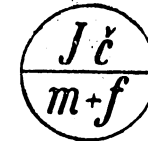


DOC. DR. ALOIS ZÁTOPEK

JAK SE STUDUJÍ ZEMĚTŘESENÍ

Základy seismiky

Spisovatel Doc. Dr. Alois Zátopek
Název díla Jak se studují zemětřesení. (Základy seismiky)
Vydala Jednota československých matematiků a fysiků
roku 1949
v edici Cesta k věděni, svazek 50
za redakce Dra R. Brdičky, Dra M. A. Valoucha,
Dra F. Vyčichla a Dra O. V. Zicha
Stran 124
Obrazců 42
Vytiskla Knihitiskárna Prometheus v nár. spr., Praha VIII
Vydání první (3300 výtisků)
Cena Kčs 54,—



JEDNOTA ČESKOSLOVENSKÝCH MATEMATIKŮ A FYSIKŮ

PŘEDMLUVA	3	2,35. Struktura seismogramu a její výklad z teorie pružnosti	72
1. ÚVOD	5	2,351. Základní rovnice teorie seismických vln .	76
1,1. Vývoj výzkumu zemětřesení	5	2,36. Vliv epicentrální vzdálenosti na vzhled seismogramu	78
1,2. Pojem zemětřesení a seismiky	8	2,371. Pojem hodochrony	80
2. VÝZKUM PŘIROZENÝCH ZEMĚTŘESENÍ	10	2,372. Určení polohy epicentra	81
2,1. O zemětřeseních všeobecně	10	2,373. Určení hloubky ohniska	84
2,11. Příklady velkých zemětřesení	10	2,38. Základy výpočtu a konstrukce seismických paprsků	85
2,12. Důležitější pojmy velké seismiky	12	2,39. Průběh seismických paprsků tělesem zemským. Seismický model Země	93
2,13. Pohyby půdy a trvání zemětřesení v blízkosti epicentra	14	2,391. Paprsky odražené a lomené	96
2,14. Účinky zemětřesení	16	2,392. Třídílná stavba zemského tělesa	97
2,141. Účinky v terénu	16	2,393. Blízká zemětřesení a kůra zemská	98
2,142. Účinky na stavby a pozemní zařízení ...	18	2,4. Zemětřesná prognosa a ochrana před zemětřesením ..	102
2,143. Účinky na člověka a zvířata	20	3. EXPERIMENTÁLNÍ A UŽITÁ SEISMIKA	105
2,15. Jiné průvodní zjevy zemětřesení	21	3,1. Methody seismické prospekce	106
2,16. Příčiny podzemních napětí	23	3,2. Echolot	108
2,17. Zemětřesení dle vzniku	25	3,3. Vzdušná seismika	110
2,18. Zeměpisné rozšíření zemětřesných ohnisek	28	3,4. Užitá seismika v technice	111
2,2. Makroseismika	31	3,5. Seismické účinky atomových bomb	114
2,21. Energetické pole zemětřesení	31	4. ZJEVY PŘÍBUZNÉ ZEMĚTŘESENÍ	115
2,22. Intensita zemětřesení. Zemětřesné stupnice ...	35	4,1. Seismický neklid	115
2,23. Sběr a zpracování zemětřesného materiálu ...	40	4,2. Seismická registrace slapů kůry zemské	119
2,24. Makroseismické isočáry	42	LITERATURA	121
2,25. Pozorované a redukované intenzity. Makroseismická hloubka ohniska	45		
2,26. Vědecký a praktický význam makroseismiky ..	47		
2,3. Mikroiseismika	48		
2,31. Princip a podstatné součásti seismických přístrojů	49		
2,32. Základní typy seismografů. Tlumení a registrace .	51		
2,33. Elementární teorie seismometrů se stacionární hmotou	60		
2,331. Mechanická a optická registrace harmonických kmitů půdy	62		
2,332. Galvanometrická registrace harmonických kmitů půdy	66		
2,333. Pohyb půdy $\xi(t) = a_0 t e^{-\beta t} \sin pt$	67		
2,341. Výpočet pohybu půdy ze seismogramu ..	68		
2,342. Konstanty seismometru	69		
2,343. Vyčíslení seismogramu	70		

PŘEDMLUVA

Za půlstoletí svého života se vyvinula seismika v rozsáhlý a úspěšný vědní obor. Již dávno se neomezuje na studium přirozených zemětřesení; pomáhá také při hledání užitečných nerostů, radí, jak stavět v územích zemětřeseními ohrožených, účastní se boje proti otřesům a přispívá k řešení mnoha vědeckých i technických problémů.

Cílem této knížky je načrtnout celkový obraz dnešní seismiky jako jedné části fyziky zemského tělesa, t. j. geofyziky. Těžiště výkladů je tudíž v části jednající o metodách mikroseismických. Z geologie mohlo být při daném rozsahu knížky podáno jen nejnnutnější. V tomto směru odkazují čtenáře na české učebnice všeobecné geologie, jmenovitě na moderní díla universitních profesorů Dr. R. Kettnera a Dr. O. Matouška. Na několika místech knížky je matematický výklad poněkud nad středoškolskou úrovní. Odhodlal jsem se k tomu nejen proto, že četným čtenářům „Cesty“ jsou použité prostředky běžné, ale hlavně k vůli těm, kteří by v knížce hledali průpravu pro další odborné studium. Výsledky však jsou podány srozumitelně i pro čtenáře matematiky méně školeného. Z aplikované seismiky bylo možno popsat principiálně jen základní metody; podrobnosti by vyžadovaly spisu mnohem objemnějšího. O ozvěnových hloubkoměrech a anomálním šíření zvuku mohl se čtenář dočísti již v 2. resp. 11. svazku „Cesty“ (autoři Petržílka-Slavík resp. Link).

K výkladům i obrazcům v knížce bylo namnoze použito původního materiálu Státního ústavu geofyzikálního v Praze, příp. již tam zpracovaných výsledků.

V Praze, dne 15. září 1948.

A. Zátapek.

1. ÚVOD

Charakteristické krátkodobé pohyby půdy, jež se označují názvem zemětřesení, jsou v našich krajinách zjevem vzácným. Vyskytnou-li se přece, nezanechávají celkem škod. Jsou však oblasti, na př. Japonsko, jejichž obyvatelé jsou zemětřeseními vážně ohrožováni na životě i majetku. Počet otřesů země stoupá tu do set za rok a občas jsou spojeny s katastrofálními následky. Velká zemětřesení patří mezi nejmohutnější přírodní zjevy na Zemi. Uvolněná energie bývá v některých případech tak veliká, že je s to změnit v několika okamžicích tvářnost rozsáhlého území k nepoznání. V kulturních zemích hustě zalidněných ničí veliká zemětřesení spolu s tisíci lidských životů také plody celých desítekletí lidské práce.

1.1. VÝVOJ VÝZKUMU ZEMĚTŘESENÍ

Zemětřesením byla věnována pozornost od pradávna, ale jejich systematický vědecký výzkum začíná se teprve 19. stoletím a je spojen s rozvojem *dynamické geologie*.¹⁾ Geologové poznali zemětřesení jako stabilizační zjev v kůře zemské, který doprovází činnost horotvorných sil. V poslední čtvrtině 19. století prokázali *E. Suess, Heim, Hoernes* a j. úzké vztahy mezi zemětřeseními a *tektonikou*²⁾ kerné mosaiky kůry zemské. Tyto vztahy se dají sledovat již u jednotlivých zemětřesení, vystupují však určitěji v hromadném zpraco-

¹⁾ Dynamická geologie se zabývá silami, které působí na povrch zemský, a způsobem, jakým se uplatňují při jeho vývoji.

²⁾ Tektonika je nauka o stavbě kůry zemské, jak se jeví v uložení vrstev a ostatních hornin; často se slovem tektonika označuje stavba sama.

vání zemětřesených pozorování, shromážděných za delší období.

Asi v polovině 19. století položili *Hopkins* a *Mallet* základy fyzikálního chápání zemětřesených dějů. Viděli v zemětřesených pohybech projev pružnosti zemského tělesa a zaváděli do výzkumu zemětřesení pojmy z nauky o vlnění.

Ke konci 19. století našel přístroj *Milneův* — netlumený *seismograf*, schopný zaznamenat i vzdálená zemětřesení — četné následovníky, *seismometry*, vybavené tlumicím zařízením, na jejichž konstrukci se dodnes málo změnilo. Když se v několika zemích zorganizovala síť nepřetržitě registrujících stanic vyzbrojených *seismometry*, nabyl fyzikální směr studia zemětřesení převahy nad methodami geologickými, založenými na bezprostředním pozorování. Fyzikální zkoumání zemětřesení se stalo úkolem nedávno před tím se osamostatnivší geofysiky. Část geofysiky, která se jím zabývá, se nazývá *seismika*.³⁾

Záznamy zemětřesení ukázaly především, že zemětřesné pohyby nezůstávají omezeny na oblast, v níž je může člověk pozorovat přímo, t. j. bez přístrojů. Z místa vzniku zemětřesení se šíří totiž i za hranice zmíněné oblasti všemi možnými směry rozruchy, které jsou pružným (elastickým) vlněním částic zemského tělesa. Rozruchy se objevují v záznamech staničních *seismografů* (*seismogramech*) jako charakteristické sledy vln a dají se vysvětlit z theorie pružnosti. Z řešení pohybových rovnic *seismografů* vyplynuly vztahy mezi záznamem a skutečným pohybem půdy na stanovišti přístroje. Byly nalezeny metody, jak určit ze záznamu místo vzniku zemětřesení, způsob kmitání a cestu jednotlivých zemětřesených rozruchů tělesem zemským, ba dokonce soustavu sil, působící při vzniku zemětřesení. V průkopnických pracích začátků seismiky mají významné místo práce českého badatele, univ. prof. Dr.

³⁾ Seismos (řec.) = otřes.

V. Lásky,⁴⁾ jednoho z prvních geofysiků. Pro vývoj moderní seismiky razily nové cesty práce badatelské školy *Wiechertovy*, stejně jako výzkumy *Kövesligethyho* a práce ruského seismika *Golicyna*. Na nich vyrůstala budova seismiky velmi rychle a již v prvních dvou desetiletích našeho století dosáhla seismika výsledků základní důležitosti, z nichž musí vycházeti veškerá bádání o stavbě a stavu nitra zemského.

Jako mechanická obdoba záře Roentgenova pronikají zemětřesné rozruchy tělesem zemským. Zasahují každé jeho místo a přinášejí při návratu k povrchu přímé svědectví o pružných vlastnostech zemského nitra, jehož daleko největší část je jiným methodám zkoumání uzavřena. Seismické výsledky jsou spolehlivou fenomenologickou základnou výzkumu vnitřní struktury Země. Učinily konec dohadům, zda nitro Země je pevné, kapalné nebo plynné, neboť je ukázaly jako těleso pevné s jádrem, které jeví určité vlastnosti kapalin. Vyjádřením těchto poznatků je dodnes skoro všeobecně uznávaný model třídílného tělesa zemského se soustředně souměrnou stavbou, který byl počteně zpracován *Klussmannem* 1915 a stal se takřka dogmatickým východiskem nesčetných prací geochemických, geothermických, geogenetických, radiologických a j. Námitky proti němu byly vzneseny až v nejnovější době a diskuse jsou teprve v začátcích.

Model Země byl odvozen především ze záznamů zemětřesení vzdálených. Studium záznamů zemětřesení blízkých pak objasnilo stavbu částí zemského tělesa k povrchu nejbližších, totiž kůry zemské.

Vedle zemětřesených záznamů se objevuje na pásech *seismografů* také (mikro)seismický neklid. Jsou to téměř

⁴⁾ Prof. Dr. *Václav Lásky* narodil se v Praze 1862 a zemřel v Řevnicích u Prahy 1943. Seismikou se zabýval už koncem 19. stol. ve Lvově, později pak v Praze, kde 1920 z jeho iniciativy vznikl Státní geofyzikální ústav, jehož byl *Lásky* prvním ředitelem. Pracoval mnoho také v astronomii, matematice, geodesii, meteorologii, hydrologii a j. Zabýval se též filosofií.

neustávající kmity povrchových vrstev. Příčina seismického neklidu je buď přímo na povrchu zemském nebo v jeho bezprostřední blízkosti.

Od výzkumu blízkých zemětřesení byl jen krok k myšlence vyšetřovat podrobnosti stavby vrstev povrchu blízkých na malém obvodu rozkmitáním vrstev vynucenými kmity — umělými zemětřeseními. Počáteční pokusy (experimentální seismika) byly vypracovány v metody, jež se brzy osvědčily v technické praxi a při hledání nalezišť užitkových nerostů. Po první světové válce se velmi rozšířily a zdokonalily. Vžil se pro ně název užitá nebo aplikovaná seismika.

Moderní seismika studuje také zemětřesením podobné rozruchy uměle vyvolané v hydrosféře a atmosféře. Prvních se využívá při ozvěnovém měření mořských hloubek (echolot), studium druhých tvoří předmět t. zv. vzdušné seismiky.

1.2. POJEM ZEMĚTŘESENÍ A SEISMIKY

Zemětřesením budeme rozumět souhrn krátkodobých pohybů, které vznikají v zemském tělese náhlým uvolněním mechanické energie v jeho obvodových částech.

Pokud vzniká zemětřesení bez účasti člověka, říká se mu zemětřesení přirozené; činností lidskou (výbuchy, spouštěním těžkých hmot na povrch zemský a pod.) vznikají zemětřesení umělá. V odst. 1,1 jsme uvedli mezi zjevy, které seismika vyšetřuje, též seismický neklid, umělé otřesy vodních spoust v mořích a otřesy v ovzduší. Tyto zjevy nejsou zemětřeseními dle hořejší definice, ale pohyby při nich se podobají pohybům zemětřesným. Nazveme tedy seismický neklid a otřesy v hydrosféře a atmosféře „zjevy příbuzné se zemětřesením“. Přídavné jméno „seismický“ značí pak „zemětřesný“, nebo „se zemětřesením souvisící“.

Je tedy *seismika část geofysiky, zabývající se výzkumem zemětřesení a zjevů příbuzných*. Původnímu oboru seismiky, totiž výzkumu přirozených zemětřesení, se dnes často říká

„velká seismika“ na rozdíl od „malé seismiky“, výzkumu zemětřesení umělých, kterýžto název se udržuje vedle termínů seismika experimentální resp. užitá.

Podle method dělíme seismiku na *makroseismiku*, která zpracovává zemětřesná hlášení pozorovatelů, a *mikroseismiku*, jejímž východiskem jsou záznamy seismografických přístrojů. V příslušném smyslu se používá též přídavných jmen „makroseismický“ a „mikroseismický“.

V dalším se budeme zabývat všeobecnou charakteristikou přirozených zemětřesení, popíšeme makroseismické a mikro-seismické metody výzkumu zemětřesení přirozených s výsledky, stručně se zmíníme o hlavních metodách užitých seismiky, nato se seznámíme s methodou echolotu, methodami a výsledky vzdušné seismiky, výzkumem seismického neklidu a konečně seismickou registrací slapových pohybů kůry zemské.

2. VÝZKUM PŘIROZENÝCH ZEMĚTŘESENÍ

2.1. O ZEMĚTŘESENÍCH VŠEOBECNĚ

2.11. Příklady velkých zemětřesení. Abychom měli pro začátek aspoň hrubou představu o účincích velikých zemětřesení, uvedeme několik příkladů velkých zemětřesných katastrof:

9. ledna 1693 byla na Sicílii zničena města Lentini, Katanie a Syrakusy; asi 60 000 obětí na životech.

28. října 1724 postiženy v Peru města Lima a Calao. Zemětřesení si vyžádalo 18 000 lidských životů. V týchž místech se odehrálo katastrofální zemětřesení také 24. srpna 1942.

30. prosince 1730 bylo na ostrově Jezu v Japonsku zpustošeno mnoho měst a osad. Lidské ztráty se odhadují na 137 000 osob.

1. listopadu 1755 bylo zpustošeno zemětřesením území na dolním toku Teja a zničeno město Lisabon. Veliké kusy břehu zmizely v moři, příbojová vlna vysoká 12,5 m zaplavila pobřeží. Škody byly způsobeny na více než polovině Pyrenejského poloostrova. Počet mrtvých udává *Sieberg* na 32 000, *Hobbs* dokonce 60 000. Toto zemětřesení bylo cítiti až v Čechách a na Moravě.

30. října a 25. listopadu 1759 hlavní otřesy zemětřesného roje, který trval celkem tři měsíce, postihly katastrofálně Syrii.

