

# metody

*Československý časopis pro fyziku [sekce A] 33 (1983), 496—504.*

## **Studium zemětřesného ohrožení v Československu**

Zdeňka Schenková, Vladimír Schenk

*Geofyzikální ústav ČSAV, Boční II, 1401, 141 31 Praha 4*

Jiří Zahradník

*Matematicko-fyzikální fakulta UK, V Holešovičkách 2, 180 00 Praha 8*

91.00

Príspevek pojednává o současném stavu seismostatistických a seismogeologických metod stanovení seismického ohrožení. Jedna kapitola se zabývá zemětřesnou činností Československa. Dále je podán stručný popis místních geologických, topografických a dalších vlivů na očekávaný pohyb půdy při zemětřesení a jejich stanovení pomocí metod seismického mikrorajónování.

## **Study of the earthquake hazard in Czechoslovakia**

The contribution deals with the current state of seismostatistic and seismogeologic methods of determining seismic hazard. One chapter is concerned with the earthquake activity in Czechoslovakia. The work also gives a brief description of local geologic, topographic and other effects on the expected earthquake ground motions, and their determination by methods of seismic microzoning.

### **1. Úvod**

Ve všech zemích postihovaných účinky zemětřesení je nutné provádět antiseismická opatření k ochraně budov a zařízení. Antiseismická opatření nejsou levná, zvyšují náklady o (5 ÷ 20)%. Není tedy lhostejné, v jaké seismické zóně se staví a jak důkladně známe seismické ohrožení staveniště. Při plánování staveb je nutná co nejpodrobnější znalost seismických účinků a četnost jejich výskytu v širším okolí stavby. Postupu, který vede k tomuto cíli, se obecně říká seismické rajónování.

Pojem seismického rajónování zahrnuje různé principy určení a znázornění seismického ohrožení. Pro území ČSSR je pro orientační účely používána jak mapa výskytu zemětřesných ohnisek, tak i mapa maximálních pozorovaných intenzit [1]. Podobná mapa je i součástí československé státní normy ČSN 730036, která stanoví pro běžné stavby rozsah antiseismických opatření úměrný očekávané intenzitě otřesu. Mimoto se řada staveb, a to těch nejnákladnějších a nejvýznamnějších (přehrady, televizní věže, tepelné a jaderné elektrárny), vymyká zjednodušenému přístupu stanovenému normou pro standardní stavby. Vypracovávají se pro ně co nejúplnější komplexní studie týkající se pouze zvolené lokality.

Současný postup při určení seismického ohrožení přijatý v ČSSR a ospořidávající mezinárodním doporučením zahrnuje čtyři hlavní kroky [3—5]:

a) vymezení ohniskových zdrojových oblastí na základě znalostí výskytu zemětřesení a dalších dostupných geologických podkladů

b) statistické vyhodnocení charakteristik zemětřesné aktivity v každé zdrojové oblasti

c) odvození útlumových křivek pro zvolený parametr pohybu půdy (intenzita, zrychlení, rychlost či posunutí) pro každou zdrojovou oblast

d) výpočet seismického ohrožení pro dané místo pomocí teoretického statistického modelu výskytu zemětřesení a kumulace účinků zemětřesení na sledované lokalitě.

U důležitých staveb je nutné uvažovat nejen vliv ohniskových oblastí obklopujících lokalitu do vzdálenosti (250 ÷ 400) km, ale i vliv místních ohnisek v její blízkosti a možnost vzniku nových, dosud neznámých ohnisek. Proto se v posledních letech zaměřila pozornost i na studium seismotektonických vztahů, tj. na upřesnění a kategorizování seismotektonických projevů u současných zemětřesení a hledání jejich paralel v geologické minulosti. Seismotektonické studium současných zemětřesných projevů zahrnuje přímé srovnání parametrů zemětřesení se seismogenerujícím zlomem, vliv zemětřesení na reliéf a vytváření specifických geologických a morfologických útvarů a nepřetržité sledování recentních pohybů celé oblasti.

Pro vypracování technicko-ekonomického zdůvodnění stavby jaderných elektráren v ČSSR a jejich technického projektu se dle sovětské normy VSN-15-78 určují dvě úrovně seismického ohrožení: projektové a maximální výpočtové zemětřesení. Projektové zemětřesení je charakterizováno zemětřesením o průměrné periodě opakovatelnosti 100 let udaném ve stupních makroseismické intenzity a souborem akceleroqramů pohybu půdy. Maximální výpočtové zemětřesení je dáno stejnými parametry, pouze průměrná opakovatelnost je 10 000 let.

