

Fyzika zemětřesení

Vlastislav Červený

Matematicko-fyzikální fakulta Univerzity Karlovy, Ke Karlovu 3, 121 16 Praha 2

91.00

Studium fyziky tektonických zemětřesení se v současné době stalo jedním z hlavních směrů soudobé seismologie. V článku jsou podány základní informace o zemětřeseních získané jak metodami makroseismickými, tak seismometrickými. Zvýšená pozornost je též věnována současným metodám výzkumu tektonických zemětřesení a problematice jejich předpovědi.

Physics of earthquakes

The investigation of the physics of tectonic earthquakes became recently one of the main directions in seismology. The article reviews basic information on earthquakes, obtained both by macroseismic and seismometric methods. Great attention is paid to the description of recent methods of the investigation of tectonic earthquakes and to the problem of earthquake prediction.

Obsah

1. Úvod 433
2. Makroseismická pozorování 434
3. Seismometrická pozorování 436
4. Současné hlavní směry výzkumu zemětřesení 439
5. Předpověď zemětřesení 443
Literatura 444

1. Úvod

Zemětřesení je jedním z nejničivějších katastrofických dějů na naší planetě. Tak např. při zemětřesení, které proběhlo 27. 7. 1976 u města Tangshan v Číně, zahynulo více než 600 000 lidí. Hmotné škody, které by byly způsobeny v oblasti Tokya či v oblasti San Franciska případným zemětřesením o velikosti, která již byla v uvedených oblastech v tomto století doložena, se v současné době odhadují na 50 až 200 miliard dolarů. Je proto přirozené, že problematika zemětřesení přitahuje pozornost nejen vědců, ale i obyvatelstva, politických činitelů, národohospodářů, mezinárodních organizací (UNESCO) atd.

Zemětřesení je jevem fyzikálního původu a studuje se převážně fyzikálními metodami. Studium zemětřesení se zabývá obor geofyziky nazývaný seismologie. V podstatě jde o otřesy Země vznikající náhlým uvolněním mechanické energie v zemském nitru. Uvolněná energie je u velkých zemětřesení obrovská, jen ve formě seismických vln se uvolňuje energie řádově až 10^{18} J. Většina zemětřesení je tektonického původu a má zlomový charakter. V povrchových oblastech Země dochází vlivem různých tektonických procesů k hromadění napětí, přičemž při překročení kritického napětí může dojít k náhlým rychlým posuvům podél nějaké zlomové plochy. Zlomová plocha tímto procesem vzniklá (resp. aktivovaná) dosahuje někdy i na zemský povrch: její délka

tu často činí i desítky kilometrů, obě strany trhliny se navzájem posunují až o několik metrů. Horizontální složka posunutí je obvykle větší než složka vertikální.

Příčinami hromadění napětí vedoucími k zemětřesení jsou většinou pomalé pohyby litosférických desek, které mají mocnost okolo 100 km a kontinentální rozměry. K zemětřesení dochází především na styčných plochách uvedených desek.

Zemětřesení jako zlomový proces se začíná rozvíjet v bodě, který nazýváme hypocentrum, a v čase zvaném hypocentrální čas. Svislý průmět hypocentra na povrch zemský se nazývá epicentrum. V oblasti koncentrované v okolí zlomu dochází v průběhu zemětřesení k silným nevratným procesům. Tato oblast se obvykle označuje jako ohnisko či ohnisková oblast. Vně ohniska se zemětřesení projevuje převážně seismickými vlnami. Seismické vlny mají při silných zemětřeseních za následek ničivé účinky na stavbách až do vzdálenosti stovek kilometrů od epicentra. Ničivé účinky mohou být ještě zesíleny doprovodnými geologickými jevy (sesuvy půdy, lavinami apod.).

Seismické vlny nesou informace o zemětřesném procesu do velkých vzdáleností od ohniska. Tyto informace jsou registrovány na zemském povrchu či v jeho bezprostředním okolí pomocí seismografů. Seismické vlny však přinášejí informace nejen o ohnisku zemětřesení, ale i o struktuře zemského nitra. Jde o informace, které jsou z hlediska výzkumu stavby zemského nitra zcela ojedinělé. Umožňují zkoumat strukturu do větších hloubek, s větší přesností a s větší rozlišovací schopností než kterákoliv jiná fyzikální metoda. Studium stavby zemského nitra pomocí seismických vln se zabývá tzv. strukturální seismologie. Vzhledem k tomu, že strukturální seismologii je věnován příspěvek [1], budeme se nadále zabývat seismickými vlnami jen z hlediska studia zemětřesného ohniska. Pomineme též problém seismické registrace jaderných explozí a jejich rozlišení od zemětřesení přirozených¹⁾.

Vedle dat o zemětřeseních získaných seismometricky je možno silnější zemětřesení studovat i bez přístrojů, a to statistickým zpracováním účinků zemětřesení ve volné přírodě, na budovách a stavbách, dále zpracováním doprovodných jevů zemětřesení, pocitů lidí, chování zvířat atd. Ta část seismologie, která se zabývá výše uvedeným zpracováním, se nazývá makroseismika.

V této práci si krátce všimneme jak metod makroseismických (kap. 2), tak i metod výzkumu zemětřesení založených na seismometrických měřeních (kap. 3). V kap. 4 pak naznačíme současné hlavní směry výzkumu zemětřesení a v kap. 5 si všimneme některých aspektů předpovědi zemětřesení.

Současné směry výzkumu zemětřesení jsou v tomto příspěvku pouze naznačeny, podrobnější rozbor by daleko přesáhl přípustný rozsah. Pro detailnější informace doporučujeme z klasických učebnic a textů zejména [2–5], z modernějších pak [6–10]. Obsah kap. 2 a 3 se v některých částech překrývá s [11].

