

Raziskave vpliva lokalne geološke zgradbe na potresno nihanje tal na območju Ljubljane z metodami analize mikrotremorjev

Janez Rošer*, Andrej Gosar**

Povzetek

Na območju Ljubljane lahko pričakujemo vpliv lokalne geološke zgradbe na potresno nihanje tal na celotnem mestnem območju, še posebej izrazitega pa v južnem delu Ljubljane, ki je zgrajen na zelo mehkih jezerskih sedimentih. Primerno karakterizacijo vpliva lokalnih tal lahko izvedemo s poznavanjem resonančne frekvence mehkih plasti in s poznavanjem hitrosti strižnega valovanja v njih. Raziskave so zajele 45 km² veliko območje znotraj ljubljanske obvoznice, na katerem smo na prostem površju v mreži 200 × 200 m opravili preko 1200 točkovnih meritev in 31 ploskovnih meritev mikrotremorjev. Za oceno lastne frekvence sedimentov smo izvedli študijo z metodo spektralnega razmerja med vodoravnima in navpično komponento (HVSZ) zapisa mikrotremorjev. Za določitev vertikalnih profilov hitrosti strižnega valovanja in povprečne hitrosti v zgornjih 30 metrih ($V_{s,30}$), ki se uporablja za klasifikacijo tal po standardu Evrokod 8 (EC8), smo uporabili skupno modeliranje podatkov HVSZ metode in disperznih krivulj, pridobljenih s ploskovnimi meritvami mikrotremorjev ter analiziranih z metodama razširjene prostorske avtokorelacije (ESAC) in refrakcijskih mikrotremorjev (ReMi). Nazadnje smo relativno ovrednotili vpliv lokalnih tal na ojačanje potresnega nihanja tal na osnovi geološke zgradbe, znanih vrednosti N_{SPT} , podatkov o lastni frekvenci tal, amplitud HVSZ vrhov in vrednosti $V_{s,30}$. V splošnem so najboljši pogoji značilni za celoten severni in severovzhodni del Ljubljane, pogoji pa se nato slabšajo v smeri proti jugu. Največje ojačanje potresnega nihanja zaradi lokalne geološke zgradbe pričakujemo na območju Barja.

Uvod

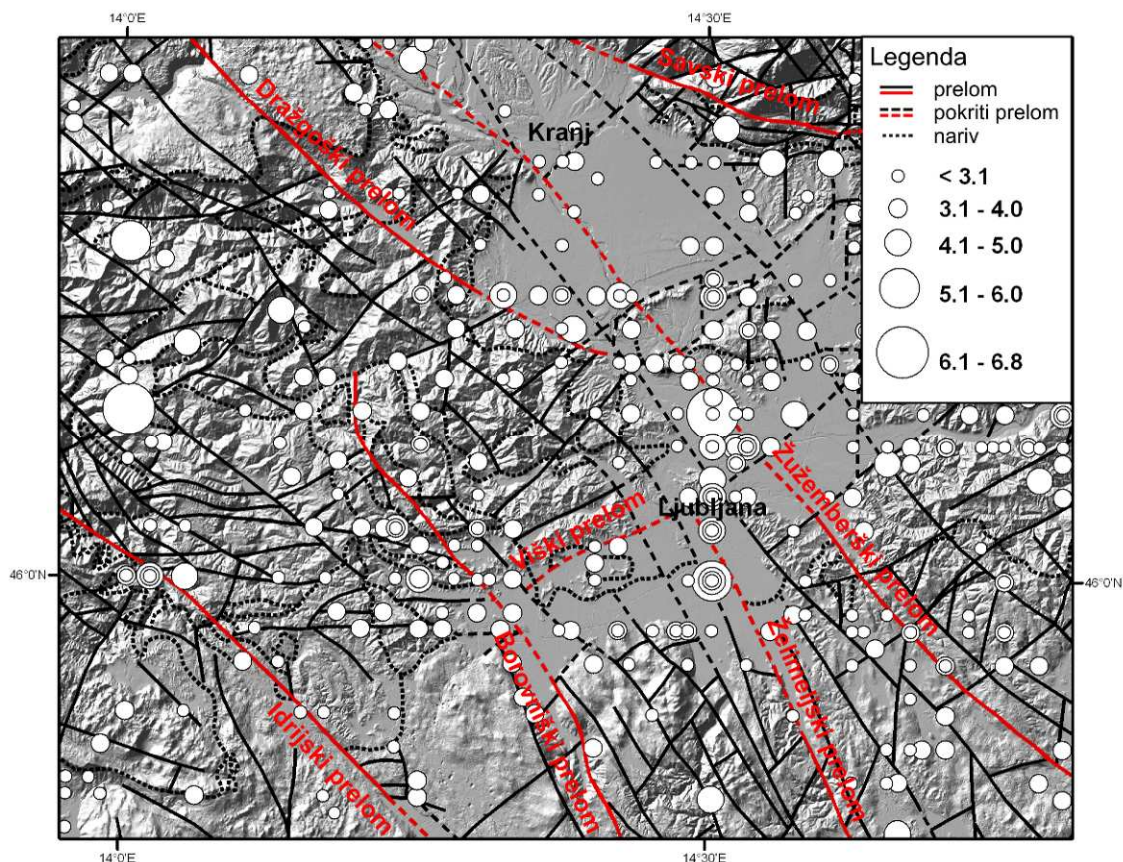
Ljubljana leži v plitvem sedimentnem bazenu, zapolnjenem s kvartarnimi sedimenti. Širše območje Ljubljane je med potresno najbolj dejavnimi v Sloveniji (Slika 1), čeprav v zadnjih 45 letih tu ni bilo potresov, ki bi povzročili poškodbe stavb. Zadnji tak potres se je zgodil leta 1963 na območju Litije ($M = 4,9$) in je v Ljubljani dosegel intenziteto VI-VII stopnje po MSK lestvici. Največ poškodb je povzročil veliki ljubljanski potres leta 1895 ($M = 6,1$), ki je imel največjo intenziteto VIII-IX po MSK lestvici (Ribarič, 1982). Najmočnejši zgodovinski potres v Sloveniji (Idrijski potres, $M = 6,8$) pa je imel nadžarišče približno 30 km zahodno od Ljubljane, vendar njegova lokacija ni zanesljiva, potresni učinki na območju Ljubljane pa so neznani. Na karti potresne nevarnosti Slovenije za povratno dobo 475 let (Lapajne et al., 2001) Ljubljana leži v območju s projektnim pospeškom 0,25 g. To je tudi najgostejše poseljeno območje v Sloveniji z več kot 300.000 prebivalci in številnimi pomembnimi industrijskimi in transportnimi objekti, kar je potrebno upoštevati v vsaki študiji za oceno potresne ogroženosti.

Vplive kvartarnih sedimentov na potresno nihanje tal lahko pričakujemo na območju celotnega mesta, še posebej velike pa v južnem delu Ljubljane, ki je zgrajen na zelo

* dr., PV Invest d.o.o., Koroška c. 62 b, Velenje

** izr. prof. dr., Agencija RS za okolje, Urad za seizmologijo in geologijo, Dunajska 47, Ljubljana in UL, Naravoslovnotehniška fakulteta

mehkih jezerskih sedimentih Ljubljanskega barja. Severni del mesta je zgrajen na ledeniško-rečnih nanosih reke Save, ki imajo boljše geotehnične značilnosti.



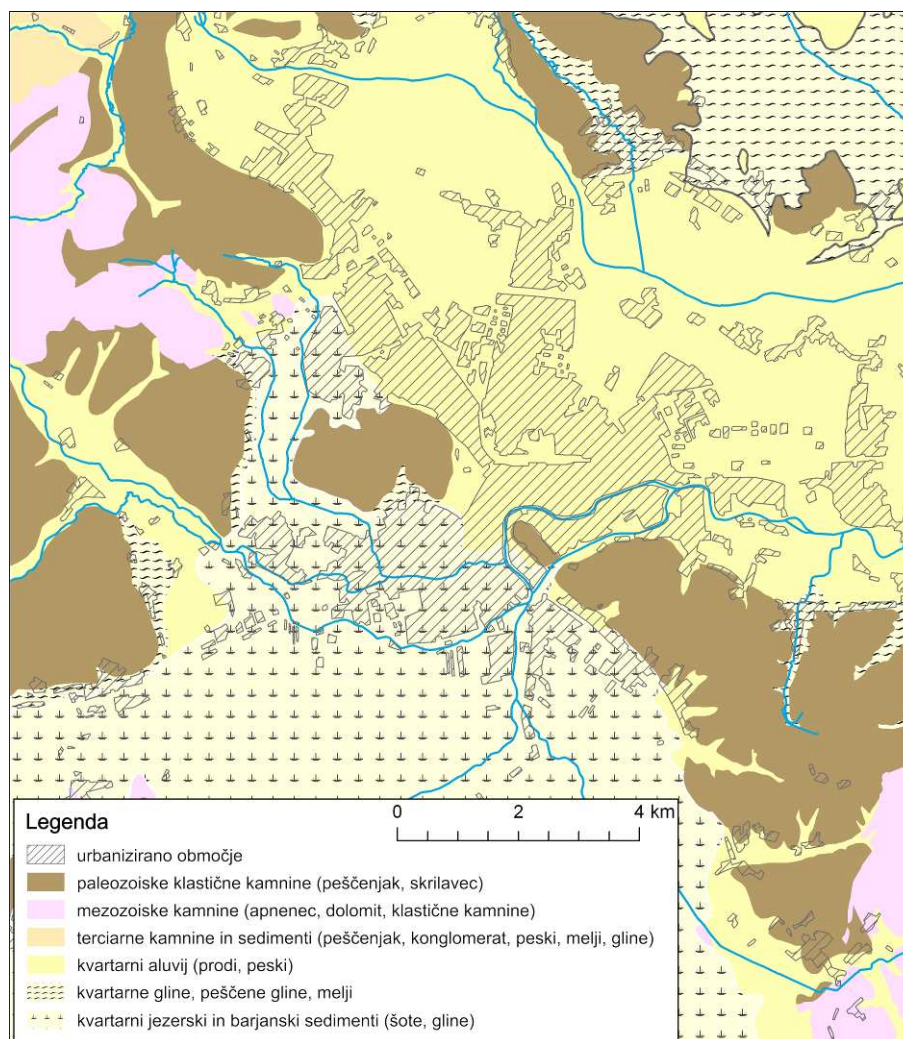
Slika 1 - Karta tektonsko strukturnih elementov in nadžarišč potresov z magnitudo ≥ 3 za obdobje od leta 567 dalje na širšem območju Ljubljane (prirejeno po Gosar et al., 2010)

