

# PROCJENA ODZIVA TLA MJERENJEM MIKROSEIZMIČKOG NEMIRA U GRADU VARAŽDINU

## ASSESSMENT OF SITE EFFECTS USING MICROTREMOR MEASUREMENTS IN VARAŽDIN CITY

Davor Stanko<sup>1\*</sup>, Stjepan Strelec<sup>1</sup>, Mario Gazdek<sup>1</sup>, Alen Filipović<sup>1</sup>, Nikola Kaniški<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Sveučilište u Zagrebu, Geotehnički fakultet, Hallerova aleja 7, Varaždin, HRVATSKA,

\*E-mail adresa oosobe za kontakt / e-mail of corresponding author: stankodavor@gmail.com

**Sažetak:** Na jačinu podrhtavanja tla na nekoj lokaciji za vrijeme potresa osim njegove magnitude i udaljenosti spomenute lokacije od epicentra potresa, utječu i efekti lokalnog tla. Prilikom širenja seizmičkih valova kroz tlo dolazi do amplifikacije (engl. amplification) seizmičke pobude od osnovne stijene (engl. bedrock) do površine tla (engl. surface ground). Metoda mjerenja mikro seizmičkog nemira, tzv. HVSR metoda (engl. Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio), u posljednja dva desetljeća pokazala se kao brza i jednostavna metoda za istraživanje odziva tla, tj. za određivanje rezonantne frekvencije tla i faktora amplifikacije. Mikro seizmički nemir može se definirati kao stalno podrhtavanje tla Zemlje uzrokovano prirodnim (vjetar, oceanski valovi, daleki potresi, ciklone i anticiklone) i umjetnim (promet, industrijski strojevi) izvorima. U ovom radu prikazan je princip metode mjerenja mikro seizmičkog nemira u procjeni odziva tla na području grada Varaždina. Rezultati mjerenja su uspoređeni s postojećim bušotinama u u gradu i izvan grada. Uočena je veoma jaka povezanost između geološke strukture i izmjerenih frekvencija i amplifikacija lokalnog aluvijalnog tla. HVSR metoda pogodna je za brzu i efikasnu procjenu rezonantne ili osnovne frekvencije tla  $f_0$  te procjenu amplifikacije  $HVSR(f) = A(f)$  u području niske seizmičnosti poput grada Varaždina. Procjena odziva lokalnog tla veoma je važno kod urbanog planiranja, procjene seizmički opasnih zona u gradskim područjima, za aseizmičko projektiranje, kao i za potencijalnu seizmičku procjenu obnove povijesnih građevina.

**Ključne riječi:** mikro seizmički nemir, odziv tla, rezonantna frekvencija tla, faktor amplifikacije, urbano planiranje

**Abstract:** A local site effect also affects intensity of soil vibration during an earthquake except of magnitude and epicenter distance from earthquake. When seismic wave propagates through soil, it comes to the amplification of seismic ground motion from bedrock to ground surface soil. In the last two decades, microtremor measurements method, e.g. HVSR (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio) has been showed as fast and simple method for assessment of local site effects, i.e. determination of resonant soil frequencies and soil amplification factors. Microseismic noise can be defined as a continuously Earth tremor caused by natural (wind, ocean waves, long earthquakes, cyclones and anticyclones) and artificial (traffic, industrial machines) sources. In this paper we demonstrate use of microtremor measurement method for assessment of local site effect in Varaždin city. Given results are compared to the existed boreholes inside and outside the city and a strong correlation have found between geological structure and measured frequencies and amplifications of local alluvial soil. HVSR method proved to be useful for fast and efficient assessment of resonant soil frequency  $f_0$  and soil amplification  $HVSR(f) = A(f)$  in an area of low seismicity like Varaždin city. Assessment of local site effects is very important for urban planning, assessment of seismic danger zones in city area, for aseismic building construction, and also for potential seismic evaluation of historical building retrofitting.

**Keywords:** microtremor, site effects, resonant frequency of soil, amplification factor, urban planning

Received: 05.05.2015 / Accepted: 28.05.2015

Published online: 19.06.2015

Pregledni rad / Review paper

## 1. UVOD

Na oštećenja nastala na nekoj lokaciji osim magnitude potresa i udaljenosti epicentra od potresa, utječu i efekti lokalnog tla, pri čemu dolazi do amplifikacije seizmičke pobude od osnovne stijene do površine tla. Primjer takvog utjecaja efekata lokalnog tla i same amplifikacije seizmičke pobude je veliki potres 1985. u Meksiku magnitude  $M_w = 8,3$  (slika 1). U tom potresu stradalo je više od 10 000 ljudi i nastala su oštećenja veća od 6 milijardi dolara. Područje s najvećim oštećenjima izgrađeno je na mekim aluvijalnim sedimentima prahistorijskog jezera udaljeno čak 400 km od epicentra potresa u Camposu. Zbog mekih površinskih sedimenata aluvijalnog tla došlo je do amplifikacije seizmičke pobude

što je uzrokovalo jako podrhtavanje tla, u odnosu na lokaciju izgrađeno od vulkanskih stijena gdje nije došlo do amplifikacije tla (Bard, 2011; Reiter, 1990). Ono što je zanimljivo, da se nekoliko kilometara dalje, na vulkanskim stijenama, potres jedva osjetio, bez ljudskih života i sa malo štete-prigušenje seizmičke pobude zbog udaljenosti.

Posljednjih nekoliko desetljeća u svrhu prevencije i zaštite od potresa definiranje seizmičkog hazarda i seizmičkog rizika postalo je standardno u prostornim i urbanističkim planovima. Kombinacijom seizmičko-geofizičko-geotehničko-geološkog istraživanja mogu se definirati parametri potrebni za protupotresnu gradnju, kao i za definiranje potencijalnih rizika oštećenja od potresa.

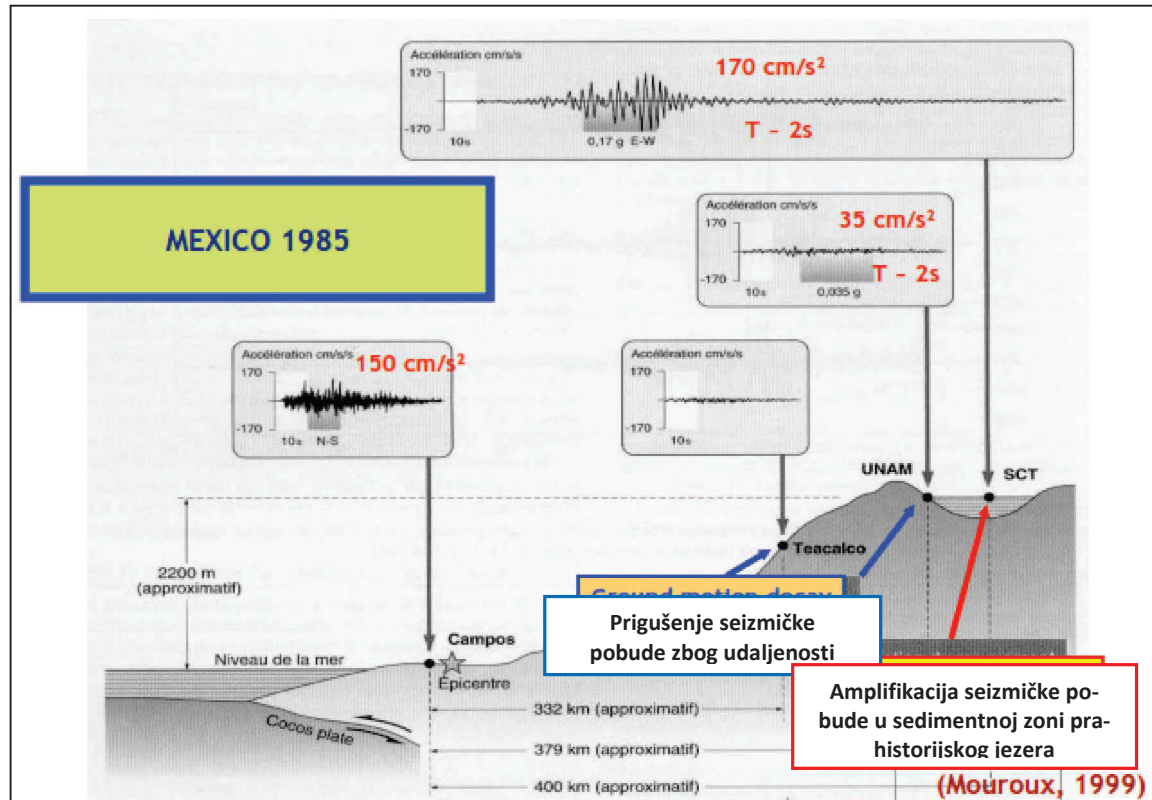
Procjena lokalnih uvjeta tla važna je da bi se odredile karakteristike gibanja površinskih slojeva tla uslijed djelovanja potresa.

