

# Pokroky matematiky, fyziky a astronomie

---

Dana Procházková; Zdeněk Roth

Geofyzikální a geologické představy o příčinách zemětřesení

*Pokroky matematiky, fyziky a astronomie*, Vol. 37 (1992), No. 1, 42--52

Persistent URL: <http://dml.cz/dmlcz/138033>

## Terms of use:

© Jednota českých matematiků a fyziků, 1992

Institute of Mathematics of the Academy of Sciences of the Czech Republic provides access to digitized documents strictly for personal use. Each copy of any part of this document must contain these *Terms of use*.



This paper has been digitized, optimized for electronic delivery and stamped with digital signature within the project *DML-CZ: The Czech Digital Mathematics Library* <http://project.dml.cz>

Ale je fakt, že např. teorie diferencovatelných variet či Lieových grup se bouřlivě rozvíjí díky fyzice. I když Lieovy grupy, které se vyskytují v kvantové teorii, jsou velmi speciální, potřebují obecnou teorii.

*Obávám se, že čas uhání.*

Ano, tím jsem si jist. Ale zpovídaný není nikdy tak unavený jako zpovídající.

*Budu něco jako Žantovský: navrhuji poslední dvě či tři otázky. Nejsou? Chtěl bych tedy poděkovat prof. Choquetovi a ... toto je konec.*

Poznámka: Vzhledem k rozdílům mezi mluvenou a psanou řečí bylo nutno přeložený text nahrávky upravovat. Přestože jsem se při tomto procesu snažil o co nejvěrnější interpretaci, mohlo občas dojít k nepřesnostem či významovému posuvu. Odpovědnost za tyto chyby jsem připraven nést.

Chtěl bych rovněž poděkovat J. Lukešovi, J. Veselému, O. Johnovi a O. Kowalskému z MFF UK Praha za to, že kritickým čtením textu přispěli k jeho vzniku.

*M. Rokyta*

## Geofyzikální a geologické představy o příčinách zemětřesení

*Dana Procházková, Zdeněk Roth, Praha*

### 1. Úvod do studované problematiky

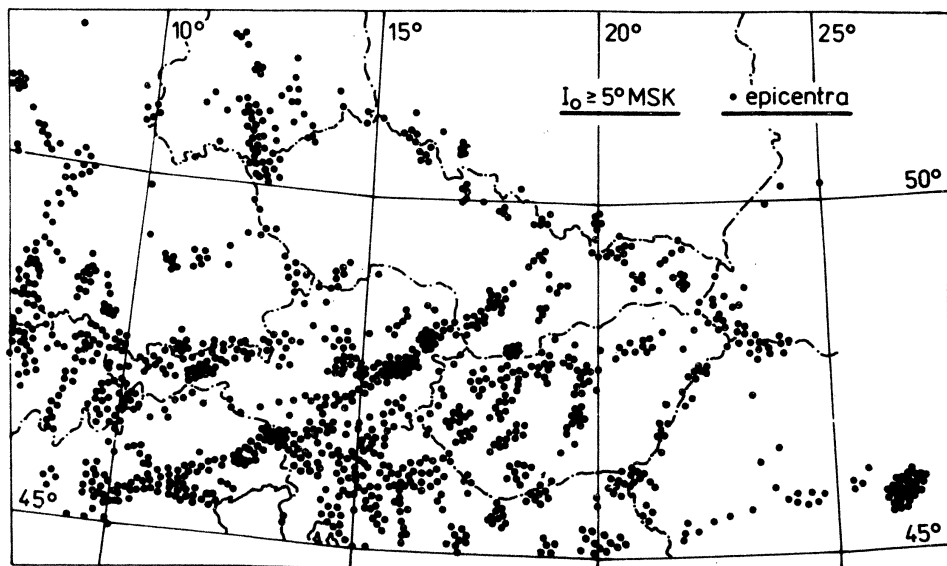
Charakteristické krátkodobé pohyby půdy, které se označují jako zemětřesení, jsou u nás vzácné; nicméně čas od času se vyskytují a někdy po nich zůstávají škody na majetku. Zemětřesení s intenzitou rovnou nebo větší než 6° MSK (používaná makroseizmická dvanáctistupňová stupnice) se v posledních šesti letech vyskytla v těchto oblastech: Přímda, Aš–Skalná–Kraslice, Komořany–Duchcov, Trutnov–Náchod, Šumperk–Kouty n. Des., Opava, Český Těšín, Stupava–Pernek–Modra–Dobrá

---

RNDr. DANA PROCHÁZKOVÁ, DrSc. (1945), vedoucí vědecká pracovnice, Plickova 565, 149 00 Praha 4.