Na območju Ljubljane smo izvedli obsežne meritve z metodo spektralnih razmerij med vodoravnima in navpično komponento (HVSZ) mikrotremorjev za določitev lastne frekvence sedimentov (Gosar et al., 2010) ter ploskovne meritve za pridobitev vertikalnih profilov hitrosti strižnega valovanja v tleh (Rošar & Gosar, 2010). Novi podatki o potresni nevarnosti mesta in ranljivosti stavb na območju Ljubljane dopolnjujejo obstoječo potresno mikrorajonizacijo Ljubljane (Zupančič et al., 2004) in so osnova za oceno nevarnosti resonance med tlemi in stavbami v primeru potresa.

Geološka zgradba

Geološka zgradba območja Ljubljane je prikazana na Sliki 2. V podlagi so deloma karbonski in permski peščenjaki, konglomerati in laporji, deloma pa triasni in jurski apnenci in dolomiti (Mencej, 1989). Vse te kamnine izdanjajo v gričevju, ki obrobja sedimentni bazen. Ta je nastal predvsem z ugrezanjem vzdolž številnih prelomov, ki je bilo največje v srednjem in zgornjem pleistocenu. Severni del bazena (Ljubljansko polje) je zapolnjen s pleistocenskimi in holocenskimi ledeniško-rečnimi nanosi reke Save, ki so do 100 m debeli. Sestavlja jih predvsem karbonatni prod, v katerem so plasti ali leče konglomerata (Grad & Ferjančič, 1974; Premru, 1982). Relief podlage ni zelo razgiban, vendar je vrtn ali podatkov geofizikalnih raziskav razmeroma malo. Južni del bazena

(Ljubljansko barje) je zapolnjen z jezerskimi in rečnimi nanosi, ki so precej heterogeni. Sestavljajo jih glina, prod, pesek, melj, jezerska kreda in šota (Grad & Ferjančič, 1974; Mencej 1989). Površinska plast je zelo mehka. Topografija skalne podlage je zaradi diferencialnega pogrezanja precej razgibana, globina do nje je od 0 do 200 m.



Slika 2 – Poenostavljena geološka karta območja mesta Ljubljane (Gosar et al., 2010)

Metode analize mikrotremorjev

Pri raziskavah vpliva sedimentov na potresno nihanje tal na območju Ljubljane smo za analizo mikrotremorjev uporabili tri pasivne metode. Prva temelji na točkovnih meritvah s trikomponentnim senzorjem in jo imenujemo HVSR (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio) metoda. Drugi dve metodi smo izvajali z uporabo niza vertikalnih geofonov in sodita med ploskovne mikrotremorske metode. To sta metoda razširjene prostorske avtokorelacije (Extended Spatial Autocorrelation – ESAC) in metoda refrakcijskih mikrotremorjev (Refraction Microtremor – ReMi). Osnova ploskovnih meritev je analiza oblike disperzne krivulje površinskih valov, ki sestavljajo mikrotremorje, t. j. določitev odnosa med fazno hitrostjo in frekvenco (Okada, 2003). Skupna predpostavka vsem trem metodam je horizontalna plastovitost pod raziskovanim ozemljem.

HVSR metoda se je v zadnjem desetletju široko uveljavila pri raziskavah vpliva lokalne geološke zgradbe na potresno nihanje tal in pri potresni mikrorajonizaciji (Bard, 1999). Kljub temu teoretično ozadje metode še ni enoznačno pojasnjeno, saj obstajajo različne razlage, ki so še predmet raziskovanj. Nakamura (2000) zagovarja razlago resonance strižnega valovanja v mehkih sedimentih, po kateri v mikrotremorjih prevladuje prostorsko valovanje, medtem ko naj bi bil prispevek površinskega valovanja zanemarljiv. Bolj široko sprejeta je razlaga, po kateri v mikrotremorjih prevladuje površinsko valovanje, spektralno razmerje (HVSR) pa odraža eliptičnost Rayleighjevega valovanja, ki je frekvenčno odvisno (Bard, 1999; Bonnefoy-Claudet et al., 2006). Danes je široko sprejeto, da vrh v spektralnem razmerju odraža lastno frekvenco sedimentov. Amplituda tega vrha pa je odvisna predvsem od impedančnega kontrasta med sedimenti in skalno podlago ter podaja le grobo oceno spodnje meje dejanskega ojačanja potresnih valov. Metoda mikrotremorjev tudi ne podaja ocene celotnega frekvenčnega območja, v katerem pride do ojačanja potresnega nihanja tal. Njena glavna prednost pa je, da podaja resonančno frekvenco sedimentov, ne da bi poznali njihovo debelino in hitrost strižnega valovanja. Meritve mikrotremorjev so razmeroma preproste, hitre in poceni. Zato je mogoče raziskave izvesti v mnogo bolj gosti mreži merskih točk kot s katero koli od drugih uveljavljenih metod, ki temeljijo na geofizikalnih raziskavah, vrtanju ali analizi zapisov potresov. Poznavanje debeline in/ali hitrosti strižnega valovanja in primerjave rezultatov mikrotremorjev z rezultati drugih metod ali dejanskih učinkov potresov pa lahko znatno izboljšajo zanesljivost interpretacije podatkov mikrotremorjev (Bard, 1999).

V zadnjih letih je metoda refrakcijskih mikrotremorjev (ReMi) (Louie, 2001) postala popularna zlasti zaradi možnosti uporabe standardne seizmične refrakcijske opreme in izvedbe na majhnem prostoru. Metoda uporablja kot vir valovanja ambientne vibracije, ki jih posnamemo z linearno razvrstitvijo vertikalnih geofonov. Analiza ReMi metode temelji na transformaciji izmerjenih podatkov iz časovne domene v frekvenčno-hitrostno domeno. Ta transformacija se izvede preko "slant-stack" ali " p - τ transformacije" (Thorson & Claerbout, 1985), ki ji sledi Fourierjeva transformacija v smeri τ . Rezultat analize je slika močnostnega spektra kot funkcije frekvence in inverzne vrednosti hitrosti. Ker se lahko jakost močnostnega spektra pri različnih frekvencah zelo razlikuje, spekter normiramo. ReMi omogoča razločevanje med različnimi nihajnimi oblikami površinskih valov, kar pa je odvisno od hitrosti strižnega valovanja na raziskovanem območju in razporeditve virov valovanja. Posledica uporabe linearne razvrstitve geofonov pri ReMi metodi je ta, da ne moremo neposredno interpretirati pridobljenega močnostnega spektra. Valovno polje mikrotremorjev ni točkovnega izvora in realno izvira iz množice izvorov na površini in pod njo. Tako valovanje prihaja na linijsko razvrstitev iz nam neznanih smeri. V izogib izbire previsoke fazne hitrosti (maksimumi v močnostnem spektru) je priporočljiveje izbrati kot pravo fazno hitrost spodnjo mejo navidezne fazne hitrosti Rayleighjevih valov (Louie, 2001). Slaba stran ReMi metode je tako določena subjektivnost pri izbiranju fazne hitrosti pri posameznih frekvencah za določitev disperzne krivulje, zlasti v nizkofrekvenčnem območju.