Metoda mjerenja mikro seizmičkog nemira, tzv. HVSR metoda (engl. Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio), u posljednja dva desetljeća pokazala se kao brza i jednostavna metoda za istraživanje odziva tla, tj. za određivanje rezonantne vlastite (osnovne) frekvencije tla i faktora amplifikacija (Bard, 1998; Herak et al., 2011;

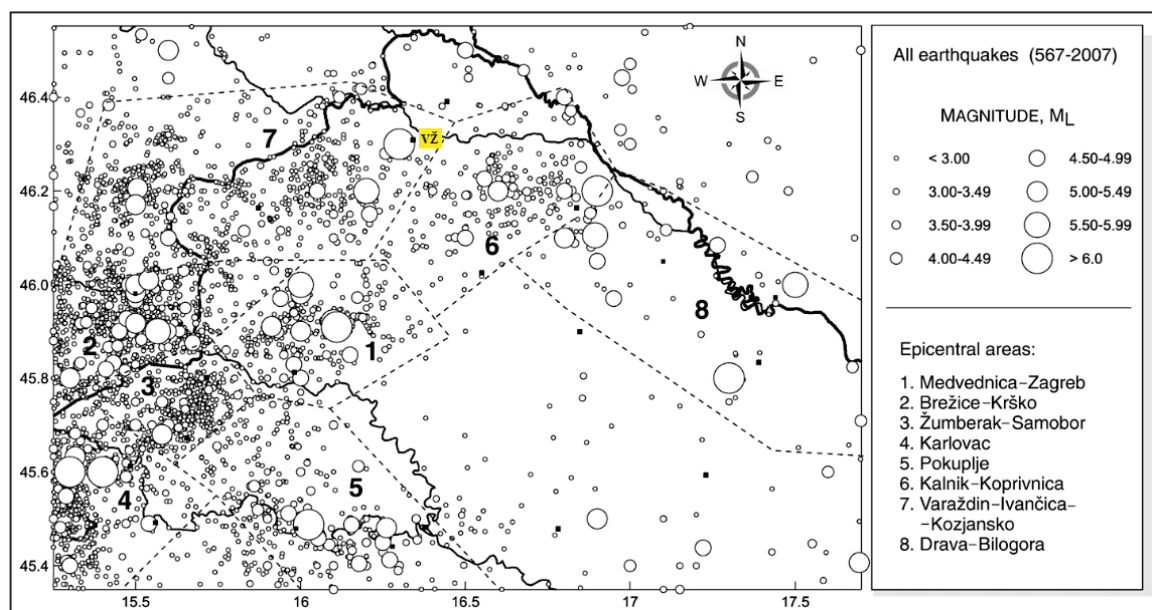
Gosar et al., 2007; Mucciarelli i Gallipolli et al., 2001; Nakamura, 1989; SESAME guidelines, 2004).

U ovom radu prikazani su rezultati mjerenja mikro seizmičkog nemira na području grada Varaždina. Dobiveni rezultati mjerenja uspoređeni su sa postojećim bušotinama u gradu.

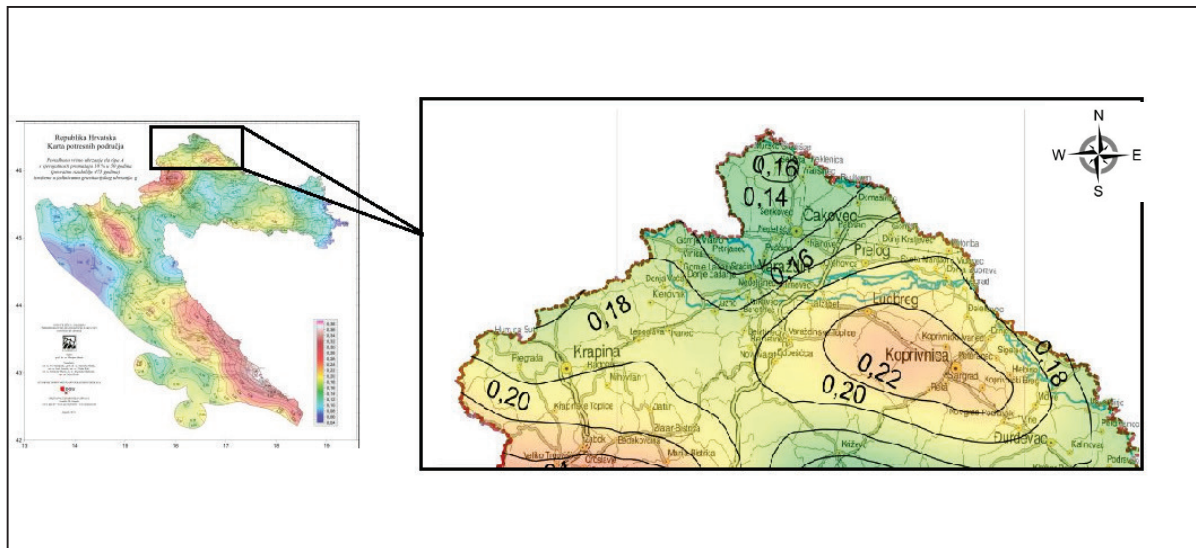
HVSR metoda mjerenja mikro seizmičkog nemira pogodna je za brzu procjenu odziva lokalnog tla u seizmički neaktivnim područjima.



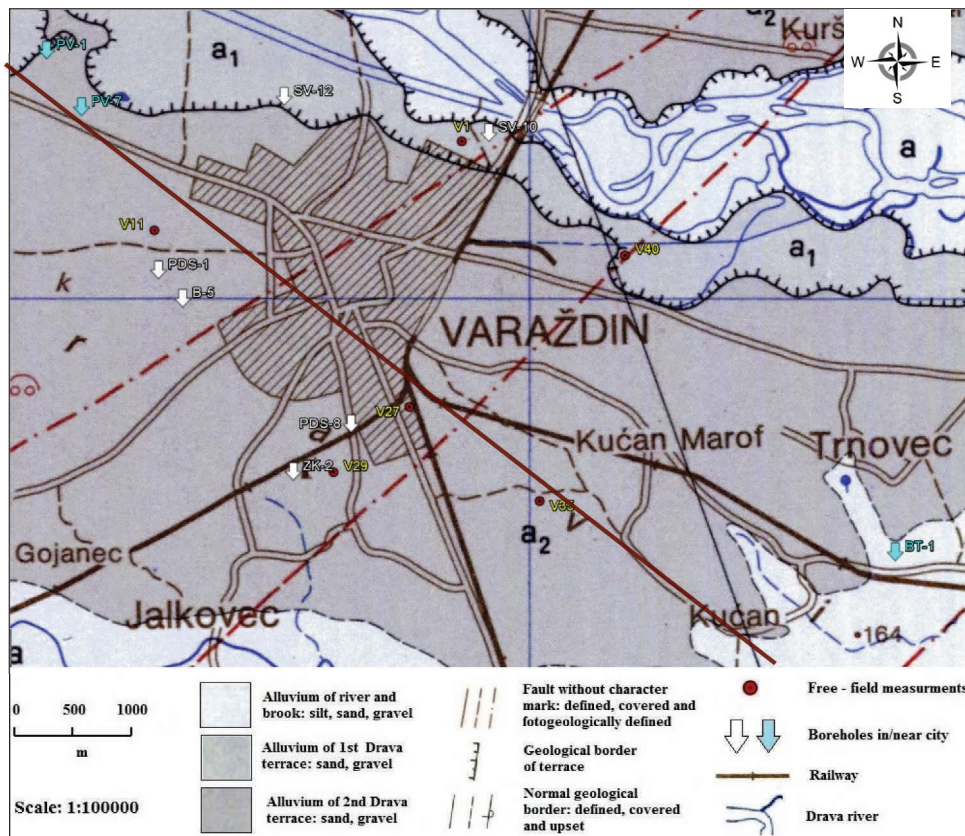
Slika 1. Primjer amplifikacije seizmičke pobude na potresu u Mexicu 1985.godine (preuzeto iz Bard, 2011)