Doc. RNDr. ZDENĚK ROTH, DrSc. (1914), vedoucí vědecký pracovník ÚUG, Malostranské nám. 19, 118 00 Praha 1.

Voda–Trenčín–Žilina, Kežmarok, Lubietová, Banská Štiavnica, Komárno, Spišská Nová Ves–Levoča, Prešov–Košice a Vranov n. Top. Několikrát za desetiletí pocítí naši občané zemětřesení, jejichž ohniska\*) leží i mimo naše státní území, tj. v Alpách, alpském předhůří, Franském a Švábském Jurovi, Sasku, Polsku, na Podkarpatské Rusi, v Maďarsku a dokonce i v Rumunsku (např. 4. 3. 1977, 30. 8. 1986), Jugoslávii (např. Černá Hora 15. 4. 1979) a Itálii (např. Friuli 6. 5. 1976, 15. 9. 1976). Obrázek 1 ukazuje rozložení epicenter zemětřesení s intenzitou  $I \geq 5^{\circ}\text{MSK}$  v době historické a současné.



Obr. 1. Mapa epicenter zemětřesení ve střední Evropě, originál Procházková.

Zemětřesení podle dnešních představ vznikají ve svrchních partiích tělesa, tj. v zemské kůře a ve svrchním pláští; vrstva 100–120 km mocná se nazývá litosféra.\*\*\*) Podle současných znalostí se litosféra skládá z ker a desk až o velikosti kontinentů a oceánů. V důsledku stále probíhajících tektonických pochodů (tj. procesů probíhajících uvnitř zemského tělesa) se kry a desky neustále pohybují. Zemětřesení vznikají křehkou deformací především na rozhraní desk; známá velká zemětřesení z poslední doby (Arménie–Spitak 7. 12. 1988, Irán 20. 6. 1990, Pákistán 1. 2. 1991) vznikla při rozhraní desky euroasijské s deskami africkou či indickou. Oblasti, ve kterých jsou ohniska

\*) Část prostoru, ve kterém zemětřesení vzniká, se nazývá ohnisko zemětřesení. Průmět bodu reprezentujícího ohnisko zemětřesení na zemský povrch ve směru zemského poloměru se nazývá epicentrum.

Hloubka ohniska je vzdálenost povrchu zemského a ohniska měřená ve směru zemského poloměru.

\*\*) Zemské těleso rozdělujeme podle způsobu, jak se jednotlivé části chovají vůči seizmickým vlnám na tři hlavní části, a to zemská kůra (sahá do hloubky 20–60 km), zemský plášť (sahá do hloubky 2900 km) a zemské jádro. Litosféra je oblast, do které spadá zemská kůra a svrchní plášť.

zemětřesení, zasahují zpravidla do hloubky několika km až několika málo desítek km; na rozhraní kontinentálních a oceánických desek sahají do hloubek maximálně 700 km.

Mechanické síly uvnitř Země mají povahu všesměrného nebo orientovaného napětí nebo napětí smykového. Předpokládáme, že všesměrný tlak se v horninovém masívu mění s hloubkou místa pod povrchem Země a uplatňuje se především při projevech plastické deformace. Orientované tlaky v zemské kůře mají v různých směrech různou velikost. Podle zkušeností do hloubky několika set metrů převládá orientovaný tlak svislý, hlouběji většinou tlak subhorizontální, který je nejčastěji vyvolán endogenními silami tektonické povahy. Gravitace a subhorizontální napětí jsou příčinou tektonické napjatosti a dynamických změn ve struktuře litosféry. Další příčinou napjatosti mohou být např. mineralogické změny kvantitativně významných složek.