Razširjena prostorska avtokorelacijska metoda je izpeljana iz prostorske avtokorelacijske (SPAC) metode, katere osnove je proti koncu petdesetih let postavil Keiiti Aki. Metodi obravnavata valovno polje kot stohastični proces, ki je stacionarno tako v času kot prostoru (Aki, 1957). Z analizo vertikalne komponente mikrotremorjev, pridobljenih s senzorji, razporejenimi na krožnici s polmerom r in v njenem središču, je mogoče določiti prostorski avtokorelacijski koeficient. Ta je povezan s fazno hitrostjo Rayleighjevih valov $c(f)$ preko Besslove funkcije prve vrste ničtega reda $J_0(\)$, kot kaže enačba 1.

$$\rho(f, r) = J_0\left(\frac{2\pi f r}{c(f)}\right) \quad (1)$$

Določitev fazne hitrosti $c(f)$ z uporabo SPAC metode je torej pogojena s konstantno razdaljo r , ki je enaka polmeru krožne razvrstitve. Pri razširjeni prostorski avtokorelacijski metodi pa namesto konstantne vrednosti polmera r uporabimo konstanto vrednost frekvence f (Ohori et al., 2002; Okada, 2003). Prostorski avtokorelacijski koeficient $\rho(f, r)$ za različne frekvence f prilagajamo Besslovi funkciji $J_0(\)$, ki je odvisna od medsebojne razdalje med senzorji r_{bn} (razdalja med baznim senzorjem in n -tim senzorjem) (enačba 2). Ob konstantni frekvenci f je edina neznanka v tej enačbi fazna hitrost $c(f)$, ki jo pridobimo z inverzijo prostorskega avtokorelacijskega koeficienta.

$$\rho_{bn}(f, r_{bn}) = J_0\left(\frac{2\pi f r_{bn}}{c(f)}\right) \quad n = 1, 2, 3, \dots, N - 1 \quad (2)$$

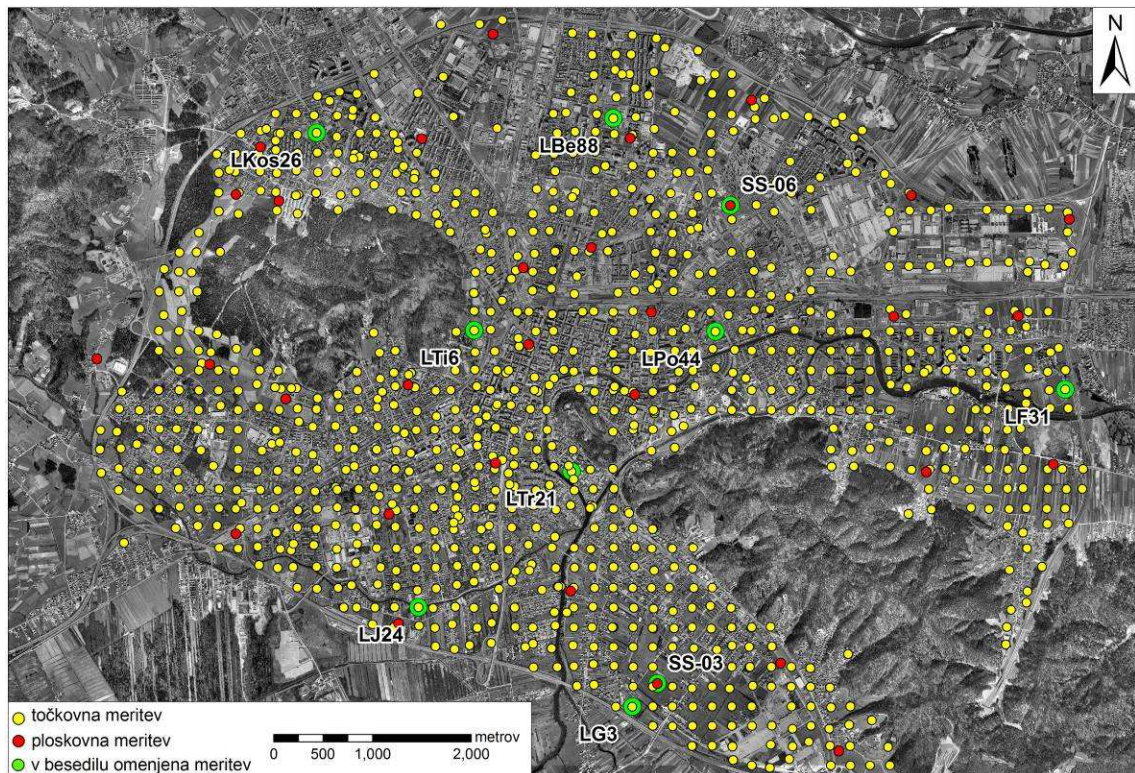
Pri obeh metodah smo uporabili dve predpostavki. Prva je ta, da je v mikrotremorjih dominantna osnovna nihajna oblika Rayleighjevih valov, in druga, da so strukture pod geofonsko razvrstitvijo vzporedne. Če v podatkih dominirajo višje nihajne oblike nad osnovno nihajno obliko površinskih valov, SPAC in ESAC metodi ne omogočata izločitve le-te (Okada, 2003). Za merjenje s SPAC metodo je potrebna krožna razvrstitev senzorjev, kar pa je na urbaniziranih območjih težko izvedljivo. To težavo lahko obidemo z uporabo ESAC metode, kjer ni potrebna krožna razvrstitev, temveč je lahko razvrstitev senzorjev poljubna (L-oblika, T-oblika, križna oblika). V primerjavi z ReMi metodo pa imata SPAC in ESAC metodi še pomembno prednost, saj izločita skalarno hitrost valovanja neodvisno od smeri vira valovanja. Tako vsesmerno valovno polje, ki je značilno za urbanizirana območja, omogoča boljše ocene skalarnih hitrosti (Asten, 2001). Disperzne krivulje pri SPAC in ESAC metodi ne določamo z lastno izbiro fazne hitrosti kot pri ReMi metodi in rezultat ni izpostavljen subjektivnim odločitvam.

S postavitvijo primerne strukturnega modela lahko z inverznim izračunom s prilagajanjem izračunane teoretične HVSR krivulje eksperimentalno določeni HVSR krivulji pridobimo vertikalni profil hitrosti strižnega valovanja v tleh, seveda ob postavitvi ustreznih robnih pogojev. Brez postavljenih omejitev bi za eksperimentalno HVSR krivuljo našli neskončno mnogo sintetičnih modelov, katerih teoretične HVSR krivulje bi se ujemale z eksperimentalno krivuljo. Pri tej raziskavi smo za robne pogoje uporabili vrednosti hitrosti strižnega valovanja pripovršinskih plasti iz disperzijskih krivulj, ki smo jih pridobili z ReMi in ESAC analizo ploskovnih meritev mikrotremorjev.

Meritve mikrotremorjev in njihova analiza

Raziskave meritev mikrotremorjev so zajemale območje mesta Ljubljane, ki leži znotraj obvoznice. Točkovne meritve mikrotremorjev na prostem površju smo izvajali s šestimi prenosnimi seizmografi tipa Tromino (Micromed, 2005) približno v mreži 200×200 m, opravili pa smo 1232 meritev. Na vsaki točki smo s frekvenco vzorčevanja 128 Hz merili seizmični nemir 20 minut, kar omogoča zanesljivo spektralno analizo do vsaj 0,5 Hz na spodnjem robu frekvenčnega območja (SESAME, 2004). Lokacije teh meritev so na Sliki 3 prikazane v rumeni barvi. Če se je izkazalo, da predvidena točka ni primerna za izvedbo

meritve, smo jo premaknili, v najslabšem primeru pa smo meritev opustili. Ploskovne meritve mikrotremorjev so praktični izziv, saj v urbaniziranih območjih ni veliko prostora za postavitev večjih seizmičnih razvrstitev. Tako smo ploskovne meritve izvajali v mestnih parkih, na šolskih igriščih in na kmetijskih površinah. Meritve smo izvedli na 31 lokacijah, ki so prikazane v rdeči barvi (Slika 3). Meritve smo izvajali v 2D razvrstitvi, ki smo jo formirali z uporabo štiriindvajsetih 4,5 Hz vertikalnih geofonov. Meritev je trajala približno 15 minut pri frekvenci vzorčenja 512 Hz. Pri ESAC metodi smo uporabili posnetke, pridobljene z L-obliko razporeditve, pri ReMi metodi pa le daljše krake iste razvrstitve.



Slika 3 – Lokacije meritev mikrotremorjev na območju Ljubljane: v rumeni barvi točkovne meritve, v rdeči barvi ploskovne meritve, z zeleno obrobo v besedilu omenjena meritev

Analizo spektralnih razmerij smo izvedli po naslednjem postopku. Posnete seizmogramne smo pregledali, da bi ugotovili morebitne napake v meritvah in močnejše prehodne motnje. Vsak seizmogram smo nato razdelili v 30-sekundna okna, za katera smo izračunali amplitudne spektre v frekvenčnem območju 0,5-64 Hz z uporabo trikotnega okna in 5 % glajenja. Podatke smo popravili tudi za prenosno funkcijo senzorja. Sledil je izračun spektralnega razmerja kot povprečja amplitudnega spektra obeh vodoravnih komponent deljenih z navpično komponento (HVSr) za vsako okno posebej. Na barvnem prikazu HVSr funkcij vseh 40-ih oken smo identificirali okna z močnejšimi prehodnimi motnjami in jih izločili iz nadaljnjega izračuna. Na koncu smo izračunali povprečno HVSr funkcijo za vsa okna s pripadajočim 95 % intervalom zaupanja.

ReMi analizo smo izvedli s programsko opremo SoilSpy Rosina in Grilla (Micromed, 2006; Micromed, 2008), disperzna krivulja pri ESAC analizi pa je bila izdelana s programom ESAC (Baliva, 2006). Pri obeh metodah, ReMi in ESAC, smo posnetek razdelili na 10-sekundna časovna okna brez prekrivanja in za vsako okno izračunali

disperzne krivulje. Neinformativna časovna okna smo v primeru ReMi izločili in s povprečenjem disperznih spektrov ustreznih posameznih oken pridobili končni disperzni spekter. Pri ESAC metodi smo uporabili celotno sled, končno disperzno krivuljo pa prav tako pridobili s povprečenjem disperznih krivulj posameznih oken. Pri obeh metodah smo uporabili postopek, ki se v angleščini imenuje "iterative grid search" in omogoča določitev vrednosti fazne hitrosti, ki se najbolj prilagaja vhodnim podatkom.