Slika 2. Epicentri svih potresa (567-2007) prema katalogu potresa Republike Hrvatske. Epicentralno područje Varaždin-Ivančica-Kozjansko označeno je u legendi brojem 7. Grad Varaždin označen je žutom bojom (preuzeto iz Herak et al., 2009)



Slika 3. Poredbeno vršno ubrzanje tla tipa A s vjerojatnosti premašaja 10 % u 50 godina za povratno razdoblje 475 godina izraženo u jedinicama gravitacijskog ubrzanja g, (<http://seizkarta.gfz.hr>)



Slika 4. Geološka karta područja grada Varaždina zajedno sa točkama mjerenja mikro seizmičkog nemira i lokacijama bušotina (modificirano prema Šimunić i sur., 1982.god)

## 2. SEIZMOLOŠKO GEOLOŠKE KARAKTERISTIKE VARAŽDINA

Varaždin kao barokni grad ima puno povijesnih građevina koje su posebno osjetljive na podrhtavanja tla, kako od potresa, tako i od umjetno induciranih potresa s obzirom na povijesne načine gradnje i dotrajalost materijala s godinama.

U prošlosti grad Varaždin pogodilo je par jakih potresa, 1459 godine potresa intenziteta  $I_0=IX^0MCS$  (Mercalli-Calcani-Sieberg) i neidentificirani potres 1776 godine za kojeg se smatra da je bio uzrok velikog požara koji je uništio grad. U posljednja tri desetljeća blizu Varaždina dogodilo se nekoliko potresa: 16.3.1982 potres u Ivancu magnitude  $M_L=4,5$ ; 1.6.1993.g potres u Varaždinskim Toplicama magnitude  $M_L=4,7$ ; potres blizu Novog Marofa

7.12.2005.g magnituda  $M_L=3,6$ . Epicentralno područje Varaždin-Kozjansko-Ivančica zajedno sa epicentrima potresa SZ Hrvatske prikazani su na slici 2 (Herak et al., 2009).

Prema karti potresnih područja Republike Hrvatske (slika 3), poredbeno vršno ubrzanje tipa tla A za povratno razdoblje 475-godina iznosi 0,16g (Herak et al., 2011.).

Geologija područja grada Varaždina dobro je poznata zahvaljujući brojnim istraživanjima varaždinskog vodonosnika. Varaždinski vodonosnik zauzima krajnji zapadni dio heterogenih naslaga dravske doline. Geološki sastav površinskih naslaga u Varaždinskoj depresiji kao i južna rubna područja depresije istraživao je Šimunić et al. (1982) čiji rezultat je geološka karta prikazana na slici 4. U Varaždinskoj depresiji teško je odvojiti pliocenske naslage od kvartarnih, donjopleistocenskih naslaga. Sličnog su sastava. Većinom je to višestruka izmjena gline, šljunka i pijeska. Varaždinski vodonosnik izgrađen je od šljunka i pijeska vjerojatno srednje i gornjopliocenske, te holocenske starosti. U njima se rijetko pojavljuju sitnije frakcije (gline i prah) i to uglavnom kao tanke leće i proslojci u središnjim dijelovima. Vodonosnik je izdužen paralelno toku Drave, a debljina mu se povećava od zapada prema istoku.

Tektonski gledajući, Varaždinsko područje je pod utjecajem četiri rasjedna sustava (Duić i Urumović, 2007; Herak et al., 2009; Prelogović i Velić, 1988; Urumović et al., 1990): a) Dravski rasjed u smjeru NW-SE prikazan na geološkoj karti kao geološka granica širine 0,5-6 km, b) fotogeološki definirani rasjedi s pružanjem ENE-WSW prema Ivančici prikazani na geološkoj karti sa crtanim crvenim linijama, te c) Varaždinski rasjed pružanjem WNW-ESE (struktura Ormož-Varaždin).

### 3. LOKALNI UVJETI TLA

Efekte lokalnih uvjeta tla na određenim lokacijama za vrijeme potresa mogu uzrokovati puno veću štetu u odnosu na neki potres koji se dogodio u blizini, upravo zbog amplifikacije seizmičke pobude.

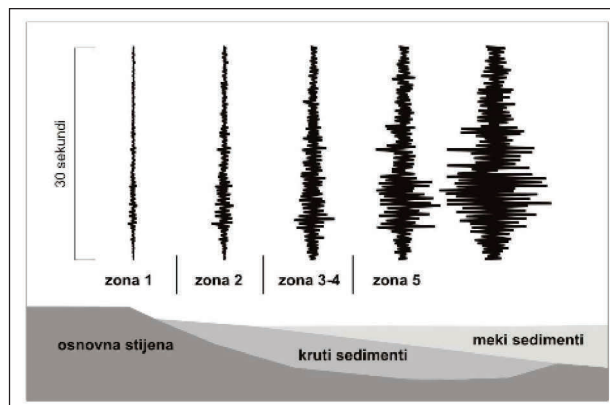
Primjer amplifikacije seizmičke pobude od osnovne stijene do površine tla prikazano je na slici 3 (Seville i Metcalfe, 2005). Meki sedimenti tla jače amplificiraju seizmičku pobudu od osnovne stijene, nego kruti sedimenti. Meki površinski sedimenti zarobljavaju seizmičku energiju (zbog očuvanja energije) zbog razlike u impedanciji između mekog površinskog sloja i osnovne stijene (engl. bedrock), te pri tom dolazi do amplifikacije seizmičke pobude, relacija 1 (Elnashi i Sarno, 2008).

$$A_0 = C = \frac{V_{\text{bedrock}} \cdot \rho_{\text{bedrock}}}{V_{\text{površina}} \cdot \rho_{\text{površina}}} \quad (1)$$

Impedancija tla je otpor titranju čestice tla ili stijene (Aki i Richards, 1980) i definira se kao umnožak gustoće tla i brzine širenja transverzalnih valova. Prolaskom seizmičkog vala kroz područje povećane površinske impedancije tla, otpor titranju čestice tla se također povećava, te dolazi do smanjenja amplitude seizmičkog vala, ili obrnuto, ako prolazi kroz područje smanjenja

površinske impedancije tla, dolazi do povećanja amplitude seizmičkog vala. Amplituda titranja (podrhtavanja) tla za vrijeme potresa može se povećati ili smanjiti ovisno o geološkoj strukturi tla (debljina sedimenata, dubina od osnovne stijene, razina podzemne vode) kroz koje seizmički valovi putuju.

Na amplifikaciju seizmičke pobude utječe i apsorpcija energije, tj. atenuacija ili prigušenje amplitude valova uzrokovana neelastičnošću i heterogenošću sustava.



Slika 5. Lokalni uvjeti tla – primjer amplifikacije seizmičke pobude od osnovne stijene do površine tla (prema Seville i Metcalfe, 2005).

