuacije o azimutu (anizotropija). Zasjenjena područja označavaju klizne sektore (podskupove) za koje su određeni  $Q_{P,S}$ -faktori: centralno simetrični sektori (lijevo) i jednostruki sektor (desno).

## 4. Rezultati

### 4.1. Koda- $Q$ metoda

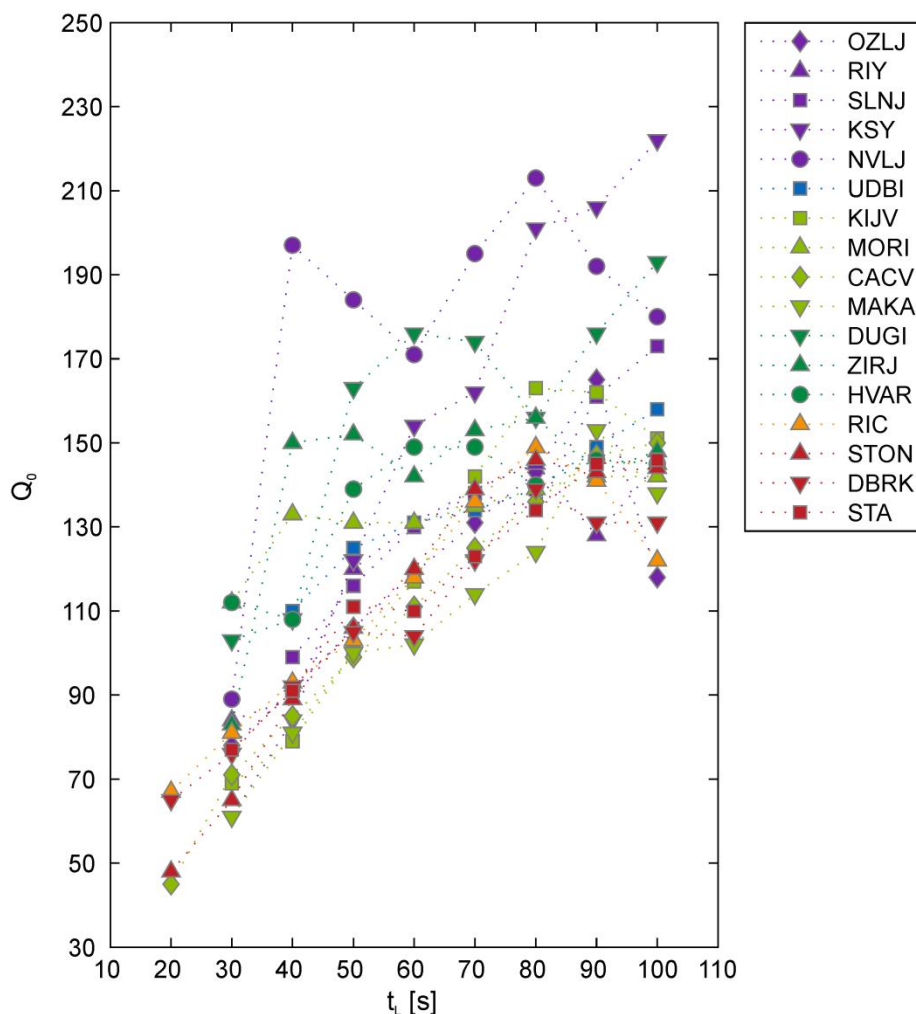
Analiza seizmičke atenuacije koda- $Q$  metodom pokazuje da vrijednost  $Q_C$ -faktora ovisi o frekvenciji i dijelu kode koji se analizira. Na primjeru rezultata za postaju RIC (slika 4.1) može se vidjeti da  $Q_C$  raste s frekvencijom, a u pravilu raste i s proteklom vremenom  $t_L$ . U Prilogu A prikazani su grafovi  $Q_C$ - $f$ - $t_L$  za sve ostale postaje.



Slika 4.1 Ovisnost  $Q_C$  o  $t_L$  i  $f$  prikazana za postaju RIC.

Na slikama 4.2 i 4.3 te u tablicama 4.1 i 4.2 prikazane su vrijednosti za  $Q_0$  i  $n$  određene analizom opisanom u poglavlju 3.2. Same vrijednosti dobivene za  $Q_0$  relativno su malene, dok su one za  $n$  relativno velike, i slične onima dobivenima za heterogena i seizmički aktivna područja. Kao i mnoga istraživanja do sada, i ovo je pokazalo da vrijednosti  $Q_0$  i  $n$  ovise o dijelu kode koji se analizira, odnosno o proteklom vremenu  $t_L$ . Na slikama se uočava jasan porast  $Q_0$  s povećanjem  $t_L$ . Dok su vrijednosti i trendovi podjednaki za seizmološke postaje na kopnu i pokazuju stagnaciju nakon  $t_L = 70$ – $80$  s, postaje smještene na otocima (NVLJ, DUGI, ZIRJ i HVAR) promjenu u trendu pokazuju nakon 40 s kad porast usporava ili počinje varirati oko neke vrijednosti. Posebno se ističe postaja KSY s vrlo velikim i skoro linearnim porastom na cijeloj domeni. Ako se

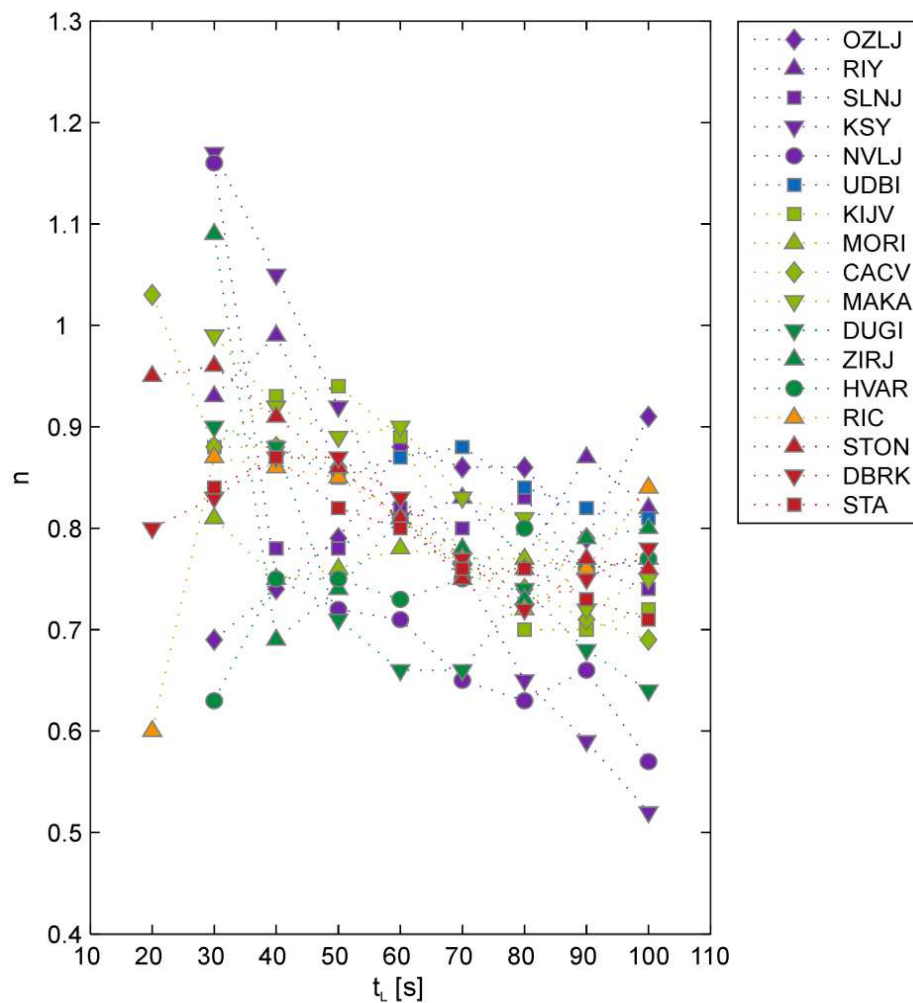
za prosječnu brzinu S-vala koji putuje prema dolje uzme  $v_s = 4$  km/s, navedene vrijednosti predstavljat će valove koji su raspršeni na dubini oko 80 km ( $t_L = 40$  s) odnosno 140–160 km ( $t_L = 70$ –80 s). Spomenute promjene u trendu ukazuju na značajnu promjenu u atenuacijskim svojstvima sredstva za valove koji su raspršeni na dubini koja zadire u gornji dio plašta. Uspoređi li se to sa sadržajem na slici 4.4, može se zaključiti da je najveći doprinos takvom ponašanju od  $Q_C$  na niskim frekvencijama ( $f < 4$  Hz), te da za veći dio potresa iznosi koda- $Q$  ipak teže nekoj zajedničkoj vrijednosti. Vrijednosti za  $n$  puno su raspršenije, no na nekim se postajama također očituje promjena u trendu za  $t_L = 50$ –70 s. U Prilogu A prikazani su grafovi ovisnosti  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za pojedine postaje.



**Slika 4.2** Ovisnost  $Q_0$  o proteklom vremenu  $t_L$ : u pravilu  $Q_0$  raste s  $t_L$ . Ljubičasta boja označava postaje u sjevernim Dinaridima, svijetlo zelena kopnene postaje u središnjim Dinaridima, tamno zelena otočne postaje u središnjim Dinaridima, a crvena postaje u južnim Dinaridima. Plavom bojom je označena postaja koja je u граничном području sjevernih i središnjih Dinarida, dok je narančastom označena postaja koja je pridodana u grupe središnjih i južnih Dinarida.

Pogledaju li se slike 4.1 i 4.2 malo pažljivije, mogu se uočiti neke sličnosti među postajama s obzirom na vrijednosti  $Q_0$  i njegov trend. Najveća sličnost i u vrijednostima i u trendu jest među

postajama RIY, KIJV, CACV, RIC, MAKA, STON, DBRK i STA – kopnene postaje, poglavito središnjih i južnih Dinarida, pokazuju konzistentnost u rezultatima, osobito za kasnije dijelove kode. Vrlo sličan trend pokazuju parovi otočnih postaja NVLJ i ZIRJ te DUGI i HVAR, uz opasku da sjevernije postaje u parovima pokazuju veći  $Q_C$ . S druge strane postaje smještene u sjevernim Dinaridima karakteriziraju vrlo raznolike vrijednosti i trendovi, pri čemu se posebno ističe KSY koja pokazuje najveći raspon uz skoro linearni porast  $Q_C$  s  $t_L$ .



**Slika 4.3** Ovisnost  $n$  o proteklom vremenu  $t_L$ : u pravilu  $Q_0$  raste s  $t_L$ . Ljubičasta boja označava postaje u sjevernim Dinaridima, svijetlo zelena kopnene postaje u središnjim Dinaridima, tamno zelena otočne postaje u središnjim Dinaridima, a crvena postaje u južnim Dinaridima. Plavom bojom je označena postaja koja je u graničnom području sjevernih i središnjih Dinarida, dok je narančastom označena postaja koja je pridodana u grupe središnjih i južnih Dinarida.

Iako vrijednosti za  $n$  izgledaju raspršenije, one su zapravo puno manje promjenjive, s razlikom najveće i najmanje vrijednosti oko 0.2 ( $\approx 25\%$ ), dok su za neke postaje gotovo konstantne (SLNJ, UDBI i MORI). Slično kao i kod  $Q_0$ , i za stupanj frekvencijske ovisnosti  $n$  možemo grupirati postaje u odnosu na iznos i trend. Tako se opet ističe skupina postaja u unutrašnjosti središnjih i južnih Dinarida (KIJV, CACV, RIC, STON, DBRK i STA). Otočne postaje uglavnom pokazuju najniže

vrijednosti za  $n$ , dok su procjene za  $n$  na postajama u sjevernim Dinaridima raznolika. I ovdje se postaja KSY posebno ističe po izrazitom opadanju vrijednosti  $n$  s  $t_L$ .

**Tablica 4.1** Vrijednosti  $Q_0$  i pripadajuće standardne pogreške  $\sigma_{Q_0}$  te  $n$  i pripadajuće standardne pogreške  $\sigma_n$  za postaje u sjevernom i južnom dijelu Vanjskih Dinarida.

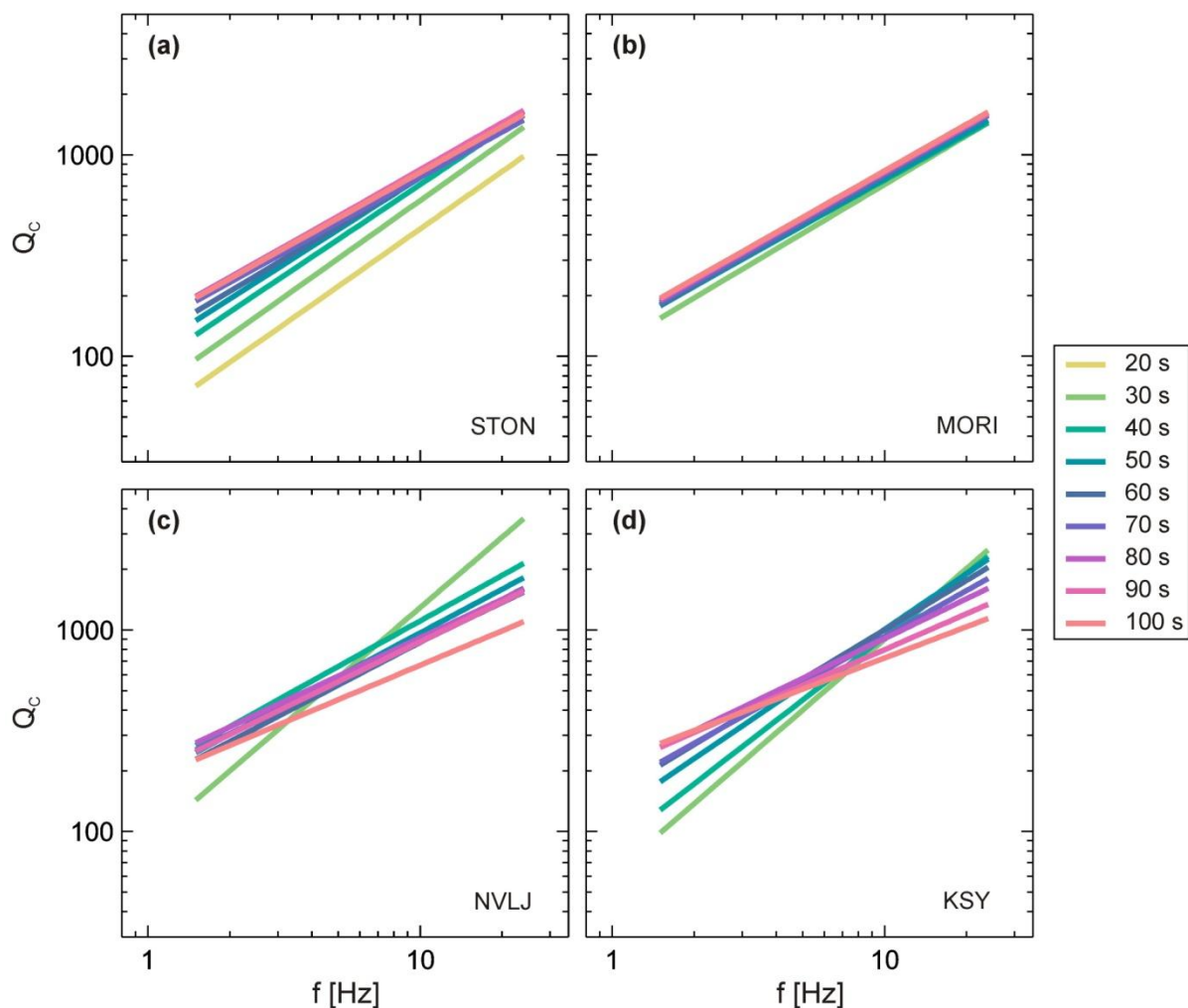
| $t_L$ | $Q_0 \pm \sigma_{Q_0}$ |           |           |           |           |           |           |           |           |
|-------|------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
|       | NED                    |           |           |           |           |           | SED       |           |           |
|       | OZLJ                   | RIY       | SLNJ      | KSY       | NVLJ      | UDBI      | STON      | DBRK      | STA       |
| 20    | -                      | -         | -         | -         | -         | -         | 48±2      | 65±2      | -         |
| 30    | 78±2                   | 84±3      | -         | 61±2      | 89±3      | -         | 65±1      | 76±1      | 77±1      |
| 40    | 91±1                   | 89±2      | 99±2      | 84±1      | 197±3     | 110±3     | 89±1      | 92±1      | 91±1      |
| 50    | 106±1                  | 120±2     | 116±1     | 122±2     | 184±2     | 125±2     | 106±1     | 105±1     | 111±1     |
| 60    | 119±1                  | 131±2     | 130±1     | 154±2     | 171±2     | 131±2     | 120±1     | 104±1     | 110±1     |
| 70    | 131±2                  | 139±2     | 138±2     | 162±2     | 195±2     | 134±2     | 139±1     | 122±1     | 123±1     |
| 80    | 143±2                  | 145±3     | 134±2     | 201±3     | 213±2     | 139±1     | 146±1     | 139±1     | 134±1     |
| 90    | 165±5                  | 128±3     | 161±3     | 206±5     | 192±3     | 149±2     | 143±1     | 131±2     | 145±2     |
| 100   | 118±6                  | 145±7     | 173±4     | 222±9     | 180±9     | 158±4     | 144±2     | 131±4     | 146±2     |
| $t_L$ | $n + \sigma_n$         |           |           |           |           |           |           |           |           |
|       | NED                    |           |           |           |           |           | SED       |           |           |
|       | OZLJ                   | RIY       | SLNJ      | KSY       | NVLJ      | UDBI      | STON      | DBRK      | STA       |
| 20    | -                      | -         | -         | -         | -         | -         | 0.95±0.04 | 0.80±0.04 | -         |
| 30    | 0.69±0.03              | 0.93±0.03 | -         | 1.17±0.03 | 1.16±0.03 | -         | 0.96±0.01 | 0.83±0.02 | 0.84±0.02 |
| 40    | 0.74±0.01              | 0.99±0.02 | 0.78±0.02 | 1.05±0.02 | 0.75±0.02 | 0.88±0.02 | 0.91±0.01 | 0.87±0.01 | 0.87±0.01 |
| 50    | 0.79±0.01              | 0.86±0.01 | 0.78±0.01 | 0.92±0.01 | 0.72±0.01 | 0.85±0.02 | 0.86±0.01 | 0.87±0.01 | 0.82±0.01 |
| 60    | 0.88±0.01              | 0.81±0.02 | 0.82±0.01 | 0.81±0.01 | 0.71±0.01 | 0.87±0.01 | 0.81±0.01 | 0.83±0.01 | 0.80±0.01 |
| 70    | 0.86±0.01              | 0.83±0.02 | 0.80±0.01 | 0.76±0.01 | 0.65±0.01 | 0.88±0.01 | 0.75±0.01 | 0.77±0.01 | 0.76±0.01 |
| 80    | 0.86±0.02              | 0.77±0.02 | 0.83±0.01 | 0.65±0.02 | 0.63±0.01 | 0.84±0.01 | 0.76±0.01 | 0.72±0.01 | 0.76±0.01 |
| 90    | 0.79±0.03              | 0.87±0.02 | 0.76±0.02 | 0.59±0.02 | 0.66±0.02 | 0.82±0.01 | 0.77±0.01 | 0.75±0.01 | 0.73±0.01 |
| 100   | 0.91±0.06              | 0.82±0.05 | 0.74±0.03 | 0.52±0.04 | 0.57±0.05 | 0.81±0.02 | 0.76±0.01 | 0.78±0.03 | 0.71±0.01 |

Što se događa s  $Q_C(f)$  kada se mijenja  $t_L$  jasnije se vidi na primjerima na slici 4.4, koja prikazuje pravce linearne regresije prema jednadžbi (2.25) za četiri postaje. Grafovi za svaku postaju pojedinačno mogu se pogledati u Prilogu A. Postaje prikazane na slici 4.4 predstavljaju četiri tipa ponašanja izračunatih  $Q_C(f, t_L) = Q_0(t_L)f^{n(t_L)}$  za neku skupinu postaja. Najveća skupina (SLNJ, KIJV, CACV, RIC, MAKA, STON, DBRK i STA) pokazuje da se povećanjem  $t_L$  povećava  $Q_C$  na niskim frekvencijama, dok je promjena na visokim frekvencijama ( $f > 9$  Hz) vrlo malena. Te promjene su veće za malene  $t_L$  (20–40 s), no smanjuju se kako  $t_L$  raste – kao da pravci teže nekoj asimptoti. To uzrokuje porast  $Q_0$  i smanjivanje  $n$  s porastom  $t_L$ . U drugoj su skupini postaje RIY,

UDBI, DUGI, MORI, ZIRJ i HVAR kod kojih su promjene s proteklom vremenom neznatne, zbog čega su i  $Q_0$  i  $n$  također otprilike jednaki bez obzira na to koji dio kode se analizira. Na postajama HVAR i ZIRJ pravci prilagodbe za 30 i 40 s razlikuju se od ostalih. Kod postaje NVLJ razlike su zamjetne na visokim frekvencijama na kojima atenuacija raste s  $t_L$ , dok su vrijednosti  $Q_C$  na niskim frekvencijama vrlo slične. To povećanje moglo bi objasniti porast temperature stijena i/ili povećanje zasićenosti fluida. Razlike i na niskim i visokim frekvencijama najveće su kod postaje KSY: na niskim frekvencijama  $Q_C$  raste s  $t_L$ , dok na visokim frekvencijama  $Q_C$  opada kako  $t_L$  raste. Donekle sličan odnos uočava se i na postaji NVLJ. Zanimljivi odnosi mogu se vidjeti i na grafu za postaju OZLJ (slika A-4, Prilog A): jasno se izdvajaju pravci za  $t_L = 30-50$  s, dok su za veći  $t_L$  vrijednosti  $Q_C$  približno jednake.

**Tablica 4.2** Vrijednosti  $Q_0$  i pripadajuće standardne pogreške  $\sigma_{Q_0}$  te  $n$  i pripadajuće standardne pogreške  $\sigma_n$  za postaje u središnjem dijelu Vanjskih Dinarida.

| $t_L$ | $Q_0 \pm \sigma_{Q_0}$ |           |           |           |           |           |           |           |
|-------|------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
|       | CED                    |           |           |           |           |           |           |           |
|       | KIJV                   | DUGI      | MORI      | ZIRJ      | CACV      | RIC       | MAKA      | HVAR      |
| 20    | -                      | -         | -         | -         | 45±2      | 67±4      | -         | -         |
| 30    | 69±1                   | 103±3     | 112±4     | 83±7      | 71±1      | 81±1      | 61±2      | 112±9     |
| 40    | 79±1                   | 108±2     | 133±1     | 150±3     | 85±1      | 93±1      | 81±1      | 108±1     |
| 50    | 100±1                  | 163±3     | 131±1     | 152±3     | 99±1      | 103±1     | 100±1     | 139±2     |
| 60    | 117±1                  | 176±3     | 131±1     | 142±2     | 111±1     | 118±1     | 102±1     | 149±1     |
| 70    | 142±1                  | 174±4     | 135±1     | 153±2     | 125±1     | 136±1     | 114±2     | 149±1     |
| 80    | 163±1                  | 156±3     | 139±2     | 156±2     | 136±1     | 149±1     | 124±3     | 140±1     |
| 90    | 162±1                  | 176±3     | 142±2     | 143±2     | 147±1     | 141±1     | 153±3     | 146±1     |
| 100   | 151±2                  | 193±4     | 142±3     | 148±3     | 150±1     | 122±3     | 138±6     | 145±2     |
| $t_L$ | $n \pm \sigma_n$       |           |           |           |           |           |           |           |
|       | CED                    |           |           |           |           |           |           |           |
|       | KIJV                   | DUGI      | MORI      | ZIRJ      | CACV      | RIC       | MAKA      | HVAR      |
| 20    | -                      | -         | -         | -         | 1.03±0.04 | 0.60±0.06 | -         | -         |
| 30    | 0.88±0.01              | 0.90±0.03 | 0.81±0.04 | 1.09±0.09 | 0.88±0.01 | 0.87±0.01 | 0.99±0.03 | 0.63±0.08 |
| 40    | 0.93±0.01              | 0.88±0.02 | 0.75±0.01 | 0.69±0.02 | 0.88±0.01 | 0.86±0.01 | 0.92±0.02 | 0.75±0.01 |
| 50    | 0.94±0.01              | 0.71±0.02 | 0.76±0.01 | 0.74±0.02 | 0.86±0.01 | 0.85±0.01 | 0.89±0.01 | 0.75±0.01 |
| 60    | 0.89±0.01              | 0.66±0.02 | 0.78±0.01 | 0.81±0.01 | 0.81±0.01 | 0.81±0.01 | 0.90±0.01 | 0.73±0.01 |
| 70    | 0.77±0.01              | 0.66±0.02 | 0.77±0.01 | 0.78±0.01 | 0.76±0.01 | 0.77±0.01 | 0.83±0.02 | 0.75±0.01 |
| 80    | 0.70±0.01              | 0.74±0.02 | 0.77±0.01 | 0.73±0.01 | 0.74±0.01 | 0.72±0.01 | 0.81±0.02 | 0.80±0.01 |
| 90    | 0.70±0.01              | 0.68±0.02 | 0.76±0.01 | 0.79±0.01 | 0.71±0.01 | 0.76±0.01 | 0.72±0.02 | 0.76±0.01 |
| 100   | 0.72±0.01              | 0.64±0.02 | 0.77±0.02 | 0.80±0.02 | 0.69±0.01 | 0.84±0.02 | 0.75±0.04 | 0.77±0.01 |



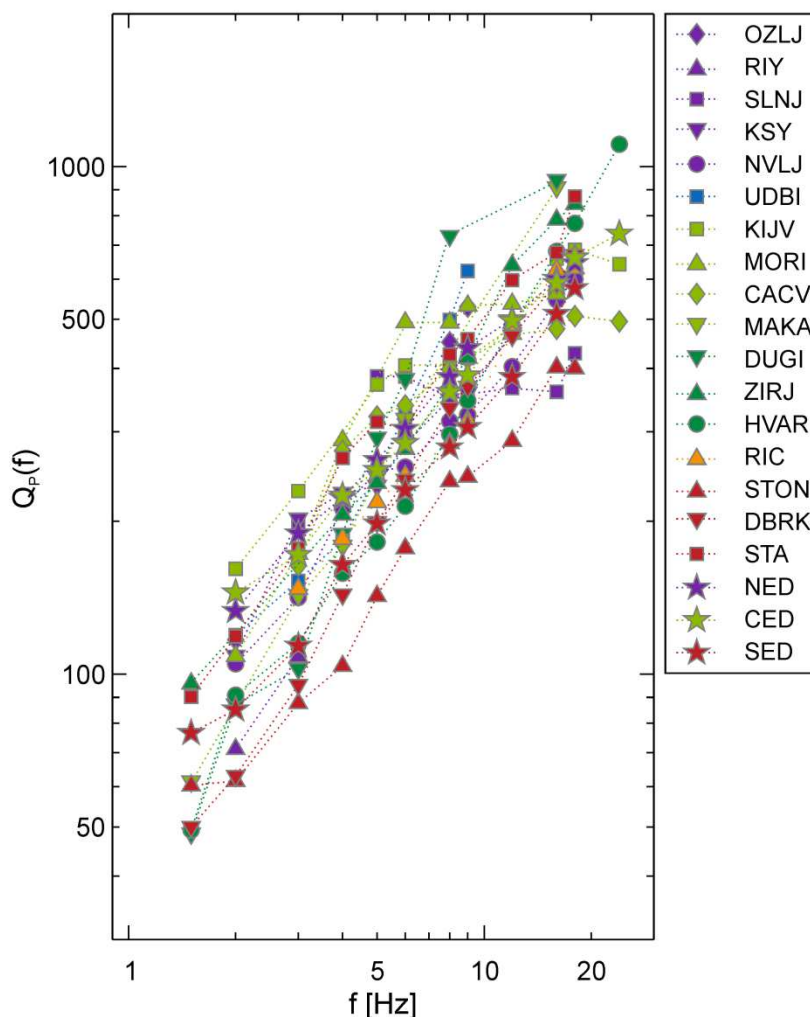
**Slika 4.4** Primjeri za skupine različitih ponašanja ovisnosti  $Q_0 f^n$  za različita protekla vremena  $t_L$ . (a)  $Q_C$  raste na niskim frekvencijama, dok se visoke frekvencije skoro ne razlikuju (SLNJ, KIJV, CACV, RIC, MAKA, STON, DBRK i STA). (b)  $Q_C$  je približno jednak na svim frekvencijama za sve  $t_L$  (RIY, UDBI, DUGI, MORI, ZIRJ i HVAR). (c) Razlika u vrijednostima  $Q_C$  prvenstveno je na visokim frekvencijama (NVLJ). (d)  $Q_C$  na niskim frekvencijama raste, a na visokim se smanjuje, kako se  $t_L$  povećava (KSY).

## 4.2. Metoda normiranja kodom

Faktori dobrote izravnih prostornih valova (uglavnom Pg- i Sg-faza),  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$ , prikazani su na slikama 4.5 i 4.6 te tablici 4.3. Vidljivo je da vrijednosti rastu s frekvencijom i da su međusobno konzistentne – niti jedna postaja znatno ne odstupa. Općenito najveću atenuaciju P-valova (najmanji  $Q_P$ ) pokazuje postaja STON. Postaja KIJV na niskim i srednjim ( $f = 4\text{--}9$  Hz) frekvencijama ima najmanju atenuaciju, dok postaje DUGI i HVAR na niskim frekvencijama imaju vrlo veliku atenuaciju, a na visokim najmanju. Najmanja vrijednost  $Q_P$  dobivena je za 1.5 Hz za postaje DUGI i HVAR i iznosi 49, dok je najveća za  $f = 24$  Hz na postaji HVAR i iznosi 1106. Slično je i kod atenuacije S-valova: najjače su atenuirani valovi zabilježeni na postaji STON,



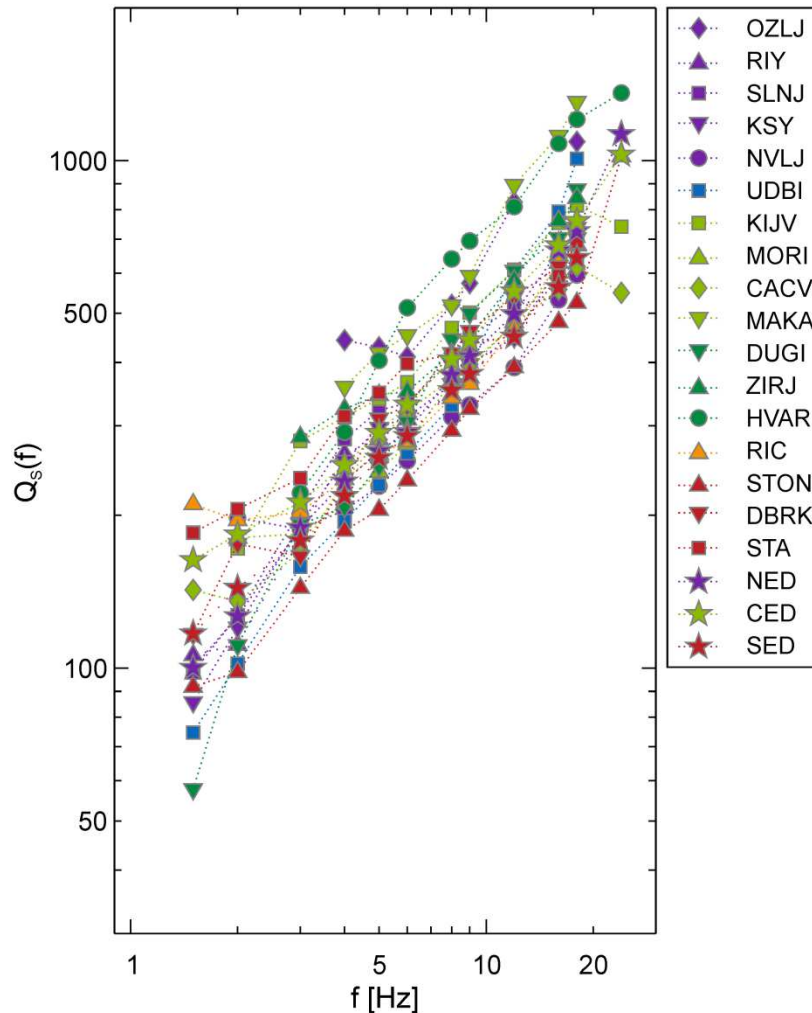
najmanja vrijednost  $Q$ -faktora dobivena je za postaju DUGI i iznosi 58 ( $f = 1.5$  Hz), dok je najveća za HVAR  $Q_S(24 \text{ Hz}) = 1360$ .



**Slika 4.5** Procijenjeni  $Q_p$ -faktor u ovisnosti o frekvenciji za sve postaje i tri skupine postaja. Ljubičasta boja označava postaje u skupini NED, svjetlo zelena kopnene postaje u skupini CED, tamno zelena otočne postaje u CED, a crvena postaje u skupini SED. Plavom bojom je označena postaja koja je u graničnom području NED i CED te je korištena u obje, dok je narančastom označena postaja koja je stavljana u grupe CED i SED.

Frekvencijska ovisnost  $Q$ -faktora izražena je na svim postajama za obje vrste valova (tablica 4.3), posebno za P-valove. Vrijednosti za  $n_p$  su između 0.27 za SLNJ i 1.38 za DUGI, dok su za  $n_s$  između 0.51 (STA) i 0.99 (UDBI). Vrijednosti  $Q_0 = Q(1 \text{ Hz})$  su između 30 (DUGI) i 198 (SLNJ) za P-valove te 49 (UDBI) i 148 (STA) za S-valove. Postaja SLNJ pokazuje vrlo nisku vrijednost  $n_p$  i vrlo visoku za  $Q_{0,p}$  – na toj postaji nisu izračunati  $Q_p$  za niske frekvencije jer nije bilo dovoljno dobrih mjerenja, pa su procijenjene vrijednosti odraz odnosa  $Q_p$  na srednjim i visokim frekvencijama.  $Q_{0,p}$  i  $n_p$  nisu određeni za postaje OZLJ i RIY jer nije bilo dovoljno određenih  $Q_p(f)$  (slike B-4 i B-9 u Prilogu B) – bilo je potrebno barem šest točaka (frekvencija) da bi se izračunali  $Q_0$  i  $n$ . Na postaji RIY postojao je veliki nemir, posebno na visokim frekvencijama, što

je uz malen broj potresa (37) i nepovoljan odnos hipocentralnih udaljenosti onemogućilo procjene  $Q$ -faktora. Slično je i za postaju OZLJ, za koju je stanje bolje, ali nedovoljno dobro da bi se procijenili  $Q_{0,P}$  i  $n_P$ .



**Slika 4.6** Procijenjeni  $Q$ -faktor za izravni S-val s obzirom na frekvenciju za sve postaje i tri skupine postaja. Ljubičasta boja označava postaje u skupini NED, svjetlo zelena postaje u skupini CED, tamno zelena otočne postaje u CED, a crvena postaje u skupini SED. Plavom bojom je označena postaja koja je u граничном području NED i CED te je korištena u obje, dok je narančastom označena postaja koja je stavljena u grupe CED i SED.

$Q_P$  i  $Q_S$  su izračunati i za prostorne skupine postaja, kako bi se dodatno osiguralo da ne bude utjecaja razdiobe intenziteta zračenja na rezultate. Ovdje su razmatrane tri takve skupine koje čine smislene seizmotektonske cjeline: sjeverni Vanjski Dinaridi (NED), središnji Vanjski Dinaridi (CED) i južni Vanjski Dinaridi (SED). Što se tiče atenuacije izravnih P-valova, skoro jednaki rezultati dobiveni su za NED i CED:  $Q_{0,P} = 84 \pm 3$  (NED i CED),  $n_P = 0.72 \pm 0.02$  (NED) i  $n_P = 0.70 \pm 0.02$  (CED). Skupina SED pokazuje nešto jaču atenuaciju i frekvencijsku ovisnost:  $Q_{0,P} = 50 \pm 2$  i  $n_P = 0.84 \pm 0.02$ . Za NED S-valovi pokazuju veću atenuaciju nego za P-valove:  $Q_S = (75 \pm 2)f^{0.78 \pm 0.02}$ . Za CED i SED S-valovi ipak gube manje energije:  $Q_S = (107 \pm$

7)  $f^{0.67 \pm 0.03}$  i  $Q_S = (89 \pm 2)f^{0.66 \pm 0.01}$ . Područje južnih Vanjskih Dinarida seizmički je najaktivnije područje u Dinaridima.

**Tablica 4.3** Vrijednosti određene za  $Q_P(1 \text{ Hz})$ ,  $Q_S(1 \text{ Hz})$ ,  $n_P$  i  $n_S$  te njihove standardne pogreške.

|      | $Q_{0,P} \pm s_{QP}$ | $n_P \pm s_{n_P}$ | $Q_{0,S} \pm s_{QS}$ | $n_S \pm s_{n_S}$ |
|------|----------------------|-------------------|----------------------|-------------------|
| OZLJ | -                    | -                 | 140±37               | 0.68±0.12         |
| RIY  | -                    | -                 | 80±7                 | 0.73±0.04         |
| SLNJ | 198±49               | 0.27±0.11         | 88±9                 | 0.71±0.05         |
| KSY  | 94±10                | 0.63±0.06         | 75±7                 | 0.77±0.05         |
| NVLJ | 65±5                 | 0.76±0.04         | 82±7                 | 0.65±0.04         |
| UDBI | 46±9                 | 1.12±0.12         | 49±4                 | 0.99±0.04         |
| KIJV | 126±17               | 0.57±0.06         | 107±5                | 0.70±0.02         |
| DUGI | 30±7                 | 1.38±0.15         | 62±5                 | 0.91±0.04         |
| MORI | 86±24                | 0.76±0.13         | 75±5                 | 0.75±0.03         |
| ZIRJ | 49±3                 | 1.00±0.03         | 131±17               | 0.61±0.06         |
| CACV | 136±23               | 0.46±0.08         | 94±6                 | 0.65±0.03         |
| RIC  | 56±6                 | 0.84±0.05         | 121±15               | 0.54±0.06         |
| MAKA | 39±2                 | 1.14±0.03         | 97±15                | 0.87±0.07         |
| HVAR | 33±2                 | 1.09±0.03         | 95±10                | 0.88±0.05         |
| STON | 37±3                 | 0.85±0.04         | 67±3                 | 0.71±0.02         |
| DBRK | 32±2                 | 1.08±0.03         | 90±6                 | 0.72±0.04         |
| STA  | 67±5                 | 0.88±0.04         | 148±9                | 0.51±0.03         |
| NED  | 84±3                 | 0.72±0.02         | 75±3                 | 0.78±0.02         |
| CED  | 84±3                 | 0.70±0.02         | 107±7                | 0.67±0.03         |
| SED  | 50±2                 | 0.84±0.02         | 89±2                 | 0.66±0.01         |

Na same vrijednosti  $Q$ -faktora utječe i izbor brzine rasprostiranja P- i S-valova u gornjoj kori – u ovom istraživanju za sve su postaje korištene jednake vrijednosti ( $v_P = 5.8 \text{ km/s}$  i  $v_S = 3.45 \text{ km/s}$ ). Ipak, treba naglasiti da je  $Q$ -faktor slabo osjetljiv na izbor brzina: varijacije od nekoliko postotaka dat će vrijednosti u granicama dobivene pogreške.

Standardne pogreške veće su za P-valove, pogotovo za niske frekvencije ( $f = 1.5$  i  $2 \text{ Hz}$ ). Skupovi su na tim frekvencijama manji i raspršeniji nego oni na srednjim frekvencijama (4–8 Hz). Na niskim frekvencijama utjecaj mikrosezmičkog nemira vrlo je velik, pa je omjer signala i šuma često nepovoljan – posebno je to izraženo za P-valove čija je amplituda višestruko manja od one S-valova. Uzrok tomu vrlo vjerojatno jest djelovanje morskih valova i jakih vjetrova, što ima osobiti utjecaj na otočnim i obalnim seizmološkim postajama.

# 5. Diskusija

## 5.1. Atenuacija koda valova

Analiza koda valova pokazala je da je atenuacija raspršenih S-valova u Vanjskim Dinaridima vrlo snažna i da ovisi o proteklom vremenu  $t_L$ . Za razliku od kopnenih postaja koje pokazuju promjenu u vremenskom trendu  $Q_0$  i  $n$  oko 70–80 s ( $\approx$  140–160 km dubine), otočne postaje mijenjaju trend  $Q_0$  i  $n$  oko 40 s ( $\approx$  80 km dubine). Ove promjene u trendu prvenstveno su uzrokovane velikim razlikama u vrijednostima  $Q_C$  na niskim frekvencijama.