Za pridobitev podpovršinskih profilov hitrosti strižnega valovanja smo uporabili skupno modeliranje podatkov spektralnega razmerja horizontalnih in vertikalne (HVSR) komponente posamičnih meritev mikrotremorjev in disperznih krivulj pridobljenih s ploskovnimi meritvami mikrotremorjev. Modeliranje smo izvedli s programskim paketom Grilla, natančneje z modulom Phase Velocity Spectra Module (Micromed, 2007 in 2008), ki predpostavlja vertikalno heterogen 1D elastični model podpovršja. Teoretični izračun disperzne krivulje Rayleighjevih valov za večplastni 1D model je podan v Ben-Menahem & Singh (2000) ali v Lai & Wilmanski (2005), izračun teoretične HVSR krivulje na osnovi Rayleighjevega valovanja pa temelji na algoritmu, podanem v Arai & Tokimatsu (2004).

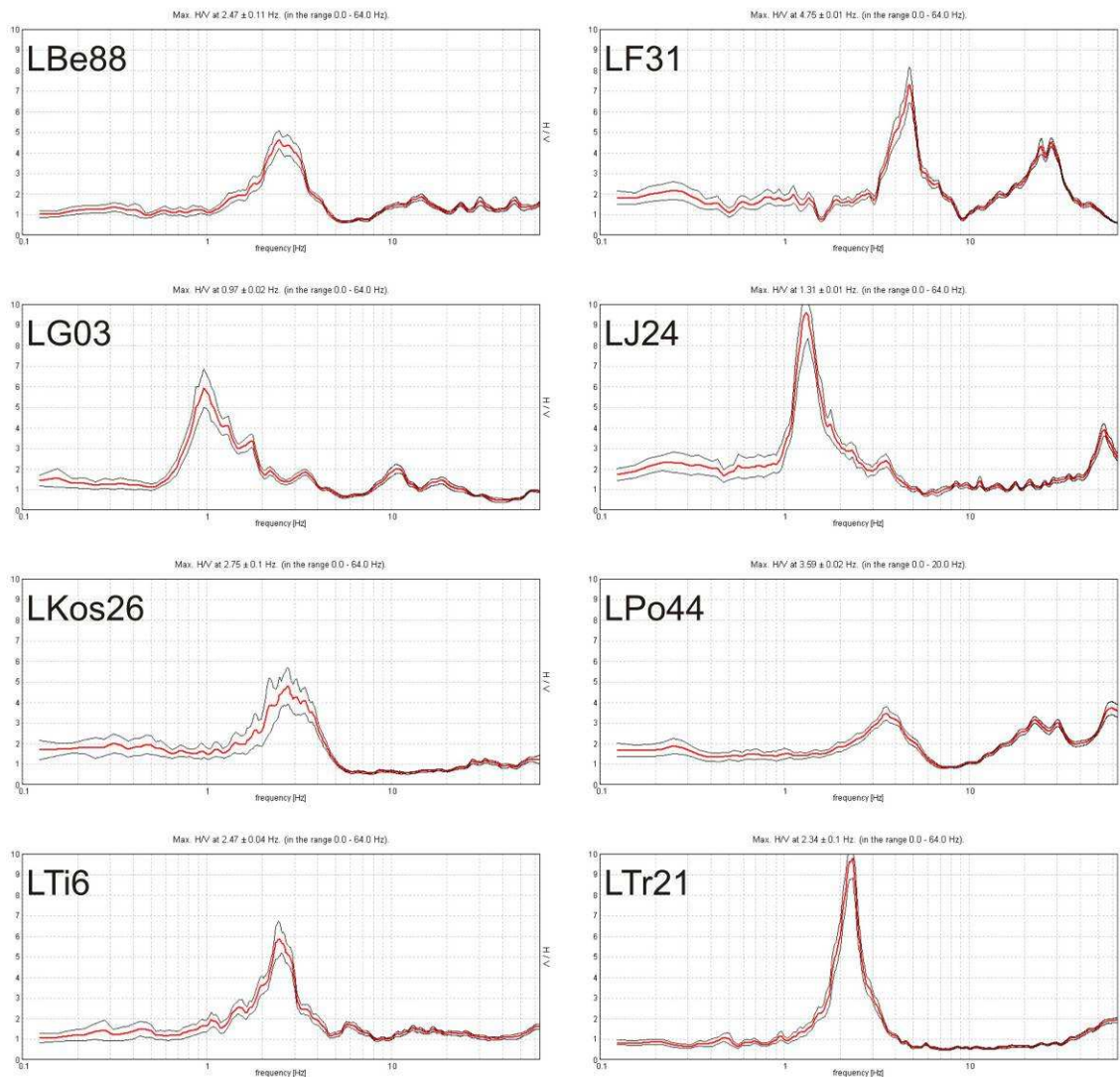
Rezultati in interpretacija

Analize spektralnih razmerij (HVSR) so pokazale, da večina meritev izpolnjuje kriterije, ki so jih opredelili v okviru evropskega projekta SESAME (SESAME, 2004). Trije od teh kriterijev o zanesljivosti HVSR krivulje temeljijo na razmerju med frekvenco vrha in dolžino okna, številu značilnih ciklov in standardnem odklonu amplitude vrha. Naslednjih šest kriterijev za jasen vrh temelji na razmerju med amplitudo vrha in nivojem HVSR krivulje drugod ter na standardnem odklonu frekvence vrha in njene amplitude (amplituda se mora na obeh straneh hitro zmanjševati). Pri meritvah na območju Ljubljane so bili glavni razlogi za neizpolnjevanje teh kriterijev: a) visok nivo motenj, b) dva ali več vrhov v spektru ali c) prenizka amplituda vrha.

Zelo jasne vrhove v spektralnem razmerju smo dobili v celotnem južnem delu mesta (Slika 4; LG03, LJ24, LTr21). Visoke amplitude HVSR vrhov kažejo na močan impedančni kontrast med sedimenti in skalno podlago. Časovna stabilnost signala je bila v splošnem dobra, kar se kaže v ozkem območju 95 % intervala zaupanja povprečne krivulje. V severnem delu mesta je bila večina meritev prav tako dobrih (Slika 4; LBe88, LF31, LKos26, LPo44, LTi6), čeprav je odziv v splošnem manjši zaradi manjšega impedančnega kontrasta proda s skalno podlago. V tem delu pa so bila tudi nekatera območja, za katere so bile značilne zelo nizke amplitude HVSR krivulje ali celo njena ploskost. Možen razlog je lahko prisotnost konglomerata znotraj peščeno-prodnega zasipa, ki je značilen za to območje, vendar njegovega obsega ne poznamo zaradi prereditih vrtn. Slabo sprijet konglomerat domnevno zmanjšuje ali zakrije glavni impedančni kontrast na meji med nevezanimi sedimenti in skalno podlago. Po drugi strani je na tem območju nekaj večjih industrijskih con, kjer niso izključene obsežnejše podzemne komunikacije, ki lahko vplivajo na meritve.

Na podlagi točkovnih meritev na 1003 točkah, ki so dale dovolj jasne vrhove v spektralnem razmerju, da smo lahko opredelili resonančno frekvenco sedimentov, smo izrisali dve karti: karto resonančne frekvence sedimentov (Slika 5) in karto amplitud HVSR vrhov (Slika 6). Karta lastnih frekvenc (Slika 5) kaže njihov razpon v območju 0,9-10 Hz. V južnem delu Ljubljane se lastna frekvenca dobro ujema s spremembami v debelini sedimentov, ki jo poznamo iz geofizikalnih raziskav in nekaterih vrtn. Debelina sedimentov v splošnem narašča proti jugu, lastna frekvenca pa upada v isti smeri. Povprečna lastna frekvenca v južnem delu Ljubljane je $2,9 \pm 1,8$ Hz (Slika 7 desno). V