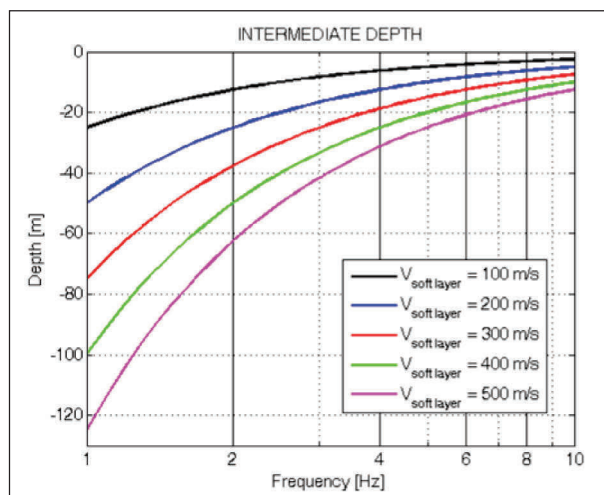
Pojava rezonancije događa se prilikom širenja seizmičkog vala u gornje površinske slojeve tla ili stijena pri čemu dolazi do pojave reverberacije seizmičkog vala. Maksimalna rezonancija događa se za valove čije su valne duljine četiri puta debljine ( $h$ ) sloja u kojem je seizmički val zarobljen. Za transverzalne valove ( $V_s$ ), frekvencija koja je najviše amplificirana, tj. vlastita ili rezonantna frekvencija  $f_0$  može se definirati:

$$f_0 = \frac{V_s}{4h} \quad (2)$$

Mnoga prijašnja istraživanja (Bard, 1998; Bonnefoy-Claudet et al., 2004; Gosar et al., 2007; Ibs-von Seht and Wohlenberg, 1999; Leyton et al., 2013) pokazala su jaku povezanost između površinske geologije i mikro seizmičkog nemira. Prema relaciji 2 može se odrediti dubina mekog površinskog sloja sedimenata iznad osnovne stijene uzimajući uz pretpostavku brzine transverzalnih valova  $V_s$  (slika 6).

Poznavanje rezonantne (osnovne ili vlastite) frekvencije osciliranja tla  $f_0$  i amplifikacije tla  $A_0$ , uz poznavanje vlastitih frekvencija građevina, može se procijeniti opasnost ugroženosti pojave rezonancije tlo – građevina za vrijeme potresa. Procjena lokalnih uvjeta tla stoga je veoma bitno prilikom definiranja parametara za protupotresnu gradnju i definiranje potencijalnih rizika oštećenja od potresa.

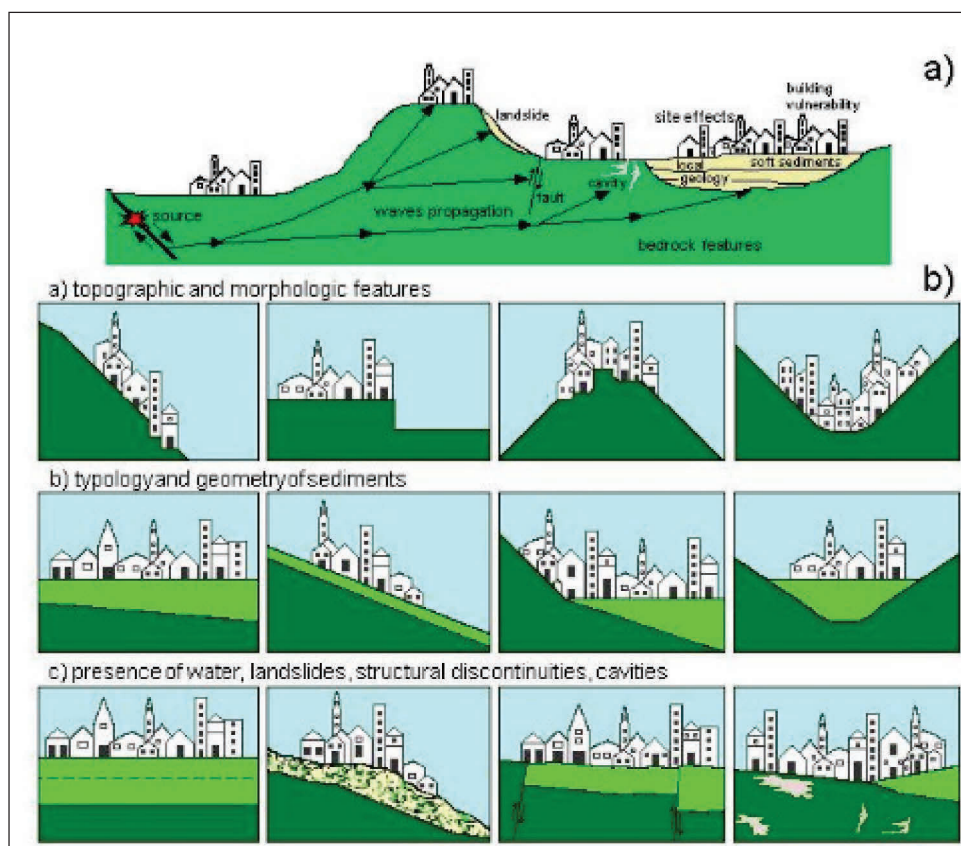
Na slici 7 prikazani su razni faktori lokalnih uvjeta tla koji mogu utjecati na rasprostiranje seizmičkog vala od izvora (epicentra) do površine tla: a) topografija i morfologija terena, b) tipologija i geometrija mekih sedimenata, c) prisutnost vode, klizišta, strukturnih diskontinuiteta i šupljina (Panzer et al., 2013).



Slika 6. Određivanje dubine sedimenata iznad osnovne stijene na temelju izmjerenih vlastitih frekvencija tla (preuzeto iz *Micromed: The short Tromino how to manual*)

#### 4. MIKROSEIZMIČKI NEMIR

Mikroseizmički nemir može se definirati kao stalno podrhtavanje tla Zemlje uzrokovano prirodnim (vjetar, oceanski valovi, daleki potresi, ciklone i anticiklone) i umjetnim (promet, industrijski strojevi) izvorima. Relativno niske frekvencije (0,1 do < 1 Hz) prirodnog su porijekla (engl. *microseismic*) – tzv. daleki izvori, dok više frekvencije (0,5 do > 10 Hz) imaju svoje porijeklo od ljudske aktivnosti (engl. *microtremor*) – tzv. bliski izvori. Valno polje koje uzrokuje pojavu mikro seizmičkog nemira može se objasniti pomoću prostornih (P-longitudinalni i S-transverzalni) i površinskih (R-Rayleigh i L-Love) valova. Nakamura, (1989, 2000) objašnjava mikro seizmički nemir rezonancijom prostornih S valova, dok Bard (1998) objašnjava to pomoću površinskih valova, tj. frekventnom ovisnošću eliptičnosti Rayleighevih valova. Bonnefoy-Claudet et al (2004) dali su zaključak da se valno polje mikro seizmičkog nemira sastoji i od prostornih i površinskih valova.



Slika 7. Primjer kako razni faktori lokalnih uvjeta tla mogu utjecati na rasprostriranje seizmičkog vala od izvora do površine tla (preuzeto iz Panzera et al., 2013)

Metoda mjerenja mikro seizmičkog nemira, tzv. HVSR metoda (engl. Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio), u posljednja dva desetljeća pokazala se brza i jednostavna metoda za istraživanje odziva tla, tj. za određivanje rezonantne frekvencije tla i faktora amplifikacije.

Nakamura (1989) definira rezonantni amplitudni HVSR vrh  $A(f)$  kao spektralni omjer horizontalnih komponenti ( $F_{NS}$  i  $F_{EW}$ ) i vertikalne komponente ( $F_V$ ) kao:

$$A(f) = HVSR(f) = \frac{\sqrt{F_{NS}(f) \times F_{EW}(f)}}{F_V} \quad (3)$$

Amplituda  $A(f)$  ovisna je o osnovnoj (vlastitoj) frekvenciji osciliranja sedimenata tla i pokazuje kolika je amplifikacija amplitude titranja površinskog tla u odnosu na osnovnu stijenu. Amplituda je ovisna o impedanciji tla između osnovne stijene i površinskih sedimenata tla.

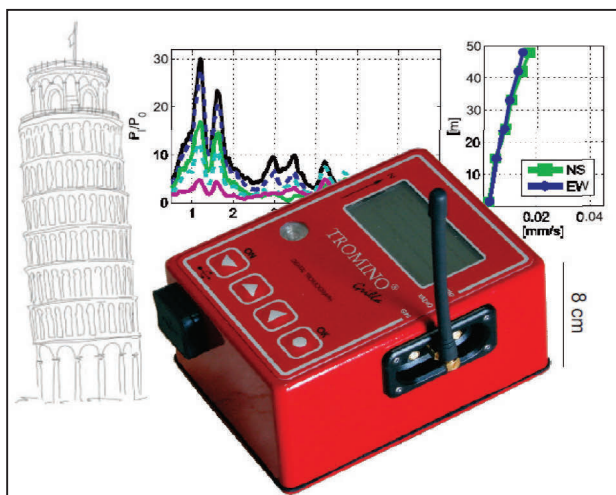
Na temelju mjerenja mikro seizmičkog nemira može se odrediti odziv lokalnog tla iskazan preko vlastite frekvencije tla  $f_0$  i spektralne amplitude  $HVSR(f) = A(f)$ . Prema slici 6 i relaciji 2 može se procijeniti dubina mekih sedimenata iznad osnovne stijene. Što su frekvencije sedimenata niže, to su meki slojevi deblji, i obrnuto, što su frekvencije više, slojevi su plići.