Akceleroqramy jsou záznamy silných zemětřesení registrovaných v malých epicentrálních vzdálenostech (do 200 km) seismografy s vysokou vlastní frekvencí [ $f = (20 \div 25)$  Hz], zapisujícími přímo zrychlení pohybu půdy. Protože ani na našem území, ani na území střední Evropy žádný akceleroqram dosud získán nebyl, využívají se ke stanovení „nejpravděpodobnějšího typu akceleroqramu“ známé akceleroqramy naměřené přímo v epicentrálních oblastech zemětřesení, které se co nejvíce blíží místní seismologické situaci stavenišť (velikosti a typu předpokládaných otřesů, celkové geologické stavbě oblasti ap.).

Vlastní metoda studia zemětřesného ohrožení, která je hlavním předmětem tohoto článku, je popsána v kap. 3. Výchozí údaje pro studium zemětřesného ohrožení Československa, tj. historické údaje o výskytu zemětřesení, jsou uvedeny v kap. 2. Doplnující údaje o zemětřesném ohrožení s ohledem na místní geologické zvláštnosti studovaných lokalit se získávají metodami seismického mikrorajónování, které jsou stručně popsány v kap. 5. Základní seismologické pojmy používané v tomto článku jsou vysvětleny v [9].

## 2. Zemětřesení na území ČSSR

Zemětřesná činnost na území naší republiky je podstatně ovlivněna skutečností, že její geologický podklad tvoří dva různě staré tektonické celky — hercynský Český masív a třetihorní Západní Karpaty. V západní části je pravděpodobně příčinou současných (většinou slabých) otřesů tlak Alpského oblouku na starou kru Českého masívu, který aktivizuje některé ze starých zlomů, i když nelze vyloučit slabou tektonickou činnost sudetských zlomů. Ve východní části ČSSR spočívá zdroj zemětřesných jevů ve vlastní tektonické aktivitě relativně mladé karpatské soustavy. K seismickému ohrožení ČSSR přispívají však i zemětřesení, jejichž ohniska leží na území sousedních států a jejichž účinky se k nám přenášejí s intenzitou až 6°.

Ohniska zemětřesení, která vznikla na území Českého masívu, leží převážně v okrajových horských oblastech. Otřesy jsou obvykle slabé, nejsilnější z nich měly v epicentru 7°. Jednou z takových oblastí je území mezi Kraslicemi a Aší, kde se vyskytují typické zemětřesné roje trvajcí až jeden rok, například v r. 1901 a 1903. Někdy se vyskytly až stovky otřesů za den. Intenzita nejsilnějších zemětřesení v rojích dosud nepřesáhla 6°, alespoň nikdy nebyly hlášeny odpovídající škody.

Oblast Českého lesa, Šumavy a jižních Čech se projevuje jen slabými otřesy do 5° s jediným známým otřesem 6°, a to u Přimdy v r. 1902. Patrně nejsilnější zemětřesení, jehož ohnisko leželo v Čechách, se vyskytlo 10. 1. 1901 v oblasti mezi Trutnovem a Náchodem; účinky dosáhly 7°. Další

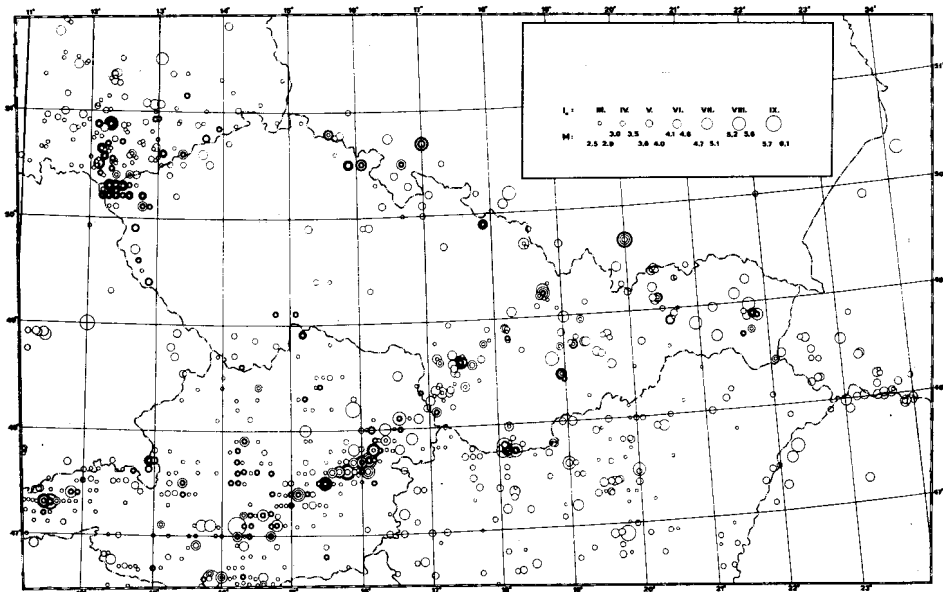
silné zemětřesení vzniklo v r. 1883 v údolí Úpy —  $(6 \div 7)^\circ$ , poslední pak 12. 11. 1979 —  $5^\circ$ . Několik otřesů se v minulosti vyskytlo i v oblasti Jeseníků, a to u Ramzové v r. 1935 —  $(5 \div 6)^\circ$  a u Opavy v r. 1931 (hlavní otřes  $6^\circ$ , pět otřesů  $5^\circ$ ).

