

MIKROTREMORJI – METODA ZA OCENJEVANJE VPLIVA LOKALNE GEOLOŠKE ZGRADBE NA POTRESNO NIHANJE TAL IN RANLJIVOSTI OBJEKTOV

Microtremors – a method for assessing the effects of local geological structure on seismic ground motion and building vulnerability

Andrej Gosar* UDK 550.34.01

Povzetek Abstract

Številni potresi v zadnjih desetletjih so pokazali, da je bil vpliv lokalne geološke zgradbe na potresno nihanje tal pogosto podcenjen in so bili učinki potresa večji od pričakovanih. Posebej nevarno je, kadar sta lastna frekvenca nihanja tal in objekta podobni in pride do resonance. Med metodami za ocenjevanje tovrstnih vplivov se je v zadnjem desetletju zelo uveljavila uporaba mikrotremorjev. Metoda temelji na meritvah ambientnih vibracij naravnega in umetnega izvora s trikomponentnim senzorjem. Spektralno razmerje med zapisom mikrotremorjev na vodoravni in navpični komponenti podaja lastno frekvenco mehkih sedimentov, ki so odloženi na skalni podlagi. Z meritvami v zgradbah ocenjujemo njihovo osnovno frekvenco nihanja v vzdolžni in prečni smeri in tako določimo območje povečane ranljivosti. S primerjanjem kart lastne frekvence sedimentov in meritev v zgradbah lahko naredimo kvantitativno mikrorajonizacijo urbanih območij in določimo območja, kjer obstaja nevarnost resonance med tlemi in objekti. Raziskave z metodo spektralnega razmerja mikrotremorjev izvajamo v Sloveniji v okviru mednarodnega projekta programa NATO Znanost za mir. Z meritvami v zelo gosti mreži točk 200 m krat 200 m bomo izdelali novo mikrorajonizacijo območja Ljubljane. V Bovški kotlini, kjer so bili vplivi lokalne geološke zgradbe na učinke potresov 1998 in 2004 zelo izraziti, smo z meritvami mikrotremorjev ugotovili, da so nekatere relativno hude poškodbe posledica resonančnih učinkov med tlemi in objekti. Na območju Ilirske Bistrice, ki je med potresno najdejavnejšimi v Sloveniji, se je prav tako pokazalo, da je večina objektov, poškodovanih ob močnejših potresih, v frekvenčnem območju nihanja tal, ki se ujema s frekvenčnim območjem največje ranljivosti objektov.

Several earthquakes in recent decades have shown that the impact of local geological structure (site effects) on seismic ground motion was often underestimated; the effects of the earthquake were therefore greater than expected. The situation in which both the fundamental frequencies of sediments and structures are similar and resonance occurs is particularly dangerous. Methods of assessing the effects of local geology have included the use of microtremors in the last decade. The method is based on measurements of ambient vibration of natural and artificial origin with a three-component sensor. The spectral ratio between the records on horizontal and vertical components gives the fundamental frequency of soft sediments deposited over hard bedrock. By measurements taken inside buildings, the main building frequency in longitudinal and transverse directions and, consequently, the range of increased vulnerability, is determined. Comparison of the fundamental frequency map of sediments and measurements inside buildings allows quantitative microzonation of urban areas and the identification of areas in which there is a danger of soil-structure resonance. Microtremor investigations are carried out in Slovenia within the framework of an international project of the NATO Science for Peace programme. A new microzonation of Ljubljana will be performed with measurements in a very dense grid of 200 m x 200 m. In the Bovec basin, where site effects were very prominent during the damaging 1998 and 2004 earthquakes, we found out that relative high damage to some buildings and areas was caused by soil-structure resonance effects. In Ilirska Bistrica, which is one of the most seismically active regions in Slovenia, we also established that most buildings damaged during major earthquakes are located in areas characterised by the fundamental frequency of soil coinciding with the range of the fundamental building frequencies.

* Doc. dr., Ministrstvo za okolje in prostor, ARSO, Urad za seizmologijo in geologijo, Dunajska 47, Ljubljana, andrej.gosar@gov.si

Uvod

V zadnjih dveh desetletjih je seizmologija močno napredovala pri razumevanju vpliva lokalne geološke zgradbe na nihanje tal in na učinke potresov. Vzrok za to so nekateri potresi, pri katerih so bili lokalni učinki zelo izraziti, predvsem pa razvoj novih metod za njihovo vrednotenje. Najbolj znan je primer potresa leta 1985 magnitude 8,1, ki je katastrofalno prizadel Mexico City (10.000 mrtvih, 6 milijard dolarjev škode), čeprav je bilo žarišče potresa ob tihomorski obali Mehike oddaljeno od mesta kar 400 km (Reiter, 1990). Do posebej močnega ojačenja nihanja tal v območju frekvenc, ki so rušilne za visoke (5 do 15 nadstropne) zgradbe, je prišlo le v predelu mesta, ki je zgrajen na sedimentih izsušenega jezera. Učinki potresa le nekaj kilometrov stran, kjer so tla iz magmatskih kamnin, pa so bili zanemarljivi. Podobno je potres magnitude 7,1 leta 1908 na Siciliji porušil 95 % zgradb v Messini (več kakor 82.000 mrtvih), medtem ko so bile zgradbe, zgrajene na trdni skali, le malo poškodovane. Potres leta 1985 v Kalamati (Grčija) s slike 1 kaže, da se lahko med številnimi enakimi zgradbami porušijo le nekatere, pri čemer zelo verjetno ne gre za razlike ali nepravilnosti v gradnji, ampak je to lahko posledica velikih razlik v lastni frekvenci tal na zelo majhni razdalji. Zato lahko pride do resonance med tlemi in zgradbo na zelo omejenem območju.

Tudi pri obeh potresih v Posočju leta 1998 in 2004 lahko velike razlike v poškodbah objektov na območju Bovca, Kala-Koritnice, Čezsoče, Drežnice in Drežniških Raven pripišemo le delno različni kakovosti gradnje in zato različni potresni odpornosti objektov, precej večji pa je bil domnevno vpliv ojačenja potresnih valov v sedimentih in resonanci med tlemi in objekti. To so potrdile

tudi raziskave, opravljene po obeh potresih (Gosar in sod, 2001; Gosar, 2007). Razlike v porazdelitvi poškodb pri obeh potresih kažejo tudi na vpliva usmerjenosti potresnega pretrga in zmanjšanja potresne odpornosti objektov pri drugem potresu (Lapajne, 2005), ki pa še nista dovolj raziskana.