## 2. Geologické prostředí

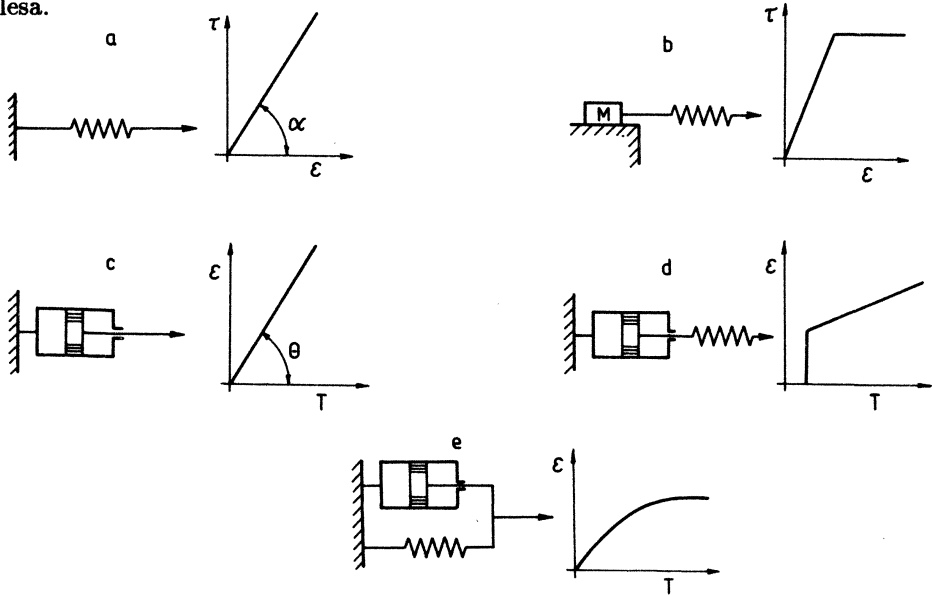
Geologické prostředí, které tvoří litosféru, označujeme jako horninový (skalní) masív. Horniny a horninové masívy jsou zpravidla mineralogicky a mechanicky nehomogenní a anizotropní. Horniny se skládají z minerálních zrn zpravidla anizotropních a vzájemně různě orientovaných, nejčastěji rozdílných i látkově. Horninový masív je v regionálním a zpravidla i v lokálním měřítku složen z různých, navzájem se různě prostupujících hornin. Pohyby Země, proudění atmosféry, oceánu, kontinentálního ledu, stálá eroze a sedimentace i trvalý pohyb litosférických desek vystavují v každém místě horninový masív trvale působení síly, kterou jen v určitém místě a období lze pokládat za stálou. Jako každé těleso, mění i horninový masív při každé změně působící síly svůj pohybový stav (rychlost či směr pohybu) nebo se deformuje. Reálné prostředí (tedy i horninový masív) reaguje zpravidla v různé míře obojím způsobem zároveň. Relativně svislé i horizontální pohyby horninového masívu zaznamenává geodézie a v geologickém časovém měřítku především geologie. Nepřímým ukazatelem stálého obnovování a občasného uvolňování deformačních napětí v horninovém masívu jsou zemětřesení.

Geologický vývoj masívu provázejí jeho neustálé deformace a někdy i látkové přeměny. Jeho stav je stálý jen v určitém časovém úseku (zvláště jde-li o geologické časové měřítko). Délka úseku závisí i na velikosti působícího napětí a na teplotě. Kromě teplotních, tlakových, geoelektrických a jiných faktorů prostředí, množství a povahy tekutin, které v trhlinkách a pórech masív prostupují, závisí přeměny masívu na látkové povaze a strukturním vztahu jeho horninových složek a na délce doby působení jednotlivých faktorů.

## 3. Mechanické modely horninového masívu jako reálného prostředí

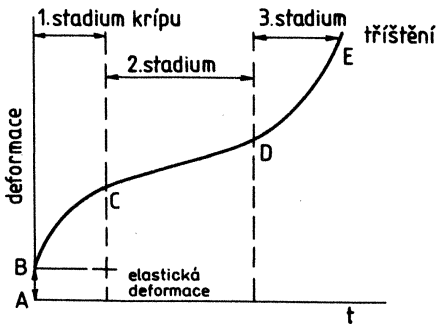
Horninový masív jako reálné prostředí je nutno zkoumat metodami reologie. Reologie je obor mechaniky, který se zabývá reakcemi pevných i tekutých materiálů na

deformující síly v čase. Reologický stav tělesa je stálý pouze v určitém časovém intervalu, který závisí i na velikosti působícího napětí. Ke znázornění reologických projevů hmoty se používají modely, tzv. „ideální reologické hmoty“, viz. obr. 2. Reologických modelů je ovšem více a jsou i složitější. Chování horninového masívu se nejvíce blíží modelu „Maxwellova hmoty“ — (obr. 2d), tj. má vlastnosti pružného a viskózního tělesa.



Obr. 2. Mechanické modely a křivky napětí — deformace (popř. deformace — čas) reologických těles, která se nejčastěji používají ke znázornění vlastností hmoty:

a) Hookeovo, b) Saint-Venantovo, c) Newtonovo, d) Maxwellovo, e) Kelvinovo.  
Převzato z [1].



Obr. 3. Generalizovaná křivka křípu (creep) a jeho stádií (schematický diagram deformace (přetváření) vs. čas).

A-B elastická deformace,  
B-C primární přechodový kříp,  
C-D sekundární-stacionární kříp,  
D-E terciární kříp,

Podle L. Müllera 1963, převzato z [1].