Ve střední části Českého masivu se výjimečně objevila místní zemětřesení až  $5^\circ$ . Kuriozitou je tzv. „mělnická rána“ z r. 1898, tj. zemětřesení s velmi silným akustickým projevem. Existují zprávy o otřesech na Kutnohorsku a Jihlavsku, jde však pravděpodobně o důlní otřesy ve starých opuštěných dolech.

Jednotlivé části Karpat a přilehlých kotlin jsou místem poměrně silných zemětřesení i ve 20. století. Například v Malých Karpatech dosáhly intenzity až  $8^\circ$  (Dobrá Voda 1906), dále bylo několik zemětřesení  $7^\circ$  (Jablonica 1904, Júr 1880, Dobrá Voda 1930). Staré zprávy hovoří i o zemětřeseních v okolí Trnavy [1515, 1586 ( $6 \div 7$ )], které zřejmě přísluší ohniskům v Malých Karpatech. Nejasná je situace ve středním Pováží, kde byla dosud pozorována jen slabá zemětřesení —  $(5 \div 6)^\circ$ . Existují však kusé zprávy i o silných nelokalizovaných otřesech v Pováží v r. 1613. Velmi známé je zemětřesení u Žiliny v r. 1858 s intenzitou  $8^\circ$ , které bylo registrováno na velkém území (66 000 km<sup>2</sup>).

K jedinému většímu zemětřesení 20. století na východním Slovensku došlo v r. 1941 v okolí Strážského ( $7^\circ$ ); nejvíce ohnisek je známo v oblasti Humenné—Stropkov—Prešov. Byla hlášena i zemětřesení v okolí Kežmarku, Spišské Staré Vsi, Spišské Nové Vsi, Košic a Gelnice mezi prosincem 1778 až květnem 1779, kdy hlavní otřes údajně dosáhl  $8^\circ$ .

Na středním Slovensku vznikají ohniska v Kremnicko-Štiavnickém pohoří. Nejzajímavější a v podstatě nevyřešený je případ silného zemětřesení —  $(8 \div 9)^\circ$  — z 5. 6. 1443, které způsobilo vážné škody v Prievidzi, Kremnici, Bojnici, Slovenské Lupče, Lubietové a údajně zničilo starou Banskou Štiavnicí. Asi 30 lidí prý bylo zasypano v sutinách hradu „Libet“. Kroniky hovoří o otřesu pocítěném v Uhersku, na Moravě, v Polsku, v Čechách a v Rakousku. Poloha ohniska není z velmi kusých informací zjištělná, je však možné, že leželo v širším okolí Banské Bystrice. Intenzity pozdějších zemětřesení z r. 1855 a 1862 v okolí Banské Bystrice a na linii Banská Bystrica —

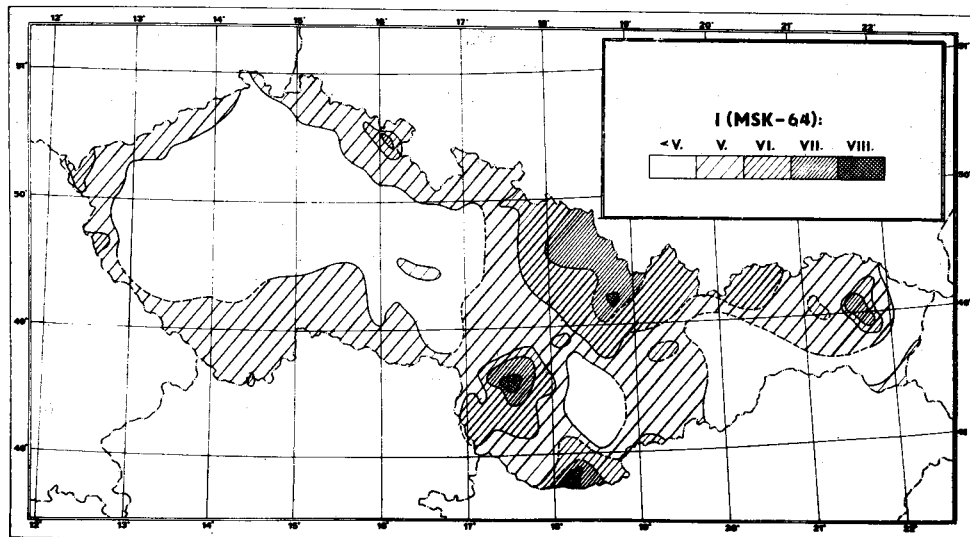


Obr. 1. Rozložení ohnisek zemětřesení v prostoru Československa a jeho nejbližšího okolí odpovídající údobí 1400—1972 (autofi Z. Schenková, V. Kárník, V. Schenk);  $I_0$  — epicentrální intenzita,  $M$  — magnitudo.