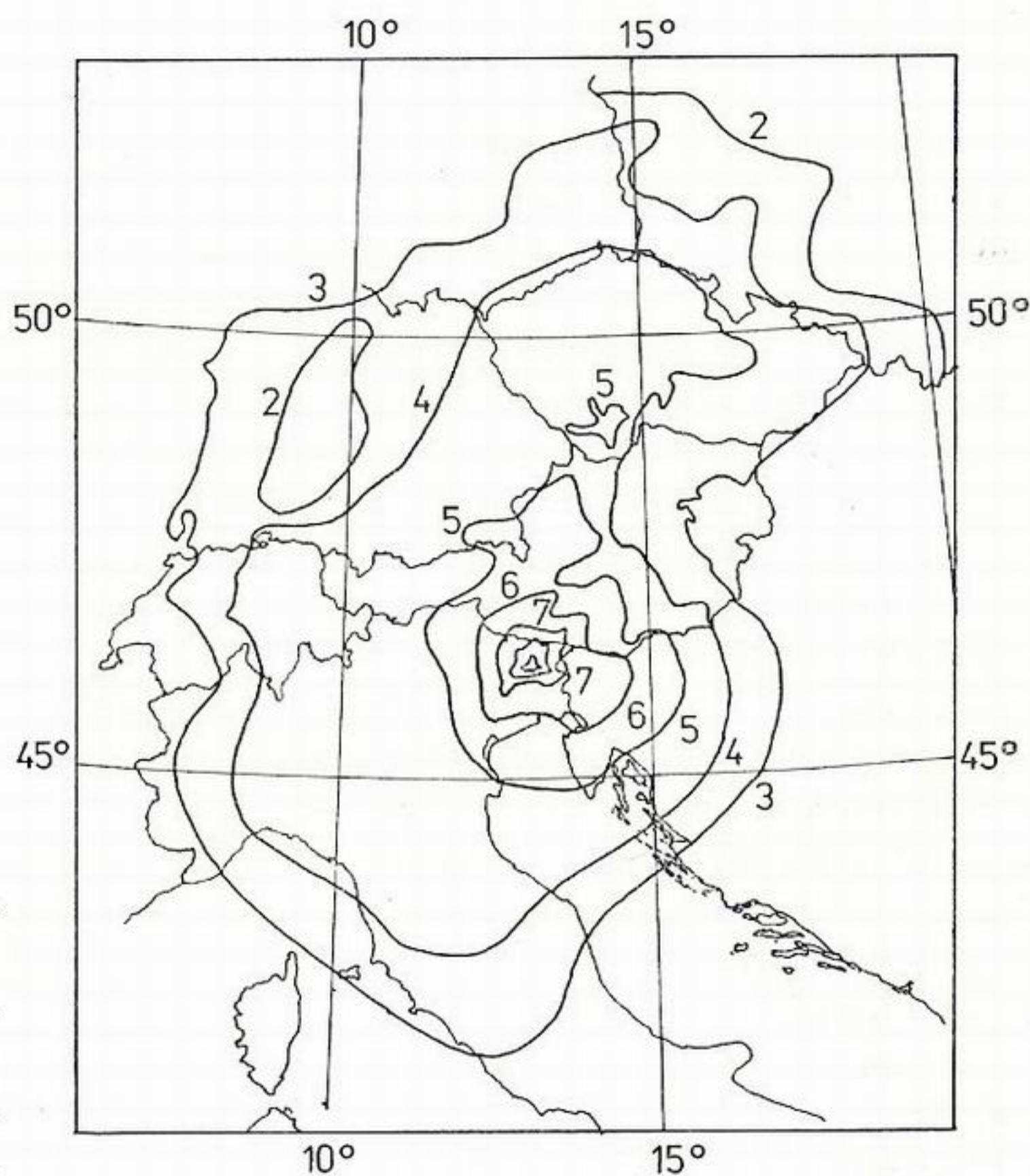
2. Makroseismická pozorování

V každém místě zemského povrchu, v němž se projeví účinky nějakého zemětřesení, můžeme tyto účinky klasifikovat tzv. **makroseismickou intenzitou** (či krátce intenzitou) označovanou I , vyjádřenou ve stupních **makroseismické stupnice**. Makroseismických stupnic je celá řada, širě se užívají zejména tři dvanáctistupňové, které jsou si navzájem velmi blízké. Jde o stupnici Medvěděvovu-Sponheuerovu-Kárníkovu z r. 1964 (MSK-64), užívanou zejména v Evropě, dále o modifikovanou Mercalliovu stupnici (MM), užívanou v USA, a o stupnici GOST, užívanou v SSSR (stupně sovětské stupnice se nazývají baly). V Japonsku se užívá stupnice Japonské meteorologické agentury (JMA), která má 7 stupňů. Každý stupeň je charakterizován skupinou příznaků získaných jednak na základě hlášení přímých účastníků zemětřesení, dále pak dodatečným pozorováním na místě prováděným seismology. Pro hrubou informaci uvedeme typické příznaky několika stupňů v dvanáctistupňových stupnicích. Zemětřesení od 4. stupně výše je

¹⁾ Tato problematika je podrobně diskutována v příspěvku [23] uveřejněném v tomto čísle.

většinou zaznamenáno lidmi i za denního ruchu. Od 6. stupně vznikají trhliny ve zdech domů. Od 8. stupně v budovách s rámovou konstrukcí vypadává výplň a méně solidní budovy se řítí. Při 10. stupni se objevují i trhliny a zlomy v půdě a objekty se většinou bortí. Při 12. stupni se již zcela mění tvářnost krajiny. Jednotlivé stupnice jsou propracovány velmi detailně; podrobnější informace je možno nalézt např. v [2–5, 12, 13]. V Československu se makroseismickým zpracováním zemětřesení zabývá *Geofyzikální ústav ČSAV*, který má pro zpracování připraveny speciální dotazníky.

Statisticky zpracovaná makroseismická pozorování z větších územních celků (krajů, států apod.) se vynášejí do map. Každému místu pozorování se přiřazuje zjištěná makroseismická intenzita. Čáry oddělující oblasti různých intenzit se nazývají *isoseisty*. Jako příklad je na obr. 1 uvedena mapa isoseist pro zemětřesení ve Friuli (Itálie) ze dne 6. května 1976, které bylo pozorováno i v ČSSR (převzato z [14]). Vidíme, že pozorovaná makroseismická intenzita se na území českých zemí pohybovala převážně mezi třetím a pátým stupněm. Isoseisty všech historicky známých zemětřesení střední a východní Evropy do r. 1973 je možno nalézt v [14].



Obr. 1. Mapa isoseist zemětřesení ze dne 6. 5. 1976 ve Friuli, Itálie. Isoseista 10. stupně není pro malé měřítko mapy zanesena, isoseisty 9. a 8. stupně nejsou z téhož důvodu okótovány. Podle [14], značně zjednodušeno.

Detailní makroseismické studium rozložení účinků zemětřesení uvnitř určitých lokalit, např. ve velkých městech, hraje neocenitelnou roli při hodnocení jejich zemětřesného ohrožení a zprostředkovaně se užívá při územním plánování.

Pomocí makroseismických stupnic je možno ocenit nejen účinky zemětřesení v místě pozorování, ale i **velikost zemětřesení**. Pod velikostí zemětřesení rozumíme makroseismickou intenzitu v oblasti maximálních účinků zemětřesení označovanou I_0 a nazývanou též epicentrální intenzitou zemětřesení. Je tedy možno hovořit o zemětřesení určitého stupně. Např. zemětřesení ve Friuli ze dne 6. 5. 1976 bylo zemětřesením desátého stupně ($I_0 = 10$) podle stupnice MSK-64, viz obr. 1.

Poznamenejme, že maximálních účinků zemětřesení na povrchu zemském může být dosaženo i v jiných oblastech než nad místem, kde se zemětřesný proces začal rozvíjet.

Makroseismické údaje se široce užívají při studiu seismického ohrožení oblasti. O tom je však podrobně pojednáno v článku [15] v tomto čísle. Vedle map isoseist se na základě makroseismických dat sestavuje celá řada dalších map, viz [16]. Velkou důležitost mají zejména mapy maximál-

ních intenzit I_{\max} , které jsou zpracovány na základě souhrnu pozorování z delších historických období, nikoliv pouze z jednoho zemětřesení. Jako příklad mapy maximálních pozorovaných intenzit na území ČSSR viz obr. 2 v [15].

3. Seismometrická pozorování

Makroseismická pozorování neztrácejí na důležitosti ani v dnešní době, kdy jsou již k dispozici rozsáhlé **seismometrické sítě**. Je však nesporné, že vynález seismografu byl v seismologii přelomem. Jako „otec“ seismografu bývá obvykle označován anglický seismolog J. Milne, který jako první vybudoval v devadesátých letech minulého století v Japonsku síť seismografů. Kdo sestrojil první seismograf, není přesně známo. V klasické učebnici seismologie C. F. Richtera [2] se v chronologické tabulce vývoje seismologie uvádí první údaj o sestrojeném seismografu v r. 1855 se jménem K. Kreil. Jak je známo, K. Kreil pracoval dlouhou dobu v klementinské observatoři v Praze. I když v r. 1855 byl již ve Vídni, je možné, že první seismograf vznikl v Praze. Tato otázka by si jistě zasloužila podrobnější historické vyšetření.

Hlavní principy moderní instrumentální seismologie jsou detailně popsány v [17]; zde se nebudeme těmito problémy zabývat. Uvedeme jen několik základních dat o světové síti seismických stanic, která za léta své existence nashromáždila obrovské množství teleseismických údajů o světových zemětřeseních. Tato síť nyní obsahuje více než 2000 stanic. Údaje jednotlivých stanic se zpracovávají v mezinárodních centrech (např. Newbury, Anglie; Strasbourg, Francie). V centrech vybavených moderní výpočetní technikou se určují zejména geografické souřadnice epicentra, hloubka hypocentra a hypocentrální čas pro každé zemětřesení (tzv. lokalizace zemětřesení). Dále se oceňuje velikost zemětřesení, v některých případech se podaří určit i orientaci zlomové plochy, velikost zlomové plochy a pokles napětí v hypocentrální oblasti. Centra vypracovávají měsíční či roční katalogy, kde jsou uvedeny všechny zjištěné parametry pro jednotlivá zemětřesení.