Obrázek 3 vylučuje základní stadia deformace (obvykle nazývané kříp — creep) reálné hmoty odvozené z experimentů:

a) pružný tok — rychlost deformace (při stálém napětí) postupně klesá k nule (na

obr. 3 – 1. stadium);

b) plastický tok (obecně tečení) — rychlost deformace zůstává při stálém napětí stálá (na obr. 3 — 2. stadium);

c) elasticko-viskózní tok — při stálém napětí roste rychlost deformace, která vrcholí porušením soudržnosti horniny (tříštěním), — na obr. 3 — 3. stadium. Mez tříštění je počátkem dezintegrace hmoty. Její parametry uvnitř horninového masívu jsou zajištěné jiné než při laboratorních zkouškách, poněvadž v masívu vzniká prostor nutný k rozvolnění kompresi jen lokálně. Rozvolnění (rozpukání — dilatance) uvnitř masívu vlivem lokálního stlačení se popisuje např. v [2].

#### 4. Shrnutí poznatků o reologickém chování geologického prostředí a o příčinách vzniku zemětřesení

Na procesy probíhající v litosféře se lze dívat z několika pohledů, a to:

- (1) z hlediska mechanických pohybů ker a desek;
- (2) z hlediska vytváření prostorových nehomogenit v rozložení napjatosti;
- (3) z hlediska procesu deformace a porušování horninového masívu.

Postupně o těchto jednotlivých pohledech pojednáme.

(1) Tektonickým vývojem\*) geologického prostředí dochází k přeskupování bloků a ker i uvnitř systémů ker a desek a mezi nimi. V systému vznikají stále nové pod-systémy (seskupení, nehomogenity), jejichž mechanické vlastnosti se liší od dřívějších. V některých místech obvodu nehomogenity dochází přitom ke koncentraci napětí; překročí-li napětí lokální mez tření, může u hranice podsystému nastat pohyb. Zemětřesení je uvolnění pružné energie spojené s náhlým pohybem.

Při pohybu ker provázejícím vznik nebo oživení zlomu dochází ke změnám systému, jak naznačují teoretické výpočty, experimenty [3, 4] i pozorování v přírodě. Každá změna systému vyvolává nový stav.

(2) Rozhraní ker a desek vytvářejí zlomy a drcená pásma, která vznikají rozvojem a spojením dilatančních trhlin [2]. Dosáhne-li deformace horninového masívu v některém místě určité meze (která závisí na „mezi pevnosti masívu“), dojde v masívu k porušení souvislosti (nejdříve v místech relativního oslabení — např. podél dřívější trhliny) a k pohybu podél zlomu.\*\*\*) Podle způsobu namáhání může nastat (za současného účinku tíže) např. přesmyknutí, horizontální posun jedné části masívu vůči druhé. Pohyb na zlomové ploše může být pomalý či rychlý. Je třeba si uvědomit, že podle okamžitých podmínek může na jediné zlomové ploše současně v některých místech probíhat pohyb nedoprovázený náhlým uvolněním energie (aseizmický) a v jiných místech seizmogenní pohyb [1, 2]. Porušení, tj. oslabení soudružnosti, méně rigidního

---

\*) Tektonika je geologická věda o stavbě geologických těles a zemské kůry vůbec, o jejím vývoji a pohybech.

Tektonické poruchy (dislokace) jsou změny v původním uložení hornin v zemské kůře vyvolané působením vnitřních (endogenních) geologických sil.

\*\*) Zlomová struktura se skládá ze zlomových spár a segmentů (ker) omezených zlomovými plochami spáry, tj. jde o oblast nespojitosti.

prostředí (např. oživení starého rozpukání nebo starší zlomové zóny) je energeticky méně náročné než novotvoření zlomu v pevné hornině; proto se uvolní také méně potenciální (pružně vázané) energie než při porušení prostředí rigidnějšího (tužšího). Lze se domnívat, že to je jeden z důvodů, proč se např. ze silněji porušených zón nebo úseků seizmická energie zpravidla uvolňuje v menších dávkách než z rigidních, méně porušených částí, kde je nutno tektonické porušení nově zakládat. Mohou ovšem existovat i důvody další (např. změna velikosti napětí).

Z výše uvedeného pohledu jsou zemětřesení krátkodobá vybití potenciální elastické energie lokálně nahromaděné uvnitř skalního masívu. Významnou roli při hromadění elastické energie hraje zřejmě lokální komprese skalního masívu, o níž svědčí také vznik dočasných volných prostor (podél zlomů); jejich projevem je i dilatanční puklinatost, která bývá s budoucí novou pohybovou dráhou zlomu rovnoběžná [2]. Prozrazuje se zvýšenou propustností masívu pro tekutiny v pásmu provázejícím lokální pružné stlačení, hromaděním kapalin a plynů v tomto pásmu, snížením elektrického odporu porušeného pásma, jak ukazují pozorování a zvláště náhlý výron tekutin (např. vody, He, Rn) a restituce propustnosti i elektrické vodivosti po uvolnění pružné energie otřesem (viz. diagramy v [2]).