5. února 1783 bylo zničeno 400 kalabrijských osad, na povrchu zemském byly způsobeny veliké změny, příbojová vlna zemětřesná způsobila těžké záplavy, o život přišlo asi 30 000 lidí.

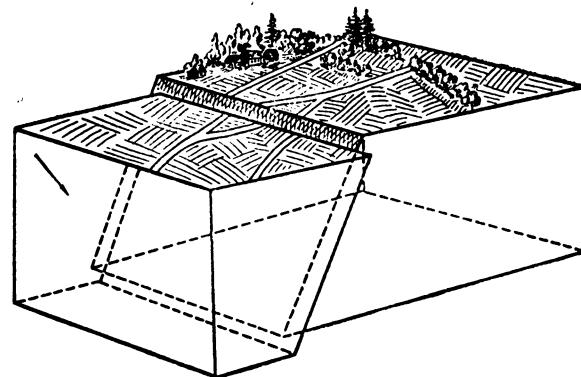
4. února a 18. srpna 1797 byly postiženy Peru a Ecuador zemětřeseními, jež si vyžádala po 40 000 lidských obětí.

28. října 1891 byla postižena středo-japonská provincie Mino-Ovari pověstným zemětřesením, při němž se rozlehlá kra (obr. 1) posunula podél zlomu na délce 112 km ve směru vodorovném a kromě toho poklesla o 7 m. Více než pětina Japonska byla těžce otřesena. Mrtvých bylo 25 000.

15. listopadu 1896 bylo zemětřesení na Nipponu v Japonsku provázeno v Kamaishi 15 m vysokou příbojovou vlnou. Zahynulo 27 000 lidí.

4. dubna 1905 bylo navštíveno zemětřesením kangerské údolí v severní Indii; zemětřesení změnilo vzhled celé krajiny. O život přišlo více než 10 000 lidí.

18. dubna 1906 zpustošeno bylo při známém kalifornském zemětřesení San Francisco. Podél pukliny delší než 600 km se daly horizontální posuvy až 4,5 m. Obětí na lidských životech bylo při tomto zemětřesení poměrně málo.



Obr. 1. Posuv ker při zemětřesení v čínské provincii Mino-Ovari 1891.
(Podle A. Sieberga a K. Junga).

28. prosince 1908 bylo postiženo zemětřesením okolí úžiny messinské. Zničena byla Messina a Reggio v Kalabrii. Mocná příbojová vlna dovršila katastrofu. Zahynulo 83 000 lidí.

16. prosince 1920 postihlo obrovské zemětřesení Ping-liang v provincii Kan-su v Číně. Je to patrně největší známé zemětřesení. V okruhu 500 km bylo rozbořeno 700 000 domů. Podle *Junga* bylo na 200 000, podle *Sieberga* jen 4—5 000 obětí.

1. září 1923 se odehrálo „velké japonské zemětřesení“. Města Tokio a Jokohama byla zničena, ponějvíce ohněm. Zhoubně též působily příbojové vlny, dosáhnoucí výše 13 m. Na tři čtvrti milionu domů bylo těžce poškozeno nebo zničeno. Počet obětí se udává na 200 000.

30. května 1935 navštívilo zemětřesení severozápadní Indii a proměnilo v trosky město Quettu a přes 100 dalších míst v pruhu 35 × 200 km. Obětí bylo 40—60 000.

27. prosince 1939 bylo postiženo severozápadní Turecko, hlavně oblast Sivas-Tokat. Odhaduje se asi 40—50 000 obětí. Otřesy se katastrofálně opakovaly 20. prosince 1942 v oblasti Erzurum—Tokat a 26. listopadu 1943 znovu v oblasti Sivas—Tokat.

Silná zemětřesení ve střední Evropě, na př. známé zemětřesení ve Würtembersku z r. 1911, jsou ve srovnání s uvedenými katastrofami nepatrnými zjevy. Zemětřesení domácího původu v českých zemích, jako bylo zemětřesení v severovýchodních Čechách 10. ledna 1901 nebo zemětřesení severomoravské 24. července 1935 s makroseismicky otřesenou plochou sotva 4 000 km², jsou neškodnými zemětřesnými trpaslíky.

2,12. Důležitější pojmy velké seismiky. Část prostoru, v níž zemětřesení vzniká, se nazývá *ohnisko* zemětřesení. Rozměry ohnisek velikých zemětřesení jdou v četných případech do set kilometrů. Avšak i to nejrozsáhlejší ohnisko je zanedbatelně malé vůči rozměrům celé Země a proto při theoretických úvahách nahrazujeme ohnisko zpravidla bodovým *hypocentrem*, za něž se volivá těžiště ohniska skutečného. Bod na povrchu zemském ležící svisle nad hypocentrem je *epicentrum* zemětřesení. Na protilehlém konci zemského průměru příslušného k epicentru leží *antiepicentrum*. Vzdálenost hypocentra od epicentra definuje *hloubku ohniska*. V oblasti kolem epicentra (oblast epicentrální) jsou účinky zemětřesení nejlépe patrné. Část epicentrální oblasti nejsilněji otřesená se nazývá oblast *pleistoseistní*. Vzdálenost epicentra od místa pozorování, měřená podél povrchu zemského buď v úhlových stupních nebo v jednotkách délkových se nazývá *vzdáleností epicentrální*. Čas vzniku zemětřesení v ohnisku se nazývá *časem hypocentrálním*, čas příchodu do epicentra *časem epicentrálním*.

Leží-li ohnisko zemětřesení pod mořem, říká se takovému zemětřesení *podmořské* na rozdíl od zemětřesení *pevninného* neboli *kontinentálního*. Je-li epicentrální oblast pokryta

mořem, projevují se otřesy vodních spoust t. zv. *mořetřesením*.

Zemětřesení se zhusta vyskytují ve skupinách. Je-li skupina početná, mluví se o *zemětřesných rojích*. V rojích předchází skupina slabších otřesů přípravných t. zv. *předtřesů*, před jedním nebo několika otřesy *hlavními*. Roj ukončuje skupina *dotřesů*.

Dle vzniku rozeznáváme zemětřesení *řtíivá*, *sopečná* (vulkanická), *tektonická* (dislokační) a zemětřesení s *hlubokými ohnisky*. Podle epicentrální vzdálenosti mluví se o zemětřeseních *místních*, *blzkých*, *vzdálených* a *velmi vzdálených*. Podle velikosti oblasti makroseismicky otřesené a oblasti, v níž zemětřesení zachytí obvyklé typy přístrojů, rozeznávají se zemětřesení *malá*, *střední*, *veliká* a *světová*.

Energetickým polem zemětřesení je prostor, v němž se šíří zemětřesná energie. Je to theoreticky celé zemské těleso. Makroseismicky otřesené části povrchu zemského budeme říkat *makroseismické pole*. Ostatní část povrchu lze nazvat *polem mikroseismickým*. Sieberg jím rozumí onu část povrchu zemského, kde zemětřesení lze zachytit staničními přístroji běžných typů. V tomto smyslu má ovšem každé zlepšení citlivosti přístrojů za následek zvětšení plošné rozlohy mikroseismického pole.

Makroseismické pole se zobrazuje rozmanitými zemětřesnými mapami. Nejčastěji jsou to mapy intenzit zemětřesení (odst. 222). Čáry spojující místa stejných intenzit jsou *isoseisty*. Stanovují se také intenzity zemětřesných zvuků a sestavují čáry stejných zvukových intenzit čili *isakusty*. *Isoblaby* je název pro čáry stejných poměrných škod.

Mikroseismika vychází ze seismografických záznamů čili *seismogramů*, v nichž lze rozeznat jednotlivé rozruchy zvané *fáze*. Ty jsou obrazem různých *seismických vln*, ke kterým (analogicky s optikou) jsou přidruženy *seismické paprsky*. Vlny resp. paprsky prostorové budeme dělit na po-

délné (longitudinální) a *příčné* (transversální). Podél povrchu postupují vlny *povrchové*. Seismické paprsky i jejich vlnoplochy se dají sestavit z křivek *hodochronních* (hodochron), udávajících vztah mezi epicentrální vzdáleností a časovým rozdílem mezi hypocentrálním nebo epicentrálním časem a dobou příchodu rozruchu k zemětřesné stanici. U vln periodických budeme používat běžných pojmů z nauky o vlnění.

2.13. Pohyby půdy a trvání zemětřesení v blízkosti epicentra. Zemětřesení jsou po stránce pohybové zjevy velmi složité a každé z nich je vlastně individuem, k němuž je těžko nalézt jině úplně obdobné, i když pocházejí z téže oblasti. Pohyby v makroseismickém poli a hlavně v okolí epicentra vznikají složením původních primárních pohybů půdy s druhotnými (sekundárními) pohyby předmětů na povrchu zemském. Sekundární pohyby reakční, vyvolané pohyby primárními, vystupují v nevyčerpatelné mnohotvárnosti a bývají nezdědk od pohybů podkladu zcela odlišné.

Účinky pohybů půdy nezávisí tolik na velikosti posuvu, ani na rychlosti pohybu, nýbrž na změnách rychlosti s časem, tedy zrychlení zemětřesného pohybu. Základní makroseismické pohyby jsou trojího druhu: a) Pohyby s náhlým začátkem (náraz nebo rychlé trhnutí) a pomalým koncem. Zrychlení a tudíž i účinky jsou největší na začátku pohybu. b) Pohyby s pomalým začátkem, avšak rychle končící. Největší zrychlení a účinky nastávají, když pohyb končí. c) Pohyby kmitavé, periodického charakteru.

Všechny tři druhy se ovšem mohou skládat a opakovat nejrozmanitějším způsobem. U periodických pohybů se vyskytují často periody 1—2 vteřiny; jejich amplitudy bývají poměrně malé. *Imamura* odhaduje na př. amplitudy kmitů, pozorovaných při hlavním otřesu japonského obrovitého zemětřesení z 1. září 1923 (viz odst. 2,11, str. 11) na pouhých 10 cm při periodě 1,4 vteřiny. Zrychlení vychází tu ovšem

značné, t. j. zhruba 2m/sec^2 . Vyskytují se také vyšší frekvence; někdy kmitočet překročí mez slyšitelnosti, t. j. asi 20 kmitů za vteřinu. Zcela ojedinělá jsou patrně pozorování viditelného postupného vlnění povrchu zemského, při němž jednotlivé vlny postupují po povrchu zemském jako vlny na hladině vodní. Při pohybech druhu a) a b) bývají pozorované posuvy daleko větší než u pohybů kmitavých. U velikých zemětřeseních dosahují v blízkosti epicentra několika metrů (srovn. kalifornské zemětřesení 1906, str. 11), vertikální až několika set metrů. Dynamické účinky pohybů závisí na tom, zda převládá složka vodorovná nebo svislá. Na pohyby ve směru vodorovném reagují hmoty svou setrvačností, při pohybech ve směru svislém přistupuje k účinkům setrvačnosti ještě účinek tíže (bližší viz odst. 2,142, str. 19). Vertikální složka makroseismických pohybů je největší nad ohniskem; s rostoucí epicentrální vzdáleností slabne daleko rychleji než složka vodorovná.

Sporná je existence primárních otáčivých pohybů půdy kolem svislé osy, které byly odvozovány z některých zemětřesných účinků (natočení soch a částí pomníků, pád náhrobků různým směrem na témže hřbitově a pod.). Stejně není bezpečně zjištěna existence naklánění větších ploch půdy, tedy rotace kolem os vodorovných, jestliže nepřihlížíme k dějům v bezprostředním okolí ohniska, kde při katastrofálních zemětřeseních dochází k lomům, posuvům, zdvihům a náklonům ker.

Soudit ze změn polohy předmětů během zemětřesení na velikost a průběh zemětřesných pohybů, je i při velmi dobré znalosti dynamiky zemětřesení značně nejisté.

Trvání zemětřesení není v makroseismickém poli nikdy dlouhé. V epicentrální oblasti proběhne zemětřesení zpravidla v několika vteřinách, při složitých zemětřeseních s velkým ohniskem pak může sotva dosáhnout jedné minuty. Člověku, který zemětřesení prožívá, zdá se ovšem trvání jeho mnohem delší a tím si vysvětlíme zprávy o zemětřese-

ních v trvání mnoha minut. Na seismografických záznamech trvá zemětřesení obecně tím déle, čím je silnější a jeho epicentrální vzdálenost větší. U velmi vzdálených zemětřesení trvá záznam řadu hodin (viz odst. 2,36).

Od trvání jednotlivých zemětřesení třeba rozlišovat celkové trvání zemětřesných skupin, zvláště rojů, které počítáme od začátku pohybů skupiny až do jejich vymizení. Zemětřesné roje trvají s nepravidelnými přestávkami nezřídka řadu měsíců, někdy i let.

2,14. Účinky zemětřesení. Někdy bývají účinky zemětřesení, podobně jako pohyby, děleny na původní či primární a druhotné či sekundární. Rozdělení je jenom formální; ve skutečnosti je nemožné, hlavně v sídlištích lidských, najít mezi obojími určitou hranici.

Změny, které zemětřesení zanechává ve volné přírodě, můžeme nepochybně prohlásit za primární účinky jeho. Sekundární účinky budou převažovat v místech činnosti a sídel člověka. Značné jsou také účinky zemětřesení na lidský a zvířecí organismus. Povšimneme si jednotlivých zemětřesných účinků podrobněji.

2,141. Účinky v terénu. Jen velké zemětřesné pohyby zanechávají na povrchu zemském trvalé stopy. Trhliny v půdě, zdvihy a poklesy, změny vodních toků (rozdělení vod vůbec) a sesuvy půdy jsou jejich následky. Nejvíce změn zanechávají zemětřesení v těch končinách, kde souvislost hornin a vrstev byla již porušena předcházejícím geologickým vývojem. V těchto tektonicky porušených oblastech, prostoupených puklinami a zlomy, natropí zemětřesení daleko více škod než v územích neporušených. Oblasti hlubokých a strmě zapadajících zlomů, lemujících východoasijské pobřeží, jsou také oblasti největších povrchových zemětřesných změn. Nejmocnější zemětřesení vůbec pak vycházejí z oblastí velkých příkopových propadlin v Tichém oceáně. Při nich klesají a vystupují podle hlubokých verti-

kálních neb velmi strmých systémů zlomových celé kerné bloky silné až několik desítek kilometrů.

Sieberg podává typické účinky zemětřesení v terénu v přehledu takto: Tvoří se praskliny v půdě, objevují se stupňovité poklesy, příkopové propadliny podél zlomkových systémů, nastávají vodorovné posuvy podél puklin, sesouvá se půda, břehy rybníků, vodních nádrží a toků, vznikají nové prameny a potoky, stará řečiště ztrácejí vodu, přehrady ze spadlých balvanů nebo sesuté půdy vytvářejí nová jezera, propadáním částí řečišť se tvoří vodopády, propadají se stropy jeskyň, vodní toky mizí v podzemí, z prasklin se vylévá bahno a tvoří často nízké kužele bahenních „sopek“.

Změny, jichž příčinou je zemětřesení, nezůstávají ovšem časově omezeny na dobu zemětřesných pohybů, nýbrž pokračují i po jejich skončení. Postižená oblast se přibližuje novému rovnovážnému stavu pomalejšími pohyby, jež bývají po velkých zemětřeseních prostoupeny slabšími otřesy, které dosažení nové rovnováhy urychlují. V Japonsku bylo pozorováno, že různé pomalé posuvy půdy nastávaly někdy dokonce již dosti dlouho před příchodem zemětřesení.