Budući da spomenute promjene u trendu  $Q_0$  i  $n$  odgovaraju dubinama u kojima se može očekivati prijelaz iz litosfere u astenosferu, rezultati su uspoređeni s istraživanjima koja se bave određivanjem dubine granice između litosfere i astenosfere. Prema Tesauro i sur. (2009), u središnjim Dinaridima izoterma 1200°C koja označava granicu litosfere i astenosfere nalazi se na dubini oko 140–160 km, dok je u sjevernim Dinaridima i u središnjem dijelu Jadranskog mora ona nešto plića, na dubinama oko 120–140 km. To se otprilike podudara s dubinama na kojima pretpostavljamo da dolazi do velike promjene u atenuacijskim svojstvima sredstva (140–160 km za kopnene postaje i oko 80 km za otočne postaje). Tesauro i sur. (2009) također navode da se stijene na temperaturama manjim od 900°C ponašaju pretežno elastično. Prema njihovim rezultatima, izoterma od 900°C nalazi se na dubini oko 80 km ispod unutrašnjeg dijela središnjih Dinarida i oko 60 km ispod središnjeg dijela Jadranskog mora. Iako se njihovi rezultati podudaraju s promjenama u trendu dobivenima u ovom istraživanju, čini se da su ona zapravo u suprotnosti s ovdje prikazanim opažanjima: povećanje temperature i sadržaja rastaljenih stijena trebalo bi povećati atenuaciju, odnosno smanjiti  $Q_C$ . Ovako pojednostavljen, izravan pristup očito ne može objasniti opisana opažanja. Povećanje tlaka, s druge strane, uzrokuje smanjenje atenuacije. Utjecaj zasićenosti stijene fluidima također može znatno utjecati na atenuaciju: porastom stupnja zasićenosti atenuacija S-valova raste – to bi značilo da bi se zasićenost fluidima trebala smanjivati s dubinom. Interpretacija ovakvih opažanja kroz intrinzičnu atenuaciju vrlo je kompleksna zbog raznolikosti atenuacijskih mehanizama i parametara koji na nju utječu, stoga nije moguće donijeti čvrste zaključke.

Promatramo li spomenute promjene u trendu kroz atenuaciju zbog raspršenja i pretpostavimo da su valovi koji su naišli kasnije na postaju putovali dublje u unutrašnjost Zemlje, ovakvo opažanje može se objasniti relativnim povećanjem gustoće većih raspršivača s dubinom ( $f = 1.5$  Hz odgovara  $a \approx 2.3$  km). To bi uzrokovalo više raspršene energije na niskim frekvencijama i veće amplitude koda valova, a time i manju atenuaciju (Dasović i sur., 2013). To je u skladu s rezultatima prikazanim na slici 4.4: veći dio postaja pokazuje povećanje  $Q_C$  (slabljenje atenuacije) upravo na niskim frekvencijama, dok su na visokim frekvencijama vrijednosti  $Q_C$  podjednake ili se smanjuju kako  $t_L$  raste. Ovakvo objašnjenje u skladu je s rezultatima koje je predstavio Gusev (1995) za model tankog sloja velike turbidnosti (gornja kora) iznad sredstva znatno manjeg potencijala za raspršenje. Iako se različita istraživanja ne slažu u tome koji doprinos – raspršenje ili intrinzična atenuacija – dominira u atenuaciji koda valova, većina se slaže u tome da je doprinos raspršenja veći na niskim nego na visokim frekvencijama. Sato i sur. (2012) također zaključuju da je raspršenje snažnije na niskim frekvencijama nego na visokim, te navode da raspršenje može imati dominantan utjecaj na atenuaciju na niskim frekvencijama, dok će na visokima ipak dominirati intrinzična atenuacija. Margerin i sur. (1999) smatraju da se promjene u iznosima  $Q_C$  mogu objasniti učinkom propuštanja seizmičke energije (engl. *leakage effect*) zbog velikih razlika u svojstvima kore i gornjeg plašta: iznad Mohorovičićevog diskontinuiteta kora je vrlo heterogena i reflektivna, dok je plašt ispod njega gotovo transparentan. Ako je propuštanje energije maleno, u atenuaciji koda valova dominirat će doprinos neelastičnosti sredstva, a raspršenje će prvenstveno utjecati na niske frekvencije. Istraživanje koje rade T. Belinić, J. Majstorović i D. Namjesnik (osobna komunikacija) za postaje u središnjim Dinaridima pomoću metode MLTWA (analiza pomoću višestrukih vremenskih prozora, engl. *multiple lapse-time window analysis*) koja omogućava razdvajanje doprinosa raspršenja i neelastičnosti, ukazuje na to da intrinzična atenuacija dominira, ali i da raspršenje ima razmjerno veći doprinos na niskim frekvencijama u odnosu na visoke frekvencije.

Treba imati na umu da je u ovom modelu višestruko raspršenje zanemareno i da ono postaje sve značajnije kad se promatraju kasniji dijelovi kode. Gao i sur. (1983) pokazali su da višestruko raspršenje postaje važno za duga protekla vremena (100–200 s za LASA područje u Montani, SAD). Postupno smanjivanje atenuacije s  $t_L$  moglo bi biti posljedica postupnog povećanja dotoka energije iz višestruko raspršenih valova, budući da za  $t_L > 80$  s analizirani vremenski prozori završavaju s  $t > 100$  s. Budući da su znatne razlike u  $Q_C$  uglavnom na niskim frekvencijama, utjecaj višestrukog raspršenja mogao bi pridonijeti smanjenju  $Q_C$ .

Ne smije se zaboraviti da se model jednostrukog raspršenja unazad temelji na pretpostavki homogenog poluprostora u kojemu je brzina rasprostiranja valova konstantna, što svakako ne odgovara stvarnosti i može znatno utjecati na vrijednost  $Q$ -faktora (Herak, 1991b).

### 5.1.1. Usporedba s drugim istraživanjima

Pri usporedbi rezultata mjerenja  $Q$ -faktora koda- $Q$  metodom, treba biti svjestan da su različiti autori koristili različite parametre u svojim analizama. Kao što je već prikazano (slike 4.2 i 4.3),  $Q_C$ -faktor ovisan je o proteklom vremenu, a različiti autori koriste različite filtere i komponente seizmograma, analiziraju prozore različitih širina i imaju drukčiju statističku obradu skupa koji može biti vrlo raspršen. Budući da je u ovom radu  $Q_C$  određivan za klizne vremenske prozore jednake širine, dok je uobičajen pristup fiksirati početak vremenskog prozora na početak kode i proširivati ga, usporedba s rezultatima dobivenim za druga područja više je kvalitativne naravi.

Dasović i sur. (2012) predstavili su rezultate analize atenuacije koda valova za seizmološke postaje u zoni interakcije Vanjskih Dinarida i slabo deformiranog dijela Jadranske mikroploče, dok su postaje u području međudjelovanja Dinarida, Alpa i Panonskog bazena obrađene u radu Dasović i sur. (2013). Analiza se, u odnosu na analizu prikazanu u ovom radu, razlikuje u količini obrađenih potresa, broju korištenih središnjih frekvencija i djelomično izmijenjenoj statističkoj obradi. Usporedba starijih i novih rezultata pokazuje određene razlike u vrijednostima, prvenstveno u onima za veći  $t_L$ : u novoj analizi vrijednosti  $Q_0$  nešto su niže. Ipak, obje analize ukazuju na jaku atenuaciju koda valova u području Dinarida. U poglavlju 5.1.2 detaljno su opisane razlike te je objašnjen vjerojatni uzrok ovim razlikama.

Prvo istraživanje atenuacije koda valova u istraživanom području napravio je Rovelli (1984) za područje Crne Gore koje je obuhvaćalo i okolicu Dubrovnika. Analiza je napravljena za vrlo kratke vremenske prozore te je dobio  $Q_C(f) = 38f^{1.0}$ . Herak (1991a, b) napravio je analizu atenuacije koda valova u središnjim Dinaridima na lokalnim potresima zabilježenima na postaji Trilj (TLJ), u blizini postaje CACV, za  $f = 0.6\text{--}5$  Hz. U svojoj analizi ne koristi linearnu regresiju na prozore različite duljine ili u različitim dijelovima kode, nego prilagodbu  $\ln A(f, t)t = a + bt^c$  na cijelu kodu. Dobio je  $Q_0 = 45\text{--}75$  i  $n = 1.0\text{--}0.6$  za  $t = 30\text{--}130$  s. Iako je izravna usporedba ovako različito analiziranih podataka neprimjerena, može se zaključiti da su vrijednosti koje je dobio Herak (1991a, b) konzistentne s onima dobivenima u ovom istraživanju, pogotovo za  $n$  za postaje CACV, RIC i MAKa koje su vrlo blizu postaje TLJ.

Dva istraživanja su objavljena na području susjedne Slovenije. Ravnik i Živčić (2000) su analizirali koda valove koda- $Q$  metodom u području središnje Slovenije za potrese zabilježene na postaji u Ljubljani. Koristili su sedam središnjih frekvencija (1–21 Hz) i vremenske prozore širine 20–60 s početka fiksiranog na 25 s nakon nailaska P-faze. Dobili su vrijednosti  $Q_0 = 123\text{--}191$  i  $n = 0.69\text{--}0.66$ , s tim da  $Q_0$  raste s porastom širine prozora, dok  $n$  najprije opada te se zatim stabilizira za prozore dulje od 30 s. Za prozor širine 30 s, što bi bilo otprilike ekvivalentno rezultatima za  $t_L \leq 40$  s, dobili su  $Q_C(f) = 144f^{0.67}$ , što je nešto više za  $Q_0$  a nešto niže za  $n$  u

odnosu na vrijednosti dobivene u ovom radu (npr. OZLJ, RIY i SLNJ). Po iznosu njihov  $Q_0$  odgovara vrijednostima za  $t_L > 60$  s u ovom istraživanju. Kastelic i sur. (2010) izračunali su atenuaciju izravnih S-valova za zapadnu i središnju Sloveniju i dobili  $Q_\beta(f) = 83f^{0.80}$ , što je usporedivo s rezultatima prikazanim u ovom radu za  $t_L \leq 40$  s.

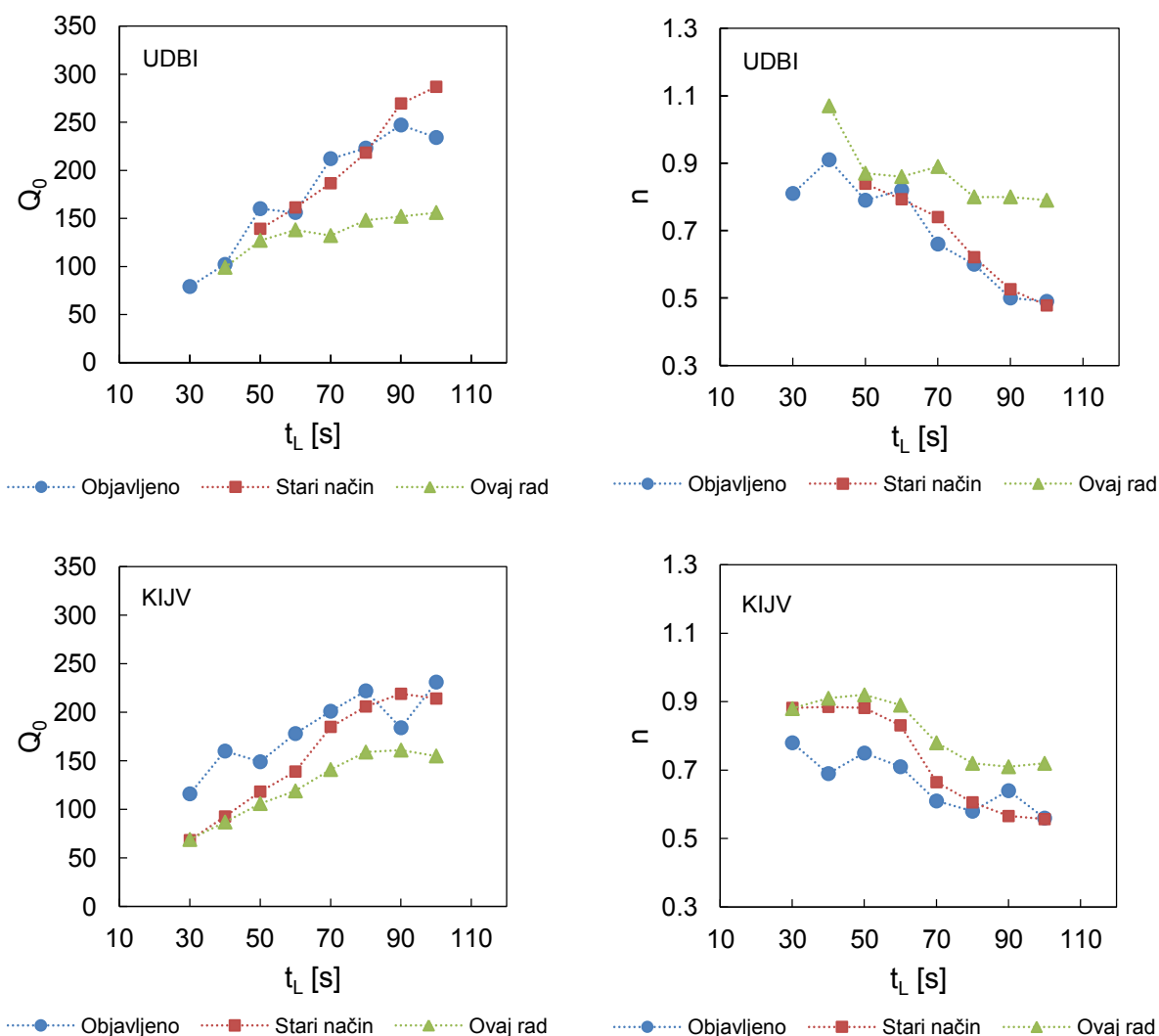
Singh i sur. (2001) analizirali su koda valove lokalnih potresa zapisanih na postajama u Furlaniji da bi odredili atenuaciju za područje sjeveroistočne Italije i okolice. Područje su podijelili u pet epicentralnih zona, od A do E. Za zonu E koja obuhvaća samu Furlaniju dobili su  $Q_C(f) = (128 \pm 60)f^{1.1 \pm 0.2}$ . Zona D obuhvaća područje od istočne Istre i Tršćanskog zaljeva do ušća rijeke Po te je za nju dobiveno  $Q_C(f) = (112 \pm 60)f^{0.9 \pm 0.3}$ . Zona C djelomično zahvaća područje sjeverniog dijela Vanjskih Dinarida koje je analizirano i u ovom radu, a za to su područje dobili  $Q_C(f) = (123 \pm 31)f^{1.1 \pm 0.1}$ . Dobiveni  $Q_0$  izvrsno se slaže s vrijednostima koje su dobivene za postaje u sjevernim Dinaridima za  $t_L \geq 40$  s. Njihov  $n$  ipak je nešto veći nego što je izračunat u ovoj analizi, no treba uzeti u obzir da su oni koristili frekvencije do 12 Hz – više frekvencije mogu utjecati tako da malo smanje vrijednost  $n$ , te da su staze valova ipak prolazile kroz različito područje i moguće odražavaju različita svojstva sredstva.

Castro i sur. (2002) objavili su rezultate analize koda valova serije potresa koja se 1997. godine dogodila u području Umbria-Marche u središnjoj Italiji: dobili su  $Q_0 = 77$  i  $n = 0.6$  za prozor širine 15 s za zapadnu stranu Središnjih Apenina te  $Q_0 = 55$  i  $n = 0.8$  za prozor širine 12 s za Istočni dio regije Marche. Za Mesinski tjesnac Tuvè i sur. (2006) dobili su  $Q_0 = 76$  i  $n = 0.5$  za prozor širine 40 s i slične frekvencije. Baskoutas i sur. (1998) istraživali su atenuaciju koda valova u središnjoj Grčkoj za tri frekvencije i prozore različitih širina. Dobili su  $Q_0$  između 50 i 150 te  $n$  između 1.02 i 0.76, s tendencijom da se vrijednosti ustale za  $t_L > 80$  s. Koda- $Q$  je za područje Makedonije procijenila Černih (2009) te je dobila  $Q_0 = 26-65$  i  $n = 1.05-0.55$  (uglavnom oko 0.95), pri čemu je primijetila da  $Q_0$  raste a  $n$  opada kako se povećava proteklo vrijeme. Kiszely (2000) je odredila koda- $Q$  faktor za područje Mađarske metodom izotropnog jednostrukog raspršenja unazad, te je za vremenske prozore širine 12.5 s dobila vrijednosti od  $Q_C(3 \text{ Hz}) = 196$  do  $Q_C(24 \text{ Hz}) = 1417$  – to su u pravilu nešto niže vrijednosti od onih koje su dobivene u ovom istraživanju.

Usporedbom s opažanjima iz drugih istraživanja, posebno onih koja su provedena u susjednim područjima, možemo zaključiti da su dobiveni rezultati konzistentni i da ukazuju na vrlo heterogeno i atenuativno sredstvo u području Dinarida svojstveno seizmički aktivnim i tektonski vrlo kompleksnim područjima.

### 5.1.2. Usporedba dobivenih rezultata s rezultatima u radovima Dasović i sur. (2012, 2013)

Postoje razlike u vrijednostima  $Q_0$  i  $n$  prikazanih u ovom radu i onih objavljenih u Dasović i sur. (2012, 2013) – primjeri su prikazani na slici 5.1. Uzroke treba tražiti u tri smjera: različitim broju potresa korištenih u analizi, različitim broju korištenih frekvencijskih pojaseva u analizi i različitim statističkom pristupu obradi podataka.



**Slika 5.1** Usporedba rezultata dobivenih na različite načine i s različitim brojem potresa. Niz „Objavljeno“ odnosi se na rezultate objavljene u radovima Dasović i sur. (2012, 2013), „Stari način“ predstavlja rezultate obrađene na način opisan u Dasović i sur. (2012, 2013) na skupu podataka korištenom u ovom radu. „Ovaj rad“ su rezultati koji su analizirani na način opisan u poglavlju 3.2.

Najmanji utjecaj na rezultat ima broj središnjih frekvencija korištenih u analizi: u objavljenim radovima korišteno ih je uglavnom šest ili sedam, dok ih je u ovom radu 11 do 12. Razlika u rezultatima svega je u nekoliko postotaka. Usporedba je napravljena i sa skupovima korištenima u ovom radu – za pojedine postaje njihov je broj višestruko veći (za KIJV je u ovom radu



analizirano 278 potresa, što je skoro deset puta više nego u Dasović i sur., 2012). Iskustvo u analizi pokazalo je da se dobivene vrijednosti  $Q_C(f)$  za različite potrese mogu znatno razlikovati i da je zbog toga potreban što veći broj podataka da bi se dobio stabilniji uzorak i kvalitetnija procjena atenuacije. Kumulativan utjecaj broja korištenih središnjih frekvencija i broja potresa prikazan je u nizu označenom kao „Stari način“ na slici 5.1.

Dominantan utjecaj na razliku u rezultatima ima djelomično promijenjen statistički pristup. Naime u objavljenim radovima računata je srednja vrijednost  $Q_C(f)$  vrijednosti dobivenih za svaku komponentu seizmograma ( $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$ ,  $Q_{C,E}$ ) za odgovarajući potres i proteklo vrijeme. Te su srednje vrijednosti tada činile skup iz kojeg su uklonjene stršeće vrijednosti i računali  $Q_0$  i  $n$ . U određivanju  $Q$ -faktora predstavljenih u ovom radu korištene su samo one vrijednosti  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za koje je koeficijent korelacije bio manji od  $-0.5$ , što je uklonilo vrijednosti koje su bile čak i višestruko veće od medijana skupa. Nadalje, preskočen je korak u kojem se od  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  računa prosjek  $Q_C(f)$ , što znači da vrijednosti za sve tri komponente čine jedinstven skup na koji se onda primjenjuju isti parametri za uklanjanje stršećih vrijednosti kao i u objavljenim radovima. Na ovaj način dobiven je veći skup podataka, a ako za neki potres npr. jedna komponenta izrazito odstupa od druge dvije, uklonit će se samo ona a ne i druge dvije – prosjek takve tri vrijednosti bio bi stršeća vrijednost i kao takav uklonjen, a već maleni skup bi dodatno „osiromašio“. Ovakvi rezultati – da jedna komponenta znatno odstupa od ostalih – primijećeni su na niskim frekvencijama za veća protekla vremena, u najvećem broju slučajeva radilo se o vertikalnoj komponenti. Vrijednosti  $Q_C(f)$  za srednje i visoke frekvencije rijetko pokazuju takve rezultate. Upravo je to posljedica razlika prikazanih na slici 5.1: budući da se  $Q_0$  odnosi na frekvenciju od 1 Hz, osjetljiva je na promjene na niskim frekvencijama. Istodobno kako  $Q_0$  raste,  $n$  se smanjuje jer su vrijednosti  $Q_C(f)$  na visokim i srednjim frekvencijama podjednake. Treba napomenuti da su skupovi za  $f = 1.5$  Hz i  $f = 2$  Hz često vrlo maleni jer je na tim frekvencijama mikrosezmički nemir najizraženiji. Skupovi su najveći za  $f = 4-8$  Hz, dok su za visoke frekvencije manji jer su amplitude valova na tim frekvencijama manje te se u istom vremenu napravi više oscilacija, što uzrokuje rano postizanje uvjeta  $SNR < 2$ .

Pri analizi atenuacije koda- $Q$  metodom svakako treba pažljivo pristupiti statističkoj obradi podataka jer, kao što je prikazano, odabir statističkog pristupa može imati veliki utjecaj, pogotovo u radu sa stršećim vrijednostima. Zbog toga se također preporuča sakupiti što veći broj podataka, odnosno seizmograma, za što pouzdaniju procjenu  $Q_C$ -faktora.

## 5.2. Atenuacija izravnih P- i S-valova

Na slikama 4.5 i 4.6 u poglavlju 4.2 prikazani rezultati analize atenuacije izravnih prostornih valova upućuju na snažnu atenuaciju u cijelom području Vanjskih Dinarida, nešto izraženiju u njihovom južnom dijelu. Vrijednosti dobivene za  $Q_P$  i  $Q_S$  u ovoj studiji vrlo su slične onima koje su dobili drugi autori za seizmički aktivna područja u susjedstvu, odnosno u Sredozemlju.

De Lorenzo i sur. (2013) odredili su atenuaciju S-valova za regiju Umbria-Marche te su dobili  $Q_S = (25 \pm 4)f^{0.99 \pm 0.02}$ . Za središnju Sloveniju i neka područja u Italiji napravljena je analiza korištenjem neparametarske atenuacijske funkcije. Kastelic i sur. (2010) su za područje zapadne i središnje Slovenije dobili  $Q_S = 83f^{0.80}$ , što se izvrsno podudara s vrijednostima dobivenima za najbližu postaju RIY. Castro i sur. (1996) procijenili su  $Q_S = 16f^{0.92}$  za Furlaniju u sjeveroistočnoj Italiji. Za regiju Garda (Italija) Castro i sur. (2008) izračunali su  $Q_P = 65f^{0.9}$  i  $Q_S = 160f^{0.6}$ , dok su Castro i sur. (1999) za regiju Marche procijenili  $Q$ -faktore za tri komponente akceleroograma:  $Q_P = 108.4 f^{0.70}$ ,  $Q_{SV} = 105.6 f^{0.65}$  i  $Q_{SH} = 86.1 f^{0.70}$ . Na isti način Polatidis i sur. (2003) analizirali su atenuaciju S-valova za područje iza Helenskog luka (engl. *back-arc of the Hellenic arc*) te su dobili  $Q_S = 55f^{0.91}$ . Tselentis (1998) je primijenio postupak koji je opisao Tsujiura (1966) na potrese u zapadnom dijelu Grčke i dobio  $Q_S(1 \text{ Hz}) = 119$ . Za sjevernu Grčku analizu metodom normiranja kodom radila je Hatzidimitriou (1995) te je dobila  $Q_S = (85 \pm 1)f^{0.91 \pm 0.07}$ . Horasan i Boztepe-Güney (2004) procijenili su  $Q_S = (40 \pm 5)f^{1.03 \pm 0.06}$  za područje Mramornog mora u Turskoj.

O odnosu  $Q_P$  i  $Q_S$  mnogo se raspravljalo. Knopoff (1971) je pokazao da se u teoriji za Poissonske čvrste tvari i uz pretpostavku velikog modula nestlačivosti može očekivati da će  $Q_P$  biti oko 2.25 puta veći od  $Q_S$ . Brojna istraživanja atenuacije visokofrekventnih prostornih valova pokazala su značajna odstupanja od ovog odnosa. Pore ispunjene fluidima, raspršenje, svestrani tlak (engl. *confining pressure*) ili relativne promjene modula elastičnosti mogu dramatično utjecati na omjer  $Q_S/Q_P$ . Toksöz i sur. (1979) pokazali su da je za suhe stijene na ultrasoničnim frekvencijama  $Q_P$  manji od  $Q_S$ , dok je za fluidom zasićene stijene  $Q_P$  10–25% veći od  $Q_S$  na niskim i visokim tlakovima. Winkler i Nur (1979) navode da je  $Q_S/Q_P$  bolji indikator zasićenosti stijene fluidom od omjera seizmičkih brzina  $v_P/v_S$ . Laboratorijski eksperimenti za  $f = 500$ – $9000$  Hz pokazali su da za djelomično zasićeni pješčenjak vrijedi  $Q_S/Q_P > 1$ , dok za potpuno zasićenje i suhe stijene vrijedi  $Q_S/Q_P < 1$  (Winkler i Nur, 1982). U radu Adama i sur. (2009) navodi se da su u tom smislu karbonati puno kompliciraniji od pješčenjaka. Njihovi rezultati pokazuju da općenito vrijedi da je  $Q_S > Q_P$  za  $f = 10$ – $100$  Hz te da je atenuacija osjetljiva na vrstu fluida (npr. slojna voda, engl. *brine*, ili ugljikovodici), tok fluida i veličinu pora. Njihovo je istraživanje također pokazalo da se atenuacija P-valova poveća ( $Q_P$  se smanji) kad se vodena

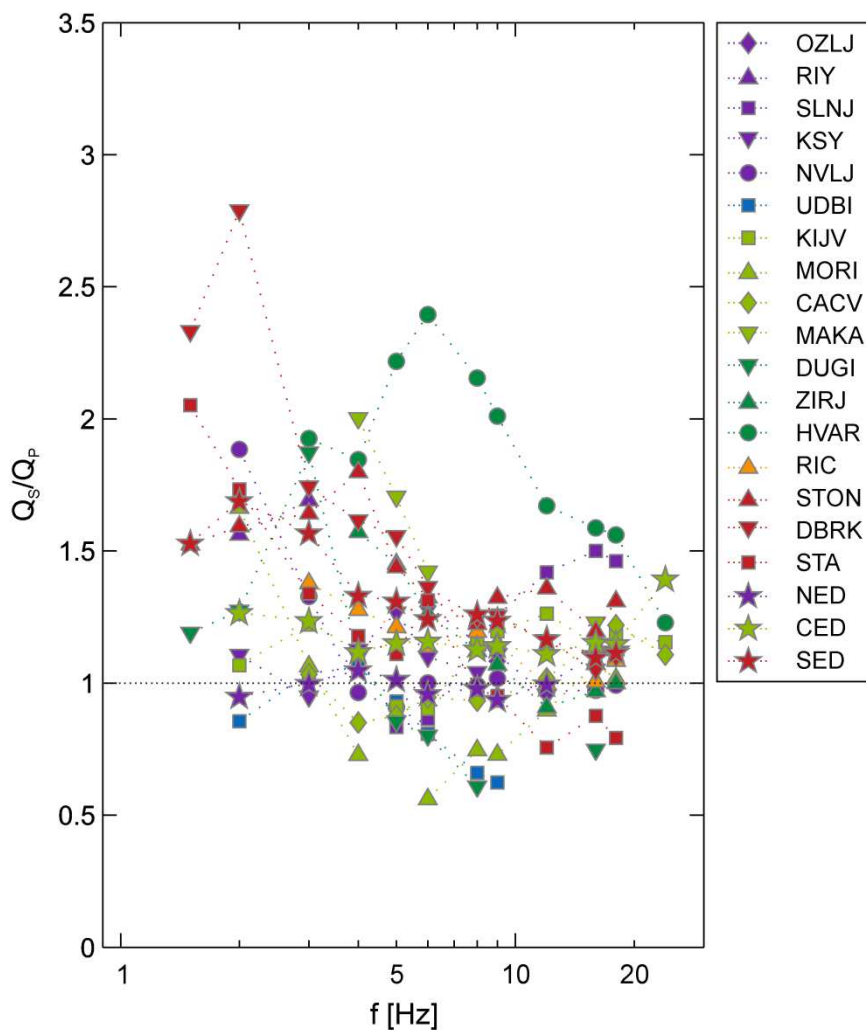
otopina u porama zamijeni laganim ugljikovodikom. Temeljiti pregled istraživanja o utjecaju raznolikih parametara na atenuaciju seizmičkih valova dao je Barton (2007). Hough i Anderson (1988) su istaknuli da je za većinu vrsta raspršenja  $Q_S/Q_P \geq 1$ . Hong (2004) je u svojem radu numeričkim modelom pokazao da je  $Q_S/Q_P > 1$  za jednostruko raspršenje. Padhy (2009) je ustvrdio da se veliki omjer  $Q_S/Q_P$  može očekivati kada je raspršenje na plitkim heterogenostima u kori zamjetno.

Na slici 5.2 prikazani su omjeri  $Q_S/Q_P$  za sve postaje za različite frekvencije. Dobiveni omjeri poprimaju vrijednosti između 0.56 i 2.79, pri čemu su S-valovi u većini slučajeva slabije ili podjednako atenuirani u odnosu na P-valove. Najveće su razlike među postajama za niske frekvencije na kojima se s velikim omjerom na niskim frekvencijama ističu postaje u južnom dijelu Vanjskih Dinarida (SED) te otočne postaje NVLJ i HVAR. Na srednjim i visokim frekvencijama vrijednosti omjera su niže i podjednake osim za postaju HVAR (2.40 za  $f = 6$  Hz). Što se tiče skupina, najmanji omjer  $Q_S/Q_P \approx 1$  ima NED, nešto viši CED, a najveći SED, osobito na niskim frekvencijama.

Postaja HVAR osobito se ističe vrijednostima omjera  $Q_S/Q_P$ : atenuacija P-valova znatno je jača od atenuacije S-valova. To je postaja koja se nalazi na samoj granici Dinarida prema slabije deformiranom dijelu Jadranske mikroploče s velikim brojem potresa zapadno od postaje, dok kod većine postaja prevladavaju potresi istočno od njih. To znači da staze valova velikim dijelom ili čak potpuno prolaze kroz slabije deformirani dio Jadranske mikroploče – razlika koja se tu pokazuje mogla bi ukazivati na fundamentalnu razliku u atenuacijskim svojstvima između dviju susjednih tektonskih jedinica različitog stupnja tektonske poremećenosti. Kao što je već spomenuto, mnogo analiziranih potresa ima epicentar zapadno od postaje u okolici otoka Jabuke u sredini Jadranskog mora. U tom području nalaze se magmatske intruzije nastale u trijasu ali je prisutna i dijapirska tektonika zbog halokinetičke aktivnosti (Pikelj i sur., 2015). To može biti indicacija da su pore na seizmogenim dubinama u širem području djelomično zasićene otopinom soli što bi znatno utjecalo na atenuaciju prostornih valova (Adam i sur., 2009; Winkler i Nur, 1982). Solne intruzije također mogu utjecati na pojačanje raspršenja što bi onda povećalo komponentu atenuacije zbog raspršenja. To bi bilo u skladu s opažanima da je  $Q_S > Q_P$  indicacija znatnog raspršenja, možda i dominantnog mehanizma u ukupnoj atenuaciji (Kang i McMechan, 1994; Padhy, 2009; Hong, 2004). Također, području oko otoka Jabuke svojstven je veći toplinski tok odnosno veće temperature stijena nego što je to slučaj u okolnim područjima (pogledati diskusiju u zadnjem odlomku ovog poglavlja).

U skladu s navedenim, može se zaključiti da raspršenje ima veliki utjecaj na atenuaciju seizmičkih valova na niskim frekvencijama. Interpretacija u smislu atenuacije zbog

neelastičnosti sredstva složenija je zbog raznih mehanizama koji na nju utječu. Razna su istraživanja pokazala da intrinzična atenuacija jako ovisi o frekvenciji i da ekstrapolacija zaključaka izvan raspona frekvencija za koji je istraživanje napravljeno nije preporučljiva – laboratorijski eksperimenti obično su napravljeni za  $f > 100$  Hz. Ipak, može se zaključiti da su stijene u Dinaridima u većini slučajeva djelomično zasićene fluidima, uz mogućnost da postoje područja koja su potpuno zasićena ili potpuno suha.

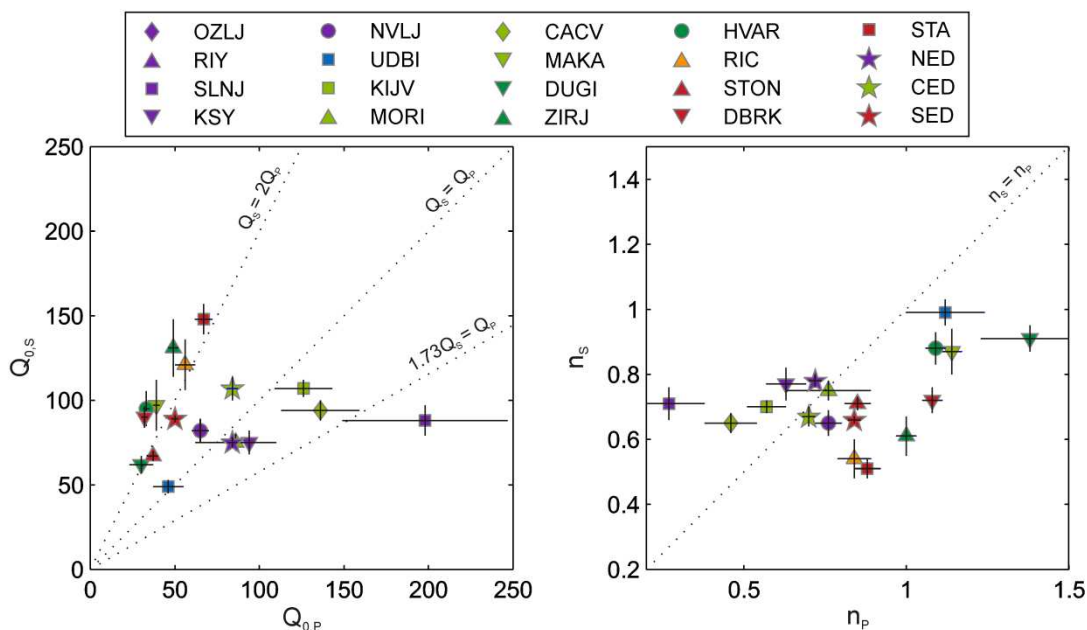


**Slika 5.2** Omjer  $Q_S/Q_P$  za različite frekvencije. Ljubičasta boja označava postaje u skupini NED, svijetlo zelena kopnene postaje u skupini CED, tamno zelena otočne postaje u CED, a crvena postaje u skupini SED. Plavom bojom je označena postaja koja je u graničnom području NED i CED te je korištena u obje, dok je narančastom označena postaja koja je uvršten u skupine CED i SED.

Postoji više objavljenih studija za različita područja u svijetu u kojima je razmatran odnos  $Q_S$  i  $Q_P$  i većina ih navodi da je  $Q_S/Q_P > 1$  za sve frekvencije. Castro i sur. (2008) su za regiju Garda u središnjim Alpama dobili da je omjer  $Q_S/Q_P$  između 0.7 i 2.8 što se izvrsno slaže s vrijednostima dobivenim u ovom radu. Yoshimoto i sur. (1993) su izračunali  $Q_S/Q_P > 1$  za Kanto regiju u Japanu. Za područje istočnog dijela središnjeg Irana Ma'hood i sur. (2009) dobili omjere  $Q_S/Q_P$

između 1.3 i 2.0. Tripathi i sur. (2014) su za Garhwal Himalaju dobili  $Q_S/Q_P = 1.6-3.0$ , Kumar i sur. (2014) za Kinnaur Himalaju  $Q_S/Q_P = 1.5-1.8$ , dok su Singh i sur. (2012) za Kamaun Himalaju dobili  $Q_S/Q_P = 3.9-4.8$ . Za seizmotektonski stabilno područje jugoistočne Južne Koreje Chung i Sato (2001) izračunali su omjer između 1.1 i 2.8. Vidales-Basurto i sur. (2014) proučavali su atenuaciju u Kalifornijskom zaljevu (Meksiko) te su dobili različite rezultate za dvije različite mreže postaja. Omjeri koje su izračunali su i veći i manji od jedan s različitim trendovima, ovisno o mreži. U opsežnom istraživanju frekvencijski neovisne atenuacije u kori u južnoj Kaliforniji kojeg su objavili Hauksson i Shearer (2006) srednja vrijednost  $Q_S/Q_P$  iznosila je 1.3 – to su objasnili djelomičnom zasićenosti stijena u kori fluidima u porama. Izolirane slučajeve kad je  $Q_S/Q_P < 1$  objasnili su s povećanom temperaturom kore, visokom zasićenosti stijena fluidima ili znatnim smanjenjem modula smicanja u odnosu na modul nestlačivosti.

Odnosi između  $Q_{0,S}$  i  $Q_{0,P}$  te  $n_S$  i  $n_P$  prikazani su na slici 5.3. Postaje u južnom dijelu Dinarida i otočne postaje grupirale su se uz pravac koji predstavlja omjer  $Q_{0,S}/Q_{0,P} = 2$  i vrijedi  $n_S < n_P$ . Postaje u sjevernom dijelu Dinarida i one u unutrašnjosti središnjih Dinarida smještene su u pravilu oko pravca koji označava  $Q_{0,S} = Q_{0,P}$ , odnosno uz pravac  $n_S = n_P$ . Ovakav prikaz ukazuje na različite uzroke atenuacije: u području oko otočnih postaja i postaja u južnim Vanjskim Dinaridima raspršenje možda igra značajniju ulogu u atenuaciji nego što je to slučaj kod postaja u skupini sjevernog dijela Vanjskih Dinarida (NED) ili onima u unutrašnjosti središnjih Vanjskih Dinarida (CED). Možda na razlike utječe i drukčiji sadržaj pukotina: viskoziji fluid u južnom dijelu Vanjskih Dinarida ili manje odnosno veće zasićenje stijena u sjevernijim odnosno postajama u unutrašnjosti.



**Slika 5.3** Odnosi između  $Q_{0,S}$  i  $Q_{0,P}$  (lijevo) te  $n_S$  i  $n_P$  (desno). Vertikalne i horizontalne crte prikazuju standardne pogreške.

Atenuacija je osjetljivija na promjene u toplini nego seizmičke brzine: brzine ovise skoro linearno o temperaturi, dok atenuacija pokazuje eksponencijalnu ovisnost (Stein i Wysession, 2003). Jelić i sur. (1995) navode da je najmanji gradijent temperature u području oko Splita i Brijuna ( $\leq 1.0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ ), u središnjem Jadranu u blizini otoka Jabuka iznosi  $\geq 2.0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , te raste naglo sjeveroistočno od Like prema Panonskom bazenu. Temperatura stijena na dubine od 2000 m je  $\leq 30^{\circ}\text{C}$  oko Splita i Brijuna,  $\geq 60^{\circ}\text{C}$  u okolici Jabuke, zapadno od Dugog otoka, južno od Dubrovnika i sjeveroistočno od Like. Procijenili su da je toplinski tok  $\leq 20\text{ mW}/\text{m}^2$  u području Split–Sinj–Imotski i  $\geq 35\text{ mW}/\text{m}^2$  u blizini otoka Jabuke i zapadno od područja Zadar–Dugi otok. U sjevernom dijelu Dinarida toplinski tok raste prema sjeveru od 35 do 55  $\text{mW}/\text{m}^2$ . Prema Lenkeyu i sur. (2002) toplinski tok je duž Dinarida uglavnom oko 30  $\text{mW}/\text{m}^2$ , 40  $\text{mW}/\text{m}^2$  duž područja Dugi otok–Vis a veći od 60  $\text{mW}/\text{m}^2$  sjeverozapadno od Zadra. Prema Grandiću i sur. (2010) temperatura formacije na 3000 m dubine u najvećem je dijelu (duž kopnene obale i u neposrednom zaleđu) između  $30^{\circ}\text{C}$  i  $40^{\circ}\text{C}$  s minimumima ( $\leq 30^{\circ}\text{C}$ ) u području između Dinare i Sinja te između Cresa, Krka i sjevernog Velebita. Prema sjeveroistoku i jugozapadu ta temperatura raste:  $50\text{--}60^{\circ}\text{C}$  duž područja Dugi otok–Vis–Lastovo,  $60\text{--}70^{\circ}\text{C}$  u blizini Jabuke u središnjem Jadranu i s lokalnim maksimumom jugozapadno od Dubrovnika ( $80^{\circ}\text{C}$ ). U svom toplinskom modelu europske litosfere Tesauro i sur. (2009) ukazuju na porast dubine izoterme od  $1200^{\circ}\text{C}$  (granica litosfere i astenosfere) sa 130–140 km na 150–160 km iz smjera sjeveroistoka, sjeverozapada i jugozapada prema središnjim Dinaridima. Uzimajući u obzir samo utjecaj temperature, najmanja atenuacija (najveći  $Q$ -faktor) mogla bi se očekivati za postaje KIJV, CACV i RIC, dok na slikama 4.5 i 4.6 vidimo da postaje KIJV i CACV imaju nešto veće vrijednosti  $Q$ -faktora, posebno  $Q_p$ . Najveću atenuaciju pokazuju postaje u južnom dijelu Vanjskih Dinarida, za  $Q_p$  i  $Q_s$ , dok postaja HVAR pokazuje veliku atenuaciju P-valova što je u skladu s termičkim režimom prikazanim u navedenim radovima. P-valovi općenito pokazuju bolje slaganje s procijenjenim temperaturama od S-valova. Čini se da je utjecaj temperature stijena samo jedan od čimbenika koji utječu na prigušenje prostornih valova, no nije nužno i dominantan.