Velikost zemětřesení se ze záznamů seismografů oceňuje většinou pomocí tzv. veličiny **magnitudo** označované M . Veličina magnitudo byla navržena japonským seismologem K. Wadatim a poprvé použita americkým seismologem C. F. Richterem. Proto se též často hovoří o **velikosti zemětřesení podle RichtEROVY stupnice**. (Pozor, nezaměňovat s makroseismickými stupnicemi!) Magnitudo M se v současné době určuje z maximálních výchylek pohybu půdy registrovaných seismometricky. Uvedené údaje se musejí pomocí empirických kalibračních křivek převést na jistou referenční epicentrální vzdálenost a korigovat na lokální geologické poměry dané stanice. *Mezinárodní asociace seismologie a fyziky zemského nitra (IASPEI)* doporučila v r. 1967 pro výpočet magnituda vzorec, který navrhli českoslovenští a sovětsí seismologové a který se od té doby nazývá pražská formule.

Magnituda zaregistrovaných zemětřesení leží většinou v rozmezí od $M = 3$ do $M = 9$. Slabá zemětřesení mají magnituda $M < 4$; v případě $M > 8$ jde již vesměs o velkou zemětřesnou katastrofu. Na základě teoretických rozborů se ukazuje, že zemětřesení s magnitudem větším než 9 nemohou vzniknout. Zemětřesení s magnitudem $M < 3$ nazýváme mikrozemětřesení [18]. Světová síť seismických stanic získává již poměrně homogenní materiál pro zemětřesení s $M > (4,5 \div 5)$ (i když, přirozeně, registruje i mnohá zemětřesení slabší).

Vedle základní veličiny magnitudo M (označované též M_S) určované ze seismických povrchových vln existuje možnost určovat magnitudo i z vln prostorových. Toto magnitudo se obvykle označuje m či m_b . V případě, že se studují malá zemětřesení a mikrozemětřesení v nějaké seismicky aktivní oblasti pomocí lokální seismometrické sítě, užívají se i tzv. magnituda lokální označovaná M_L . Existuje tedy několik magnitudových stupnic, které se od sebe poněkud liší [6]. Jednotlivé stupnice lze však jednu na druhou pomocí empirických vzorců přepočítat, proto budeme v dalším uvažovat jen magnitudo M .

Empiricky je možno nalézt i přibližný vztah mezi epicentrální intenzitou I_0 a magnitudem M . Tento vztah není jednoduchý a závisí na celé řadě faktorů; velmi důležitou roli hraje v uvedeném

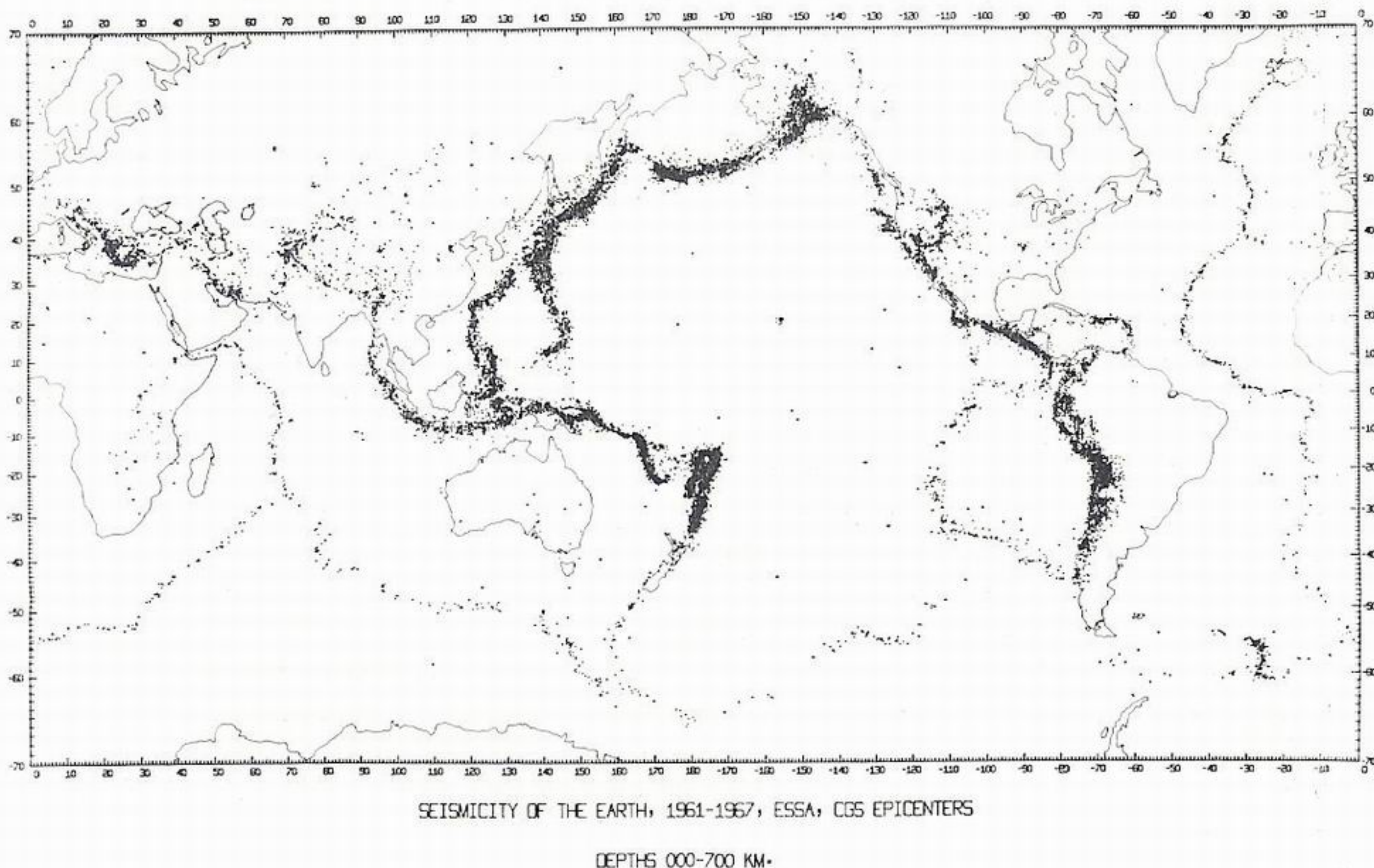
vztahu např. hloubka ohniska h . Pro hrubou orientaci lze pro zemětřesení s hloubkami h ležícími v rozmezí $2 < h$ (km) < 160 užít vztah [13]

$$(1) \quad M = \frac{2}{3}I_0 + 1,2 \log h - 1,1,$$

kde \log označuje dekadický logaritmus. Z tohoto vztahu dostáváme pro $I_0 = 12$ a $h = 20$ km hodnotu $M = 8,5$. Pro výše zmíněné zemětřesení ve Friuli ($h \approx 7$ km, $I_0 = 10$) dostáváme $M = 6,4$, což odpovídá seismometricky zjištěné hodnotě.

Velikost zemětřesení je na základě seismometrických dat možno odhadovat i pomocí jiných veličin. V současné době se často užívá tzv. **seismický moment** M_0 [8]. Zavedení seismického momentu vychází z jednoduché představy o momentech dvojic sil působících při tektonických zemětřeseních zlomového charakteru v ohnisku zemětřesení. Podél zlomové plochy velikosti A dochází k průměrnému posunutí $\frac{1}{2}D$, které má na obou stranách opačné znamení. Pak je M_0 přibližně dáno vzorcem $M_0 = \mu AD$, kde μ je modul torse. Důležité je, že seismický moment M_0 je možno určit ze spektrálních charakteristik registrovaných seismických vln (konkrétně např. ze seismogramů P vln). Tím lze užít veličinu M_0 nejen pro odhad velikosti zemětřesení, ale i při výpočtu některých dalších parametrů zemětřesení (velikost zlomové plochy A , průměrný posun $\frac{1}{2}D$). Pro podrobnější popis systémů dvojic sil působících v ohnisku se v současné době často užívá i symetrický **tenzor seismického momentu**.