Regionalne (državne) karte potresne nevarnosti zaradi velikega merila ne morejo upoštevati vplivov lokalne geološke zgradbe, zato je količina (intenziteta ali pospešek), ki opredeljuje potresno nevarnost, ocenjena za trdno geološko podlago (skalo). Lokalne vplive kažejo karte potresne mikrorajonizacije, ki na območjih z mehkejšimi sedimenti na površju (na takih je zgrajena večina še posebej večjih naselij) dopolnjujejo karto potresne rajonizacije. Za posebne objekte (šole, bolnice, elektrarne itd.), katerih porušitev ali poškodba bi imela hude posledice, je pred gradnjo treba opraviti posebne študije. Metode mikrorajonizacije so se v zadnjih petdesetih letih precej spreminjale od kvalitativnih do vedno bolj kvantitativnih. Dolgo časa so mislili, da zadostuje podrobna geološka karta, s katero ločimo sedimente glede na njihovo trdoto in če je mogoče tudi glede na debelino ter ocenimo t. i. prirastek seizmične stopnje, ki pokaže, za koliko bo intenziteta na neki lokaciji večja kakor na primerjalnih skalnih tleh. Sledile so metode, ki so uporabljale vsaj en količinski podatek. Običajno je bila to hitrost širjenja strižnega valovanja v vrhnjih nekaj desetih metrih, kar so določili z razmeroma dragimi seizmičnimi meritvami. Številni potresi so pokazali, da učinki niso odvisni le od lastnosti tal, v katerih je objekt temeljen, ali zgornje plasti debeline nekaj deset metrov, ampak da pogosto na nihanje tal vplivajo vsi sedimenti do skalne podlage. Zaradi tega spoznanja so se razvile številne kvantitativne metode vrednotenja vpliva lokalne geološke zgradbe.



Slika 1. Porušitev le ene zgradbe med številnimi enakimi je predvsem posledica resonančnih učinkov med sedimenti in zgradbo. Potres leta 1985 v Kalamati (Grčija).

Figure 1. The collapse of only one out of several identical buildings was caused mainly by resonance effects between sediments and building. Kalamata earthquake in 1985 (Greece).

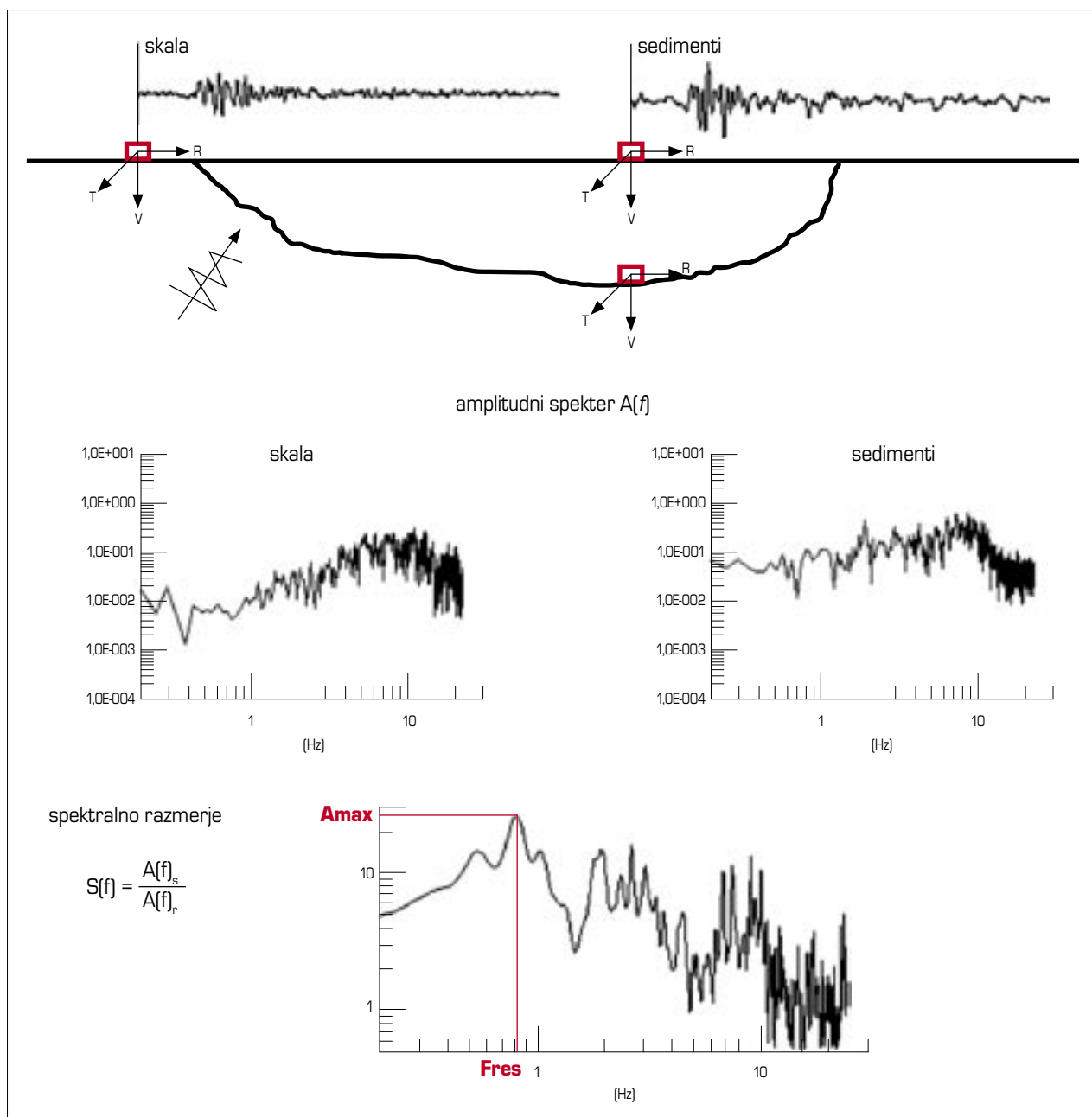
Metode vrednotenja vpliva lokalne geološke zgradbe na nihanje tal ob potresu

Kakšno bo nihanje tal v neki točki na površju zaradi potresa, je odvisno: a) od žariščnih lastnosti potresa (magnituda; žariščni mehanizem, ki pove, kako potresna energija seva iz žarišča potresa), b) od regionalne geološke zgradbe, ki jo potresni valovi prepotujejo, in c) od vplivov lokalne geološke zgradbe in mehkejših sedimentov na skalni podlagi. Ko se potresno valovanje približuje površju in prehaja iz trših kamnin v mehkejše sedimente, se amplituda (premik, hitrost ali pospešek) nihanja spremeni v odvisnosti od razlike v akustični impedanci (zmnožek hitrosti valovanja in gostote) in se poveča v mehkejših, manj gostih sedimentih. Poleg tega prihaja na mejah kamnin z večjo razliko v akustični impedanci tudi do nastanka površinskih valov in do ujetja valovanja v površinski plasti. Zato so amplitude in trajanje nihanja tal v dolinah in kotlinah, zapolnjenih s sedimenti, znatno večje kakor na skali na njihovem obrobju (Kramer, 1996).

Metoda referenčne točke

Najboljše podatke o tem, za koliko je nihanje tal na sedimentih močnejše kakor na skali, lahko dobimo, če postavimo en seizmograf na skalo v bližini roba kotline ali doline, enega ali več seizmografov pa na različne lokacije na sedimentih (slika 2) in čakamo, da se zgodi potres, ki pa mora biti dovolj oddaljen, da lahko vpliv žarišča in regionalne poti zanemarimo (Borcherd, 1970). S primerjavo zapisov na sedimentih in na skali in z izračunom razmerja njihovih amplitudnih spektrov v frekvenčni domeni dobimo zelo dobre podatke o tem, za koliko nihajo tla močnejše na sedimentih pri različnih frekvencah. Če imamo na raziskovanem območju vrtno skozi sedimente do skalne

podlage, lahko namestimo tudi poseben seizmometer na njenem dnu in primerjamo njegov zapis potresa s potresnim zapisom seizmometra na površju (slika 2). Kljub temu, da daje metoda referenčne točke zelo dobre podatke, ima nekaj večjih pomanjkljivosti (Pitilakis, 2004). Prva je, da moramo na območjih, kjer je malo potresov, postaviti seizmografe za zelo dolgo časa in potem čakati, da se bo zgodil primeren potres. Druga je, da navadno nimamo na voljo dovolj velikega števila seizmografov, ki bi jih lahko postavili na različne lokacije, in je število točk, kjer lahko meritve izvedemo, navadno precej omejeno. Tretja pomanjkljivost je, da je pogosto težko najti dobro referenčno lokacijo, kjer ni nobenih lokalnih vplivov (preperina na površju, vpliv topografije).