Pro úvahy spojené s dilatancí horninového masívu je nutno předpokládat existenci volných prostor uvnitř horninových masívů. O dlouhodobé existenci plošně rozsáhlých volných spár někdy značné (i několikametrové) světlosti v kůře svědčí existence složených minerálních žil a drúzových výplní puklin. Ty mohou být i svědectvím dlouhodobého přetrvávání lokální elastické komprese horninového masívu v sousedství.

Jistou roli při procesech spojených se vznikem zemětřesení může hrát proto i opožděné náhlé uvolnění pružné energie do dutin. K němu s otřesem a rachotem dochází např. v hlubokých dolech (tzv. odprisky v Příbrami [9]) anebo v malém objemu explozivním rozpadem vrtních jader vytažených z hlubokých vrtů. Dilatance vyvolaná tektonickým pohybem i geofyzikální a geologické jevy ji provázející před otřesem, popř. bezprostředně po otřesu nebo při něm jasně dokládají, že uvolnění potenciální pružné energie otřesem může začít značně opožděně proti pohybu, který hromadění pružné energie vyvolal lokálním stlačením [8].

Pohyb, dilatance a vznik zemětřesení jsou jevy ne zcela vzájemně související, protože dilatanční jevy jako zvýšená propustnost, elektrická vodivost a výrony tekutin, např. He, Rn, provázejí i neseizmogenní [7] i laboratorní vysokotlaké bezotřesové porušování hornin [6].

Mechanické vlastnosti horninového masívu (jeho složení, stavba, stav) určují hranice nehomogenity i mechanicky angažovaného prostoru, tj. oblasti koncentrace pružné napjatosti. Rozhodují proto i o velikosti zemětřesení. V důsledku mechanické nestejnorodosti horninového prostředí a jejich nerovnoměrných změn (v prostoru i v čase) lze vždy očekávat, že v určitém historickém úseku existuje uvnitř seizmogenní zóny větší počet míst (tzv. asperit), kde se nahromaděná potenciální pružná energie přibližuje k lokální mezi pevnosti horninového prostředí. Změny v mechanickém prostředí dovolují pochopit, že v jednom časovém úseku se např. seizmogeneze soustřeďuje do jediné úzké oblasti vyšší napjatosti (asperity), v jiném časovém úseku do oblasti rozsáhlejší, kterou tvoří soubor menších asperit, atd. Přihlédneme-li ovšem blíže k úseku

seizmogenní zóny, který se jevil v prvním přiblížení jako jednotná asperita, mnohdy zjistíme, že ve skutečnosti i ji tvoří soubor menších asperit. V mnohém tedy záleží na podrobnosti vyhodnocení celého procesu. Vše dokládá všeobecnou nerovnoměrnost v rozmístění ohnisek uvnitř seizmogenních zón a mění se počet a umístění asperit uvnitř seizmogenních zón v prostoru a v čase. Asperity mohou být regionální i lokální, dlouhodobé i krátkodobé. Nerovnoměrným rozložením asperit v prostoru i v čase a jeho změnami lze vyložit např. výskyt jednoho silného otřesu v určitém období i výskyt několika zemětřesení slabších v podobně dlouhém období na téže seizmogenní zóně. Lze tak vysvětlit i parametrické rozdíly mezi skupinami zemětřesení v jedné ohniskové oblasti.

(3) Podle současných poznatků si proces porušování horniny představujeme takto: k porušování v hornině dochází již při napětích podstatně nižších, než je hodnota pevnosti materiálu v lomu; projevuje se to vývojem mikroskopických (dilatančních) trhlinek, jejichž počet prudce roste, když se napětí přibližuje k mezi pevnosti. Při nehomogenitě horninové hmoty není mez pevnosti v různých místech hmoty stejná, ale úsekově se mění. Roste-li aplikované napětí, přesáhne proto vnitřní napjatost v různých bodech horninového masívu mez pevnosti při rozličných hodnotách napětí. Praskliny vznikají nejdříve v místech nejvyšší koncentrace napětí, ale nešíří se průběžně horninou, protože v sousedních místech má napětí nižší hodnotu. Zvyšováním aplikovaného napětí se porušují postupně další úseky, a tím stoupá četnost (dilatančních) mikrotrhlin. Nejdříve vznikají trhliny neuspořádaně, potom se shlukují podél ploch příštího lomu; hustota mikrotrhlinek je největší v okolí budoucího zlomu. Kinematika struktury v poli napjatosti je výrazně ovlivňována existujícími spárami, jež vznikly při starší deformaci. Vznik mikrotrhlin usnadňuje pórová voda napěťovou korozi cípů prasklinek. Propojením mikrotrhlin vznikají zpravidla nejprve tahové a potom střížné praskliny. S rostoucím napětím se puklinové systémy zahušťují v místech budoucího zlomu. Jakmile se vytvoří zlom, koncentruje se pohyb především do zlomové plochy.