## 5. PRINCIP MJERENJA I ANALIZA MIKROSEIZMIČKOG NEMIRA

### 5.1. Princip mjerenja mikro seizmičkog nemira

Faktor amplifikacije  $A(f)$  i osnovna frekvencija  $f_0$  su osnovni parametri za definiranje i kvantificiranje dinamičkog odziva površinskih slojeva tla na seizmičku pobudu. Mjerenja se izvode na slobodnoj površini tla.

Mjerenja su izvršena instrumentom Tromino Engy (Micromed, Italija). Radi se o prijenosnom instrumentu vrlo male mase koji u istom kućištu sadrži trokomponentni visoko-osjetljivi seizmograf sa 10 kanala (3 kanala za mjerenje veoma slabih mikro seizmičkih oscilacija  $\pm 1,2$  mm/s, 3 kanala za mjerenje veoma jakih mikro seizmičkih oscilacija  $\pm 50$  mm/s, 3 kanala za mjerenja akceleracije tla  $\pm 4g$ , 1 analogni kanal za triger), A/D pretvornik, baterije za napajanje, GPS prijemnik signala točnog vremena, te 2 GB Flash-RAM memorije (slika 2). Frekvencije uzorkovanja mogu biti od 128 Hz do 1024 Hz na svim kanalima te 32768 Hz na dva kanala.



Slika 8. Prikaz Tromino ENGY uređaja (Micromed)

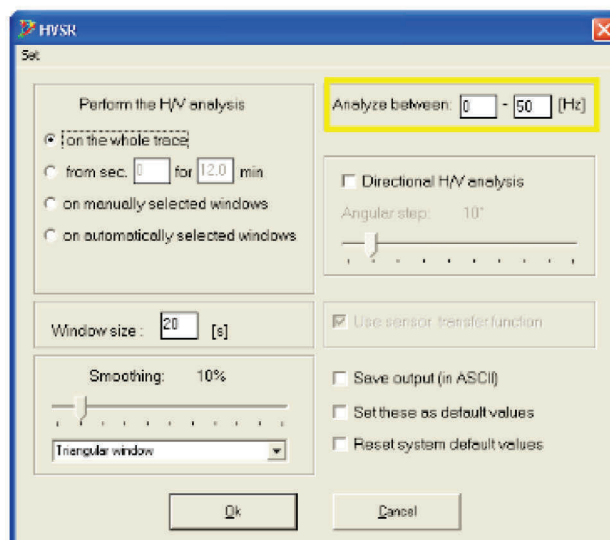
Uređaj se postavlja na slobodnu površinu (engl. free-field) izvan asfaltnih površina, ili na njihovoj granici kako bi se postigao što bolji kontakt sa tlom uz korištenje dugih šiljaka i preciznim niveliranjem. Pri svakom mjerenju uređaj je orijentiran u smjeru geografskog sjevera. Sva mjerenja uzrokovana su na 128 Hz sa duljinom snimanja od 20 minuta.

Područje obuhvaćeno mjerenjima na površini tla je cca. 15 km<sup>2</sup>. Točke mjerenja označena su na slici 6. Mjerne točke pažljivo su odabrane kako bi se izbjegli utjecaji jačih vibracija koja mogu doći od vjetera, visokih stabala

utjecaja zgrada, prometa, pješaka monokromatskih šumova (transformatori, industrijski pogoni), rijeka i slično. Mjerenja su posebno osjetljiva na vremenske uvjete, te se moraju izvoditi u uvjetima bez vjetera jer je potvrđeno da šumovi uzrokovani vjetrom značajno utječu na pouzdanost HVSR analize (Mucciarelli, 2001; SESAME, 2004).

### 5.2. Analiza mikro seizmičkog nemira

Osnovna priprema podataka i računanje HVSR – spektara napravljeni su računalnim programom Grilla (Micromed) (slika 9). Izmjereni vremenski nizovi mikro seizmičkog nemira tla (slika 10) razdijeljeni su u prozore trajanja od po 20 sekundi, te su uklonjeni oni prozori koji su bili tijekom mjerenja kontaminirani jakim tranzijentima (vjetar, pješaci, promet, industrijski izvor) (slika 11).

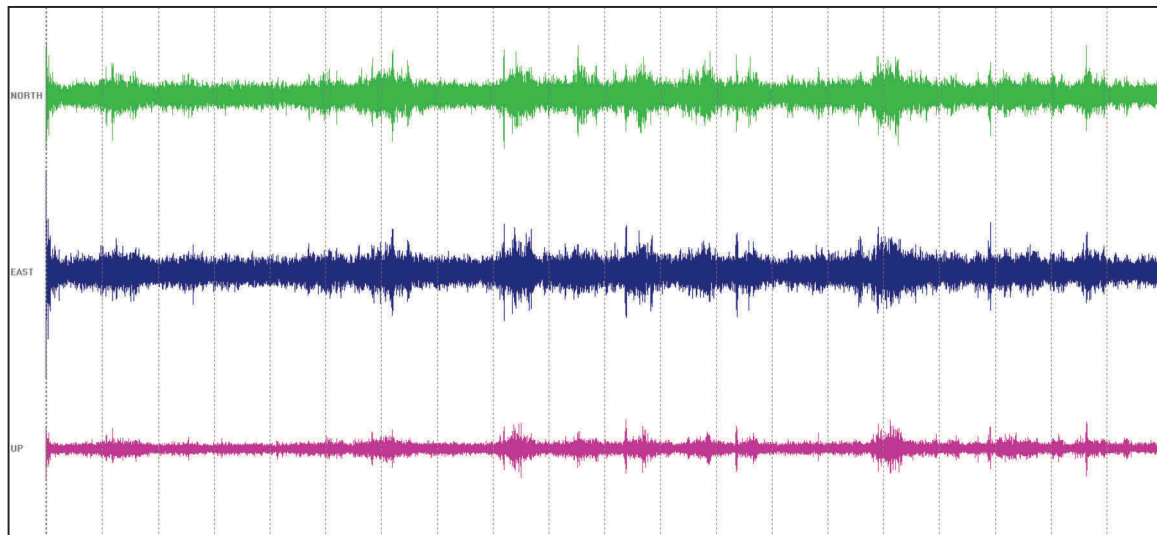


Slika 9. Grilla prozor za analizu (Micromed)

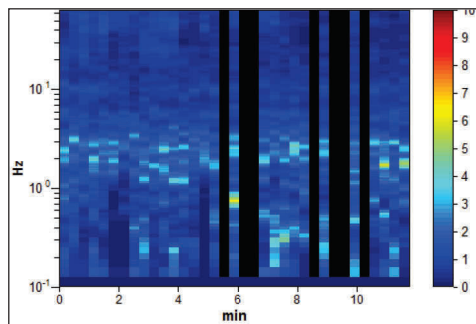
Za svaki prozor HVSR spektri su izračunati kao omjer srednjaka Fourierovih spektara (slika 11) dviju horizontalnih komponenti (NS i EW), te Fourierovog spektra vertikalne komponente (V). Ti su spektri usrednjeni, te naknadno izglađeni Konno-Ohmachi filtrom prema relaciji 3 (slika 12).

Nakon što su mjerenja mikro seizmičkog nemira analizirana te je dobivena  $HVSR(f)$  krivulja, potrebno je provjeriti da li dobivena rezonantna frekvencija tla zadovoljava statističke kriterije prema SESAME (2004) uputama koje su prikazane u Tablici 1. Prva tri kriterija prema SESAME (2004) tablici odnose se na relativnu duljinu vremenskih podjela kao funkcije frekvencijskog rezonantnog vrha  $f_0$ . Sva tri kriterija moraju biti zadovoljena.