Slika 2. Metoda referenčne točke, pri kateri primerjamo zapis potresa v kotlini, zapolnjeni s sedimenti, z zapisom na skali na obrobju ali v podlagi sedimentov (Pitilakis, 2004).

Figure 2. The reference point method is based on comparison of a seismogram recorded within the sedimentary basin with one recorded at an outcropping rock site or at the bedrock of sediments.

Metoda spektralnega razmerja

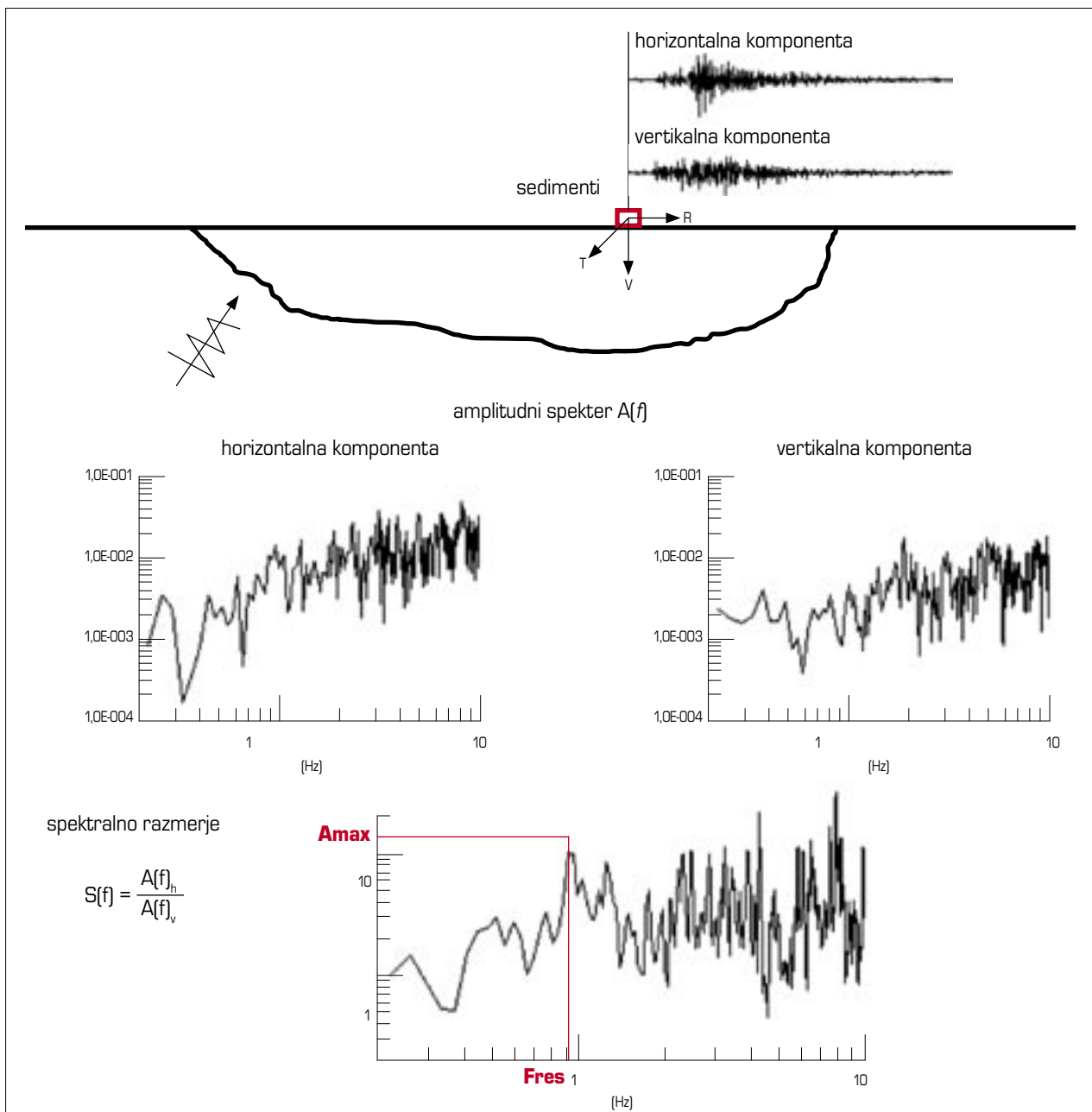
Če ni na voljo ustrezne referenčne točke, se lahko temu problemu izognemo z uporabo metode spektralnega razmerja med vodoravno in navpično komponento potresnega zapisa na eni sami točki (Lermo in Chavez-Garcia, 1993). Osnovna predpostavka te metode je, da je na območjih, kjer so plasti vodoravne na navpični komponenti seizmičnega zapisa ne zaznamo nobenega vpliva lokalne geološke zgradbe, ki pa je prisoten na obeh horizontalnih komponentah (slika 3).

Skupna pomanjkljivost obeh metod je, da moramo na območjih z zmerno potresno dejavnostjo, kakršna je

tudi Slovenija, običajno čakati precej dolgo, da dobimo primeren zapis potresa za analizo. Zato so se v zadnjih dveh desetletjih uveljavile tudi druge metode, zlasti metoda mikrotremorjev.

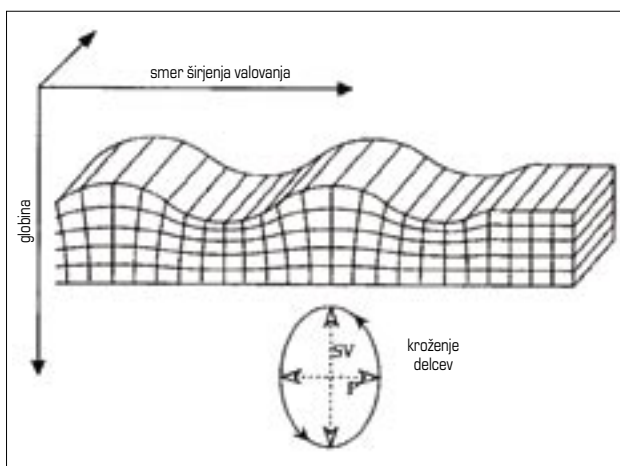
Metoda mikrotremorjev

Mikrotremorji pomenijo stalno šibko tresenje tal, ki ga ustvarjajo naravni in civilizacijski dejavniki. Naravne vibracije povzročajo morski valovi, ki butajo ob obalo, reke, slapovi in veter; umetne pa predvsem industrija in promet. Čeprav so že prej domnevali, da so lastnosti mikrotremorjev povezane z lokalno geološko zgradbo,



Slika 3. Metoda spektralnega razmerja med zapisom potresa na horizontalni in vertikalni komponenti na eni sami potresni opazovalnici, postavljeni na sedimentih (Pitilakis, 2004).