Světová síť seismických stanic dává dobrou možnost studovat **seismický režim** vybraných seismicky aktivních oblastí i celého světa. Pod seismickým režimem oblasti rozumíme soubor zemětřesení, ke kterým došlo v dané oblasti, charakterizovaných pěti veličinami: geografickými souřadnicemi epicentra φ , λ , hloubkou hypocentra h , hypocentrálním časem H a velikostí zemětřesení (I_0 či M či M_0). Poněvadž je velmi obtížné studovat pětirozměrnou funkci, studuje se obvykle řada různých průmětů. Tak např. zakreslíme-li všechna epicentra zemětřesení do geografické mapy, dostáváme tzv. mapu ohnisek. Je ovšem nutno specifikovat, o jaké období, o jaký interval hloubek a velikostí zemětřesení jde. Jiné projekce nám umožňují studovat hloubkové rozložení



Obr. 2. Světová mapa zemětřesných ohnisek z období 1961–1967. Každé zemětřesení je znázorňeno bodem, nezávisle na velikosti. Podle [21].

ohnisek, časové posloupnosti zemětřesení atd. Úplnější informace o seismickém režimu je obsažena v různých katalogích. Byly vydány rozsáhlé katalogy světa i jednotlivých oblastí. K nejznámějším patří Gutenbergův a Richterův [12] (období 1901—1955, $M > 7$) a Kárníkův dvoudílný katalog evropských zemětřesení [13] (období 1901—1955, $I_0 > 6$). Široce se používají zejména katalogy, které půlletně publikuje *Mezinárodní seismologické centrum (ISC)* v Newbury v Anglii. V současné době se organizují též různé počítačové databanky.

Všimněme si nyní krátce geografického rozložení ohnisek zemětřesení. Geografické rozložení zemětřesení bezprostředně souvisí se současnými procesy v zemském nitru a s pohyby litosférických desek. K největšímu množství zemětřesení (přes 80%) dochází v okrajových částech Tichého oceánu, viz obr. 2. Druhý důležitý pás zemětřesné aktivity probíhá přes Asii a Evropu, od Indonesie přes Pamír, Turecko, Řecko a Itálii až do Atlantického oceánu. Známé lisabonské zemětřesení z r. 1755, které bylo pocíťováno až v Čechách, patří do tohoto pásu. Třetí pás probíhá střední částí Atlantického oceánu od severu k jihu, prochází pod Afrikou a v Indickém oceánu se štěpí na dvě větve. Jedna z nich směřuje k Rudému moři a druhá do Tichého oceánu, kde se nachází ještě několik dalších důležitých pásů. Existují i další oblasti zemětřesné aktivity, viz obr. 2. Mapu zemětřesných ohnisek v prostoru Československa a jeho nejbližšího okolí je možno najít na obr. 1 v [15] v tomto čísle. V ČSSR je zemětřesná činnost koncentrována především na Západní Karpaty. Ohniska leží hlavně v Malých Karpatech, v Pováží, v okolí Banské Bystrice a na východním Slovensku. Maximální intenzity zaznamenané v Čechách byly 6 stupňů [tj. $M \approx (4 \div 5)$] a na Slovensku ($9 \div 10$) stupňů (tj. $M \approx 6$) ve stupnici MSK-64. Nejsilnější známé zemětřesení na území dnešního Československa proběhlo v Komárně v r. 1763, $I_0 \approx 10$ stupňů, $M \approx 6,3$.

Při studiu **hloubkového rozložení zemětřesení** se ukázalo, že nejsilnější zemětřesení mají obvykle mělká ohniska ($h < 60$ km). Velkým objevem klasického období seismologie byla tzv. zemětřesení s hlubokými ohnisky. Bylo prokázáno, že zemětřesení vznikají až do hloubek okolo 700 km. Mechanismus těchto zemětřesení byl dlouhou dobu neznám, vždyť v astenosféře již není možno — vzhledem k vysoké viskozitě — uvažovat stejný proces kumulace napětí a zlomový charakter zemětřesení jako v litosféře. Uvažoval se i jiný charakter hlubokých zemětřesení, založený např. na explozivních fázových přechodech. Vysvětlení mechanismu zemětřesení s hlubokými ohnisky spočívá podle současných názorů v podsouvání (subdukcii) oceanické litosféry pod pevninskou. Jednotlivé bloky oceanické litosféry zůstávají v pružném stavu ještě dlouhou dobu po ponoření do astenosféry; zemětřesení fakticky vznikají uvnitř ponořených litosférických bloků opět zlomovým procesem.

Zemětřesení nejsou izolovaným jevem, mají tendenci shlukovat se v čase i prostoru. Studujeme-li výskyt zemětřesení v určité oblasti v závislosti na čase, zjistíme, že v mnoha případech se zemětřesení vyskytují ve skupinách, resp. v tzv. **zemětřesných posloupnostech**. Nejběžnější posloupnost je taková, ve které před hlavním otřesem vznikají menší, slabé otřesy (tzv. předtřesy) a po něm dotřesy. Počet dotřesů roste s magnitudem hlavního otřesu a klesá s hloubkou hypocentra. Doba trvání dotřesné posloupnosti u velkých zemětřesení může být velmi dlouhá (měsíce i roky). Naopak předtřesy vznikají maximálně několik dnů před hlavním otřesem. Mohou se však vyskytovat i zcela jiné zemětřesné posloupnosti (dva prakticky stejně velké otřesy apod.). Často se pozorují tzv. **zemětřesné roje**, v nichž není žádný otřes, který by svou velikostí výrazně převyšoval ostatní. Trvání roje se pohybuje od několika dnů až k několika měsícům. Se zemětřesnými roji se často setkáváme ve vulkanických oblastech. Tato zemětřesení nemají příliš velkou intenzitu a ve srovnání se zemětřeseními tektonickými jsou zanedbatelná. (Představa přetrvávající v podvědomí lidí, že velká zemětřesení jsou vyvolávána sopečnou činností, je zcela falešná.) V ČSSR se zemětřesné roje vyskytují v okolí Kraslic.

Všimněme si nyní krátce problému odhadu **energie uvolněné při zemětřesení**. Je zřejmé, že ze seimogramů je možno určit jen jistou část této energie, a to konkrétně tu, která se při zemětřesení transformovala v energii seismických vln. Vztahy mezi celkovou uvolněnou energií a energií, která se transformovala v seismické vlny, závisí na řadě podmínek a jsou předmětem intenzivního výzkumu. Zhruba se odhaduje, že v seismické vlny se transformuje okolo 30% celkové energie.

Celkovou energii uvolněnou při zemětřesení je možno odhadnout např. metodami geodetickými, spočívajícími v přesném proměření všech posunů v ohniskové oblasti před a po zemětřesení. V dalším budeme pod energií zemětřesení rozumět pouze tu část energie zemětřesení, která se transformovala v energii seismických vln, a označíme ji E . Je jí možno odhadovat např. numerickou integrací seismogramů.

Energie zemětřesení patří tedy mezi veličiny, kterými lze odhadnout velikost zemětřesení (popsali jsme již I_0 , M , M_0). Je možno nalézt empirické vztahy mezi E a těmito veličinami. Tak např. mezi energií zemětřesení E (v joulech) a magnitudem M platí přibližný vztah

$$(2) \quad \log E = p + qM,$$

kde p , q jsou konstanty. Pro hrubou informaci udáváme hodnoty p , q z [6]: $p = 5,24$, $q = 1,44$. Údaje o konstantách se stále zpřesňují. Při velkém zemětřesení (např. $M = 8,6$) se tedy uvolní energie $E \approx (10^{17} \div 10^{18})$ J. Jde o největší množství energie, které se na zemi jednorázově uvolní při jakémkoliv krátkodobém fyzikálním procesu.

