

**Prof. RNDr. Peter Moczo, DrSc.
RNDr. Peter Labák, PhD.**

**Zemetrasenia
a
seizmické ohrozenie**

Geofyzikálny ústav SAV
Bratislava

Január 2000

Obsah

Seizmológia

Zemetrasenie

- Vznik zemetrasení
- Šírenie seizmických vln
- Energia a veľkosť zemetrasení
- Monitorovanie zemetrasení

Seizmický pohyb pôdy počas zemetrasení

- Charakteristiky seizmického pohybu pôdy
- Vplyv lokálnej geológie a topografie
- Sekundárne efekty zemetrasení

Makroseizmické účinky zemetrasení

- Makroseizmická stupnica EMS-98
- Určenie makroseizmickej intenzity po zemetrasení

Seizmické ohrozenie

- Metódy analýzy seizmického ohrozenia
- Praktické dôsledky určenia seizmického ohrozenia

Seizmické ohrozenie územia Slovenska

- Zemetrasná aktivita územia Slovenska
- Seizmické ohrozenie územia Slovenska

Použitá a doporučená literatúra

Seizmológia

Seizmológia je časť geofyziky, ktorá skúma zemetrasenia a príbuzné javy a stavbu vnútra Zeme. Seizmologický výskum možno približne rozdeliť na výskum fyziky zemetrasení a výskum štruktúry Zeme. Výskum fyziky zemetrasení je zameraný na procesy prípravy a vzniku zemetrasení, súvislosť zlomového procesu v ohnisku zemetrasenia s vyžiareným poľom seizmických vln a povahu silných pohybov pôdy. Viac než len vedeckým cieľom je predpoveď (najmä krátkodobá) zemetrasení, t.j. zodpovedanie otázok 'kedy, kde, ako veľké?', predpoveď seizmického pohybu pôdy na záujmovej lokalite a komplexné určenie seizmického ohrozenia na záujmovej lokalite, v regióne alebo na celom území štátu.

Výskum štruktúry Zeme zahŕňa jednak výskum štruktúry celého zemského telesa pomocou analýzy šírenia seizmických vln generovaných zemetraseniami, jednak výskum jemnej štruktúry zemskej kôry a vyhľadávanie nálezísk ropy, plynu a iných úžitkových surovín pomocou analýzy šírenia umelo (explóziami, vibrátormi) generovaných seizmických vln.

V neposlednom rade má seizmológia nezastupiteľnú úlohu v monitorovaní jadrových skúšok, keďže jadrová explózia tiež generuje seizmické vlny.

Zemetrasenie

Vznik zemetrasení

Medzinárodné seizmologické centrum (ISC, Newbury, Veľká Británia) ročne lokalizuje asi 30 000 zemetrasení, ktoré sa môžu prejaviť tzv. makroseizmickými účinkami (účinkami na ľudí, objekty a prírodu a stavby). Ak však zahrnieme aj také slabé zemetrasenia, ktoré môžu zachytiť len veľmi citlivé prístroje, odhadnutý počet zemetrasení za rok dosahuje niekoľko miliónov. Asi 90% všetkých zemetrasení je tektonického pôvodu. Zvyšok tvoria zemetrasenia súvisiace so sopečnou činnosťou, borivé (zrútenie podzemných dutín) a indukované (vyvolané ľudskou činnosťou - banská činnosť, explózie, zmeny hladiny vody vo veľkých vodných nádržiach). Tektonické zemetrasenie je jav náhleho uvoľnenia mechanickej energie nevratným posunutím na zlome a v jeho okolí a vyžiarení seizmických vln, pričom sa úplne alebo čiastočne odstráni deformácia a napätie nahromadené na zlome a jeho okolí v dôsledku tektonických pohybov.

75-80% tektonických zemetrasení vzniká v tzv. cirkumpacifickej zóne (obvodových častiach Tichého oceána), 15-20% v stredozemno-transázijскеj zóne (Azory, Severná Afrika, Taliansky polostrov, Alpy, Dinaridy, Turecko, Irán, Himaláje, ostrovné oblúky juhovýchodnej Ázie), 3-7% v sústave oceánskych chrbtov a svahov. Približne 85% zemetrasení vzniká v hĺbkach do 70 km (plytké zemetrasenia), 12% v hĺbkach medzi 70 až 300 km (strednehlboké) a 9% v hĺbkach medzi 300 až 700 km (hlboké). Vznik plytkých je spojený s pohybmi vo vrchnej litosfére. Strednehlboké a hlboké pravdepodobne súvisia so subdukciou a vznikajú vnútri ponárajúcich sa litosferických dosiek v cirkumpacifickej a transázijскеj zóne.

Väčšina zemetrasení vzniká na existujúcich aktívnych zlomoch. Zlom je oslabená zóna oddeľujúca dva horninové bloky. Je tvorený rozdrvenými a deformovanými horninami. Hrúbka zlomu, spravidla niekoľko metrov, je v porovnaní s dĺžkou (desiatky až stovky kilometrov) a šírkou (v smere sklonu, kilometre až desiatky kilometrov) a v porovnaní s vlnovými dĺžkami detekovateľných vyžiarených seizmických vln zanedbateľná. Vo väčšine prípadov možno preto uvažovať zlomovú plochu namiesto zóny a materiálové parametre zóny

nerozlišovať od materiálových parametrov blokov. Zlomy sa vyskytujú najmä na styku litosférických dosiek, tiež však aj vnútri dosiek. Niektoré zlomy dosahujú zemský povrch, niektoré nie. Horninové bloky sa voči sebe pohybujú pozdĺž zlomu rýchlosťou až niekoľko centimetrov za rok (napr. v prípade zlomu San Andreas je to približne 5 cm/rok). Niekedy sa však v dôsledku normálového napätia na zlomovej ploche („prítlaku“ blokov na zlomovej ploche) a trenia bloky voči sebe na zlomovej ploche neposúvajú (neklížu). Preto v určitých miestach alebo oblastiach zlomovej plochy dochádza k zakliesnutiu. Keďže sa však bloky ako celky naďalej voči sebe pohybujú, v oblasti zakliesnutia sa časť kinetickej energie pohybov blokov mení na potenciálnu energiu deformácie a okolie zakliesnutej časti zlomu sa postupne deformuje. Proces kumulácie deformácie a napätia je relatívne pomalý a môže trvať stovky rokov a niekedy i viac ako tisíc rokov. Tento proces je zložitý a spôsobuje viaceré fyzikálne a chemické zmeny v okolí zlomu, ktoré môžu mať, najmä v záverečnej fáze, charakter predzvestných príznakov prípravy zemetrasenia. Po nahromadení dostatočnej deformácie a napätia dôjde v mieste, kde by tangenciálne napätie na zlomovej ploche malo presiahnuť medzi pevnosti kontaktu danú statickým trením, k vzniku trhliny.

Uvažujme bod A patriaci jednému bloku, ktorý pred vznikom zemetrasenia susedí na zlomovej ploche s bodom B, ktorý patrí druhému bloku. Vznik trhliny znamená, že sa body A a B náhle voči sebe posunú po zlomovej ploche. V ideálnom prípade ich nové polohy zodpovedajú tým, do ktorých by sa oba body dostali v prípade, že by nedošlo k zakliesnutiu (a teda príprave zemetrasenia) a bloky by na zlomovej ploche voľne preklzávali. Miesto, v ktorom vznikne trhlina, sa nazýva hypocentrum. Jeho zvislý priemet na voľný povrch sa nazýva epicentrum. Priradíme bodom A a B polohové vektory \vec{r}_A a \vec{r}_B . Pred zemetrasením je $\vec{r}_A = \vec{r}_B$. Počas zemetrasenia sa oba body posunú do nových polôh - príslušné vektory posunutia označme \vec{u}_A a \vec{u}_B . Môžeme teda definovať diskontinuitu v posunutí $[\vec{u}] = \vec{u}_B - \vec{u}_A$. Rýchlosť, ktorou sa napr. bod A pohybuje od svojej pôvodnej polohy (pred zemetrasením) do výslednej polohy (po zemetrasení), tzv. rýchlosť posunutia $\partial u(t)/\partial t$, kde t je čas, je rádovo 10^2 cm/s. Doba, po ktorú sa tento pohyb deje, tzv. nábehový čas τ_r , je rádovo 10^{-1} až 10^1 sekúnd. Výsledná diskontinuita v posunutí v hypocentre zemetrasenia dosahuje rádovo metre, pri najväčších zemetraseniach aj viac ako 10 metrov. Z hypocentra sa trhlina šíri prakticky všetkými smermi po zlomovej ploche. Šírenie trhliny je z časového i priestorového hľadiska veľmi zložitá v dôsledku nehomogénnosti fyzikálnych podmienok na zlome a geometrie zlomu. Rýchlosť šírenia trhliny je v rôznych smeroch rôzna a v danom smere sa môže meniť. Priemerná rýchlosť je blízka 0.8β , kde β je rýchlosť šírenia priečných seizmických vln. V miestach zdrsnenia sa môže šírenie trhliny aj dočasne zastaviť. Zastavenie a následné rozbehnutie generuje vysokofrekvenčné nekoherentné seizmické vlny. Trhlina sa šíri, kým nenarazí na voľný povrch (v takom prípade spôsobí viditeľné porušenie terénu) alebo na miesta, kde je deformácia nedostatočná na to, aby poskytla energiu na ďalšie šírenie trhliny. Niektoré veľmi pevné miesta, tzv. bariéry, môžu zostať neporušené. Keďže v ich okolí došlo k uvoľneniu napätia, môžu sa stať miestom koncentrácie napätia. Môžu sa preto neskôr stať miestom dotrasov - spravidla menších zemetrasení, ktoré vznikajú po tzv. hlavnom otrase. Ak vzniknú menšie zemetrasenia pred hlavným otrasom, tzv. predtrasy (k čomu dochádza oveľa menej často než k vzniku dotrasov), možno ich vysvetliť existenciou miest s veľmi veľkým napätím (tzv. asperity), na ktorých dôjde k náhlemu uvoľneniu t.j. vzniku trhliny, ktorá sa nerozšíri na celú, v budúcom hlavnom otrase porušenú časť zlomovej plochy. Rozloženie výsledného posunutia na porušenej časti zlomu je po hlavnom otrase spravidla veľmi nerovnomerné.

Ak je zlom veľmi nehomogénny a v dôsledku toho neumožní (t.j. nevydrží) kumuláciu deformácie na väčšej ploche, môže vzniknúť rad slabých zemetrasení v relatívne krátkom období (rádovo týždne až mesiace), tzv. zemetrasný roj.

O viacnásobnom zemetrasení hovoríme vtedy, ak v relatívne rýchlom časovom slede (rádovo sekundy až desiatky sekúnd) dôjde na zlome k viacerým priestorovo navzájom izolovaným zemetraseniam. V procese kumulácie deformácie, t.j. prípravy zemetrasenia, zvyčajne dochádza k tzv. mikrozemetraseniam - náhlým uvoľneniam deformácie na veľmi slabých miestach zlomu.

Spravidla je zemetrasenie len jednou krátkou epizódou tektonického vývoja danej oblasti. Po uvoľnení nahromadenej energie vo forme predtrasov, hlavného otrasu (zemetrasenia) a dotrasov, začína sa pripravovať budúce zemetrasenie na zlome, pričom hypocentrum, šírenie trhliny a porušená časť zlomovej plochy zemetrasenia veľmi pravdepodobne nebudú zhodné s predchádzajúcim.