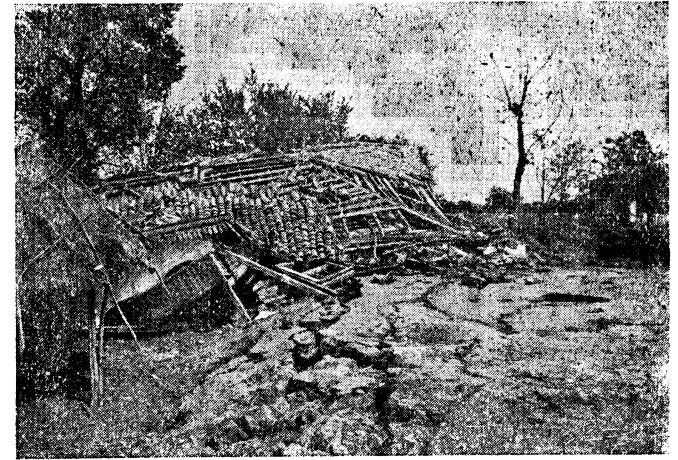
Zmíníme se také o účincích *mořetřesení*. Na dně mořském se jeví účinky velikého zemětřesení podobně jako na pevnině prasklinami, sesuvy, zdvihy, poklesy a pod., jak dokazují zemětřesením poškozené nebo dokonce přetřhané podmořské kabely. Rozdíl je v tom, že vodní pokryv tlumí podle své hloubky pohyby dna. Útlum tento je závislý na rychlosti pohybů. Při náhlých zdvizích a poklesech částí mořského dna vzniká t. zv. translační vlnění vodních spoust, při kterém vlna přenáší ve směru postupu také určité množství vody. Vedle toho vzniká také ovšem vlnění oscilační, při kterém vodní částice kmitají okolo rovnovážné polohy. Největší část účinků mořetřesení je třeba přisoudit translačním vlnám. Jejich délka je od 100 do 1000 km, výška bývá 1—2 m. Jsou tedy tyto vlny velmi ploché a proto nejsou

na širém moři oku patrné. Jakmile však dorazí k pobřeží, zvedají se do výše až 40 m; působí jako obrovský příboj a ničí vše, co jim stojí v cestě. Mají periody 15—60 minut. Protože postupují rychlostí několika set kilometrů za hodinu, mají obrovskou kinetickou energii. Označují se japonským názvem *tunami* nebo *tsunami* (= dlouhé vlny v přístavu). Na širém moři se pocítují málokdy. Náraz jejich na pobřeží a opětný ústup se zpravidla několikrát opakuje. Vznikají také při výbuších podmořských sopek. Po známém výbuchu na ostrově Krakatao r. 1883 byla příbojová vlna výbuchem způsobená zaznamenána registračními přístroji námořních observatoří na celé zeměkouli. Oscilační vlnění vodních částic je krátkoperiodické a bývá na lodích pocítováno jako chvění a vertikální otřesy lodí.

2,142. Účinky na stavby a pozemní zařízení. Zemětřesení uvádí stavby a zařízení do vynucených pohybů. Tyto závisí také na vazbě mezi půdou a dotýčným objektem a na vzájemných vazbách jednotlivých jeho částí. Jde-li o objekt schopný vlastních kmitů, jsou mu zvláště nebezpečné periodické kmity půdy s jeho rezonančními frekvencemi. Stavby se chovají jako heterogenní soustavy složené z velkého počtu součástí, u nichž pevnost vzájemných vazeb kolísá v širokých mezích a během zemětřesení se mění. Při zemětřeseních dostatečně silných se vazby úplně uvolňují a nastává poškození nebo zřícení stavby.

Škody na budovách se objevují, jakmile zrychlení zemětřesných pohybů překročí asi 20 cm/sec^2 ; při zrychlení asi 1 m/sec^2 nastávají již destrukce značného rozsahu. Domy, mosty, potrubí, silnice, železnice a jiné objekty, které jsou vybudovány v místech, jimiž probíhají pukliny nebo zlomy, podél nichž se děje pohyb, berou za své, ač někdy v bezprostřední blízkosti nalezneme stavby skoro nepoškozené. Zřícení domu nad zlomovou čarou ukazuje obr. 2; mosty bývají pobořeny nebo přetrženy, silnice rozpukají, železnice a potrubí bývají zpřetrhány nebo zdeformovány.

Mechanickou reakci zděných staveb pro základní druhy pohybů, popsané v odst. 2,13, si čtenář snadno odvodí, když uváží, jak reagují zdi budovy svou setrvačností na měnicí se zrychlení během pohybu. Při horizontálních pohybech půdy se ukazují na zdech typické křížové trhliny (obr. 3), při



Obr. 2. Účinek vertikálního pohybu na zlomu. Zemětřesení v Bulharsku 1928. Stavba vpravo dotčena jen málo. (Archiv Stát. ústavu geofyzikálního).

vertikálních pohybech jsou účinky zvláště patrné u staveb s těžkou střechou (viz obr. 2). Účinkem velmi silných vodorovných otřesů nebo i několikerým opakováním otřesů slabších zřítí se zdi kolmé na směr pohybu (obr. 4). Vysoké cihlové části staveb (komíny, požární zdi) jsou zemětřesením ohroženy více než části nízké, neboť reakční pohyby se s výškou nad zemí zvětšují.

Sekundární účinky zemětřesení na stavby jsou stejně zhoubné jako primární: přetržené vodovody způsobují záplavy; porušená plynová vedení nebo krátká spojení

podporují vznik požárů, stejně jako neuhašené ohně z rozbořených kamen a krbů; padající části zdí prorážejí stropy a pod.

Podobně jako tektonicky rozrušený podklad jsou stavbám nebezpečné půdy, složené z vodných částic (šterky, písky). Nebezpečí



Obr. 3. Křížové trhliny jako důsledek horizontálního pohybu v rovině zdi. Zemětřesení v Kraňsku 1917. (Archiv Stát. ústavu geofysikálního.)



Obr. 4. Průčelní zeď vypadla účinkem horizontálního pohybu půdy kolmého na její směr. (Archiv Stát. ústavu geofysikálního.)

se ještě zvyšuje, jestliže jsou takové půdy promáčeny vodou (viz odst. 2,24, str. 45).

2,143. Účinky na člověka a zvířata. Již slabé zemětřesné pohyby, které pominou po několika vteřinách bez jakýchkoli následků, jsou člověku velmi nepříjemné, neboť jej zbavují pocitu pevné půdy pod nohama. Otřesy prostřední

síly probouzejí lidi ze spánku a vzbuzují pocity úzkosti a strachu, které se při silnějších otřesech stupňují v paniku. Lidé se snaží instinktivně dostat se za každou cenu na volné prostranství, aby byli chráněni před zraněním padajícími předměty nebo zasypáním v řídicích se budovách, uhořením a pod.

Je ještě hodně rozšířena víra, že zvířata vycítují příchod zemětřesení daleko lépe než člověk. Dochovaly se „zaručené“ zprávy o nápadném chování zvířat již dlouho před zemětřesením a o jejich snaze dostat se před příchodem zemětřesení do bezpečí. Dnešní pozorování to nemohou potvrdit. Zvířata jeví sice při zemětřesení strach z nezvyklých pohybů a snaží se dostat do volného terénu, nedá se však naprosto dokázat, že by tušila nebezpečí již před zemětřesením a dávala to najevo.

Totéž platí o osobních „předtuchách“, hlášených často pozorovateli zemětřesení. Kritický rozbor takových hlášení ukazuje, že pozorovatelé zemětřesení podléhají mnohým klamům, aniž jsou si toho vědomi. Zaměňují časový sled událostí, příčiny s následky, přeceňují velikost i trvání zemětřesných pohybů. Dá se to velmi snadno dokázat srovnáním s objektivními zápisy seismografů.

2,15. Jiné průvodní zjevy zemětřesení. Vedle dynamických projevů a účinků na lidi a zvířata bývá zemětřesení provázeno ještě zjevy akustickými, optickými a elektromagnetickými. Silná zemětřesení bývají provázena také někdy změnami povětrnosti.

Zvuky při zemětřesení můžeme opět rozdělit na primární a sekundární. Primární jsou vlastně zemětřesnými kmity s akustickou frekvencí. Sekundární jsou vyvolávány zemětřesnými pohyby na povrchu zemském (praskání v trámovi, podlahách, stropech, nábytku, řinčení skla atd.).

Hlavní význam mají ovšem zvuky primární, poněvadž jejich vznik a šíření jsou vázány na prostředí, jímž se zemětřesná energie rozšiřuje. V primárním zvukovém doprovodu

převládají nízké frekvence, zpravidla jen málo nad hranicí slyšitelnosti. Zvuky delšího trvání se podobají hlubokému dunění nebo hřmění různé síly, vzácněji šumotu neb zvukům podobným, jež obsahují také vyšší frekvence. Krátce trvající zvuky se dají srovnat s výstřelem děla nebo vzdálenou explozí.

Ohnisko zemětřesení a místo vzniku primárních zvuků nespádají vždy v jedno. Záleží to na stavbě a celém ději v otřesené oblasti. Tak na př. při zemětřesení na severní Moravě 25. července 1935 (str. 12 a obr. 8) byly nejsilnější zvuky pozorovány podél zlomu vzdáleného asi 15 km od epicentra. Někdy se objevují různé zajímavé úkazy, na př. akustický stín, který se může objevit i v těsné blízkosti míst, kde byl akustický doprovod velmi silný.

Optická a elektromagnetická pozorování spolu těsně souvisí. Při mnohých zemětřeseních popsali pozorovatelé záři, záblesky a pod., jež se objevily na nebi a to i za jasné oblohy. Vyskytují se také pozorování světélkování, záblesků na věžích a vyšších předmětech, řidčeji již v blízkosti a na povrchu zemském. Jsou též zprávy o zjevech podobajících se kulovému blesku. Při většině těchto úkazů patrně jde o zjevy druhotné, které s podstatou zemětřeseného děje souvisí jen nepřímě. Mnohé optické zjevy se dají vysvětlit vyrovnáváním vysokých atmosférických potenciálových rozdílů elektrických, k němuž zemětřesené pohyby snad nějak přispěly. U zjevů optických pozorovaných při zemi může rovněž jít o druhotné zjevy, na př. krátká spojení nebo ohně.

V Japonsku byly zjištěny při zemětřesení změny zemních potenciálů i změny v rozdělení geoelektrických proudů. Také při těch by se mohly za určitých okolností ukázat doprovodné zjevy optické.

Vliv zemětřesení na zemské magnetické pole může být jenom nepatrný. Změny geomagnetických elementů jsou neslyšitelné jen v místech velkých přesunů hmot při katastro-

fálních zemětřeseních. Není však dokázáno, že by zemětřesení způsobovalo magnetické bouře nebo podobné poruchy geomagnetického pole. Soudilo se tak dříve z kmitů, zaznamenaných v době zemětřesení magnetickými registračními přístroji. Tyto kmity nutno však považovat za následek mechanických otřesů magnetického systému, způsobených zemětřesenými pohyby.

2,16. Příčiny podzemních napětí. Přirozená zemětřesení, vyjímajíc zemětřesení při dopadu velkých meteoritů, vznikají jen tehdy, když se v oblasti ohniska nahromadila ve formě pružných napětí dostatečná zásoba potenciální energie. Jestliže napětí vzrůstají až k hranici pevnosti hmot nebo vazeb mezi nimi, stačí nepatrný podnět, aby se porušila soudržnost hmot, nebo aby přestaly působit vazby mezi nimi. Jakmile se tak stane, přechází potenciální energie nahromaděná v ohnisku v kinetickou energii zemětřesených pohybů. Napětí se tím z největší části vyrovnají.

Do nedávna se předpokládalo, že napětí se mohou hromadit pouze v krystalinické kůře zemské, jejíž horniny jsou pružné v běžném slova smyslu a křehké, jestliže se překročí mez pevnosti. V poslední době bylo však dokázáno, že pružná napětí mohou se za vhodných okolností (viz odst. 2,174) vytvořit i pod kůrou zemskou, kde již hmoty jeví vůči dlouhodobému působení sil značný stupeň plasticity.

Pokud se týče odpovědi na otázku, jaké byly příčiny, jež vyvolaly určité zemětřesení, jsme většinou odkázáni na hypotézy. V zásadě se může na hromadění potenciální energie v ohnisku účastnit každá ze sil, které působí na zemské těleso i v něm. Vůči silám dlouhodobým je ovšem zemské těleso jako celek plastické a chová se asi jako asfalt nebo pečetní vosk, které jsou sice pružné a křehké vůči silám krátkodobým, ale necháme-li deformující sílu působit dostatečně dlouho, lze u nich docílit libovolné deformace. Z geologie jsou pomalé vyrovnávací pohyby pevnin nebo jejich větších částí, spojené s přesuny moří, známy jako *pohyby epiro-*

genetické. Ačkoli hmoty kůry zemské jsou při těchto pohybech vlivem poddajnosti jejího magmatického podkladu deformovány v celku nepatrně, nejsou vyloučeny místní poruchy rovnováhy a vznik napětí, která se za vhodných okolností mohou vyrovnat zemětřesenými pohyby. Nutno tedy možné příčiny zemětřesení hledat i mezi příčinami dlouhodobých pohybů kůry zemské: odnosem částic hornin vodou neb vzduchem a jich ukládáním na jiném místě, tepelnými změnami v nitru zemském a jich vyrovnáváním pomalým (konvekčním) prouděním hmot pod kůrou, změnami podnebnými, doprovázenými změnami zatížení povrchu zemského pokryvem vodním a ledovcovým, a konečně silami, které působí „putování pevnin“, dokazované *A. Wegenerem*.

Podstatný vliv na vznik zemětřesení mají *pohyby horotvorné (orogenetické)*, které vytvářejí na povrchu zemském pásmová pohoří. Jsou vyvolávány episodicky v obvodových částech Země převážně vnitřními fyzikálními a chemickými ději. Orogenetické pohyby jsou nesrovnatelně rychlejší a mocnější než epirogenetické. Deformace hmot jsou při nich velké a poměrně rychlé; plasticita zemského tělesa nemá dostatek času, aby vyrovnala hromadící se napětí. V kůře zemské, tvořené v podstatě křehkými horninami, dochází při tektonických pochodech k namáhání jejich nad mez pevnosti. Horniny pukají, tvoří se zlomy, oddělující pak jednotlivé kry, jež se mohou podél ploch zlomů posunovat. Napětí se však vytvářejí až do hloubek asi 700 km i pod kůrou zemskou, jestliže vnitřní změny se odehrávají dostatečně rychle. Jistý podíl na těchto subkrustálních⁵⁾ dějích mají ovšem i shora zmíněné příčiny pohybů epirogenetických.

Bezprostřední podnět k uvolnění energie v ohnisku a vzniku zemětřesení vzejde buď tím, že síla vyvolávající napětí v ohniskové oblasti působí i za mezí pevnosti hmot, nebo

⁵⁾ Crusta (lat.) = kůra, kůrka.

nastane uvolnění nahromaděné energie náhlým zásahem jiné příčiny. Může to být na př. náhlá změna tlaku vzduchu, náhlá změna sil působících na rotační osu zemskou, přesun vod při slapech a pod. Uvažovalo se také o vlivu poruch tíhového pole, vlivu geomagnetických bouří a geoelektrických proudů. Rozhodně však nemají přímého vlivu sluneční skvrny nebo změny záření, jak se někdy myslí. Vyšetřovat bezprostřední příčiny zemětřesení je velmi obtížné. Pokud lze je sledovat, děje se tak studiem souběžnosti časových změn uvažovaného vlivu s počtem výskytu zemětřesení v příslušném časovém intervalu.

Jak již bylo naznačeno, vznikají zemětřesení také při dopadu velikých meteoritů. Stalo se tak na př. 30. června 1908 při pádu známého meteoritu severosibiřského, kdy otřesy byly pocítny makroseismicky do vzdáleností přes 500 km.

2.17. Zemětřesení dle vzniku. Podle vzniku rozeznáváme 4 hlavní druhy zemětřesení (viz str. 13):

1. Zemětřesení *řítivá* (asi 3% počtu všech zemětřesení) jsou z nejmenších mezi přirozenými zemětřeseními. Vznikají propadnutím stropů podzemních dutin. Jsou omezena na krajiny krasové. Energie při nich vybavená je malá a makroseismické pole dosahuje v průměru nanejvýš několik málo desítek kilometrů. Jejich ohnisko má nepatrné rozměry a leží v bezprostřední blízkosti povrchu. Tím si vysvětlíme, že nad ohniskem způsobí někdy řítivé zemětřesení značné škody. Typická je však velmi malá plošná rozloha poškozené oblasti. Na vzniku řítivých zemětřesení má značný podíl fyzikální a chemická činnost vody, především tam, kde jsou uloženy horniny ve vodě rozpustné (kamenná sůl, sádrovec a pod.), nebo tam, kde strop je již předem puklinami rozrušen. Do této skupiny lze po vnější stránce zařadit většinou také důlní otřesy; podle naší definice jsou to ovšem zemětřesení umělá.

2. Zemětřesení *sopečná (vulkanická)* tvoří asi 7% všech zemětřesení. Jsou to malá zemětřesení, která jsou předzvěstí nebo doprovodem fyzikálně-chemických pochodů při transportu materiálu z nitra činné sopky na povrch. Hypocentrum je tu rovněž nepatrných rozměrů a nacházíme je vždy v bezprostřední blízkosti jácnu sopky. Makroseismický dosah sopečných zemětřesení přesahuje zřídka 30—50 km; seismografy je zaznamenávají do vzdáleností asi 150—200 km. Sopečná zemětřesení vystupují zpravidla ve skupinách, počet jde někdy při jednom výbuchu do set. S postupem magmatu se ohnisko zemětřesení přibližuje jácnu sopky.