Figure 3. Method of spectral ratio between horizontal to vertical components of an earthquake recorded at a single seismological station lying on sediments.



Slika 4. Rayleighjevi potresni valovi so glavna komponenta mikrotremorjev. Delci krožijo po elipsi v navpični ravnini.

Figure 4. Rayleigh seismic waves are the main component of microtremors. The particle motion is elliptical in a vertical plane.

sta šele Nogoshi in Igarasi (1971) predlagala metodo, pri kateri iz spektralnega razmerja med horizontalno in vertikalno komponento zapisa mikrotremorjev določimo lastno frekvenco sedimentov. Kljub temu se metoda v praksi ni uveljavila do leta 1989, ko je Nakamura (1989) objavil članek, zaradi katerega nekateri metodo imenujejo po njem. Metoda mikrotremorjev je v bistvu enaka zgoraj opisani metodi spektralnega razmerja, le da namesto podatkov potresa uporabimo kar seizmični nemir, kar bistveno poveča mersko učinkovitost, saj lahko v kratkem času izvedemo meritve na velikem številu lokacij, kar prej ni bilo mogoče (Bard, 1999). Kljub nekaterim kritikam se je zato metoda v zadnjih petnajstih letih v praksi zelo uveljavila in ji večina priznava uspešnost. Zanimivo je, da teoretično ozadje te metode še vedno ni povsem pojasnjeno in obstojata vsaj dve različni razlagi povezave spektralnega razmerja vodoravne in navpične komponente mikrotremorjev z lastno frekvenco sedimentov. Prav to in pa dejstvo, da dolgo ni bilo enotnega pristopa k izvedbi meritev in njihovi obdelavi, pa so bili glavni argument kritikov te metode (Mucciarelli in Gallipoli, 2001). Ko so v okviru evropskega projekta SESAME zelo podrobno raziskali vse okoliščine uporabe mikrotremorjev in izdelali smernice za pravilno izvedbo, obdelavo in vrednotenje meritev (SESAME, 2004), je bilo zaradi očitnih prednosti tovrstnih raziskav njenih nasprotnikov čedalje manj.

Teoretično ozadje spektralnega razmerja mikrotremorjev

Razlaga Nogoshija in Igarasija (1971) temelji na predpostavki, da sestavljajo mikrotremorje večinoma površinski seizmični valovi, in sicer predvsem Rayleighjevi valovi. Za te valove je značilno precej zapleteno nihanje delcev tal, ki opisujejo eliptično pot v navpični ravnini (slika 4). V seizmologiji so površinski valovi zelo pomembni, ker imajo večje amplitude od sicer hitrejših prostorskih valov in

zato ob potresu povzročijo največ škode. Iz predpostavke Nogoshija in Igarasija (Bard, 1999) izhaja:

- spektralno razmerje horizontalne in vertikalne komponente (H/V) odraža predvsem eliptičnost Rayleighjevih valov, ki prevladujejo v vertikalni komponenti zapisa;
- eliptičnost je odvisna od frekvence valovanja;
- razmerje H/V je odvisno od smeri kroženja delcev pri Rayleighjevem valovanju; pri nizkih frekvencah valovanja je smer kroženja nasprotna smeri širjenja valovanja, pri visokih frekvencah je enaka smeri širjenja, v ozkem vmesnem območju, ki ustreza lastni frekvenci sedimentne plasti, pa nihanje delcev v navpični smeri izgine, kar se odrazi v izrazitem povečanju razmerja H/V ; to se zgodi pri veliki razliki v akustični impedanci med plastjo sedimentov na površju in skalno podlago.

Razlaga Nakamure (1989; 2000) temelji na predpostavki, da se v mehki plasti sedimentov vpliv površinskih valov tako zmanjša, da ga lahko zanemarimo in je zato spektralno razmerje H/V odvisno le od prostorskih, predvsem horizontalno polariziranih strižnih (SH) valov, ki se ujamejo v površinski plasti in zato odražajo predvsem na horizontalnih komponentah, na vertikalni komponenti po skoraj nič. Spektralno razmerje H/V tako neposredno pomeni prenosno funkcijo sedimentov za S-valove.

V poznejših modelnih raziskavah so se precej ukvarjali z deležem površinskih in prostorskih seizmičnih valov v spektralnem razmerju H/V in dali prednost razlagi z Rayleighjevimi valovi (Bonneyfoy-Claudet in drugi, 2006).

Raziskave z mikrotremorji

Meritve

Za meritve mikrotremorjev lahko uporabljamo običajne širokopasovne trikomponentne senzorje in seizmografe, ki jih sicer uporabljamo v seizmologiji za beleženje potresov. Izkazalo se je, da so kabli, s katerimi povežemo senzor, seizmograf in vir napajanja, pogosto vir mehanskih in električnih motenj. Dodatna težava je dolg čas, ki ga po premikanju ali prevozu potrebujejo seizmološki senzorji, da se umirijo in so pripravljeni na meritve. Zato na Uradu za seizmologijo in geologijo uporabljamo šest seizmografov Tromino (slika 5) italijanskega proizvajalca Micromed, ki so bili razviti posebej za meritve mikrotremorjev. Pri njih so vsi deli, elektrodinamični senzor, registrator in napajalne baterije, vgrajeni v skupno ohišje. Težav s povezovalnimi kabli zato ni, zaradi majhne teže 1,1 kg pa je celotna naprava lahko prenosljiva.

Zelo pomemben je dober stik sensorja s tlemi in njegov horizontalni položaj. Zato ima Tromino dva kompleta različno dolgih konic, ki jih privijemo v dno ohišja, in libelo. Za določitev položaja in sinhronizacijo notranje ure ima vgrajen sprejemnik GPS. Meritev na posamezni točki običajno traja 20 minut, kar omogoča analizo podatkov



Slika 5. Seizmograf za meritve mikrotremorjev Tromino.

Figure 5. Tromino seismograph for measurement of microtremors.



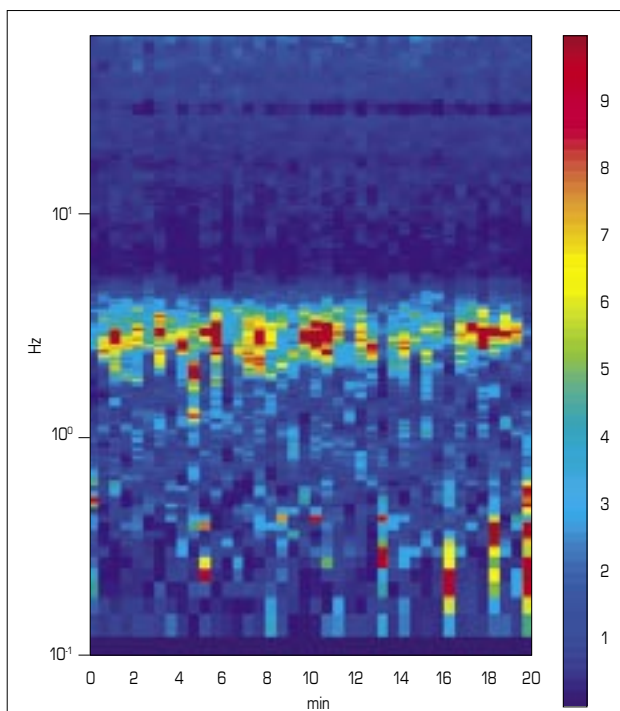
Slika 6. Seizmični zapis mikrotremorjev na dveh vodoravnih (S-J in V-Z) in vertikalni (U-D) komponenti.