Velkou důležitost při studiu zemětřesení hrají tzv. **četnostní vztahy**, které udávají závislost počtu zemětřesení N na magnitudu. Uvedený vztah je hledán empiricky, obvykle se aproximuje závislostí

$$(3) \quad \log N = a - bM$$

Konstanty a , b závisejí především na konkrétní specifikaci N . V tomto článku budeme pod N rozumět počet zemětřesení na celém světě za 1 rok s magnitudem v intervalu $\langle M - 0,05, M + 0,05 \rangle$. Pak dostáváme pro a , b hodnoty $a = 8,73$, $b = 1,15$, viz [6]. (Je však možno uvažovat místo celého světa i určitou oblast, jiný časový interval než 1 rok a jiný interval magnitud.)

Z četnostního vztahu (3) s výše uvedenými konstantami je možno určit, že během jednoho roku dochází na světě k jednomu až dvěma zemětřesením s magnitudem větším než 8. S klesajícím M počet zemětřesení roste. Při poklesu magnituda o jednotku vzroste počet zemětřesení více než 10krát.

Užitím vzorců (2) a (3) můžeme určit **celkové množství uvolněné energie** $\varepsilon = NE$ (v joulech) za 1 rok na celém světě (či oblasti) pro příslušný interval magnitud. Např. pro interval magnitud $\langle M - 0,05, M + 0,05 \rangle$ dostáváme pro celý svět (při výše specifikovaných hodnotách a , b , p , q):

$$(4) \quad \log \varepsilon = 13,97 + 0,29M$$

Celkové množství uvolněné energie ε tedy roste s rostoucím M . I když počet zemětřesení prudce klesá s rostoucím M , většina zemětřesné energie se uvolňuje při několika největších zemětřeseních. Zemětřesení malá, přes jejich velký počet, nehrají v energetické bilanci příliš velkou roli. Z výše uvedených vzorců vyplývá, že celkové množství uvolněné zemětřesné energie za 1 rok činí přibližně $5 \cdot 10^{17}$ J.

Na základě teleseismických měření organizovaných v rámci světové sítě seismických stanic je též možno určit pro větší zemětřesení některé charakteristiky jejich mechanismu, zejména orientaci zlomové plochy.

4. Současné hlavní směry výzkumu zemětřesení

Jak bylo ukázáno v předchozích odstavcích, metody makroseismické i seismometrické založené na datech získaných světovou seismickou sítí přinesly řadu cenných informací o geografickém i hloubkovém rozložení zemětřesení, jejich velikosti, účincích i hlavních charakteristikách mechanismu zemětřesení. Obě metody se samozřejmě stále modernizují. Tak např. snahou světové seismické sítě je nahrazovat analogové metody zápisu metodami digitálními, zvýšit rychlost přenosu dat od seismických stanic k mezinárodním centřům, automatizovat zpracování dat v centrech,

zvyšovat frekvenční a dynamický rozsah zachycené seismické informace, vytvářet homogenní digitální pozorovací systémy, vytvořit snadno dosažitelné světové databanky atd.

Při detailním výzkumu fyziky zemětřesení však již metody založené na globální světové seismické síti plně nedostačují. Vzhledem k filtračnímu efektu zemského nitra neobsahují seismogramy registrované ve větších vzdálenostech od epicentra plnou informaci; aby bylo možno tuto informaci získat, je nutné provádět měření pomocí speciálních seismometrů přímo v epicentrální zóně. Podobně při studiu seismického režimu dané oblasti mají velkou důležitost tzv. mikrozemětřesení ($M < 3$). K jejich sledování je nezbytné zřídit speciální lokální systémy seismometrů, jejichž záznamy se zpracovávají v reálném čase pomocí počítačů [18]. Pro jiné účely je vhodné budovat regionální seismometrické sítě. Všechny tyto otázky mají velký význam jak obecně poznávací, tak i národohospodářský. Zcela zásadní roli hrají tyto otázky v problematice časové předpovědi zemětřesení, které je v současné době věnována v seismologii výjimečná pozornost.

V této kapitole si všimneme některých současných směrů výzkumu zemětřesení, které nebyly popsány v předchozích odstavcích. Uvedený výzkum se snaží hlouběji pochopit z hlediska fyzikálního celý proces vzniku a vývoje zemětřesení. Je zřejmé, že ani makroseismické metody, ani údaje světové seismické sítě neztrácejí svou důležitost, právě naopak, jejich potřeba stále roste. Ovšem vedle nich se rozvíjejí další metody výzkumu. Můžeme je zhruba rozdělit do tří následujících směrů:

A) Studium procesů, které vedou ke kumulaci napětí v ohniskových oblastech zemětřesení, a studium časových změn pole napětí. Detailně se studují zejména pomalé horizontální pohyby litosférických desek a oblasti jejich styku. Právě na styčných plochách litosférických desek dochází k častým zemětřesením, zejména k zemětřesením velké intenzity.

Zdálo by se na první pohled, že hlavní pozornost bude soustředěna na ty styčné oblasti litosférických desek, kde dochází k největším posunům a největší seismické aktivitě. Není tomu zcela tak. Tam, kde se registrují výrazné pohyby a nepřerušovaná seismická aktivita, dochází většinou k normálnímu vzájemnému pohybu obou litosférických desek. Nebezpečné jsou však právě ty jejich styčné oblasti, kde pohyby a seismická aktivita neexistují či jsou malé, i když v okolních oblastech tomu tak není. Je zřejmé, že zde mohlo dojít k vzájemnému zachycení obou desek, které může vyústit v katastrofální zemětřesení. Tyto **oblasti seismického klidu** („*seismic gap*“) k sobě přitahují zájem seismologů a jsou hustě proloženy různými měřicími systémy.

Vzájemné pohyby litosférických desek a odpovídající změny polí napětí se samozřejmě projevují i v časových změnách různých fyzikálních polí. Zde pouze krátce shrneme, jaká měření se v oblastech zvýšené seismické aktivity provádějí (s cílem detailního studia časových změn pole napětí).

a) Provádí se regulární **měření vzdáleností mezi jednotlivými body polygonů** pokrývajících studovanou oblast. Velmi dobrou službu v tomto směru vykonávají klasické geodetické metody. Tak např. v Kalifornii se každoročně opakují geodetická měření podél stovek profilů. Podle současných návrhů dojde v některých seismicky aktivních oblastech i k pravidelnému monitorování vzdáleností mezi jednotlivými body polygonů (nepřevyšujících 30 km), a to užitím moderních geodetických elektro-optických systémů. Perspektivně se uvažuje i o využití metod kosmické geodynamiky. Nejslibnější jsou družicové metody založené na Dopplerově jevu, kde se již nyní dosahuje v relativním změření vzdálenosti dvou bodů na povrchu zemském přesnosti ($3 \div 5$) cm. Předpokládá se, že do r. 1984—85 se přesnost zvýší na 1 cm. Uvedená měření však mohou provádět pouze ty státy, které mají přístup k družicovým navigačním systémům. Samotné měřicí pozemní aparatury se již vyrábějí komerčně a nejsou těžší než ($15 \div 20$) kg. Druhá družicová technika je založená na laserech. Využívá se družice LAGEOS s 426 koutovými odražeči. Přesnost je blízká přesnosti výše popsané metody založené na Dopplerově jevu. Co se týče vzájemného pohybu bodů od sebe více vzdálených (např. ležících na různých kontinentech), perspektivní jsou zejména interferometrická rádiová měření vzdálených rádiových zdrojů (kvasary) a laserová měření odrazů od Měsíce, kde je již nyní umístěno několik koutových odražečů (sovětské Lunochody, americké Apollo).

b) Speciální seismometrické sítě (arraye) patří k nejběžnějším měřicím systémům v uvedených oblastech. Sítě sestávají až z několika stovek seismometrů, měření se telemetricky přenáší do výpočetních středisek, kde se v reálném čase zpracovávají. Předběžná lokalizace ohnisek se v případě dobře pracujících sítí provádí během několika minut od počátku zemětřesení. Detailně se sleduje seismický režim dané oblasti. Široce se využívá zejména mikrozemětřesení s magnitudy $M < 3$ [18].