Lubietová dosáhly nejvýše  $6^\circ$ . V blízkém okolí Banské Štiavnice ohniska pozorována nebyla, nepočítáme-li otřesy způsobené poddolováním.

Komárenské zemětřesení z 28. 6. 1763 bylo dosud nejsilnějším pozorovaným zemětřesením na našem území. Dosáhlo ( $8 \div 9^\circ$ ) a způsobilo smrt 63 lidí. Došlo ke zřícení kostela a několika budov v Komárně i kostelů ve vesnicích na východ od Komárna, kde je třeba hledat ohnisko. Aktivita doznívala 100 let šesti dotřesy vznikajícími pravidelně každých asi dvacet let do r. 1869. Nyní je komárenské ohnisko klidné a objevují se jen velmi slabé otřesy s  $I_{\max} = 4^\circ$ .

Rozložení ohnisek zemětřesení v prostoru ČSSR a jeho nejbližšího okolí dokumentuje mapa na obr. 1 [1]. Mapa potvrzuje seismotektonické vztahy především v západním cípu Krušných hor, v pásu Jeseníky—Krkonoše a podél pásu táhnoucího se ze severovýchodní Itálie do Východních Alp a do Západních Karpat podél bradlového pásma.



Obr. 2. Mapa maximálních pozorovaných intenzit odrážejících sumární účinky zemětřesení na území Československa za periodu 1000–1972 (autoři V. Kárník, Z. Schenková).

Souhrnná mapa maximálních pozorovaných intenzit na území ČSSR je na obr. 2. Vznikla generalizací jednotlivých makroseismických pozorování či jednotlivých map izoseist [1]. Odráží sumární účinky zemětřesení a na celkovém obrazu se pochopitelně prosazují vlivy nejsilnějších zemětřesení. Detailní tvar makroseismických polí jednotlivých zemětřesení je možné prozkoumat v Atlasu map izoseist střední a východní Evropy [2].

Z map ohnisek a maximálních pozorovaných intenzit vyplývá značná rozdílnost úrovně seismické aktivity a seismického ohrožení mezi Českým masivem a Západními Karpatami. Celý Český masív je otřásán přinejmenším intenzitami  $3^\circ$  a  $4^\circ$ , místně intenzitami ( $5 \div 7^\circ$ ), které přísluší ohniskům v západních a severovýchodních Čechách. Otřesy z Východních Alp a alpského předhůří jsou pocíťovány až s intenzitami ( $5 \div 6^\circ$ ). Střední a jihovýchodní části Slovenska mohou být otřásány přinejmenším intenzitami  $4^\circ$  a další části intenzitami ( $5 \div 8^\circ$ ), a to v oblasti Malých Karpat, okolí Žiliny a na východním Slovensku, v oblasti Komárna pak  $8^\circ$  a  $9^\circ$ .

Všechna vyšetřovaná ohniska leží v hranicích zemské kůry, většina z nich v její horní části. Je nutné dodat, že zemětřesení, která mohou způsobit vážnější škody na budovách (tj. intenzita 8 a více stupňů MSK-64), jsou u nás ojedinělá, opakují se jednou za několik set let, středně silné otřesy — ( $6 \div 7^\circ$ ) — zhruba jednou či dvakrát za století.

### 3. Metody určení zemětřesného ohrožení

V katalogích zemětřesení převládají pro dlouhé intervaly makroseismické údaje nad instrumentálními, a proto je seismické ohrožení udáváno v hodnotách makroseismické intenzity  $I$ , představující sumární účinky zemětřesení; prosazuje se však tendence použít veličin spojených s běžnými výpočty stavební praxe, jako je zrychlení ap. Analýza rozložení známých ohnisek, možných seismogeologických vztahů i případných trendů možné migrace ohnisek podél hlavních seismogenních linií umožnila vypracovat pro ČSSR schéma ohniskových zdrojových oblastí [1, 3]. Zemětřesné zdrojové oblasti jsou definovány svými hranicemi, maximálním možným zemětřesením a tzv. četnostními vztahy výskytu zemětřesení. Hraniční hodnoty maximálních intenzit  $I_{\max}$  pro jednotlivé zdrojové oblasti ve střední Evropě odpovídají převážně maximálním hodnotám pozorovaným v každé oblasti během cca posledních 500 let. Možnost, že v některé z ohniskových oblastí by mohlo dlouhodobě vzniknout zemětřesení silnější než dosud známé, považujeme za malou a vyváženou nepřesností dat, tj. pravděpodobným přeceněním některých intenzit  $I_0$  určených z historických zpráv o účincích zemětřesení. Statistické metody pro odhad mezních hodnot  $I_{\max}$  ( $M_{\max}$ ) jsou pro české země těžko aplikovatelné pro málo početný materiál. Vzhledem k tomu, že hranice homogenity pozorovacího materiálu se mění s časem, je výskyt pozorování přepočten na pozorovací periodu 1 roku a četnostní vztah je vyjádřen tvarem

$$(1) \quad \log N_y = a - bI_0,$$

kde  $N_y = N/t$ , přičemž  $N_y$  je počet zemětřesení vyskytnuvších se za periodu  $t$  let,  $I_0$  intenzita v epicentru,  $a$ ,  $b$  koeficienty.