Figure 6. Seismic record of microtremors on two horizontal (N-S in E-W) and a vertical (U-D) component.

do frekvence okoli 0,5 Hz, ki je tudi spodnja meja za vgrajen senzor. Če želimo izdelati karto lastne frekvence sedimentov, je priporočljivo izvajati meritve v mreži z gostoto od 200–250 m. Pri meritvah se moramo izogibati močnejšemu vetru, dežju, bližini rek, industrijskim obratom in prometnejšim cestam, ki vnašajo preveč nezaželenih tresljajev. Zato se izogibamo tudi gozdu in posameznim drevesom, ker se nihanje dreves v vetru preko korenin prenaša v tla.

Obdelava podatkov

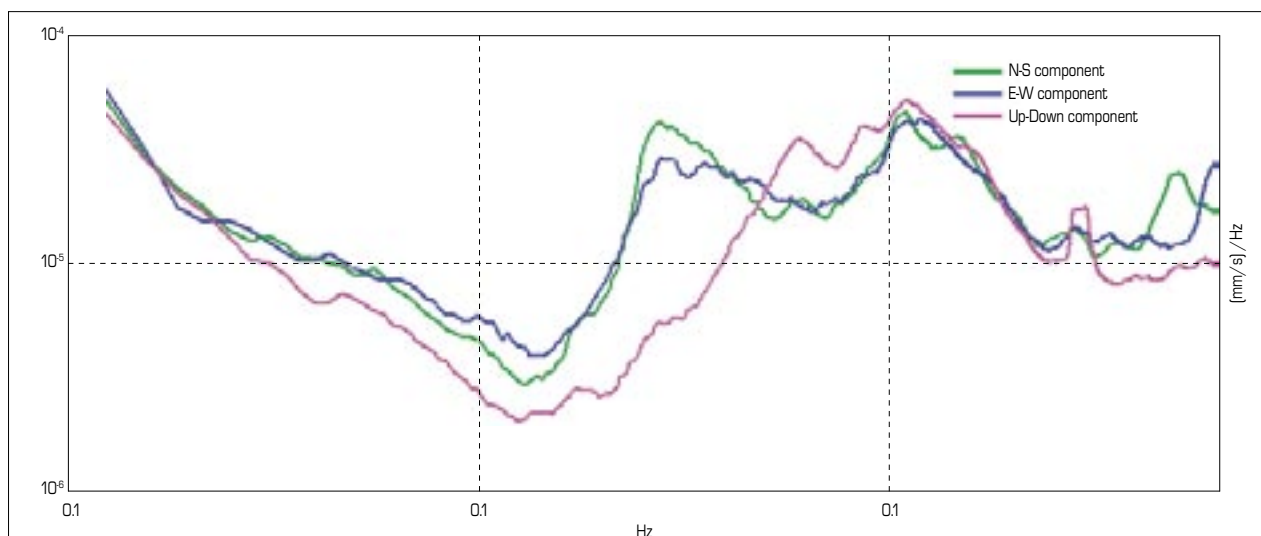
Zapise nemira (slika 6) najprej vizualno pregledamo in opredelimo območja posameznih močnejših motenj, kjer je na primer mimo peljal tovornjak ali podobno. Celoten 20-minutni zapis razdelimo v 40 oken, dolgih po 30 sekund, in izločimo tista okna, kjer so močnejše kratkotrajnejše motnje. S Fourierjevo transformacijo nato izračunamo za vsa okna amplitudne spektre za vsako komponento posebej. Razmerje geometrijskega povprečja obeh horizontalnih komponent in vertikalne komponente prikazemo z diagramom, kjer so za vseh 40 oken z različnimi barvami prikazana amplitudna razmerja v odvisnosti od frekvence (slika 7). Tu izločimo odseke z močnejšimi motnjami, ki se kažejo kot visoke amplitude (na sliki 7 so to posamezni pasovi visokih amplitud (rdeče) pod 1 Hz). Nato izračunamo povprečne amplitudne spektre za vse tri komponente (slika 8), ki pokažejo, da je amplituda mikrotremorjev na vertikalni komponenti v frekvenčnem območju med 1,5 in 4,5 Hz bistveno manjša kakor na obeh horizontalnih komponentah. Zato se na povprečnem spektralnem razmerju horizontalne in vertikalne komponente (HVSR – horizontal to vertical spectral ratio) v tem območju pokaže izrazit vrh (2,8 Hz na sliki 9). Frekvenca, pri kateri ima krivulja vrh, ustreza lastni frekvenci sedimentov do prve izrazite geološke meje in do izrazitega kontrasta v akustični impedanci kamnine. Amplituda tega vrha je odvisna predvsem od impedanč-



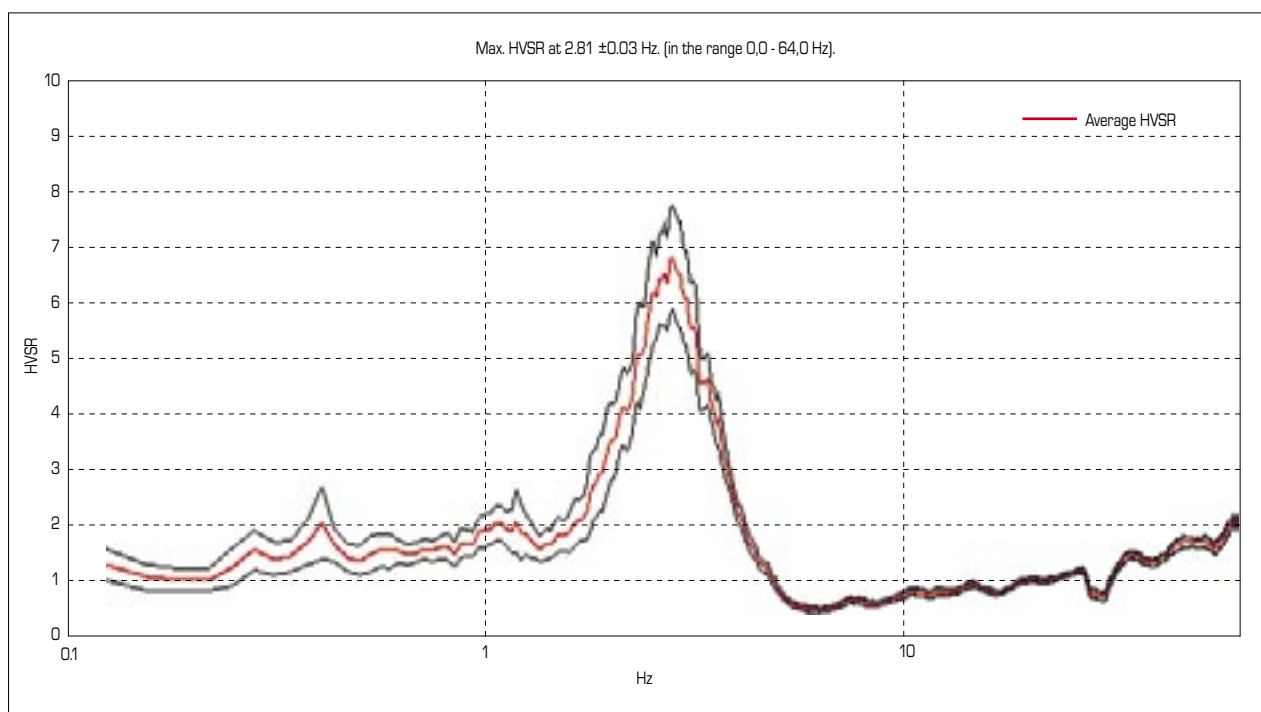
Slika 7. Barvno kodirano razmerje horizontalne in vertikalne komponente za 30 s dolge odseke potresnega zapisa.