Ohniska vulkanických zemětřesení leží nanejvýš několik málo kilometrů pod povrchem. Jsou tedy říťivá i vulkanická zemětřesení zjevy povrchové. V dřívějších dobách vládlo přesvědčení, že zemětřesení a činnost sopečná jsou na sebe vázány a to tak, že každé zemětřesení je druhotné k sopečné činnosti v podzemí. U zemětřesení vulkanických je tomu tak, obecně však je zemětřesení zjev na sopečné činnosti nezávislý.

3. Zemětřesení *tektonická* čili *dislokační* jsou projevem činnosti horotvorných sil v kůře zemské. Proto se s nimi setkáváme tam, kde je dodnes činnost těchto sil patrná, t. j. v oblastech třetihorních pásemných pohoří a oblastech tektonicky porušených mladými zlomy, zatím co části starých tektonických jednotek jsou již vyrovnány a proto nepoměrně klidnější. Poměrná četnost tektonických zemětřesení se udává 90% všech zemětřesení. Číslo toto je ovšem staršího data a zahrnuje též skupinu zemětřesení s hlubokými ohnisky, jejichž existence byla prokázána teprve v době nedávné. Velká tektonická zemětřesení jsou katastrofami, jichž několik příkladů jsme uvedli v odst. 2,11. Tektonická zemětřesení vznikají uvolněním napětí v krystalinické kůře zemské. Tato tvoří, jak je známo z geologie, mosaiku jakýchsi ker, oddělovaných zlomy a spočívajících na hutnějším, vůči dlouhodobým silám plastickém podkladě. Kůra zemská je asi 60 km silná a nesvírá zemské nitro jako nepod-

dajný pancíř, nýbrž se přizpůsobuje aspoň částečně silám, které na ni působí. Kry však jsou vždy více nebo méně spolu vázány. Právě tyto vazby umožňují z velké části hromadění místních napětí, o nichž jsme hovořili v odst. 2,16.

Tam, kde horniny samy a vazby mezi krami jsou hodně pevné, mohou se průběhem doby nahradit obrovská množství potenciální elastické energie, než dojde k porušení struktury hmot lomem a uvolněním vazeb mezi krami. Soustava ker je uvolněním energie uvedena do pohybu, čímž se zpravidla i v širším okolí původně malého ohniska, hlavně je-li toto dostatečně hluboké, uvolňují vazby mezi dalšími krami a další kvanta energie. Tak mohou vzrůst rozměry ohniska až do set kilometrů. Tvar ohniska se mnohdy prozrazuje i na povrchu tvarem pleistoseistní oblasti. Mnoho záleží na poloze hraničních ploch mezi krami, podle nichž se tyto posunují. Jak již bylo řečeno, nastávají podél vertikálních nebo strmě zapadajících velkých zlomů horizontální i vertikální posuvy celých kerných bloků. Klasickými doklady jsou uvedena zemětřesení kalifornské 1906 anebo zemětřesení v provincii Mino-Ovari 1891 (viz str. 10 a obr. 1).

Tím, že tektonické zemětřesení zasáhne vždy celý systém ker a zlomy mají při něm rozhodující funkci, si snadno vysvětlíme, že tektonická zemětřesení jsou vázána téměř výhradně na oblasti mladých pásemných pohoří a chybějí téměř ve starých masivech, kde zlomy jsou již zhojeny a kry stabilisovány. Nevyskytují se rovněž ve starých kontinentálních tabulích zlomy nerozrušených.

Zmínili jsme se již, že rovnováha v systému kerných bloků se neobnoví jediným otřesem beze zbytku. Určitá část napětí zůstane nevyrovnána. Může se státi, že k uvolnění těchto zbytkových napětí přispějí rozruchy od jiného, třeba značně vzdáleného ohniska. Tím vznikne t. zv. *relaisové* zemětřesení. Nedokonalým regionálním vyrovnáním rozsáhlé kerné soustavy s proměnlivými vazbami se dá vysvětlit také stěhování zemětřesných ohnisek s místa na místo

v kerném systému, jež trvá tak dlouho, pokud systém ker není aspoň přibližně v regionální rovnováze.

4. Zemětřesení s hlubokými ohnisky byla do nedávna považována za tektonická. Velké hloubky, plynoucí z mikro-seismických výpočtů, byly označovány jako chybné. Vzhledem k předpokládanému stupni plasticity hmot pod kůrou zemskou byla popírána možnost vzniku potřebných elastic- kých napětí v hloubkách větších než asi 60 km. Teprve když z naprosto spolehlivého materiálu byly určeny hloubky ohnisek až 750 km, byla existence zemětřesení s hlubokými ohnisky všeobecně uznána. Je zajímavé, že některá z těchto zemětřesení, jichž ohniska leží pod oblastí tichooceánských příkopových propadlin, patří k největším vůbec.

Vysvětlit, proč a jak tato zemětřesení vznikají, působilo značné potíže. Byla vysvětlována tepelnými konvekčními proudy pod kůrou nebo neznámými chemickými ději v pří- slušných hloubkách; jiná hypotéza předpokládá, že jejich příčinou jsou rychlé objemové změny při pochodech krysta- lisačních.

Gutenberg 1939 dokázal, že zemětřesení s hlubokými ohnisky mají charakter zlomových zemětřesení tektonických. *Kuhn a Rittmann* (1941—1942) vidí v tom potvrzení správnosti své theorie a struktury zemského tělesa, podle níž magmatická tavenina pod kůrou zemskou připouští vznik deformací a jejich vyrovnání porušením souvislosti částic lomem jako důsledek vysokého vnitřního tření.

2,18. Zeměpisné rozšíření zemětřesných ohnisek. Ročně se zaznamenává na zeměkouli asi 10 000 zemětřesení. Víme již z předchozího, že zemětřesná ohniska se soustřeďují pře- vážně do oblastí mladých zlomů, t. j. třetihorních pásemných pohoří (obr. 5), zatím co rozsáhlé staré tabule (ruská, skandi- navská a severoamerická) jsou zemětřeseními navštěvovány jen zřídka. Oblasti zhuštění zemětřesných ohnisek, zvláště pokud jde o veliká zemětřesení, splývají s oblastmi činných sopek.

V mapce rozložení ohnisek vidíme, že vytvářejí dva pásy, jež jsou nejpohyblivějšími částmi povrchu zemského: pás středomořský (mediteranní) a tichomořský (pacifický). Středomořský pás probíhá od Azor směrem na východ okolím Středozemního moře s Alpami a Karpatami, Malou Asií, Iranem, Tibetem, Indií a jižní Čínou, stáčí se na ostrovy



Obr. 5. Ohniska velikých a světových zemětřesení a oblasti třetihorní- ho vrásnění. (Dle *K. Junga*.)

Sundské a přes střední Ameriku a Antilly zpět k Azorům. Tichomořský pás obsahuje Kurily, japonské souostroví, Filipiny a Nový Zéland; Antarktidou přechází na západní pobřeží jiho- a severoamerické. Mimo zmíněné pásy leží větší počet zemětřesných ohnisek na př. v sever. Evropě, v okolí příkopové propadliny východoafrické a na východ- ním pobřeží severoamerickém.

Podobné poměry jako v oblasti hlubokých příkopových propadlin podél východoasijského pobřeží, odkud vycházejí veliká tektonická a mnoho zemětřesení s hlubokými ohnisky, nacházíme také podél západního pobřeží Jižní Ameriky. V obou oblastech sledáváme často velehorské řetězy pro- bíhající rovnoběžně s příkopovou propadlinou, takže

vertikální rozdíly 12—13 km na vzdálenost 150—200 km nejsou vzácností. Jsou to nejpohyblivější místa na povrchu zemském. Veliká zemětřesení s hlubokými ohnisky, přicházející od východoasijského pobřeží, jakož i z pásu od Sundských ostrovů až k souostroví Tonga a západoamerické pobřeží poukazují na to, že horotvorná činnost v těchto labilních územích je v nemalé míře podněcována hlubokými ději pod kůrou zemskou.

Podle *Sieberga* vzniká při pobřeží Pacifiku na 50% všech zemětřesení; v ostatních oblastech třetihorního vrásnění se soustřeďuje asi 25%, zbytek připadá takřka úplně na sice starší, ale tektonicky porušené oblasti.

Podáme si zcela stručně souhrnnou zemětřesnou charakteristiku jednotlivých světadílů:

V *Evropě* se soustřeďuje zemětřesná činnost do okolí Středozevního moře (Portugalsko, Španělsko, Itálie, oblast alpsko-karpatská, Balkán), zatím co kontinent je skoro bez zemětřesení. Četnější ohniska jsou na západním okraji Skandinávie. Nepatrná a vzácná zemětřesení u nás v českých zemích se objevují výhradně na zlomech, probíhajících podél okrajových pohoří. V Krušných horách a sousedním Vogtlandu se vyskytují v rojích. V karpatské oblasti jsou zemětřesení častější. Pověstná je svou pohyblivostí na Slovensku oblast Brezovského pohoří, naposledy činná 1930, a oblast komárenská. Čas od času se otřásá střední a východní Slovensko. Obě tyto oblasti souhlasí s územími mladých třetihorních eruptiv.

Bohatší na zemětřesení než Evropa je *Asie*, ač má na severu a severovýchodě obrovské rozlohy úplně bez zemětřesení. Jih a východ asijského kontinentu jsou však pohyblivé, neboť malou Asii, Syrii, Irak, Iran i Turkestan postihují zemětřesení velmi často. V podhůří Himalají je po obou stranách rovněž hojnost zemětřesení. Od jihovýchodního cípu Asie stoupá průměrný roční počet zemětřesení směrem k severu a dosahuje maxima v Japonsku průměrem

400 pocítených zemětřesení za rok. Počet seismograficky zaznamenaných je ovšem mnohem větší. Japonsko je zemí s největšími zemětřesnými škodami a ztrátami na lidech.

Naproti tomu *Australie* je na zemětřesení chudá. Na východ od australské pevniny jsou v ostrovní oblasti domovem četná zemětřesení a některá z nich jsou z největších vůbec.

Amerika má živou oblast podél západního pobřeží. Západní část Aljašky, pobřeží kalifornské, Mexiko a zvláště jihoamerické Andy jsou ohnisky velikých a zkázonosných zemětřesení. Zemětřesná ohniska se zhušťují podél pobřeží chilského, které počtem asi 1000 ročních pocítených otřesů je první na zeměkouli.

Za to *Afrika* zemětřeseními nijak neoplývá. Zmíněná již východoafrická příkopová propadlina, středomořská část Atlasu a oblast jihoafrických dolů jediné se projevují častějšími nebo většími otřesy země.

Také *dna oceánů* — až na mnohokrát již zmíněné příkopové propadliny — jsou celkem klidná, zvláště Tichý a Indický oceán. Atlantický oceán vykazuje větší počet zemětřesení jen v okolí t. zv. atlantického prahu a oblasti Azorských ostrovů.

2.2. MAKROSEISMIKA

2.21. Energetické pole zemětřesení. Z toho, co jsme řekli o vzniku a průběhu zemětřesení, vyplývá, že nemůžeme posuzovati „velikost“ zemětřesení ani podle způsobených škod, ani podle ztrát na lidských životech, protože tyto i ony mohou být podstatně zvýšeny druhotnými okolnostmi. Objektivní mírou pro velikost zemětřesení je množství energie, které se v ohnisku uvolní. Stanoviti aspoň řádově tuto energii je však pro složitost zemětřesného děje možno jen zcela výjimečně. Spokojujeme se proto srovnáváním zemětřesení podle plošného obsahu makroseismického a mikroiseismického pole ve smyslu *Siebergově* (viz str. 13).

Sieberg třídí zemětřesení podle velikosti na 5 skupin:

1. *místní* zemětřesení má makroseismický dosah pod 200 km, mikrozeismický pod 500 km.

2. *Malé* má makroseismický dosah pod 300 km, mikrozeismický pod 5000 km.

3. *Střední* s makroseismickým dosahem pod 500 km, mikrozeismickým pod 10 000 km.

4. *Veliké* s makroseismickým dosahem pod 1000 km, mikrozeismickým pod 18 000 km.

5. *Světové* s makroseismickým dosahem přes 1000 km, mikrozeismickým přes 18 000 km.

Uvolněná energie se dá přímo vypočítati pro zemětřesení řítivá jakožto součin z váhy spadlého materiálu a výšky, s níž se sřítíl. V praxi se ovšem určení obou veličin redukuje na odhad. Ještě tíže je určit energii zemětřesení sopečných. Podle *Junga* přesahuje energie zemětřesení řítivých a sopečných zcela výjimečně 0,001 energie velkých tektonických zemětřesení.

Energii tektonického zemětřesení definuje *Reid* jako práci rovnou polovičnímu součinu ze síly na ploše zlomu a velikosti posuvu podél ní. K výpočtu třeba znát plochu zlomu, velikost posunutí a pevnost horniny. Pozorování mohou poskytnout v nejlepším případě jen hrubé střední hodnoty. Proto má výpočet jen informativní cenu. Pro známé kalifornské zemětřesení obdržel *Reid* energii $1,74 \cdot 10^{24}$ ergů.

Vztahy *Navarro-Neumannův*, *Golicynův* a *Jeffreysův* pro výpočet energie zemětřesení vyplývají ze složitějších úvah, jež se vymykají z rámce této knížky. Označíme-li energii zemětřesení L , zní *Navarro-Neumannova* formule

$$L = \frac{2}{3} h \pi \Delta \rho t \int_0^{\Delta} F d\Delta, \quad (1)$$

kde h je hloubka ohniska, Δ střední poloměr makroseismického pole v km, ρ střední hustota v makroseismicky otřeseném prostoru, t doba otřesů v epicentru ve vteřinách,

F koeficient úbytku amplitud zemětřesení se vzdáleností. Počítáme-li největší zrychlení v galech ($1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/sec}^2$), a dosadíme za ρ hodnotu $2,8 \text{ g/cm}^3$, obdržíme přibližný vzorec

$$L \approx 6h\Delta t \int_0^{\Delta} F d\Delta \cdot 10^{15} \text{ ergů.} \quad (2)$$

Golicyn odvodil vzorec pro zemětřesnou energii z amplitud povrchových vln, pozorovaných ve vzdálenosti Δ od ohniska. Jeho metodu propracoval *Jeffreys*. Výsledkem je *Jeffreysův* vzorec, který je zlepšením původního vzorce *Golicynova* a zní:

$$L = 8\pi^2 \rho R \sin \Delta \int_0^t \frac{a^2 H v}{T^2} dt. \quad (3)$$

V něm značí ρ opět hustotu, R poloměr zemský, Δ epicentrální vzdálenost v úhlových stupních, a amplitudu povrchové vlny o periodě T , v její rychlost, H pak znamená hloubku, až ke které amplitudy vln příslušné vlnové délky zůstávají podstatně nezměněny; t je čas.

Uvedené metody dávají pro velká a světová zemětřesení energie řádově 10^{23} až 10^{25} ergů, t. j. přibližně jeden až sto bilionů metrtun.

Dílčí energii jednotlivých pohybů lze stanovit jednoduše u pohybů periodických. Je-li ρ hustota, T perioda, a amplituda pohybu půdy, je střední energie objemové jednotky

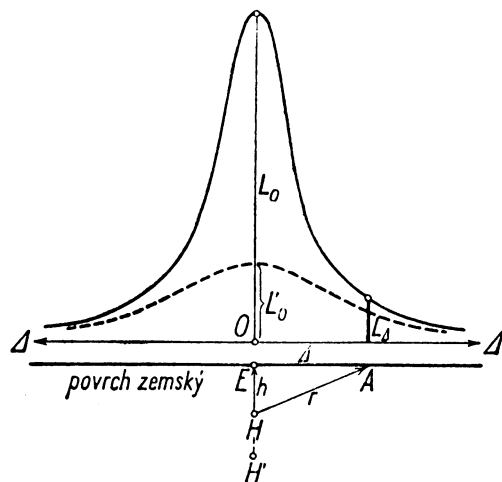
$$L'_1 = \frac{2\pi\rho a^2}{T^2}. \text{ Za vteřinu projde plochou } 1 \text{ cm}^2 \text{ kolmo}$$

na směr, jímž rozruch postupuje rychlostí v , střední energie

$$L_p = \frac{2\pi\rho a^2}{T^2} v.$$

O účincích v epicentru rozhoduje vedle množství energie uvolněné v ohnisku také jeho hloubka. Ohnisko ležící při

povrchu má v epicentru a jeho okolí daleko větší účinky než ohnisko se stejnou energií ležící hlouběji (obr. 6). *Gutenberg* bere za normální hloubku ohniska 25 km. Dnes je zvykem považovati za „normální“ hloubky asi do 60 km.