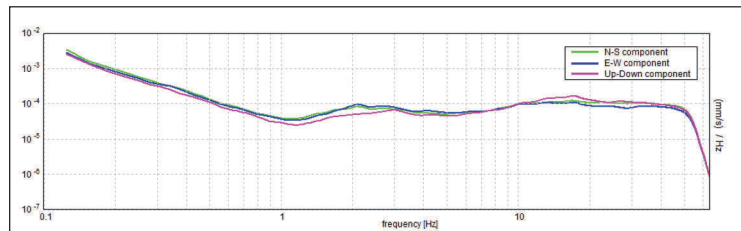
Ostalih 6 kriterija odnose se na statističku značajnost frekvencijskog vrha. Poželjno je da što više kriterija bude zadovoljeno, no čak i ako neki nisu zadovoljeni, ne mora nužno značiti da je HVSR krivulja pogrešna. Kod analiziranja mjerenja na čvrstoj osnovnoj stijeni u principu tih 6 kriterija ne bi zadovoljilo.



Slika 10. Primjer snimke mikro seizmičkog nemira u trajanju od 20 minuta po komponentama (NS, EW, V)



Slika 11. Uklonjene tranzijentne vibracije



Slika 12. Fourierov amplitudni spektar po komponentama

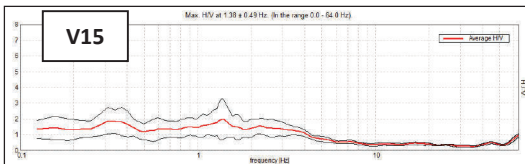
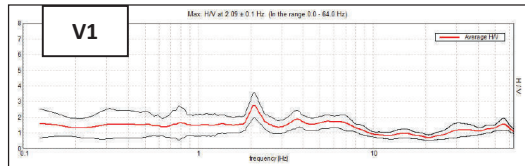
Tablica 1. SESAME (2004) kriteriji za provjeru HVSR(f)

<p><b>Criteria for a reliable H/V curve</b></p> <p>i) <math>f_0 &gt; 10 / l_w</math> <b>and</b></p> <p>ii) <math>n_c(f_0) &gt; 200</math> <b>and</b></p> <p>iii) <math>\sigma_A(f) &lt; 2</math> for <math>0.5f_0 &lt; f &lt; 2f_0</math> if <math>f_0 &gt; 0.5\text{Hz}</math> <b>OR</b> <math>\sigma_A(f) &lt; 3</math> for <math>0.5f_0 &lt; f &lt; 2f_0</math> if <math>f_0 &lt; 0.5\text{Hz}</math></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <math>l_w</math> = window length</li> <li>• <math>n_w</math> = number of windows selected for the average H/V curve</li> <li>• <math>n_c = l_w \cdot n_w</math>. <math>f_0</math> = number of significant cycles</li> <li>• <math>f</math> = current frequency</li> <li>• <math>f_{\text{sensor}}</math> = sensor cut-off frequency</li> <li>• <math>f_0</math> = H/V peak frequency</li> <li>• <math>\sigma_f</math> = standard deviation of H/V peak frequency (<math>f_0 \pm \sigma_f</math>)</li> <li>• <math>\varepsilon(f_0)</math> = threshold value for the stability condition <math>\sigma_f &lt; \varepsilon(f_0)</math></li> <li>• <math>A_0</math> = H/V peak amplitude at frequency <math>f_0</math></li> <li>• <math>A_{H/V}(f)</math> = H/V curve amplitude at frequency <math>f</math></li> <li>• <math>f^-</math> = frequency between <math>f_0/4</math> and <math>f_0</math> for which <math>A_{H/V}(f^-) &lt; A_0/2</math></li> <li>• <math>f^+</math> = frequency between <math>f_0</math> and <math>4f_0</math> for which <math>A_{H/V}(f^+) &lt; A_0/2</math></li> <li>• <math>\sigma_A(f)</math> = "standard deviation" of <math>A_{H/V}(f)</math>, <math>\sigma_A(f)</math> is the factor by which the mean <math>A_{H/V}(f)</math> curve should be multiplied or divided</li> <li>• <math>\sigma_{\log H/V}(f)</math> = standard deviation of the <math>\log A_{H/V}(f)</math> curve, <math>\sigma_{\log H/V}(f)</math> is an absolute value which should be added to or subtracted from the mean <math>\log A_{H/V}(f)</math> curve</li> <li>• <math>\theta(f_0)</math> = threshold value for the stability condition <math>\sigma_A(f) &lt; \theta(f_0)</math></li> <li>• <math>V_{s,av}</math> = average S-wave velocity of the total deposits</li> <li>• <math>V_{s,surf}</math> = S-wave velocity of the surface layer</li> <li>• <math>h</math> = depth to bedrock</li> <li>• <math>h_{min}</math> = lower-bound estimate of <math>h</math></li> </ul>				
<p><b>Criteria for a clear H/V peak (at least 5 out of 6 criteria fulfilled)</b></p> <p>i) <math>\exists f^- \in [f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f^-) &lt; A_0/2</math></p> <p>ii) <math>\exists f^+ \in [f_0, 4f_0] \mid A_{H/V}(f^+) &lt; A_0/2</math></p> <p>iii) <math>A_0 &gt; 2</math></p> <p>iv) <math>f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%</math></p> <p>v) <math>\sigma_f &lt; \varepsilon(f_0)</math></p> <p>vi) <math>\sigma_A(f_0) &lt; \theta(f_0)</math></p>					
<p><b>Threshold Values for <math>\sigma_f</math> and <math>\sigma_A(f_0)</math></b></p>					
Frequency range [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	$0.25 f_0$	$0.20 f_0$	$0.15 f_0$	$0.10 f_0$	$0.05 f_0$
$\theta(f_0)$ for $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\log \theta(f_0)$ for $\sigma_{\log H/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

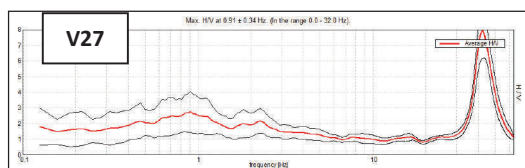
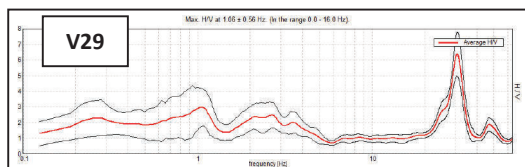
### 5.3. Rezultati mjerenja na površini tla

Rezultati mjerenja mikro seizmičkog nemira na području grada Varaždina prikazani su na slikama 13a-e. Analizirane *HVSR(f)* krivulje podijelili smo u pet grupa:

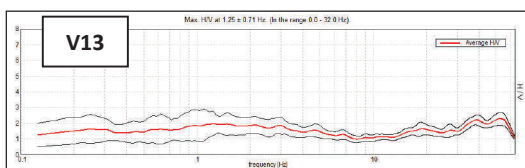
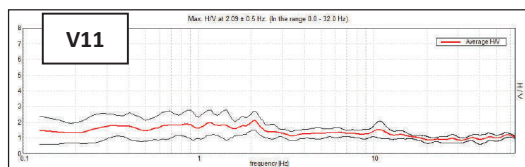
#### a) Jasni rezonantni HVSR(f) vrh



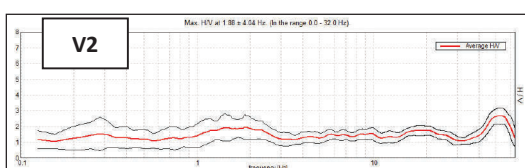
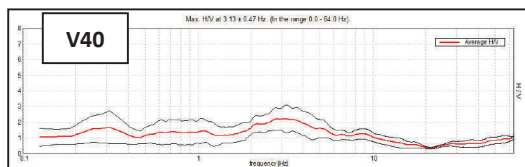
#### b) Slučaj pojave dva ili više HVSR(f) vrha



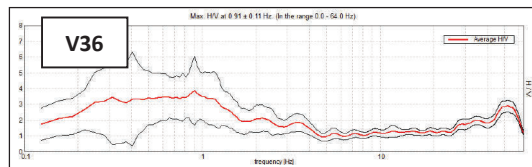
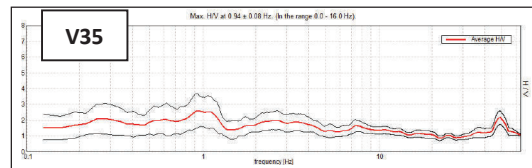
#### c) Ravni nisko-amplitudni HVSR(f) vrh



#### d) Široki HVSR(f) vrh



#### f) Nisko-frekventni HVSR vrh



Slika 13. Primjeri HVSR krivulja. Crvena krivulja označava HVSR(f). Crna krivulja označava standardnu devijaciju.