Budući da metoda normiranja kodom ne omogućuje razdvajanje utjecaja intrinzične atenuacije i atenuacije raspršenjem, potrebno bi bilo primijeniti neku od metoda koje ih mogu razlučiti i procijeniti. Jedna od češće korištenih metoda je ona koju je predložio Wennerberg (1993). U posljednje vrijeme jedna od najčešće primjenjivanih metoda jest metoda MLTWA koja usporedbom energija određenih iz višestrukih prozora seizmograma S- i koda valova te energija izračunatih iz teorijskih rješenja za višestruko izotropno raspršenje omogućuje procjenu intrinzične atenuacije, atenuacije raspršenjem i ukupne atenuacije S-valova. Primjena jedne od ove dvije metode logičan je nastavak proučavanja atenuacije prostornih valova u području Dinarida koji bi svakako pomogao u rasvjetljavanju ovog kompleksnog područja.

### 5.2.1. Anizotropija atenuacije prostornih valova

U području Dinarida utvrđena je anizotropija seizmičkih brzina u kori te polja makroseizmičkog intenziteta. Lokmer i Herak (1999) pokazali su da u gornjoj kori središnjih Vanjskih Dinarida brzina P-valova pokazuje svojstvo anizotropije sa smjerom brze osi (smjer najveće brzine) SSW–NNE i smjerom spore osi ESE–WNW. Opaženu anizotropiju objasnili su postojanjem paralelnih (sub)vertikalnih pukotina koje su nastale zbog djelovanja polja napetosti: smjer brze osi paralelan je s osi najvećeg tlaka, dok je smjer spore osi okomit na njega. Herak i sur. (2003) analizirali su azimutnu anizotropiju brzina P-valova u području planine Krn u Sloveniji (prijelazno područje Južnih Alpa i Dinarida) i utvrdili su smjer brze osi u smjeru NNW–SSE što je vrlo blisko smjeru osi recentnog najvećeg tlaka (N–S). Do sličnog rezultata došli su i Herak i sur. (2009) proučavajući područje sjeverozapadne Hrvatske, koje manjim dijelom obuhvaća i područje sjevernog dijela Vanjskih Dinarida: smjer brze osi je NNE–SSW i paralelan je s osi najvećeg tektonskog tlaka. Autori su u sva tri rada pojavu azimutne anizotropije objasnili postojanjem suhih ili plinom ispunjenih vertikalno usmjerenih pukotina koje bi na manjim dubinama mogle biti ispunjene fluidom: iz oblika azimutne ovisnosti anizotropije zaključili su da pukotine nisu zasićene fluidima ili ako su zasićene imaju omjer širine i duljine pukotine veći od 0.01.

U radovima Markušić i sur. (1998) i Ivančić i sur. (2002, 2006) prikazane su karte izoseista potresa koji su se dogodili u području Vanjskih Dinarida – izoseiste su u pravilu izdužene u smjeru pružanja rasjednog sustava, odnosno u smjeru pružanja Dinarida i okomito na smjer najvećeg tektonskog tlaka. Ta opažanja upućuju na anizotropiju atenuacije. U poglavlju 2.6 navedeno je da prisutnost pukotina u kori i njihovo usmjeravanje djelovanjem polja napetosti uzrokuje anizotropiju atenuacije. Geofizičke metode koja se provode za istraživanja ležišta ugljikovodika (uz uporabu vrlo visokih frekvencija) upotrebljavaju pojavu anizotropije atenuacije, no to rade za drukčiji frekvencijski raspon seizmičkih valova i puno manja područja. Liu i sur. (2005) analizirali su atenuaciju S-valova u površinskom sloju debljine 200 m za frekvencije između 2 i 15 Hz, te su dobili da je atenuacija najmanja u smjeru brze osi, a najveća u smjeru spore osi, što su objasnili postojanjem usmjerenih pukotina u sredstvu zbog djelovanja polja napetosti. Postoje rijetka istraživanja anizotropije atenuacije Lg-valova (npr. Bao i sur., 2012,  $D = 3\text{--}15^\circ$ ). S obzirom na navedeno, analiza atenuacije prostornih valova s obzirom na azimut činila se kao razuman slijed istraživanja. Koliko mi je poznato, istraživanje anizotropnih svojstava atenuacije izravnih prostornih valova uzrokovanih potresima na seizmičkim frekvencijama (1–30 Hz) nije sustavno napravljeno još ni na jednom području u svijetu.

Da bi se utvrdilo postoji li anizotropija, izračunati su  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$  za podskupove definirane

kliznim sektorima raspona  $40^\circ$  i koraka  $10^\circ$  s obzirom na azimut epicentra potresa u odnosu na postaju. Da bi se bolje uočio utjecaj anizotropije, osim za ukupno polje brzina osciliranja tla (oznaka S),  $Q$ -faktori su izračunati još i za vertikalnu (Z), horizontalnu (H), radijalnu (R) te tangencijalnu (T) komponentu seizmograma (detaljnije u poglavlju 3.3).  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$  izračunati su samo za skupine postaja NED, CED i SED za centralno simetrične sektore i jednostruki sektor (slika 3.8). Uzme li se u obzir sve navedeno za očekivati je da će najmanja atenuacija biti u smjeru brze osi, a najveća u smjeru spore osi.

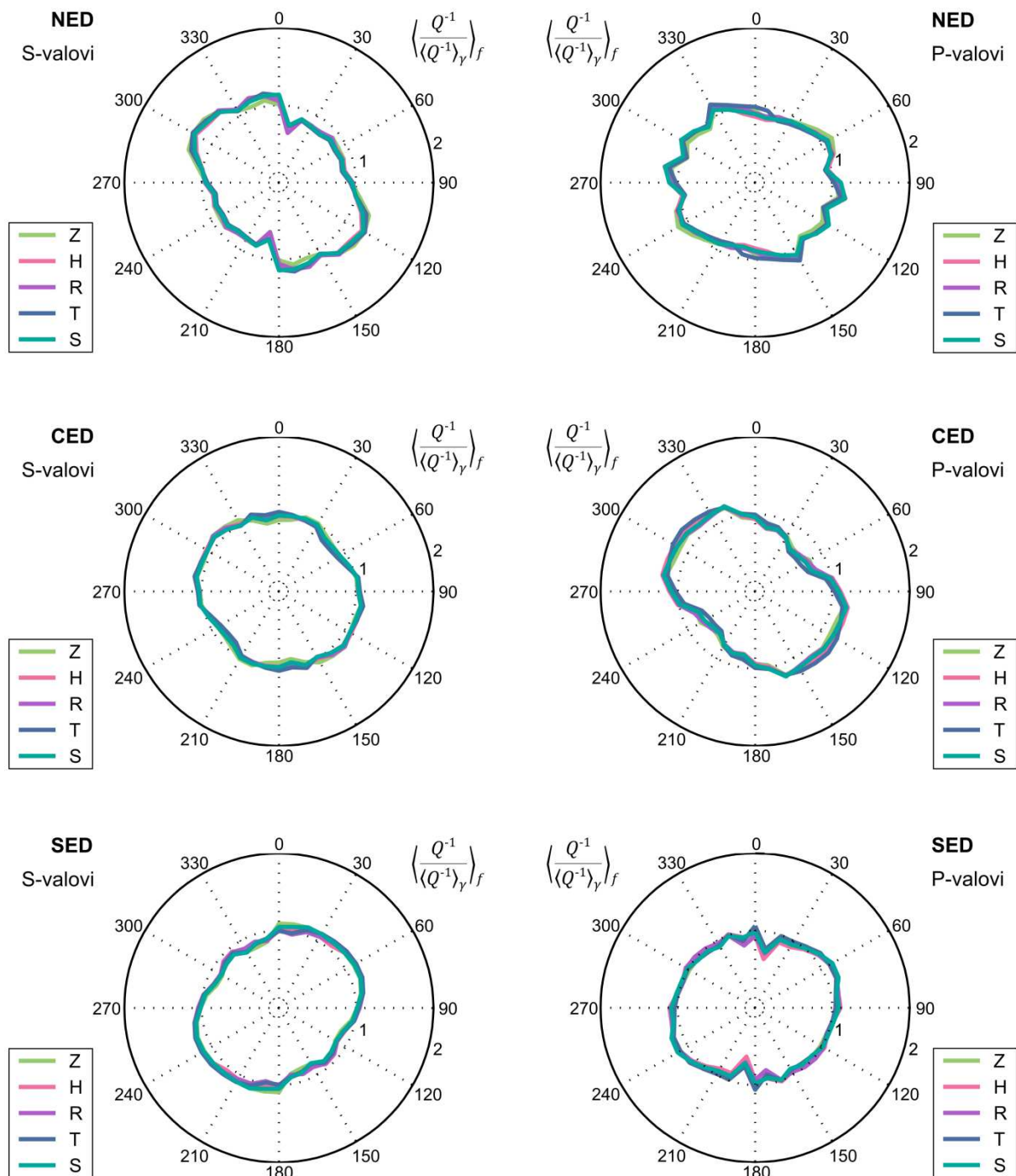
Zbog velike količine podataka rezultati analize prikazani su pomoću srednje vrijednosti atenuacije normirane s azimutnim prosjekom  $\langle Q^{-1}/\langle Q^{-1} \rangle_\gamma \rangle_f : Q^{-1}(f)$  najprije je normiran srednjom vrijednosti za pojedinu frekvenciju  $\langle Q^{-1} \rangle_\gamma$ , bez obzira na azimut  $\gamma$ , nakon čega su izračunate srednje vrijednosti od  $Q^{-1}/\langle Q^{-1} \rangle_\gamma$  za sve frekvencije za svaki azimut. Postupak je primijenjen na sve komponente seizmograma (vertikalnu, horizontalnu, radijalnu, tangencijalnu komponentu te ukupno polje brzina). To je omogućilo sažimanje podataka za jednostavniju interpretaciju.

Na slici 5.4 prikazana je srednja vrijednost atenuacije normirane s azimutnim prosjekom  $\langle Q^{-1}/\langle Q^{-1} \rangle_\gamma \rangle_f$ . Može se vidjeti da se dobivene vrijednosti neznatno razlikuju po komponentama. Sjeverni dio Vanjskih Dinarida jasno pokazuje svojstvo anizotropije: najveća atenuacija izravnih S-valova je otprilike u smjeru pružanja Dinarida ( $\approx 120^\circ$ ), dok je najmanja u smjeru okomitom na pružanje Dinarida ( $\approx 30^\circ$ ). Iako P-valovi ne pokazuju tako izraženu anizotropiju kao S-valovi, ona je ipak prisutna sa smjerovima koji su malo zakrenuti u odnosu na S-valove: najveća atenuacija je u smjeru približno  $105^\circ$ , a najmanja u smjeru približno  $15^\circ$ . U središnjem dijelu Vanjskih Dinarida anizotropija atenuacije izražena je za P-valove i također prati pružanje Dinarida: najveća atenuacija je duž njihovog pružanja (NW–SE), a najmanja okomito na smjer pružanja (NE–SW). Slično je i za S-valove, no anizotropija je nešto slabije izražena. Rezultati za južni dio Vanjskih Dinarida pokazuju gotovo suprotno od NED i CED: atenuacija je najveća otprilike okomito na smjer pružanja Dinarida ( $60\text{--}75^\circ$ ) i najmanja otprilike duž njihovog pružanja ( $150\text{--}165^\circ$ ) za obje vrste prostornih valova.

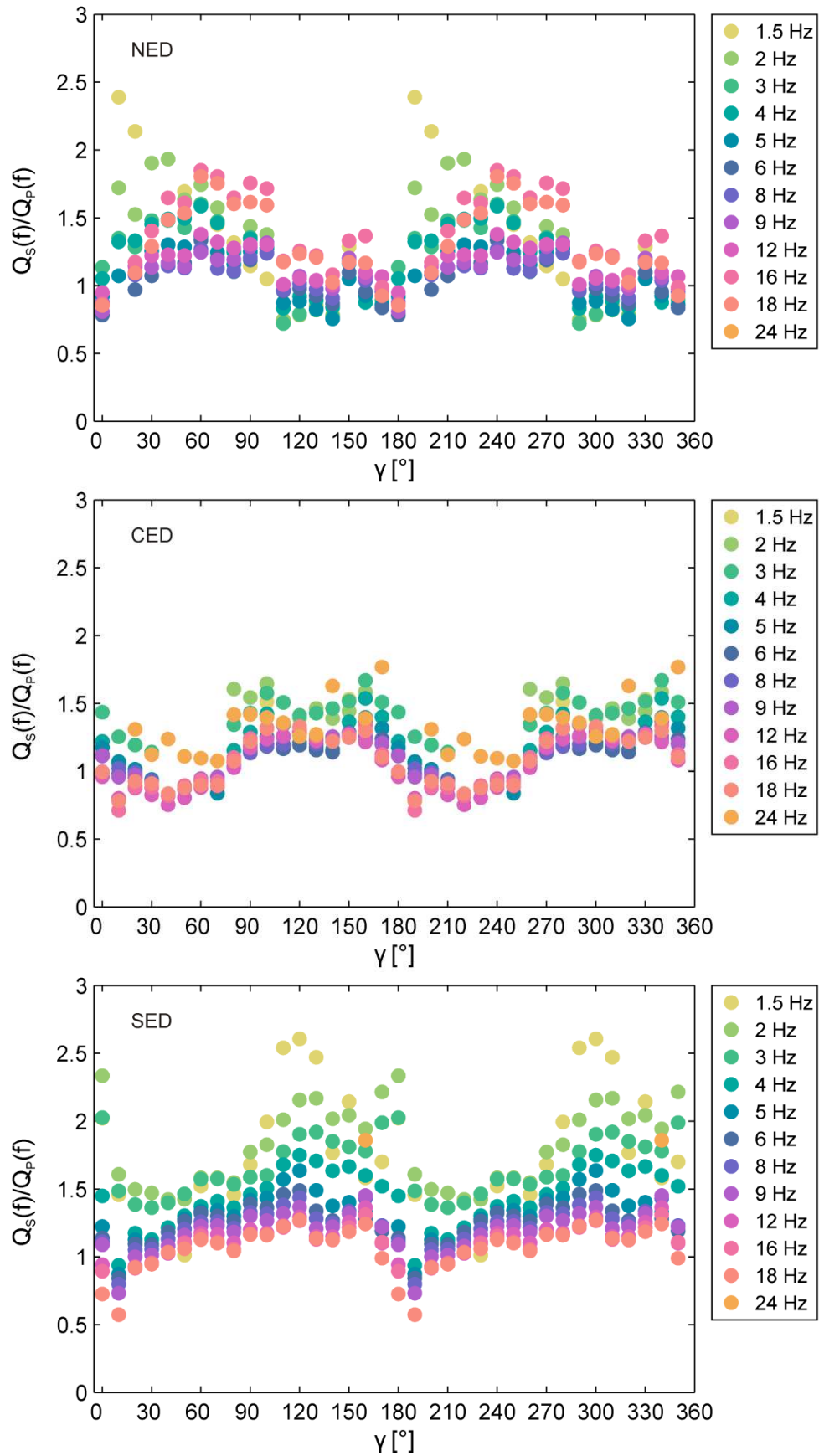
Na slici 5.5 prikazani su omjeri  $Q_S/Q_P$  za ukupno polje brzine (S) sve frekvencije u ovisnosti o azimutu. Za područje središnjih Vanjskih Dinarida (CED) omjeri su veći od jedan u smjeru najveće atenuacije što sugerira da je u tom smjeru raspršenje valova jače nego u smjeru najmanje atenuacije. Budući da je atenuacija najveća duž pružanja Dinarida, okomito na smjer najvećeg tektonskog tlaka, rezultati su u skladu s opažanjem Xua i Kinga (1990) koji su uočili da raspršenje ima veći doprinos kad je tlak manji, odnosno manji doprinos kada je tlak veći i zatvara pukotine. Za južni dio Vanjskih Dinarida (SED) omjeri  $Q_S/Q_P > 1$  na skoro svim



frekvencijama što pak upućuje na izraženo raspršenje, a posebno na nižim frekvencijama duž pružanja Dinarida, odnosno okomito na smjer najvećeg tlaka. Rezultati dobiveni za područje sjevernih Vanjskih Dinarida (NED) pokazuju sasvim suprotan učinak: raspršenje je, prema ovakvoj interpretaciji, najveće u smjeru najvećeg tektonskog tlaka. Ova analiza ne omogućuje izvođenje čvrstih zaključaka, ali je ukazala na postojanje različitosti u atenuacijskim svojstvima u promatranim područjima i potrebu primjene drukčijeg, razrađenijeg pristupa u analizi.



**Slika 5.4** Srednja vrijednost atenuacije normirane azimutnim prosjekom  $Q^{-1}$  za P- i S-valove za tri različita područja: sjeverni dio (NED), središnji dio (CED) i južni dio (SED) Vanjskih Dinarida (niz 0–180° preslikan je na 180–360°). Izduženost krivulja ukazuje na anizotropiju atenuacije prostornih valova.



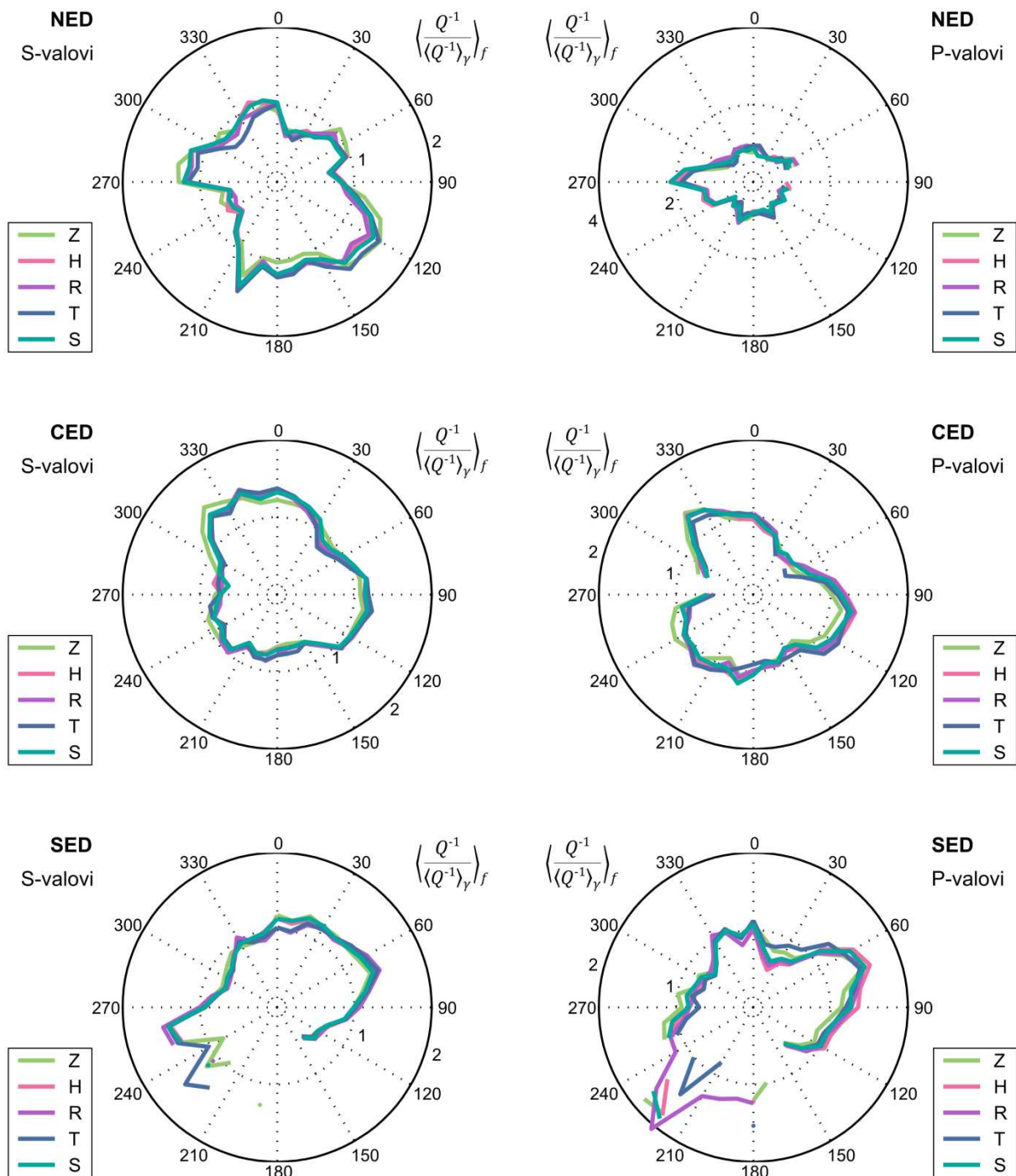
**Slika 5.5** Ovisnost omjera  $Q_S(f)/Q_P(f)$  o azimutu za sjeverni dio (gore), središnji dio (sredina) i južni dio (dolje) Vanjskih Dinarida za ukupno polje brzina (S). (Niz 0–180° preslikan je na raspon 180–360°.)

Budući da su seizmološke postaje postavljene relativno blizu granice Vanjskih Dinarida i slabije deformiranog dijela Jadranske mikroploče, pri čemu se epicentri potresa nalaze s jedne i druge strane te granice, pretpostavka da su svojstva centralno simetrična u odnosu na seizmološku postaju ne mora vrijediti jer valovi prolaze kroz tektonske jedinice različitih svojstava. Zato su  $Q_P$  i  $Q_S$  izračunati i za jednostavne klizne sektore raspona  $40^\circ$  i koraka  $10^\circ$  za puni krug, a rezultati su prikazani na slici 5.6. Oblici dobivenih krivulja kompleksniji su od onih na slici 5.4. U ovakvim sektorima korišteno je manje potresa, što često znači i lošiju raspodjelu po hipocentralnoj udaljenosti što je vrlo bitno za određivanje  $Q_P$ - i  $Q_S$ -faktora. To je posebno važno za jugozapadni kvadrant u kojemu ima najmanje potresa, a pored toga su vrlo često grupirani u manja epicentralna područja (npr. Jabuka, Dugi otok i sl.). Ipak, dok u smjeru sjeverozapad–jugoistok (duž pružanja Dinarida) postoji konzistentnost u rezultatima, u smjeru sjeveroistok–jugozapad (okomito na pružanje Dinarida) rezultati ukazuju na razliku u atenuaciji između valova koji putuju barem dijelom kroz slabije deformirani dio Jadranske mikroploče i onih kojima je staza u potpunosti u Vanjskim Dinaridima, pa je tako atenuacija nešto jača u smjeru Jadranske mikroploče nego Vanjskih Dinarida. Tomu mogu biti uzrok veće temperature stijena u području Jadranske mikroploče, manji tektonski tlak, otvorenije pukotine, razlika u sadržaju fluida (npr. postojanje ležišta ugljikovodika, Grandić i sur., 2010) i sl. Također, razlike u atenuaciji veće su u odnosu na prethodni pristup, a veće su i razlike između atenuacija P- i S-valova. Ovi rezultati ukazuju da je pristup koji ne uzima u obzir centralno simetrične raspone opravdan i da bi trebalo pronaći način da se u analizu uključe bliži i dalji potresi, čime bi se znatno povećao broj raspoloživih podataka.

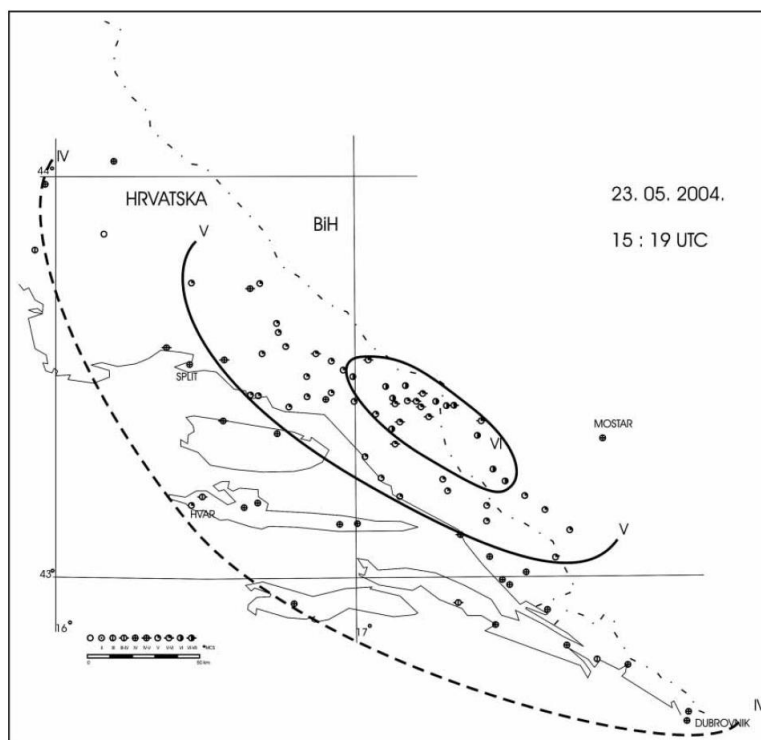
Usporede li se ovi rezultati s azimutnom anizotropijom brzine rasprostiranja P-valova u kori u središnjim Vanjskim Dinaridima (Lokmer i Herak, 1999) i u sjeverozapadnoj Hrvatskoj (Herak i sur., 2009), može se zaključiti da se smjer najmanje atenuacije (najvećeg  $Q$ ) u sjevernom i središnjem dijelu Dinarida podudara sa smjerom brze osi P-valova, a smjer najveće atenuacije sa smjerom spore osi. U navedenim istraživanjima smjer brze osi otprilike je paralelan s osi najvećeg tlaka u tim područjima što ukazuje da je anizotropija uzrokovana selektivnim zatvaranjem i otvaranjem subvertikalnih pukotina pod djelovanjem polja tektonskih napetosti. Te pukotine su ili suhe (ispunjene plinom) ili su ispunjene tekućinom – u potonjem slučaju njihov omjer širine i duljine mora biti nešto veći (0.01–0.2).

Na slici 5.7 prikazan je tipičan primjer karte izoseista za potres koji se dogodio u središnjem dijelu Vanjskih Dinarida 23. svibnja 2004. – izoseiste su izdužene u smjeru pružanja Dinarida, odnosno dominantnog smjera rasjednog sustava. To znači da je atenuacija u ovom slučaju bila veća u smjeru okomitom na pružanje Dinarida a manja duž Dinarida, što je suprotno od rezultata dobivenih analizom u ovom radu. Treba imati na umu da su posrijedi možda drugačiji

mehanizmi djelovanja: npr. u slučaju određivanja intenziteta znatnu ulogu imaju površinski valovi niskih frekvencija (velikih perioda) i lokalni utjecaj podloge. Aki (1980b) je naveo da je za niske frekvencije (0.5–2.0 Hz) atenuacija jača u smjeru okomitom na pružanje struktura a slabija duž njihovog pružanja. To je objasnio učinkovitijim raspršenjem na granicama struktura i rasjedima kad val upada okomito na njih. Treba naglasiti da je za raspršenje vrlo bitan odnos valne duljine i raspršivača.



**Slika 5.6** Srednja vrijednost atenuacije normirane s azimutnim prosjekom  $Q^{-1}$  za P- i S-valove za tri različita područja: sjeverni dio (NED), središnji dio (CED) i južni dio Vanjskih Dinarida (SED). Izduženost krivulja ukazuje na pojavu anizotropije u prigušenju prostornih valova.



**Slika 5.7** Karta izoseista za potres kraj Sovića 23. svibnja 2004. magnitude 5.5 (preuzeto iz Ivančić i sur., 2006).

Kao što je već spomenuto u prethodnim poglavljima, uzrok prigušenja valova vrlo je kompleksan, a razlaganje na različite utjecaje iz ovakvih opažanja još je kompliciranije. Ipak, indikativno je i zanimljivo da unatoč suprotnim rezultatima između NED i CED skupina s jedne strane te SED s druge, atenuacija pokazuje anizotropiju u smjeru koji se podudara s osima najvećeg tlaka odnosno napetosti. Tektonski tlakovi utječu na preferencijsko otvaranje pukotina i pora u stijenama u smjeru njihova djelovanja, čija geometrija može znatno utjecati na atenuaciju prostornih valova, kao i kretanje fluida unutar njih. Odnosi među susjednim pukotinama također utječu na smjer toka fluida između njih. Na većoj skali raspršenje može imati veći utjecaj, prvenstveno na nižim frekvencijama, jer razlomljene rasjedne zone mogu djelovati kao raspršivači ili valovod, ovisno o smjeru rasprostiranja valova, svojstvima sredstva i valnim duljinama. Zanimljiva je i indikacija da je atenuacija za slabije deformirani dio Jadranske mikroploče različita od one za Vanjske Dinaride.

Ova analiza je pokazala da su razlike u atenuaciji prostornih valova s obzirom na smjer iz kojeg valovi dolaze na postaju vjerojatno signifikantne. Kako bi se to i potvrdilo potrebno je ovaj fenomen proučiti iz raznih aspekata. Svakako bi trebalo provjeriti koji je utjecaj razdiobe intenziteta zračenja u žarištu potresa na ovako izračunate  $Q$ -faktore budući da u ovom području postoji dominantan žarišni mehanizam (reversni rasjed dinarskog pružanja; npr. Herak i sur., 1995) i prevladavajući azimuti na pojedinim postajama. Frankel (2015) navodi više razloga

zašto bi ovako određeni  $Q$ -faktori bili pod utjecajem razdiobe intenziteta zračenja u žarištu potresa, npr. različit utjecaj na različitim frekvencijama – manji utjecaj na višim frekvencijama. Razdioba intenziteta zračenja mogla bi najveći utjecaj imati na rezultate skupine SED jer su postaje STON, DBRK i STA međusobno vrlo blizu tako da bi slični žarišni mehanizmi u istom epicentralnom području mogli djelovati na vrlo sličan način. Svakako bi u budućim istraživanjima trebalo povećati broj analiziranih potresa s azimutima u jugozapadnom kvadrantu kako bi se dobili reprezentativniji rezultati. Možda bi trebalo ujednačiti broj potresa po svakom sektoru, te posebnu pozornost obratiti izboru najkvalitetnijih seizmograma i jednolikoj razdiobi po hipocentralnim udaljenostima, što će svakako biti predmet proučavanja u nastavku istraživanja atenuacije na ovom području.

## 6. Zaključak

U ovoj disertaciji prikazani su rezultati sustavne analize visokofrekventnih prostornih valova u svrhu određivanja prigušenja seizmičkih valova u području Dinarida, prvenstveno Vanjskih Dinarida. Obrađeno je ukupno 1885 potresa zabilježenih u posljednjih desetak godina na 17 seizmoloških postaja smještenih na području Republike Hrvatske. To je jedino istraživanje atenuacije seizmičkih valova u ovom području u posljednjih 20-ak godina i prvo sustavno istraživanje. U istraživačkom radu korištene su dvije metode kojima se procjenjuje atenuacija prostornih valova: koda- $Q$  metodom određuje se faktor dobrote  $Q_C$  iz koda valova nastalih raspršenjem uglavnom S-valova na heterogenostima u Zemljinoj litosferi, dok se metodom normiranja kodom određuje  $Q$ -faktor izravnih faza prostornih P- i S-valova koji putuju kroz Zemljinu koru. Obje metode omogućuju procjenu ukupnog, efektivnog  $Q$ -faktora koji je posljedica neelastičnosti sredstva i raspršenja, a razlučivanje doprinosa ta dva utjecaja nije moguće.

Analiza koda- $Q$  metodom pokazala je da atenuacija u području Dinarida ovisi o frekvenciji i dijelu kode koji se analizira:  $Q_C$ -faktor u pravilu raste s porastom frekvencije i proteklog vremena  $t_L$ . Izrazi li se frekvencijska ovisnost u obliku  $Q(f, t_L) = Q_0(t_L) f^{n(t_L)}$ , najmanji  $Q_{0,C} = 45$  izračunat je za postaju CACV (Čačvina) u središnjem dijelu Vanjskih Dinarida za  $t_L = 20$  s, dok je najveća procijenjena vrijednost  $Q_{0,C} = 222$  za postaju KSY (Kosinj) u sjevernom dijelu Vanjskih Dinarida ( $t_L = 100$  s). Frekvencijska ovisnost  $Q_C$  općenito je velika – najmanji  $n = 0.52$  ( $t_L = 100$  s) i najveći  $n = 1.17$  ( $t_L = 30$  s) izračunati su za postaju KSY. Područje južnog dijela Dinarida pokazuje najveću atenuaciju, dok je najmanja atenuacija dobivena za postaje koje su smještene na otocima u središnjem dijelu Dinarida. Jaka frekvencijska ovisnost i porast  $Q_{0,C}$  s proteklom vremenom ukazuju da raspršenje na niskim frekvencijama daje veliki doprinos atenuaciji, no da na visokim frekvencijama dominantan utjecaj ipak ima intrinzična atenuacija. Otočne postaje (NVLJ, ZIRJ, DUGI i HVAR) pokazuju promjenu svojstava atenuacije za dubine oko 80 km, dok ostale postaje indiciraju promjenu na dubini između 120 i 140 km – to su dubine na kojima se očekuje prijelaz litosfere u astenosferu. Dobivene su vrijednosti konzistentne s vrijednostima koje su dobivene u drugim seizmički aktivnim područjima u široj okolici (Slovenija, Italija, Grčka).

Metoda normiranja kodom korištena je za određivanje prigušenja izravnih prostornih valova. I ova je analiza pokazala da je atenuacija u području Vanjskih Dinarida snažna. Osim za svaku postaju pojedinačno, učinjena je skupna analiza za tri područja: sjeverni (NED), središnji (CED) i južni (SED) dio Vanjskih Dinarida. Najmanji  $Q_P$ , odnosno najveća atenuacija P-valova,  $Q_P = (50 \pm 2)f^{0.84 \pm 0.02}$  izračunata je za južni dio Vanjskih Dinarida, dok je u sjevernom i središnjem dijelu približno jednaka:  $Q_P = (84 \pm 3)f^{0.72 \pm 0.02}$  i  $Q_P = (84 \pm 3)f^{0.70 \pm 0.02}$ . S-valovi podjednako su prigušeni i u sjevernom i južnom dijelu:  $Q_S = (75 \pm 3)f^{0.78 \pm 0.02}$  i  $Q_S = (89 \pm 2)f^{0.66 \pm 0.01}$ , dok je atenuacija nešto slabija u središnjem dijelu Dinarida ( $Q_S = (107 \pm 7)f^{0.67 \pm 0.03}$ ). Jača atenuacija u južnim Vanjskim Dinaridima te nešto manje izražena u sjevernom dijelu, u odnosu na središnje Vanjske Dinaride mogla bi biti povezana s nešto većom temperaturom stijena na sjeveru i jugu u odnosu na središnji dio. Odnos vrijednosti  $Q_P$  i  $Q_S$  može ukazati na utjecaj raspršenja na atenuaciju: kada je  $Q_S > Q_P$  raspršenje ima relativno veći utjecaj na prigušenje valova nego kada je taj odnos obrnut. Također, laboratorijski su eksperimenti pokazali da taj odnos može ukazivati na to jesu li pukotine u stijenama ispunjene fluidima ili su suhe, odnosno koji je stupanj zasićenosti pukotina fluidima. Rezultati dobiveni u ovom istraživanju upućuju na to da su stijene u Vanjskim Dinaridima u većini slučajeva vjerojatno djelomično zasićene fluidima, s mogućnosti da postoje područja koja su potpuno zasićena ili suha (npr. postaja UDBI). Rezultati dobiveni za postaju HVAR razlikuju se od svih ostalih postaja. Budući da mnogo korištenih potresa ima epicentar u blizini otoka Jabuke, moguće je da se očituju posljedice prisutnosti magmatske intruzije i djelovanja halokinetičke aktivnosti: djelomično zasićena otopina soli u porama na seizmogenim dubinama i solne intruzije mogle su značajno djelovati na prigušenje prostornih valova.

Anizotropija atenuacije izravnih prostornih valova dosad nije učinjena sustavno ni za jedno područje u svijetu. Analiza ovisnosti  $Q_P$  i  $Q_S$  o azimutu, ne razlikujući azimute  $\gamma$  i  $\gamma + 180^\circ$ , pokazala je da atenuacija u Vanjskim Dinaridima pokazuje svojstvo anizotropije. U sjevernom i središnjem dijelu Dinarida smjer najmanje atenuacije podudara se sa smjerom najvećeg tektonskog tlaka u polju napetosti i sa smjerom brze osi P-valova u kori. Takvo ponašanje upućuje na moguće postojanje subvertikalnih pukotina usmjerenih u smjeru najvećeg tektonskog tlaka koje su ili suhe ili djelomično ispunjene fluidima. Analiza kliznim sektorom za puni krug ukazuje da se valovi koji prolaze većim dijelom kroz Jadransku mikroploču i Vanjske Dinaride ne prigušuju na jednak način: atenuacija je veća u smjeru slabije deformiranog dijela Jadranske mikroploče nego Vanjskih Dinarida. Dobiveni rezultati vrlo su zanimljivi i ukazuju na to da se ovom problemu treba pažljivo pristupiti: potrebno je detaljnije razraditi metodu kojom bi se analizirala atenuacija visokofrekventnih seizmičkih valova u kori, proučiti kakav utjecaj ima razdioba intenziteta zračenja u žarištu potresa te osigurati bolju razdiobu potresa s



obzirom na njihov azimut i udaljenost žarišta potresa od postaje. Ovaj problem zaslužuje daljnje istraživanje i to je svakako nešto čemu će se posvetiti barem dio budućeg istraživačkog rada.

Istraživanje je pokazalo da je u području Vanjskih Dinarida atenuacija visokofrekventnih seizmičkih valova izrazita. Obje korištene metode ukazale su na izraženu heterogenost područja i važnost mehanizma raspršenja u atenuaciji seizmičkih valova na niskim frekvencijama. Kako bi se procijenio stvarni odnos udjela intrinzične atenuacije i raspršenja, potrebno je primijeniti neke metode koje omogućuju njihovo razlučivanje, kao što je npr. metoda MLTWA. Zanimljivi rezultati dobiveni u ovom istraživanju ukazali su na potrebu daljnjeg proučavanja atenuacije u Vanjskim Dinaridima.

# Popis literature

- Adam, L., Batzle, M., Lewallen, K. T., van Wijk, K., 2009. Seismic wave attenuation in carbonates. *J. Geophys. Res.* 114, B06208. <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB005890>
- Aki, K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.* 74, 615 – 631.
- Aki, K., 1980a. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth Planet. Inter.* 21, 50–60.
- Aki, K., 1980b. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *J. Geophys. Res.* 85, B11, 6496–6504.
- Aki, K., Chouet, B., 1975. Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects. *J. Geophys. Res.* 80, 3322–3342.
- Aki, K., Richards, P. G., 2002. *Quantitative Seismology*. Sausalito, University Science Books, 700 str.
- Aljinović, B., 1983. Najdublji seizmički horizonti sjeveroistočnog Jadrana. Doktorski rad, Prirodoslovno-matematički fakultet, Sveučilište u Zagrebu, 253 str.
- Bao, X., Sandvol, E., Chen, Y. J., Ni, J., Hearn, T., Shen, Y., 2012. Azimuthal anisotropy of Lg attenuation in eastern Tibeta Plateau. *J. Geophys. Res.* 117, B10309.
- Barton, N., 2007. *Rock Quality, Seismic Velocity, Attenuation and Anisotropy*. Taylor & Francis Group, London, 729 str.
- Baskoutas, I. G., Stavrakakis, G. N., Kalogeras, I. S., 1998. Q factor estimation from the aftershock sequence of the 13 May 1995 Kozani earthquake. *J. Geodyn.*, 26, 367–374.
- Benetatos, C., Kiratzi, A., 2006. Finite-fault slip models for the 15 April 1979 (Mw 7.1) Montenegro earthquake and its strongest aftershock of 24 May 1979 (Mw 6.2). *Tectonophysics* 421, 129–143.