Obr. 6. Vliv hloubky ohniska na energii zemětřesení a epicentru a její úbytek se vzdáleností při stejné energii v ohnisku. Hodnota L_0 a plná křivka patří hypocentru H , hodnota L'_0 a čárkovaná křivka hypocentru H' .

Budiž podle obr. 6 v bodě H hypocentrum, v E epicentrum, h necht' je hloubka ohniska; prostředí budiž homogenní a isotropní s koeficientem absorpce α . Kdyby této nebylo ($\alpha = 0$), klesala by energie zřejmě úměrně $1 : r^2$; jestliže jest $\alpha \neq 0$, klesá úměrně $e^{-\alpha r} : r^2$, značí-li r vzdálenost bodu A od hypocentra. V příslušné epicentrální vzdálenosti Δ bude poměr energie L_Δ k energii L_0 v epicentru

$$\frac{L_\Delta}{L_0} = e^{-\alpha(r-h)} \cdot \frac{h^2}{r^2}.$$

Poněvadž $r^2 = \Delta^2 + h^2$, jest

$$\frac{L_\Delta}{L_0} = e^{-\alpha(\sqrt{\Delta^2 + h^2} - h)} \cdot \frac{h^2}{\Delta^2 + h^2}. \quad (4)$$

Z rovnice (4) bylo by lze při známé energii v ohnisku vypočíst jeho hloubku. Ze vzorce (4) plyne také, že úbytek energie s epicentrální vzdáleností je pro malé hloubky ohniska větší než pro velké, jak je rovněž patrné z obr. 6. Náleží tedy obráceně při témže účinku v epicentru hlubšímu zemětřesení větší plošný rozsah makroseismického pole.

2,22. Intenzita zemětřesení. Zemětřesné stupnice. „Síla“ zemětřesení byla určována již od počátku 19. století podle různých stupnic, kde byly empiricky sdružovány doprovodné zjevy zemětřesení ve skupiny, které charakterisovaly jednotlivé stupně zemětřesné stupnice. Nejnižší stupně patřily otřesům slabým, nejvyšší odpovídaly účinkům zemětřesení katastrofálních. Stupnice ty však neměly přesně fyzikálně definovaného vztahu k dynamickým veličinám zemětřesného pohybu. Jako příklad budtež uvedeny stupnice *Egenova* (1828) o pěti stupních, desítistupňové stupnice *Forelova* (1880), *De Rossiho* a *Forela* (1883) a rovněž desítistupňová stupnice *Mercalliho* (1897).

K této poslední stupnici přiřadil *Cancani* (1903) hodnoty zrychlení, příslušné jednotlivým jejím stupňům, a tak obdržel *absolutní stupnici* zemětřesných intenzit fyzikálně definovaných jako funkce zrychlení zemětřesných pohybů. Vztah mezi intenzitou a zrychlením je analogický zákonu *Weberovu-Fechnerovu* o psychofysickém paralelismu a lze jej vysloviti takto: Intenzita zemětřesení vzrůstá řadou aritmetickou, vzrůstá-li zrychlení zemětřesných pohybů řadou geometrickou. *Kövesligethy* se zabýval číselným vyjádřením vztahu mezi zrychlením a stupněm intenzity a dospěl ke vztahu, zvanému zákon *Cancaniho*:

$$I = 3 \log_{10} \frac{z}{z_0}. \quad (5)$$

V něm značí I stupeň intenzity zemětřesení, z maximální zrychlení zemětřesného pohybu, měřené v mm/sec^2 . Nověji (1925) se zabýval vztahem mezi zrychlením a intenzitou *Gassmann* a dospěl pro švýcarská zemětřesení k rovnici

$$I = 3 \log_{10} z + 3,5. \quad (5')$$

Člověk začíná pocítovat zemětřesení teprve, když zrychlení je větší než asi $2,5 \text{ mm/sec}^2$, což odpovídá přibližně 1,5 stupně stupnice *Cancaniho*. Dvojnásobek tohoto zrychlení, tedy 5 mm/sec^2 , odpovídá zhruba stupni 2,5 stupnice *Cancaniho*, tedy o stupeň více; zrychlení 10 mm/sec^2 odpovídá zhruba stupni 3,5 atd.; obecně zdvojnásobením zrychlení vzrůstá stupeň intenzity o jednotku. Vzorec *Gassmannův* dává intenzity o 0,12 stupně větší.

Původní *Mercalliho* stupnici bylo nutno vzhledem k velikosti zrychlení při zemětřesných katastrofách přidat ještě dva stupně, takže doplněná stupnice *Mercalli-Cancani* (zkratka M.-C.) má dvanáct stupňů, sdružených se zrychleními takto:

Stupeň M.-C.	Zrychlení mm/sec^2	Stupeň M.-C.	Zrychlení mm/sec^2
I.	0,0—2,5	VII.	100— 250
II.	2,5— 5	VIII.	250— 500
III.	5 — 10	IX.	500—1 000
IV.	10 — 25	X.	1 000—2 500
V.	25 — 50	XI.	2 500—5 000
VI.	50 —100	XII.	> 5 000

Dle vzorce (5) si snadno ověříme, že rozsah stupně II stupnice M.-C. odpovídá velmi přibližně I v intervalu 1,5 až 2,5 stupnice *Cancaniho*, rozsah stupně III intervalu 2,5 až 3,5 atd.

Stupnici M.-C. propracoval a doplnil podrobnými pozorováními *Sieberg*. *Siebergem* zdokonalenou stupnicí M.-C. budeme zkrátka označovat M.-C.-S. Používá se jí téměř všude jako *stupnice mezinárodní*. Vypadá v hlavních rysech takto:

I. Zrychlení menší než $2,5 \text{ mm/sec}^2$. Pohyby půdy zaznamenávají jen přístroje, člověk je nepozoruje.

II. Zemětřesení velmi slabé, zrychlení $2,5—5 \text{ mm/sec}^2$. Velmi citliví neb nervosní lidé je mohou pocítit v úplném klidu, zvláště v leže, častěji ve vyšších poschodích než v přízemí.

III. Zemětřesení lehké, zrychlení $5—10 \text{ mm/sec}^2$. Pozoruje se jenom uvnitř budov a to ojedinele osobami nacházejícími se v klidu jako nezvyklý pocit změny rovnováhy neb slabší sotva znatelný otřes (jako by v okolí domu rychle přejížděl lehký povoz). Někdy je slyšet slabé praskavé zvuky v podlaze nebo ve stropě.

IV. Zemětřesení mírné, zrychlení $10—25 \text{ mm/sec}^2$. Uvnitř budov pozoruje již většina lidí, venku jen ojedinelí. V denním ruchu se však i v budovách zemětřesení lehké přehlédne. Úlek nenastává. Nábytek se chvěje neb slabě otřásá, sklenice a nádobí chřestí; ve stropech, podlahách, okenních rámech nebo nábytku praská; lehké zavěšené předměty se slabě rozkývají. Zhusta se dá posoudit směr, odkud rozruch přichází. V otevřených nádobách se hladina kapalin slabě zavlní. Často se dají otřesy půdy srovnat s otřesy, jež působuje těžce naložený povoz, jdoucí v bezprostřední blízkosti pozorovatele po kostrbaté dlažbě. Někdy jsou pohyby podobné jemnému kolébání neb houpání.

V. Zemětřesení dosti silné, zrychlení $25—50 \text{ mm/sec}^2$. Pohyb půdy je patrný nejen v budovách, nýbrž i venku, a to i za denního ruchu. Vzniká úlek. Zdá se, že budovy se otřásají jako celek; veškeré zařízení v bytech kolísá jakoby na zvlněné hladině vodní; zavěšené předměty (lustry, záclony a pod.) se rozkývají; objevují se poruchy chodu kyvadlových hodin; nepřilíš stabilní lehké předměty se posunují s místa neb se dokonce převrhnou; dotykem volných elektrických drátů mohou vzniknout krátká spojení; signální zvonky anebo bicí zařízení v hodinách se ozvou, obrazy klepou o zdi a posunují se. Kapaliny z naplněných otevřených nádob otřesem vyspláchávají, dveře neb okna se zavírají neb otvírají, okenní tabulky praskají. Lidé spící všeobecně se probouzejí, zpravidla s úlekem. Místy vybíhají obyvatelé z domů, cítíce se bezpečnějším pod širým nebem.

VI. Zemětřesení silné, zrychlení $50—100 \text{ mm/sec}^2$. Každý je s úlekem pocítí. Velmi mnoho lidí opouští budovy. Půda kolísá tak, že je

někdy těžko udržet rovnováhu. Neupevněné předměty padají s polic, nádoby se rozbíjí. I těžší kusy posunutky jsou s místa, menší zvony se rozezvučí, věžní hodiny bijí. Na stropech a zdech praská omítka a v kouscích odpadá. Na chatrnějších budovách se začínají objevovat praskliny ve zdích a znatelné škody.

VII. Zemětřesení velmi silné, zrychlení 100—250 mm/sec². Na zařízení se uvnitř budov již objevují větší škody, neboť i těžké kusy nábytku se převrhávají. I větší zvony zaznívají. Hladiny vodní jeví znatelné vlnění a zakalují se. Výška vody ve studních se mění. Ve zdech budov i solidně stavěných se objevují trhliny, omítka odpadá a ve větších kusech, tašky na střeších se uvolňují, některé dokonce padají. Na komínech se uvolňují cihly a objevují se trhliny, další škody vznikají druhotně pádem uvolněných cihel. Chatrné stavby utrpí těžké škody.

VIII. Zemětřesení bořivé, zrychlení 250—500 mm/sec². Kmeny stromů se značně kymácejí; i nejtěžší kusy nábytku se posunují nebo převrhávají. Sochy a pomníky se natácejí v čepch podstavou nebo jsou vyvraceny. V budovách s rámovou konstrukcí vypadává výplň. V obyčejném zdivu vznikají velké trhliny, méně solidní budovy bývají částečně pobořeny, komíny se téměř vesměs sřítí; věže a tovarní komíny velmi trpí a pádem ohrožují širší okolí. V půdě se objevují menší trhliny a na strmých svazích se půda sesouvá, hlavně tam, kde je vlhký jílovitý podklad. Ojedinele vystupuje z podzemí bahno neb písek v malém množství na povrch i se spodní vodou.

IX. Zemětřesení pustošivé, zrychlení 500—1000 mm/sec². Domy normální konstrukce jsou již poškozeny tak, že se v nich nedá bydlet. Částečně se hrouť. Rámové konstrukce jsou zemětřesením i v rámu těžce poškozeny.

X. Zemětřesení ničivé, zrychlení 1000—2500 mm/sec². Většina budov je pobořena. Mosty, stejně jako hráze, bývají poškozeny nebo zničeny. Také železniční trati se mohou stát nesjízdnými. Potrubí bývají poškozena, roury zohýbány nebo přetřeny. V zemi se objevují větší trhliny, vlhká místa reagují zvýšenými pohyby, sesuvů půdy na stráních přibývá, skály se řítí do údolí. Na březích vodních toků se dají pozorovat značné změny (poškození regulace, nábreží a pod., zaplavení břehů vodou a j.). Změny vodního stavu ve studních jsou obvyklé. Bahno a hlína přicházejí na povrch ve větší míře.

XI. Zemětřesná katastrofa, zrychlení 2500—5000 mm/sec². Žádná ze stavob běžného typu neodolá. Mostní konstrukce jsou ničeny, jejich kamenné nebo železné pilíře přeráženy, hráze ve velké míře rozervány, železniční trati těžce poškozeny na spodní stavbě, kolejnice zprohýbány a zpreržány. Posuvy povrchových ker se objevují v podobě trhlin, sesuvů, zdvihů a poklesů, vyboulenin, jimiž

se na komunikaci zneumožňuje provoz. Podzemní vedení a potrubí nejsou k potřebě, ježto jsou přetřhána. V půdě povstávají široké trhliny, objevuje se písek a bahno ve velkém množství, změny ve vodním stavu jsou četné a značné (mizení vodních nádrží a objevování se nových, změny v řečištích vodních toků, vymizení vody ve studních atd.). Sesuvy a řízení skalních spoust se dějí ve velkém měřítku.

XII. Velká zemětřesná katastrofa, zrychlení větší než 5000/sec². Proměny povrchu zemského jsou toho rázu, že ničí každé dílo rukou lidských. I v kompaktních skalních blocích se objevují trhliny. Podél zlomů nastávají pohyby, jimiž se mnohdy tvárnost krajiny úplně proměňuje; řízení skalních mas, sesuvy půdy, rozsáhlé změny na březích vodních toků, vysušení jezer, vznik nových, nové peřeje a vodopády, přeložení řečišť. Tvoří se nové hory, půda se propadá; horizontální i vertikální posuvy částí krajiny bývají výsledkem zlomek minuty trvajícího působení uvolněné energie.

Intensita mořetřesení se dají stanovit podle šestistupňové stupnice *Siebergovy*. Její stupně, charakteristiku a poměr ke stupnici M.-C.-S. podává přehledná tabulka:

Stupeň	Mořetřesení	Odpovídá přibližně stupni III. M.-C.-S.
I.	lehké	III.
II.	mírné	IV.
III.	dosti silné	V.
IV.	silné	VI.
V.	velmi silné	VIII.
VI.	bořivé	> VIII.

Také účinky vln tsunami se dají hodnotit podle zvláštní stupnice o šesti stupních.

Intensita *zvukového doprovodu* zemětřesení se určuje podle *Siebergovy* pětistupňové stupnice akustické:

I. Zvukový doprovod velmi slabý; sotva slyšitelné šumění, slabé praskání, velmi vzdálené dunění a pod. lze postihnout mimo budovy; v uzavřených místnostech není slyšeti ničeho.

II. Zvukový doprovod slabý; jeví se jako tupé dunivé údery, šumot při dešti nebo zvuky podobné, jako když se trhá nějaká látka.

III. Zvukový doprovod střední síly; zvuky lze charakterizovat jako dunění, šumění neb hučení jako v komíněch při silném větru, praskot, zvuk podobný vzdálenému zadunění při výbuchu.

IV. Zvukový doprovod silný; zní jako silné hřmění, hukot padající laviny neb silného vlnobití, praskot jako když se lámou trámy, dunění jako při silné blízké dělostřelbě.

V. Zvukový doprovod velmi silný; podobá se velmi silnému hřmění a ranám při úderu blesku, spojeným s rachotem a hukotem, jako když se řítí velké kusy skal, jindy je slyšet hukot jako při orkánu, z něhož vynikají jednotlivé rány, podobné výstřelům z velkokaliberních děl nebo při těžkých explozích.

Ostatní doprovodné zjevy, t. j. optické a elektromagnetické, se kvantitativnímu zhodnocení vymykají už proto, že je málokdy známa jejich pravá podstata a stupeň souvislosti se zemětřesením. Fysiologické a psychologické účinky zemětřesení na lidi jsou zařazeny do stupnice M.-C.-S.

Moderní seismika se snaží odstranit každou libovůli a proto zakládá seismické stupnice na přesném experimentálně-fyzikálním základě. Takovým pokusem je zavedení *Woodových tříd* velikosti zemětřesení (1935). Třída je charakterisována veličinou M (magnitudo), která je definována jako desetinný logaritmus největší horizontální amplitudy, měřené v tisícinách mm (mikronech), kterou by zaznamenal normální torsní seismometr (viz odst. 2,342, str. 70) ve vzdálenosti 100 km od ohniska. Ke každé třídě patří určitá řádová hodnota energie: třídě $M = 0$ náleží energie řádově 10^8 ergů, třídě $M = 1,5$, kdy počíná zemětřesení pociťovat člověk, energie 10^{11} ergů, třídě největších zemětřesení $M = 8,5$ je přiřazena energie řádu 10^{25} ergů.