Z dostupných map izoseist [2] jsou pro jednotlivé ohniskové oblasti konstruovány křivky poklesu intenzity se vzdáleností ve směru „ohnisko—vyšetřovaná lokalita“, které odpovídají horní obálce bodového rozložení těchto hodnot, tzn. nejméně příznivému poklesu intenzit se vzdáleností. Tento přístup byl zvolen proto, aby byl respektován požadavek extrémní bezpečnosti objektů. Jednotlivé útlumové křivky mohou být aproximovány dvěma větvemi: první větev odpovídá pleistoseistní oblasti o poloměru  $r_0$ , uvnitř které se vyskytuje velmi malý nebo žádný pokles intenzity, druhá větev odráží zjednodušený útlumový proces a může být vyjádřena ve tvaru

$$(2) \quad \Delta I = I - I_0 - c_1 - c_2 \ln(r + r_0)$$

Seismické ohrožení lokality je definováno jako pravděpodobnost, že jistá hladina intenzity  $I$  představující příspěvky všech uvažovaných ohniskových oblastí nebude v daném místě za specifikovaný časový interval překročena.

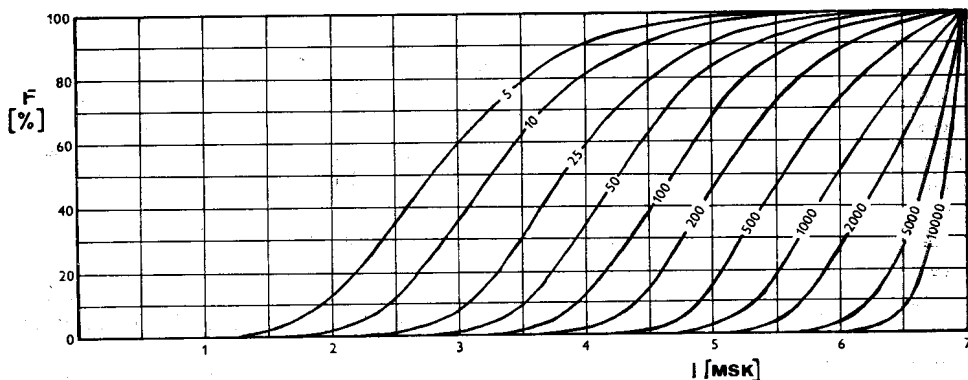
Další krok postupu spočívá ve výpočtu podmíněné kumulativní distribuční funkce  $F(I)$ , tzv. „periody opakování co do počtu jevů“  $R(I)$  a periody opakování v rocích  $R_y(I)$  pro všechny hladiny intenzit  $I_i$  [3]. Tyto veličiny jsou definovány takto

$$(3) \quad F(I) = P[{}_0I \leq I/M \leq M_{\min}] = \\ = \frac{\text{počet očekávaných výskytů s } {}_0I \leq I \text{ a } M \geq M_{\min}}{\text{celkový počet očekávaných výskytů } (M \geq M_{\min})} = \\ = \frac{\sum_{i=1}^j N_i}{\sum_{i=1}^m N_i}, \quad j \leq m$$