V dôsledku šírenia trhliny dochádza na zlome a jeho okolí k nevratným posunutiam a vyžarovaniu seizmických vln. Seizmické vlny sú generované celou porušenou časťou zlomu (tzv. ohniskom zemetrasenia). Od určitej vzdialenosti od porušenej časti zlomu sa zemetrasenie prejavuje najmä šírením seizmických vln. Vo forme seizmických vln sa uvoľní asi 30% celkovej energie uvoľnenej pri zemetrasení.

Pole posunutí generované zemetrasením matematicky popisuje (za určitých predpokladov) veta o reprezentácii. Uvažujme kartézsky súradnicový systém (x_1, x_2, x_3) . Nech je $u_n(\vec{x}, t)$ n -tá zložka vektoru posunutia v mieste \vec{x} a čase t . Potom je

$$u_n(\vec{x}, t) = \iint_{\Sigma} m_{pq} * G_{np,q} d\Sigma ,$$

kde m_{pq} je tenzor hustoty momentu

$$m_{pq}(\vec{\xi}, t) = c_{pqrs}(\vec{\xi}) \left[u_r(\vec{\xi}, t) \right] v_s(\vec{\xi}) ,$$

$\vec{\xi}$ určuje polohu na zlomovej ploche Σ , c_{pqrs} je tenzor elastických koeficientov, $[u]$ je vektor diskontinuity v posunutí, \vec{v} je normálový vektor k ploche Σ a $G_{np,q}$ je priestorová derivácia $(\partial G_{np} / \partial \xi_q)$ Greenovho tenzora G_{np} . (Predpokladáme sumačnú konvenciu pre opakujúce sa indexy).

Šírenie seizmických vln

Seizmické vlny sú elastické vlny šíriace sa v zemskom telese. Okrem zemetrasení môžu generovať seizmické vlny aj hydrologická cirkulácia, náhle fázové zmeny vnútri Zeme, zosuvy pôdy, vietor a zmeny atmosférického tlaku, morské vlny a príliv, dopad meteoritov, doprava, štart rakiet a prúdových lietadiel a vibrátory.

Nech je $\rho(\vec{x})$ hustota, $\lambda(\vec{x})$ a $\mu(\vec{x})$ Laméove elastické koeficienty, $\tau_{ij}(\vec{x}, t)$; $i, j \in \{1, 2, 3\}$ tenzor napätia a $\vec{f}(\vec{x}, t)$ vonkajšia sila pôsobiaca na jednotkový objem. Potom šírenie elastických vln v lineárnom izotrópnom nehomogénnom dokonale elastickom kontinuu sa riadi pohybovou (tiež elastodynamickou) rovnicou kontinua

$$\rho u_{i,tt} = \tau_{ij,j} + f_i ,$$

a pre tenzor napätia platí Hookov zákon

$$\tau_{ij} = \lambda u_{k,k} \delta_{ij} + \mu (u_{i,j} + u_{j,i}) .$$

V obidvoch rovniciach je $u_{i,tt} = \partial^2 u_i / \partial t^2$, $\tau_{ij,j} = \partial \tau_{ij} / \partial x_j$ a podobne.

Pre homogénne kontinuum možno pohybovú rovnicu separovať na dve nezávislé vlnové rovnice. Fyzikálne to znamená, že v takom prostredí sa môžu šíriť dva druhy nezávislých vln: pozdĺžna (tiež kompresná, dilatačná) rýchlosťou $\alpha = \sqrt{(\lambda + 2\mu) / \rho}$ a priečna (tiež strižná, rotačná) rýchlosťou $\beta = \sqrt{\mu / \rho}$. Platí vzťah $\alpha \geq \sqrt{2} \beta$. Typické hodnoty α a β pre reálne horniny sú napr.: granit - $\alpha = 5500 \text{ m/s}$, $\beta = 3000 \text{ m/s}$, hlina - $\alpha = 1000 \text{ m/s}$, $\beta = 400 \text{ m/s}$. Keďže v kvapalinách je $\mu = 0$, priečne vlny sa v nich nešíria. Pri šírení pozdĺžnej vlny kmitajú častice prostredia v smere šírenia a dochádza len k objemovým zmenám. Pri šírení priečnej vlny kmitajú častice prostredia kolmo na smer šírenia a dochádza len k tvarovým (strižným) zmenám. Pri dopade pozdĺžnej alebo priečnej vlny na rozhranie dvoch prostredí vznikajú odrazené i lomené vlny pozdĺžne i priečne. Pre uhly dopadu a lomu platí Snellov zákon. Homogénny polpriestor je najjednoduchším prostredím, v ktorom sa môžu šíriť povrchové Rayleighove (R) vlny. Sú polarizované vo vertikálnej rovine orientovanej v smere šírenia. Pri šírení Rayleighovej vlny koná častica prostredia retrográdny eliptický pohyb. V určitej hĺbke je však horizontálna zložka vektoru posunutia nulová a vo väčších hĺbkach je pohyb častice prográdny. Rýchlosť šírenia je $(0.88 - 0.95)\beta$ v závislosti od Poissonovej konštanty $\sigma = (2 - \gamma^2) / [2(1 - \gamma^2)]$, kde $\gamma = \alpha / \beta$. Amplitúda Rayleighovej vlny klesá exponenciálne s hĺbkou. Vrstva (s rýchlosťou šírenia β_1) na polpriestore (β_2) je najjednoduchším prostredím, v ktorom sa môžu šíriť Loveove vlny (L alebo Q), ktoré sú polarizované v horizontálnej rovine, kolmo na smer šírenia. Rýchlosť šírenia je väčšia než β_1 a menšia alebo rovná β_2 a silne závisí od frekvencie. Ide o tzv. geometrickú disperziu, ktorá je dôsledkom interferenčnej povahy povrchových vln. (Geometrická disperzia je charakteristická aj pre Rayleighove vlny v prostredí zložitejšom než homogénny polpriestor.) Amplitúda Loveovej vlny vo vrstve je zložitou funkciou hĺbky, v polpriestore klesá exponenciálne s hĺbkou. Obecne, v dôsledku poklesu amplitúd s hĺbkou, sa povrchové vlny šíria s významnou amplitúdou len v určitej efektívnej vrstve, ktorá je tým väčšia, čím je väčšia perióda vlny.

V nehomogénnom kontinuu je situácia zložitejšia. Napríklad, šírenie pozdĺžnych a priečných vln obecné nie je nezávislé. Miera závislosti je do značnej miery zanedbateľná v prípade vysokofrekvenčných vln. (Vysokofrekvenčnosť alebo krátkovlnnosť znamená, že vlnová dĺžka je značne menšia ako veličiny rozmeru dĺžky, ktoré charakterizujú nehomogenitu prostredia.)

Zem je ohraničená, nehomogénna, niektoré časti zemského vnútra sú anizotropné. V Zemi sú aj výrazné rozhrania - napr. medzi kôrou a plášťom, plášťom a vonkajším kvapalným jadrom a vonkajším a vnútorným pevným jadrom. Vlnové pole v Zemi je preto veľmi komplikované. Navyše, zemské vnútro nie je dokonale elastické. V dôsledku celého radu procesov dochádza - na rozdiel od elastického kontinua - k útlmu amplitúd. Na fyzikálny popis seizmických vln je preto lepšie tzv. viskoelastické kontinuum.

Rôzne druhy seizmických vln, ktoré sa môžu šíriť vnútrom Zeme, možno v prvom priblížení rozdeliť na priestorové (objemové) a povrchové. Kým priestorové vlny sa môžu šíriť celým zemským telesom, povrchové vlny sa šíria len pozdĺž zemského povrchu v určitej efektívnej vrstve, ktorej hrúbka závisí od periódy (napríklad tzv. dlhoperiodické povrchové seizmické vlny s periódou okolo 200 s dosahujú do vrchného plášťa). Priestorové vlny sú pozdĺžne a priečne. V seizmológii sa označujú pozdĺžne vlny ako P, pretože sa na

seizmogramoch (prístrojových záznamoch zemetrasenia) objavujú ako prvé (latinsky primae). Prične vlny sa označujú ako S, pretože sa na seizmogramoch objavujú ako druhé (secundae), čo vzhľadom na skutočnú zložitosť seizmogramov treba chápať tak, že prichádzajú až po P vlnách. Amplitúdy priestorových vln sú úmerné $1/r$, kde r je epicentrálna vzdialenosť (vzdialenosť medzi epicentrom zemetrasenia a miestom, kde je prístrojovo zaznamenané). Závislosť rýchlosti šírenia priestorových vln od frekvencie je dôsledkom útlmu, je slabá a často nie je nutné ju uvažovať. Keďže v Zemi existujú výrazné rozhrania, šíria sa v nej tiež vlny odrazené, prípadne násobne odrazené. Najdôležitejšie typy seizmických vln sa označujú podľa medzinárodnej konvencie (P alebo S - vlny šíriace sa v plášti, c - vlny v plášti odrazené od hranice plášť-jadro, K - P vlny vo vonkajšom jadre, I - P vlny vo vnútornom jadre, J - S vlny vo vnútornom jadre). Vonkajším kvapalným jadrom sa S vlny nešíria. Vnútro Zeme sa šíri aj veľké množstvo zložitejších typov priestorových vln, napr. vlny difragované.

Najdôležitejšie z povrchových vln sú Rayleighove a Loveove vlny. Ich rýchlosti šírenia výrazne závisia od frekvencie a sú zložitými funkciami elastických parametrov a hustoty. Krivky závislosti fázových a grupových rýchlostí od frekvencie (disperzné krivky) sú dôležité pre výskum štruktúry zemskej kôry a vrchného plášťa. Disperzia sa prejavuje na seizmogramoch roztiahnutím skupiny povrchových vln. V prípade tzv. normálnej disperzie prichádzajú vlny s väčšou periódou skôr. Loveove vlny sa šíria zvyčajne rýchlejšie ako Rayleighove vlny. V porovnaní s priestorovými vlnami sú povrchové vlny pomalšie a periódy sú väčšie. Keďže sa povrchové vlny šíria na rozdiel od priestorových vln len pozdĺž zemskeho povrchu, ich amplitúdy sú úmerné $1/\sqrt{r}$ a vo väčších epicentrálnych vzdialenostiach sú väčšie než amplitúdy priestorových vln. Povrchové vlny v prípade zemetrasení s plytkými ohniskami tvoria vo väčších vzdialenostiach (približne nad 600 km) dominantnú skupinu vln. V prípade silného zemetrasenia sú vo vzdialenosti rádovo 1000 km amplitúdy priestorových vln rádovo 10^{-5} m, avšak amplitúdy dlhoperiodických povrchových vln môžu byť dokonca až niekoľko metrov veľké. Zemetrasenia s hlbokými ohniskami generujú len veľmi slabé povrchové vlny.

Charakteristické periódy priestorových vln sú 0.01 až 50 s a povrchových vln 10 až 350 s. V epicentrálnej oblasti (niekoľko km od zlomu) môžu byť hodnoty posunutia (u), rýchlosti ($\partial u / \partial t$) a zrýchlenia ($\partial^2 u / \partial t^2$) rádovo 10^{-2} až 10^{-1} m, 10^{-1} až 10^0 m/s a 10^0 až približne 10 m/s².