Figure 7. Colour coded plot of horizontal to vertical spectral ratios for 30 s long windows of a seismic record.

nega kontrasta; pri tem je treba dodati, da graf spektralnega razmerja ne kaže faktorja ojačenja. Primerjava meritev z metodo referenčne točke je pokazala, da je vršna amplituda spektralnega razmerja mikrotremorjev na splošno manjša od dejanskega ojačenja potresnih valov in lahko torej predstavlja le grobo oceno njegove spodnje meje (SESAME, 2004).



Slika 8. Krivulje amplitudnih spektrov z dobro vidno razliko med horizontalnima in vertikalno komponento.
 Figure 8. Amplitude spectral curves clearly show the difference between horizontal and vertical components.



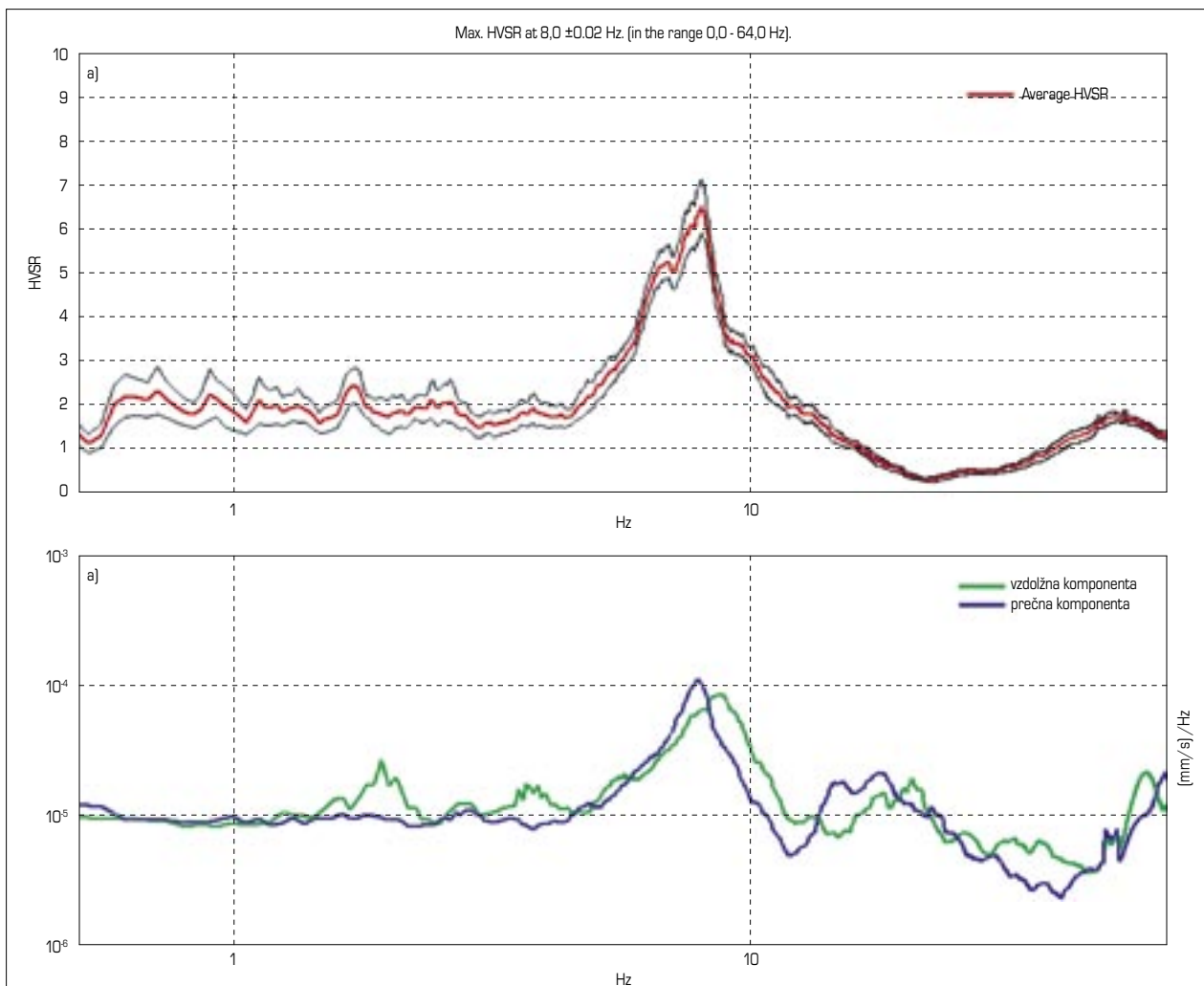
Slika 9. Povprečna krivulja spektralnega razmerja horizontalne in vertikalne komponente s 95 % intervalom zaupanja. Izrazit vrh kaže lastno frekvenco sedimentov.
 Figure 9. Average spectral ratio of horizontal to vertical components with 95 % confidence interval. Prominent peak gives the fundamental frequency of sediments.

Z metodo spektralnega razmera mikrotremorjev lahko torej opredelimo predvsem lastno frekvenco sedimentov, to je frekvenco, pri kateri pride do ojačenja potresnega nihanja tal.

Meritve v zgradbah

Kakor smo že omenili pri potresu 1985 v Mexico Cityju, imajo različno visoke zgradbe različno lastno frekvenco nihanja. Poleg višine (števila nadstropij) vpliva na to tudi

vrsta gradnje (opeka, armiran beton itd.) in oblika zgradbe. Ocena lastnih frekvenc objekta v različnih smereh nihanja pa ni preprosta niti za objekte, za katere obstaja dobra dokumentacija (n. pr. Kreslin in drugi, 2006). Metoda mikrotremorjev se je v zadnjih letih zato uveljavila tudi pri ocenjevanju lastnih frekvenc nihanja objektov v vzdolžni in prečni smeri (Gallipoli in drugi, 2004). Skupaj z meritvami na prostem površju v bližini stavbe, s katerimi ugotovimo lastno frekvenco sedimentov, lahko tako dokaj preprosto ugotovimo, ali obstaja nevarnost resonance med tlemi in objektom.