Bennett, R. A., Hreinsdóttir, S., Buble, G., Bašić, T., Marjanović, M., Casale, G., Gendaszek, A., Cowan, D., 2008. Eocene to present subduction of southern Adria mantle lithosphere beneath the Dinarides. *Geology* 36, 3–6.

Bijwaard, M., Spakman, W., 2000. Non-linear global P-wave tomography by iterated linearized inversion. *Geophys. Int. J.* 45, 284–298.

Brückl, E., Bleibihaus, F., Gosar, A., Grad, M., Guterech, A., Hrubcová, P., Keller, G. R., Majdański, M., Šumanovac, F., Tiira, T., Yliniemi, J., Hegedus, E., Thybo, H., 2007. Crustal structure due to collisional and escape tectonics in the Eastern Alps region based on profiles Alp01 and Alp02 from ALP 2002 seismic experiment. *J. Geophys. Res.* 112, B06308.

Carafa, M. M. C., Kastelic, V., 2014. Earthquake rates inferred from active faults and geodynamics: the case of the External Dinarides. *Bollettino di Geofisica Teorica ad Applicata* 55, 69–83. <http://dx.doi.org/10.4430/bgta0112>

Castro, R. R., Massa, M., Augliera, P., Pacor, F., 2008. Body-wave attenuation in the region of Garda, Italy. *Pure Appl. Geophys.* 165, 1351–1366. <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-008-0365-1>

Castro, R. R., Monarchesi, G., Mucciarelli, M., Trojani, L., Pacor, F., 1999. P- and S-wave attenuation in the region of Marche, Italy. *Tectonophysics* 302, 123–132.

Castro R. R., Monarchesi G., Trojani L., Mucciarelli M., Frapiccini M., 2002. An attenuation study using earthquakes from the 1997 Umbria-Marche sequence. *J. Seismol.*, 6, 43–59.

Castro, R. R., Pacor, F., Sala, A., Petrunaro, C., 1996. S wave attenuation and site effects in the region of Friuli, Italy. *J. Geophys. Res.* 101, B10, 22355–22369.

Chung, T.-W., Sato, H., 2001. Attenuation of high-frequency P and S waves in the crust of Southeastern South Korea. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 91, 1867–1874.

Crampin, S., 1981. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic media. *Wave motion* 3, 341–391.

Černih D., 2009. Characteristics of coda waves for earthquakes from the territory of the Republic of Macedonia. Sažetak disertacije, Sveučilište Sv. Ćirila i Metoda, Skopje.

Dainty, A. M., Toksöz, M. N. 1981. Seismic codas on the Earth and the Moon: a comparison. *Phys. Earth Planet. Inter.* 26, 250–260.

Dasović, I., Herak, M., Herak, D., 2012. Attenuation of coda waves in the contact zone between the

Dinarides and the Adriatic Microplate. *Stud. Geophys. Geod.* 56, 231–247.  
<http://dx.doi.org/10.1007/s11200-010-0077-8>

Dasović, I., Herak, M., Herak, D., 2013. Coda-Q and its lapse time dependence analysis in the interaction zone of the Dinarides, the Alps and the Pannonian basin. *J. Phys. Chem. Earth* 63, 47–54. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2013.03.001>

Dasović, I., Ruščić, M., Herak, D., Herak, M., 2015. Attenuation of high-frequency body waves in the crust of the Central External Dinarides. *J. Seismol.*, *prihvaćeno za objavljivanje*.

De Lorenzo, S., Del Pezzo, E., Bianco, F., 2013.  $Q_c$ ,  $Q_\beta$ ,  $Q_i$  and  $Q_s$  attenuation parameters in the Umbria-Marche (Italy) region. *Phys. Earth Planet. Inter.* 218, 19–30. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2013.03.002>

Dragašević, T., Andrić, B., 1968. Deep seismic soundings of the Earth's crust in the area of the Dinarides and the Adriatic Sea. *Geophys. Prospect.* 16, 54–76.

Frankel, A., 2015. Decay of S-wave amplitudes with distance for earthquakes in the Charlevoix, Quebec, area: effects of radiation pattern and directivity. *Bull. Seism. Soc. Am.* 105, 2A, 850–857.

Gao L. S., Lee L. C., Biswas N.N., Aki K., 1983. Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73, 377–389.

Geissler, W. H., Kind, R., Yuan, X. Y., 2008. Upper mantle and lithospheric heterogeneities in central and eastern Europe as observed by teleseismic receiver functions. *Geophys. J. Int.* 174, 351–376.

Grandić, S., Kratković, I., Rusan, I., 2010. Hydrocarbon potential assessment of the slope deposits along the SW Dinarides carbonate platform edge. *Nafta* 61, 325–338.

Gusev, A. A., 1995. Vertical profile of turbidity and coda Q. *Geophys. J. Int.* 123, 665–672.

Handy, M. R., Ustaszewski, K., Kissling, E., 2015. Reconstructing the Alps-Carpathians-Dinarides as a key to understanding switches in the subduction polarity, slab gaps and surface motion. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)* 104, 1-26. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-014-1060-3>

Hatzidimitriou, P. M., 1995. S-wave attenuation in the crust in Northern Greece. *Bull. Seism. Soc. Am.* 85, 5, 1381–1387.

Hauksson, E., Shearer, P. M., 2006. Attenuation models ( $Q_p$  and  $Q_s$ ) in three dimensions of the southern California crust: Inferred fluid saturation at seismogenic depths. *J. Geophys. Res.* 111, B05302. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003947>

Havskov, J., Ottemöller, L., 2010. Routine Data Processing in Earthquake Seismology, Springer Science+Business Media B.V., 347 str.

Herak, D., Herak, M., 1995. Body-wave velocities in the circum-Adriatic region. *Tectonophysics* 241, 121–141.

Herak D., Herak M., Prelogović E., Markušić S., Markulin Ž., 2005. Jabuka island (Central Adriatic Sea) earthquakes of 2003. *Tectonophysics* 398, 167–180.

Herak, M., 1989. HYPOSEARCH – An earthquake location program. *Comput. Geosciences*, 15, 1157–1162. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2007.07.009>

Herak, M., 1990. Velocities of the body waves in the Adriatic region. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* XXXII (25), 11–18.

Herak, M., 1991a. Lapse time dependent  $Q_c$ -spectra observed in the Dinarides region (Yugoslavia). *Phys. Earth. Planet. Inter.* 67, 303–312.

Herak, M., 1991b. Modeliranje kode lokalnih potresa. Doktorski rad, Prirodoslovno-matematički fakultet, Sveučilište u Zagrebu, 129 str.

Herak, M., Herak, D., Markušić, M., 1995. Fault-plane solutions for earthquakes (1956–1995) in Croatia and neighbouring regions. *Geofizika*, 12, 43–56.

Herak, M., Herak, D., Markušić, S., 1996. Revision of the earthquake catalogue and seismicity of Croatia, 1908–1992. *Terra Nova* 8, 86–94.

Herak, M., Herak, D., Stipčević, J., 2009. Azimuthal anisotropy of the Pg-wave velocity in hypocentral volumes of NW Croatia. *Acta Geophys.* 57, 600–615.

Herak, M., Živčić, M., Herak, D., 2003. Azimuthal anisotropy of the P-wave velocity in the hypocentral volume of the Krn Mt. (Slovenia) earthquake sequence. *J. Appl. Geophys.* 54, 257–264.

Hong, T.-K., 2004. Scattering attenuation ratios of P and S waves in elastic media. *Geophys. J. Int.* 158, 211–224.

Horasan, G., Boztepe-Güney, A., 2004. S-wave attenuation in the Sea of Marmara, Turkey. *Phys. Earth Planet. Inter.* 142, 215–224. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2004.01.004>

Hough, S. E., Anderson, J. G., 1988. High-frequency spectra observed at Anza, California: implications for Q structure. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 78, 2, 692–707.

- Hudson, J. A., 1981. Wave speeds and attenuation of elastic-waves in material containing cracks. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 64, 133–150.
- Ivančić, I., Herak, D., Markušić, S., Sović, I., Herak, M., 2002. Seismicity of Croatia in the period 1997–2001. *Geofizika* 18–19, 17–29.
- Ivančić, I., Herak, D., Markušić, S., Sović, I., Herak, M., 2006. Seismicity of Croatia in the period 2002–2005. *Geofizika* 23, 87–103.
- Jelić, K., Kevrić, I., Krasić, O., 1995. Temperatura i toplinski tok u tlu Hrvatske. Proceedings of the First Croatian Geological Congress, Opatija, Croatia, 1, 245–249.
- Kang, I. B., McMechan, G. A., 1994. Separation of intrinsic and scattering Q based on frequency-dependent amplitude ratios of transmitted waves. *J. Geophys. Res.* 99, B12, 23875–23885.
- Kastelic, V., Kiratzi, A., Benetatos, C., Živčić, M., Bajc J., 2010. Shear wave Q determination for the upper crust of the western and central Slovenia. *Scientific Annals, School of Geology, University of Thessaloniki, Proceedings of the XIX CBGA Congress, Special volume 99*, 377–385.
- Kastelic, V., Carafa, M. M. C., 2012. Fault slip rates for the active External Dinarides thrust-and-fold belt. *Tectonics* 31, TC3019. <http://dx.doi.org/10.1029/2011TC003022>
- Kiszely, M., 2000. Attenuation of coda waves in Hungary. *Acta Geod. Geoph. Hung.*, 35, 465–473.
- Knopoff, L., 1971. Attenuation. U: Coulomb, J., Caputo, M. (ur.), *Mantle and Core in Planetary Physics*. Elsevier, New York, str. 146–156.
- Kopnichev Y. F., 1977. The role of multiple scattering in the formulation of a seismogram's tail. *Izvestiya Akademii nauk SSSR Fizika zemli* 13, 394–398.
- Kumar, N., Shonkholen, M., Mukhopadhyay, S., 2014. Estimation of Qp and Qs of Kinnaur Himalaya. *J Seismol* 18, 47–59. <http://dx.doi.org/10.1007/s10950-013-9399-7>
- Lenkey, L., Dövényi, P., Horváth, F., Cloetingh, S. A. P. L., 2002. Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the neotectonics. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 29–40.
- Liu, Y., Teng, T.-L., Ben-Zion, Y., 2005. Near-surface seismic anisotropy, attenuation and dispersion in the aftershock region of the 1999 Chi-Chi earthquake. *Geophys. J. Int.* 160, 695–706.
- Lokmer, I., Herak, M., 1999. Anisotropy of P-wave velocity in the upper crust of the Central

External Dinarides. *Stud. Geophys. Geod.* 43, 345–356.

Ma'hood, M., Hamzehloo, H., Doloei, G. J., 2009. Attenuation of high frequency P and S waves in the crust of the East-Central Iran, *Geophys. J. Int.* 179, 1669–1678. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04363.x>

Margerin, L., Campillo, M., Shapiro, N. M., van Tiggelen, B., 1999. Residence time of diffuse waves in the crust as a physical interpretation of coda Q: application to seismograms recorded in Mexico. *Geophys. J. Int.* 138, 343–352.

Markušić, S., Herak, D., Ivančić, I., Sović, I., Herak, M., Prelogović, E., 1998. Seismicity of Croatia in the period 1993–1996 and the Ston–Slano earthquake of 1996. *Geofizika* 15, 83–102.

Markušić, S., Herak, M., 1999. Seismic zoning of Croatia. *Nat. Hazards* 18, 269–285.

Mohorovičić, A., 1910. Potres od 8. X. 1909. (Das Beben vom 8. X. 1909). *Jahrbuch des meteorologischen Observatoriums in Zagreb (Agram) für das Jahr 1909*, 1–56.

Orešković, J., Šumanovac, F., Hegedűs, E., 2011. Crustal structure beneath Istra peninsula based on receiver function analysis. *Geofizika* 28, 247–263.

Padhy, S., 2009. Characteristics of body-waves attenuations in the Bhuj crust. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99, 6, 3300–3313. <http://dx.doi.org/10.1785/0120080337>

Perić, M., 2007. Englesko-hrvatski enciklopedijski rječnik istraživanja i prouvodnje nafte i plina – English-Croatian Encyclopedic Dictionary of Petroleum Exploration and Production. INA Industrija nafte d. d., Sektor korporativnih komunikacija, Zagreb, 1039 str.

Pikelj, K., Hernitz-Kučenjok, M., Aščić, Š., Juračić, M., 2015. Surface sediment around the Jabuka Islet and the Jabuka Shoal: Evidence of Miocene tectonics in the Central Adriatic Sea, *Mar. Geol.* 359, 120–133. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2014.11.003>

Piromallo, C., Morelli, A., 2003. P wave tomography of the mantle under the Alpine–Mediterranean area. *J. Geophys. Res.* 108 (B2), 2065. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JB001757>, 2003

Polatidis, A., Kiratzi, A., Hatzidimitriou, P., Margaris, B., 2003. Attenuation of shear-waves in the back-arc region of the Hellenic arc for frequencies from 0.6 to 16 Hz. *Tectonophysics* 367, 29–40. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00136-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00136-7)

Rautian, T. G., Khalturin, V. I., 1978. The use of the coda for determination of earthquake source spectrum. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 68, 923–948.

Ravnik, J., Živčić, M., 2000. Coda  $Q$  from earthquakes in central Slovenia. U: Vidrih, R. (ur.), Potresi v letu 2000, EARS, 95–104.

Rovelli A., 1984. Seismic  $Q$  for the lithosphere of the Montenegro region (Yugoslavia): frequency, depth and time windowing effects. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 34, 159–172.

Sato, H., Fehler, M. C., Maeda, T., 2012. *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth: Second Edition*. Springer-Verlag, Heidelberg, 494 str.

Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Manteco, L., Schuster, R., Schefer, S., Tischler, M., Ustaszewski, K., 2008. The Alpine–Carpathian–Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss. J. Geosci.*, 101, 139–183.

Shearer, P., 2009. *Introduction to Seismology, Second Edition*. Cambridge University Press, Cambridge, 396 str.

Singh, D. D., Govoni, A., Bragato, P. L., 2001. Coda  $Q_c$  attenuation and source parameter analysis in Friuli (NE Italy) and its vicinity. *Pure Appl. Geophys.*, 158, 1737–1761.

Singh, C., Singh, A., Srinivasa Bharathi, V. K., Bansal, A. R., Chadha, R. K., 2012. Frequency-dependent body wave attenuation characteristics in the Kumaun Himalaya. *Tectonophysics* 524–525, 37–42. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.12.013>

Skoko, D., Prelogović, E., Aljinović, B., 1987. Geological structure of the Earth's crust above the Moho discontinuity in Yugoslavia. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 89, 379–382.

Stein, S., Wysession, M., 2003. *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Blackwell Publishing, Oxford, 496 str.

Stipčević, J., 2012. Stuktura kore i gornjeg plašta u širem području Dinarida određena analizom širokopojasnih funkcija prijemnika. Doktorski rad, Prirodoslovno-matematički fakultet, Sveučilište u Zagrebu, 170 str.

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. *Geophys. J. Int.* 185, 1103–1119. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05004.x>

Šumanovac, F., 2010. Lithosphere structure at the contact of the Adriatic microplate and the Pannonian segment based on the gravity modelling. *Tectonophysics* 485, 94–106.

Tari, V., Pamić, J., 1998. Geodynamic evolution of the northern Dinarides and the southern part



of the Pannonian Basin. *Tectonophysics* 297, 269–281.

Tesauro, M., Kaban, M. K., Cloetingh, S. A. P. L., 2009. A new thermal and rheological model of the European lithosphere. *Tectonophysics*, 476, 478–495.

Toksöz, M. N., Johnston, D. H., Timur, A., 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements. *Geophysics* 44, 681–690.

Tomljenović, B., Csontos, L., Márton, E., Márton, P., 2008. Tectonic evolution of the northwestern Internal Dinarides as constrained by structures and rotation of Medvednica Mountains, North Croatia. U: Siegesmund, S., Fügenschuh, B., Froitzheim, N. (ur.), *Tectonic aspects of the Alpine–Dinaride–Carpathian system*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 298, 145–167. <http://dx.doi.org/10.1144/SP298.8>

Tripathi, J. N., Priyamvada, S., Sharma, M. L., 2014. Attenuation of high-frequency P and S waves in Garhwal Himalaya, India. *Tectonophysics* 636, 216–227. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.08.015>

Tselentis, G. A., 1998. Intrinsic and scattering seismic attenuation in W. Greece. *Pure Appl. Geophys.* 153, 703–712.

Tsujiura, M., 1966. Frequency analysis of the seismic waves, I. *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.* 44, 873–891.

Tuvè T., Bianco F., Ibáñez J., Patanè D., Pezzo E.D., Bottari A., 2006. Attenuation study in the Straits of Messina area (Southern Italy). *Tectonophysics*, 421, 173–185.

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 J. Geosci.* 101, S273–S294. <http://dx.doi.org/10.1007/s00015-008-1288-7>

Van der Meijde, M., van der Lee, S., Gardini, D., 2003. Crustal structure beneath broadband seismic stations in the Mediterranean region. *Geophys. J. Int.* 152, 729–739.

Vidales-Basurto, C. A., Castro, R. R., Huerta, C. ., Sumy, D. F., Gaherty, J. B., Collins, J. A., 2014. An attenuation study of body waves in the South-Central Region of the Gulf of California, México. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 104, 2027–2042. <http://dx.doi.org/10.1785/0120140015>

Vlahović, I., Tišljarić, J., Velić, I., Matičec, D., 2005. Evolution of the Adriatic carbonate platform: paleogeography, main events and depositional dynamics. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 220, 333–360. <http://dx.doi.org/10.1016/j.paleo.2005.01.011>

Wennerberg, L., 1993. Multiple scattering interpretation of coda Q measurements. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 83, 279–290.

Winkler, K., Nur, A., 1979. Pore fluids and seismic attenuation in rocks. *Geophys. Res. Lett.* 6, 1, 1–4. <http://dx.doi.org/10.1029/GL006i001p00001>

Winkler, K. W., Nur, A., 1982. Seismic attenuation: effects of pore fluids and frictional sliding. *Geophysics* 47, 1–15. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1441276>

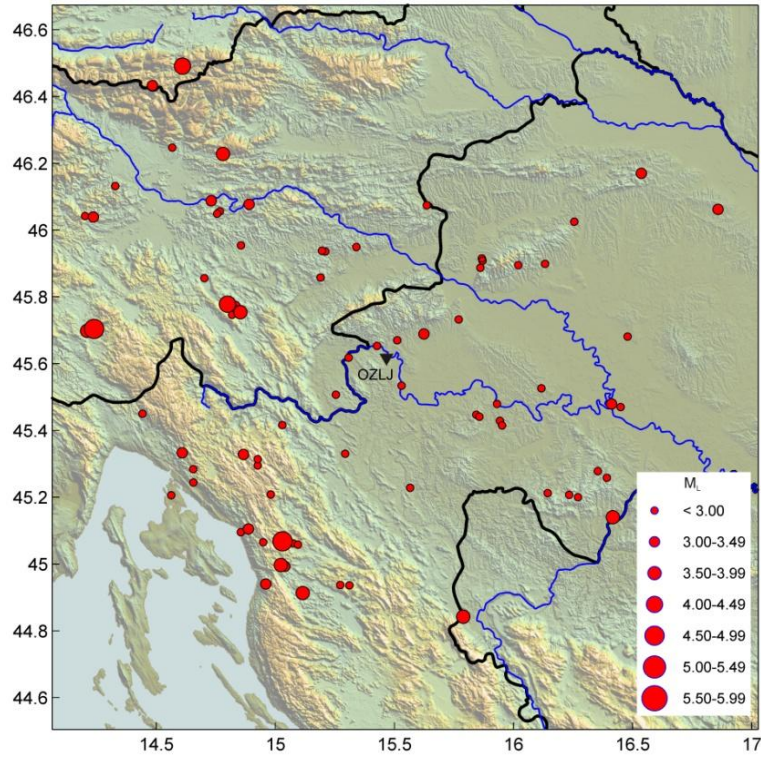
Wu, R.-S., 1989. Seismic wave scattering. U: James, D.E. (ur.), *The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, Van Nostrand Reinhold Company, New York, 1166–1187.

Xu, S., King, M. S., 1990. Attenuation of elastic waves in a cracked solid. *Geophys. J. Int.* 101, 169–180.

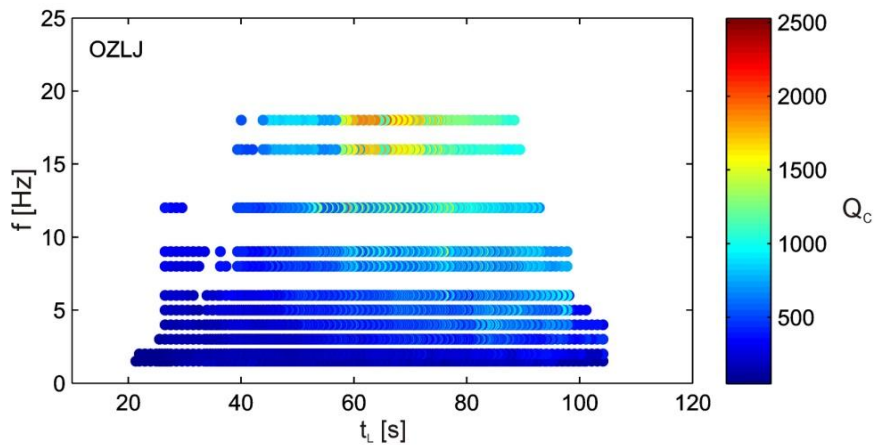
Yoshimoto, K., Sato, H., Ohtake, M., 1993. Frequency-dependent attenuation of P and S waves in the Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method. *Geophys. J. Int.* 114, 165–174.

# Prilog A

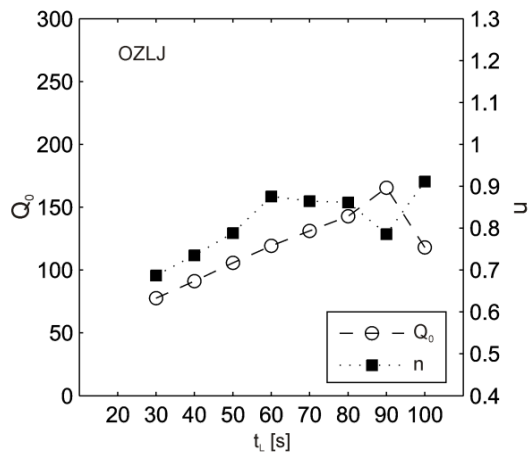
U ovom prilogu prikazane su po četiri slike za svaku postaju. Prva slika prikazuje položaj seizmološke postaje i položaje epicentara potresa korištenih u određivanju seizmičke atenuacije koda valova koda- $Q$  metodom. Druga slika prikazuje vrijednosti  $Q_c$  za svaku komponentu seizmograma brzina (Z, N i E) u odnosu na proteklo vrijeme i frekvenciju. Treća slika prikazuje ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o dijelu kode koji je analiziran, odnosno o  $t_L$ . Četvrta slika prikazuje pravce prilagodbe dobivene linearnom regresijom koji prikazuju ovisnost  $Q_c(f) = Q_0 f^n$  za različita protekla vremena  $t_L$ .



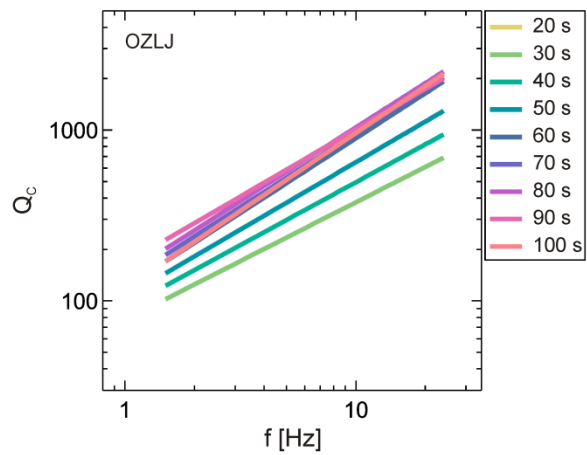
Slika A-1 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda- $Q$  metodom za postaju OZLJ.



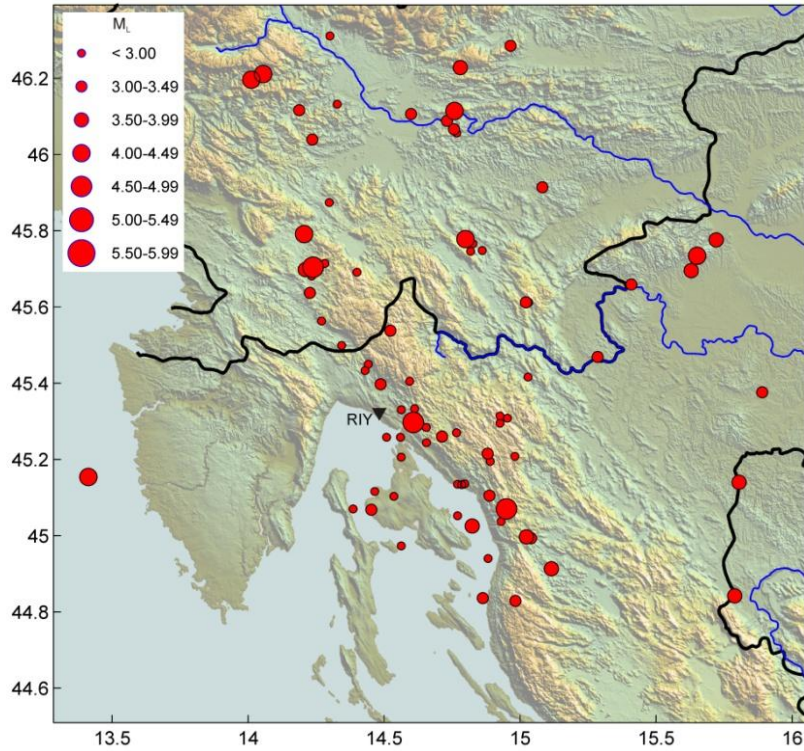
Slika A-2  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju OZLJ.



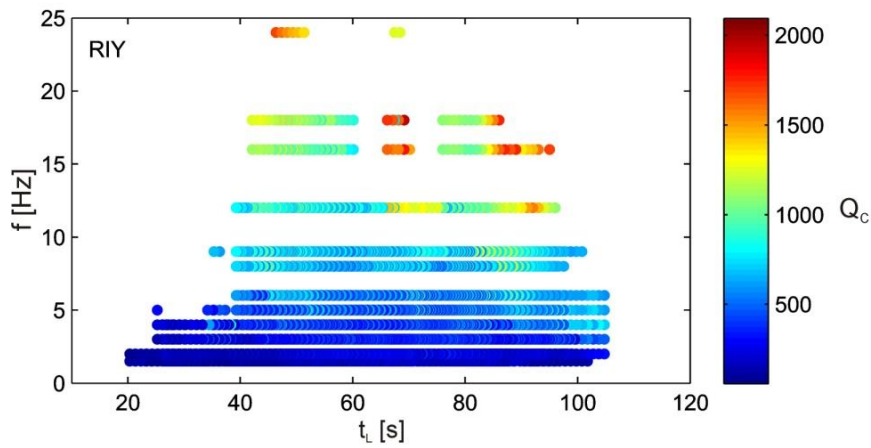
Slika A-3 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju OZLJ.



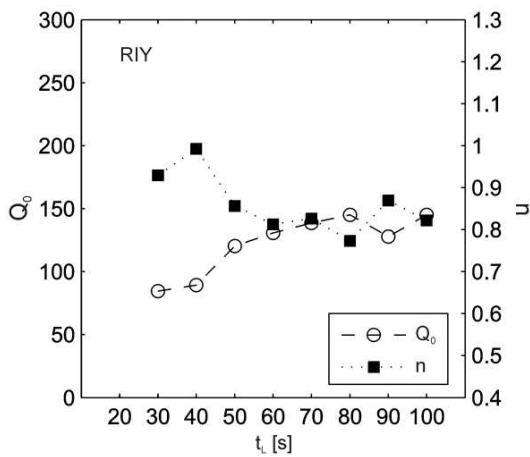
Slika A-4 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za OZLJ.



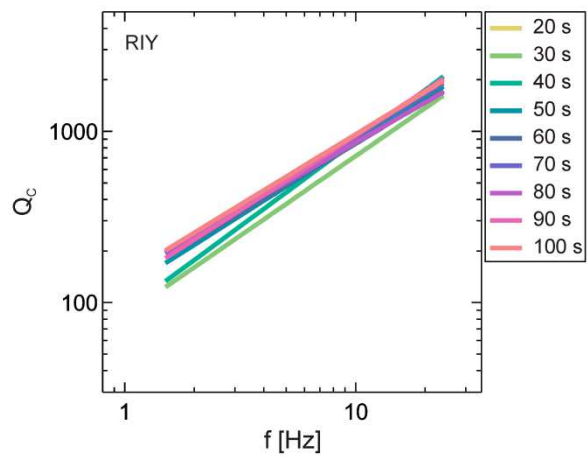
Slika A-5 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda- $Q$  metodom za postaju RIY.



Slika A-6  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju RIY.

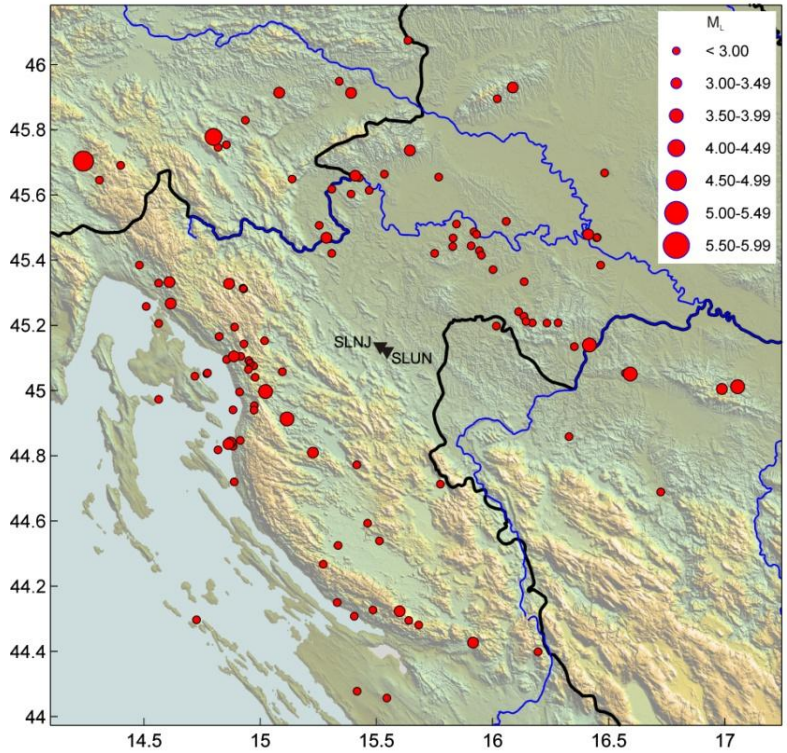


Slika A-7 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju RIY.

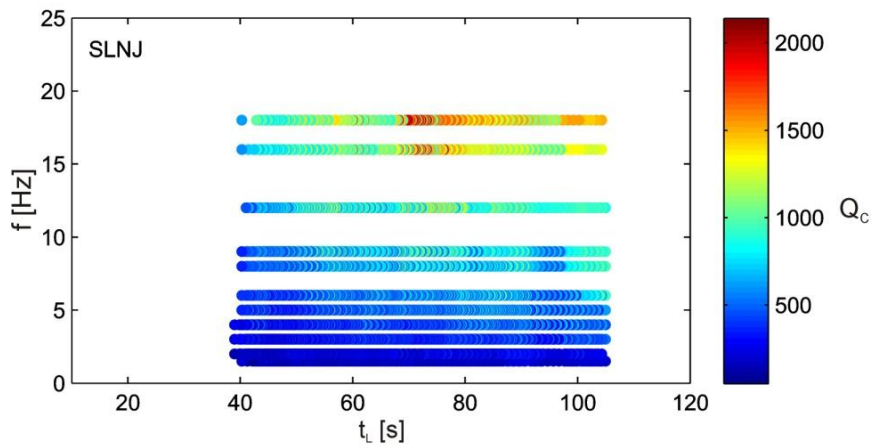


Slika A-8 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za RIY.

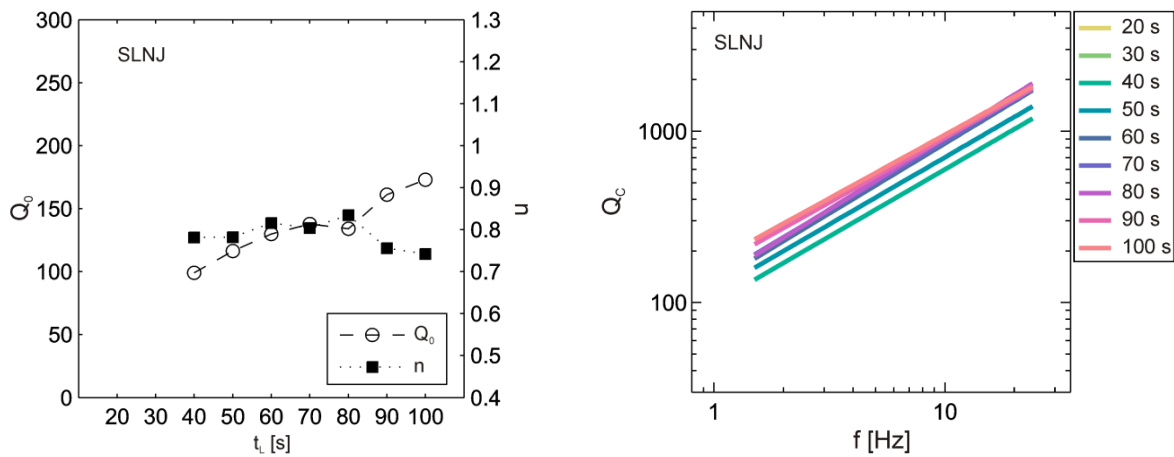




Slika A-9 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda-Q metodom za postaju SLNJ.

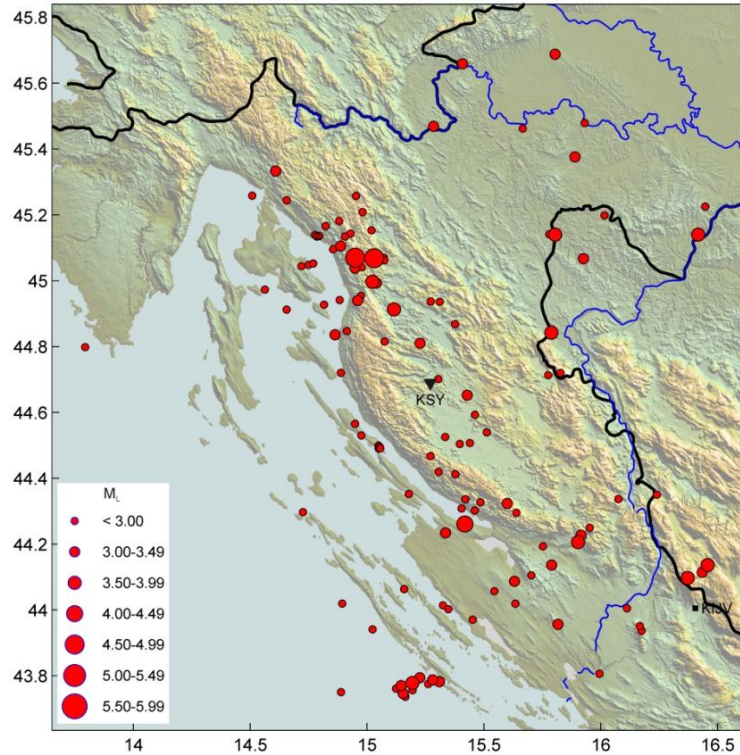


Slika A-10  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju SLNJ.

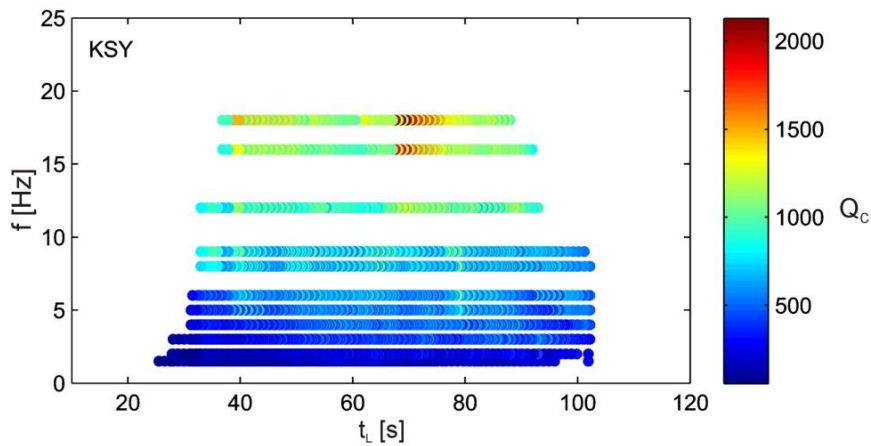


Slika A-11 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju SLNJ.

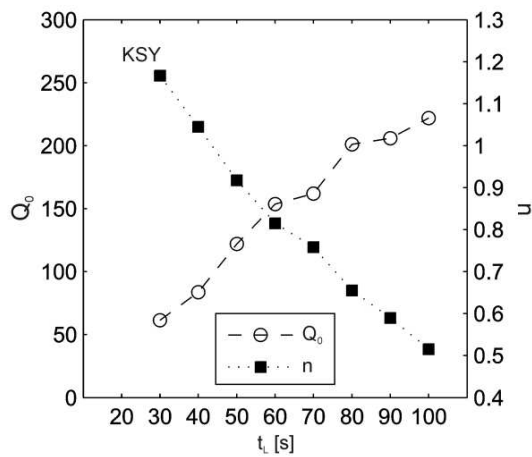
Slika A-12 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za SLNJ.



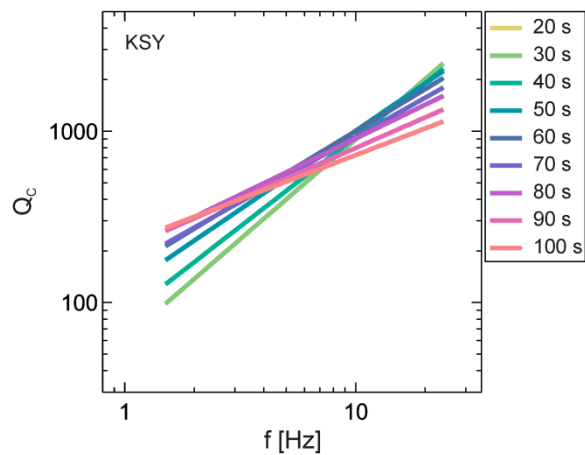
Slika A-13 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda- $Q$  metodom za postaju KSY.



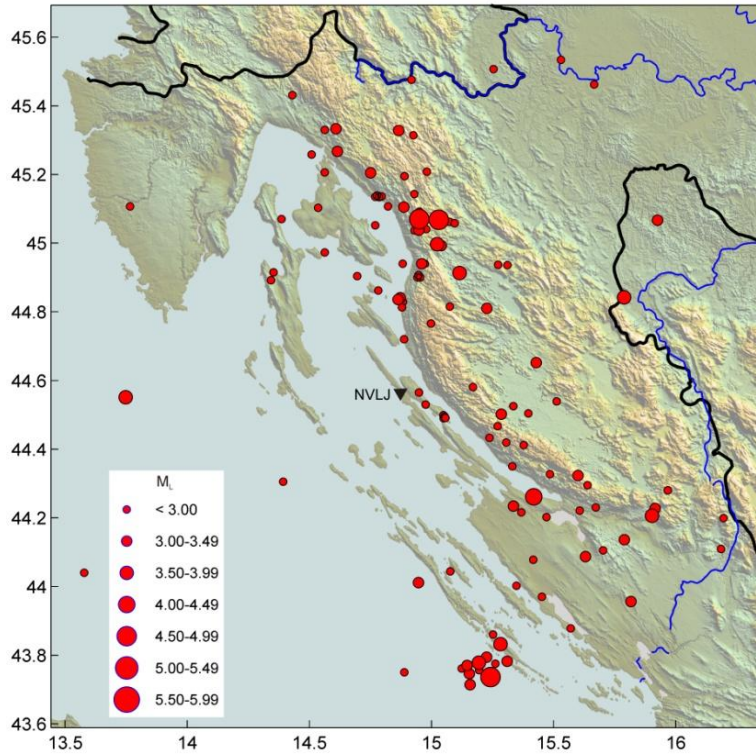
Slika A-14  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju KSY.