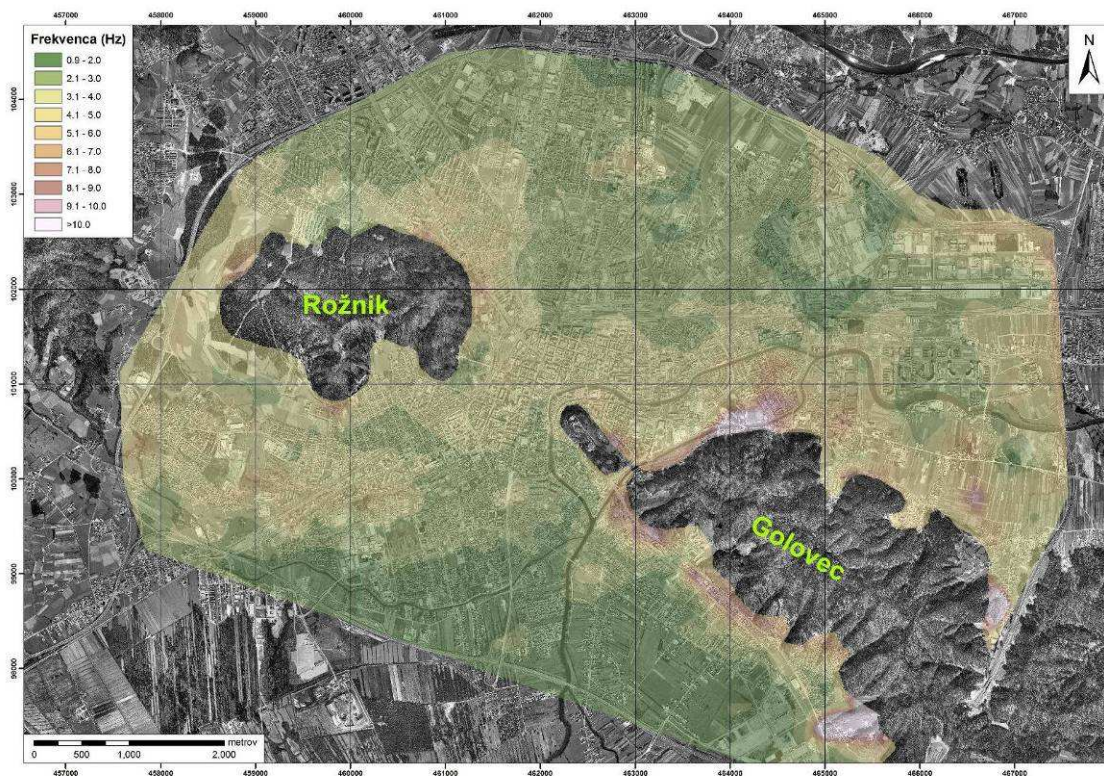
severnem delu Ljubljane, ki je zapolnjen predvsem s prodrom, v katerem so plasti in leče konglomerata, je korelacija med debelino sedimentov in lastno frekvenco manj značilna, čeprav je njihova debelina v splošnem manj spremenljiva kot v južnem delu. Vendar za to območje ni na voljo skoraj nič geofizikalnih podatkov, vrtime pa so zelo neenakomerno razporejene. Povprečna lastna frekvenca v severnem delu Ljubljane je $3,5 \pm 1,7$ Hz (Slika 7 levo).



Slika 4 – Izbrane meritve mikrotremorjev (HVSR analiza) z območja Ljubljane; črni krivulji predstavljata 95% interval zaupanja

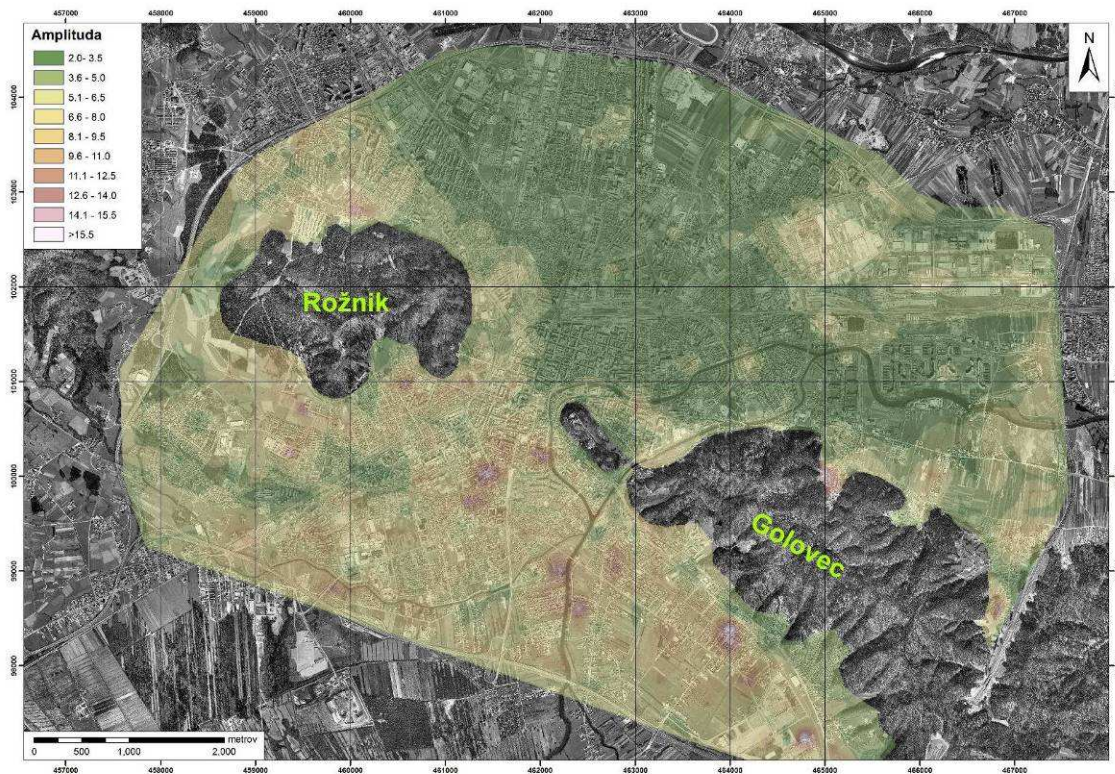
Karta amplitud vrhov HVSR krivulj (slika 6) kaže njihov razpon v območju 2-15, le na posameznih točkah so vrednosti višje. V severnem delu mesta je nekaj večjih območij, kjer so amplitude vrhov nizke (pod 3), predvsem v osrednjem delu. Možni razlogi za šibek odziv so opisani zgoraj. Povprečna amplituda HVSR vrhov v severnem delu Ljubljane je $4,1 \pm 2,1$ (Slika 7 levo). V južnem delu je povprečna amplituda vseh vrhov mnogo višja in znaša $6,8 \pm 2,5$ (Slika 7 desno). Območje z visokimi amplitudami (nad 5), ki kažejo na velik impedančni kontrast med jezerskimi sedimenti in skalno podlago, se dobro ujema z območjem, klasificiranim kot vrsta tal S_1 po Evrokod 8 v predhodni potresni mikrorajonizaciji (Zupančič et al., 2004). Vidi se tudi več izoliranih območij z zelo

visokimi amplitudami (nad 10), vendar zanje nismo našli korelacije s površinsko geološko zgradbo ali debelino sedimentov.

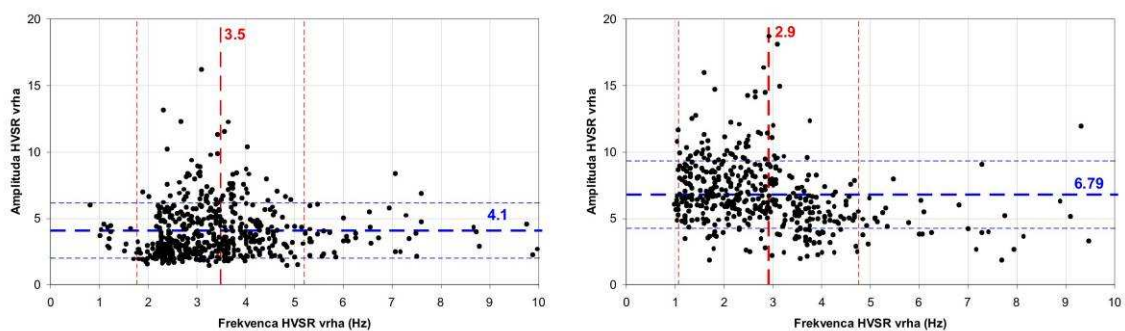


Slika 5 – Karta resonančne frekvence sedimentov na območju Ljubljane, izdelana na podlagi točkovnih meritev mikrotremorjev na prostem površju

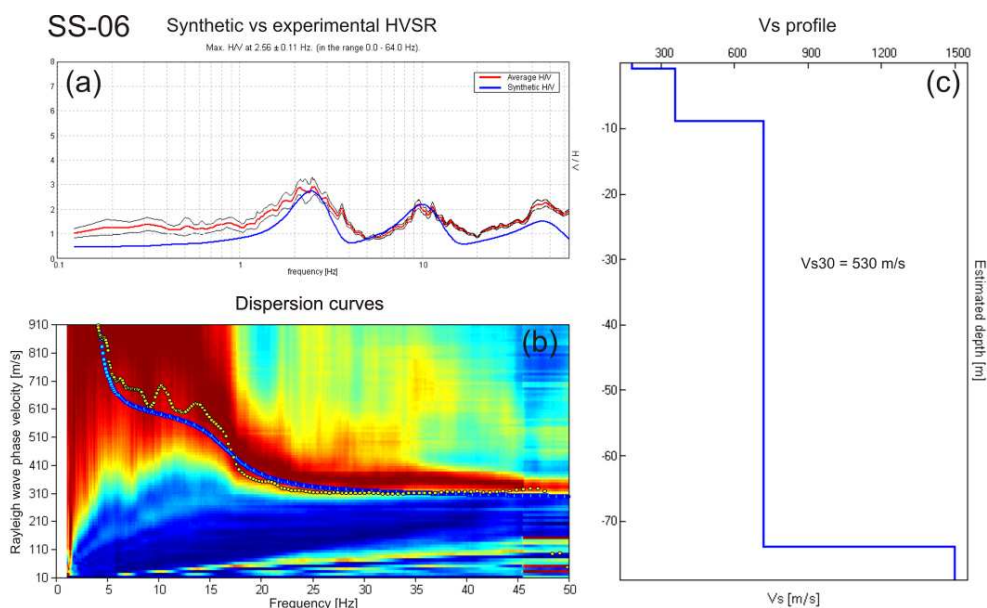
Ploskovne meritve mikrotremorjev smo izvedli na 31 lokacijah (Slika 3), na katerih smo pridobili HVSR krivulje in disperzne krivulje Rayleighjevih valov. Na Sliki 8 je prikazan značilen primer iz severnega dela Ljubljane; slika (a) prikazuje eksperimentalno HVSR krivuljo v rdeči barvi ter prilegajočo se teoretično HVSR krivuljo v modri barvi. Primerjava med disperznimi krivuljami, pridobljenimi z ReMi in ESAC metodo ter teoretično (modelno) krivuljo, je prikazana na sliki (b). Disperzna krivulja po ESAC metodi je prikazana z rumenimi krogi, ReMi disperzna krivulja pa je prikazana z barvno kodiranim močnostnim spektrom. Svetlomodri krogi prikazujejo teoretično disperzno krivuljo fazne hitrosti Rayleighjevih valov, pridobljeno s skupnim modeliranjem, in odražajo disperzno krivuljo teoretičnega profila, ki je prikazan na sliki (c). Glavni namen HVSR meritev na lokacijah ploskovnih meritev je, poleg ocene lastne frekvence tal pridobiti obliko HVSR krivulje za skupno modeliranje. Vrednost povprečne hitrosti strižnega valovanja v vrhnjih 30 metrih na tej lokaciji znaša 530 m/s.