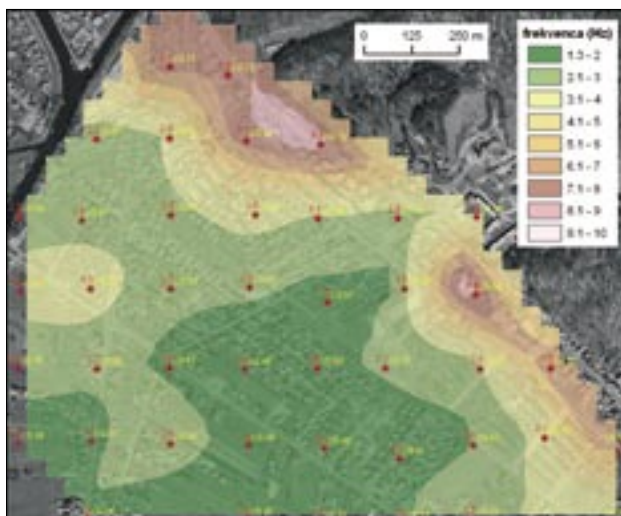
Slika 10. Primerjava spektralnega razmerja meritve na prostem površju (a) in amplitudnega spektra meritev v zgradbi (b), ki zaradi podobnih vrednosti vrhov kaže na nevarnost resonance med sedimenti in objektom.
 Figure 10. Comparison between spectral ratio for a free-field measurement (a) and amplitude spectra for measurement in building (b). Since all peaks occur at similar values, the danger of resonance between sediments and structure is considerable.

Meritve v zgradbah izvedemo v vsaki etaži posebej. Za oceno osnovne frekvence nihanja lahko uporabimo kar amplitudni spekter ali razmerje spektrov zapisov iz višjih nadstropij proti tistemu iz pritličja ali kleti. Primer amplitudnega spektra dvonadstropne hiše je na sliki 10b. Oba vrhova jasno odražata vzdolžno (8,5 Hz) in prečno (7,8 Hz) osnovno frekvenco objekta. Meritve na prostem površju so pokazale izrazit vrh v spektralnem razmerju pri 8 Hz in amplitudo 6,5 (slika 10a). Zaradi bližine vseh treh vrhov je nevarnost resonance med tlemi in objektom torej precejšnja. Raziskave v Bovški kotlini so pokazale (Gosar, 2007), da lahko mnoge močnejše poškodbe ob potresih leta 1998 in 2004 s precejšnjo verjetnostjo pripišemo prav resonanci med tlemi in objektom (slika 11).



Slika 11. Ob potresih 1998 in 2004 v Posočju so bili številni objekti domnevno bolj poškodovani zaradi resonančnih učinkov med sedimenti in zgradbami.
 Figure 11. In the 1998 and 2004 earthquakes in the Upper Soča valley several buildings were presumably damaged more because of resonance effects between sediments and structures.

V Italiji je bilo opravljenih nekaj meritev mikrotremorjev v objektih, ki jih je pozneje prizadel močan potres. S ponovnimi meritvami v poškodovanih zgradbah so ugotovili premik osnovnih frekvenc nihanja zgradbe proti nižjim vrednostim, kar je posledica strukturnih poškodb (Gallipoli in drugi, 2004). Eden od namenov sistematičnih



Slika 12. Karta lastne frekvence sedimentov za območje Galjevice v južnem delu Ljubljane kaže povezavo med naraščanjem debeline sedimentov proti jugozahodu in zmanjševanjem frekvence v isti smeri.

Figure 12. Map of the fundamental frequency of sediments for Galjevice in the southern part of Ljubljana shows a good correlation between an increase in the thickness of sediments towards the south-west and decrease of frequency in the same direction.

meritev mikrotremorjev v zgradbah je torej tudi pridobiti podatke, ki jih po močnejšem potresu lahko primerjamo z meritvami v objektih pred potresom.

Projekt NATO Znanost za mir

Raziskave z mikrotremorji izvajamo v Sloveniji v okviru mednarodnega projekta programa NATO Znanost za mir (Science for Peace) z naslovom: Ocenjevanje lokalnega ojačenja potresnega nihanja tal in ranljivosti objektov v Makedoniji, Hrvaški in Sloveniji (Assessment of seismic site amplification and seismic building vulnerability in Macedonia, Croatia and Slovenia). Pri projektu sodelujejo: iz Italije Univerza iz Bazilikate (Potenza) in Univerza iz Siene, iz Makedonije skopski Inštitut za potresno inženirstvo in inženirsko seizmologijo, iz Hrvaške Univerza v Zagrebu ter iz Slovenije Agencija RS za okolje, Urad za seizmologijo in geologijo. Informacije o projektu so dostopne na nato.gfz.hr.

Namen tega projekta je omogočiti partnerjem izvedbo raziskav z moderno opremo za merjenje mikrotremorjev in določiti dinamični odziv sedimentov in objektov. Po enotni metodologiji bo izdelana podrobna potresna mikrorajonizacija urbanih območij v različnih državah, ki bo opredelila tako lastno frekvenco sedimentov kakor tudi izbranih objektov in tako omogočila določitev območij resonance med tlemi in objekti, kjer lahko nastanejo večje potresne poškodbe. V Sloveniji so raziskave usmerjene na tri območja s povečano potresno nevarnostjo, in sicer na območje Ljubljane, Bovške kotline in Ilirske Bistrice.

Na območju Mestne občine Ljubljana potekajo najboljše raziskave, saj bodo meritve izvedene na več kakor 1100 točkah v mreži gostote 200 m krat 200 m in v več kakor 150 zgradbah. Do začetka leta 2007 je bila narejena izmera na več kakor polovici točk na prostem površju (celotni južni in zahodni del Ljubljane) in v okoli 100 zgradbah. Cilj je izdelava nove karte potresne mikrorajonizacije, opredelitev območij z nevarnostjo resonance med tlemi in objekti ter pridobitev obsežne zbirke podatkov o meritvah v zgradbah. Slednje je zelo pomembno ob morebitnem močnejšem potresu, saj lahko s ponovitvijo meritev v ob potresu poškodovani zgradbi pridobimo podatke o obsegu skritih strukturnih poškodb. Prejšnja karta potresne mikrorajonizacije Ljubljane je bila izdelana v začetku sedemdesetih let prejšnjega stoletja po danes zastareli metodologiji seizmičnih prirastkov (Medvedev, 1965) na podlagi seizmičnih refrakcijskih meritev hitrosti P-valov (Lapajne, 1970). Na tej podlagi in nekaterih drugih podatkih je bila pred nekaj leti izdelana še mikrorajonizacija z upoštevanjem evropskega in slovenskega standarda Eurocode 8, ki določa danes uveljavljene faktorje za različne vrste tal (Zupančič in drugi, 2004). Ker pri tem ni bilo novih terenskih raziskav in zaradi uvajanja novih standardov, je ta karta namenjena le za uporabo v civilni zaščiti, ne pa tudi za projektiranje. Del karte lastne frekvence, izdelan na podlagi mikrotremorjev za območje Galjevice, je prikazan na sliki 12 (Lenart, 2006). Na karti prikazano nižanje lastne frekvence od 9,4 Hz do 1,3 Hz odraža povečevanje debeline sedimentov Ljubljanskega barja od Golovca, kjer permokarbonska podlaga izdaja proti jugozahodu do globine 35 m, kar je ugotovljeno z geofizikalnimi raziskavami in vrtnjem.