Slična zapažanja koje se odnose na strukturu frekvencije spektralnih vrhova i HVSR amplitude već je viđen u prijašnjim istraživanjima kao što su: Bard, (1998), Bonnefoy- Claudet, (2004) Gosar, (2007), Herak, (2011); Mucciarelli i Gallipoli, (2001), Nakamura, (1989); SESAME, (2004) i drugi, te su zaključci navedeni u skladu sa njihovim opažanjima.

Visoke ili niske frekvencije povezane su sa debljinom aluvijalnih sedimentnih naslaga iznad osnovne stijene ili čvrstih sedimenata. U aluvijalnim područjima, čvrsti sedimenti su uglavnom cementirani pijesak ili šljunak kod kojih su brzine transversalnih valova  $V_S$  veće nego u nadsluđu mekih sedimenata. Niske osnovne frekvencije tla ukazuju na deblje sedimente i/ili na iznimno meke materijale. Visoke osnovne frekvencije tla odgovaraju plitkim sedimentima.

Amplituda *HVSR(f)* povezana je sa amplifikacijom mekih sedimenata tla u odnosu na osnovnu stijenu (prema relaciji 1). Amplifikacija tla je u korespondenciji sa razlikom impedancije između slobodne površine tla i potpovršinske strukture. Niski amplitudni HVSR vrhovi odgovaraju manjim razlikama impedancije između površinskih sedimenata (pijesak i šljunak) i osnovne stijene. Visoki amplitudni HVSR vrhovi odgovaraju većim razlikama impedancije između mekih sedimenata i osnovne stijene ili čvrstih sedimenata.

Dva amplitudna HVSR vrha mogu upućivati na lateralnu heterogenost ili na promjenu debljine aluvijalnih slojeva. Prva niža frekvencija (osnovni mod) može ukazivati na deblji pješčani sloj, dok druga viša frekvencija (viši mod) može imati utjecaj lateralne heterogenosti površinske i potpovršinske strukture.

Kod slučaja pojave više HVSR vrhova, obično se govori o osnovnim modovima i višim modovima. Osnovni i viši modovi obično dolaze od potpovršinske kompleksne strukture. Kod pojave veoma niskih frekvencija (< 0,5 Hz) ili veoma visokih frekvencija, obično se radi o pojavi tranzijentnih vibracija (pješači, promet, industrijske smetnje i slično).

Ravni nisko-amplitudni HVSR vrhovi često upućuju na veoma malu razliku između impedancije površinskih sedimenata i osnovne stijene. Može biti pokazatelj osnovne stijene ili polucementiranih/polukonsolidiranih izdanaka i/ili čvrstih sedimenata iznad osnovne stijene. U



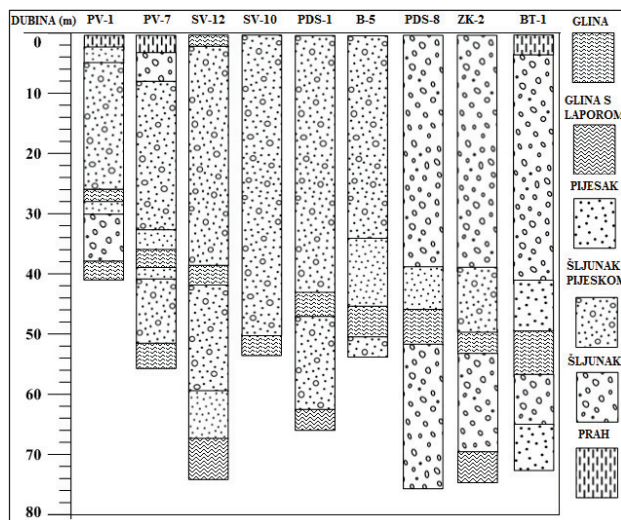
slučaju osnovne stijene, amplituda HVSR vrha bila bi oko  $HVSR(f) \approx 1$  (slika 13c).

Široki amplitudni HVSR vrhovi (širok frekvencijski raspon) često mogu odgovarati kompleksnosti potpovršinske strukture-nagnuti slojevi, diskontinuiteti ili tranzicijski slojevi između geoloških cjelina. Rasjedne zone također mogu utjecati na valno polje mikro seizmičkog nemira, a samim time i na rezultate mjerenja.

## 6. DISKUSIJA REZULTATA

Na temelju analize mikro seizmičkog nemira odredili smo odziv lokalnog tla iskazan preko vlastite frekvencije tla  $f_0$  i spektralne amplitude  $HVSR(f)=A(f)$ . Prema slici 6 i relaciji 2 može se procijeniti dubina mekih sedimenata iznad osnovne stijene. Što su frekvencije sedimenata niže, to su meki slojevi deblji, i obrnuto, što su frekvencije više, slojevi su plići.

Rezultati mjerenja mikro seizmičkog nemira uspoređeni su sa postojećim bušotinama u gradu Varaždinu i bližoj okolini (izvori bušotina: osobna komunikacija). Bušotine PV-1 i PV-7 (izvor: osobna komunikacija) se nalaze 2 km SZ od gradskog područja, a bušotina BT-1 nalazi se 5 km u smjeru JI iz gradskog područja (izvor: Geotehnički fakultet). Bušotine koje se nalaze u gradskom području su SV-12, SV-10, B-5 (izvor: Urumović, 1990), PDS-8 i ZK-2 (izvor: osobna komunikacija). Pojednostavljene bušotine su prikazane na slici 14.



Slika 14. Pojednostavljene bušotine smještene na području grada Varaždina

Bušotine PV-1, PV-7, PDS-1 i B-5 mogu se usporediti sa HVSR krivuljom V11 ( $f_0 = 2,09$  Hz,  $A(f) = 2,3$ ). Uz pretpostavku brzine transverzalnih valova za tipične pijeske-šljunke  $V_s \approx 200-300$  m/s, procijenjene dubine sedimenata iznose  $h(V11) \approx 24-36$  m. Možemo uočiti da procijenjena dubina odgovara dubini sloja gline debljine 2-3 m koja razdvaja gornji i donji sloj šljunka sa pijeskom. Donji sloj šljunka ponaša se kao čvrsti sediment sa brzinom transverzalnih valova  $V_s$  većom od gornjeg sloja. Iz tog razloga možemo i uočiti da amplifikacija nije toliko izražena

zbog male razlike impedancije između dva sloja šljunka sa pijeskom.

Bušotine PDS-8 i ZK-2 mogu se usporediti sa HVSR krivuljama V29 ( $f_0 = 1,06$  Hz,  $A(f) = 3,0$ ) i V27 ( $f_0 = 0,91$  Hz,  $A(f) = 2,8$ ). Uz pretpostavku brzine transverzalnih valova  $V_s \approx 200-300$  m/s, procijenjene dubine sedimenata iznose  $h(V29) \approx 47-70$  m i  $h(V27) \approx 55-82$  m. Ovdje također možemo uočiti veoma dobro slaganje izmjerenih frekvencija i geološke strukture. Pliće dubine odgovaraju sloju gline debljine 2-3 m koji razdvaja dva sloja šljunka, dok dublje dubine odgovaraju sloju gline sa laporom. Na obje HVSR krivulje možemo vidjeti da postoje dva moda – osnovni mod koji odgovara dubljim slojevima šljunka i viši mod koji je pod utjecajem pliće strukture šljunka sa pijeskom. Amplifikacije iznosi u oba slučaja  $A(f) \approx 3$  što opet ukazuje na manju razliku impedancija oba sloja – u ovom slučaju se odnosi na slojeve pijeska i šljunka.