Slika 6 – Karta amplitud HVSR vrhov na območju Ljubljane, izdelana na podlagi točkovnih meritev mikrotremorjev na prostem površju

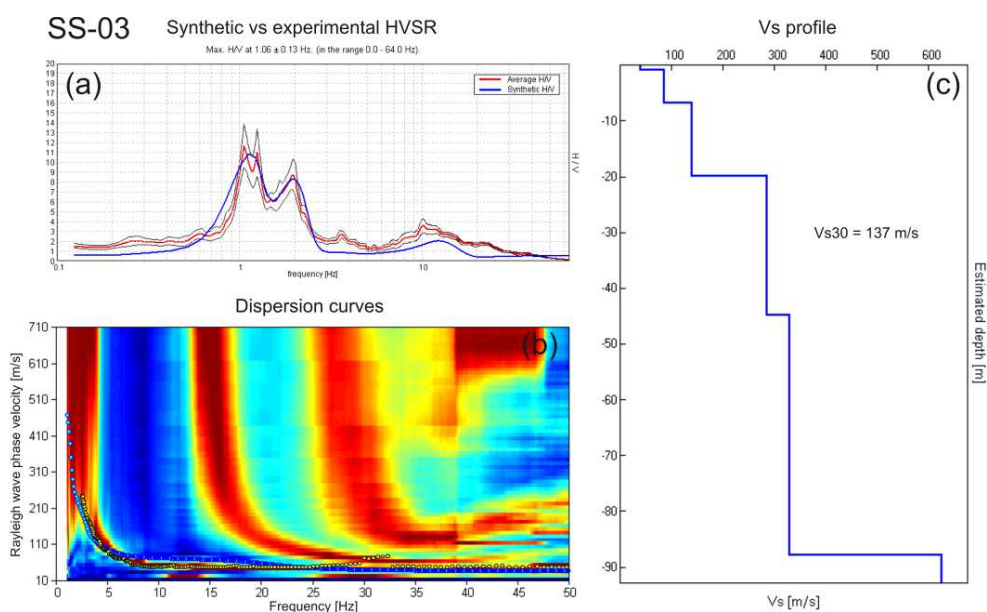


Slika 7 – Diagram odvisnosti amplitude od lastne frekvence vrhov HVSR krivulj za meritve mikrotremorjev v: severnem delu (levo) in južnem delu Ljubljane (desno). Povprečna vrednost je prikazana z debelejšo, standardni odklon s tanjšo črtkano linijo.



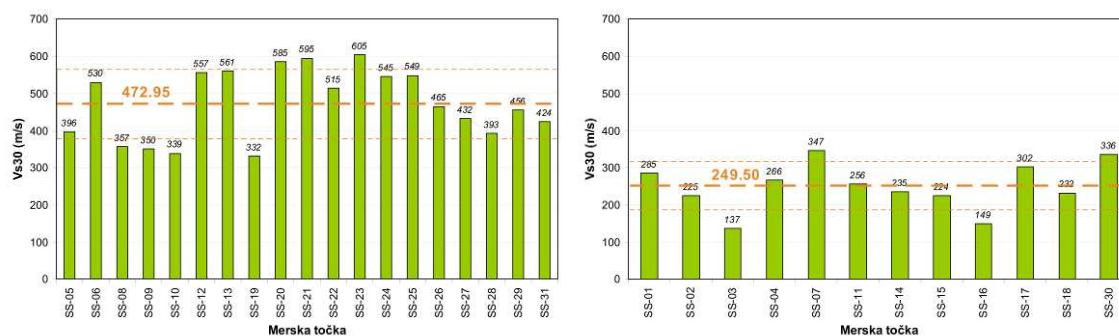
Slika 8 – Skupno modeliranje HVSR in disperzne krivulje za pridobitev profila hitrosti strižnega valovanja na lokaciji SS-06: (a) eksperimentalna HVSR krivulja v rdeči barvi (črni krivulji predstavljata 95 % interval zaupanja) in modelirana teoretična krivulja v modri barvi, (b) primerjava eksperimentalnega ReMi disperznega spektra (barvno kodirani močnostni spekter) in ESAC disperzne krivulje (rumeni krogi) s teoretično disperzno krivuljo (modri krogi), (c) pripadajoč vertikalni profil hitrosti strižnega valovanja.

Iz ReMi barvno kodiranega spektra za lokacijo, ki leži v južnem delu Ljubljane (Slika 9), se vidijo tako osnovna nihajna oblika disperzne krivulje in tudi dve višji nihajni obliki. Nasprotno ESAC krivulja podaja zgolj najdominantnejšo nihajno obliko, ki pa je večinoma osnovna nihajna oblika. Na podlagi pridobljenega hitrostnega modela smo izračunali povprečno hitrost strižnega valovanja v prvih 30 metrih, ki znaša 137 m/s.



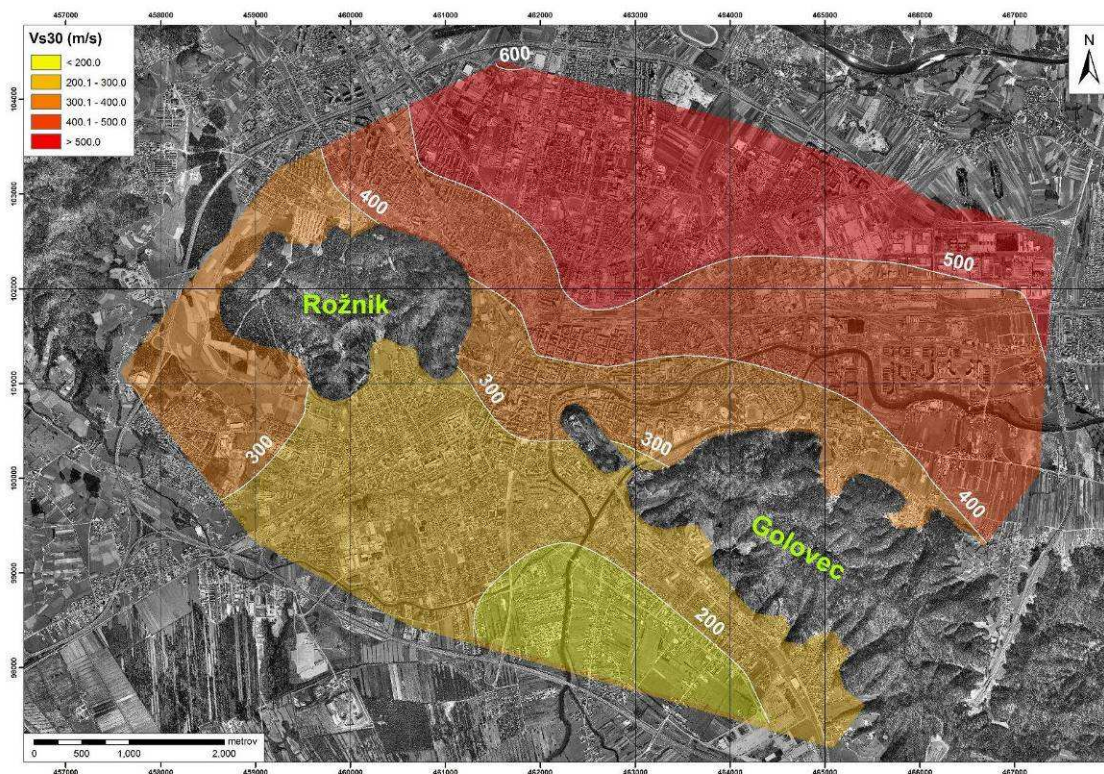
Slika 9 – Enako kot na Sliki 8, lokacija SS-03

Za večino rezultatov ploskovnih meritev je značilno, da fazna hitrost disperzne krivulje Rayleighjevi valov narašča z manjšanjem frekvence, kar kaže na zvezno večanje hitrosti strižnih valov z globino. Glede na pridobljene hitrostne profile lahko raziskovano območje razdelimo na dva dela, severni in južni del. V splošnem nižje seizmične hitrosti v južnem delu mesta ustrezajo mehkejšim kvartarnim sedimentom Barja, v severnem delu pa višje strižne hitrosti odražajo boljše seizmogeološke lastnosti pleistocenskih in holocenskih glaciofluvialnih sedimentov. Pomemben del te raziskave je določitev vrednosti parametra $V_{s,30}$, na podlagi katerega po EC8 klasificiramo tip tal (CEN, 2004). Vrednosti $V_{s,30}$ v severnem delu Ljubljane znašajo od 332 do 605 m/s, s srednjo vrednostjo $472,95 \pm 93,93$ m/s (Slika 10 levo). Za južni del Ljubljane so značilne nižje vrednosti, od 137 do 347 m/s, srednja vrednost pa znaša $249,50 \pm 64,56$ m/s (Slika 10 desno).