c) Měření tenzometrická, měření deformací, náklonů atd. Snahou je provádět pokud možno časově spojitě měření či alespoň diskrétní měření v co nejkratších časových intervalech. V poslední době byla navržena řada nových přístrojů založených na různých principech, které jsou schopné monitorovat i velmi malé časové změny v napětí, deformacích a náklonech. Dosud není známo, která měření budou dávat nejlepší výsledky, takže se v mnohých případech provádějí měření i souběžně, několika různými aparaturami.

d) Sledují se časové změny rychlostí podélných (v_p) a příčných (v_s) vln a jejich poměru (v_p/v_s). Pro monitorování těchto veličin se užívá zejména nedestruktivních zdrojů, které mohou být opakovaně používány (např. vibrátory). Snahou je sledovat i změny anizotropie rychlostí seismických vln. Pole napětí totiž ovlivňuje systémy mikrotrhlin v horninách. Prostředí s mikrotrhlinami se z makroskopického hlediska chová jako elastické anizotropní prostředí, přičemž rychlosti elastických vln v tomto prostředí značně závisejí na orientaci uvedených systémů mikrotrhlin.

e) Sledují se i další fyzikální parametry prostředí, provádí se měření elektrické vodivosti hornin atd.

f) Provádějí se měření geologická a geochemická. Sleduje se chemické složení podzemních vod (obsah radonu), hloubka hladin podzemních vod apod.

Všechna měření jsou dlouhodobá a značně nákladná. Vedle sledování dlouhodobých změn však mají i další velmi důležitý úkol — najít anomálie uvedených polí, které bezprostředně předcházejí velkým zemětřesením (v časových obdobích měsíců, týdnů či dnů před zemětřesením). Mnohé z anomálií souvisejí s tzv. dilatancním jevem, tj. s neelastickým zvětšováním objemu souvisejícím s nevratným otevíráním mikrotrhlin, které nastává, jakmile napětí dosáhne přibližně ($\frac{1}{2} \div \frac{2}{3}$) kritického napětí (viz [9, 10]). Anomálie mají velký význam při časové předpovědi zemětřesení.

Značná pozornost je též věnována otázce spoušťového efektu zemětřesení. Výše popsany fyzikální mechanismus kumulace napětí je dlouhodobý, může však postupně vést až k překročení kritického napětí a ke vzniku zlomu. Může dojít i k tomu, že pomalé tektonické procesy přivedou prostředí do stavu labilní rovnováhy a k uvolnění zemětřesného procesu dojde v důsledku jiného, energeticky daleko slabšího fyzikálního efektu (tzv. spoušťový efekt). Zkoumají se spoušťové efekty různého původu. Mezi nimi jmenujme meteorologické faktory, sluneční činnost, geomagnetická pole a zejména slapy (gravitační působení Slunce a Měsíce). Důležité jsou i faktory umělé, způsobené lidskou činností, jako napouštění velkých přehrad, injektáže kapalin do podzemních dutin, důlní činnost a velké exploze (tj. jaderné podzemní exploze). Seismická činnost spojená s lidskou činností se nazývá indukovaná seismicita.

K řešení řady otázek kumulace napětí může přispět i výzkum laboratorní a studium teoretické. Laboratorní výzkum se zaměřuje především na studium elastických, elektrických a magnetických vlastností hornin v podmínkách simulujících ohniskové oblasti. V poslední době se ukazuje, že značný význam má zejména studium anizotropie hornin. Otázky fyzikálních vlastností hornin v uvedených podmínkách se studují i teoreticky. Teorie se zabývá i problémy globálnějšího charakteru spojenými s pohybem litosférických desek. Pro tyto účely se používají zejména přímé numerické metody řešení odpovídajících pohybových rovnic, tj. metody konečných diferencí a konečných prvků. V celém problému je však dosud příliš mnoho neznámých, takže od teorie můžeme v nejbližší době těžko očekávat detailnější fyzikální popis všech studovaných jevů.

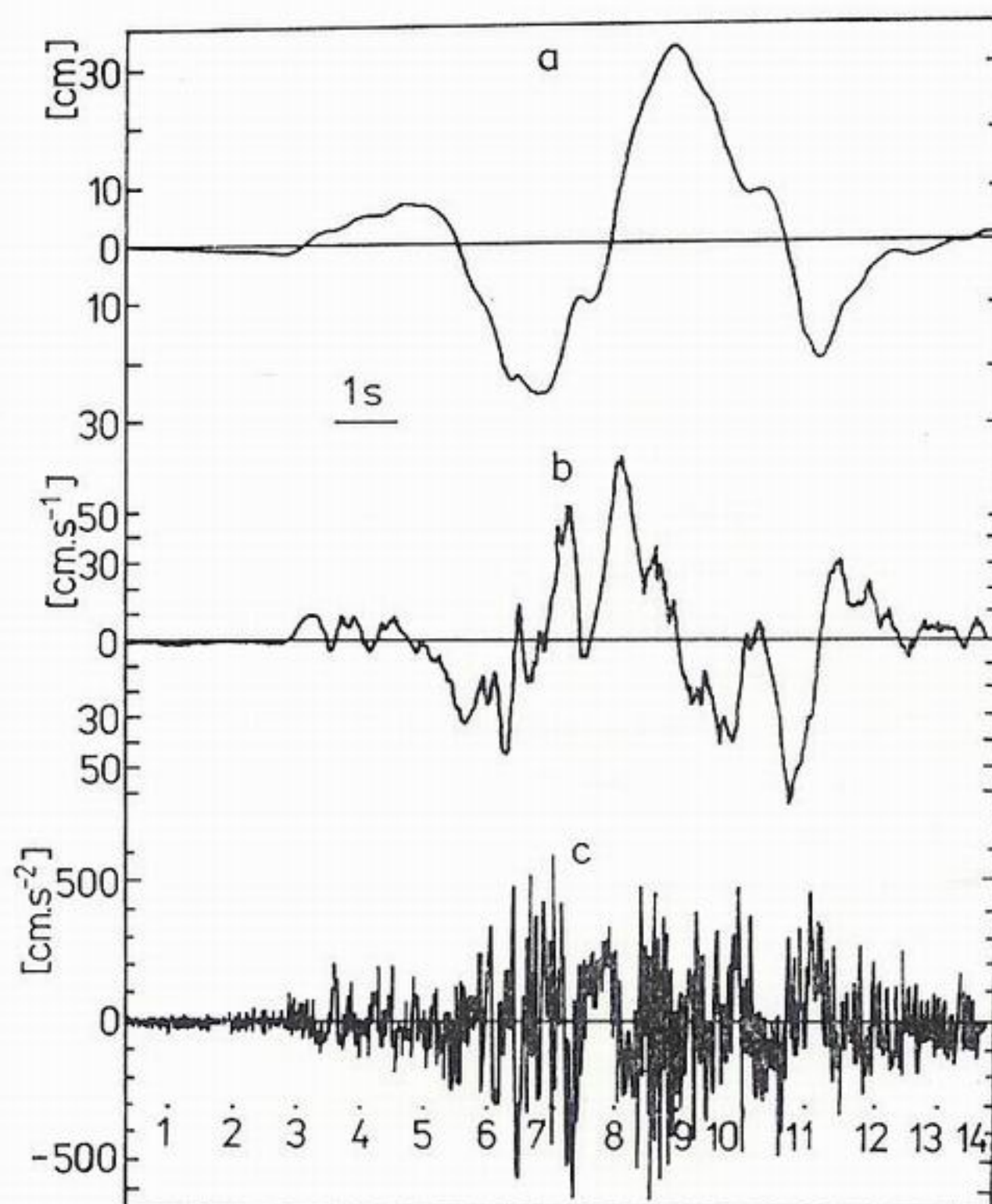
B) Studium mechanismu vytvoření zlomu. Na řešení uvedeného problému je soustředěn rozsáhlý výzkum laboratorní, teoretický i observatorní. Pozornost se věnuje zejména dvěma základním mechanismům vývoje seismoaktivních zlomů:

a) **Přerušovaný skluz** (*stick slip*), což je pohyb po existující zlomové ploše.

b) Vytváření **tahových trhlin** (*tensile crack*) na koncích zlomů. Za hlavní mechanismus se v současné době pokládá přerušovaný skluz; tahové trhliny však mohou být podstatné při vytváření dlouhých zlomových linií typických pro velké zemětřesení.