Bušotine SV-10 i SV-12 možemo usporediti sa HVSR krivuljom V1 ( $f_0 = 2,09$  Hz,  $A(f) = 2,8$ ). Uz pretpostavku brzine transverzalnih valova  $V_s \approx 200-300$  m/s, procijenjene dubine sedimenata iznose  $h(V1) \approx 24-36$  m. U ovom slučaju dolazi do manjeg odstupanja procijenjene dubine za ovu HVSR frekvenciju, posebno za bušotinu SV-10 koja je puno bliže mjernoj točki V1 nego SV-12. Uzrok tome može biti neposredni utjecaj rijeke Drave na samo mjerenje mikro seizmičkog nemira, ali i utjecaj geološke strukture s obzirom da se mjerna točka V1 nalazi na geološkoj granici između aluvija rijeke i aluvija prve dravske terase. Mjerna točka V40 se nalazi par stotina metara od mjerene točke V1 i vidimo da su rezultati bitno različiti, tj. za tu točku sedimentni slojevi su još plići s obzirom da je frekvencija veća. Bušotina SV-12 se može usporediti i sa mjernom točkom V11 gdje se rezultati opet podudaraju. Opet možemo uočiti da amplifikacija nije visoka upravo zbog manje razlike impedancija gornjih i donjih slojeva šljunka sa pijeskom.

Bušotina BT-1 koja se nalazi JI od gradskog područja može se usporediti sa mjernom točkom V35 koja pokazuje nisku frekvenciju V1 ( $f_0 = 0,94$  Hz,  $A(f) = 2,7$ ). Uz pretpostavku brzine transverzalnih valova  $V_s \approx 200-300$  m/s, procijenjene dubine sedimenata iznose  $h(V1) \approx 53-80$  m. Opet možemo uočiti dobro slaganje sa bušotinom i geološkom strukturom promatranog područja.

U svim primjerima možemo uočiti dobro slaganje dva sloja: plići mekši sedimentni sloj i dublji čvršći sedimentni sloj kojeg razdvaja sloj gline debljine 2-3m. Očito je da se taj sloj gline zajedno sa dubljim slojevima šljunka sa pijeskom ponaša kao refraktor za valno polje mikro seizmičkog nemira.

## 7. ZAKLJUČAK

Metoda mjerenja mikro seizmičkog nemira ili HVSR (spektralni omjer horizontalnih i vertikalne komponente) metoda pokazala se kao metoda koje daje dobru procjenu rezonantne ili osnovne frekvencije tla  $f_0$  te procjenu amplifikacije  $HVSR(f) = A(f)$  u području niske seizmičnosti grada Varaždina.

Na temelju mjerenja mikro seizmičkog nemira i usporedbe rezultata mjerenja sa postojećim bušotinama u gradu i izvan grada, mogli smo uočiti veoma jaku

povezanost između geološke strukture lokalnog tla i izmjerenih frekvencija i amplifikacija.

HVSR metoda je u prednosti pred ostalim geofizičkim metoda (SASW, MASW, ReMI, seizmička refrakcije/refleksija, ERT) upravo zbog brze neinvazivne procjene lokalnih uvjeta tla preko osnovne frekvencije i amplifikacije tla. Izvodeći mjerenja u dosta gustoj mreži točaka mjerenja mogu se veoma brzo procijeniti seizmički opasna zona u gradskim područjima. Prednost ove metoda osim brzine izvođenja i interpretacije rezultata mjerenja jesu i samo troškovi izvođenja mjerenja kao i niska cijena samih mjerenja.

Naizgled jednostavna i brza metoda koja vuče svoje korijene iz seizmologije, može ujedno i biti veoma komplicirana bez poznavanja kako metoda radi, što sve može utjecati na rezultate mjerenja, te načinu analiziranja rezultata i povezivanje istih rezultata sa geološkim i tektonskim strukturama promatranog područja.

Varaždin kao barokni grad ima puno povijesnih građevina koje su posebno osjetljive na podrhtavanja tla, kako od potresa, tako i od umjetno induciranih potresa s obzirom na povijesne načine gradnje i dotrajnost materijala s godinama.

S obzirom na potresnu povijest na području Varaždinskog područja, kombinacijom seizmičko-geofizičko-geotehničko-geološkog istraživanja mogu se definirati parametri potrebni za protupotresnu gradnju, kao i za definiranje potencijalnih rizika oštećenja od potresa, ali i u svrhu zaštite i obnove povijesnih građevina.

## 8. LITERATURA

- Aki, K., Richards, P.G., 2009. Quantitative Seismology. University Science Book, California
- Bard, P.-Y., 1998. Microtremor measurements: A tool for site effect estimation? Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Yokohama, Japan, 3. pp. 1251-1279
- Bard, P.-Y., 2011. Ground Shaking site effects. International Training Course 2011 on „Seismology, Seismic Dana Analysis, Hazard Assessment and Risk Mitigation“, Potsdam, October 4-6
- Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, J., Kristek, M., Ohrnberger, M., Wathélet, P.-Y., Bard, D., Fäh, P., Moczo, F., Cotton, 2004. Simulation of seismic ambient vibrations: I. H/V and array techniques on canonical models. 13th world conference in Earthquake Engineering, Vancouver, Paper # 1120
- Duić, Ž., Urumović, K., 2007. Utjecaj legradskog praga na hidrogeološke značajke u području Koprivnice. Rudarsko-geološko-naftni zbornik, vol.19, pp. 1-10
- Elnashi, A.S., Di Sarno, L., 2008. Fundamentals of Earthquake Engineering. Wiley. UK
- Gosar, A., 2007. Microtremor HVSR study for assessing site effects in the Bovec basin (NW Slovenia) related to 1998 Mw 5.6 and 2004 Mw 5.2 earthquakes. Engineering Geology, vol. 91, pp. 178-193
- Herak, D., Herak, M., Tomljenović, B., 2009. Seismicity and earthquake focal mechanism in North-Western Croatia. Tectonophysics, vol. 465, pp. 212-220
- Herak, M., 2011. Overview of recent ambient noise measurements in Croatia in free-field and in buildings. Geofizika, vol. 28, pp. 21-40
- Herak, M., Allegretti, I., Herak, D., Ivančić, I., Kuk, V., Marić, K., Markušić, S., Sović, I., 2011. Seismic hazard map of Croatia for a 475-year return period (<http://seizkarta.gfz.hr/>)
- Ibs-von Seht, M., Wohlenberg, J., 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. Bulletin of the Seismological Society of America., vol. 89, no.1, pp. 250-259
- Leyton, F., Ruiz, S., Sepulveda, S.A., Contreras, J.P., Rebolledo, S., Astroza, M., 2013. Microtremor's HVSR and its correlation with surface geology and damage observed after the 2010 Maule earthquake (Mw 8.8) at Talca and Curico, Central Chile. Engineering geology, vol. 161, pp. 26-33
- Mucciarelli, M., Gallipoli M.R., 2001. A critical review of 10 years of microtremor HVSR technique. Bolletino di geofisica teorica es applicate, vol. 42, n. 3-4, pp. 255-266
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Quarterly Report Railway Tech. Res. Inst., vol. 30-1, pp. 25-30
- Nakamura, Y., 2000. Clear identification of the fundamental idea of Nakamura's method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface and its applications, Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand
- Panzer, F., Lombardo, G., D'Amico, S., Galea, P., 2013. Speedy Techniques to Evaluate Seismic Site Effects in Particular Geomorphologic Conditions: Faults, Cavities, Landslides and Topographic Irregularities (chapter 5). InTech, pp. 102-138
- Prelogović, E., Velić, J., 1988. Kvartarna tektonska aktivnost u zapadnom dijelu Dravske potoline. Geološki vjesnik, vol. 41, pp. 237 – 253
- Reiter, L., 1990. Earthquake Hazard Analysis. Columbia Univeristy Press, New York
- 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-D23HV\\_User\\_Guidelines.pdf](http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Delivrables/Del-D23HV_User_Guidelines.pdf)
- Seville, E. and Metcalfe, J., 2005. Developing a Hazard Risk Assessment Framework for the New Zealand State Highway Network. Land Transport New Zealand, Report no. 276. pp. 80
- Šimunić A., Pikija M., Hećimović I., 1982. Osnovna geološka karta SFRJ, Varaždin M 1: 100000. HGI Zagreb, Sav. geol. zavod, Beograd
- Urumović, K., Hlevnjak, B., Prelogović, E., 1990. Hidrogeološki uvjeti varaždinskog vodonosnika, Geološki vjesnik, vol. 43, pp. 149-115