Potresa 1998 in 2004 v zgornjem Posočju sta povzročila v Bovški kotlini poškodbe na številnih objektih, ki pa so bile razporejene zelo neenakomerno. Tega ne moremo razložiti le z različno potresno odpornostjo objektov, saj so bile ponekod novejša hiša, ki so praviloma grajene po boljših (novejših) predpisih potresno odporne gradnje, bolj poškodovane od starejših. Zato lahko del precejšnjih razlik v učinkih potresa pripišemo predvsem vplivom lokalne geološke zgradbe. Predhodne raziskave z mikrotremorji in modeliranjem na podlagi podatkov geofizikalnih raziskav po potresu 1998 so potrdile, da je na nekaterih območjih verjetnost resonance med tlemi in objekti velika (Gosar in drugi, 2001). Zato smo raziskave nadaljevali v okviru projekta NATO in izmerili 124 točk na prostem površju v celotni Bovški kotlini ter 25 objektov (Gosar, 2007). Izdelana karta lastne frekvence sedimentov je pokazala, da je več kakor 60 % ozemlja v območju med 6 in 12 Hz, meritve v dvonadstropnih hišah, ki prevladujejo na tem območju, pa, da sta njihova vzdolžna in prečna lastna frekvenca v območju med 7 in 11 Hz. To kaže, da je nevarnost resonance med tlemi in objekti velika in lahko pojasni nekatere razmeroma velike poškodbe objektov glede na magnitudo in oddaljenost potresa.

Raziskave potekajo tudi na območju Ilirske Bistrice, ki je po pogostosti potresov med dejavnejšimi v Sloveniji (Vidrih in Godec, 2006). Najmočnejši potres v prejšnjem

stoletju je bil leta 1956 z magnitudo 5,1 in največjimi učinki VII. stopnje po evropski potresni lestvici (EMS). V Ilirski Bistrici je bilo poškodovanih kar 60 % objektov, od tega 30 % huje. Močan je bil tudi potres leta 1995 (magnituda 4,4 in največji učinki VI. stopnje po EMS). Zadnji močnejši potres je bil 24. aprila 2005 z magnitudo 3,9 in največjo intenziteto V. stopnje po EMS. Ker je velik del Ilirske Bistrice in sosednjih vasi zgrajen na kvartarnih sedimentih, so tudi tu vplivi lokalnih tal na učinke potresa veliki. Zato smo opravili meritve mikrotremorjev na 134 točkah in izdelali karto lastne frekvence ter jo primerjali z razporeditvijo poškodovanih objektov ob potresih 1995 in 2005. Primerjava je pokazala, da je večina poškodovanih objektov v frekvenčnem območju nihanja tal, ki se ujema z frekvenčnim območjem največje ranljivosti objektov.

Sklepne misli

Meritve mikrotremorjev za ocenjevanje vpliva lokalne geološke zgradbe na potresno nihanje tal so se zaradi svoje učinkovitosti v zadnjem desetletju zelo uveljavile pri potresni mikrorajonizaciji urbanih območij. Z dodatnimi meritvami v zgradbah določamo njihovo osnovno frekvenco nihanja in s tem območje povečane ranljivosti. S primerjavo kart lastnih frekvenc sedimentov in osnovnih frekvenc nihanja objektov lahko tako opredelimo območja, kjer je nevarnost resonance med tlemi in zgradbami, ki pogosto povzročata nesorazmerno hude poškodbe glede na magnitudo in oddaljenost potresa. To so pokazale tudi raziskave z mikrotremorji v okviru projekta NATO Znanost za mir v Bovški kotlini in na območju Ilirske Bistrice, ki sta med potresno najdejavnejšimi v Sloveniji. Najobsežnejše raziskave v mreži gostote 200 m krat 200 m in več kakor 150 zgradbah potekajo na območju Ljubljane, za katero bo izdelana nova karta potresne mikrorajonizacije.

Viri in literatura

- Bard, P. Y., 1999. Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? V: Irikura, K., Kudo, K., Okada, H., Sasatami, T. (ur.): The effects of surface geology on seismic motion. Balkema, 1251–1279.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., Bard, P. Y., Cornou, C., Ohrnberger, M., Wathélet, M., 2006. Robustness of the H/V ratio peak frequency to estimate 1D resonance frequency. 3rd symp. on effects of surface geology on seismic motion, 361–370.
- Borcherdt, R. D., 1970. Effects of local geology on ground motion near San Francisco bay. Bull. Seism. Soc. Am., 60/1, 29–61.
- Gallipoli, M. R., Mucciarelli, M., Castro, R. R., Mochavesi, G., Contri, P., 2004. Structure, soil-structure response and effects of damage based on observations of horizontal-to-vertical spectral ratios of microtremors. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 24, 487–495.
- Gosar, A., Stopar, R., Čar, M., Mucciarelli, M., 2001. The earthquake on 12 April, 1998 in Krn mountains (Slovenia): ground motion amplification study using microtremors and modelling based on geophysical data. Journal of applied geophysics 47/2, 153–167.
- Gosar, A., 2007. Microtremor HVSR study for assessing site effects in the Bovec basin (NW Slovenia) related to 1998 Mw5.6 and 2004 Mw5.2 earthquakes. Engineering geology (v tisku).
- Kramer, S. L., 1996. Geotechnical earthquake engineering. Prentice Hall, 653 str.
- Kreslin, M., Dolšek, M., Fajfar, P., 2006. Matematično modeliranje in analiza armiranobetonske stavbe po EC8. Gradbeni vestnik, 55, 141–152.
- Lapajne, J., 1970. Seizmična mikrorajonizacija Ljubljane, geofizikalne raziskave, neobjavljeno poročilo. Geol. zav. Ljubljana, 16. str.
- Lapajne, J., 2005. Potres 12. julija 2004 v Zgornjem Posočju in karta potresne nevarnosti – vpliv zmanjšanja potresne odpornosti in usmerjenosti pretrga. Ujma 19, 74–81.
- Lenart, A., 2006. Merjenje seizmičnega nemira na Galjevici v Ljubljani za oceno ojačenja nihanja tal ob potresu. Seminarska naloga, NTF, 12. str.
- Lermo, J., Chavez-Garcia, F. J., 1993. Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. Bull. Seism. Soc. Am., 83/5, 1574–1594.
- Medvedev, S. V., 1965. Inženjerska seizmologija. Građevinska knjiga, 268 str., Beograd.
- Mucciarelli, M., Gallipoli, M. R., 2001. A critical review of 10 years of microtremor HVSR technique. Boll. Geof. Teor. Appl., 42, 255–266.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. Q. R. Railway Tech. Res. Inst.
- Nakamura, Y., 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. 12WCEE, New Zeland.
- Nogoshi, M., Igarashi, T., 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (part 2). Jour. Seism. Soc. Japan, 24, 26–40.
- Pitilakis, K., 2004. Site effects. V: Ansal, A. (ur.): Recent advances in earthquake geotechnical engineering and microzonation. 139–197.
- Reiter, L., 1990. Earthquake hazard analysis. Columbia University Press, 254 str.
- SESAME 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: measurements, processing and interpretation, 62 pp., http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Delivrables/Del-D23-HV_User_Guidelines.pdf
- Vidrih, R., Godec, M., 2006. Potresi na Ilirskobistriškem. Ujma, 20, 73–85.
- Zupančič, P., Šket-Motnikar, B., Gosar, A., Prosen, T., 2004. Karta potresne mikrorajonizacije Mestne občine Ljubljana. Potresi v letu 2002, 32–54.