2,23. Sběr a zpracování makroseismického materiálu. Platí zásada: Čím více je hlášených pozorování a čím jsou čerstvější, tím lepší obraz zemětřesení získáme. Proto se snažíme shromáždit pozorovací materiál od spolehlivých osob ze všech osad makroseismického pole v největším dosažitelném množství. Snažíme se zachytit zjev ve všech podrobnostech a kontrolami vyloučit omyly. Velikou cenu mají také

hlášení záporná. Podle nich se stanovují hranice makroseismického pole. Je důležité, aby pozorování byla hlášena za čerstvé paměti, nejlépe ihned po zemětřesení, neboť tím obdržíme zprávy nejméně skreslené a bez pozdějších přidavků. Cennou pomoc poskytuje při shromažďování zpráv rozhlas a denní tisk. Po předběžných zprávách, které zhruba ohraničí makroseismicky zasaženou oblast, nastane shromažďování materiálu z celého makroseismického pole. Vedle pozorování jednotlivců třeba klásti důraz na pozorování hromadná. Velmi mohou vypomoci spoluprací úřady a školy. Podrobnosti o průběhu zemětřesení pro pozdější určení intenzit a vůbec kvantitativní zpracování se nejlépe zjišťují speciálními dotazníky.

Hlášení o zemětřesení má obsahovat kromě adresy pozorovatelovy podrobný popis pozorovacího místa a okolností, za nichž bylo pozorováno, čas počátku a trvání zemětřesení, podrobný popis zemětřesných pohybů, jejich časové rozložení, popis všech pozorovaných průvodních zjevů (mechanické, psychologicko-fysiologické, zvukové, optické a elektromagnetické), údaje o směru, odkud (zdánlivě) zemětřesení přišlo a jakým směrem se zdálo postupovat. Cenné jsou také zprávy o druhu, místě a velikosti zjištěných škod, podrobné údaje o změnách v terénu a konečně hlášení o všech zjištěných změnách, které souvisí se zemětřesením. Plánky a fotografie jsou velmi vítanými doklady, ať již se týkají pozorovacích stanovišť nebo účinků zemětřesení. Výzkum mají též doložené zprávy o dřívějších zemětřeseních v postižené krajině.⁶⁾

Již během sběru materiálu se provádí jeho předběžná kritika a prozatímní zhodnocení. Při definitivním zhodnocení zpráv se osvědčuje tento postup: Hlášení se uspořádají abecedně podle míst. Tím se do značné míry omezí ovlivňování (třeba i podvědomé) postupu zřejmými souvislostmi

⁶⁾ V ČSR je ústřednou pro sběr a zpracování makroseismických zpráv Státní geofyzikální ústav v Praze.

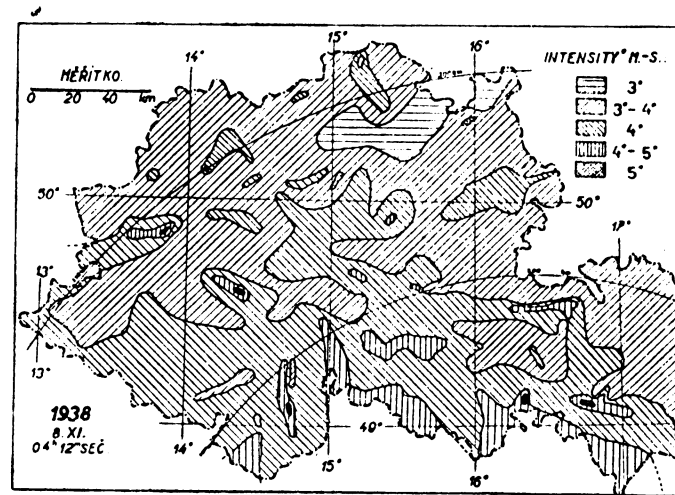
geografickými, geologickými a j. Na to se zhodnotí jednotlivá hlášení nezávisle jedno na druhém, určí se intenzity, zhodnotí doprovod zvukový, ostatní charakteristické údaje se zhustí ve stručný přehled. Celý postup zhodnocení se nezávisle opakuje, nejlépe různými osobami. Musí-li původní i opakované zpracování prováděti jeden a týž pracovník, musí uplynout mezi oběma zpracováními taková doba, aby detaily prvního zpracování byly zapomenuty do té míry, že výsledek druhého zpracování nemohou znatelně ovlivnit. Obě zpracování se shrnou ve výpis, který pro každé pozorovací místo podává zhuštěný popis průběhu zemětřesení a průměrné hodnoty číselných charakteristik z obou zpracování. Tento výpis není ovšem názorný. Jeho další vědecké využití předpokládá zobrazení makroseismického pole jeho charakteristickými veličinami do vhodné mapy.

2.24. Makroseismické isočáry. Okotujeme-li v mapě pozorovací místa příslušnou charakteristickou veličinou makroseismickou (na př. intenzitou M.-C.-S.), obdržíme bodový obraz rozložení této veličiny. Je tím úplnější, čím větší je počet pozorovacích míst, případajících na jednotku plochy. Tento obraz je náhradou za obraz spojitého plošného rozložení dotyčné veličiny, jehož existenci chceme předpokládat. Pak leží místa se stejnými hodnotami charakteristické veličiny obecně na *makroseismických isočarách*. Isočáry ty jsou, jak bylo řečeno již v odst. 2,12, str. 13, *isoseisty* pro intenzity, *isakusty* pro zvuky a *isoblaby* pro poměrné škody.

Intenzity zemětřesení se v praxi nedají určovat přesněji než na půl stupně intenzitní stupnice. Tím se nám rozpadne makroseismické pole na jistý počet oblastí, vyznačených stejnými intenzitami. Vnější hranice každé z těchto oblastí se pak považuje za isoseistu toho stupně, jaký mají intenzity, které bezprostředně uzavírá. Podobně je i u ostatních čar.

Kdyby byla Země isotropní se soustředně souměrným rozložením hmoty a kdyby ohnisko bylo bodové, byly by isoseisty soustřednými kružnicemi. Jejich společný střed

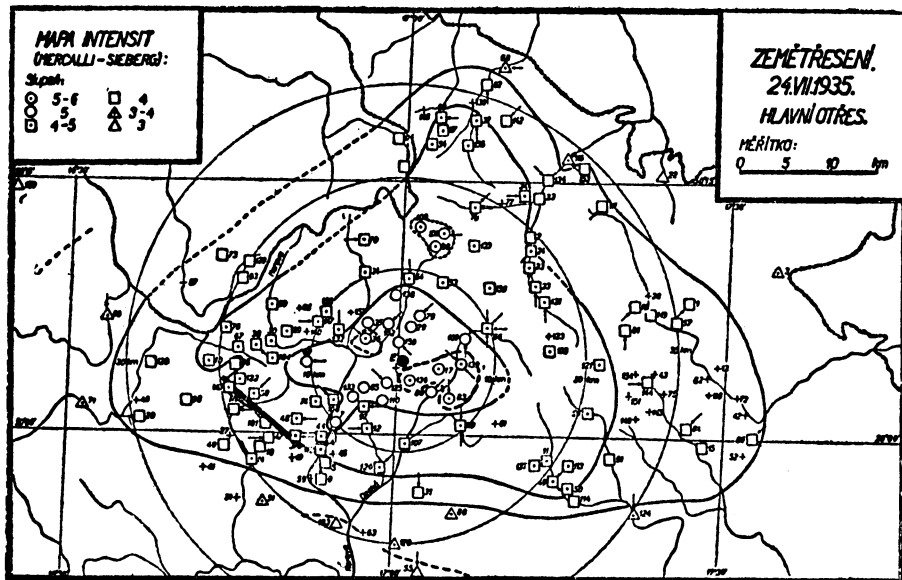
by ležel v epicentru. U starých map intenzit se vsuktku setkáváme s isoseistami blízcími se kružnicím nebo elipsám. Hojný pozorovací materiál, zpracovaný bez hypotheses a bez umělého vyrovnávání, dává však isoseisty jako křivky nepravidelných tvarů (obr. 7), kde se jako jakési singulární



Obr. 7. Isoseisty východoalpského zemětřesení 8. listopadu 1938 na území Čech a Moravy (bez pohraničí). Kruhy s číslicemi jsou vzdálenosti od epicentra. (Dle A. Zátopka.)

oblasti vynořují četné ostrovy menších nebo větších intenzit. Víme již, a v odst. 2,25 bude vyloženo ještě podrobněji, že nepravidelný tvar isoseist je důsledek nepravidelností ve složení, stavbě a stavu hmot v povrchových i hlubších částech kůry zemské. Poněvadž v epicentrální oblasti se často projevuje struktura ohniska právě rozložením intenzit, můžeme z průběhu isoseist v okolí epicentra soudit do jisté míry na tvar ohniska. Jsou-li isoseisty podobné soustředným kružnicím, bylo ohnisko patrně centrální a neveliké, mají-li

tvář silně protáhlých elips, soudí se na ohnisko lineárně protažené. Nepravidelné isoseisty, případně s několika oblastmi nejvyšších intenzit (obr. 8) mluví zřetelně o ohnisku zemětřesení tektonického, při němž se dostala do pohybu složitější soustava ker. Tím, že tvar isoseist je nepravidelný



Obr.8. Mapa isoseist zemětřesení severomoravského 7. července 1935. *E* = epicentrum. Silná čára jz. od *E* značí místa největších intenzit zvuku. (Dle A. Zátopka.)

i v epicentrální oblasti, je makroseismické určení polohy epicentra vlastně nemožné. V praxi bere se jako makroseismické epicentrum těžiště oblasti s největšími intenzitami.

Zakreslíme-li isoseisty do tektonické mapy a sledujeme-li pak určitý profil, setkáváme se pravidelně v místech, kde je podklad tektonicky porušen, se zvýšenými intenzitami. Obráceně tedy lze, ne ovšem jednoznačně, z místního zvýšení intenzit soudit na tektonickou porušenost podkladu. Inten-

sity zemětřesení se totiž zvyšují také, jak již byla učiněna zmínka, nad vrstvami štěrků a písků, nejsou-li tyto příliš silné, a nad půdami promáčenými vodou. Naproti tomu štěrky a písky ve vrstvách velmi silných působí místní snížení intenzit zemětřesení. Nejmenší intenzity pro danou epicentrální vzdálenost nacházíme tam, kde kompaktní, neporušené krystalinikum (na př. žula) dosahuje až na povrch. Intenzity na krystaliniku jsou jakýmsi normálem, s nimiž se srovnávají ony intenzity, které se objevují v téže epicentrální vzdálenosti nad jiným geologickým podkladem (srovnej odst. 2,25). Poměr intenzity na určitém místě makroseismického pole k intenzitě na krystaliniku při téže epicentrální vzdálenosti se nazývá *součinitel* (koeficient, faktor) *podkladu*. Na pískovci má tento poměr hodnotu až 3, na volném písku 2,5 až 4,5, na návozu 4,5 až 11, na bažinaté půdě 12 a více.

Mapy rozložení intenzit akustických mají stejný charakter jako mapy isoseist; isakusty ukazují opět vztah ke geologicko-tektonické stavbě. Maximum intenzity zvuku nemusí být v bezprostřední blízkosti epicentra (viz str. 22 a obr. 8).

Isoblaby mají význam národohospodářský a stavebně technický. Jejich konstrukce je možná jenom tehdy, jestliže zemětřesení dosáhlo na dostatečně velkém území alespoň stupně VII M.-C.-S.

2,25. Pozorované a redukované intenzity. Makroseismická hloubka ohniska. V dolech bylo pozorováno, že zemětřesné intenzity směrem do hloubky klesají. Již to dokazuje, že s hloubkou budou se také zmenšovat nepravidelnosti v rozložení energie, které pozorujeme na povrchu. Z geologie víme, že kontinentální podklad povrchových vrstev a hornin je tvořen krystalinikem typu žuly, do něhož zasahují jenom hluboké zlomy. Sieberg předpokládá, že v tomto krystaliniku, jehož složení je mnohem stejnorodější než složení pestré horninné mosaiky povrchové, ubývá zemětřesné energie se vzdáleností „normálním“ způsobem, který jsme vyjádřili rovnicí (4) na str. 35

Proti energetickému poli v krystaliniku, jež *Sieberg* nazývá „normální“, staví v tektonicky silně porušené nejhořejší části zemské kůry pole „poruchové“. Intensity pozorované na povrchu označuje jako „zdánlivé“. Máme-li nabyt *správného* obrazu o šíření zemětřesné energie podle pozorovaných intenzit, je nutné podle *Sieberga* redukovat tyto na hodnoty, jež označuje jako „pravé“. Jsou to intensity, které by se objevily v daném místě, kdyby byl celý podklad budován kompaktním krystalinikem. *Sieberg* dovozuje, že redukované intensity jsou tak malé, že ani u nejtěžších zemětřesných katastrof by nezpůsobily větších škod; veškeré zemětřesné účinky jdou tedy na vrub geologicko-tektonických rušivých povrchových vlivů.

Po stránce fyzikální nutno však poznamenat, že k redukcím, o nichž *Sieberg* mluví, bylo by třeba znát konstanty pružnosti onoho hlubokého krystalinika a jeho koeficient absorpce; dále bychom museli umět přesně ocenit rušivé povrchové vlivy. Ve stanovení obojího vládne však značná libovůle a nelze tudíž *Siebergovy* „pravé“ intensity považovat za fyzikálně dostatečně definované.

Zmíníme se ještě o určení *hloubky ohniška* z makroseismických intenzit, při němž by se správně mělo používat redukovaných hodnot. Za týchž předpokladů, za nichž byl odvozen vzorec (4), platí totiž pro intenzitu I_{Δ} v epicentrální vzdálenosti Δ a intenzitu I_0 v epicentru vztah

$$\frac{1}{3}(I_0 - I_{\Delta}) = \kappa h \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\Delta}{h}\right)^2} - 1 \right] + \frac{1}{2} \log_{10} \left[1 + \left(\frac{\Delta}{h}\right)^2 \right], \quad (6)$$

kde označení je obdobné jako ve zmíněném vzorci. Je-li absorpce nulová, obdržíme *Gassmannův* vzorec

$$\frac{2}{3}(I_0 - I_{\Delta}) = \log_{10} \left[1 + \left(\frac{\Delta}{h}\right)^2 \right], \quad (6')$$

používaný k orientačnímu výpočtu hloubky ohniška z intenzit pozorovaných.

2,26. Vědecký a praktický význam makroseismiky. Makroseismická pozorování vedou k zemětřesným mapám, z nichž jsme již poznali mapy isoseist, isakust a isoblab. Tyto charakterisují ovšem jen to zemětřesení, pro které byly sestrojeny. V jejich isočarách se zobrazují hlubinné i povrchové vlivy, které se v případě jediného zemětřesení nedají dobře rozlišiti, i když je možno do jisté míry vlivy složení a podkladu z tektonické mapy odhadnout.

Studium zemětřesných dějů v určité oblasti vede po delší době k poznání celkové zemětřesné činnosti oblasti: Vystoupí geografické rozložení ohnisek, jejich živost, vzájemné vztahy mezi nimi i jejich poměr k tektonické stavbě. Pojem *seismicity* (otřásavosti) území, definované jako strana čtverce, na nějž v daném území připadá průměrně jedno zemětřesení za rok, svou jednoduchostí už dávno nepostačuje.

Zkoumá se také souvislost výskytu zemětřesných ohnisek s poruchami silových polí geofyzikálních, především pole tíhového. Zpracování velkého počtu makroseismických pozorování se často děje statistickými methodami. Výsledky bývají, pokud se týče vztahů k tektonice, velmi poučné a mívají hodně obecnou platnost. Místní vlivy aneb zvláštnosti se totiž statistickým zpracováním velkého materiálu potlačují, kdežto obecné charakteristické rysy zjevů, dané neměnnými vlastnostmi tektonické stavby, se zesilují. Proto jsou mapy zemětřesné činnosti, jež jsou grafickým výsledkem mnohostranného statistického výzkumu makroseismického materiálu, ještě bližším vyjádřením tektoniky než mapy isoseist, isakust nebo isoblab. Zemětřesné mapy jsou cennou oporou geologům při vyšetřování hlubší tektoniky otřásaných krajin a jejich sousedství, především pokud se týče posouzení funkce zlomových systémů. Rozbor starých zemětřesných zpráv ve spojení s moderními pozorováními dovoluje, jak ukázal *Sieberg*, dokonce odvodit hlavní

rysy kerné stavby otrášených území. Z místního a časového rozložení zemětřesení dá se také soudit na děje a pohyby pod kůrou zemskou. V krajích, kde zemětřesení dosahují intenzit větších než stupeň VIII M.-C.-S., mají makroseismická pozorování velký význam národohospodářský a stavebně technický. Umožňují totiž seznat ona místa zemského povrchu, která jsou pohyblivější než jejich okolí, a provést v nich zajišťovací opatření, přiměřená míře zemětřeseného ohrožení. Znalostí dynamického projevu zemětřesení v makroseismickém poli jsou stavební technické vedení k úspěšnému řešení konstrukcí budov a objektů vzdorujících zemětřesením. V hornictví mají důležitý význam makroseismická pozorování důlních otřesů pro bezpečný provoz v dolech.