Výskum šírenia seizmických vln má zásadný význam nielen pre poznanie procesov v ohnisku zemetrasenia, efektov zemetrasení na zemskej povrchu ale aj štruktúry Zeme. Výskum najmä priestorových vln poskytuje najpresnejšie informácie o celom zemskej vnútri a znamená, že zo všetkých modelov Zeme je seizmický model Zeme (rozloženie rýchlostí šírenia seizmických vln a hustoty) najpresnejší. Je to dôsledok toho, že seizmické vlny majú najkratšie vlnové dĺžky zo všetkých vln pozorovateľných po prechode vnútro Zeme, tvar seizmického signálu podlieha najmenšiemu skresleniu, amplitúdy sú najmenej tlmené v porovnaní s inými geofyzikálnymi javmi. Navyše, na rozdiel od niektorých iných geofyzikálnych javov, šírenie seizmických vln závisí len od súčasného stavu vnútra Zeme.

Energia a veľkosť zemetrasení

Zo seizmogramov možno určiť tú časť energie uvoľnenej pri zemetrasení, ktorá sa vyžiarila vo forme seizmických vln. Na odhad veľkosti a energie zemetrasení sa používajú magnitúda a seizmický moment. Štyri (z celkového počtu nad 20) základné typy magnitúdy sú lokálne

magnitúdo M_L , magnitúdo z objemových vln m_b , magnitúdo z povrchových vln M_S a momentové magnitúdo M_W (alebo M). Magnitúda M_L , m_b a M_S sú definované za predpokladu, že veľkosť zemetrasenia možno určiť na základe jednej seizmickej fázy (záznamu jedného druhu seizmických vln). Všeobecný vzorec pre tieto tri magnitúda je

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h) + C_S + C_R ,$$

kde A a T je amplitúda (v μm) a perióda (v sekundách) danej fázy, f je korekcia na epicentrálnu vzdialenosť Δ a hĺbku hypocentra h , C_S je korekcia na geologické podmienky pod seizmickou stanicou a C_R je korekcia na regionálne podmienky a proces v ohnisku.

Na určenie veľkosti lokálnych a regionálnych zemetrasení (epicentrálne vzdialenosti rádovo 10^1 a 10^2 km) sa používa lokálne magnitúdo M_L , ktorého presný vzorec treba určiť pre daný región. Na výpočet M_L sa používa najväčšia amplitúda, ktorá zvyčajne zodpovedá S vln s periódou okolo 1 sekundy. M_L má význam pre inžiniersku seizmológiu, pretože mnoho stavebných štruktúr má prirodzenú periódu kmitania blízku 1 s a existuje určitá závislosť medzi M_L a rozsahom škôd spôsobených zemetrasením.

Pôvodné, Richterom definované magnitúdo na klasifikáciu blízkych kalifornských zemetrasení patrí do skupiny lokálnych magnitúd, avšak používa sa v súčasnosti len veľmi zriedka v Kalifornii. (Termín Richterovo magnitúdo či dokonca Richterova stupnica sú nesprávne termíny používané najmä médiami, ale aj v odbornej neseizmologickej literatúre, na pomenovanie magnitúd, ktoré nie sú Richterovým magnitúdom.)

Na výpočet magnitúda z objemových vln, m_b , sa používa vzorec

$$m_b = \log\left(\frac{A}{T}\right) + Q(h, \Delta) ,$$

kde A je amplitúda P vln (v μm) na vertikálnej zložke posunutia T je zodpovedajúca perióda (zvyčajne blízka 1 s) a Q je zložitá korekčná funkcia určená empiricky. Magnitúdo sa určuje pre vzdialené zemetrasenia, najlepšie s $\Delta > 1000$ km. m_b je najlepšou mierou veľkosti pre stredne hlboké a hlboké zemetrasenia ($h > 70$ km).

Na výpočet magnitúda z povrchových vln, M_S , sa používa vzorec

$$M_S = \log\left(\frac{A}{T}\right)_{\max} + 1.66 \log \Delta + 3.3 ,$$

kde A je amplitúda Rayleighových vln na horizontálnej zložke posunutia (v μm), T je zodpovedajúca perióda (zvyčajne blízka 20 s) a Δ je epicentrálna vzdialenosť v stupňoch. M_S je dobre použiteľné pre plytké zemetrasenia ($h < 70$ km), keďže hlbšie zemetrasenia negenerujú dostatočne intenzívne Rayleighove vlny. M_S je najlepšie určiteľné pre epicentrálne vzdialenosti väčšie ako 1000 km.

Každé z magnitúd M_L , m_b a M_S saturuje od určitej hodnoty (M_L približne od 6.5, m_b približne od 5.5 a M_S približne od 7.25), t.zn., nerozlišuje veľkosti väčších zemetrasení. Je to dôsledok toho, že každé magnitúdo je určené na základe amplitúdy seizmickej vlny určitej periódy a teda aj určitej vlnovej dĺžky. Je pochopiteľné, že amplitúda vlny s vlnovou dĺžkou značne menšou ako rozmery porušenej časti zlomu sa so zväčšujúcou sa plochou porušenej časti zlomu (a teda so zväčšujúcou sa uvoľnenou energiou) nezväčšuje.

Saturáciou netrpí momentové magnitúdo M_W

$$M_W = \frac{2}{3} \log M_0 - 6.06 ,$$

kde M_0 je seizmický moment definovaný vzťahom

$$M_0 = \mu A D ,$$

kde μ je modul torzie v ohnisku, A je plocha porušenej časti zlomu a D je priemerná hodnota výslednej diskontinuity v posunutí na porušenej časti zlomu. Je zrejmé, že M_W nesaturuje preto, že nesaturuje seizmický moment M_0 .

Problém saturácie magnitúda M_S možno dobre ilustrovať porovnaním M_S a M_W pre dve zemetrasenia - San Francisco v r. 1906 a Chile v r. 1960. Kým M_S pre obidve zemetrasenia je približne 8.3, $M_W = 7.9$ ($M_0 = 10^{21}$ Nm) v prípade zemetrasenia v San Franciscu a $M_W = 9.5$ ($M_0 = 2.4 \cdot 10^{23}$ Nm) v prípade zemetrasenia v Chile.

Seizmický moment M_0 sa určuje pomocou nízko-frekvenčnej časti amplitúdového spektra seizmogramu. Určenie však nie je jednoduché. Určenie spektra signálu vyžiareného z ohniska (tzv. zdrojového spektra) a seizmického momentu M_0 je najlepším spôsobom určenia veľkosti zemetrasenia.

Na odhad energie uvoľnenej vo forme seizmických vln možno použiť približný empirický vzorec

$$\log E = 4.8 + 1.5M_S ,$$

kde E je energia v jouloch. (V americkej literatúre je častejšie uvádzaný vzorec, v ktorom namiesto hodnoty 4.8 je hodnota 11.8. Je to preto, že energia je vyjadrená v ergoch a $1\text{J} = 10^7$ ergov.) Iným približným vzťahom je

$$E \approx \frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_0 ,$$

kde $\Delta\sigma$ je stredná hodnota poklesu napätia na porušenej časti zlomu (pokles napätia v danom mieste je rozdiel medzi počiatočným napätím pred vznikom trhliny a konečným napätím po vzniku trhliny).

Empirický vzorec medzi energiou E a magnitúdom M_S možno dobre využiť na porovnanie energií uvoľnených pri zemetrasení s magnitúdom M_S a pri zemetrasení s magnitúdom $M_S + 1$. Energia uvoľnená pri zemetrasení s magnitúdom o 1 väčším je 31.6 krát väčšia! Ilustráciou veľkosti energie uvoľnenej pri zemetrasení je porovnanie s energiou uvoľnenou pri jadrovej explózii. Pri zemetrasení v Chile v r. 1960 sa uvoľnilo vo forme seizmických vln asi 1 000 000 krát viac energie ako pri výbuchu atómovej bomby v Hiroshime. Pri žiadnom inom krátkodobom fyzikálnom procese na Zemi sa jednorázovo neuvolní toľko energie ako pri veľkom zemetrasení.

Monitorovanie zemetrasení

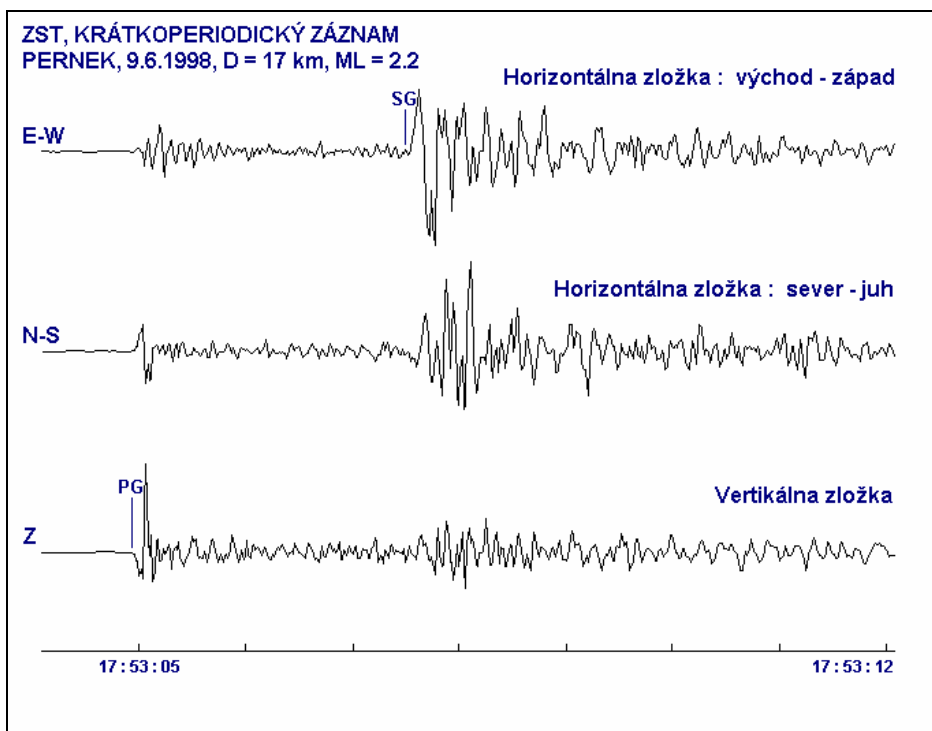
Seizmológia je do značnej miery vedou založenou na analýze seizmogramov. Nech je častica horniny (častica pôdy, zeme) v čase t_0 v mieste \vec{x} v kartézskom súradnom systéme spojenom s nejakým referenčným zotrvačným systémom. Ak je v nejakom čase t častica v mieste

$\vec{x} + \vec{u}$, $\vec{u}(\vec{x}, t)$ je vektorom posunutia. Seizmogram je časový záznam vektoru posunutia. Prístroj, ktorý vníma pohyb častice sa nazýva seizmometer. Ak má aj záznamové zariadenie, nazýva sa seizmograf. Prístroj, ktorého výstupnou veličinou je rýchlosť pohybu, $\partial \vec{u} / \partial t$, je velocimeter a prístroj, ktorého výstupnou veličinou je zrýchlenie pohybu, $\partial^2 \vec{u} / \partial t^2$, je akcelerometer. Príslušné záznamy sú velocigram a akcelerogram. (Často sa však o všetkých troch typoch záznamov hovorí ako o seizmogramoch.) Väčšina seizmometrov je založená na princípe zotrvačnosti a používa kyvadlo ako senzor. Rám seizmometra je pevne pripojený k zemi (najlepšie k skale). Pri pohybe zeme v dôsledku príchodu seizmických vln dochádza k relatívnemu pohybu voľne zaveseného kyvadla voči rámu. Súčasťou seizmometra musí byť aj tlmiaci mechanizmus, ktorý zabezpečí, aby relatívny pohyb kyvadla čo najlepšie zodpovedal okamžitému pohybu zeme. Iný mechanizmus zabezpečí premenu mechanického pohybu na elektrický signál. Súčasťou seizmografu je zariadenie na premenu elektrického signálu na presne časovaný analógový alebo digitálny záznam.