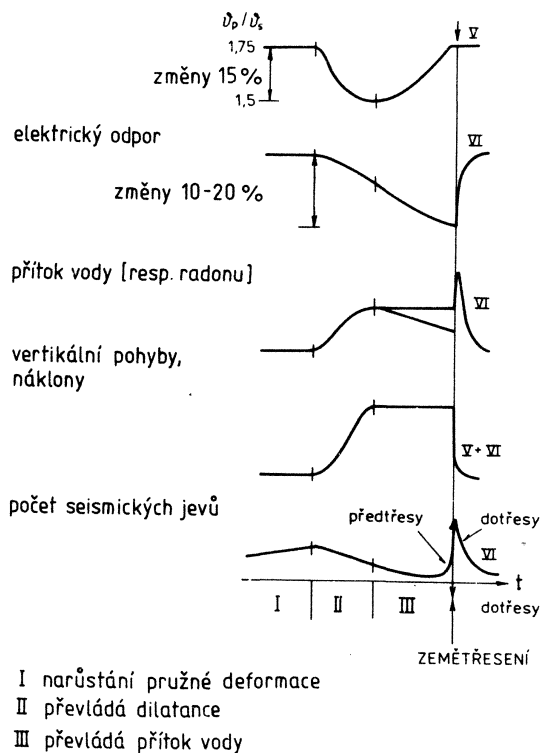
Z výše uvedeného pohledu jsou zemětřesení jen jedním z typů vnitřního pohybu reologicky nehomogenního (elasticko-viskózního) prostředí litosféry (blízké hmotě Maxwellova modelu [1]). I když jak ve svých částech, tak jako celek se litosféra chová v různé míře plasticky, je dokázáno, že je schopna na tisícikilometrové vzdálenosti přenášet napětí (viz. výsledky drobně tektonické analýzy [5] a měření napětí in situ) a pružná napětí v sobě místy akumulovat. Od šedesátých let se přesouvá představa o litosféře od gravitačního modelu (s převahou svislého napětí) k modelu s převládajícím subhorizontálním napětím (zvláště v hloubkách přes 300 m).

## 5. Modely vzniku zemětřesení

Současné teorie vzniku zemětřesení vycházejí z klasické Reidovy teorie elastického vyrovnávání ze začátku století [1, 2]. Podle této teorie dochází v ohniskových oblastech v důsledku působení zemských endogenních sil k postupnému narůstání elastického napětí, které se po dosažení meze pevnosti hornin náhle uvolní formou zlomového pohybu a vyvolá zemětřesení. Tento obecný mechanismus přebírají i obě nejrozšířenější teorie



vzniku zemětřesení předložené na začátku 70. let, a to jak teorie lavinovitě nestabilního vzniku trhlin vypracovaná v SSSR, tak i dilatančně difúzní teorie, předložená v USA.



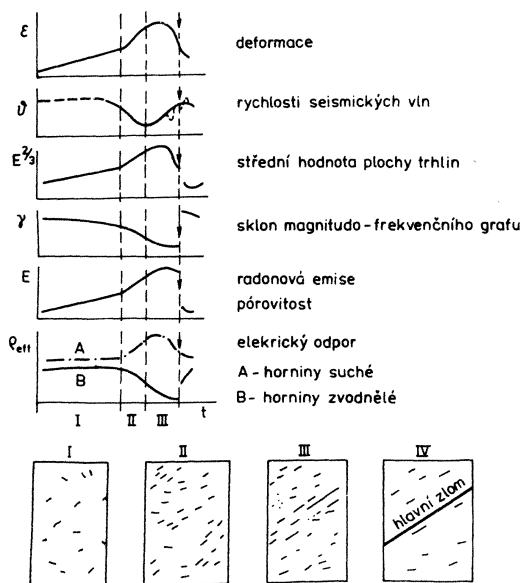
Obr. 4. Změny fyzikálních parametrů v dilatančně difúzním modelu.

Římské číslice označují různá stadia seismického cyklu, tj. přípravy zemětřesení.

Převzato z [2].