Jelikož jakost makroseismických výsledků závisí na jakosti pozorovacího materiálu, je potřeba věnovat největší péči nejen jeho úplnosti, ale je také cílevědomou výchovou a poučováním veřejnosti zaručit nejvyšší dosažitelnou míru jeho spolehlivosti, neboť bez spontánní součinnosti širokých vrstev občanstva se makroseismické bádání neobejde.

2.3. MIKROSEISMIKA

Záznamy seismických přístrojů nás informují o zemětřeseném ději lépe a úplněji než nejlepší makroseismická pozorování. Vhodně upravené přístroje mohou registrovat zemětřesení již v nevelikých vzdálenostech od epicentra, aniž je zemětřesené pohyby poškodí. Jiný druh přístrojů má zase takovou citlivost, že zachytí i slabá zemětřesení přicházející z největších vzdáleností. Před druhou světovou válkou bylo na zemském povrchu v činnosti asi 450 zemětřesených stanic; válkou v letech 1939—1945 byla jich řada zastavena. Hustá je síť seismografických stanic v Evropě, v Japonsku a poblíž východního a západního pobřeží Severní Ameriky. V jiných částech povrchu zemského je jich podstatně méně. V ČSR jsou seismické přístroje umístěny na stanicích v Čechách

v Praze a v Chebu, na Slovensku ve Staré Dale a na Skalnatém Plese v Tatrách.

2,31. Princip a podstatné součásti seismických přístrojů. Moderní seismické registrační přístroje mají předchůdce v rozmanitých systémech *seismoskopů*. Tak se nazývají zařízení, jimiž se dají slabé zemětřesené rozruchy, které již člověk nepocituje, nějakým způsobem konstatovat. Podle dochovaných zpráv sestrojovali seismoskopy Číňané již v době kolem Kristova narození. V Evropě se tyto přístroje objevují o více než půldruhého tisíce let později (na př. seismoskop *De Haute-Feuille* v 1703), ale jejich účel i princip jsou tytéž. Účelem seismoskopu bylo totiž varovat před zemětřesením. Věřilo se, že každé zemětřesení se „hlásí“ nějakou dobu předem velmi jemným chvěním země. Toto chvění měl seismoskop zachytit a uvést v činnost poplašné zařízení. Svůj úkol seismoskopy nesplnily, neboť zemětřesení přichází neohlášeno; ony varovné záchvěvy půdy, v něž se věřilo, neexistují. Princip seismoskopů však zůstal i moderním přístrojům *seismografickým*. Je to princip setrvačnosti hmoty v klidu. Vhodná hmota — nazývejme ji setrvačná nebo stacionární hmota — je zavěšena nebo podepřena tak, aby její spojení se Zemí bylo co nejvolnější. Taková hmota je vůči Zemi velmi snadno pohyblivá. Je-li naopak půda v pohybu, snaží se hmota svou setrvačností zachovat klidovou polohu v prostoru. Přijdou-li k místu přístroje zemětřesené rozruchy, rozechvěje se podklad, stacionární hmota se snaží setrvačností zachovat své místo v klidném prostoru a reaguje na kmity podkladu relativními pohyby vůči všemu, co je s kmitajícím podkladem pevně spojeno. Těmito pohyby se uvádělo u seismoskopů v činnost signální zařízení; u seismografů je to registrační zařízení, které zaznamenává relativní posuvy stacionární hmoty, čímž vzniká trvalý zemětřesený záznam — *seismogram*.

R. 1891 vyjádřil *Ehler* základní požadavek: Seismograf musí zobrazit pohyb půdy zákonitým způsobem tak, aby se

ze záznamu daly určit charakteristické veličiny zaznamenaného pohybu půdy. Seismograf, jehož záznamy dovolují určit číselné hodnoty charakteristických veličin zemětřesení, z nich odvozovat polohu ohniska a za vhodných okolností i základní soustavu sil v něm, se nazývá *seismometr*. Charakteristické veličiny jsou: Časy příchodů jednotlivých zemětřesných rozruchů, směr, v němž přicházejí ke stanici, periody a amplitudy jejich. Moderní seismografy jsou vesměs seismometry. Jejich konstrukcí je tolik a tak rozmanitých, že si budeme moci povšimnout jenom hlavních základních typů.

Nejdůležitější součástí seismografu je stacionární hmota. Stacionární hmoty přístrojů na stanicích se volí podle konstrukce přístroje a účelu, jemuž slouží. Shledáváme se s hmotami od několika gramů až k hmotám vážícím přes 20 tun. Jako další podstatné součástky obsahuje seismograf zvětšovací a zapisovací (registrační) zařízení.

Zemětřesné rozruhy jsou obecně trojrozměrné a dají se rozlišit ve tři pravouhlé složky translační a tři složky rotační kolem os ve směru složek translačních. Složky rotační jsou však u zemětřesných pohybů tak malé, že je lze zanedbat. Dvě z translačních složek se volí v rovině vodorovné, třetí je pak svislá. Přístroje, které jsou zařízení na registraci jedné neb obou složek vodorovných, se nazývají seismografy *horizontální*, svislou složku zapisují seismografy *vertikální*. Přístroje, které zapisují všechny tři složky, se jmenují seismografy *universální*.

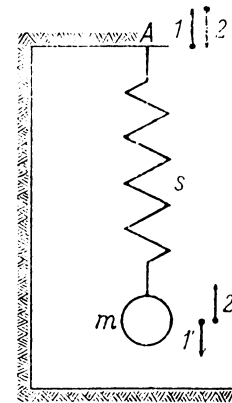
Uvidíme v dalším, že seismografy jsou formálně rovnocenné s kyvadly nebo kmitavými systémy, na jejichž závěs působí síla, vtištěná od zemětřesných rozruchů. Při zemětřesení se dostávají seismografy znenáhla do vlastních kmitů, jež se překládají s rozruchy zemětřesnými a působí rušivě. Proto se seismografy opatřují vhodnými tlumiči, které vlastní kmity stacionární hmoty tlumí. Právě toto tlumení činí ze seismografu seismometr.

Výjimku tvoří t. zv. „strain“ — seismometry *Benioffovy*,⁷⁾ které nejsou založeny na principu setrvačnosti a nemají tedy stacionární hmoty. Zapisují zemětřesením vyvolané změny vzdáleností na povrchu zemském a budou blíže popsány v odst. 2,32.

2,32. Základní typy seismografů. Tlumení a registrace. Vodorovné pravouhlé složky zemětřesného pohybu orientuje zpravidla ve směrech sever-jih (mezinárodní značka NS) a východ-západ (EW), třetí složka je svislá (Z). Stacionární hmota universálního seismografu, která zachycuje všechny tyto složky, musí mít tedy tři stupně volnosti. Principiálně se dá universální seismograf znázornit sférickým kyvadlem (dva stupně volnosti), zavěšeným na svislé pružné spirále (třetí stupeň volnosti), jak znázorňuje obr. 9. Universálních seismografů se však používá zřídka, poněvadž je technicky velmi obtížné sestavit zvětšovací a registrační zařízení tak, aby se jednotlivé složky jeho vzájemně neovlivňovaly.

Aby se dosáhlo nezávislosti pohybů zvětšovacího a registračního zařízení na jednotlivých složkách, zmenšuje se počet stupňů volnosti stacionární hmoty. Přístrojů s dvěma stupni volnosti se používá jako horizontálních seismografů, zapisujících současně obě vodorovné složky. Pro úplnou registraci zemětřesení je nutno registrovat svislou složku zvlášť vertikálním seismografem. Úplné nezávislosti složek se dosáhne, jestliže každou složku zapisuje zvláštní přístroj, tedy dva seismografy horizontální a jeden vertikální.

⁷⁾ Strain (angl.) = úsilí, napětí.



Obr. 9. Universální seismograf. Reakce na rychlý svislý pohyb bodu A; 1,2 = pohyb bodu A, 1',2' = reakční pohyb hmoty m vůči zemi.

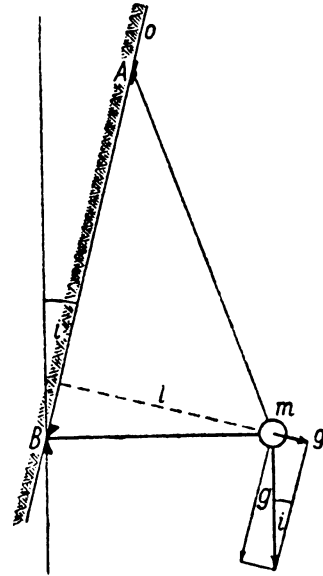
Prvními, ovšem ještě netlumenými seismografy byla vertikální kyvadla⁸⁾ (na př. *Bina* 1751, *Eving* 1888). *Evingovo* kyvadlo mělo již zvětšovací zařízení. Je všeobecně známo, že kyvadla reagují na vtištěné rozruhy největšími amplitudami v okolí resonance vtištěného rozruhu s vlastní kmitovou dobou kyvadla. Periodey zemětřesných kmitů leží ponejvíce v intervalu od 2 do 50 vteřin, dosahují ovšem někdy i několika minut. Velmi četně se vyskytují periodey kolem 20 vteřin. Kdybychom, chtějíc dosáhnout na záznamu velkých amplitud, zapisovali tyto rozruhy vertikálním kyvadlem v blízkosti jeho resonance, potřebovali bychom k tomu kyvadla skoro 100 m dlouhá. Proto se začalo používat přístrojů astasovaných, t. j. upravených tak, aby se dalo i při malých rozměrech seismografu dosáhnout dostatečně dlouhé doby kmitu. Tohoto umělého prodloužení vlastní periodey se dosáhne zmenšením síly (složka tíže nebo tah pružiny), která vrací vychýlenou stacionární hmotu do rovnovážné polohy. Způsob astasie poznáme podrobněji u jednotlivých typů přístrojů.

Známým přístrojem je *Machovo* kyvadlo, jehož osu lze naklánět z normální vodorovné polohy až do polohy svislé. Nakláněním osy se doby kyvu prodlužují; svislé poloze osy odpovídá doba kyvu nekonečně dlouhá. Takové kyvadlo s jedním stupněm volnosti, jehož osa $o \equiv \overline{AB}$ svírá se svislým směrem malý úhel i , který se dá měnit, se nazývá v seismice *horizontální kyvadlo* (obr. 10). Kýve kolmo k nákrese pod vlivem složky tíhového zrychlení, jejíž velikost je $g' = g \sin i$, kde g značí zrychlení tíže. Vlastní periode T_0 jest, značí-li l vzdálenost stacionární hmoty m od rotační osy o ,

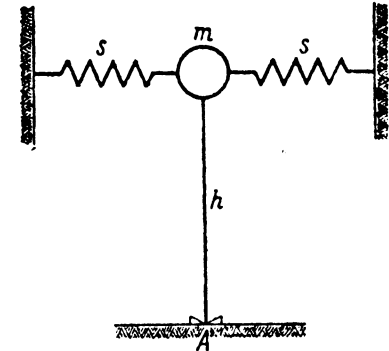
$$T_0 = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g \sin i}} = 2\pi \sqrt{\frac{L}{g}} \quad (7)$$

⁸⁾ Vertikálním kyvadlem nazýváme v seismice obyčejné kyvadlo. Nezaměňovat s vertikálním seismografem!

Veličině $L = l/\sin i$ říkáme ekvivalentní délka kyvadla. Takovou délku by mělo vertikální kyvadlo s dobou kmitu T_0 . Blíží-li se úhel i nule, vzrůstá T_0 nade všechny meze. Teoreticky tedy lze dosáhnout u horizontálního kyvadla libovolné doby kmitu čili libovolného stupně astasie. V praxi nedrží ovšem příliš vysoce astasované horizontální kyvadlo nulovou polohu a stává se velmi labilním. Stabilitou nulové polohy je míra astasie omezena; nečiní však potíží dosáh-



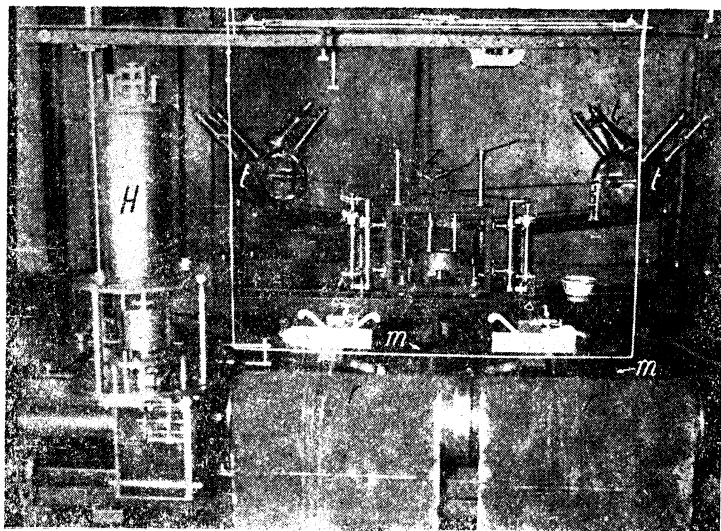
Obr. 10. Horizontální kyvadlo.



Obr. 11. Obrácené kyvadlo.

nout periodey půl minuty i více. Horizontální kyvadla jsou seismografy, u nichž se dá dosáhnout nejvyššího stupně astasie. Jako observatorní přístroje se vyskytují v řadě modifikací se stacionárními hmotami od několika kg až do několika q . Velmi známý a rozšířený typ jsou kyvadla, jež navrhl *Mainka*. Těmito jsou v ČSR vyzbrojeny seismické stanice v Chebu a ve Staré Ďale. Jiným důležitým typem jsou kyvadla *Golicynova* s elektromagnetickou registrací (viz dále), jichž se pro zvláštní citlivost používá na předních seismických observatořích. Horizontálních kyvadel se dá použít také k registraci slapů kůry zemské (viz odst. 4,2).

Velmi rozšířeným seismografem o dvou stupních volnosti je *Wiechertovo obrácené kyvadlo* (obr. 11 a 12). Stacionární hmota kyvadla m je udržována ve stabilní rovnováze dvěma



Obr. 12. Horní část *Wiechertova* obráceného kyvadla pražské seismické stanice: m = stacionární hmota (1000 kg), tt = tlumiče, t_r = regulace tlumení, z = zvětšovací pákové zařízení, rr = registrační pásy, H = hnací hodinový stroj registrace.

k sobě kolnými soustavami zpružin SS (v obr. 11 kreslena jen jedna soustava) a její kmitová doba je

$$T_0 = 2\pi \sqrt{\frac{mh}{f_1 h - mg}}, \quad (8)$$

kde h znamená výšku těžiště hmoty m nad opěrným bodem A , f_1 sílu způsobující jednotkovou výchylku hmoty m z rovnovážné polohy, g je opět zrychlení tíže. Ze vzorce (8) je vidět, že i zde se dá theoreticky dosáhnout libovolného stupně astasie; k tomu stačí učinit rozdíl $f_1 h - mg$ dostatečně

malým. Prakticky se u kyvadel se stacionární hmotou kolem 1000 kg dostaneme jen málo přes 12 vteřin. *Wiechertovým* obráceným kyvadlem o stac. hmotě 1000 kg je vybavena seismická stanice pražského Státního geofyzikálního ústavu (obr. 12).

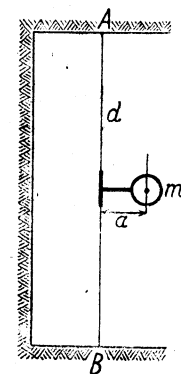
Torsní seismografy (obr. 13) jsou horizontální seismografy s jedním stupněm volnosti. Malá stacionární hmota m je excentricky ve vzdálenosti a zavěšena na drátě délky d svisle napjatém, jehož zkrucováním (torsí) vzniká pružný moment vracející hmotu do rovnovážné polohy. Tyto přístroje se dají astasovat jen v malé míře zmenšováním průřezu nosného drátu, zvětšováním jeho délky d a vzdálenosti a .