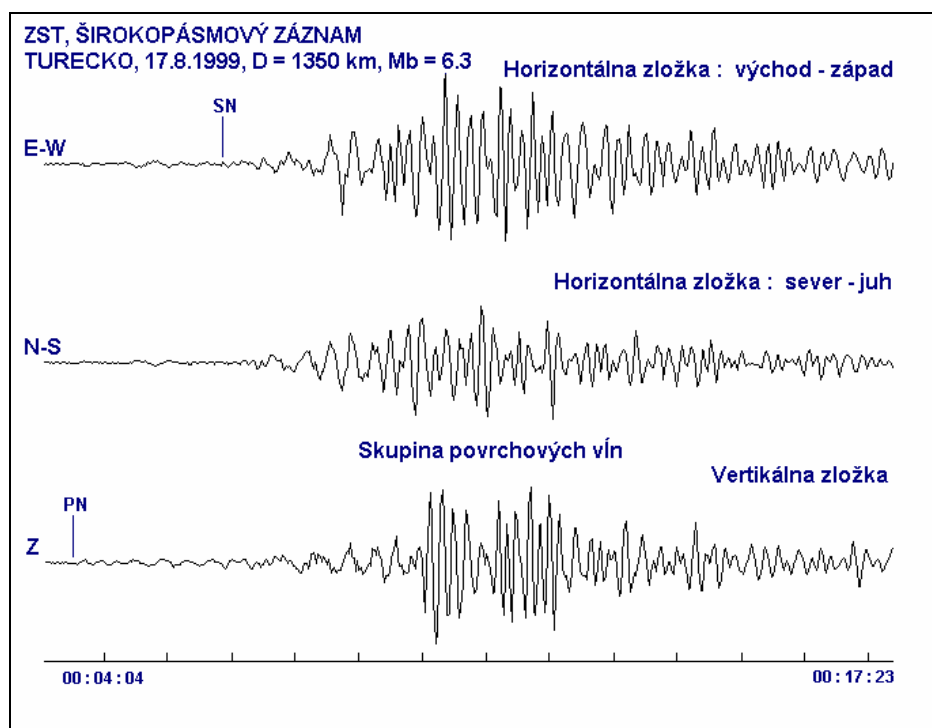
Seizmometre sú krátkoperiodické (0.1 až 1 s), strednoperiodické (1 až 10 s), dlhoperiodické (viac ako 10 s), širokopásmové (0.1 až 100 s) a veľmi širokopásmové (0.1 až 100 000 s). Citlivý seizmometer umožňuje zaznamenať aj také slabé zemetrasenia, ktorých lokálne magnitúdo M_L je 0 a dokonca i záporné. Človek môže za určitých okolností pocítiť zemetrasenie, ktorého magnitúdo M_L je 2.5 až 3. Zemetrasenia s $M_L < 2.5$ sa nazývajú mikrozemttrasenia.

Seizmogram má štandardne tri zložky - vertikálnu (Z) a dve horizontálne, orientované v smere východ-západ (EW) a sever-juh (NS). Seizmogram zaznamenaný na jednom mieste dáva v príslušnom frekvenčnom intervale úplnú informáciu o seizmickom pohybe pôdy, avšak poskytuje len veľmi obmedzenú informáciu o procese v ohnisku a šírení seizmických vln medzi ohniskom a miestom, kde je umiestnený seizmometer. Na to je potrebná sústava seizmometrov - tzv. seizmická sieť. Na monitorovanie seizmickej aktivity v Zemi, výskum štruktúry Zeme a globálnych tektonických procesov slúžia globálne/celosvetové siete. Najznámejšou je Svetová sieť štandardných seizmografov (WWSSN), ktorá bola zriadená začiatkom 60-tych rokov a pozostáva z viac ako 100 seizmických staníc vo viac ako 60 krajinách. Každá WWSSN stanica má tri (Z, EW, NS) krátkoperiodické a tri dlhoperiodické seizmografy. Väčšina krajín má tzv. národné siete stálych seizmických staníc. Mnohé zo staníc zaznamenávajú zemetrasenia už od začiatku 20. storočia. Údaje z národných sietí sú priebežne zasielané do niekoľkých svetových centier, ktoré ich spracovávajú, definitívne lokalizujú (určia polohu hypocentra a čas vzniku) zemetrasenia a určia jeho magnitúdo. Najdôležitejším centrom je Medzinárodné seizmologické centrum (ISC) v Newbury vo Veľkej Británii, ktoré každoročne vydáva celosvetový bulletin zemetrasení.

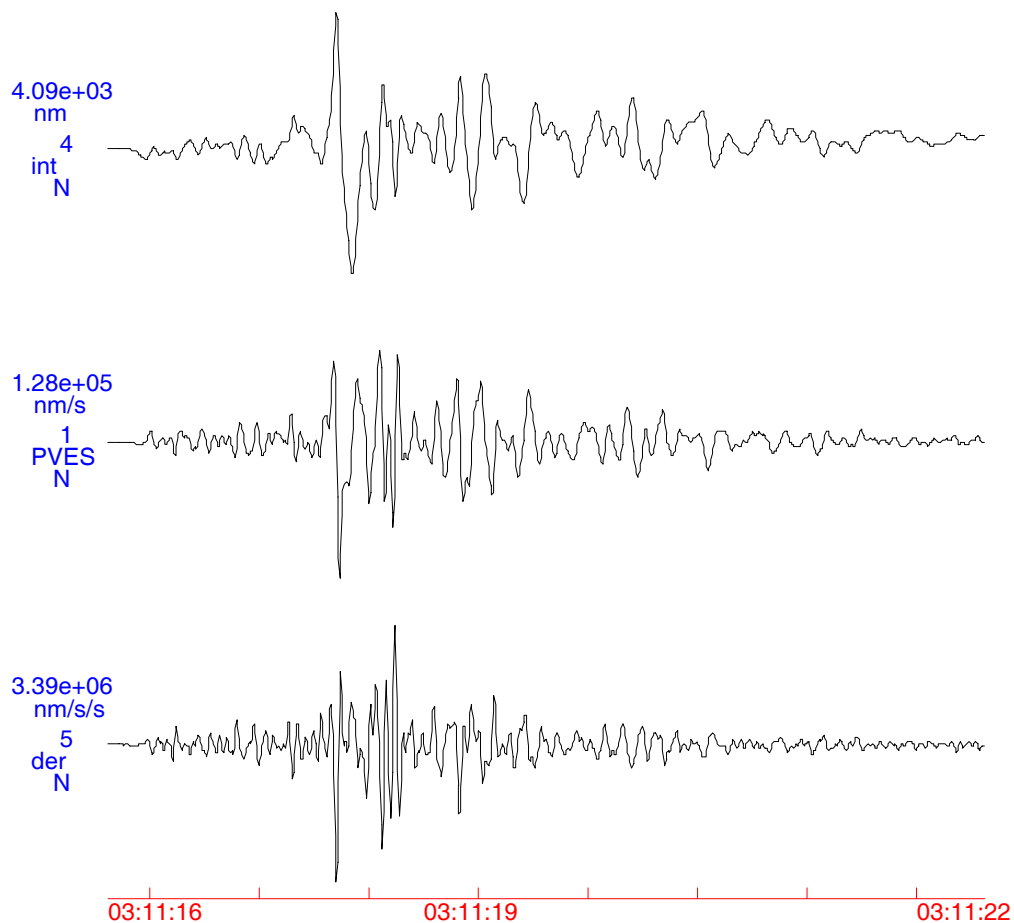
Regionálne siete (charakteristický rozmer je rádovo 10^2 km) seizmických staníc umožňujú skúmať seizmickú aktivitu záujmového územia, spravidla tektonického regiónu. Lokálne siete (charakteristický rozmer je rádovo 10^0 až 10^1 km) sa najčastejšie zriaďujú v okolí aktívneho zlomu a významných lokalít (napr. lokality jadrových elektrární a veľkých vodných diel). Lokálne siete určené na monitorovanie blízkych a slabých zemetrasení používajú krátkoperiodické seizmometre, keďže blízke slabé zemetrasenia generujú relatívne vysokofrekvenčné seizmické vlny. Ak je lokálna sieť určená na zaznamenanie silných pohybov pôdy (napr. v bezprostrednej blízkosti zlomu), používa akcelerometre. Dočasné lokálne siete akcelerometrov sú zvyčajne umiestnené po silnom zemetrasení v jeho epicentrálnej oblasti s cieľom zaznamenať dotrasy. Dôležitým poslaním lokálnych sietí je monitorovanie mikrozemttrasení, ktoré v období medzi silnými zemetraseniami umožňujú lokalizáciu seizmoaktívnych zlomov.



Obr. 1. Tri zložky seizmického pohybu pôdy zaznamenaného krátkoperiodickým seizmografom na seizmickej stanici Bratislava - Železná Studnička. Epicentrum zemetrasenia bolo v Perneckej ohniskovej zóne, jeho lokálne magnitúdo bolo 2.2 a epicentrálna vzdialenosť (epicentrum - stanica) bola 17 km. Vyznačené sú príchody P (PG) a S (SG) vln.



Obr. 2. Tri zložky seizmického pohybu pôdy zaznamenaného širokopásmovým seizmografom na seizmickej stanici Bratislava - Železná Studnička. Epicentrum zemetrasenia bolo v Turecku na severoanatskom zlome, jeho magnitúdo z objemových vln bolo 6.3 a epicentrálna vzdialenosť bola 1350 km. Vyznačené sú príchody P (PN) a S (SN) vln a skupina povrchových vln.



Obr. 3. NS zložka seizmického pohybu pôdy zaznamenaného krátkoperiodickým seizmografom na seizmickej stanici Pustá Ves lokálnej siete pri Jaslovských Bohuniciach. Hore - vypočítané posunutie, v strede - zaznamenaná rýchlosť, dole - vypočítané zrýchlenie.

Seizmický pohyb pôdy počas zemetrasení

Charakteristiky seizmického pohybu pôdy

V analýze seizmického ohrozenia a v tzv. inžinierskej seizmológii (časti seizmológie, ktorá sa zaoberá meraním, analýzou a predpoveďou silných seizmických pohybov pôdy) je potrebné a výhodné používať na popis zložitého seizmického pohybu pôdy súbor charakteristík, ktoré reprezentujú určité vlastnosti tohto pohybu. Používané charakteristiky možno rozdeliť na charakteristiky v časovej oblasti, frekvenčnej oblasti a spektrá odozvy.