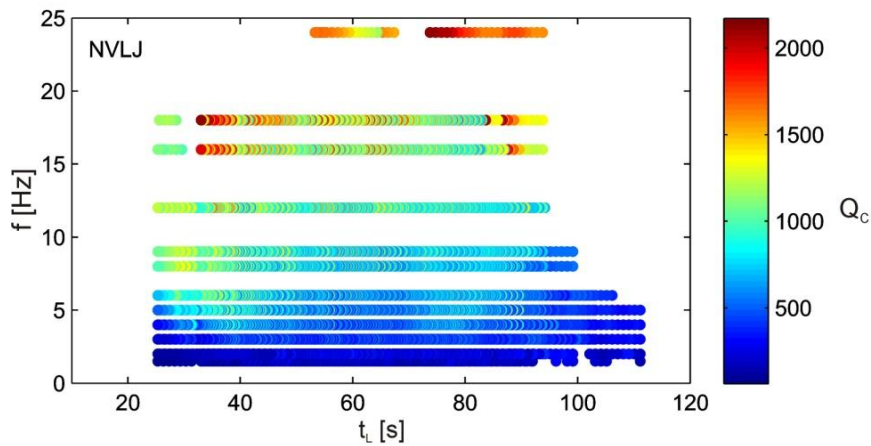
Slika A-15 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju KSY.



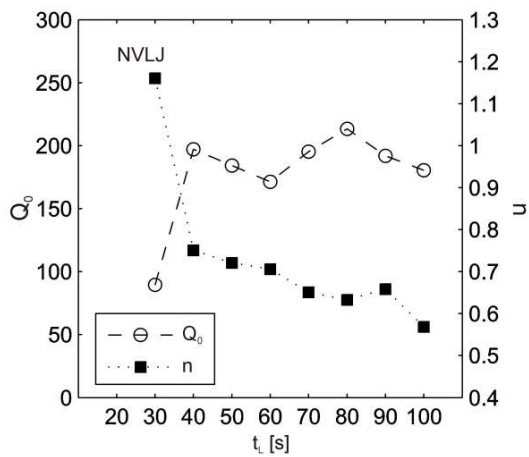
Slika A-16 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za KSY.



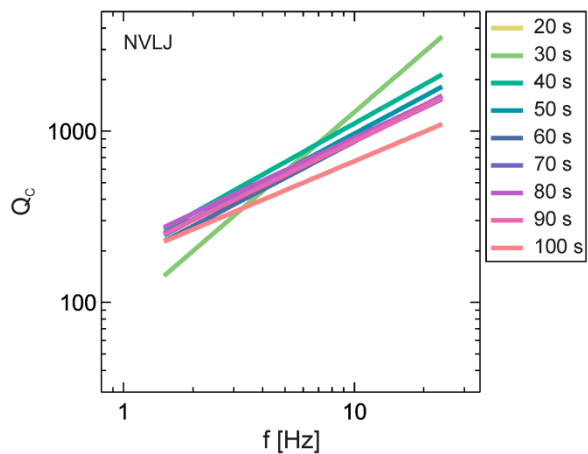
Slika A-17 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda- $Q$  metodom za postaju NVLJ.



Slika A-18  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju NVLJ.

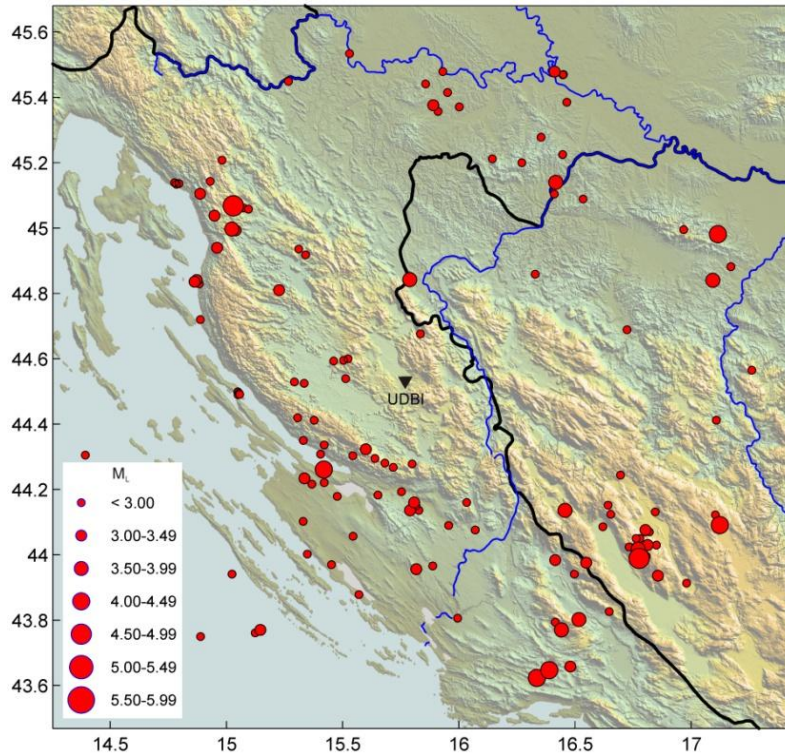


Slika A-19 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju NVLJ.

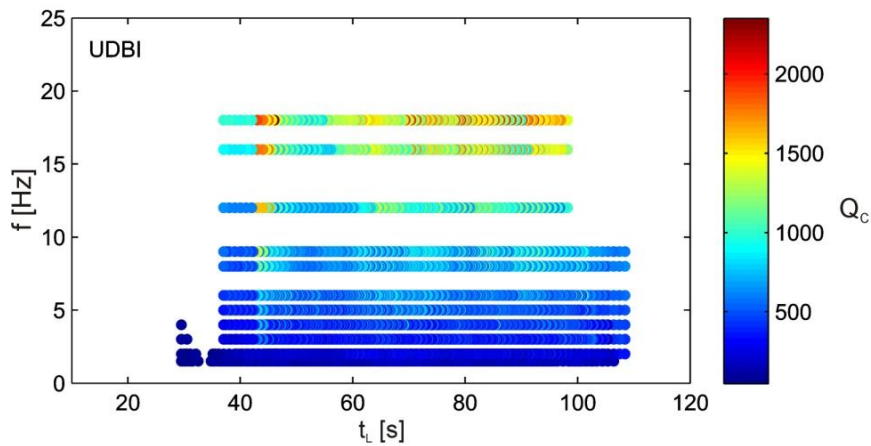


Slika A-20 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za NVLJ.

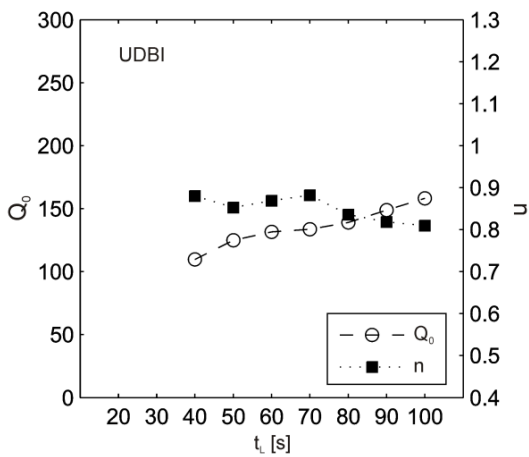




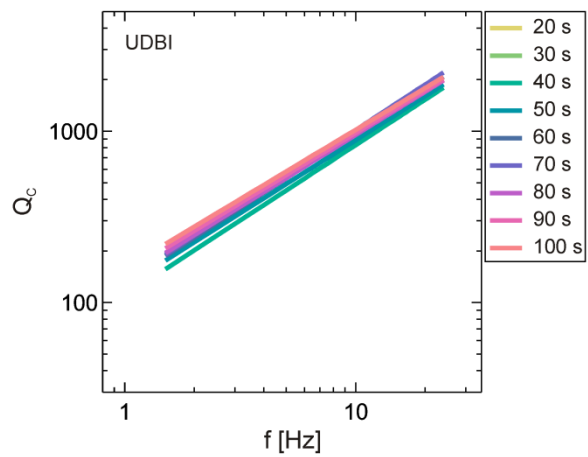
Slika A-21 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda-Q metodom za postaju UDBI.



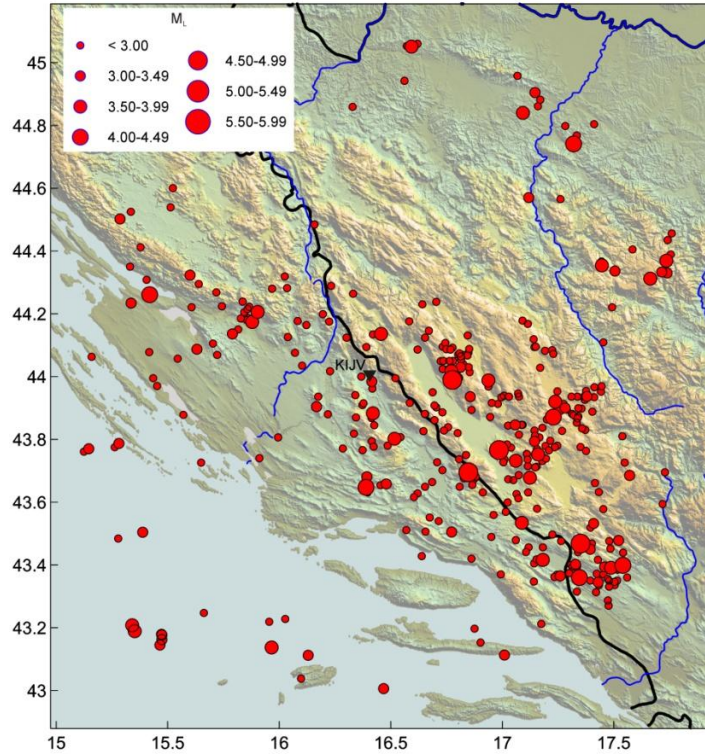
Slika A-22  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju UDBI.



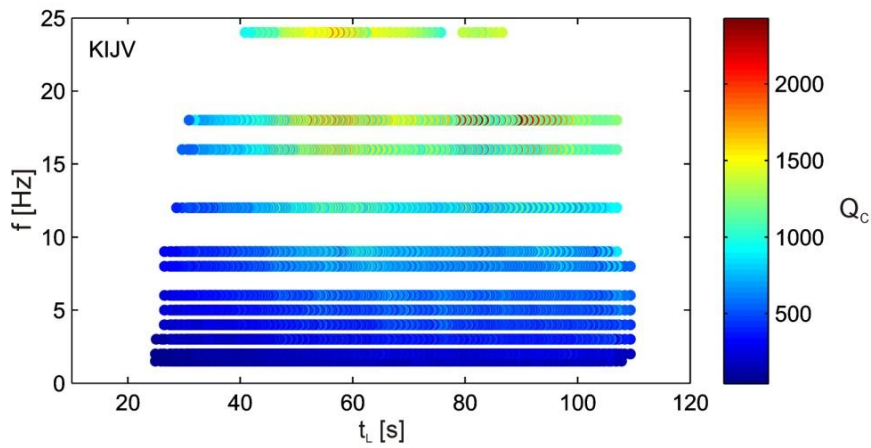
Slika A-23 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju UDBI.



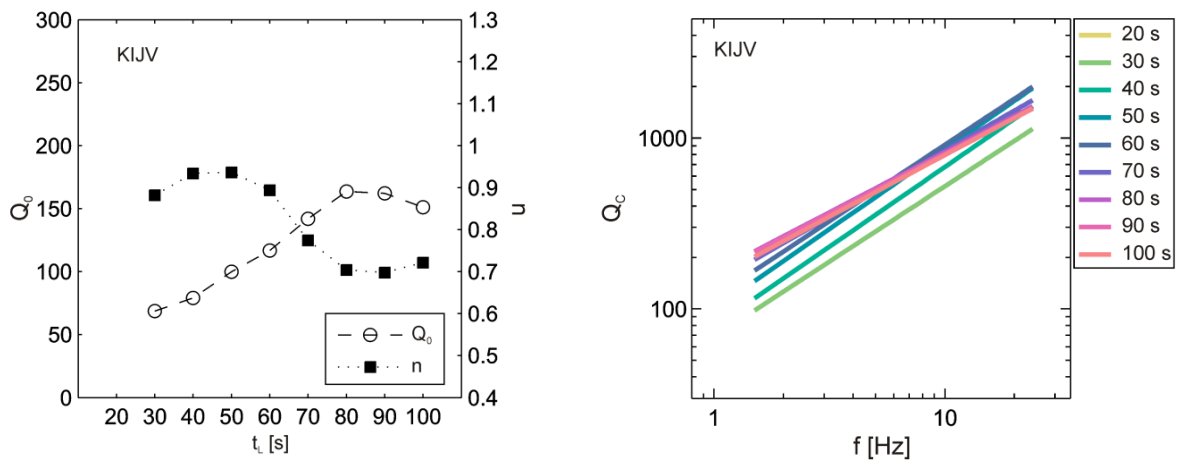
Slika A-24 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za UDBI.



Slika A-25 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda- $Q$  metodom za postaju KIJV.

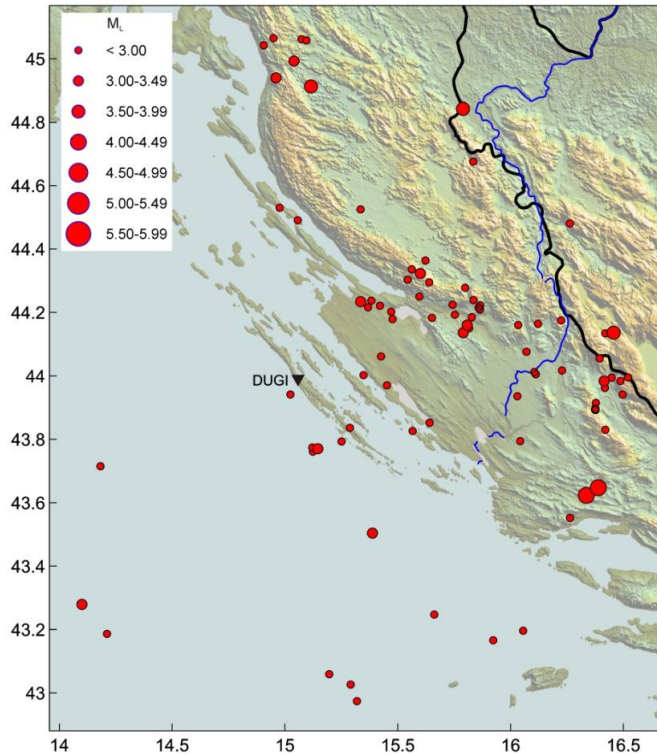


Slika A-26  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju KIJV.

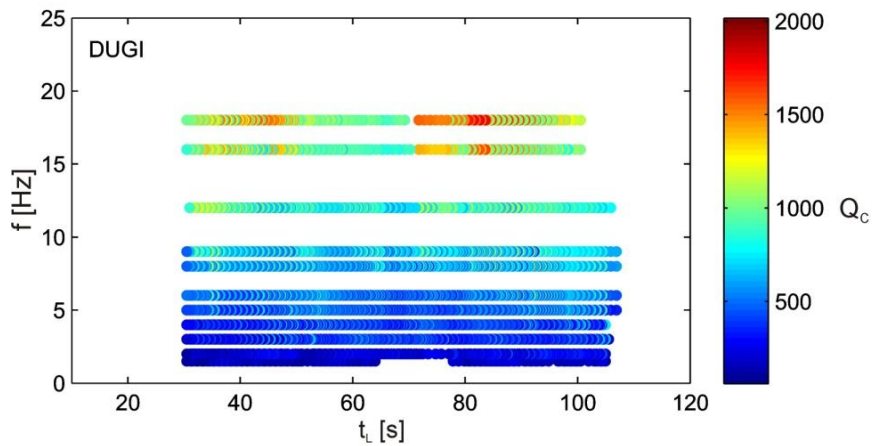


Slika A-27 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju KIJV.

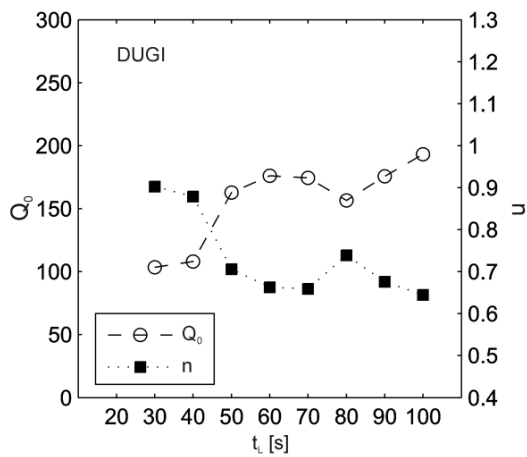
Slika A-28 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za KIJV.



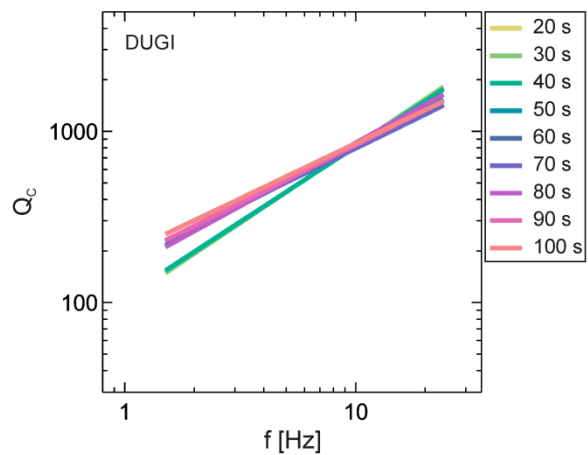
Slika A-29 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda-Q metodom za postaju DUGI.



Slika A-30  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju DUGI.

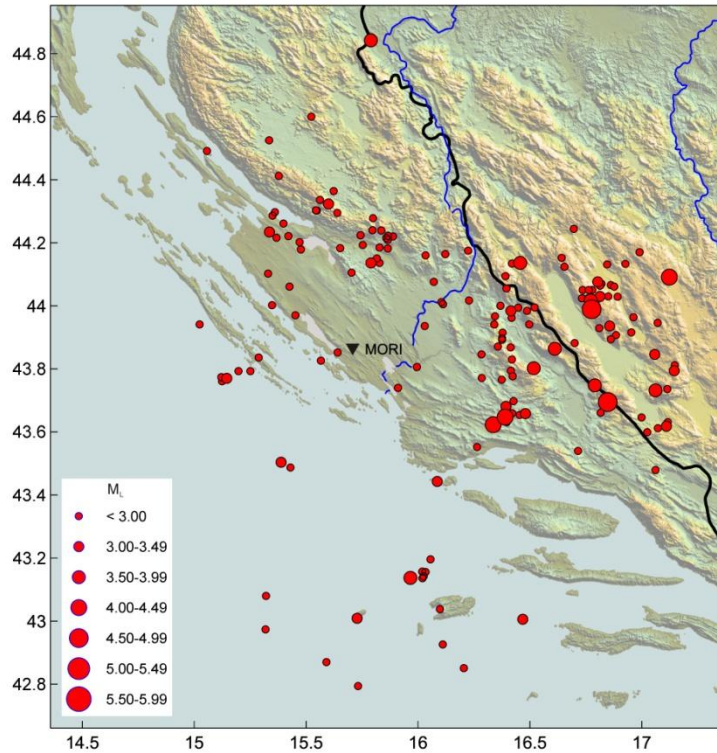


Slika A-31 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju DUGI.

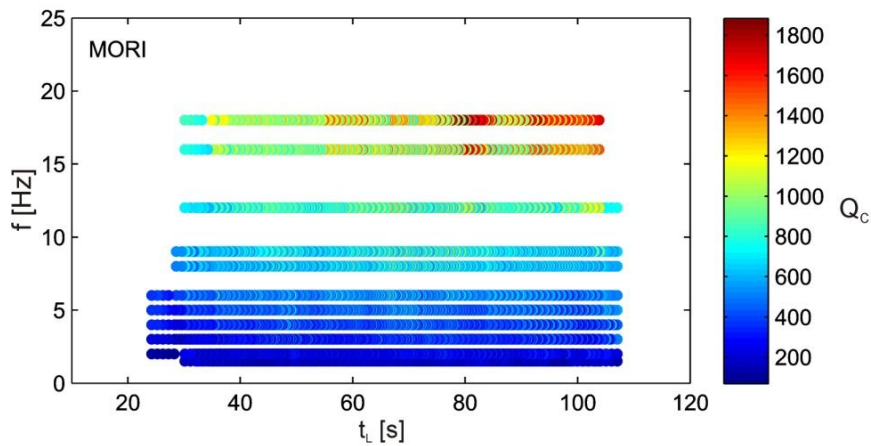


Slika A-32 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za DUGI.

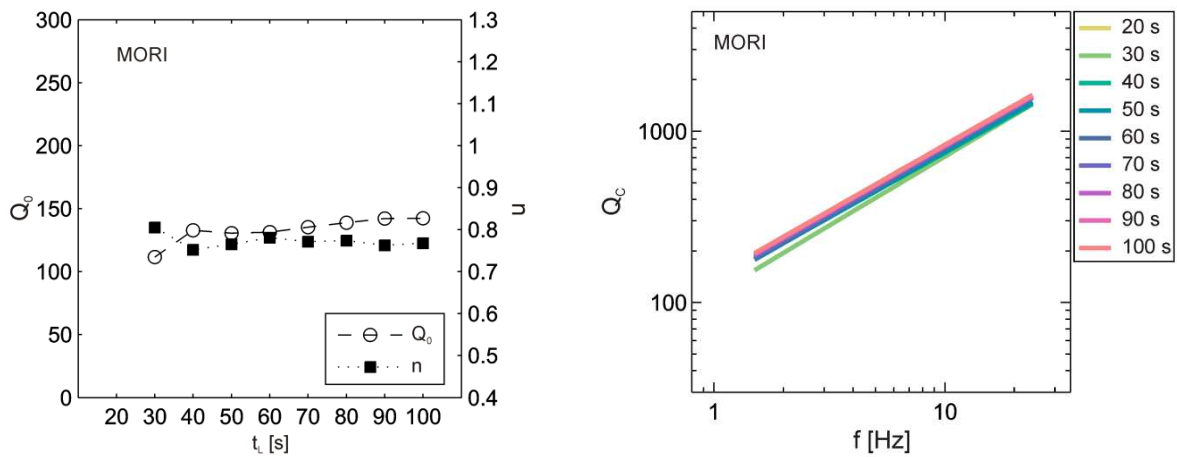




Slika A-33 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda-Q metodom za postaju MORI.

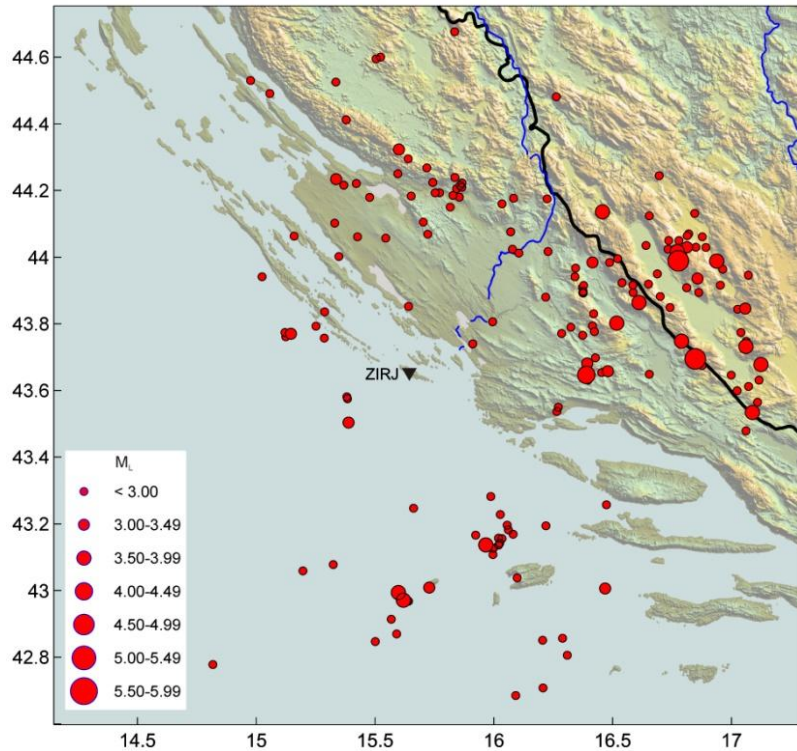


Slika A-34  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju MORI.

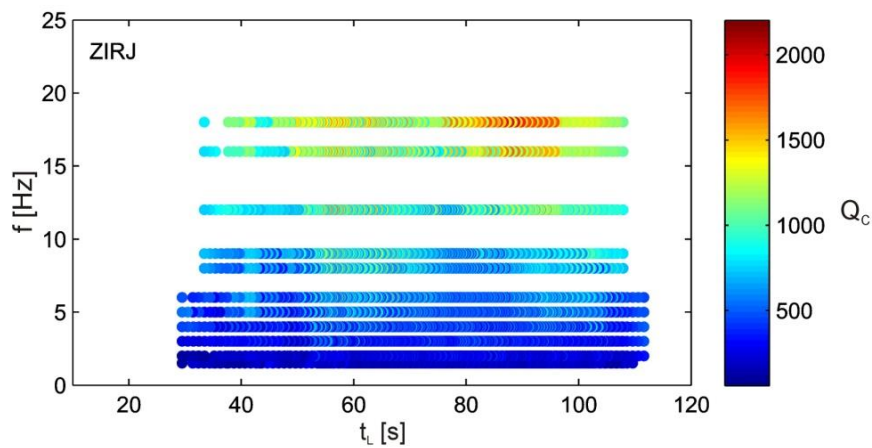


Slika A-35 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju MORI.

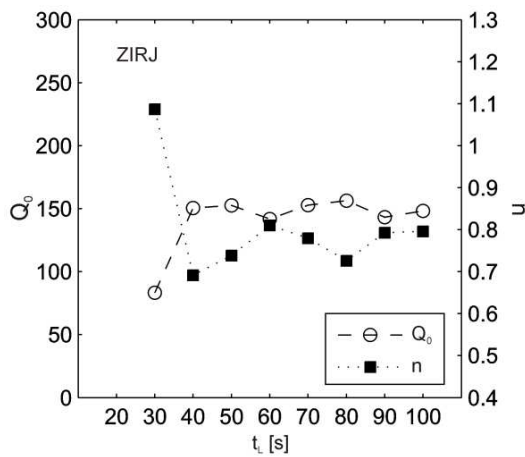
Slika A-36 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za MORI.



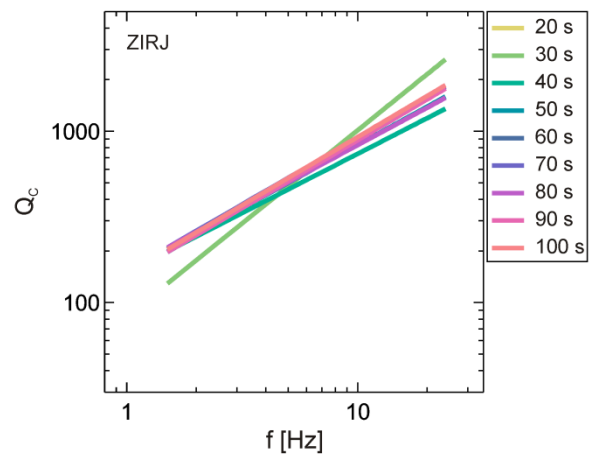
Slika A-37 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda- $Q$  metodom za postaju ZIRJ.



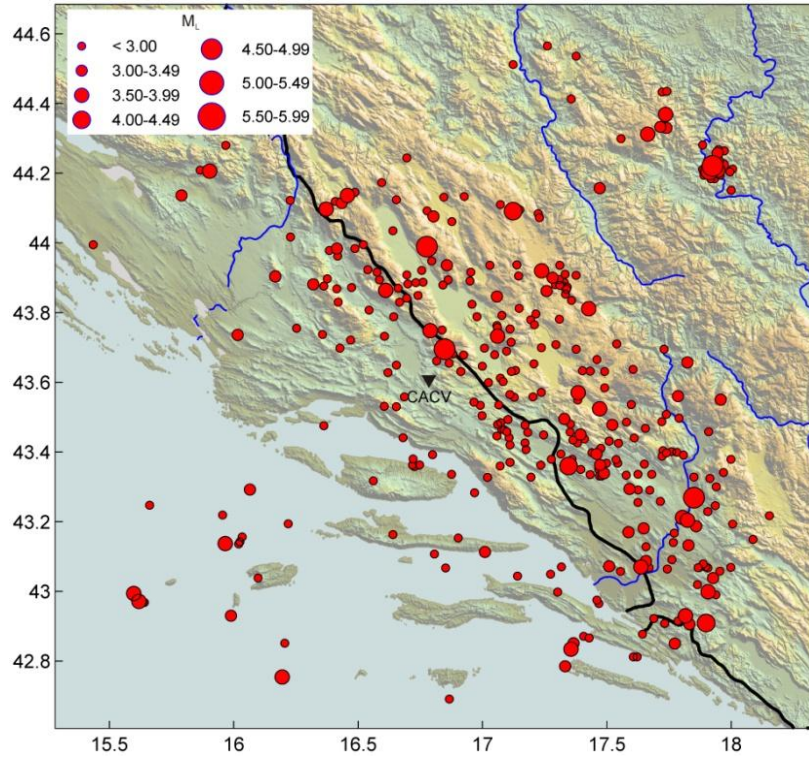
Slika A-38  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju ZIRJ.



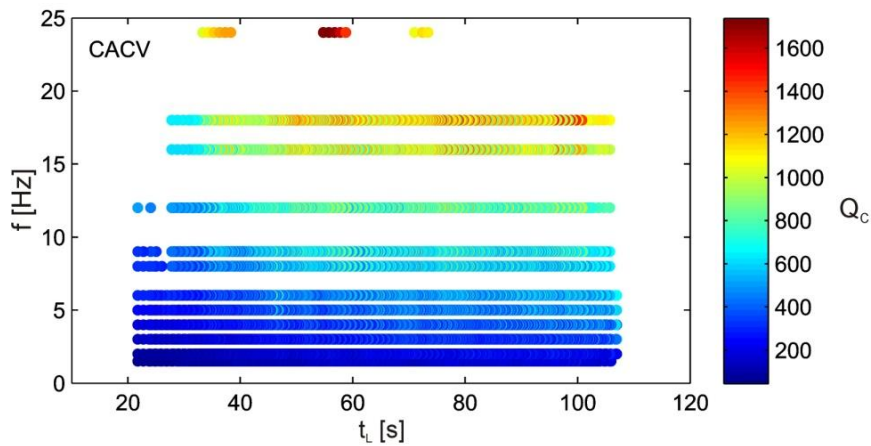
Slika A-39 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju ZIRJ.



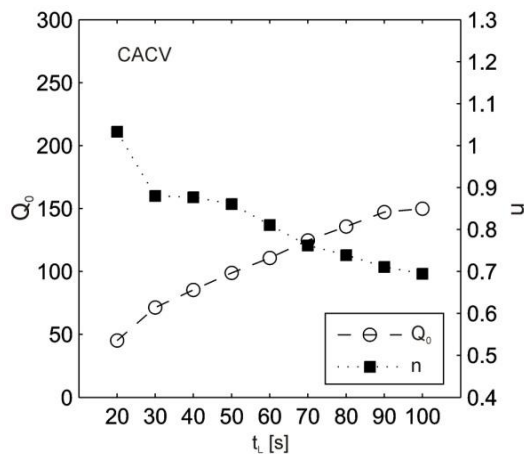
Slika A-40 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za ZIRJ.



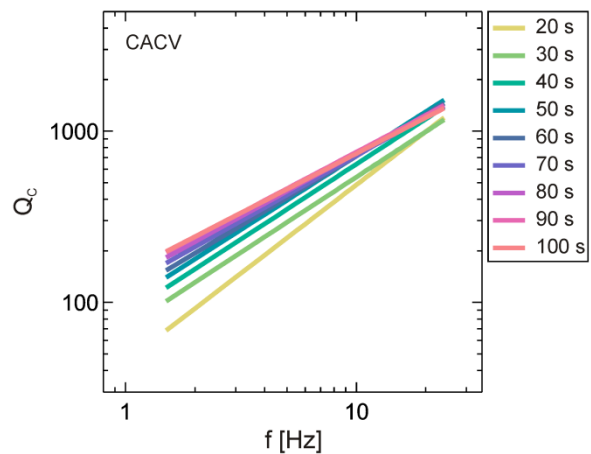
Slika A-41 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda-Q metodom za postaju CACV.



Slika A-42  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju CACV.

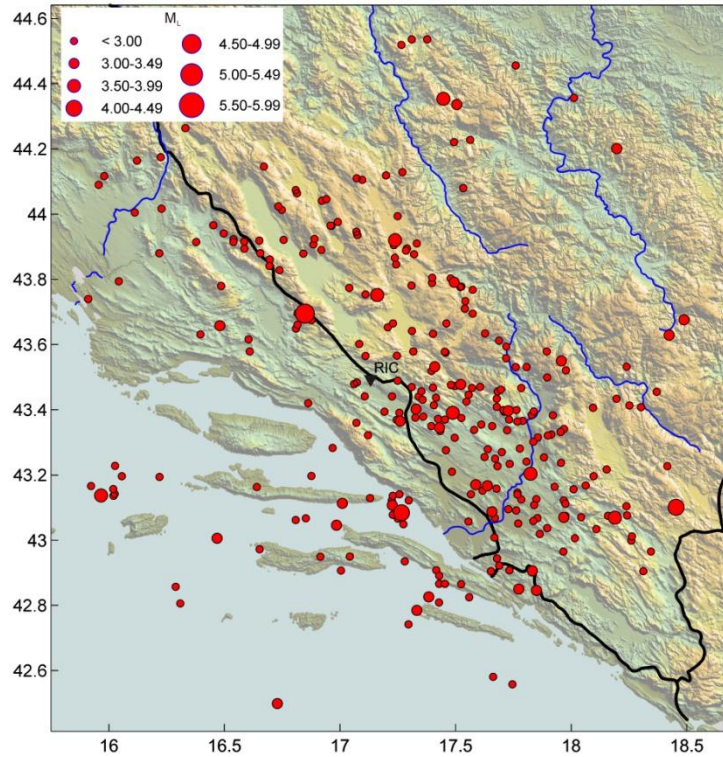


Slika A-43 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju CACV.

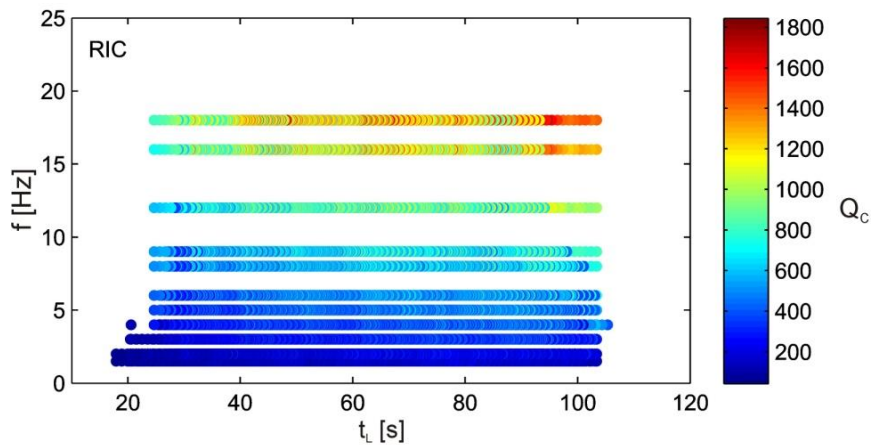


Slika A-44 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za CACV.

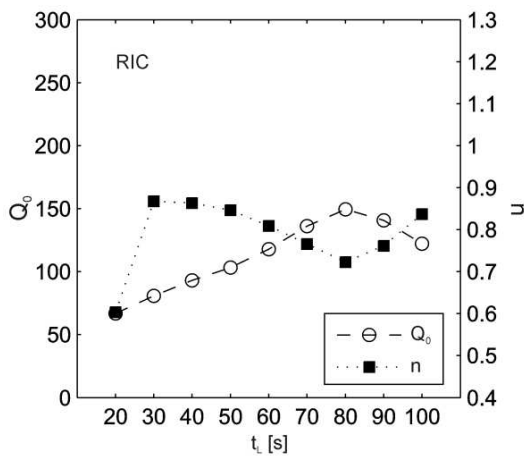




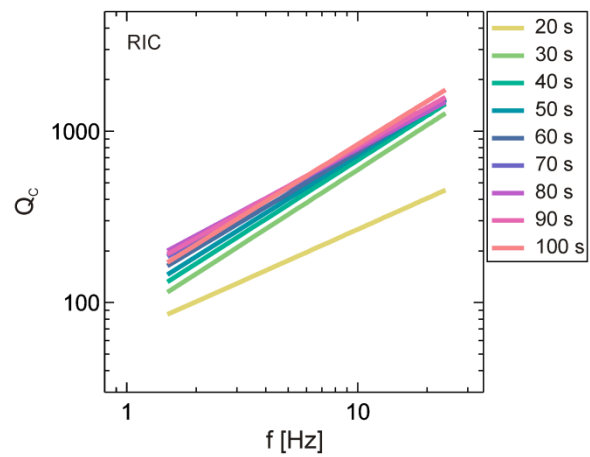
Slika A-45 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda- $Q$  metodom za postaju RIC.



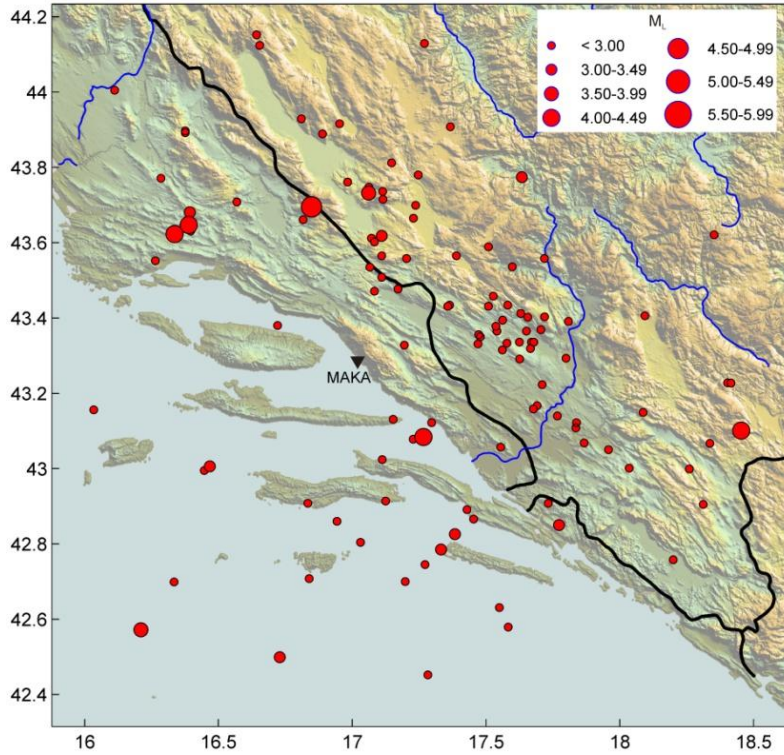
Slika A-46  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju RIC.



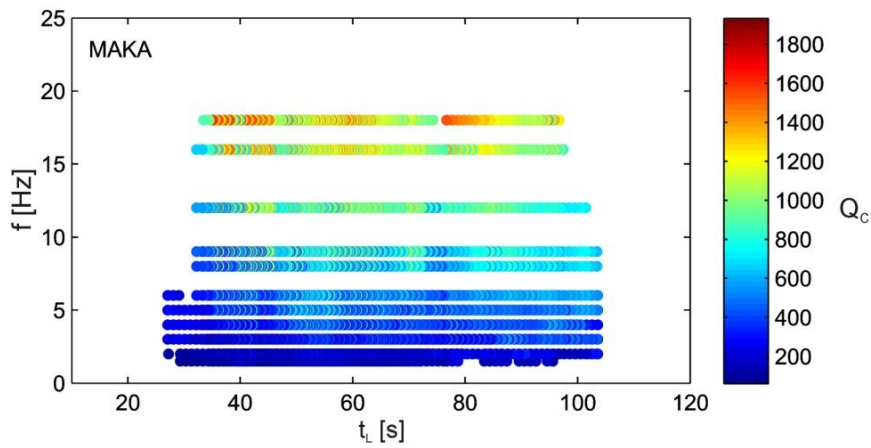
Slika A-47 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju RIC.



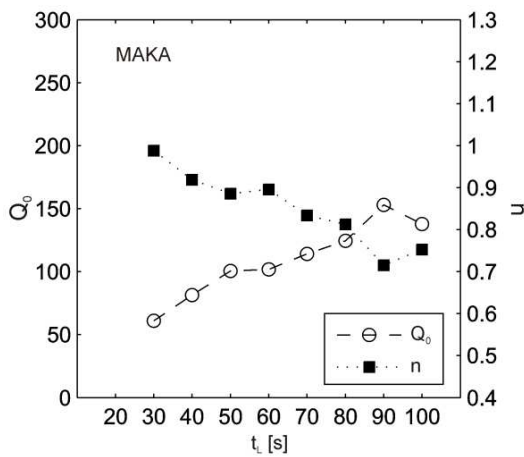
Slika A-48 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za RIC.