Celé problematice se podrobně věnuje článek [19]. Výborný přehled je též v právě vyšlé knize [9]. Proto se zde tímto problémem nebudeme podrobněji zabývat, i když přirozeně jde o jeden z nejdůležitějších směrů fyziky zemětřesného ohniska.

Z hlediska observačního se výzkum zaměřuje především na seismometrickou registraci zemětřesení přímo v ohniskové oblasti či v jejím bezprostředním okolí. Uvedenými problémy se zabývá tzv. **seismologie silných pohybů půdy** (*strong motion seismology*). Pro tento účel se většinou užívají vysokofrekvenční akcelerometry s velmi malým zvětšením. Ty jsou nyní instalovány v mnoha seismických aktivních oblastech a čekají na svou příležitost, až v jejich bezprostředním okolí dojde k zemětřesení. Akcelerogramy mají velký význam nejen při řešení základních otázek fyziky zemětřesení, ale i v seismickém inženýrství a při konstrukci seismicky odolných staveb v ohniskových oblastech. Detaily viz v [15]. Typický příklad záznamů silných pohybů půdy viz na obr. 3.



Obr. 3. Záznam silných pohybů půdy v ohniskové oblasti zemětřesení v Gazli, SSSR, dne 17. 5. 1976, $M = 7,3$, hloubka hypocentra $h = 30$ km. Horizontální složka N—S. Nahoře: záznam posunutí, uprostřed: záznam rychlosti, dole: záznam zrychlení. Podle [22].

C) **Studium vlnových polí vznikajících při zlomovém procesu zemětřesení.** Seismické vlny přinášejí na seismické stanice informace o průběhu a mechanismu zemětřesení. Informace však lze ze seismogramů získat jen s adekvátní znalostí o zákonitostech generace a šíření seismických vln.

Při teoretickém výzkumu ohniska zemětřesení a vlnových polí generovaných ohniskem je nutno vycházet z některých fyzikálních modelů ohnisek. Modely ohniska je možno rozdělit do dvou širokých skupin.

a) Jako první jmenujme **statické modely ohniska**. V těchto modelech se zanedbávají setrvačné síly a zemětřesení, které je ve skutečnosti dynamickým procesem, se nahrazuje statickým dějem.

Zajímáme se tedy pouze o nevratné procesy. Poznamenejme, že jisté informace o parametrech statických modelů zemětřesení lze získat z nízkofrekvenčních složek spekter seismogramů.

b) V **dynamických modelech ohniska** je již úloha řešena bez zanedbání setrvačných sil, tj. aplikací elastodynamických rovnic. Existuje několik přístupů k řešení této úlohy. V prvním se úloha řeší jako okrajová úloha, na zlomové ploše jsou zadány časově závislé hraniční podmínky. V druhém je místo skoku posunutí zadán pokles napětí podél zlomové plochy. V nejobecnějším, třetím přístupu není zadána ani zlomová plocha, ale tvar zlomové plochy a jejího rozšiřování se určuje z podmínek na okrajích zlomu pomocí nějakého kritéria rozrušení materiálu.

Podrobnější popis metod řešení jednotlivých výše popsaných úloh i jejich výsledků pro typické modelové úlohy přesahuje rozsah této práce. Pro podrobnější informace doporučujeme [7, 8, 9].

Velkou důležitost má zejména problém určení parametrů seismického ohniska z naměřených seismogramů. Některé základní parametry seismického ohniska (orientace zlomu, velikost zlomové plochy, střední posunutí podél zlomu atd.) lze ze systémů seismogramů a jejich spekter určovat přímo, vycházíme-li z některého jednoduchého modelu ohniska. Při detailnějším studiu se většinou v současné době užívá **numerické modelování**, ve kterém se pokoušíme systematicky měnit parametry zdroje tak, abychom dostali co nejlepší shodu mezi syntetickými a naměřenými seismogramy. Postup přirozeně nevede k jednoznačným výsledkům, ale umožňuje vyloučit fyzikálně nevyhovující modely ohniska.

5. Předpověď zemětřesení

Předpověď zemětřesení hledá odpověď na tři základní otázky: KDY, KDE, JAK VELKÉ. Časovou předpověď zemětřesení můžeme zhruba rozdělit na předpověď krátkodobou a předpověď dlouhodobou. V dlouhodobé předpovědi nejde o předpověď času vzniku, ale o předpověď maximálního možného zemětřesení v dané oblasti. Tato předpověď hraje důležitou roli při studiu seismického ohrožení oblasti, viz [15]. Zde budeme podrobněji diskutovat zejména možnosti krátkodobé předpovědi zemětřesení (v obdobích dnů).

Pomocí rozsáhlých měření v ohniskových oblastech (popsaných v kap. 4) byly zjištěny jisté anomálie fyzikálních polí, které se vyskytují před velkými zemětřeseními. Bohužel tyto anomálie mají zatím pouze charakter jistých indikací. Popíšeme zde krátce některé indikace, kterým se z hlediska předpovědi zemětřesení přikládá největší váha.

A. **Indikace získané studiem seismického režimu oblasti.** Seismický režim oblasti patří k nejslibnějším zdrojům prognostických faktorů zemětřesení. Intenzívně se studuje korelace seismického režimu s dalšími geofyzikálními, geologickými, geomorfologickými, geochemickými a jinými parametry. Při studiu korelace se aplikují především metody **rozpoznávání obrazů**. Technika rozpoznávání obrazů se široce užívá v mnoha fyzikálních oborech, v geologii, v medicíně atd. V seismologii je cílem rozpoznávání identifikovat v seismicitě studované oblasti diagnostické jevy, které by mohly vést k hodnověrné předpovědi budoucích zemětřesení, a to jak v místě, tak i v čase. Metodika rozpoznávání obrazů pro tyto účely byla rozvinuta zejména sovětskými vědci pod vedením V. I. Keilis-Boroka. Velmi aktivní účast v dané skupině sehrál i známý matematik I. M. Gelfand. Technika rozpoznávání obrazů byla sovětskými vědci aplikována na žádost italské vlády v Itálii, dále byla použita v Kalifornii i jinde. Detaily je možno nalézt např. v [20]. V současné době se technika rozpoznávání obrazů používá vesměs pro vymezení oblastí potenciálních nebezpečných zemětřesení, o krátkodobou časovou předpověď dosud nejde. Při studiu seismického režimu se věnuje velká pozornost i diagnostickým jevům obsaženým v **předtřesových řadách**. Problém širšího využití předtřesových řad spočívá zejména v jejich rozpoznávání od zemětřesných rojů. Vysokou prognostickou hodnotu má též vyhledání **oblastí seismického klidu** (*seismic gap*). Mnohé příklady seismického klidu, ve kterých se vyskytla velká zemětřesení, jsou detailně popsány v [18].

B. **Indikace v časových změnách rychlostí seismických vln.** Fakt, že v důsledku dlouhodobých změn napětí může docházet ke změnám rychlosti seismických vln, byl již diskutován výše. Bez-

prostředně před příchodem zemětřesení se však často objevují anomálie v rychlostech v_p , v_s a zejména v poměru rychlostí v_p/v_s [veličina v_p/v_s poklesne o cca $(10 \div 20)\%$]. Anomálie v poměru v_p/v_s před zemětřesením byly poprvé objeveny na sovětských polygonech ve Střední Asii v oblasti Garmu (Tádžická SSR). Metoda se rychle rozšířila po celém světě. V poslední době se ale ukazuje, že prognostický význam změn v_p/v_s je menší, než se dříve soudilo; existuje řada zemětřesení, před kterými se uvedené anomálie neobjevily. Je však možné, že časové změny v_p/v_s závisejí na směru šíření vln, takže se při některých měřeních mohly projevit a při jiných nikoliv.