Dilatančně difúzní model (American Association for the Advancement of Science 1973, [2]) na obr. 4 ukazuje změny fyzikálních vlastností prostředí v době přípravy zemětřesení. Je předpokládáno, že napětí v daném místě litosféry roste v čase konstantní rychlostí. V prvním stadiu přípravy silného otřesu postupně rostou napětí i deformace až do určité kritické meze, kdy místně převládne vliv dilatančního porušení masívu. V druhém stadiu početné dilatanční trhliny vyvolají změny fyzikálních parametrů prostředí, pokles rychlosti seismických vln i změny náklonů zemského povrchu. Třetí stadium přípravy je charakterizováno prvními otřesy a vytlačováním vody z trhlin, což vyvolá návrat poměru rychlostí podélných i střižných vln ( $v_p/v_s$ ) do původního stavu. Ve druhém a třetím stadiu přípravy silného otřesu četnost otřesů klesá, dokud vytlačování vody pórový tlak snižuje. Vznik dalších dilatančních trhlin se stává nemožným (vzniká tzv. dilatanční zpevnění). Tento pochod je dříve nebo později přerušen přítokem vody z okolního masívu. Opět nastává zvýšení pórového tlaku, a tím klesá pevnost horninového masívu jako celku. Katastrofické rozrušení vznikne krátce po přítoku vody. V tomto kritickém časovém intervalu se objevují předtřesy, tj. slabé otřesy před otřesem hlavním (silným).

Suchý model (tzv. IFZ, [2]) předpokládá, že reálné prostředí se skládá ze dvou oblastí, A a B; oblast A je oblast budoucího tříštění horninového masívu a B je oblast obklopující oblast A. Obrázek 5 ukazuje odpovídající představu o vývoji procesů předcházejících zemětřesení; jsou vydělena čtyři stadia. Model vychází z následujících zásad: rozrušení horninového masívu je vyvoláno zvětšením počtu a rozměrů mikrotrhlin (je používán termín defekt); defekty (mikrotrhliny) se mohou vyvíjet v průběhu času při přibližně konstantním napětí; s růstem napětí rychlost jejich tvoření roste; celková deformace se skládá z pružné deformace masívu a z deformace související se vzájemným posunem okrajů trhlin; makrorozrušení je výsledkem lavinovitého růstu počtu trhlin a je vyvoláno nestabilitou dosaženou při hustotě trhlin; vznik hlavního zlomu vede k poklesu napětí v obklopujícím prostředí; v důsledku toho se růst nových defektů přerušuje a počet aktivních trhlin se zmenšuje.



Obr. 5. Změny fyzikálních parametrů prostředí u suchého modelu. Vývoj porušení ve čtyřech základních stadiích seizmického cyklu je ukázán v druhé části obrázku. Převzato z [2].

Obě výše uvedené teorie jsou dosti podobné, hlavní rozdíl spočívá v roli vody při přípravě zemětřesení. Opírají se o desítky let měření v ohniskových oblastech zemětřesení a o experimenty v laboratořích, při nichž byly simulovány přírodní podmínky. Ačkoli jsou založeny na principiálně různých fyzikálních procesech, obě vysvětlují tzv. příznaky zemětřesení (tj. změny fyzikálních a chemických parametrů prostředí před zemětřesením). Sledování a identifikace příznaků zemětřesení je základem predikce zemětřesení. Oba modely vystihují skutečnost, že příchod silného zemětřesení obnovuje mnohé původní parametry prostředí.

Oba výklady vycházejí z experimentálních podmínek, možná mezních. Obrázky 4 a 5 lze však považovat i za důkaz toho, že vzájemný pohyb sousedících ker může začínat i delší dobu před silným otřesem. Geologicky může být tento pohyb intermitentní (přerušovaný) i plynulý. Jevy, jako zvýšení propustnosti masívu pro tekutiny a následné zvýšení elektrické vodivosti horninového masívu, silným otřesem zanikají, tj. lze říci, že skalní masív se vrací otřesem více méně do původního stavu. Naznačují, že jako protiváha dilatančního zvětšení porozity v určité oblasti masívu musí vznikat oblast lokálního pružného stlačení v sousedství. Uvážíme-li dříve zmíněné poznatky o chování vrtných jader a o vzniku odprysků v hlubokých dolech a tunelech, kdy uvolnění pružné energie otřesem nastává se značným časovým zpožděním (hodiny, dny a možná i déle) po uvolnění horniny z pružně stlačeného masívu, můžeme se domnívat, že i zemětřesení jako náhlé uvolnění pružné energie může vzniknout i za delší dobu po pohybu ker, který vyvolal lokální kompresi a sousední dilatanci. Otřes pak potlačí projevy dilatace. Dokladem existence těchto jevů je skutečnost, že při odprysku uvolněné kusy horniny jsou objemově větší, takže je nelze zasadit zpět do původní prohlubně [9].