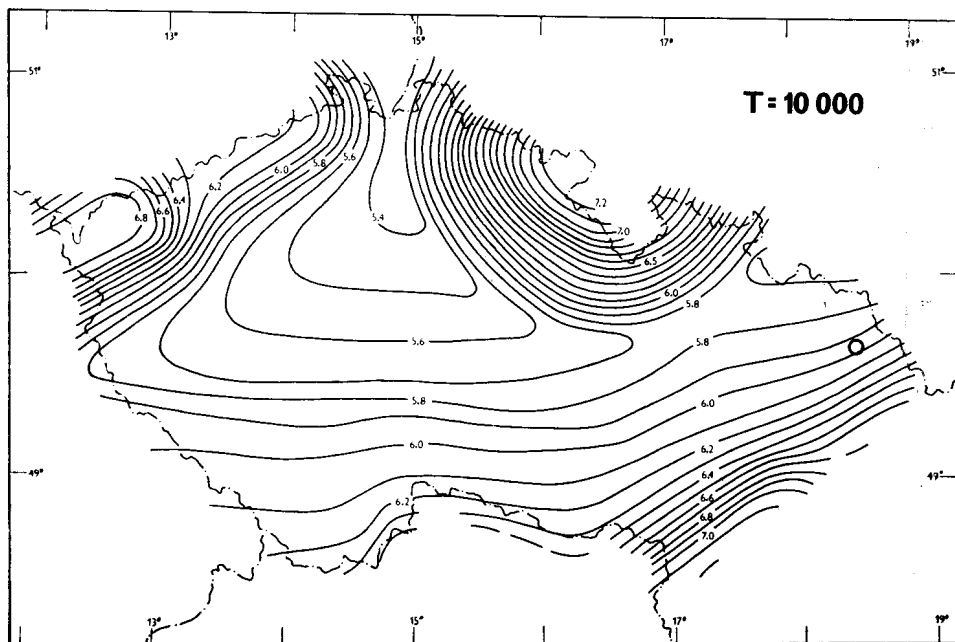
$$(4) \quad R(I) = 1/[1 - F(I)]$$

$$(5) \quad R_y(I) = \frac{R(I)}{\text{očekávaný počet výskytů za 1 rok } (M \geq M_{\min})} = \frac{(RI)}{\sum_{i=1}^m N_i}$$

Extrémní pravděpodobnostní distribuční funkce  $F_{\max}(I)$  je získána z kumulativní distribuční funkce  $F(I)$  na základě teorie extrémních hodnot přijetím několika zjednodušujících předpo-



Obr. 3. Křivky maximálních očekávaných intenzit pro lokalitu Blahutovice, které nebudou překročeny s danou pravděpodobností  $F_{\max,t}(I)$  v různých časových údobích  $t$ .



Obr. 4. Mapa očekávaných intenzit, které by neměly být na území Českého masivu překročeny během časového intervalu 10 000 let. Obecný charakter a tvar izolinii je ovlivněn polohou a místní koncentrací ohnisek v oblasti Vogtlandu a Náchoda—Kladska. Je patrný i dominantní vliv alp-  
ských a karpatských zemětřesení.

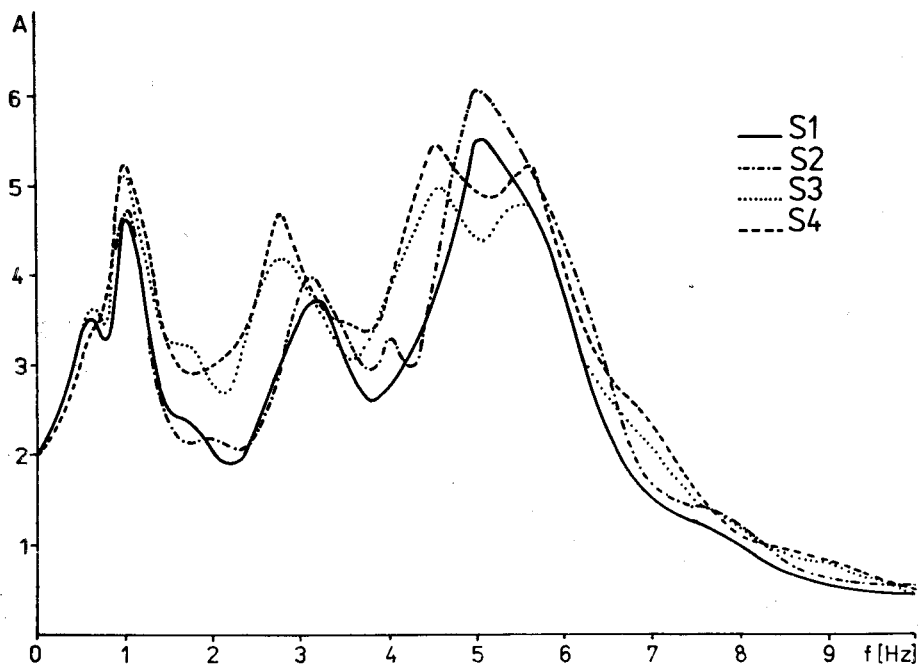
kladů. Jestliže kromě toho počet jevů  $N$  s pozorovanými intenzitami  $I_i$  v daném místě je považován za náhodnou veličinu s Poissonovým rozdělením s parametrem  $\lambda = \Phi t$ , kde  $\Phi = \sum_{i=1}^m N_i$  je počet výskytů za rok a  $t$  je počet let v zájmovém časovém intervalu, potom platí

$$(6) \quad F_{\max,t}(I) = \exp[-t/R_y(I)]$$

$$(7) \quad R_y(I) = -t/\ln F_{\max,t}(I)$$

Můžeme tak snadno určit periodu opakování v rocích  $R_y(I)$  dané maximální intenzity  $I$  ve vyšetřovaném místě, která nebude překročena s pravděpodobností  $F_{\max,t}(I)$  během zájmového časového intervalu  $t$  let, nebo naopak stanovit pro danou periodu opakování  $R_y(I)$  pravděpodobnost  $F_{\max,t}(I)$ , že maximální intenzita  $I$  v daném místě nebude překročena během různých zájmových intervalů  $t$  let (obr. 3). S vypočtenými čísly je nutné zacházet jako s nejpravděpodobnějšími odhady platnými za určitých předpokladů pro základové podmínky běžných sídlišť, z nichž byla získána. Model byl úspěšně aplikován na určení seismického ohrožení pěti stavenišť československých jaderných elektráren.