Slika 10 – Diagram pridobljenih $V_{s,30}$ vrednosti na posameznih merskih točkah severnega (levo) in južnega dela (desno) Ljubljane. Povprečne vrednosti so prikazane z debelejšo črtkano linijo, tanjše linije pa podajajo standardni odklon.

Na Sliki 11 je prikazana razporeditev vrednosti $V_{s,30}$ na osnovi interpolacije merjenih točk. Primerjava geološke karte (Slika 2) in karte razporeditve $V_{s,30}$ kaže na zelo dobro ujemanje. Nizke hitrosti v južnem delu ustrezajo mehkim jezerskim in rečnim kvartarnim sedimentom. Vrednosti $V_{s,30}$ se nato povečujejo v smeri proti severu, kjer prevladuje bolj tog material (pleistocenski in holocenski glaciofluvialni sedimenti).



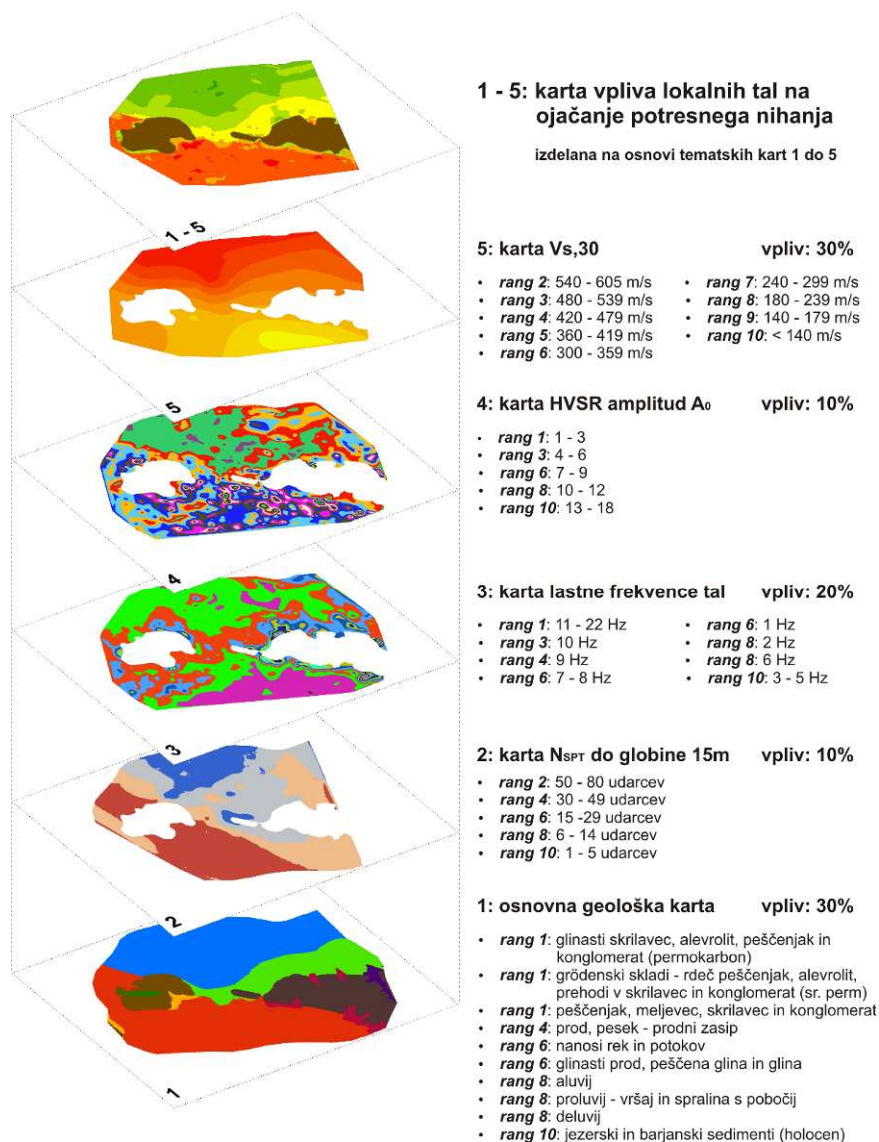
Slika 11 – Karta porazdelitve vrednosti $V_{s,30}$ na območju Ljubljane

Nadalje smo s poglobljeno prostorsko analizo relativno ovrednotili vpliv lokalnih tal na ojačanje potresnega nihanja. Končni sloj temelji na petih tematskih podatkovnih slojih, ki opredeljujejo posamezne lokalne geološke in seizmične pogoje ter posledično vpliv na ojačanje potresnega nihanja. Vsakemu tematskemu sloju smo določili utež oz. delež vpliva glede na preostale tematske sloje. Znotraj vsakega posameznega sloja pa smo vrednostim prav tako določili uteži, oz. jih glede na tveganje rangirali od 1 do 10, kjer višji rang ustreza večjemu tveganju (npr. nižjim hitrostim strižnih valov bomo določili višji rang). Rangirane vrednosti smo določili glede na klasifikacijo EC8, kjer vrsta tal A pomeni rang 1, vrsta tal S pa rang 10. Pri končnem sloju, ki predstavlja vpliv lokalnih tal na ojačanje potresnega nihanja, smo upoštevali naslednje tematske sloje:

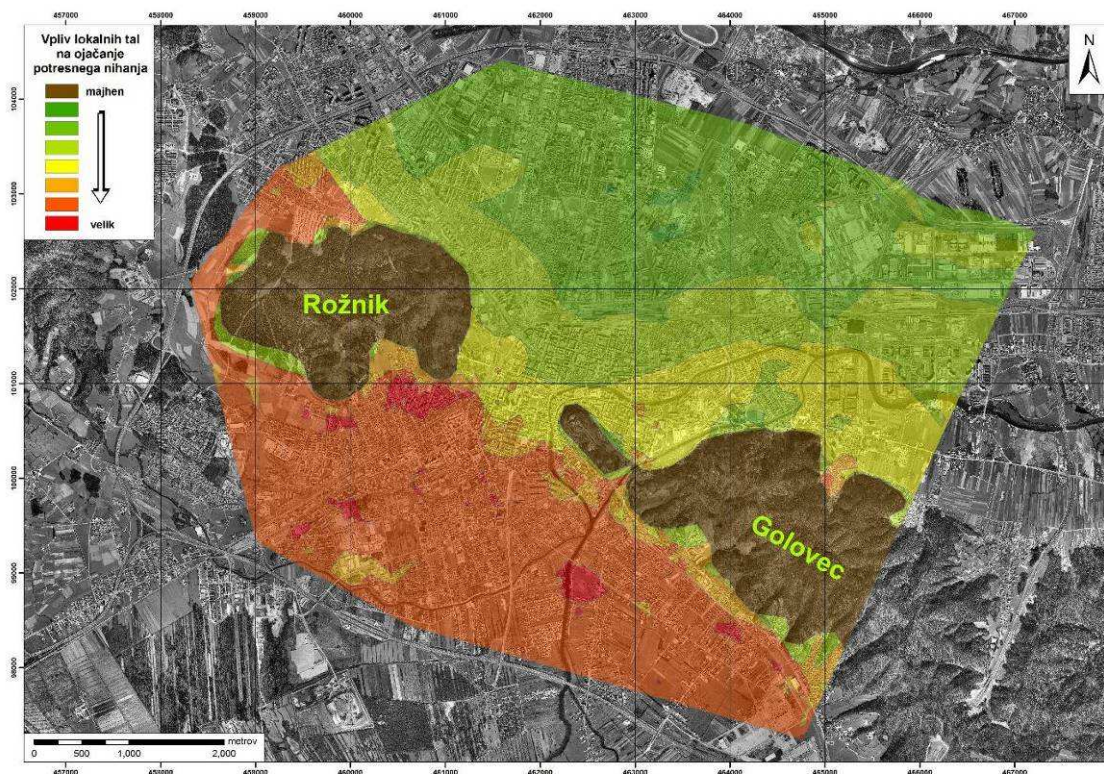
1. Sloj geološke zgradbe. Ker geološka zgradba predstavlja enega izmed osnovnih podatkov pri potresni mikrorajonizaciji, smo temu sloju določili 30 % vpliv.
2. Sloj povprečnih N_{SPT} vrednosti do globine 15 metrov. Nižje vrednosti N_{SPT} ustrezajo slabši vrsti tal po EC8 in imajo tako višji rang. Vpliv sloja je 10 %, saj so razpoložljive N_{SPT} vrednosti le do globine 15 metrov.
3. Sloj lastne frekvence tal. Rangiranje je narejeno z ozirom na resonančne frekvence stavb. Največji delež stavb v resonanci je v frekvenčnem območju 3 do 5 Hz (Gosar et al., 2010). Posledično smo temu območju določili najvišji rang. Ker je lastna frekvenca pomemben parameter za določitev ranljivosti stavb, smo ji pripisali 20 % vpliv.
4. Sloj amplitud HVSR vrhov, ki prikazuje lastno frekvenco tal. Amplituda HVSR vrha podaja grobo oceno ojačanja tal. Nižjim vrednostim zato ustreza nižji, višjim pa višji rang. Ker je vršna amplituda spektralnega razmerja mikrotremorjev le groba ocena spodnje meje ojačanja, smo temu sloju pripisali manjši vpliv (10 %).