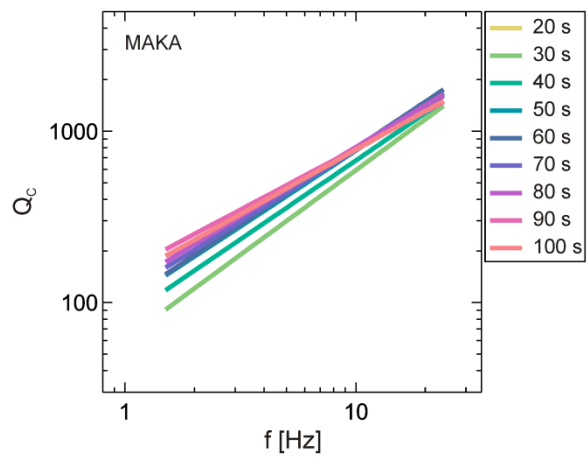
Slika A-49 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda-Q metodom za postaju MAKA.



Slika A-50  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju MAKA.

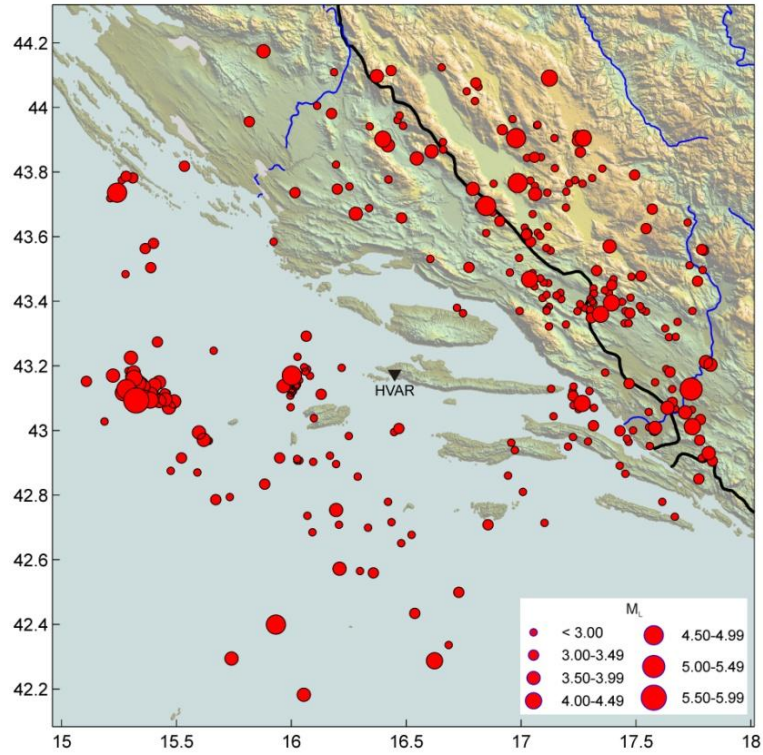


Slika A-51 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju MAKA.

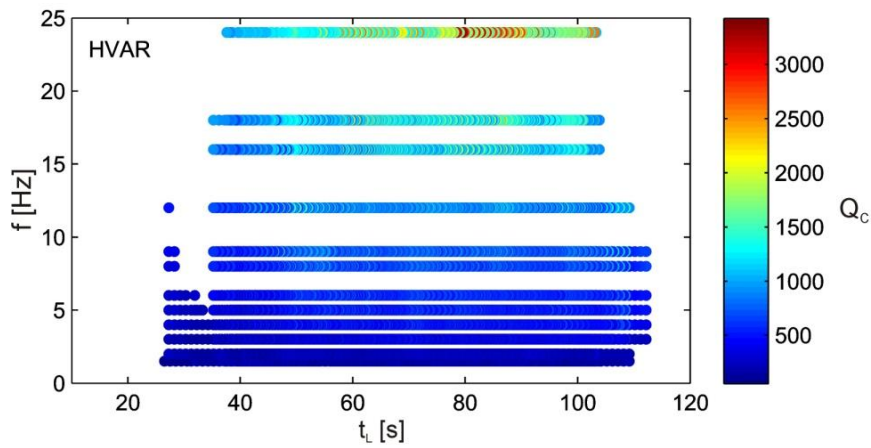


Slika A-52 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za MAKA.

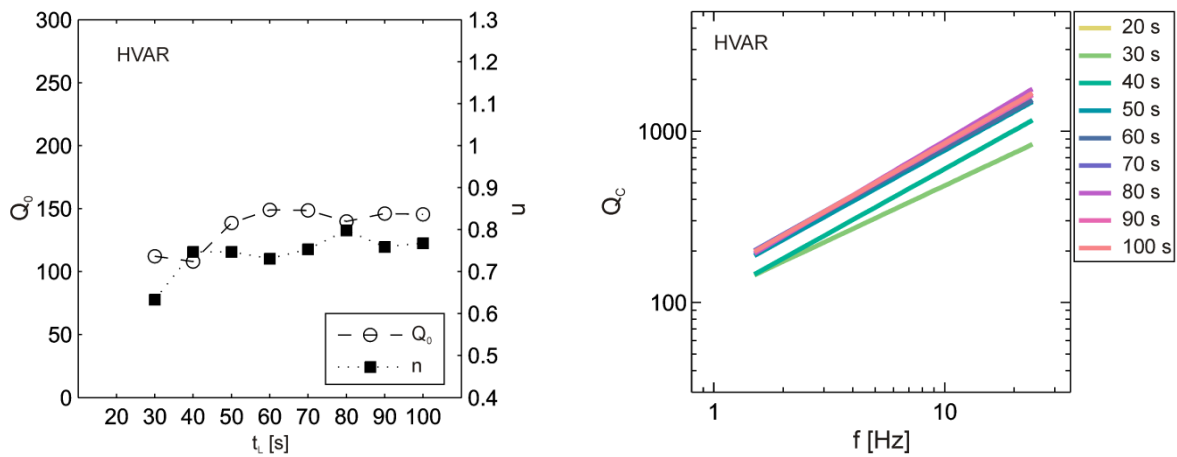




Slika A-53 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda-Q metodom za postaju HVAR.

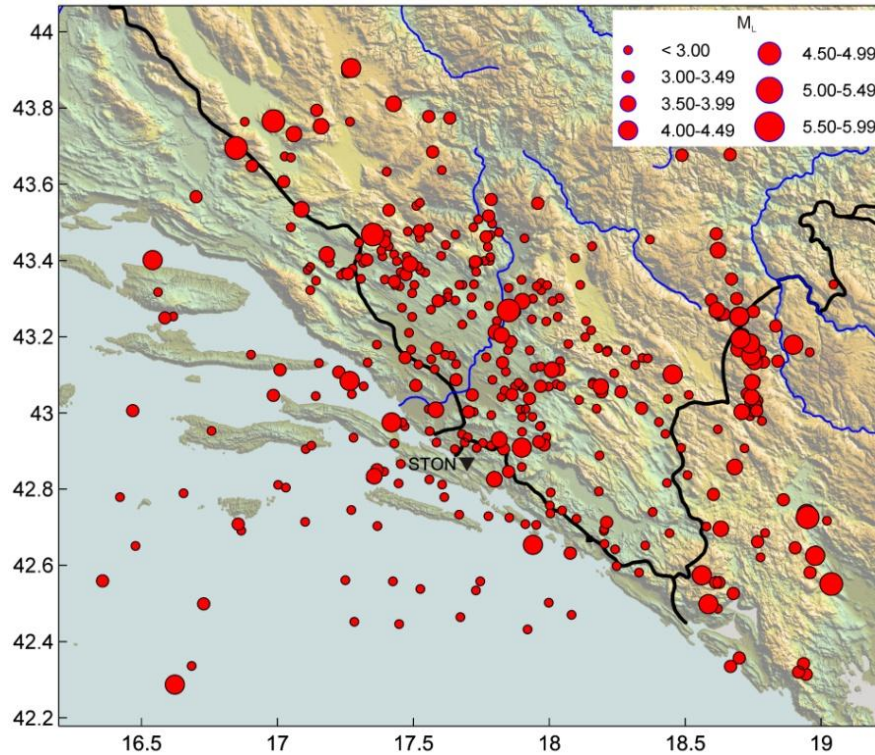


Slika A-54  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju HVAR.

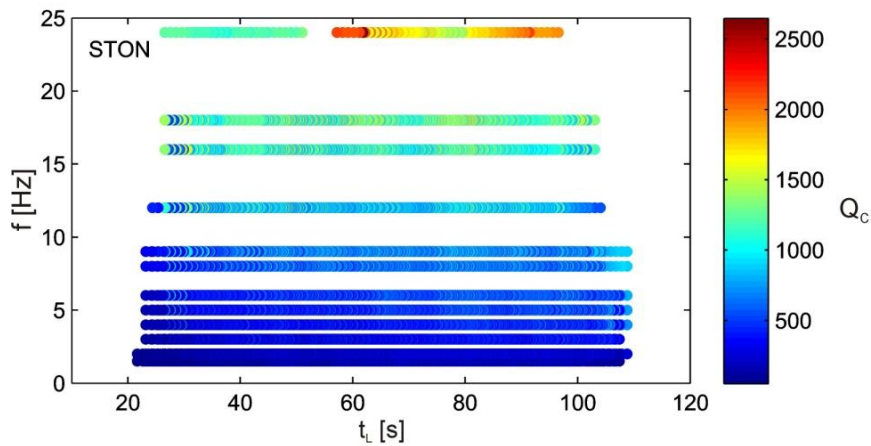


Slika A-55 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju HVAR.

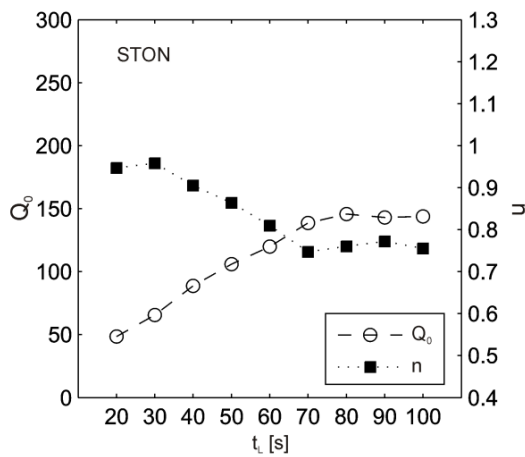
Slika A-56 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za HVAR.



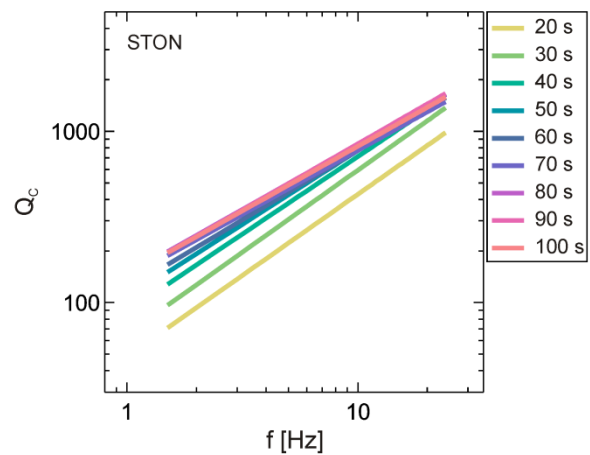
Slika A-57 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda-Q metodom za postaju STON.



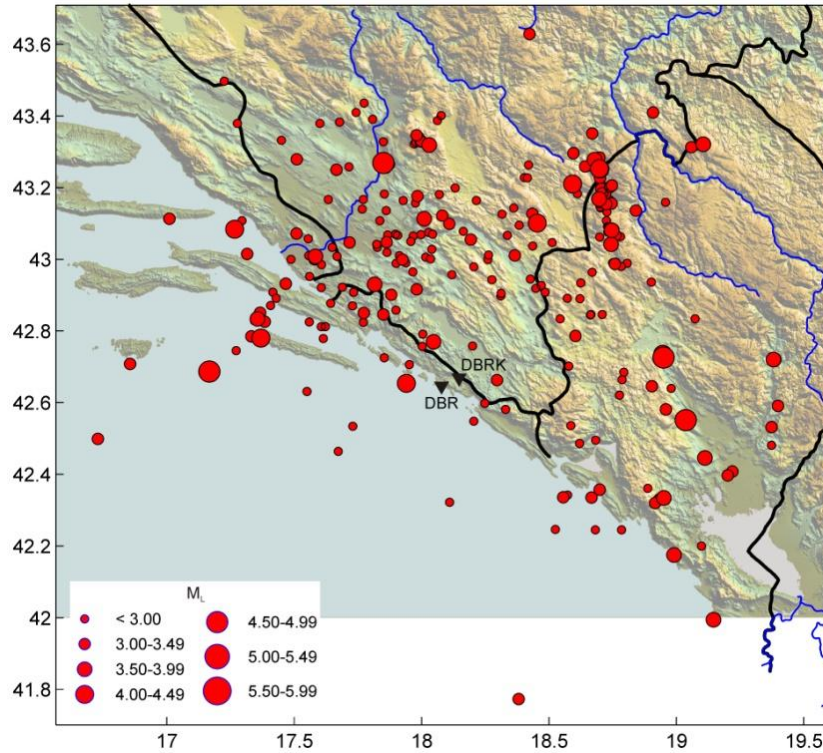
Slika A-58  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju STON.



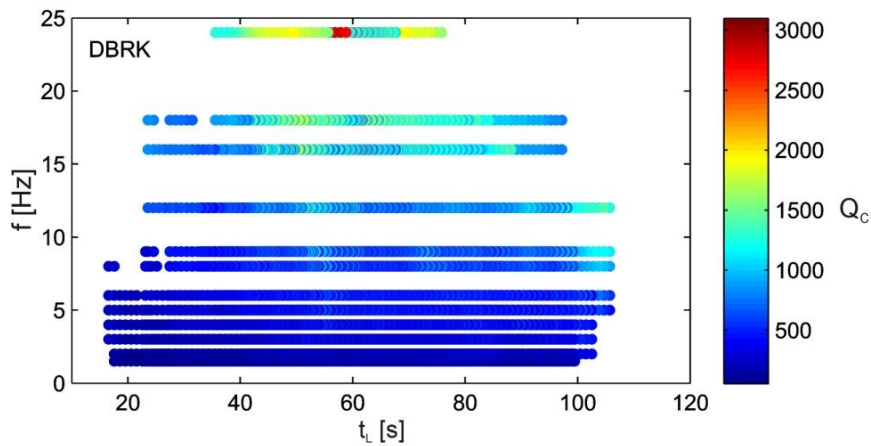
Slika A-59 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju STON.



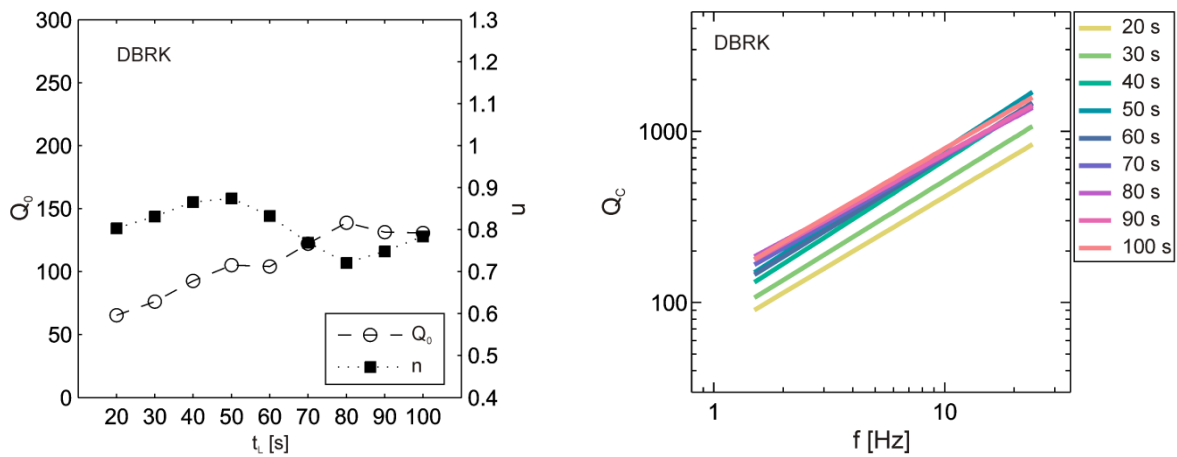
Slika A-60 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za STON.



Slika A-61 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda-Q metodom za postaju DBRK.



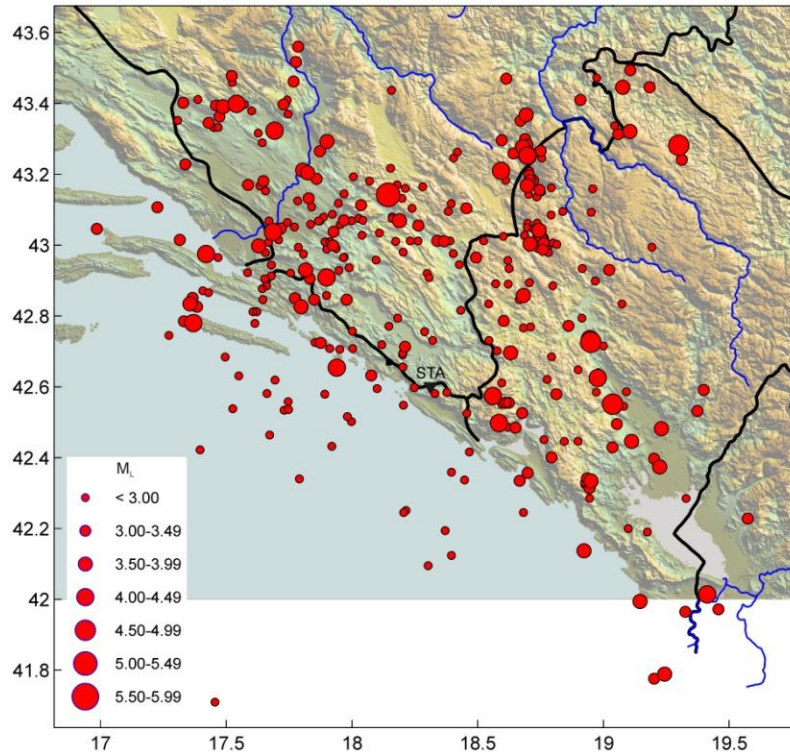
Slika A-62  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju DBRK.



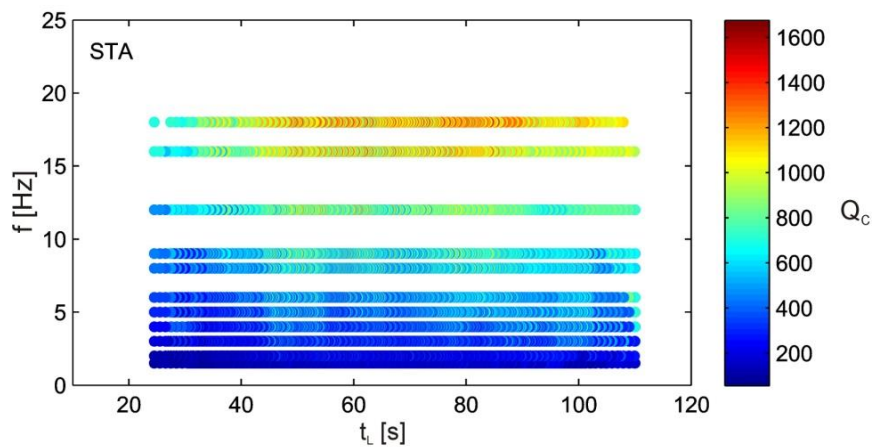
Slika A-63 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju DBRK.

Slika A-64 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za DBRK.

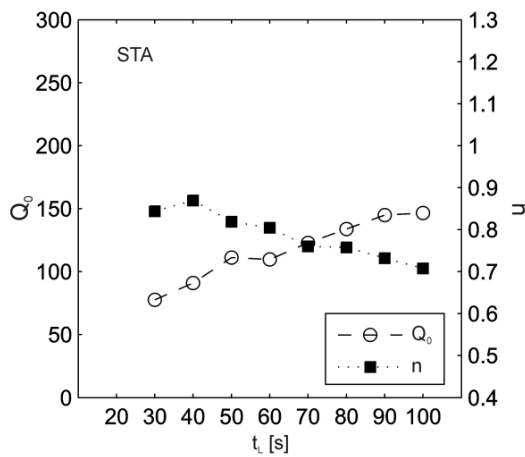




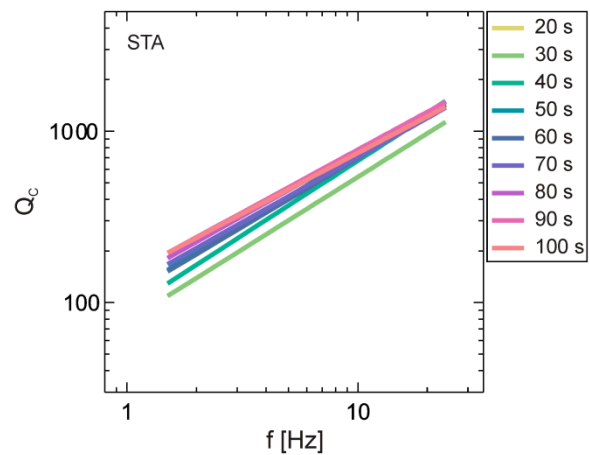
Slika A-65 Prostorna razdioba potresa korištenih u analizi koda- $Q$  metodom za postaju STA.



Slika A-66  $Q_{C,Z}$ ,  $Q_{C,N}$  i  $Q_{C,E}$  za različite središnje frekvencije  $f$  i protekla vremena  $t_L$  za postaju STA.



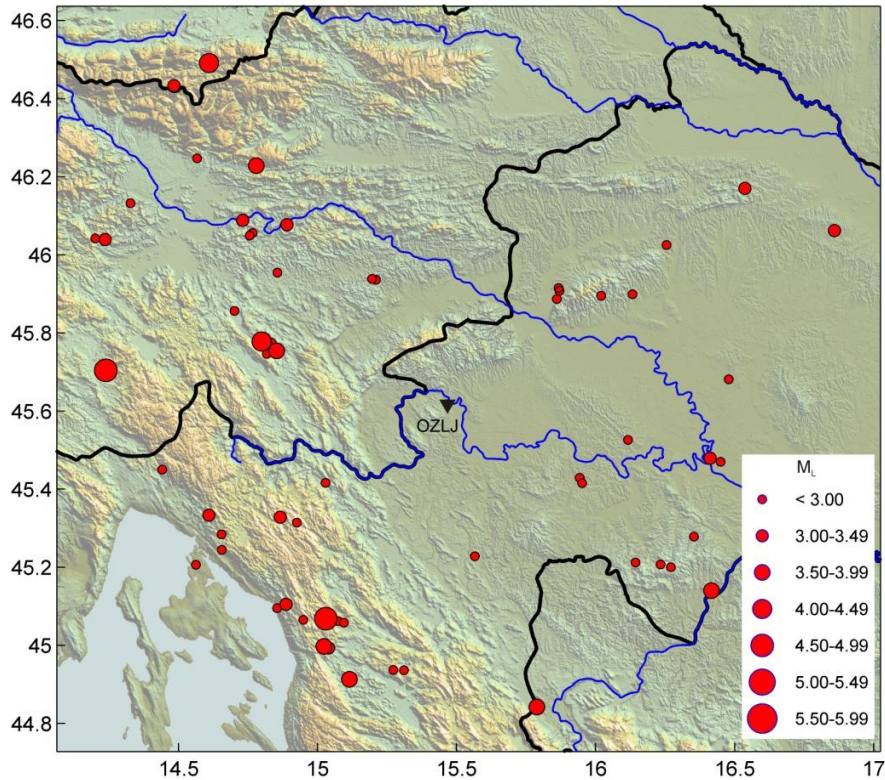
Slika A-67 Ovisnost  $Q_0$  i  $n$  o  $t_L$  za postaju STA.



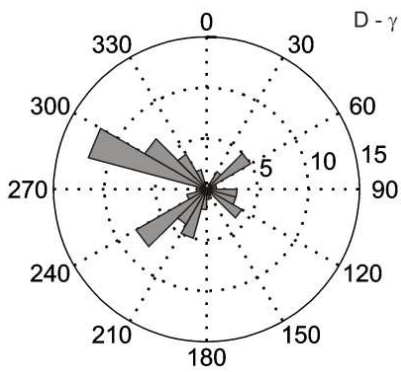
Slika A-68 Pravci  $Q_0 f^{-n}$  za različiti  $t_L$  za STA.

# Prilog B

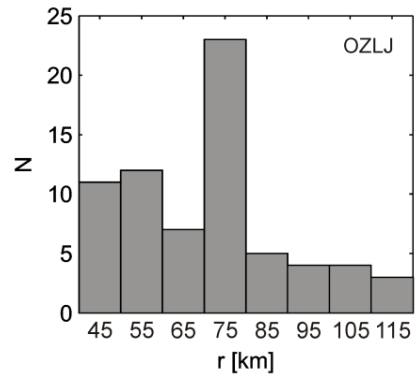
U ovom prilogu prikazane su rezultati analize metodom normiranja kodom za svaku postaju pojedinačno i za skupine NED, CED i SED. Prikazane su karte korištenih potresa, histogrami potresa s obzirom na azimut i hipocentralnu udaljenost, te je prikazana ovisnost  $Q_P$ ,  $Q_S$  i omjera  $Q_S/Q_P$  o frekvenciji. Prikazani su i rezultati analize anizotropije atenuacije za skupine NED, CED i SED: razdioba potresa po azimutu, hipocentralnoj udaljenosti i magnitudi, te  $Q_P(f)/\langle Q_P(f) \rangle_\gamma$  i  $Q_S(f)/\langle Q_S(f) \rangle_\gamma$  za sve frekvencije.



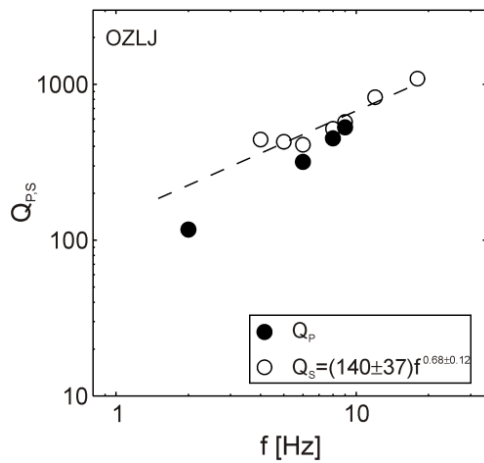
**Slika B-1** Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju OZLJ.



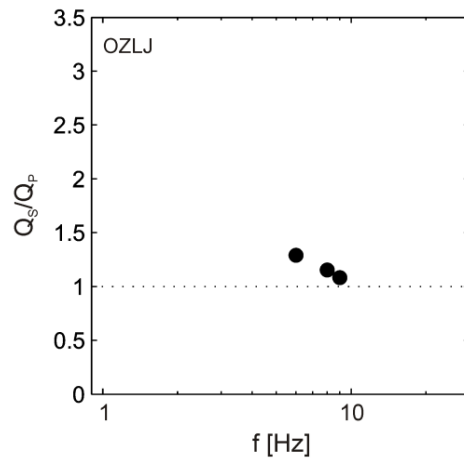
**Slika B-2** Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (OZLJ).



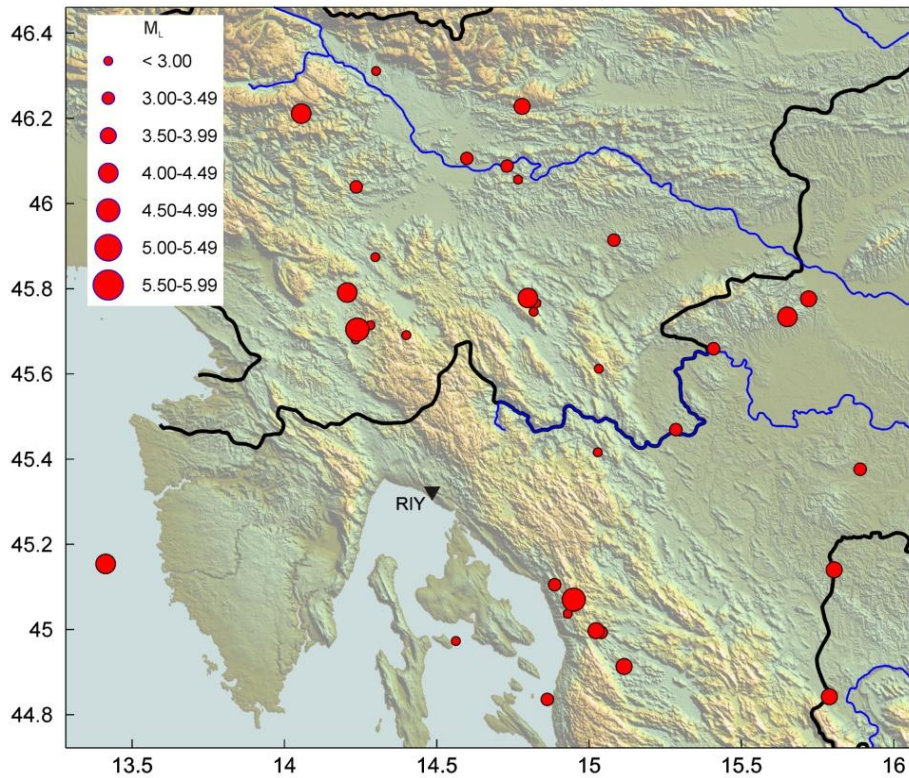
**Slika B-3** Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.



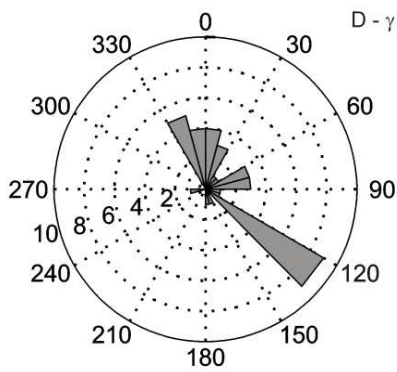
**Slika B-4**  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S-valove).



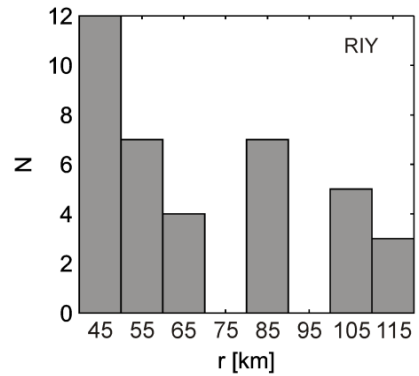
**Slika B-5** Omjer  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$ .



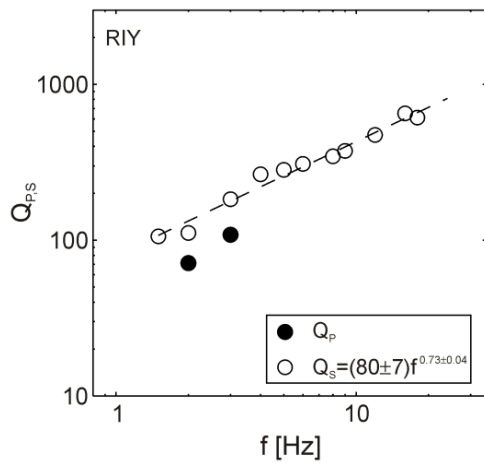
Slika B-6 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju RIY.



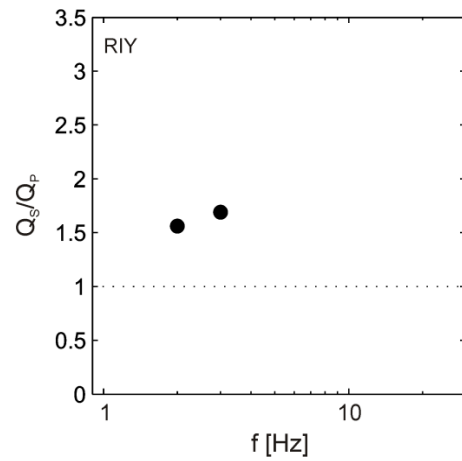
Slika B-7 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (RIY).



Slika B-8 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.

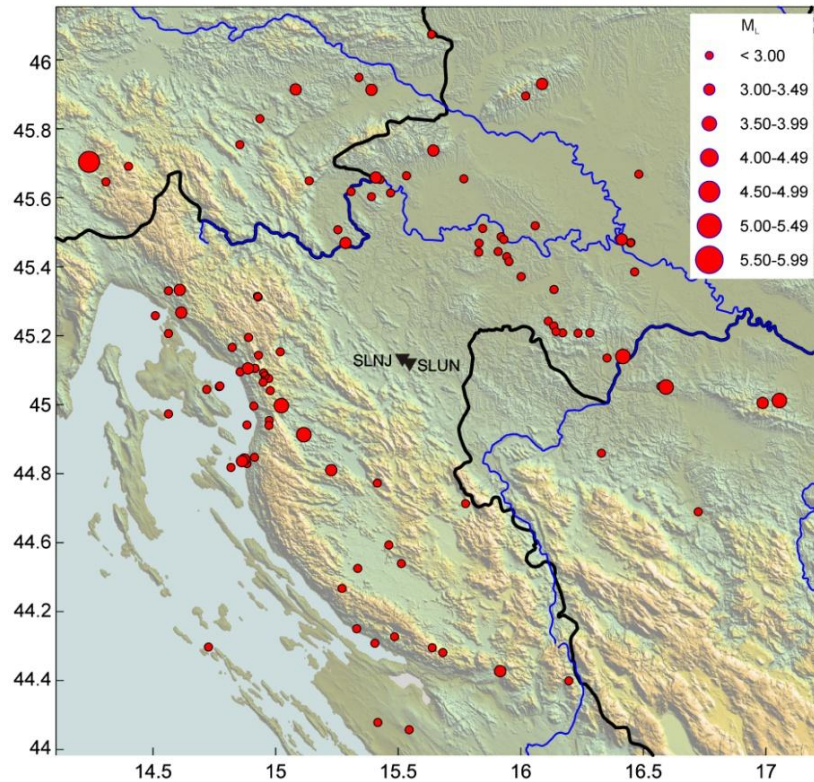


Slika B-9  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S-valove).

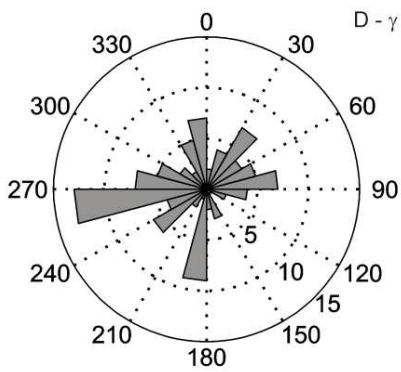


Slika B-10 Omjer  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$ .

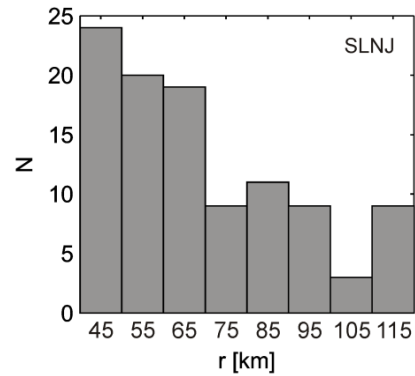




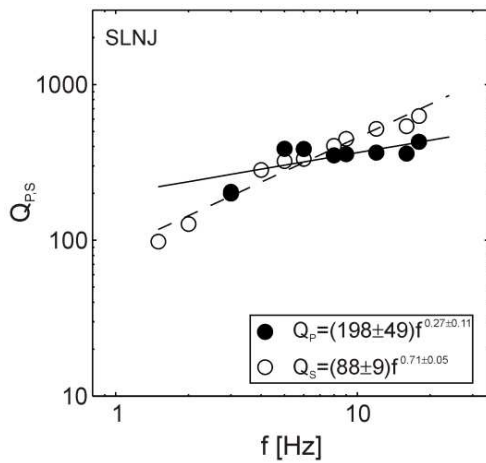
Slika B-11 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju SLNJ.



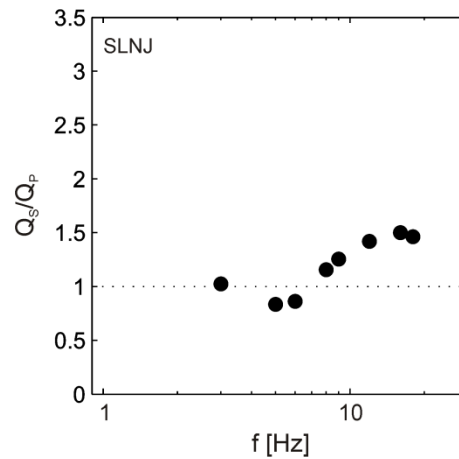
Slika B-12 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (SLNJ).



Slika B-13 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.

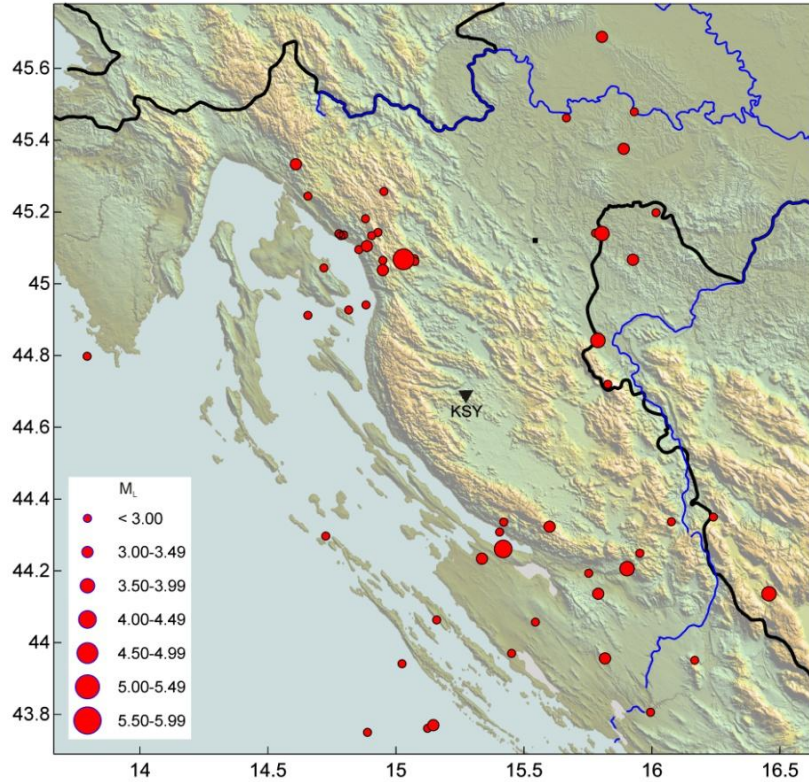


Slika B-14  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S-valove).

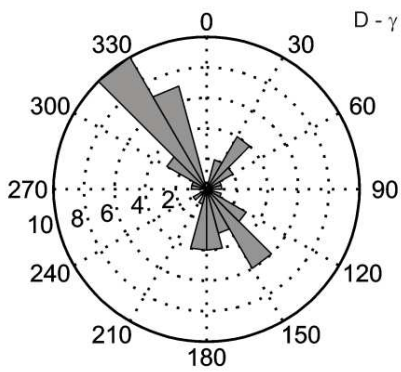


Slika B-15 Omjer  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$ .

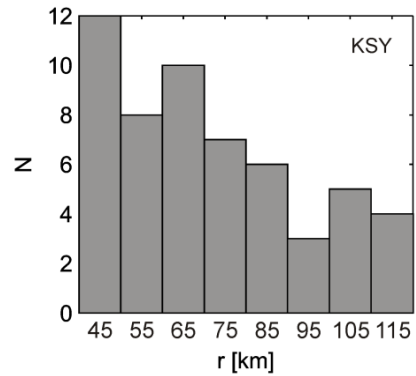




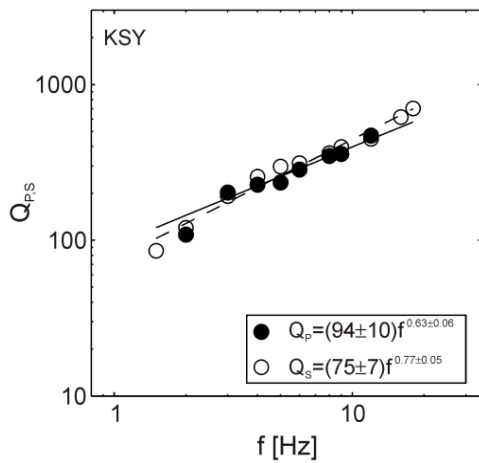
Slika B-16 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju KSY.