Do prvej skupiny patria predovšetkým maximálne (tiež špičkové) zrýchlenie, maximálna rýchlosť a maximálne posunutie. Význam má aj stredné kvadratické zrýchlenie

$$rms(\vec{x}, t) = \left[\frac{0.9}{T_d} \int_0^{\infty} a^2(\vec{x}, t) dt \right]^{1/2}$$

a maximálne diferenciálne zrýchlenie

$$rot(\vec{x}, t) = \max_i \frac{\partial a(\vec{x}, t)}{\partial x_i}$$

kde $a(\vec{x}, t)$ reprezentuje jednu zložku zrýchlenia a x_i priestorovú súradnicu. T_d označuje ďalšiu charakteristiku seizmického pohybu, tzv. trvanie silných pohybov. To je definované ako časový interval, počas ktorého dochádza k prekročeniu určitej stanovenej hodnoty zrýchlenia. Pokusom o charakteristiky priamo korelovateľné so škodami spôsobenými seizmickým pohybom sú Ariasova intenzita

$$I_a(\vec{x}) = \frac{\pi}{2g} \int_0^{\infty} a^2(\vec{x}, t) dt$$

kde g je gravitačné zrýchlenie, a kumulatívna absolútna rýchlosť

$$CAV(\vec{x}) = \int_0^{\infty} |a(\vec{x}, t)| dt$$

Základnými charakteristikami vo frekvenčnej (spektrálnej) oblasti sú amplitúdové a fázové Fourierove spektrá posunutia, rýchlosti a zrýchlenia, ktoré umožňujú vidieť frekvenčný obsah seizmického pohybu pôdy.

Elastická odozva stavebnej štruktúry na seizmický pohyb pôdy môže byť aproximovaná odozvou jednoduchého tlmeného oscilátora, ktorého vlastná (prirodzená) frekvencia je zhodná s vlastnou frekvenciou štruktúry. Preto sú definované spektrá odozvy. Pre daný akcelerogram je spektrum odozvy definované ako závislosť maximálneho posunutia (alebo rýchlosti alebo zrýchlenia) systému tlmených lineárnych harmonických oscilátorov s jedným stupňom voľnosti na frekvencii, pričom daná frekvencia zodpovedá vlastnej frekvencii príslušného oscilátora. Nech $a(t)$ je zrýchlenie pohybu pôdy, $\xi(t)$ je relatívne (voči povrchu Zeme) zrýchlenie hmoty oscilátora a $\ddot{\eta}(t) = a(t) + \ddot{\xi}(t)$ je absolútne zrýchlenie hmoty oscilátora s vlastnou uhlovou frekvenciou ω_n . (Bodka nad veličinou znamená parciálnu deriváciu podľa času.) Potom má zmysel definovať spektrá odozvy ako funkcie frekvencie ω_n a parametra, ktorým je tlmiaci pomer oscilátora c :

spektrum odozvy v relatívnom posunutí $SD(\omega_n, c) = \left| \xi(t; \omega_n, c) \right|_{\max}$

spektrum odozvy v relatívnej rýchlosti $SV(\omega_n, c) = \left| \dot{\xi}(t; \omega_n, c) \right|_{\max}$

spektrum odozvy v absolútnom zrýchlení $SA(\omega_n, c) = \left| \ddot{\eta}(t; \omega_n, c) \right|_{\max}$

spektrum odozvy v zdanlivej rýchlosti $PSV(\omega_n, c) = \omega_n SD(\omega_n, c)$

spektrum odozvy v zdanlivom zrýchlení $PSA(\omega_n, c) = \omega_n^2 SD(\omega_n, c)$

Vplyv lokálnej geológie a topografie

Je zrejmé, že seizmický pohyb pôdy na danom mieste zemského povrchu počas zemetrasenia závisí od troch faktorov - seizmického ohniska (t.j. smeru a veľkosti posunutia na porušenej časti zlomovej plochy, veľkosti tejto porušenej časti, orientácie zlomovej plochy a polohy vzhľadom k miestu), prostredia medzi ohniskom a lokálnou geologickou štruktúrou a samotnej lokálnej geologickej či topografickej štruktúry.

V blízkosti zlomu je spravidla určujúcim faktorom proces šírenia trhliny na zlomovej ploche. Niekedy však môže byť vplyv lokálnych geologických podmienok na seizmický pohyb značný aj neďaleko od zlomu, ako to dokazuje prípad zemetrasenia Hyogo-ken Nanbu (Kobe) 17.1.1995. Mimo epicentrálnej oblasti môžu aj mierne zmeny v mechanických impedanciách alebo iregularity veľkosti porovnateľnej s vlnovou dĺžkou seizmickej vlny spôsobiť výrazné zosilnenie a priestorové variácie seizmického pohybu pôdy. Vplyv lokálnych geologických podmienok a topografie voľného povrchu môže byť niekedy veľmi silný. Môže dôjsť k tzv. lokálnemu efektu, t.j. k anomálii seizmického pohybu - amplitúdy v časovej i frekvenčnej oblasti a trvanie pohybu sú v rozpore s vyžarovacou charakteristikou ohniska a vzdialenosťou miesta od ohniska.

Anomálny seizmický pohyb spravidla spôsobuje na osídlenom či zastavanom území anomálne škody na budovách a objektoch, t.j. anomálie v tzv. makroseizmickom poli.

Značný vplyv lokálnych geologických podmienok na výsledný seizmický pohyb dramaticky potvrdzujú aj nedávne ničivé zemetrasenia - napr. Friuli (Taliansko) 1976, Mexiko 1985, Arménsko 1988, Loma Prieta (USA) 1989, Irán 1990, Filipíny 1990, Northridge (USA) 1994 a Hyogo-ken Nanbu (Japonsko) 1995. Napríklad pri tragickom zemetrasení 19.9.1985 v Mexiku (magnitúdo z povrchových vln $M_S = 8.1$) bolo ohnisko zemetrasenia vzdialené od hlavného mesta Mexika 360 km. Kým v menších vzdialenostiach od epicentra nespôsobilo zemetrasenie vážnejšie škody, v hlavnom meste Mexika spôsobilo katastrofálne škody, ktoré poznamenali celú mexickú ekonomiku (viac ako 10 000 mŕtvych, 50 000 bez prístrešia a škody za viac ako 4 mld USD). Došlo k deštrukcii mnohých moderných výškových budov a k vážnemu poškodeniu stoviek stavebných objektov. Príčinou anomálneho seizmického pohybu a následných poškodení stavieb boli rezonančné javy vo vrstvách nekonsolidovaných jazerných sedimentov a navážok. Inými presvedčivými príkladmi anomálneho seizmického pohybu sú namerané zrýchlenia pohybu pôdy: 1.74 g počas zemetrasenia 15.10.1979 v Imperial Valley (USA) a 1.8 g v Tarzana, Kalifornia, počas zemetrasenia 17.1.1994 v Northridge.

Je dôležité si uvedomiť, že k lokálnym efektom seizmického pohybu a následným poškodeniam stavebných objektov môže dôjsť aj v prípade stredne veľkých zemetrasení a v krajinách, v ktorých je seizmická aktivita nižšia ako v USA, Japonsku, Mexiku, Taliansku, Grécku a v iných veľmi aktívnych oblastiach.

K lokálnym efektom, ktoré spravidla spôsobujú najväčšie škody, dochádza v súčasnosti takmer pri každom dostatočne silnom zemetrasení, ktoré zasiahne obývané územie. Je to preto, lebo najviac sú osídlené práve tie územia, na ktorých môže dôjsť k lokálnym efektom zemetrasení.

Lokálna geologická štruktúra je tá časť geologického podložia, ktorá ovplyvní seizmický pohyb pôdy na danom mieste v záujmovom intervale frekvencií. Záujmovým intervalom je najmä interval frekvencií na ktorých môžu kmitať budovy, stavebné objekty a ich súčasti, t.j. približne 0.1 až 20 Hz. Keďže typické rýchlosti šírenia seizmických vln v povrchových horninách sú 100 až 3000 m/s, zodpovedajúce vlnové dĺžky a súčasne hrubý odhad rozmerov lokálnej geologickej štruktúry bez špecifikácie typu lokálnej štruktúry je rádovo 10^1 až 10^3 m.

K základným vlnovým javom a nimi spôsobeným lokálnym anomáliam seizmického pohybu pôdy patrí: zosilnenie na rovinnom voľnom povrchu pri dopade S vlny polarizovanej vo vertikálnej rovine pod uhlom blízkym kritickému, zosilnenie na vrchole topografickej štruktúry (napr. na hrebeni) v dôsledku fokusácie, diferenciálny pohyb na svahu topografickej štruktúry v dôsledku laterálnej difrakcie a interferencie s dopadajúcou vlnou, zosilnenie v dôsledku prechodu vln z tvrdšej do mäkšej horniny, zosilnenie v dôsledku jednorozmernej vertikálnej rezonancie v horizontálnej vrstve sedimentov, silný diferenciálny pohyb v blízkosti silnej laterálnej nehomogenity v dôsledku laterálnej difrakcie, zosilnenie a diferenciálny pohyb v dôsledku indukcie a šírenia lokálnych povrchových vln v plytkých sedimentárnych bazénoch, zosilnenie a diferenciálny pohyb v dôsledku rezonancie celého hlbokého sedimentmi vyplneného údolia, zosilnenie v dôsledku smerových rezonancií.

Analýza lokálnych geologických podmienok a uváženie možných lokálnych efektov zemetrasenia je nutnou súčasťou každého seizmického rajónovania (vyčlenenie rajónov rôznej miery seizmickej mobility na záujmovom území) a určenia seizmického ohrozenia záujmovej lokality či oblasti.

Sekundárne efekty zemetrasení

V širšom zmysle patria k lokálnym efektom zemetrasenia aj pohyby pôdy indukované vibračným seizmickým pohybom. Sú to najmä stekutenie vodou nasýtených pieskov, zosuvy pôdy (spôsobené priamo seizmickým pohybom, stekutím tenkej vrstvy pôdy, zosilnením seizmického pohybu v dôsledku špecifickej topografie), padanie skál, bahenný prúd, sutinový prúd, pokles a prepadnutie pôdy. Je zrejmé, že tieto sekundárne efekty zemetrasenia môžu spôsobiť veľké škody.

Makroseizmické účinky zemetrasení

Účinky zemetrasení na ľudí, objekty, stavby a prírodu na danej lokalite sa nazývajú makroseizmické účinky. Prejavujú sa, ak je lokálne magnitúdo zemetrasenia $M_L > 2.5$. Makroseizmické účinky sú kvantifikované pomocou tzv. makroseizmickej intenzity (I). Makroseizmická intenzita je určená v stupňoch makroseizmickej stupnice. Intenzitný stupeň je charakterizovaný súborom príznakov.

V súčasnosti sú vo svete používané najmä 12-stupňové stupnice - Mercalli-Cancani-Siebergova (MCS), Modifikovaná Mercalliho (MM), Medvedevova-Sponheuerova-Kárnikova (MSK) a Európska makroseizmická stupnica (EMS-98) - a 7 stupňová Japonská intenzitná stupnica (JMA). Stupnica MCS je používaná napr. v Taliansku, MM stupnica v USA a v Grécku, MSK a EMS-98 najmä v európskych štátoch (vrátane Slovenska) a stupnica JMA v Japonsku. Jednotlivé 12-stupňové stupnice sa od seba líšia najmä podrobnosťou klasifikácie zraniteľnosti a poškodenia budov, v popise účinkov na ľudí a predmety a v samotnej štruktúre stupníc. Najnovšia stupnica, EMS-98, bola navrhnutá tak, aby znížila mieru subjektivity v určovaní stupňa intenzity.