Prakticky na stejném algoritmu a stejných vstupních datech je založen i program McGuira EQRISK, který pracuje s kumulativní četností výskytu zemětřesení a pouze s jednou útlumovou křivkou reprezentující průměrné podmínky poklesu amplitud seismických vln v oblasti, bez ohledu na azimutální diference. Program byl použit k mapování seismického ohrožení českých zemí [6]. Výsledky jsou znázorněny formou map s izoliniemi očekávaných makroseismických intenzit, které nebudou překročeny během  $T$  let (např. obr. 4).

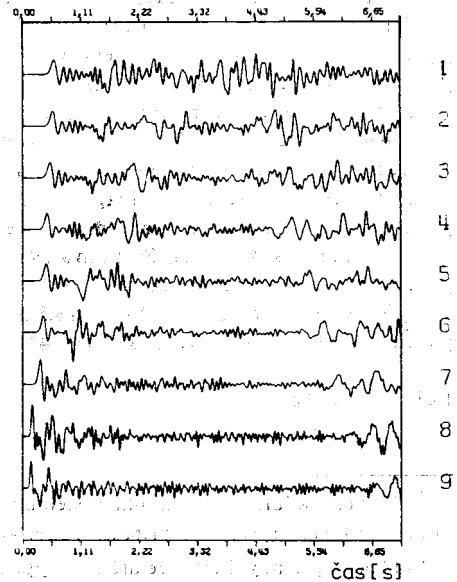
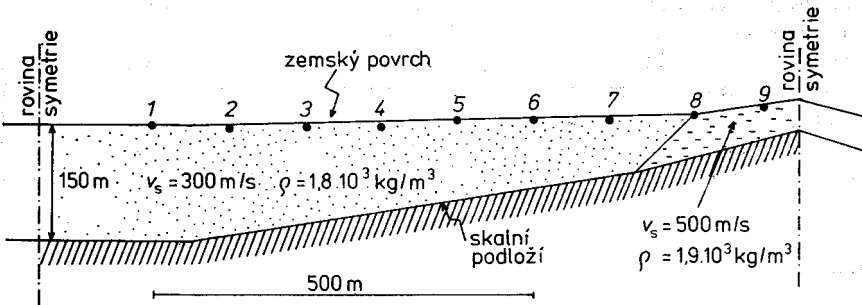


Obr. 5. Modul komplexní přenosové funkce horizontálně vrstevnatého prostředí (lokalita jaderné elektrárny Blahutovice). Křivky S1—S4 odpovídají různým fyzikálním modelům neogenní vrstvy; kvartérní vrstva má ve všech čtyřech případech mocnost 10 m.

## 4. Seismické mikrorajónování

Seismické mikrorajónování doplňuje metody určování zemětřesného ohrožení (kap. 3) s ohledem na místní geologické podmínky studované lokality. Vzhledem k řídkému výskytu silnějších zemětřesení v Československu je nutno provádět seismické mikrorajónování na základě nepřímých pozorování. Mezi ně patří zejména pozorování slabých zemětřesení, pozorování seismických kmitů vyvolaných explozemi silných náloží ve značných vzdálenostech od lokality nebo pozorování tzv. seismického neklidu (tj. stálého kmitavého pohybu půdy vyvolaného meteorologickými procesy a technickým ruchem). Současným pozorováním některého z těchto jevů v různých místech lokality se snažíme určit přenosové vlastnosti místních geologických útvarů, nezávislé na způsobu buzení kmity. Jsou-li přenosové vlastnosti známy, je možno usuzovat na způsob pohybu půdy při jiném typu seismického buzení, speciálně při silném zemětřesení, které nás zajímá. Podobná měření se začínají v ČSSR provádět na staveništích jaderných elektráren.

Přenosové vlastnosti geologických struktur je vhodné vyšetřovat i pomocí metod založených na teorii šíření seismických vln [7]. Nezbytným předpokladem jsou dobré údaje o fyzikálních parametrech skutečného geologického prostředí. Jde především o určení polohy a tvaru rozhraní geologických vrstev, na nichž se prudce mění rychlosti šíření seismických vln, absorpční para-



Obr. 6. a) Dvojměrný model symetrické sedimentární pánve se silně zakřiveným (dokonale tupým) skalním podložím;  $v_s$  — rychlost šíření příčných seismických vln,  $\rho$  — hustota, 1 až 9 — body, pro které byl proveden numerický výpočet pulsní odezvy [viz b)]. b) Pulsní odezva (vlny SH) modelu sedimentární pánve pro body pozorování znázorněné na obr. a); budící puls synchronně aplikován na skalní podloží. Výpočet proveden metodou konečných diferencí s dobrou přesností zhruba do 3 Hz. Za povšimnutí stojí zejména zesílení a nízkofrekvenční charakter odezvy v bodech 1 až 4 na rozdíl od bodu 9.



metry a hustota. Tyto parametry je nutno měřit přímo na dané lokalitě, obvykle pomocí různých metod užité seismiky. U nás vykonává měření tohoto druhu např. *n. p. Geofyzika Brno*.