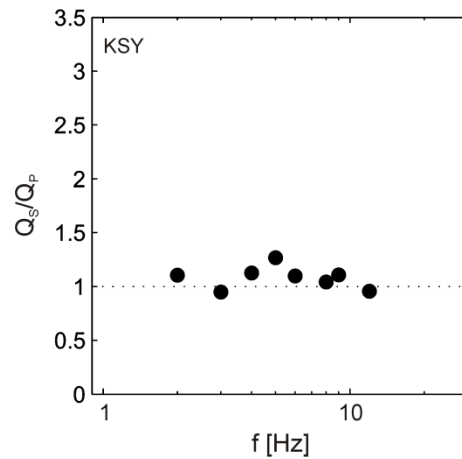
Slika B-17 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (KSY).



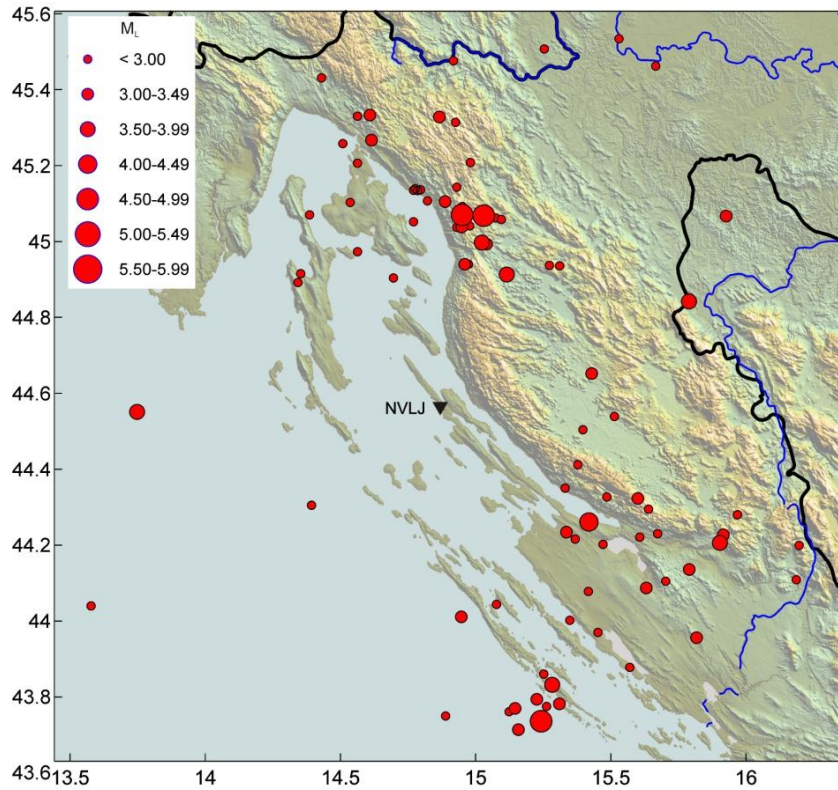
Slika B-18 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.



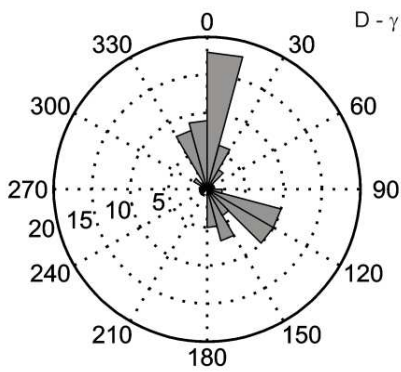
Slika B-19  $Q_p(f)$  i  $Q_s(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S-valove).



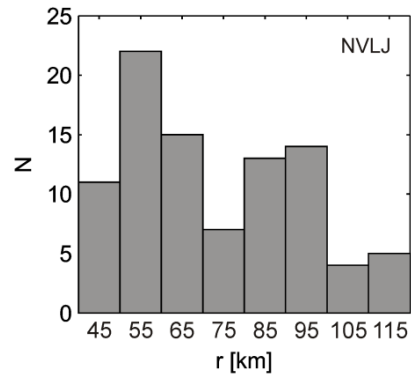
Slika B-20 Omjer  $Q_s(f)$  i  $Q_p(f)$ .



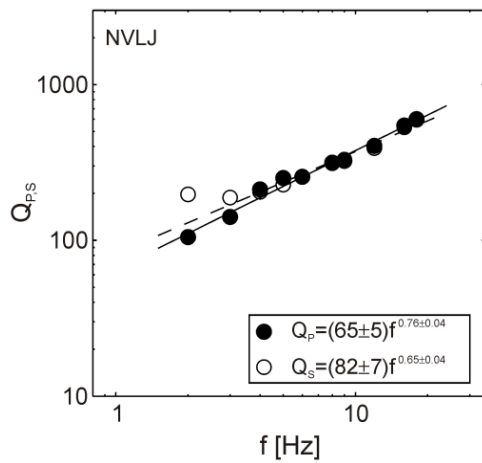
Slika B-21 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju NVLJ.



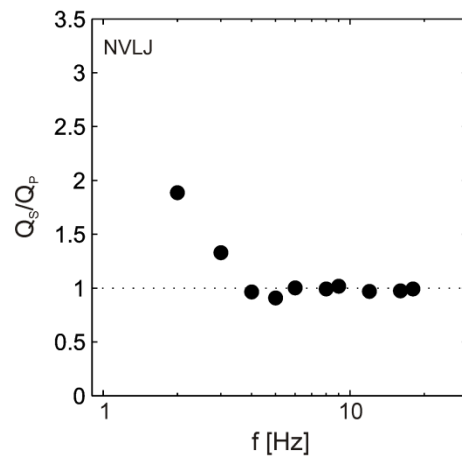
Slika B-22 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (NVLJ).



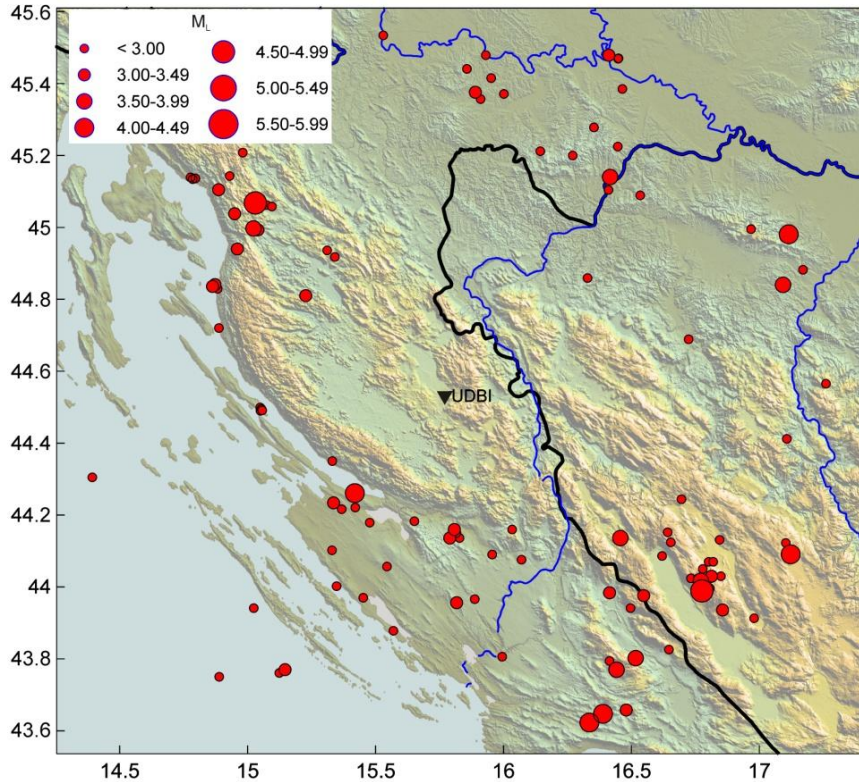
Slika B-23 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.



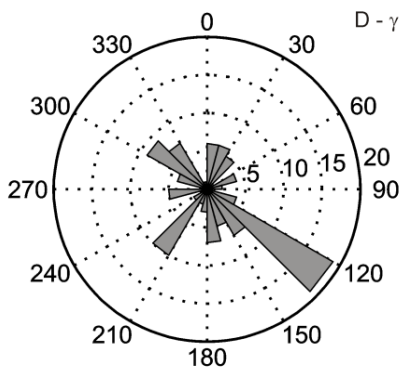
Slika B-24  $Q_p(f)$  i  $Q_s(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S- valove).



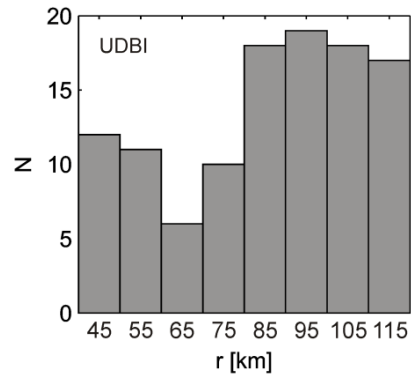
Slika B-25 Omjer  $Q_s(f)$  i  $Q_p(f)$ .



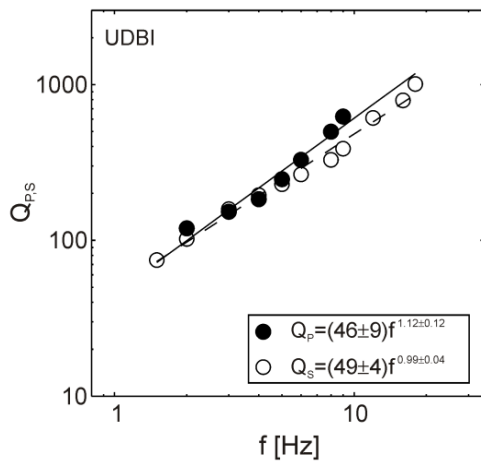
Slika B-26 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju UDBI.



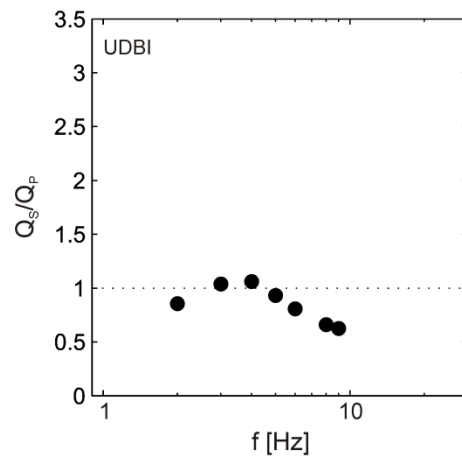
Slika B-27 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (UDBI).



Slika B-28 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.

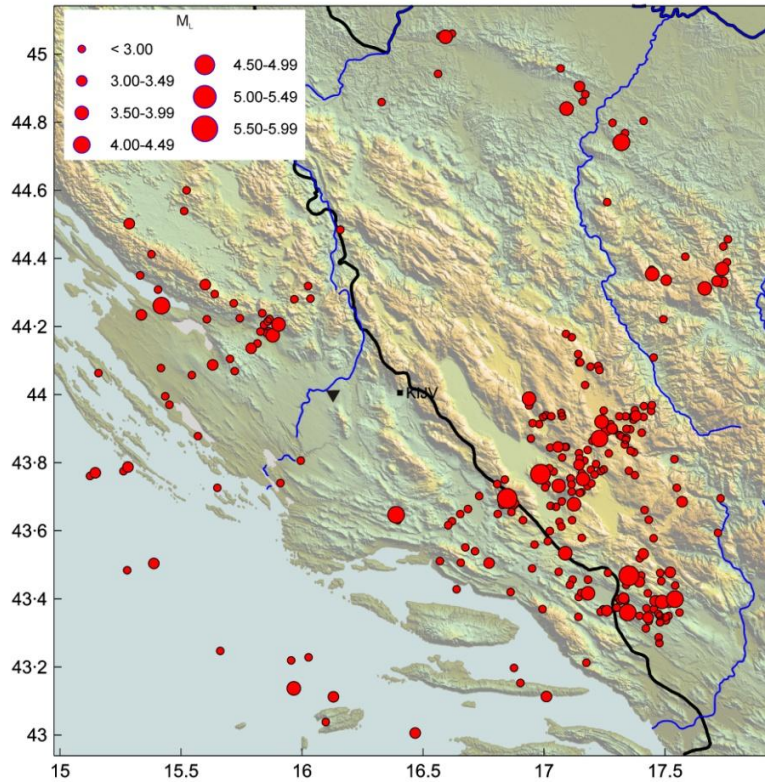


Slika B-29  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S- valove).

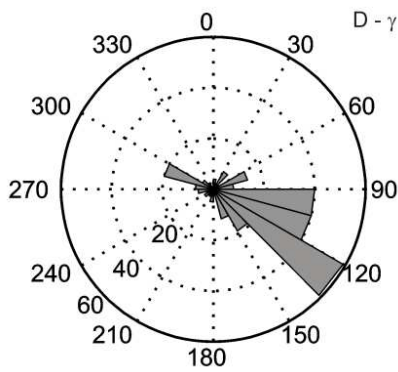


Slika B-30 Omjer  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$ .

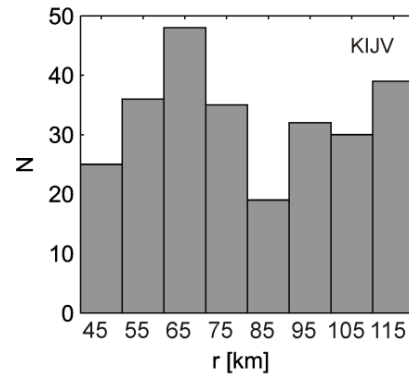




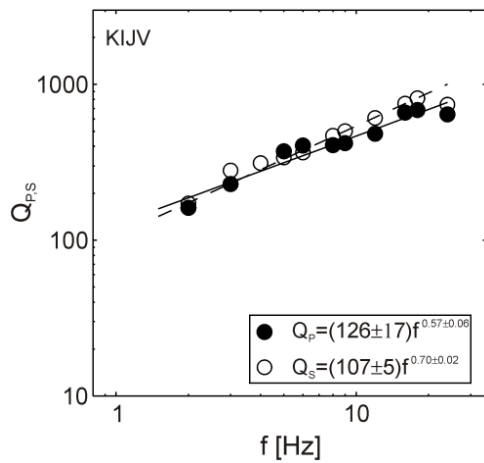
Slika B-31 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju KIJV.



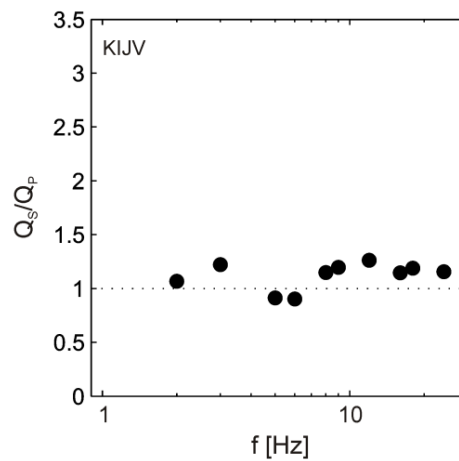
Slika B-32 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (KIJV).



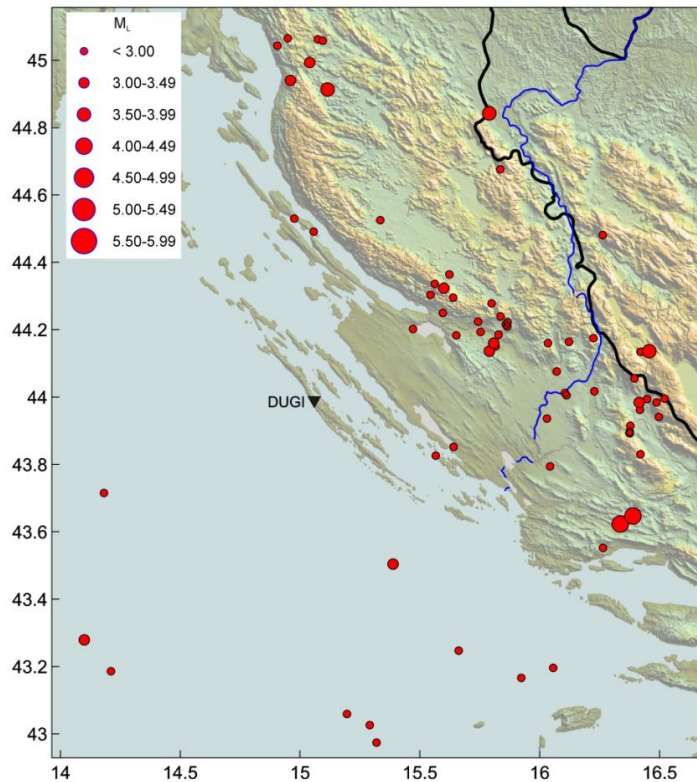
Slika B-33 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.



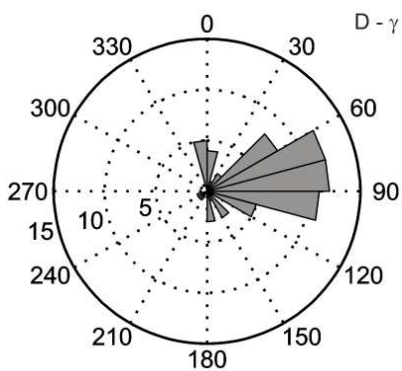
Slika B-34  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S- valove).



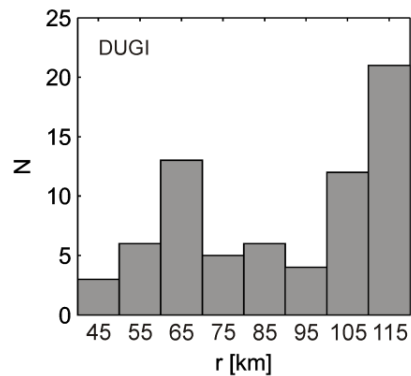
Slika B-35 Omjer  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$ .



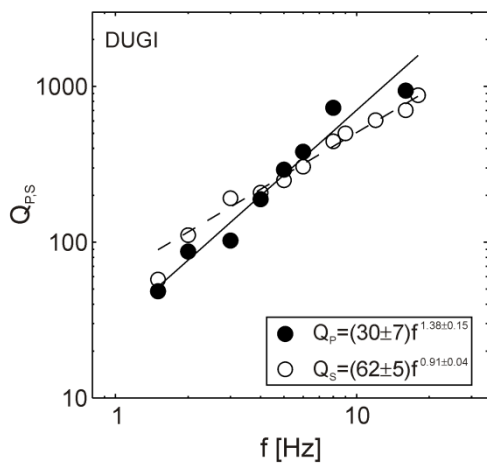
Slika B-36 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju DUGI.



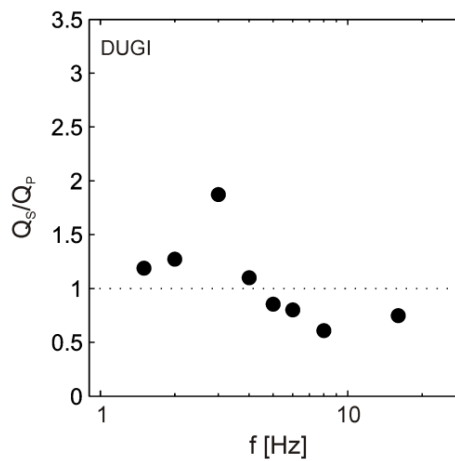
Slika B-37 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (DUGI).



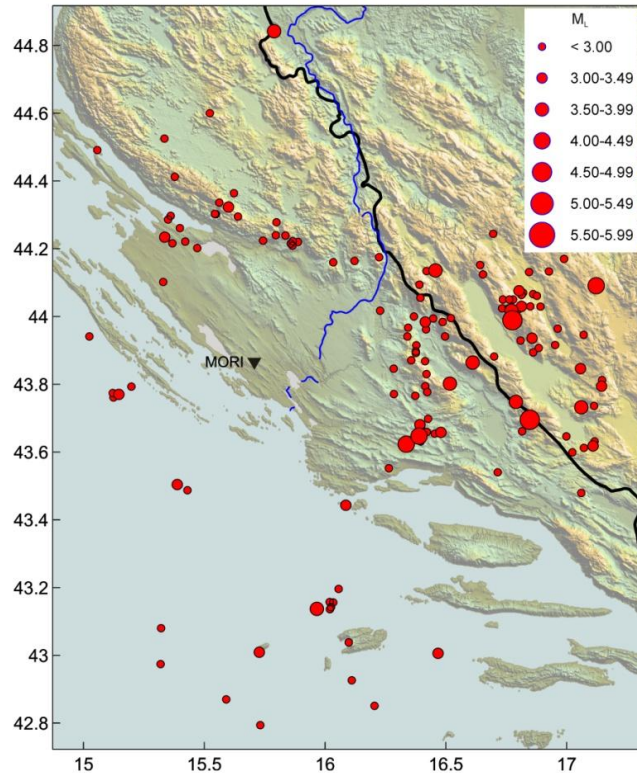
Slika B-38 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.



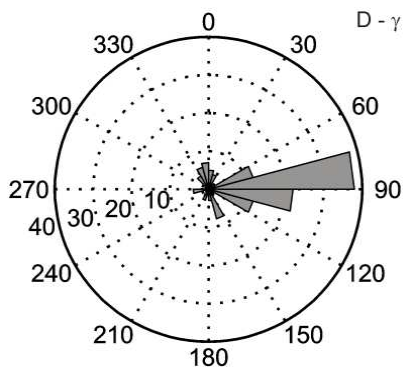
Slika B-39  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S-valove).



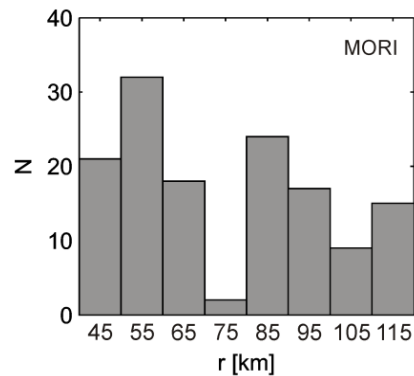
Slika B-40 Omjer  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$ .



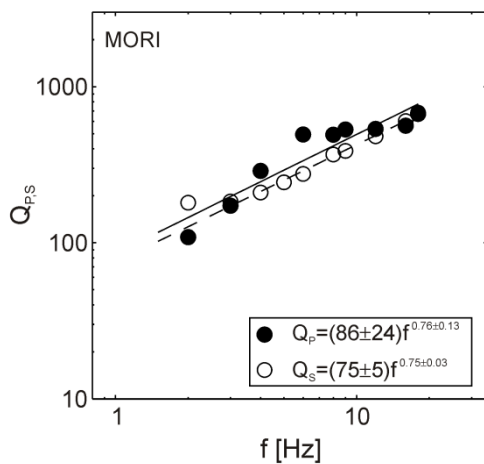
Slika B-41 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju MORI.



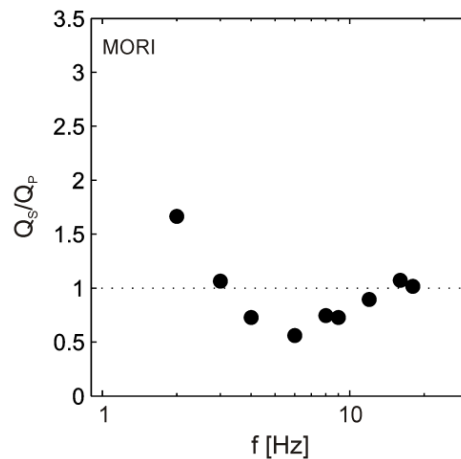
Slika B-42 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (MORI).



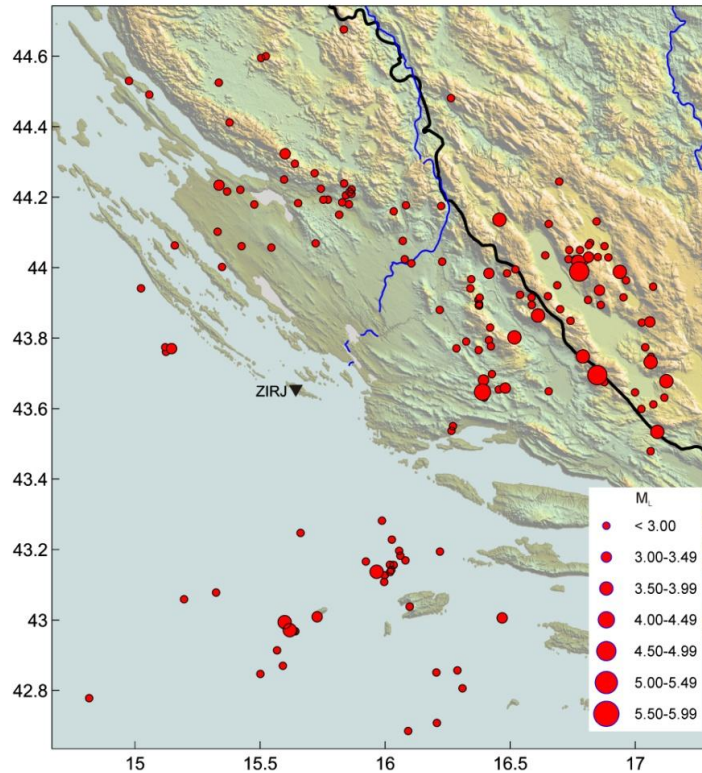
Slika B-43 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.



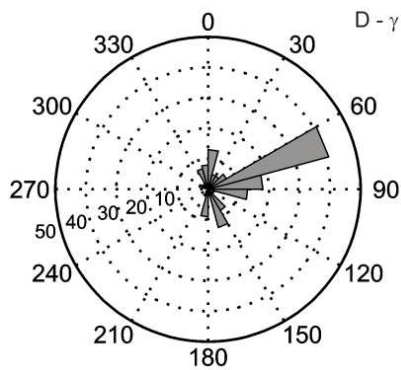
Slika B-44  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S-valove).



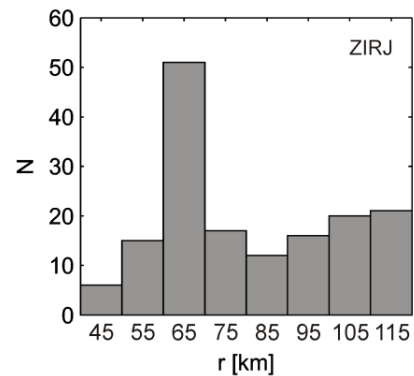
Slika B-45 Omjer  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$ .



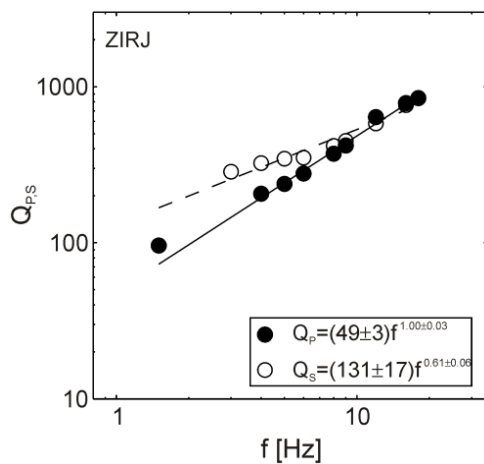
Slika B-46 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju ZIRJ.



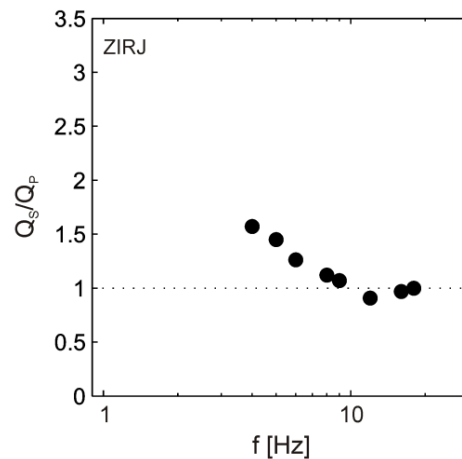
Slika B-47 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (ZIRJ).



Slika B-48 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.

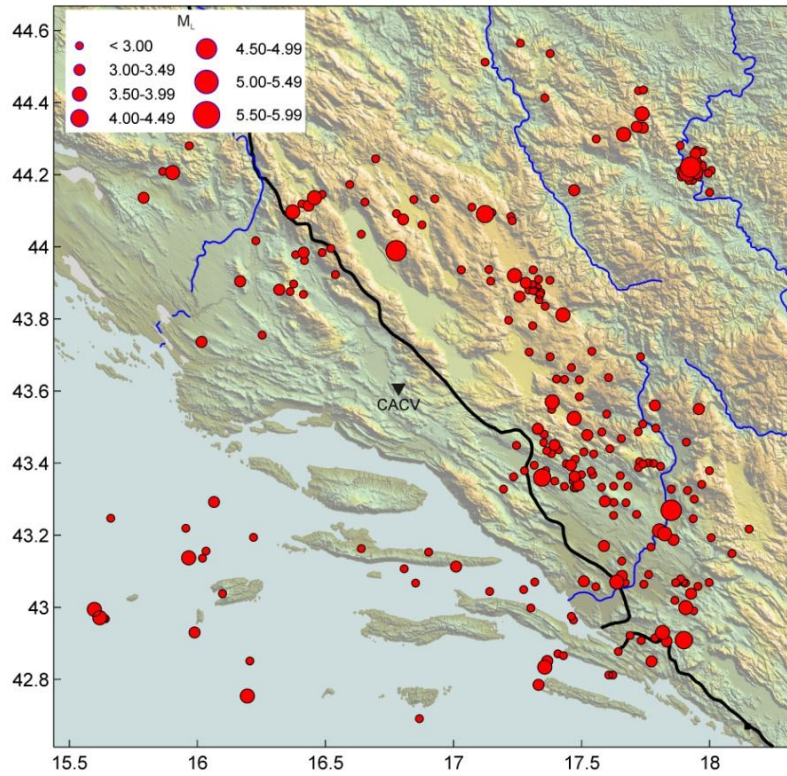


Slika B-49  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S- valove).

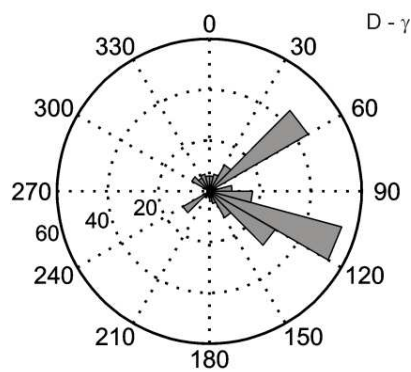


Slika B-50 Omjer  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$ .

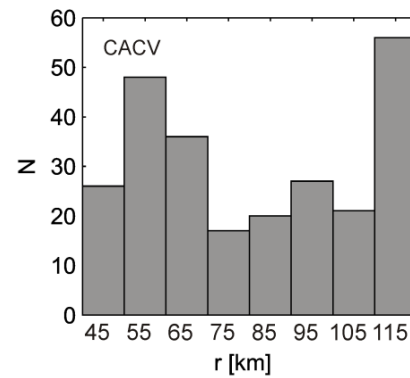




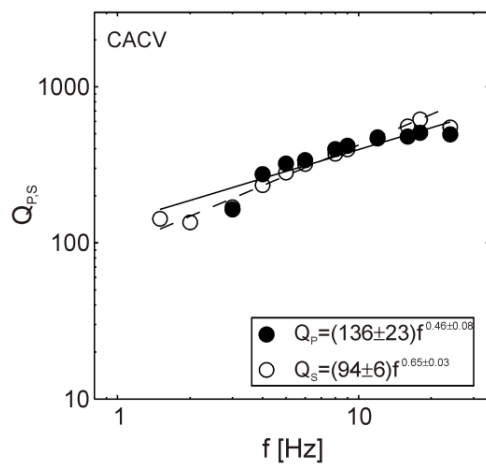
Slika B-51 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju CACV.



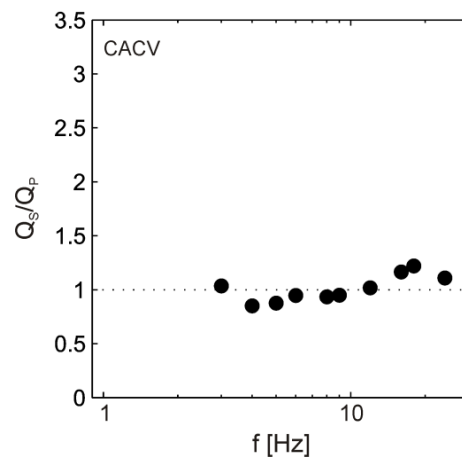
Slika B-52 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (CACV).



Slika B-53 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.

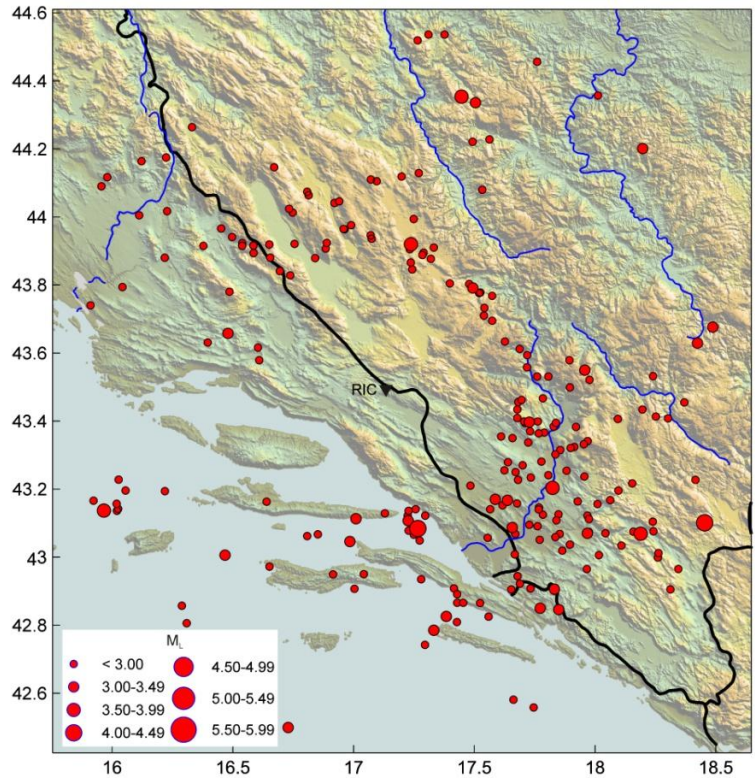


Slika B-54  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S-valove).

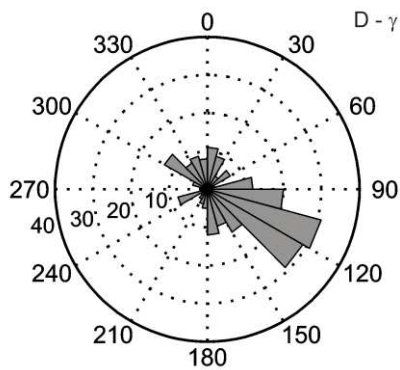


Slika B-55 Omjer  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$ .

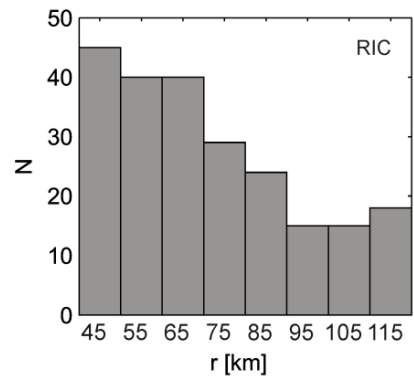




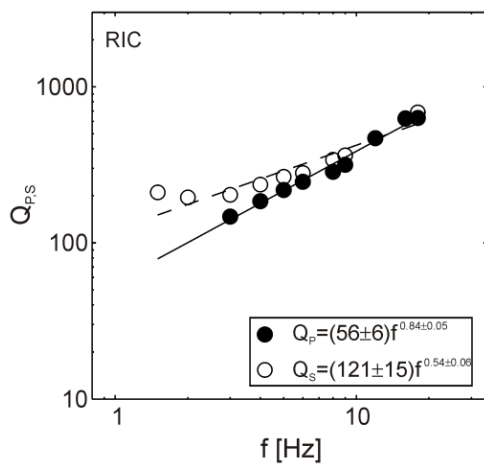
Slika B-56 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju RIC.



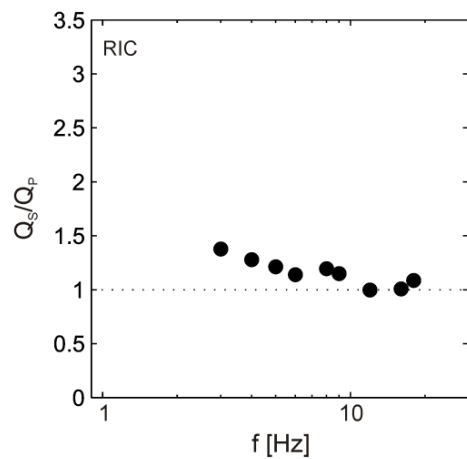
Slika B-57 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (RIC).



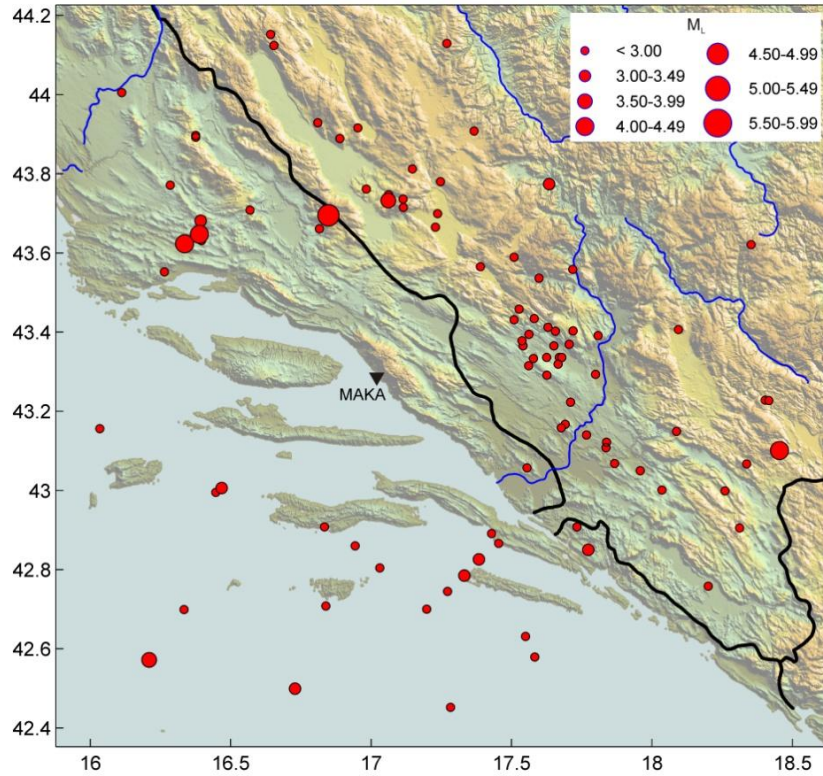
Slika B-58 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.



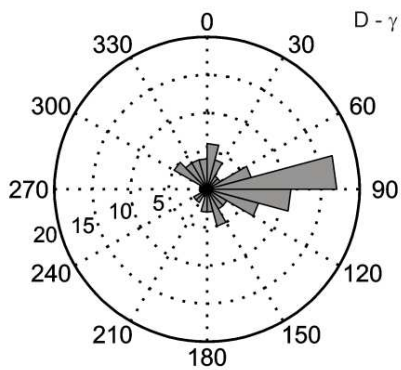
Slika B-59  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S-valove).



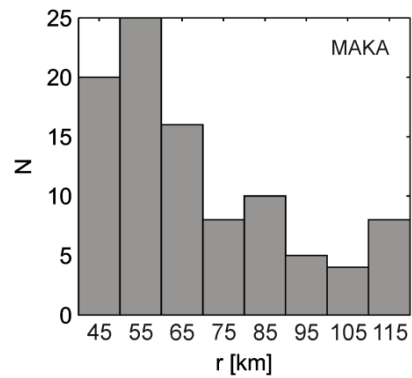
Slika B-60 Omjer  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$ .



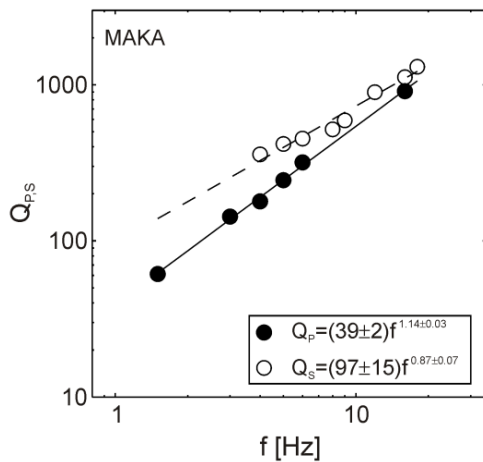
Slika B-61 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju MAKA.