Hodnoty makroseizmickej intenzity pre jednotlivé lokality sú pre každé zemetrasenie prezentované vo forme máp izoseist (viď obr. 4). Každá lokalita s určenou intenzitou je na mape zobrazená ako jeden intenzitný bod. Izoseisty sú čiary oddeľujúce oblasti s rôznou intenzitou. Z rozloženia intenzitných bodov alebo izoseist sa určuje makroseizmické epicentrum zemetrasenia, epicentrálna intenzita I_0 , makroseizmické magnitúdo,

makroseizmická hĺbka ohniska zemetrasenia a empirické útlmové vzťahy pre makroseizmickú intenzitu.

Makroseizmická stupnica EMS-98

Stupnica EMS-98 zahŕňa jednak klasifikáciu budov podľa zraniteľnosti, klasifikáciu škôd a kvantít jednak definície intenzitných stupňov.

Budovy sú zaradené do šiestich tried zraniteľnosti A až F, pričom A sú najzraniteľnejšie a F najodolnejšie budovy s vysokou úrovňou antiseizmického dizajnu. Väčšina budov v historických jadrách miest na Slovensku patrí do triedy A alebo B, moderné budovy spravidla do triedy zraniteľnosti C. Zaradenie budovy do príslušnej triedy závisí od kvality vyhotovenia a údržby, geometrickej pravidelnosti, duktility, polohy, spevnenia, úrovne antiseizmického dizajnu a dôležitosti budovy.

Škody, popísané osobitne pre murované a železobetónové budovy, sú rozdelené do piatich stupňov:

1. zanedbateľné alebo mierne (žiadne štrukturálne a slabé neštrukturálne),
2. stredné (slabé štrukturálne alebo stredné neštrukturálne),
3. ťažké (stredné štrukturálne alebo ťažké neštrukturálne),
4. veľmi ťažké (ťažké štrukturálne alebo veľmi ťažké neštrukturálne),
5. deštrukcia (veľmi ťažké štrukturálne).

Účinky uvedené v popise pre jednotlivé intenzitné stupne majú charakter prahových účinkov, z čoho vyplýva, že každý intenzitný stupeň môže obsahovať účinky nižších intenzitných stupňov. Najsilnejšie historické zemetrasenia na Slovensku mali epicentrálnu intenzitu 7 až 9⁰. Stupňu 8 zodpovedajú tieto účinky:

8. Ťažko ničivé

a) účinky na ľudí

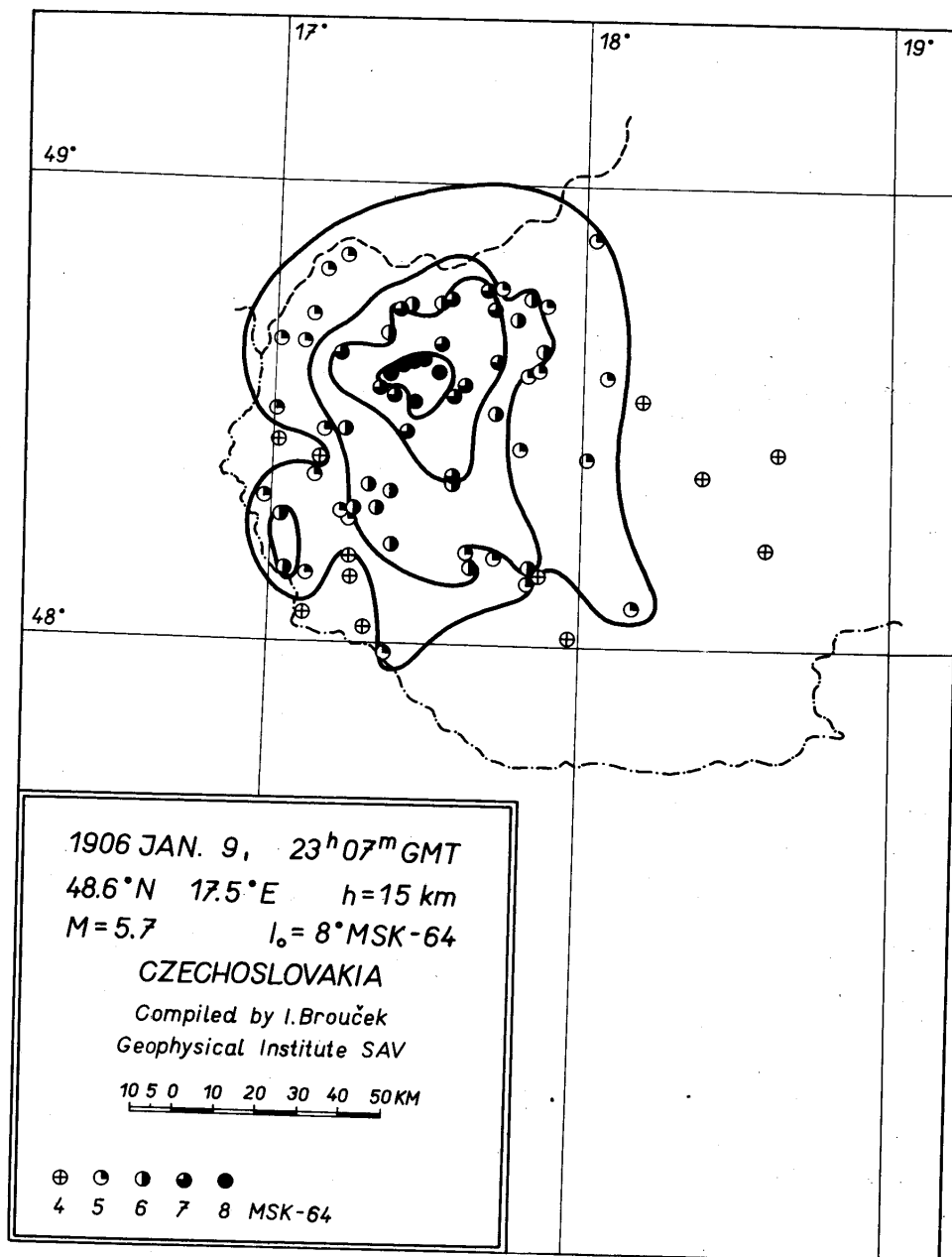
Mnohí majú problémy udržať rovnováhu a to aj vonku.

b) účinky na predmety a prírodu

Nábytok môže byť prevrhnutý. Predmety ako televízory a písacie stroje padnú na zem. Náhrobné kamene môžu byť niekedy posunuté, stočené alebo prevrhnuté. Na veľmi mäkkom podloží možno vidieť vlny.

c) škody na budovách

Mnohé	budovy	triedy	zraniteľnosti	A	utrpia	škody	stupňa	4; niekoľké	stupňa	5.
Mnohé	budovy	triedy	zraniteľnosti	B	utrpia	škody	stupňa	3; niekoľké	stupňa	4.
Mnohé	budovy	triedy	zraniteľnosti	C	utrpia	škody	stupňa	2; niekoľké	stupňa	3.
Niekoľko	budov	triedy	zraniteľnosti	D	utrpi	škody	stupňa	2.		



Obr. 4. Mapa izoseist zemetrasenia 9.1.1906 pri Dobrej Vode. Pre jednotlivé hodnoty intenzity sú použité rôzne symboly. Čiary predstavujú izoseisty. V tabuľke je dátum a čas vzniku zemetrasenia, súradnice makroseizmického epicentra, makroseizmická hĺbka ohniska, makroseizmické magnitúdo a epicentrálna intenzita.

Určenie makroseizmickéj intenzity po zemetrasení

Určenie makroseizmickéj intenzity po zemetrasení pozostáva zo zberu a vyhodnotenia údajov. Zber údajov sa vykonáva jednak pomocou makroseizmických dotazníkov jednak pomocou prieskumu na mieste. Makroseizmické dotazníky sú používané vtedy, ak sa predpokladá, že účinky zemetrasenia neboli na žiadnej lokalite väčšie ako 6 až 7⁰ EMS-98. V prípade vyššieho stupňa sa vykonáva prieskum na mieste. Na Slovensku analyzuje makroseizmické účinky zemetrasení Geofyzikálny ústav SAV.

Intenzita	Definícia	Skrátený popis typických účinkov
1	nepocítené	Nepocítené.
2	zriedkavo pocítené	Pocítené len jednotlivcami na niektorých miestach v domoch.
3	slabé	Zemetrasenie vnútri cítia niekoľkí (0-20%). Ľudia nanajvyš cítia hojdanie alebo ľahké chvenie.
4	značne pozorované	Zemetrasenie vo vnútri cítia mnohí (10-60%), vonku len výnimočne. Niekoľkí sú prebudení. Okná, dvere a riad štrngajú.
5	silné	Zemetrasenie vo vnútri cítia väčšina (50-100%), vonku niekoľkí. Mnohí spiaci sa prebudia. Niekoľkí sú vystrašení. Budovy vibrujú. Vísiace objekty sa značne hojdajú. Malé predmety sú posunuté. Dvere a okná sa otvárajú a zatvárajú.
6	mierne ničivé	Mnohí sú vystrašení a vybiehajú von. Niektoré predmety padnú. Mnohé budovy utrpia malé neštrukturálne škody ako napr. vlásočnicové trhliny alebo odpadnuté malé kúsky omietky.
7	ničivé	Väčšina ľudí je vystrašená a vybiehajú von. Nábytok je posunutý. Predmety padajú z polic vo veľkom množstve. Mnohé dobre postavené bežné budovy utrpia stredné škody: opadá omietka, padnú časti komínov; v stenách starších budov sú veľké trhliny a priečky sú zrútené.
8	ťažko ničivé	Mnohí majú problémy udržať rovnováhu. Mnohé domy majú veľké trhliny v stenách. Niekoľko dobre postavených bežných budov má vážne poškodené steny. Slabé staršie budovy sa môžu zrútiť.
9	deštruktívne	Všeobecná panika. Mnoho slabých budov sa zrúti. Aj dobre postavené bežné budovy utrpia veľmi ťažké škody: ťažké poškodenie stien a čiastočne aj štrukturálne škody.
10	veľmi deštruktívne	Mnohé dobre postavené bežné budovy sa zrúti.
11	devastujúce	Väčšina dobre postavených bežných budov sa zrúti. Aj niektoré budovy s dobrým antiseizmickým dizajnom sú zničené.
12	úplne devastujúce	Takmer všetky budovy sú zničené.

Tab. 1. Krátka forma stupnice EMS-98 (nie je vhodná na určenie intenzity; porovnaj popis pre intenzitný stupeň 8).

Seizmické ohrozenie

Analýza seizmického ohrozenia pre celé územie krajiny a pre vybrané záujmové lokality je nutná nielen v krajinách s vysokou seizmickou aktivitou, ako sú napr. USA alebo Japonsko, ale aj v krajinách so strednou alebo miernou seizmickou aktivitou, ako je napr. Slovensko. Je to jednak preto, že na Slovensku, podobne ako v iných krajinách v Európe, existujú národohospodársky významné stavby (jadrové elektrárne, veľké vodné diela), ktorých poškodenie alebo zničenie by spôsobilo významné priame a nepriame škody, jednak preto, že už stredne silné zemetrasenia, aké vznikajú na území Slovenska, môžu napríklad v dôsledku

lokálnych efektov spôsobiť na danom mieste účinky, ktoré zodpovedajú podstatne silnejším zemetraseniam.