5. Sloj hitrosti strižnih valov $V_{s,30}$. Prav povprečna strižna seizmična hitrost v vrhnjih 30 metrih pod površjem je eden izmed osnovnih parametrov, ki opredeljujejo vrsto tal oziroma faktor tal v standardu EC8. Zaradi navedenega je vpliv tega sloja višji ter znaša 30 %.

Vpliv posameznih slojev in rangirane vrednosti posameznih parametrov znotraj slojev so prikazani na Sliki 12, na Sliki 13 pa je prikazana končna karta vpliva lokalnih tal na ojačanje potresnega nihanja.



Slika 12 – Shematski prikaz kvalitativnega ovrednotenja posameznih tematskih slojev (levo); vrednosti končnega sloja so rezultat različnih deležev posameznih celic znotraj slojev. Delež vpliva glede na preostale tematske sloje in rangiranje vrednosti znotraj vsakega posameznega sloja (desno).



Slika 13 – Karta vpliva lokalnih tal na ojačanje potresnega nihanja na območju Ljubljane

Zaključek

Raziskave z metodo mikrotremorjev na prostem površju na območju Ljubljane so podale dobre podatke o lastni frekvenci nevezanih sedimentov, odloženih na skalni podlagi. Pri tem se je potrdila prednost uporabljene metode, ki za oceno lastne frekvence ne zahteva poznavanja debeline sedimentov in hitrosti strižnega valovanja v njih. Če bi želeli v podobno gosti mreži točk (več kot tisoč meritev) uporabiti za oceno lastne frekvence numerično modeliranje, bi to zahtevalo zelo obsežne, dolgotrajne in drage geofizikalne raziskave ter raziskovalno vrtnanje.

V sklopu opravljenih raziskav smo z analizami ploskovnih meritev pridobili tudi vrednosti hitrosti strižnega valovanja. Čeprav morda $V_{s,30}$ ni najprimernejši parameter za opredelitev potresnega odziva tal, je trenutno sestavni del številnih nacionalnih predpisov o potresno odporni gradnji. Kljub vsemu je ugotovljena prostorska porazdelitev $V_{s,30}$ na območju Ljubljane pomembna dopolnitev predhodne mikrorajonizacije (Zupančič et al., 2004), novi podatki pa v primerjavi z njo kažejo na celotnem raziskanem območju na boljše seizmogeološke pogoje, na splošno za eno stopnjo višjo vrsto tal po klasifikaciji EC8. Karta porazdelitve vrednosti $V_{s,30}$ (Slika 11), karta relativnega vpliva lokalnih tal na ojačanje potresnega nihanja (Slika 13) in rezultati predhodne mikrorajonizacije MOL se bistveno ne razlikujejo. Vse tri klasifikacije podajajo najboljše pogoje za celoten severni in severovzhodni del Ljubljane. Pogoji se nato slabšajo v smeri proti jugu. Severozahodni del Ljubljane, t. j. območje Kosez in območje, ki se razteza po zahodni strani Rožnika vse do Brda, kategoriziramo z vidika potresne nevarnosti za slabše. To ugotovitev podpira znana geološka zgradba tega območja, kjer so prisotni barjanski in jezerski sedimenti, ki se v tem delu razširjajo najseverneje. Svojevrsten seizmogeološki prostor je celotno območje južno

od Golovca in Rožnika, za katerega so značilni barjanski in jezerski sedimenti spremenljive debeline od 0 metrov, kjer izdanja kamninska podlaga, do preko 100 metrov. Glede na izdelano karto relativnega vpliva lokalnih tal na ojačanje potresnega nihanja je to območje klasificirano kot območje, kjer je pričakovati največje ojačanje potresnega nihanja zaradi lokalne geološke zgradbe.

Opravljenе raziskave prispevajo k določitvi ustreznih parametrov ojačanja potresnega nihanja tal na območju Ljubljane, ki jih predvideva standard za potresno odporno gradnjo EC8, dodatno pa so izdelane karte lastne frekvence nihanja tal, amplitude HVSR krivulj in karta vrednosti $V_{s,30}$ pomemben doprinos k poznavanju potresne nevarnosti ter ogroženosti mesta Ljubljane kot najbolj urbaniziranega območja Slovenije.

Literatura

- Aki, K. 1957.: Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35, str. 415–456.
- Arai, H., Tokimatsu, K. 2004: *S-Wave Velocity Profiling by Inversion of Microtremor H/V Spectrum*, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 94, no. 1, str. 53–63.
- Asten, M. W. 2001: The Spatial Auto-Correlation Method for Phase Velocity of Microseisms – Another Method for Characterisation of Sedimentary Overburden, *Earthquake Codes in the Real World*, Australian Earthquake Engineering Society, Proceedings of the 2001 Conference, Canberra, Paper 28.
- Baliva, F. 2006: *Profilo di velocità delle onde S dallo studio dei microtremori* [v italijanščini], doktorsko delo, Università degli Studi di Siena, 182 str.
- Bard, P.-Y. 1999: *Microtremor measurements: a tool for site effect estimation?*, *The Effects of Surface Geology on seismic motion*, Balkema, Rotterdam, str. 1251–1279.
- Ben-Menahem, A., Singh, S. J. 2000: *Seismic waves and sources*, 2nd Edition, Dover Publications, Inc. Mineola, New York, 1102 str.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P. Y., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J., Fäh, D. 2006: *H/V ratio: a tool for site effects evaluation, Results from 1D noise simulations*, *Geophysical Journal International*, vol. 167, no. 2, str. 827–837.
- CEN 2004: Eurocode 8, Design of structures for earthquake resistance - Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings, European Committee for Standardization.
- Gosar, A., Rošer, J., Šket Motnikar, B., Zupančič, P. 2010: Microtremor study of site effects and soil-structure resonance in the city of Ljubljana (central Slovenia), *Bulletin of Earthquake Engineering*, 8, 571–592.
- Grad, K., Ferjančič, L. 1974: Osnovna geološka karta 1: 100.000 – list Kranj. Geološki zavod Ljubljana.
- Lai, C. G., Wilmanski, K. 2005: *Surface Waves in Geomechanics: direct and inverse modelling for soils and rocks*, Springer, 385 str.
- Lapajne, J., Šket-Motnikar, B. in Zupančič, P. 2001: *Karta projektnege pospeška tal Slovenije, Potresi v letu 1999*, Ljubljana, str. 40–49.
- Louie, J. N. 2001: *Faster, Better: Shear-Wave Velocity to 100 Meters Depth from Refraction Microtremor Arrays*, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 91, no. 2, 347–364.
- Mencej, Z. 1989: *Prodni zasipi pod jezerskimi sedimenti Ljubljanskega barja*, *Geologija*, 31–32, Ljubljana, str. 517–553
- Micromed: Tromino 2005: Portable ultra-light seismic noise acquisition system, User's Manual, Treviso, 51 str.
- Micromed 2006: Grilla ver. 2.2, spectral and HVSR analysis, User's manual, Treviso, 47 str.
- Micromed 2007: An introduction to the H/V inversion for stratigraphic purposes, Treviso, 31 str.
- Micromed 2008: An introduction to the phase velocity spectra module in Grilla, Treviso, 16 str.
- Nakamura, Y. 2000: Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, 12WCEE, Auckland.

- Ohori, M., Nobata, A., Wakamatsu, K. 2002: *A Comparison of ESAC and FK Methods of Estimating Phase Velocity Using Arbitrarily Shaped Microtremor Arrays*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 92, no. 6, 2323–2332.
- Okada, H. 2003: *The Microtremor Survey Method*, Geophysical monograph series, no. 12, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 135 str.
- Premru, U. 1982: Osnovna geološka karta 1: 100.000 – list Ljubljana. Geološki zavod Ljubljana.
- Ribarič, V. 1982: *Seizmičnost Slovenije, katalog potresov 792 – 1981*, Seizmološki zavod SR Slovenije, 649 str.
- Rošar, J., Gosar, A. 2010: Determination of Vs30 for seismic ground classification in the Ljubljana area, Slovenia, Acta Geotechnica Slovenica, vol. 7, 61-76.
- SESAME, 2004: Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: measurements, processing and interpretation, http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Delivrables/Del-D23 HV_User_Guidelines.pdf.
- Thorson, J. R., Claerbout, J. F. 1985: *Velocity-stack and slant-stack stochastic inversion*, Geophysics, 50, 2727-41.
- Zupančič, P., Šket-Motnikar, B., Gosar, A., Prosen, T. 2004: *Karta potresne mikrorajonizacije Mestne občine Ljubljana, Potresi v letu 2002:32-54*.