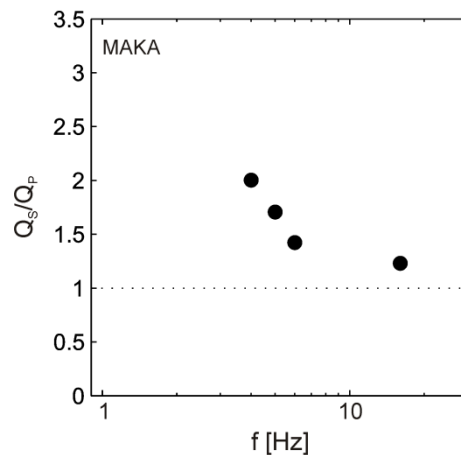
Slika B-62 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (MAKA).



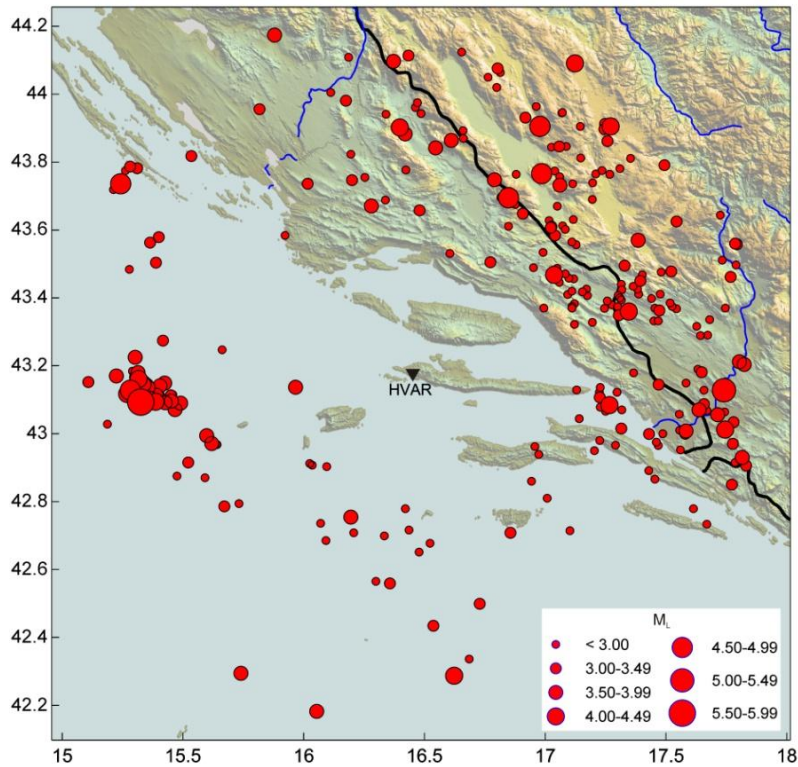
Slika B-63 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.



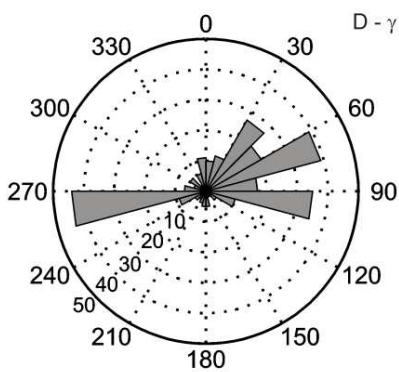
Slika B-64  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S- valove).



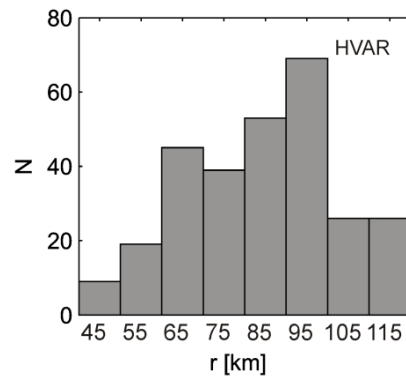
Slika B-65 Omjer  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$ .



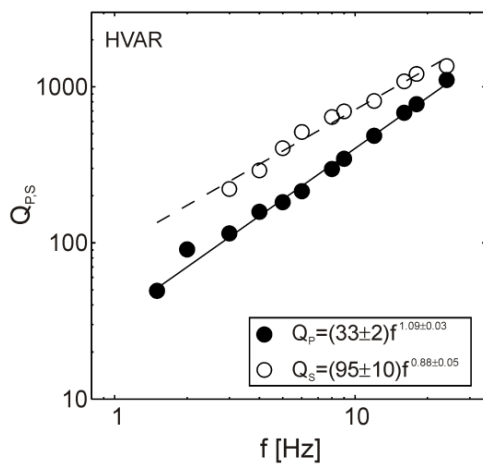
Slika B-66 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju HVAR.



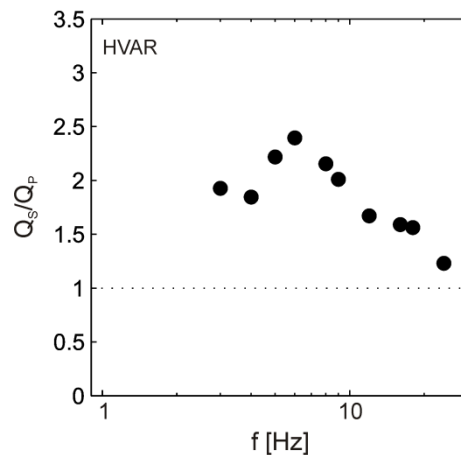
Slika B-67 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (HVAR).



Slika B-68 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.

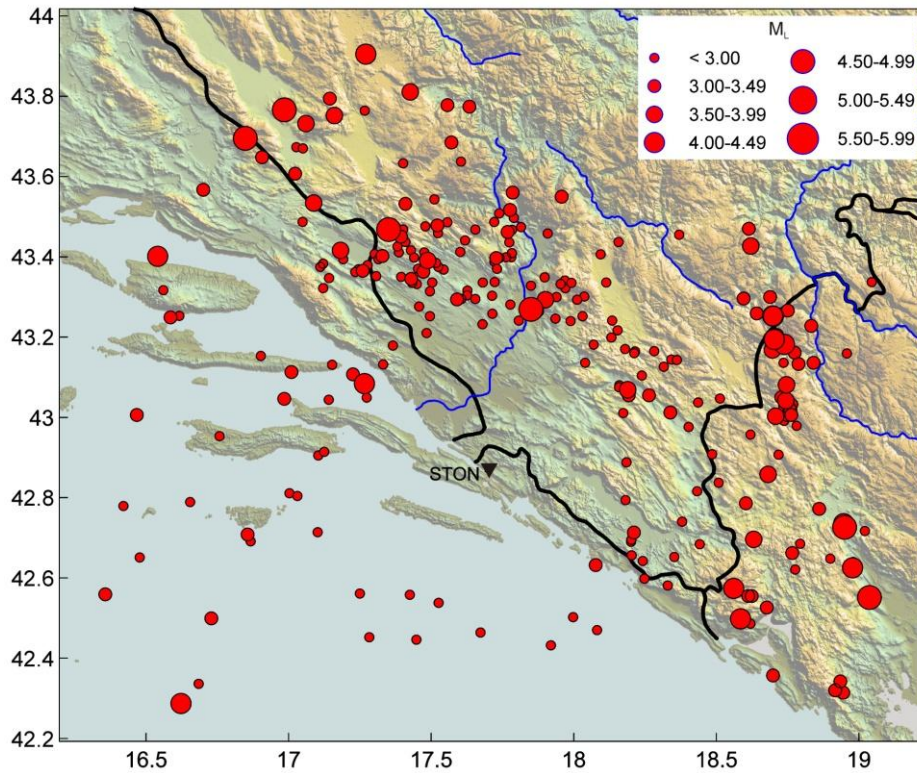


Slika B-69  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S-valove).

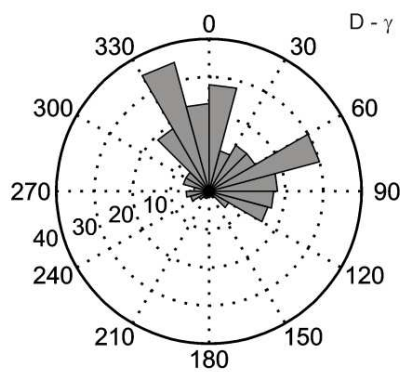


Slika B-70 Omjer  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$ .

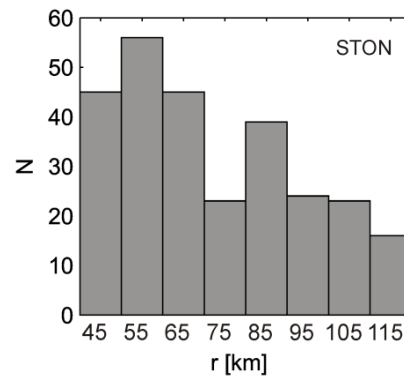




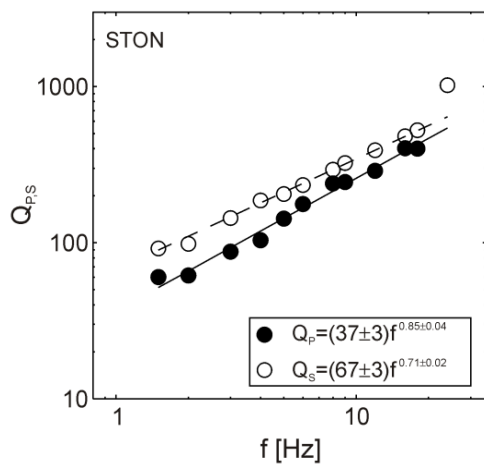
Slika B-71 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju STON.



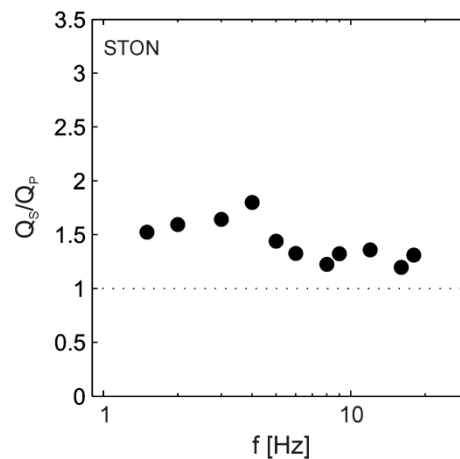
Slika B-72 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (STON).



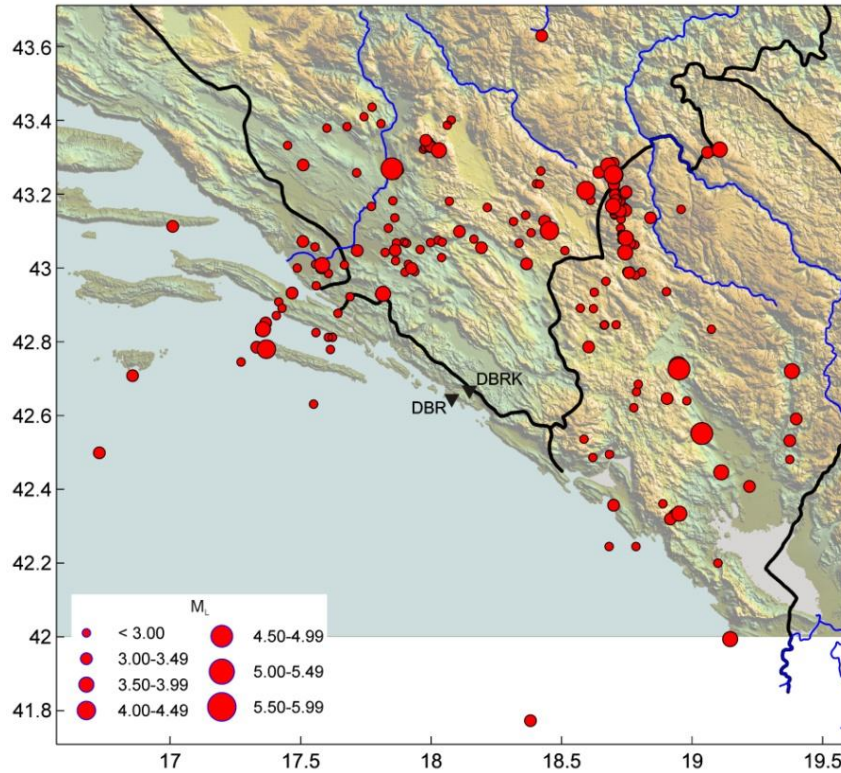
Slika B-73 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.



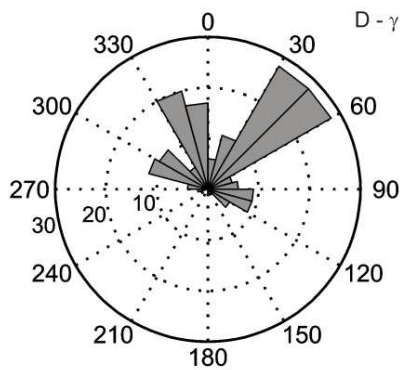
Slika B-74  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S-valove).



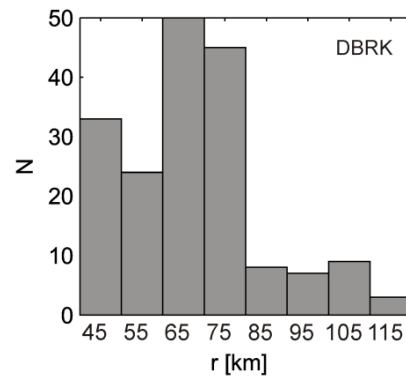
Slika B-75 Omjer  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$ .



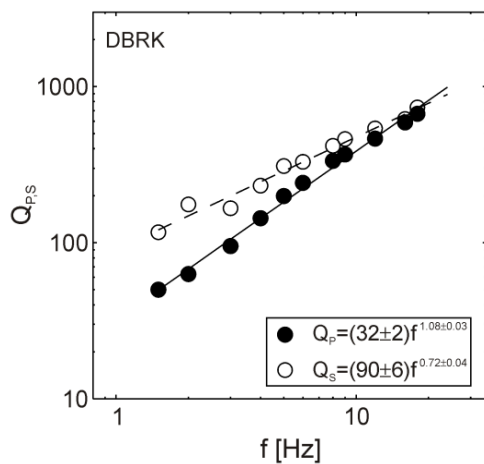
Slika B-76 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju DBRK.



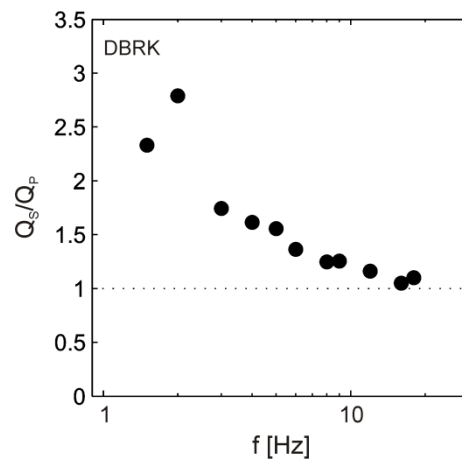
Slika B-77 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (DBRK).



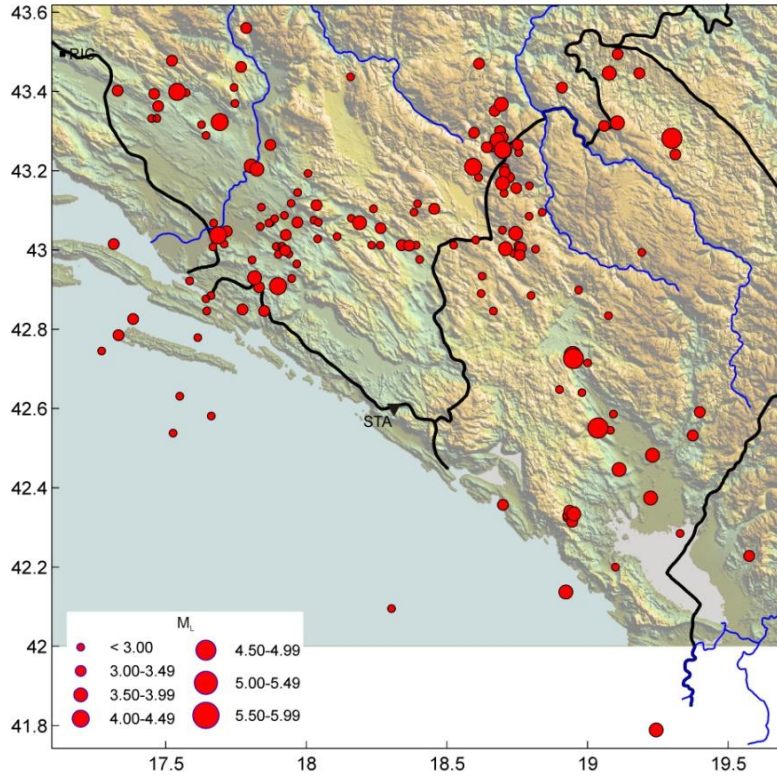
Slika B-78 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.



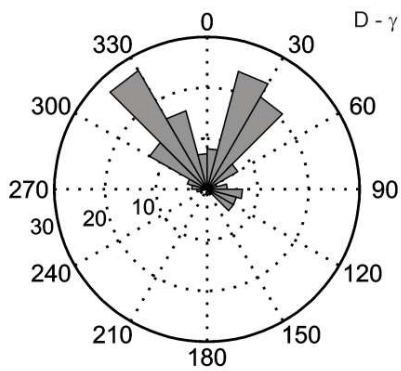
Slika B-79  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S- valove).



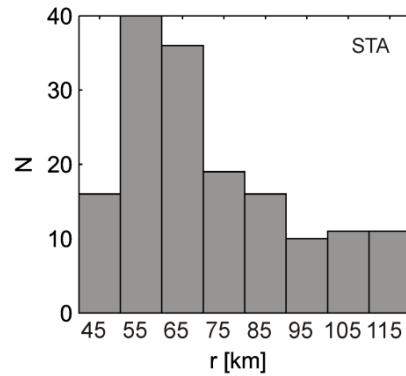
Slika B-80 Omjer  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$ .



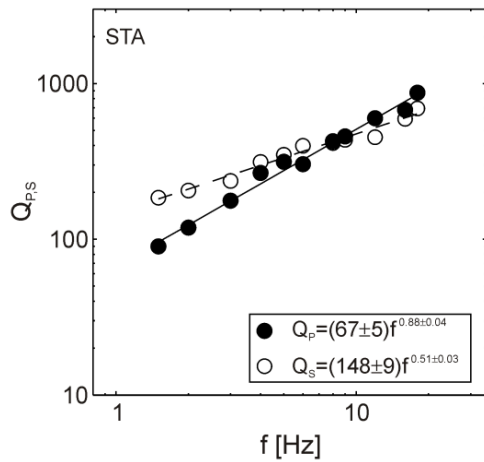
Slika B-81 Karta potresa korištenih u analizi metodom normiranja kodom za postaju STA.



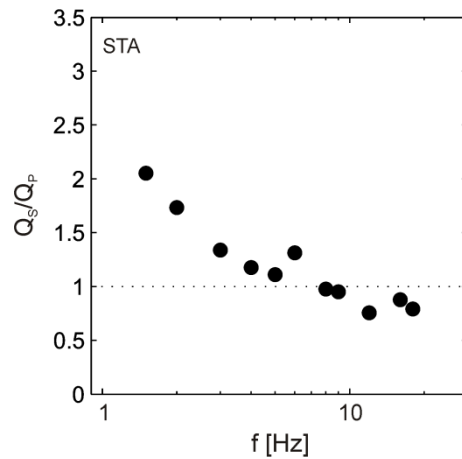
Slika B-82 Broj potresa s obzirom na azimut  $\gamma$  (STA).



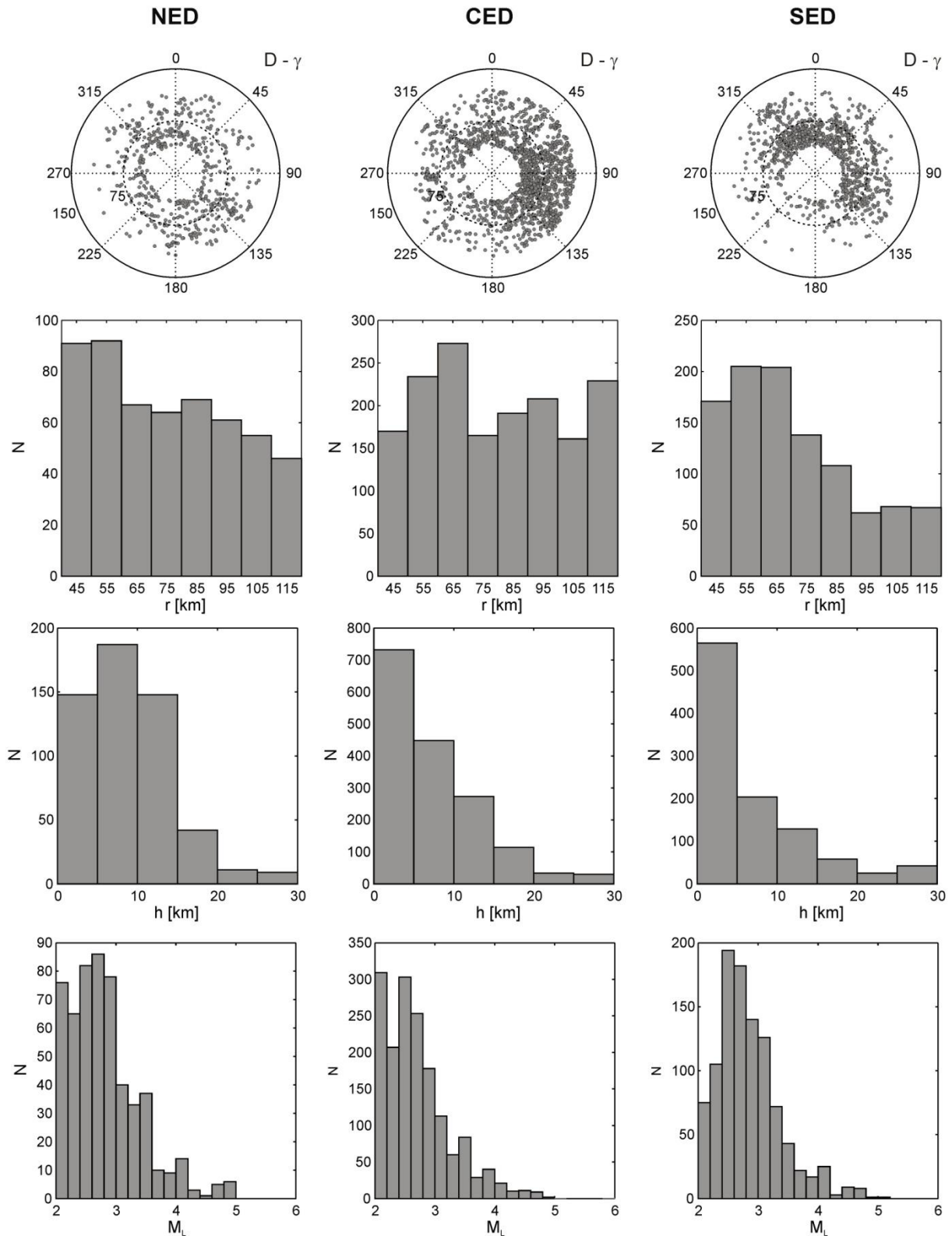
Slika B-83 Broj potresa ovisno o udaljenosti od postaje.



Slika B-84  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije (puna linija za P- valove i isprekidana za S-valove).

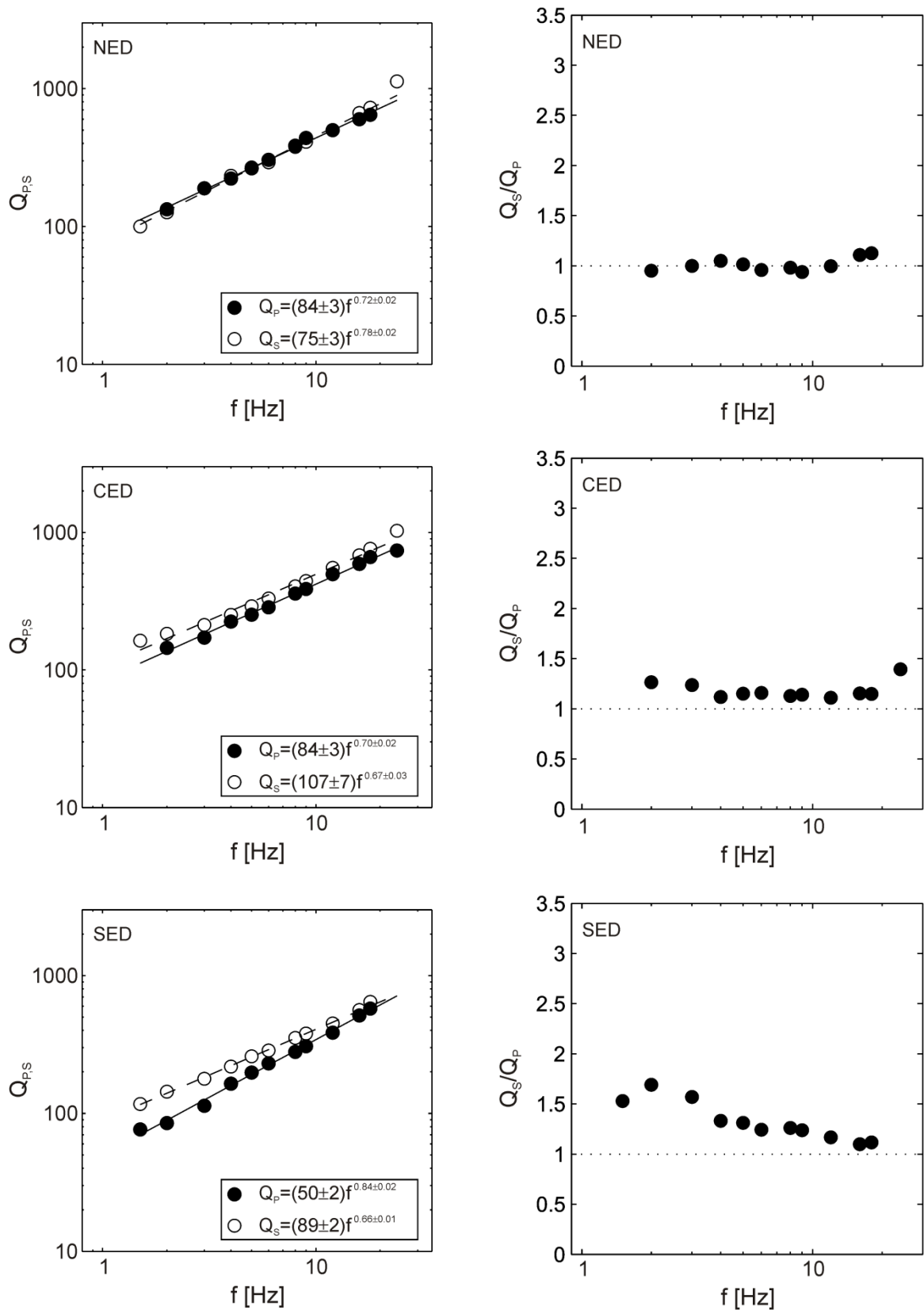


Slika B-85 Omjer  $Q_S(f)$  i  $Q_P(f)$ .



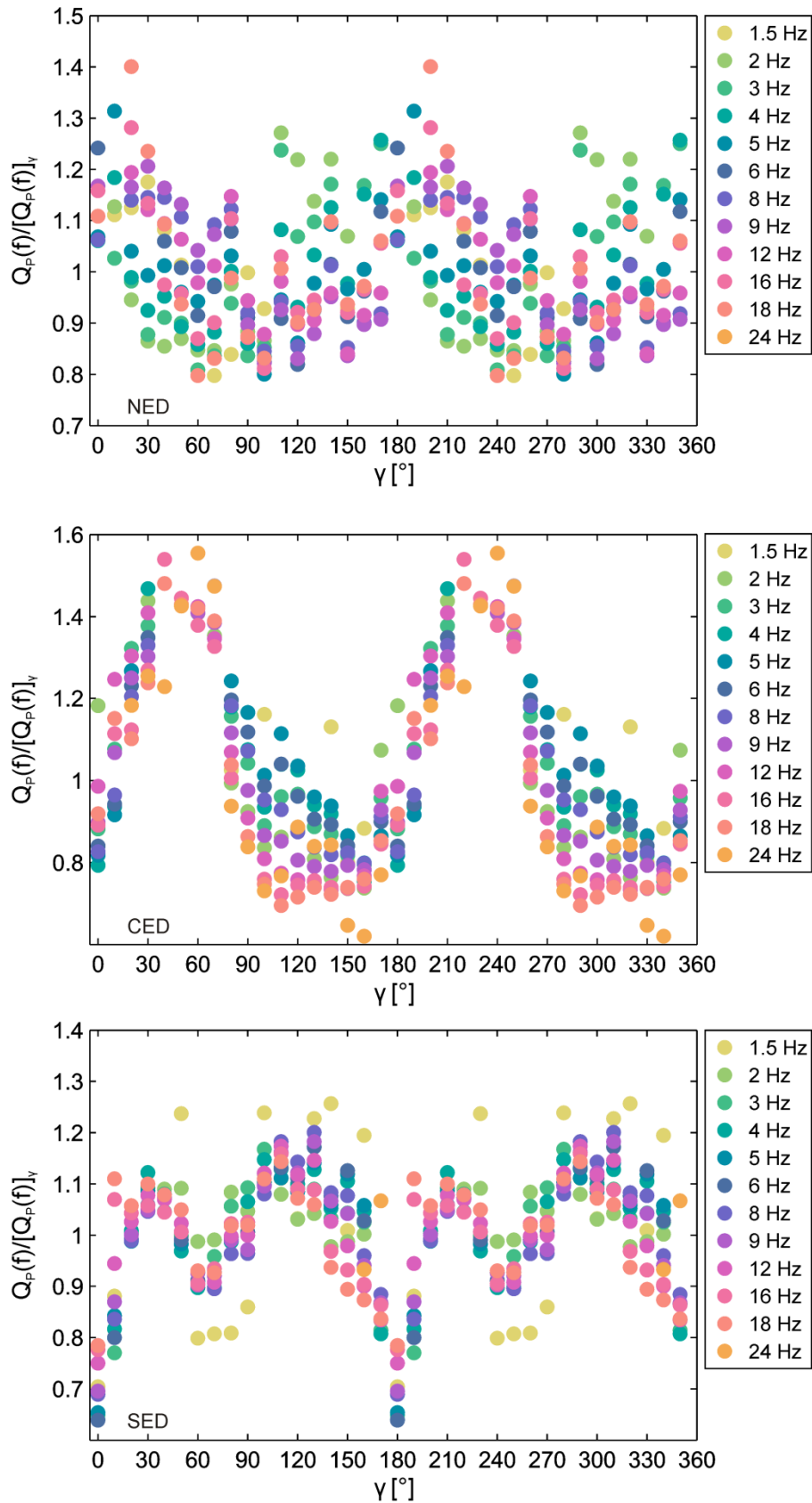
**Slika B-86** Razdiobe potresa korištenih u analizi po epicentralnoj udaljenosti  $D$ , azimutu između epicentra potresa i postaje  $\gamma$ , hipocentralnoj udaljenosti  $r$ , dubini žarišta  $h$  i lokalnoj magnitudi  $M_L$ . Lijevi stupac prikazuje podatke za sjeverni dio (NED), srednji stupac za središnji dio (CED) i desni stupac za južni dio Vanjskih Dinarida



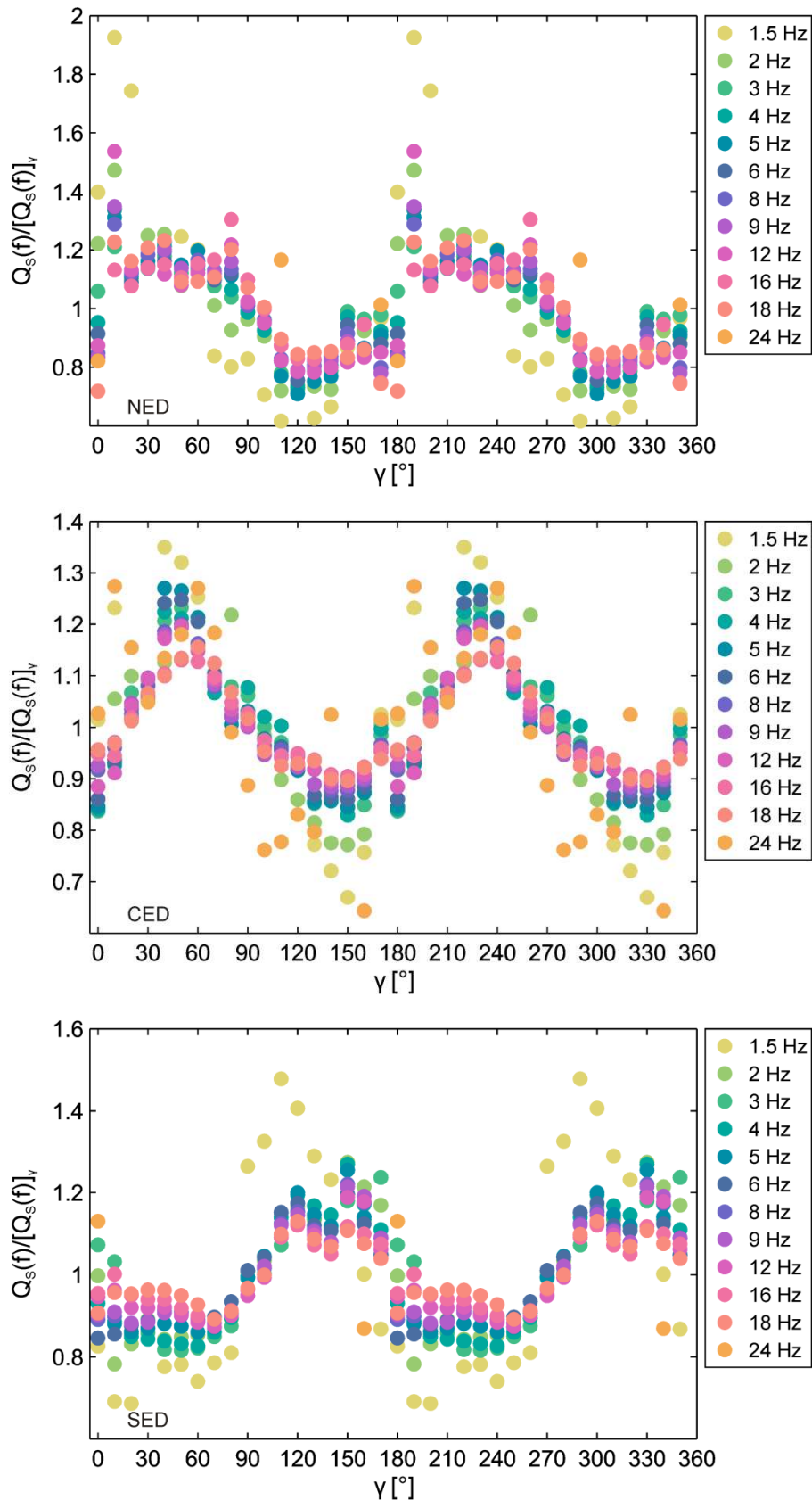


**Slika B-87**  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  te pravci linearne regresije: puna linija za P- valove i isprekidana za S-valove (lijevo), te omjer  $Q_P(f)$  i  $Q_S(f)$  za tri skupine postaja – NED, CED i SED.





**Slika B-88**  $Q_p(f)$  normiran sa srednjom vrijednosti  $Q_p$ -faktora za određenu frekvenciju i sve azimute  $[Q_p(f)]_y$  za ukupno polje brzine (S). (Niz 0–180° preslikan je na raspon 180–360°.)



**Slika B-89**  $Q_p(f)$  normiran sa srednjom vrijednosti  $Q_p$ -faktora za određenu frekvenciju i sve azimute  $[Q_p(f)]_\gamma$  za ukupno polje brzine (S). (Niz 0–180° preslikan je na raspon 180–360°.)

# Životopis

Iva Dasović rođena je 19. srpnja 1984. godine. Srednju školu (opću gimnaziju) završila je 2003. godine u Otočcu, nakon čega je upisala studij fizike na Prirodoslovno-matematičkom fakultetu Sveučilišta u Zagrebu. Diplomirala je u siječnju 2009. godine kao diplomirani inženjer fizike, usmjerenje geofizika. Iste se godine zaposlila na Geofizičkom odsjeku PMF-a kao znanstvena novakinja – asistentica i na istom fakultetu upisala poslijediplomski doktorski studij fizike, smjer geofizika. Iva je asistentica na diplomskom studiju geofizike na kolegijima *Seizmologija IV, Odabrana poglavlja seizmologije* i *Inženjerska seizmologija*. Sudjelovala je na nekoliko međunarodnih tečajeva i radionica: *International Training Course on Seismology, Seismic Data Analysis, Hazard Assessment and Risk Mitigation* (GFZ, Potsdam, Njemačka, 2011.), *Workshop on Geophysical Data Analysis and Assimilation* (ICTP, Trst, Italija, 2012.), te *Young Seismologists and Engineers Training Course* (ESC, Istanbul, Turska, 2014.).

Sudjelovala je u organizaciji međunarodnog znanstvenog skupa *Geofizički izazovi 21. stoljeća* (2011.) i *NATO SfP 984374 3<sup>rd</sup> Workshop* (2013.), oba u Zagrebu. Bila je koordinatorica Geofizičkog odsjeka PMF-a za Smotru Sveučilišta u Zagrebu pet akademskih godina za redom (2009./2010. – 2013./2014.) i Otvorenog dana Geofizičkog odsjeka PMF-a održanog 4. travnja 2014.

Rektorovu nagradu dobila je 2007. godine za rad na temu atenuacije koda valova. Fakultetsko vijeće PMF-a 2013. godine dodijelilo joj je, kao mladom znanstveniku, priznanje za znanstveni i stručni rad.

Iva je bila neposredna voditeljica na radu nagrađenom Rektorovom nagradom i diplomskom radu studentice Marije Ruščić, a pod vodstvom prof. dr. sc. Davorke Herak.

Iva je glavni autor u dva članka objavljena u časopisima s međunarodnom recenzijom, dok je treći prihvaćen za objavljivanje, te je sudjelovala na četiri međunarodne konferencije na kojima je predstavila istraživanje u obliku postera (ESC 2010 i *Geofizički izazovi 21. stoljeća*) i usmenog izlaganja (EGU 2011 i 2ECEES 2014).

# Popis radova

## Izvorni znanstveni i pregledni radovi u časopisima indeksiranim u *Current Contents* bazi

1. Dasović, I., Herak, M., Herak, D., 2012. Attenuation of coda waves in the contact zone between the Dinarides and the Adriatic Microplate. *Stud. Geophys. Geod.* 56, 231–247. <http://dx.doi.org/10.1007/s11200-010-0077-8>
2. Dasović, I., Herak, M., Herak, D., 2013. Coda-Q and its lapse time dependence analysis in the interaction zone of the Dinarides, the Alps and the Pannonian basin. *J. Phys. Chem. Earth* 63, 47–54. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2013.03.001>
3. Dasović, I., Ruščić, M., Herak, D., Herak, M., 2015. Attenuation of high-frequency body waves in the crust of the Central External Dinarides. *J. Seismol.*, *prihvaćeno za objavljivanje*.

## Znanstveni radovi u drugim časopisima

1. Kopp, H., Dannowski, A., Argnani, A., Dasovic, I., Dumke, I., Elger, J., Flueh, E.R., Frey, B., Handy, M.R., Karstens, J., Stipcevic, J., i sur., 2013. Adria lithosphere investigation Alpha - cruise no. M86/3 – January 20 – February 04, 2012 – Brindisi (Italy) – Dubrovnik (Croatia). *METEOR-Berichte*, M86/3, 1–48.

## Kongresno priopćenje (sažetci) u ostalim časopisima

1. Dasović, I., Herak, M., Herak, D., 2011. Coda attenuation analysis of Zagreb area, Croatia. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 13.

## Sažetci u zbornicima skupova

1. Dasović, I., Ruščić, M., Herak, M., Herak, D., 2014. Attenuation of body and coda waves in the Central Dinarides. *2ECEES, EAEE, Istanbul*.
2. Dasović, I., Stipčević, J., 2011. Depth of Moho derived from receiver functions in relation to coda attenuation parameters in Croatia. *Geophysical Challenges of the 21st Century: Book of abstracts. Geofizički odjek Prirodoslovno-matematičkog fakulteta, Zagreb*, str. 42.
3. Dasović, I., Herak, M., Herak, D., 2010. Coda attenuation in the Croatian coastal region (External Dinarides). *Bossu, R. (ur.), ESC, EMSC, Montpellier*, str. 143.