Seizmické ohrozenie je pravdepodobnosť P_i výskytu seizmického pohybu úrovne i (alebo $I > i$) počas daného časového intervalu t na zvolenej záujmovej lokalite L . Seizmické riziko je pravdepodobnosť R vzniku škody v dôsledku seizmického ohrozenia. Seismicita je pravdepodobnosť P_m vzniku zemetrasenia s magnítúdom m (alebo $M > m$) v časovom intervale t v určitej ohniskovej zóne S . Seizmické ohrozenie a seizmické riziko sa vzťahujú k zvolenej záujmovej lokalite, seismicita je charakteristikou ohniskovej zóny. Často je používaný aj pojem seizmická aktivita. Vyjadruje časové a priestorové rozloženie zemetrasení na danom území.

Ako charakteristiky seizmického ohrozenia i sú používané: makroseizmická intenzita, akcelerogram, velocigram, seizmogram a odvodené charakteristiky, t.j. špičkové zrýchlenie, rýchlosť a posunutie, Ariasova intenzita, kumulatívna absolútna rýchlosť, trvanie silných pohybov, stredné kvadratické zrýchlenie, špičkové diferenciálne zrýchlenie a spektrá odozvy. To, ktorá charakteristika seizmického pohybu je vo výpočte seizmického ohrozenia použitá, závisí jednak od charakteru údajov o zemetraseniach, jednak od účelu, pre ktorý je seizmické ohrozenie analyzované. Pre účely stavebnej normy o seizmických zaťaženiach bežných stavebných konštrukcií na území celého štátu je seizmické ohrozenie charakterizované hodnotami špičkového zrýchlenia. Seizmické ohrozenie lokality jadrovej elektrárne je charakterizované hodnotami spektra odozvy (vrátane hodnoty špičkového zrýchlenia) a akcelerogramami. Pre niektoré výpočty seizmického rizika alebo pre niektoré zemetrasné scenáre je seizmické ohrozenie charakterizované hodnotami makroseismickej intenzity.

Voľba obdobia t v definícii seizmického ohrozenia závisí najmä od charakteru a životnosti stavebných štruktúr. Pre 90% pravdepodobnosť nepresiahnutia zvolenej úrovne seizmického pohybu je pre bežné stavby záujmovým obdobím 50 rokov a pre lokality jadrových elektrární 1000 rokov.

Metódy analýzy seizmického ohrozenia

Analýza seizmického ohrozenia pozostáva z dvoch základných krokov - identifikácie a charakterizácie zdrojových (ohniskových) zón zemetrasení a určenia seizmického pohybu pôdy na záujmovej lokalite. Analýzu možno vykonať deterministickou alebo pravdepodobnostnou metódou.

V deterministickej metóde sa najprv identifikujú ohniskové zóny zemetrasení (zlomy, lokalizované štruktúry alebo seizmogénne provincie) a každej je priradené maximálne (alebo iné charakteristické - napr. maximálne vierohodné) zemetrasenie charakterizované hodnotou magnítúda alebo epicentrálnej intenzity. Pre každú ohniskovú zónu je určená najbližšia vzdialenosť od záujmovej lokality. Určujúcim zemetrasením je potom to, ktorého charakteristiky sú dominantné v porovnaní s charakteristikami maximálnych zemetrasení z ostatných ohniskových zón. Pre hodnoty magnítúda a vzdialenosti určujúceho zemetrasenia je potom z empirického útlmového vzťahu určená veľkosť charakteristiky seizmického ohrozenia.

Výsledkom deterministického výpočtu je napr. hodnota špičkového zrýchlenia spôsobená určujúcim zemetrasením. Taký výsledok však nehovorí napr. nič o tom, či k presiahnutiu určitej úrovne pohybu pôdy dôjde raz za 50 rokov alebo raz za 1000 rokov. Odpoveď je možno získať pravdepodobnostnou metódou.

V pravdepodobnostnom výpočte sú tiež najprv identifikované ohniskové zóny. Ohniskové zóny sú charakterizované početnostnými vzťahmi. Typický tvar početnostných vzťahov je

$$\log N = a - b M,$$

kde N je kumulatívny počet zemetrasení s magnitúdom väčším alebo rovným ako M ; a a b sú konštanty početnostného vzťahu. Všetky zemetrasenia z identifikovaných ohniskových zón prispievajú do pravdepodobnosti presiahnutia jednotlivých úrovní seizmického pohybu z počas špecifikovaného obdobia t . Za určitých predpokladov môže byť potom očakávaný počet presiahnutí $E(z)$ seizmického pohybu úrovne z počas obdobia t vyjadrený v tvare

$$E(z) = \sum_{i=1}^n \alpha_i \int_{m_0}^{m_1} \int_{r_0}^{r=\infty} f_i(m) f_i(r) P(Z > z | m, r) dr dm,$$

kde α_i je stredný relatívny počet zemetrasení s magnitúdom väčším alebo rovným ako minimálne magnitúdo m_0 a menším alebo rovným ako maximálne magnitúdo m_1 v i -tej ohniskovej zóne, $f_i(m)$ je pravdepodobnostná hustotná funkcia rozloženia magnitúd v i -tej ohniskovej zóne (určená z početnostných vzťahov), $f_i(r)$ je pravdepodobnostná hustotná funkcia rozloženia vzdialeností medzi rôznymi bodmi v i -tej ohniskovej zóne a záujmovou lokalitou a $P(Z > z | m, r)$ je pravdepodobnosť, že dané zemetrasenie s magnitúdom m vo vzdialenosti r od záujmovej lokality presiahne úroveň seizmického pohybu pôdy z na záujmovej lokalite. Za predpokladu, že početnostný vzťah je pre každú ohniskovú zónu časovo nezávislý a každé zemetrasenie sa vyskytne nezávisle od ostatných, t.j. že zemetrasenie je Poissonovský proces, má zmysel definovať periódu opakovania príslušnej úrovne pohybu pôdy z na danej lokalite – tzv. návratovú periódu NP . Návratová perióda sa vypočíta z pravdepodobnosti presiahnutia $P(Z > z)$ počas obdobia t rokov (určenej z očakávaného počtu presiahnutí $E(z)$) podľa vzťahu

$$NP = -t / \ln(1 - P(Z > z)).$$

Jedná hodnota návratovej periódy môže teda reprezentovať rôzne dvojice hodnôt $P(Z > z)$, t . Napríklad pre 10% pravdepodobnosť presiahnutia počas 50 rokov je potom návratová perióda príslušnej úrovne pohybu pôdy z na záujmovej lokalite približne 475 rokov.

Výhodou pravdepodobnostnej metódy je to, že umožňuje zahrnúť oba základné typy neurčitostí aleatorické (náhodné) i epistemické (modelovacie). Typickým príkladom aleatorickej neurčitosti je smerodajná odchýlka útlmového vzťahu. Epistemické neurčitosti je možné do pravdepodobnostného výpočtu zahrnúť pomocou logického stromu. Uzlom v logickom strome je parameter, ktorý vstupuje do výpočtu (napr. koeficient a a b v početnostnom vzťahu). Vetvami sú potom alternatívne hodnoty parametra.

K hodnote pravdepodobnosti presiahnutia určitej úrovne pohybu pôdy prispievajú všetky zemetrasenia zo všetkých ohniskových zón. Pomocou tzv. deagregácie pravdepodobnostného výpočtu, t.j. pomocou zistenia čiastkových relatívnych príspevkov z jednotlivých magnitúdovo-vzdialenostných intervalov, je možné zistiť, ktoré zemetrasenie prispieva najviac k danej pravdepodobnosti presiahnutia.

Praktické dôsledky určenia seizmického ohrozenia

Zrejme najdôležitejším praktickým dôsledkom určenia seizmického ohrozenia či už pre jednu záujmovú lokalitu alebo pre nejaké územie (v skutočnosti súbor lokalít) je, že projektanti a stavební inžinieri majú k dispozícii hodnoty charakteristík seizmického ohrozenia, ktoré predstavujú vstup pre výpočet očakávaného seizmického zaťaženia stavebných konštrukcií. Pre bežné stavby na území Slovenska sa seizmické zaťaženie stavebných konštrukcií určuje podľa normy STN 730036. V Európe je to norma EUROCODE 8. Pre lokality národohospodársky významných stavieb (jadrových elektrární, veľkých vodných diel a iných citlivých priemyselných komplexov, ktorých poškodenie by mohlo spôsobiť veľké sekundárne škody) by však malo byť seizmické ohrozenie určované osobitne.

V krajinách, kde sa vyskytujú silné zemetrasenia, má určenie seizmického ohrozenia praktický význam aj pre civilnú ochranu. Hodnoty charakteristík seizmického ohrozenia môžu byť použité pre vypracovanie štúdií seizmického rizika alebo zemetrasných scenárov. Jedným z výsledkov takýchto štúdií môže byť odhad počtu poškodených domov, strát na ľudských životoch alebo počtu zranených na záujmovom území, ak úroveň seizmického pohybu v dôsledku zemetrasenia prekročí určitú hodnotu. To môže pomôcť pri plánovaní a organizácii záchranných prác.

Slovensko je krajinou, kde sa v minulosti vyskytli stredne silné zemetrasenia. Tieto zemetrasenia spôsobili v minulosti ako materiálne škody, tak aj straty na ľudských životoch. Keďže sa tektonický vývoj územia Slovenska nezastavil, k podobne silným zemetraseniam dôjde na Slovensku aj v budúcnosti. Preto je potrebné venovať problematike seizmického ohrozenia a z nej vyplývajúcim dôsledkom sústavnú a dostatočnú pozornosť ako na úrovni štátnych orgánov, tak aj na úrovni samospráv.

Seizmické ohrozenie územia Slovenska

Zemetrasná aktivita územia Slovenska

Katalóg makroseizmicky pozorovaných zemetrasení od r. 1034 obsahuje údaje o viac ako 650 zemetraseniach, ktoré mali makroseizmické účinky na území Slovenska (viď obr. 5). Na základe seizmologických a geologických údajov boli vyčlenené tieto ohniskové zóny: Pernek-Modra, Dobrá Voda, Trenčín-Žilina, Komárno, Stredné Slovensko, Spiš a Slánske vrchy. Vo všetkých ohniskových zónach mali najsilnejšie zemetrasenia epicentrálnu intenzitu väčšiu alebo rovnú 7⁰ EMS-98. Niektoré zo zemetrasení spôsobili veľké škody a dokonca aj straty na životoch. Najsilnejšie dokumentované zemetrasenia s epicentrom na území Slovenska sú stredoslovenské zemetrasenie 5.6.1443, komárňanské 28.6.1763 a dobrovodské 9.1.1906.

Zemetrasenie 5.6.1443 na strednom Slovensku je dosiaľ najstaršie zemetrasenie s epicentrom na území Slovenska, pre ktoré boli nájdené tzv. primárne, t.j. zemetraseniu súčasné písomné pramene. Zemetrasenie prakticky úplne zničilo Banskú Štiavnicu a vážne poškodilo Kremnicu. Bolo pocítené aj v Rakúsku (Viedeň), v Poľsku (napr. Krakov, Brzeg) a v Čechách (napr. Brno). Epicentrálna intenzita zemetrasenia bola väčšia ako 8⁰ EMS-98.