C. Indikace v časovém režimu deformací a napětí. Před velkými zemětřeseními se geodetickými metodami registrovalo „vydouvání“ povrchu zemského v místech, kde později k zemětřesení došlo. Zvýšení povrchu dosahovalo až desítek centimetrů. Podobné anomálie se vyskytují i v náklonech a deformacích.

D. Indikace v časových změnách dalších seismických, fyzikálních a jiných parametrů. Existuje několik dalších seismických parametrů, o kterých bylo zjištěno, že vykazují anomální chování bezprostředně před zemětřesením. Především jde o veličinu b v četnostním vztahu (3), která se bezprostředně před velkým zemětřesením obvykle snižuje. Jinými slovy, četnost zemětřesení ve všech třídách magnitud bezprostředně před zemětřesením obvykle poněkud vzroste. Dále jde o různé charakteristiky zdroje, např. poměr amplitud P a S vln, spektrální charakteristiky jednotlivých vln, orientace zlomových ploch, hloubky ohnisek atd. Žádný z příznaků však není dosud zcela průkazný.

Bezpečně byl laboratorně i přímým pozorováním prokázán pokles elektrického odporu bezprostředně před zemětřesením; dosahoval cca 15%, po zemětřesení opět vzrostl na původní úroveň. Hledají se prognostické příznaky i v dalších geoelektrických měřeních (telurické proudy, vzdušná elektřina), v měřeních magnetických, gravimetrických, geotermických apod.

Bezpečně jsou prověřeny změny v chemickém složení podzemních vod, např. změny obsahu radonu. K prognostickým faktorům patří i změny v úrovni hladin podzemních vod.

Význam v krátkodobé předpovědi zemětřesení mohou mít i faktory biologické, např. chování některých druhů živočichů. V tomto směru bylo dosaženo velmi zajímavých výsledků v Číně. Kalifornští seismologové se po zpracování dlouhodobých pozorování na západě Spojených států, do kterých se zapojilo mnoho dobrovolných pozorovatelů, staví k možnostem prognostického využití zvířat spíše skepticky. V současné době se preferují indikace geofyzikální a geochemické. Je však možné, že citlivost zvířat k blížícímu se zemětřesení závisí na řadě dalších faktorů a že může být vysoká v některých oblastech a nízká v oblastech jiných.

Došlo již k několika řádně předpověděným zemětřesením. Jedno z prvních — kdy bylo (podle čínských pramenů) evakuováno celé město, k zemětřesení skutečně došlo a město bylo zemětřesením zničeno — bylo zemětřesení s magnitudem $M = 7,3$ dne 4. 2. 1975 v městě Haichengu v Číně. Existují však i předpovědi neúspěšné, kdy byly evakuovány příslušné oblasti a k očekávanému zemětřesení nedošlo. Naopak „zemětřesení století“ v Tangshanu v Číně dne 27. 7. 1976 (více než 600 000 lidských obětí) předpověděno nebylo.

V některých oblastech se již podařilo i zemětřesení vyvolat. Vyvoláním menšího zemětřesení se částečně uvolnilo napětí v dané oblasti nakumulované, které by při další kumulaci mohlo vést k většímu zemětřesení. Perspektivně se uvažuje i o řízeném využívání energie zemětřesení.

Literatura

- [1] Červený V.: Čs. čas. fyz. A 34 (1984), v tisku.
- [2] Richter C. F.: *Elementary seismology*. Freeman, San Francisco 1958.
- [3] Bullen K. E.: *An introduction to the theory of seismology*, 3. vyd. Cambridge Univ. Press, Cambridge 1963.
- [4] Savarenskij E. F., Kirnos D. P.: *Elementy sejsmologii i sejsmometrii*. Gostechizdat, Moskva 1955.

- [5] Zátapek A.: *Jak se studují zemětřesení*. JČMF, Praha 1948.
- [6] Båth M.: *Introduction to seismology*. J. Wiley, N. York 1973.
- [7] Kostrov B. V.: *Mechanika očaga tektoničeskogo zemletrjasenija*. Nauka, Moskva 1975.
- [8] Aki K., Richards P. G.: *Quantitative seismology*. Freeman, San Francisco 1980
- [9] Rajs Dž.: *Mechanika očaga zemletrjasenija*. Mir, Moskva 1982.
- [10] Nikolajevskij V. N.: *Obzor: zemnaja kora, dilatantsija i zemletrjasenija*, sub [9], 133.
- [11] Červený V.: *Zemětřesení. Heslo oborové encyklopedie Moderní fyzika*. SNTL, Praha, v tisku.
- [12] Gutenberg B., Richter C. F.: *Seismicity of the Earth and associated phenomena*. Princeton University Press, Princeton 1954.
- [13] Kárník V.: *Seismicity of the European area. Part I: Academia, Praha 1968. Part II: Academia, Praha 1969.*
- [14] *Atlas of isoseismal maps. Central and Eastern Europe*. Geofyzikální ústav ČSAV, Praha 1978.
- [15] Schenková Z., Schenk V., Zahradník J.: *Čs. čas. fyz. A33 (1983), 496.*
- [16] *Atlas of seismological maps. Central and Eastern Europe*. Geofyzikální ústav ČSAV, Praha 1981.
- [17] Plešinger A.: *Metody klasické a moderní instrumentální seismologie*. Interní zpráva GFÚ ČSAV, Praha 1983.
- [18] Lee W. H. K., Stewart S. W.: *Principles and applications of microearthquake networks*. Academic Press, New York 1981.
- [19] Kozák J., Waniek L.: *Čs. čas. fyz. A33 (1983), 505.*
- [20] Gelfand I. M., Guberman S. A., Keilis-Borok V. I., Knopoff L., Press F., Ranzman E. Y., Rotwain I. M., Sadovsky A. M.: *Phys. Earth Planetary Int. 11 (1976), 227.*
- [21] Barazangi M., Dorman J.: *Bull. Seismol. Soc. Am. 50 (1969), 369.*
- [22] Grajzer V. M. ve sborníku *Očagovyje zony i kolebanija grunta* (Red. Jeršov I. A.) Nauka, Moskva 1981, 18.
- [23] Zátapek A.: *Čs. čas. fyz. A33 (1983), 485.*

Došlo 14. 1. 1983.

Roku od narození Páně 1117

Dne 3. ledna ve čtvrtek, již v nešporní hodinu, bylo veliké zemětřesení, mnohem však větší v krajinách lombardských. Neboť jak jsme se doslechli z pověsti, mnoho stavení se tam sesulo, mnoho hradů zbořilo, mnoho chrámů nebo kaplí se zřítilo a množství lidí zasypalo.

Kosmova kronika

Roku od narození Páně 1128

... Téhož roku dne 9. Novembris a slovansky prosince bylo červené zatmění měsíce; chci podotknouti, že někteří z něho viděli srpek, jenž zůstal, sem tam se zmítaje, až zapadl. A mnoho hvězd jej obklopilo, jedna z nich obletěla měsíc, druhá se pustila na sever. Po desíti dnech objevila se na noc rudá znamení na severním nebi.

Letopis Kanovníka vyšehradského

Roku od narození Páně 1138

Dne 26. února po západu slunce bylo spatřeno po celých Čechách jakési znamení v podobě draka, jak letí na západ, a náhle zmizevši, zanechalo za sebou načervenalá znamení. Před letnicemi, dne 11. května, se zjistila na severní straně na nebi červená znamení tvaru sloupů, na dvě části rozdělená, a zdálo se, jako by se brzy v boji utkávala, brzy zase vzdalovala. ... Dne 14. října při prvním soumraku se ukázala na severu rudá znamení. Druhou noc, dne 15., totiž v touž hodinu, stalo se tak rovněž a třetí noci, 16. října, na úsvitě se ukázala týmž způsobem.

Letopis Kanovníka vyšehradského

Výplňky pro toto číslo vybral Ludvík Urban, Matematicko-fyzikální fakulta UK, Praha.