Podle právě vyslovené hypotézy, dilatace a projevy ji provázející mohou být, ale nikterak nemusí být bezprostřední předzvěsti zemětřesení, což v hojné míře dokazují měření na prognostických polygonech [11], kdy po výskytu jevů doprovázejících dilataci zemětřesení nenásleduje. Vzhledem k tomu, že dilatace a vznik zemětřesení nejsou jevy spolu svázané (viz. kap. 4), po výskytu jevů provázejících dilataci může zemětřesení nastat za neurčitou dobu a také nastat nemusí.

## 6. Aktivní východiska pro prevenci proti následkům zemětřesení

Z hlediska prevence je nutno předpokládat, že po výskytu jevů doprovázejících dilataci může po určité době dojít k zemětřesení. Možná, že se nám pro určité omezené území a pro krátké historické období podaří empiricky odhadnout délku předstihu dilatace před zemětřesením. Avšak stanovit délku předstihu v historickém časovém měřítku nebudeme moci již proto, že z geologického hlediska je tektonický pohyb i v historickém úseku času málo rovnoměrný a jeho místní podmínky se samotným pohybem v čase mění. V sousedství seizmoaktivních (resp. neotektonicky aktivních) zlomů se lze podle naší hypotézy pokusit otřesům předcházet, když se objeví projevy dilatace, a to např.:

- postupným popuštěním pružné expanze, např. injekcemi tekutin do kritických úseků pohybového (zlomového) pásma do regionálně osvědčených „asperit“ zlomu, např. do míst výrazné změny prostorového průběhu a tvaru zlomového pásma [8] nebo do jinak vymezených korových oblastí hromadění pružné potenciální energie v masívu;
- omezením výskytu nebo vlivu spouštěcích impulsů „triggerů“, např. u indukovaných zemětřesení.

I když zemětřesení podle naší hypotézy (reologicky zpožděné uvolňování elastické energie skalního masívu) je jen jedním z možných východisek uvolňování nahromaděné pružné energie v tektonicky exponované části zemské kůry, lze ve smyslu Keilis–Boroka

[10] prikrčiť v celosvetovom mēritku k širší regionální a časové prognóze velkých zemětřesení vymezováním hlavních oblastí, ve kterých může k transformaci nahromaděné tektonické energie v energii zemětřesení. Tyto oblasti lze zjistit tektonickým rozбором pohybů litosféry a rozбором seizmicky získaných globálních fyzikálních parametrů, viz. Keilis-Borokovu hypotézu deterministického chaosu.

## L i t e r a t u r a

- [1] J. JAREŠ, J. VACHTL: *Strukturální geologie obecná a systematická*. Skripta UK. Praha, PF UK 1980, 347.
- [2] K. KASAHARA: *Mechanika zemletrasenij*. Ruský překlad. Moskva, Mir 1981, 264.
- [3] D. N. OSOKINA V. N. FRIDMAN: Polja naprjaženij v zemnoj kore 74 (1987), 119.
- [4] A. S. GRIGORJEV et al.: Polja naprjaženij v zemnoj kore 74 (1987), 5.
- [5] F. BERGERAT: *Tectonics*, 6 (1987), 99.
- [6] M. P. VOLAROVIC et al.: *Mechanika gornych porod pri vysokich davlenijach*. Moskva: Nauka 1979, 152.
- [7] S. S. SIANISJAN, M. N. SMIRNOVA: Izvestija vyššich učebnych zavedenij, geologia i razvedka, 5 (1988), 113.
- [8] D. PROCHÁZKOVÁ, Z. ROTH: *A Complex Study of the Process of Earthquake Origin in Central Europe*. Rukopis 1990.
- [9] R. KETTNER: *Všeobecná geologie III*. Praha, Melantrich 1948, 680.
- [10] V. I. KEILIS-BOROK: *Priroda*, 12 (1989), 10.
- [11] D. PROCHÁZKOVÁ: *Počítačové spracovanie seizmických dat*. Bratislava, Veda 1989, 111.

---

Veda sa robí z faktov ako z tehál, no hromada faktov ešte nie je vedou, tak ako hromada tehál nie je domom.

H. POINCARÉ

O všetkom pochybovať alebo všetkému veriť, to sú dva postoje rovnako pohodlné, lebo jedno aj druhé nás oslobodzuje od rozmýšľania.

H. POINCARÉ

Pokiaľ nevieme, čo hľadáme, neporozumieme tomu, čo nájdeme.

H. POINCARÉ

Medzi vybranými kombináciami najplodnejšie bývajú často tie, ktoré sú tvorené prvkami vzatými zo sfér vzájomne veľmi odľahlých. Nechcem tým povedať, že najlepšie pre vynachádzanie je spájať objekty čím rôznorodejšie; väčšina kombinácií, ktoré sa takto skladajú, bude úplne neplodná. Ale niektoré z nich, zaiste veľmi zriedkavé, sú najplodnejšie zo všetkých.

H. POINCARÉ