Zemetrasenie 28.6.1763 len v samotnom Komárne úplne zničilo 7 kostolov a 279 domov. 63 osôb bolo usmrtených a 102 zranených. V Komárne a v jeho okolí spôsobilo paniku medzi obyvateľmi. Makroseizmicky otrasená oblasť 87 000 km², väčšia ako územie dnešného Slovenska, zasahovala na juhu po Belehrad, na juhovýchode po Temešvár a na severozápade po Lipsko. Epicentrálna intenzita zemetrasenia bola 8-9⁰. V epicentrálnej oblasti sa v pôde objavili trhliny. Zdokumentovaný je tiež veľký počet dotrasov.

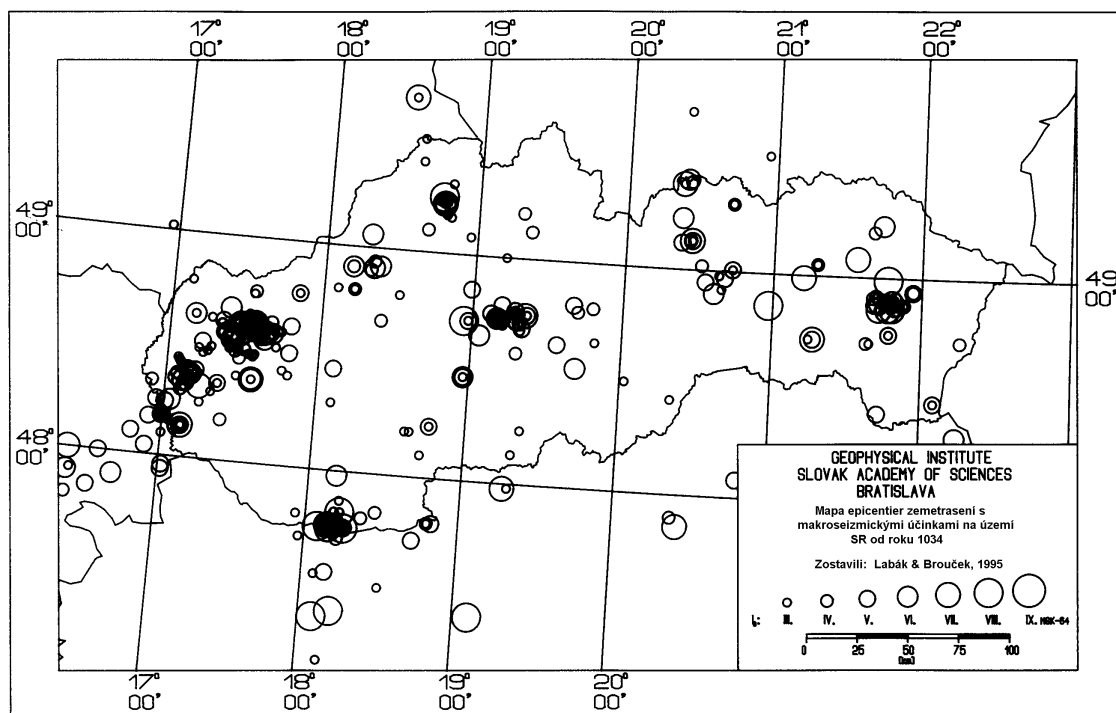
Zemetrasenie 9.1.1906 je najsilnejšie zemetrasenie s epicentrom na území Slovenska v 20. storočí a zároveň prvé, pre ktoré sú k dispozícii aj seizmometrické pozorovania. Makroseizmicky otrasená oblasť 30 000 km² zasahovala do Rakúska, Maďarska a Čiech. Epicentrálna intenzita zemetrasenia bola 8-9⁰. V epicentrálnej oblasti sa v pôde objavili trhliny.

V uplynulých desaťročiach bola seizmická aktivita územia Slovenska nízka. S veľkou pravdepodobnosťou ide o obdobie prípravy budúceho silného zemetrasenia. Nie je však dostatok údajov na to, aby bolo možné odhadnúť kedy a v ktorej ohniskovej zóne k nemu dôjde. Sieť stálych seizmických staníc na území Slovenska neumožňuje lokalizovať zemetrasenie s $M_L < 2.5$, čo znamená, že nie je možné lokalizovať mikrozemetrasenia, ktoré sú v období medzi silnými zemetraseniami zásadne dôležité pre priestorové vyčlenenie ohniskových zón a seizmoaktívnych zlomov. Výnimkou je ohnisková zóna Dobrá Voda, ktorej mikrosezimickú aktivitu do určitej miery monitoruje lokálna sieť seizmických staníc pri Atómových elektrárnach Bohunice (EBO). Údaje z lokálnej siete boli spolu s údajmi o historických zemetraseniach použité na modelovanie ohniskovej zóny v pravdepodobnostnej analýze seizmického ohrozenia lokality EBO.

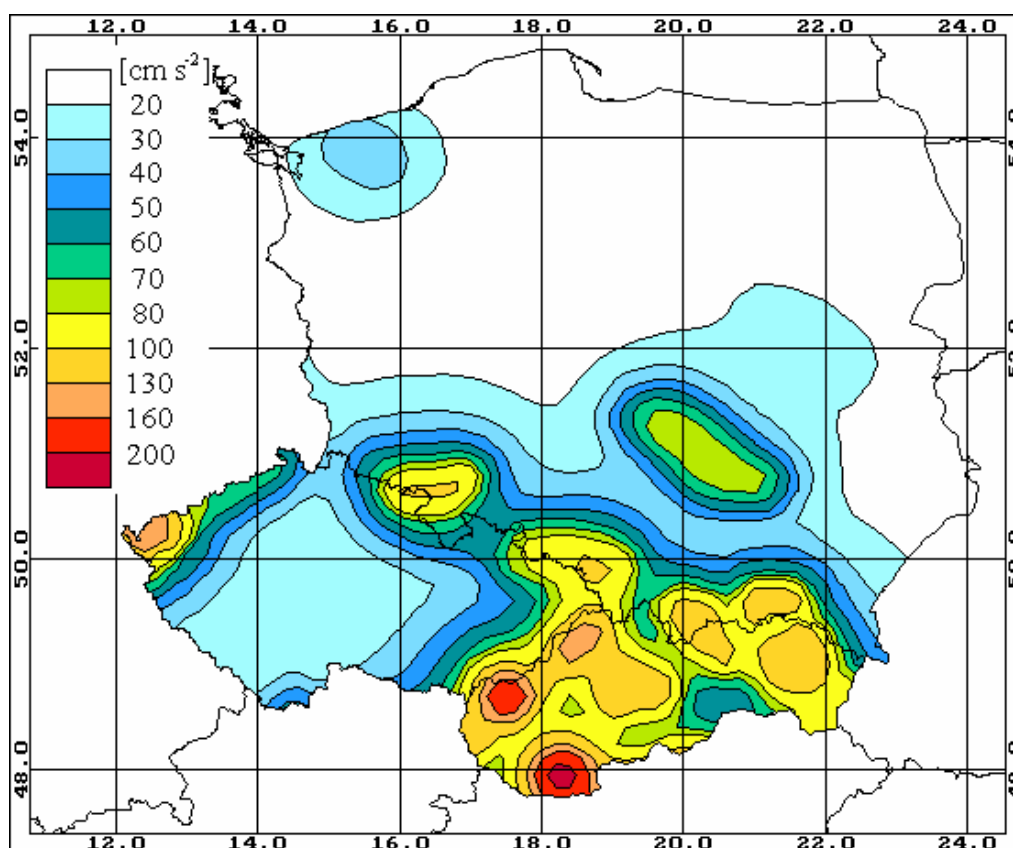
Seizmické ohrozenie územia Slovenska

Pri pravdepodobnostnom výpočte seizmického ohrozenia územia Slovenska je potrebné zahrnúť údaje nielen o zemetraseniach z ohniskových zón na území Slovenska ale aj z ohniskových zón v okolitých štátoch, pretože aj tieto môžu ovplyvniť výsledné hodnoty charakteristík seizmického ohrozenia pre územie Slovenska. To, z akej veľkej oblasti treba tieto zóny zahrnúť do výpočtu, závisí od veľkosti najsilnejších zemetrasení v jednotlivých ohniskových zónach, tvaru útlmových kriviek pre príslušnú charakteristiku seizmického ohrozenia a záujmovej návratovej periódy. Spravidla je do výpočtu potrebné zahrnúť všetky ohniskové zóny, ktorých najbližšie vzdialenosti k záujmovej lokalite na území Slovenska sú menej ako 150 km.

Na obr. 6 je mapa seizmického ohrozenia pre Českú republiku, Poľsko a Slovensko. Mapa ukazuje špičkové zrýchlenie pre návratovú periódu 475 rokov, t.j. 10% pravdepodobnosť presiahnutia počas 50 rokov (toto obdobie zodpovedá predpokladanej životnosti bežných budov v normách o seizmických zaťaženiach stavebných konštrukcií). Pravdepodobnostný výpočet seizmického ohrozenia bol vykonaný českými, poľskými a slovenskými seizmológmi v rámci medzinárodného projektu Global Seismic Hazard Assessment Program. Na obrázku je vidieť, že seizmické ohrozenie je pre oblasť Západných Karpát a priľahlej časti Panónskeho bazénu, t.j. najmä pre územie Slovenska, väčšie ako pre Čechy a Poľsko. Hodnoty špičkového zrýchlenia sú najväčšie v oblasti Dobrej Vody a Komárna. Hoci v oblasti stredného Slovenska sa v minulosti vyskytlo podobne silné zemetrasenie ako pri Komárne alebo Dobrej Vode, hodnoty sú v tejto oblasti menšie. To preto, lebo zatiaľ čo návratová perióda najsilnejšieho komárňanského a dobrovodského zemetrasenia je menšia ako záujmová perióda 475 rokov, návratová perióda najsilnejšieho stredoslovenského zemetrasenia je väčšia.



Obr. 5. Mapa epicentier dokumentovaných zemetrasení s makroseizmickými účinkami na území Slovenska od r. 1034. Veľkosť krúžku indikuje veľkosť epicentrálnej intenzity zemetrasenia.



Obr. 6. Mapa seizmického ohrozenia pre Českú republiku, Poľsko a Slovensko v hodnotách špičkového zrýchlenia pre návratovú periódu 475 rokov, t.j. 10% pravdepodobnosť presiahnutia počas 50 rokov.

Použitá a doporučená literatura

Aki, K., Richards, P., 1980. Quantitative Seismology: Theory and Methods. W.H. Freeman.

Bolt, B. A., 1993. Earthquakes and Geological Discovery. Scientific American Library.

Bolt, B. A., 1993. Earthquakes. W.H. Freeman.

Gubbins, D., 1990. Seismology and Plate Tectonics. Cambridge University Press.

Kárník, V., 1971. Seismicity of the European Area. Academia, Praha.

Labák, P., Brouček, I., 1996. Katalóg makroseizmicky pozorovaných zemetrasení na území Slovenska od roku 1034. (Verzia 1996). Geofyzikálny ústav SAV, Bratislava.

Lay, T., Wallace, T., 1995. Modern Global Seismology. Academic Press.

Lowrie, W., 1997. Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press.

Reiter, L., 1990. Earthquake Hazard Analysis. Issues and Insights. Columbia University Press.

Schenk, V., Schenková, Z., Kottbauer, P., Guterch, B., Labák, P., 2000. Earthquake hazard for the Czech Republic, Poland and Slovakia - contribution to the ILC/IASPEI Global seismic hazard assessment program. Natural Hazards.

Walker, G., 1982. Earthquake. Time-Life Books.

Yanev, P., 1990. Peace of Mind in Earthquake Country. Chronicle Books, San Francisco.