Pro ilustraci vlivu místních podmínek se zabýváme lokalitou budoucí jaderné elektrárny Blahutovice [8]. Na skalním podloží zde spočívá zhruba 300 m mocná vrstva neogenních sedimentů, překrytá ještě (5 ÷ 20 m) mocnou vrstvou kvartéčních sedimentů. Aniž bychom podrobněji popisovali parametry prostředí a způsob výpočtu, uvedeme modul komplexní přenosové funkce<sup>1)</sup> sedimentárního souvrství  $|H(f)| = A(f)$ , obr. 5. Výpočet je proveden přesným řešením pohybových rovnic pro případ vertikálního dopadu rovinných S vln. Autorem programu je V. Červený. Přenosová funkce vykazuje řadu maxim vázaných na tzv. rezonanční frekvence prostředí. Na těchto frekvencích dochází k výraznému zesílení seismických vln v bodech na zemském povrchu<sup>2)</sup>. Stojí za zmínku, že v oblasti nízkých frekvencí,  $f \approx (0,5 \div 2,0)$  Hz, nebezpečných zejména pro výškové stavby, dochází k zesílení seismických vln hlavně v sedimentárních vrstvách o značné mocnosti; v našem případě je např. maximum  $A(f)$  na  $f = 1$  Hz způsobeno především přítomností neogenní vrstvy. Vliv povrchových (základových) půd je z hlediska frekvencí zanedbatelný. Navíc lze dokázat, že hlubší sedimentární struktury výrazně ovlivňují přenosovou funkci prostředí i na vyšších frekvencích. Jinými slovy, ani při projektování nízkých staveb se nelze spokojit výzkumem několika metrů základových půd.

Skutečné geologické prostředí je tvořeno systémem vodorovných vrstev jen ojediněle. Daleko častěji se setkáváme s mocnou sedimentární výplní uvnitř nejrůznějších depresí a pánví, jejichž výrazně zakřivené skalní podloží způsobuje zvláštní vlnové jevy, např. silné zkoncentrování vln. Výpočty seismické odezvy prostředí je v těchto případech nutno provádět s plným uvážením dvoj- či trojrozměrné povahy nehomogenit, např. pomocí numerické metody konečných diferencí (obr. 6). Podobně jako působí zakřivené skalní podloží, může na velikost zemětřesných účinků působit i tvar zemského povrchu, a to i v případech skalního prostředí bez sedimentárního pokryvu [8].

## Literatura

- [1] Kárník V., Schenková Z., Schenk V.: *Travaux Géophysiques* 29 (1981), v tisku.
- [2] *Atlas of isoseismal maps for Central and Eastern Europe*. (Red. Procházková D., Kárník V.) Geoph. Inst., Czechosl. Acad. Sci., Prague 1980.
- [3] Schenková Z., Schenk V., Kárník V.: *Pageoph* 119 (1981), 1077.
- [4] Kárník V., Schenková Z., Schenk V.: *Travaux Géophysiques* 27 (1979), 149.
- [5] Kárník V., Schenková Z., Schenk V. ve sborníku *Proceedings of the 7th World conference on earthquake engineering, Istanbul, Sept. 8—13, 1980*. Geoscience Aspects-Part I, 1, 339.
- [6] Schenk V., Schenková Z., Kárník V. ve sborníku *Proceedings of the 2nd International symposium on the analysis of seismicity and on seismic hazard, Liblice, 18—23 May 1981*. Geophys. Inst., Czechosl. Acad. Sci., Prague 1981, 531.
- [7] Červený V., Pšenčík I., Zahradník J. ve sborníku *Geophysical syntheses in Czechoslovakia*. (Red. Zátoupek A.) Veda, Bratislava 1981, 177.
- [8] Zahradník J., Barták V., Urban L. ve sborníku *Proceedings of the 27th International geophysical symposium, Bratislava, 7—10 September 1982*, 53.
- [9] Červený V.: *Čs. čas. fyz. A* 33 1983, 433.

Došlo 27. 1. 1983.

<sup>1)</sup> Přenosová funkce fyzikálního systému je Fourierova transformace jeho pulsní odezvy. Pulsní odezva je výstup systému v případě, že na vstupu je Diracova funkce  $\delta$ .

<sup>2)</sup> Mnohé případy destrukce určitého typu staveb bývají spojeny právě s tím, že vlastní frekvence kmitů staveb jsou blízké některým z rezonančních frekvencí půdy.