Vertikální seismograf neastasovaný má stacionární hmotu m zavěšenu na pružné spirále S (obr. 14a), která je pro vertikální seismografy typická. Doba kmitu jest zde

$$T_0 = 2\pi \sqrt{\frac{m}{f_1}}, \quad (9)$$

kde f_1 znamená opět sílu, která způsobuje jednotkovou výchylku hmoty m . Hmoty bývají značně těžké a proto se musí používat silných závěsných spirál; proto jsou také hodnoty f_1 velké. Z toho vyplývá, že doba kmitu T_0 je u neastasovaných vertikálních seismografů krátká. Astasování vertikálních seismografů se provede tím, že závěsná spirála s je upevněna níže než těžiště hmoty m (obr. 14b). Tím se prodlouží doba kmitu $\sqrt{l_1/l_2} \cos \alpha$ -násobně, značí-li l_1 vzdálenost stacionární hmoty od rotační osy v bodě B , l_2 vzdálenost spodního závěsného bodu zpružiny s od osy a α úhel mezi l_1 a l_2 . Je tedy doba kmitu astasovaného vertikálního seismografu

$$T_0 = 2\pi \sqrt{\frac{ml_1}{f_1 l_2 \cos \alpha}}. \quad (9')$$



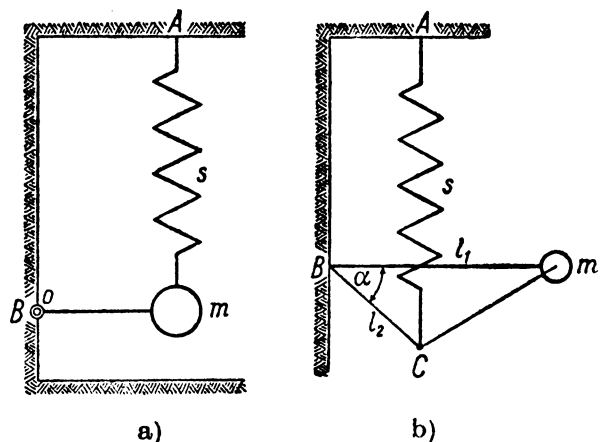
Obr. 13. Torsní seismograf.

Astasovaný vertikální seismograf se stacionární hmotou 80 kg registruje na pražské stanici od jara 1937.

Omezíme-li se na velmi malé výchylky, můžeme si formálně nahradit všechny typy seismografů se stacionární hmotou *kyvadlem* o kmitové době T_0 dané vztahem

$$T_0 = 2\pi \sqrt{\frac{L}{g}}, \quad (10)$$

kde za ekvivalentní délku L , která je obdobou délky kyvadla matematického a redukované délky kyvadla fyzikálního, dosadíme příslušné výrazy ze vztahů (7) ... (10).



Obr. 14. Vertikální seismografy: a) neastasovaný, b) astasovaný. A = bod závěsný, B = osa otáčení kolmá k nákrešně.

Povšimněme si nyní tlumení a způsobů registrace.

Úkolem *tlumení* je, jak víme, omezit vliv vlastních kmitů seismografu, aby přístroj byl schopen zaznamenat zákonitým způsobem každý nový otřes, který k němu dorazí. Tlumení nesmí mít vliv na stálost rovnovážné polohy a nemá snižovat příliš citlivost přístroje. Jeho vliv má být takový,

aby se dal početně jednoduše ovládnout. Tyto podmínky splňuje takový způsob tlumení, kde tlumicí síla je přímo úměrná rychlosti w pohybu a má směr opačný (lineární útlum). Označíme-li tlumicí sílu f_t a konstantu úměrnosti c , platí

$$f_t = -cw. \quad (11)$$

Je tedy v klidu $f_t = 0$. Protože rychlosti w při pohybech stacionární hmoty jsou velmi malé (řádu 0,001—0,1 mm/sec), vyhovuje uvedeným podmínkám velmi dobře tlumení vzduchovými nebo kapalinovými tlumiči, u nichž se tlumicí deska nebo píst pohybují vzduchem nebo kapalinou (olej, glycerin), aniž se dotýkají stěn tlumiče. Naprosto přesně lineární útlum dává tlumení elektromagnetické, při němž jsou kmity stacionární hmoty tlumeny *Foucaultovými* proudy, vznikajícími pohybem měděné desky tlumiče v silném poli permanentních magnetů.

Jelikož tlumením se citlivost seismografu snižuje, je třeba míru útlumu vhodně volit. O této volbě rozhoduje mimo jiné také konstrukce *zvětšovacího* a s ním souvisejícího *registračního* zařízení. Registrace se děje buď přímo, a to mechanicky a opticky, nebo se registruje nepřímou; mechanické kmity hmoty se převedou v elektrické proudy a ty se registrují galvanometricky nebo oscilograficky.

Při *mechanické* registraci se zvětšují pohyby stacionární hmoty systémem pák, zakončeným ramenem se zapisovací ručičkou. Ta je opatřena jemným hrotem, který píše na pásu hladkého papíru, načazeném nad plamenem. Pás se posouvá stálou rychlostí (registrační rychlost) hodinovým strojem a hrot zanechává ve vrstvě sazí tenkou světlou stopu. Hotový zápis se fixuje lihovým roztokem šelaku s přísadou kalafuny. Výhodou mechanické registrace je její jednoduše, závadou setrvačnost *zvětšovacího* a *zapisovacího* systému, tření v ložiskách a kloubech převodů a tření na zapisovacím hrotu. Rušivé vlivy vzrůstají velmi rychle se zvětšením a nutno je vyrovnávat zvětšováním stacionární hmoty.

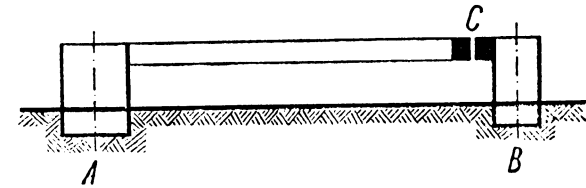
Tření odpadá u *optické* nebo *fotografické* registrace, založené na známé metodě zrcátka a škály. Zrcátko je spojeno se stacionární hmotou tak, aby se při jejím pohybu natáčelo. Od zdroje pevně spojeného se zemí dopadá na zrcátko paprsek světelný. Po odraze na zrcátku dopadá na citlivý papír, připevněný na rovnoměrně rotujícím válci. Zvětšení se řídí délkou registračního paprsku, t. j. optickou vzdáleností mezi zrcátkem a citlivou vrstvou. Zvětšení se někdy stupňuje mechanickým převodem mezi stacionární hmotou a zrcátkem. Nevýhodou fotografické registrace je složitější obsluha a nákladnější provoz.

Pokud se tlumení týče, shledáváme se u mechanické registrace zpravidla s tlumením vzduchovým, u optické registrace se hojně používá tlumení elektromagnetického.

Zvětšení, jehož se dosáhne pákovým systémem neb světelným paprskem, se nazývá *statické zvětšení*. Je to jedna z charakteristických konstant seismografu a označuje se V_0 . Skutečné zvětšení seismografu pro vlny různých frekvencí, t. zv. *dynamické zvětšení*, není však konstantní, nýbrž závisí na periodách vtištěných rozruchů, jak poznáme v odst. 2,33.

U *galvanometrické* registrace převádějí se pohyby stacionární hmoty v elektrické proudy tak, že k ní jsou pevně připojeny indukční cívky, které jsou v poli velmi silných podkovovitých permanentních magnetů, spojených pevně s podkladem. Vinutí cívek je vedeno k citlivému zrcátkovému galvanometru. Při pohybu stacionární hmoty se v cívkách indukují střídavé proudy. Indukovaná elektromotorická síla je, jak známo z fyziky, úměrná časové změně magnetického toku a tím rychlosti stacionární hmoty. Úhlové výchylky zrcátka galvanometru, vyvolané indukovanými proudy, zapisují se na citlivý papír jako u registrace fotografické. Volbou velmi citlivého galvanometru a dlouhého registračního paprsku lze poměrně snadno dosáhnout několikatisícových zvětšení a veliké citlivosti systému. Proto jsou nejlepší seismické stanice vyzbrojeny galvanometricky

registrujícími horizontálními kyvadly a vertikálními seismografy podle vzoru již vzpomenutého ruského seismika *Golicyna*. Kromě citlivosti je výhodou galvanometrické registrace, že galvanometr s registračním válcem mohou být umístěny odděleně — i dosti daleko — od vlastního seismografu, jehož funkce se výměnou papírů neruší. Podle potřeby lze též nechat několik seismografů registrovat na spo-



Obr. 15. Horizontální „strain“ seismometr.

lečném pásu. Výhodné je dále, že seismograf sám netřeba chránit před změnami teploty jako přístroje přímo registrující. Nevýhodou je složitost systému, jeho vysoká cena a nákladný provoz, poněvadž při značných registračních rychlostech zde běžných je třeba velkých a tudíž drahých citlivých papírů.

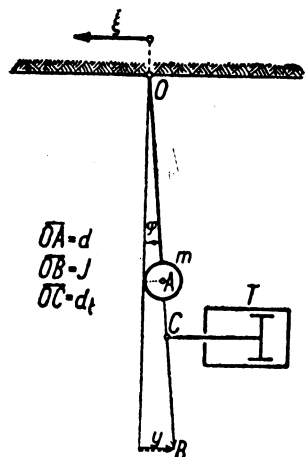
V aplikované seismice se používá ještě některých způsobů nepřímé registrace, z nichž nejdůležitější je registrace oscilografická, kde místo galvanometru je k seismografu připojena přes lampový zesilovač smyčka oscilografu.

Každé registrační zařízení značkuje také čas. Observatorní přístroje si značují minuty, někdy též celé hodiny pomocí kontaktních hodin spojených elektricky se seismografem a kontrolovaných podle časových signálů světové časové služby.

Benioffovy strain-seismometry jsou přístroje registrující galvanometricky. Jejich princip ukazuje obr. 15, který znázorňuje horizontální seismometr. V místech A a B, vzdálených nejméně 20 m, jsou zapuštěny do země pilířky.

Pilířek v A nese tuhou tyč, opatřenou při C kotvou z měkkého železa. Pilířek v B nese indukční cívky a magnety, uspořádané tak, aby mezi kotvou a póly magnetů u C byla jen úzká vzduchová mezera. Při zemětřesení se body A a B vzájemně posunují. Tím se mění šířka vzduchové mezery a v cívkách vznikají indukované proudy, jež se galvanometricky registrují.

2.33. Elementární teorie seismometrů se stacionární hmotou. Nejříve si odvodíme pohybovou rovnici stacionární hmoty



Obr. 16. K odvození pohybové rovnice seismometru. Redukovaná délka L nekreslena. T = tlumič.

horizontálního seismometru s jediným stupněm volnosti. Omezíme se na případ velmi malých rozkmitů, který je téměř vždy splněn. Jak již bylo řečeno, lze v tom případě považovat seismometr za kyvadlo a převést řešení rovnic pro seismometr formálně na řešení pohybových rovnic tlumeného fyzikálního kyvadla (obr. 16), jehož redukovaná délka je rovna ekvivalentní délce L , definované v předchozím odstavci. Hmotu kyvadla (= stacionární hmota) označíme m , jeho moment setrvačnosti vzhledem k ose otáčení, procházející bodem O kolmo k nákresně, budiž K . Kyvadlo nechť je vychýleno z rovnovážné polohy o velmi malý úhel φ . Zanedbáme tření a odpor vzduchu. Pak působí na kyvadlo složka tíže, síla od tlumení a za zemětřesení též vtištěná síla od zemětřesných rozruchů. Pohybovou rovnici obdržíme ze známé věty pro rotaci tuhého tělesa kolem pevné osy: Součin z momentu setrvačnosti a úhlového zrychlení se rovná součtu momentů sil na těleso působících. Moment setrvačnosti i momenty působících sil se vztahují na rotační osu.

Momenty v našem případě uvedených sil označme: μ_1 = moment tíže, μ_2 = moment síly tlumící, μ_3 = moment vtištěné síly od zemětřesení. Značíme-li derivace dle času t tečkováním, jest vyjádřením právě vyslovené věty rovnice

$$K\ddot{\varphi} = \mu_1 + \mu_2 + \mu_3.$$

Z obr. 16 odvodíme $\mu_1 = -mgd \cdot \sin \varphi \approx -mgd \cdot \varphi$, kde d je vzdálenost těžiště A hmoty m od bodu O . Záporné znamení je proto, že tento moment působí vždy směrem k rovnovážné poloze. Moment μ_2 vypočteme pomocí vzorce (11). Poněvadž $w = d_t \cdot \dot{\varphi}$, kde $d_t = \overline{OC}$ (C je bod, v němž působí tlumení), jest moment tlumící síly f_t roven $\mu_2 = -c \cdot d_t^2 \cdot \cos^2 \varphi \dot{\varphi} \approx -cd_t^2 \cdot \dot{\varphi}$, kde $c = \text{konst.}$ Platí tedy $K\ddot{\varphi} = -mgd \cdot \varphi - cd_t^2 \cdot \dot{\varphi} + \mu_3$. Zavedeme-li ještě $cd_t^2 = 2\varepsilon'$ a $md = D$ obdržíme rovnici

$$K\ddot{\varphi} + 2\varepsilon' \dot{\varphi} + Dg\varphi = \mu_3, \quad (12)$$

jejíž levá strana položena rovna nule je rovnicí pohybu tlumeného kyvadla, tedy rovnicí vlastního pohybu stacionární hmoty, jestliže není zemětřesení. Za zemětřesení působí zrychlení zemětřesného pohybu v závěsném bodě O , který si musíme představit pevně spojen s pohybujícím se podkladem přístroje. Označíme-li vodorovnou složku pohybu půdy kolmou na směr rotační osy v O znakem $\xi = \xi(t)$, je zrychlení bodu O vzhledem ke klidnému prostoru rovno $\ddot{\xi}$. Na částice hmoty m působí ovšem stejně velké zrychlení opačného směru, tedy $-\ddot{\xi}$. Snadno se vypočte, že $\mu_3 = -md \cdot \ddot{\xi} = -D\ddot{\xi}$. Dosazeno do (12) dává po snadné úpravě a zavedení znaků $\varepsilon'/K = \varepsilon$ (konstanta útlumu), $\sqrt{\frac{Dg}{K}} = \frac{2\pi}{T_0} = \omega$ (cyklická frekvence netlumeného seismografu) a známého vztahu pro redukovanou délku fyzikálního

kyvadla $L = K/D$ konečný tvar pohybové rovnice stacionární hmoty

$$\ddot{\varphi} + 2\varepsilon\dot{\varphi} + \omega^2\varphi = -\frac{\ddot{\xi}}{L} \quad (13)$$

Obecným řešením této rovnice je součet obecného integrálu levé strany s nějakým partikulárním integrálem strany pravé. Integrál levé strany představuje pohyb periodický, když $\varepsilon^2 - \omega^2 < 0$; pro $\varepsilon^2 - \omega^2 > 0$ je pohyb aperiodický, případ $\varepsilon^2 - \omega^2 = 0$ se označuje jako mezní aperiodický stav.

2,331. Mechanická a optická registrace harmonických kmitů půdy. U mechanické a optické registrace si můžeme zvětšovací zařízení představit principiálně jako (nehmotný) indikátor délky I (viz obr. 16). Tento indikátor zvětší lineární výchylku středu kyvu stacionární hmoty, vzdáleného od závěsného bodu O o redukovanou délku L , V_0 -krát, kde V_0 je statické zvětšení (viz str. 58). Platí tedy $V_0 \cdot L = I$, čili

$$V_0 = \frac{I}{L} \quad (14)$$

Poněvadž úhlové výchylky φ jsou velmi malé, je lineární výchylka zapisovacího hrotu nebo písíčího paprsku na konci indikátoru v bodě B

$$y = I \cdot \varphi = V_0 L \varphi. \quad (15)$$

Znásobením rovnice (13) součinem $V_0 L$ obdržíme pro výchylku y indikátoru, která se objevuje na záznamu, rovnici

$$\ddot{y} + 2\varepsilon\dot{y} + \omega^2 y = -V_0 \ddot{\xi}. \quad (16)$$

Formálně úplně stejnou rovnici bychom obdrželi také pro vertikální seismograf s mechanickou nebo optickou registrací s tím rozdílem, že na místě momentu tíže v hořej-

ším odvození pohybové rovnice vstupuje do počtu moment síly od závěsné spirály a $\xi = \xi(t)$ znamená svislou složku zemětřeseného pohybu.

Řešení rovnice (16) nám tedy dává pro kteroukoli ze tří složek zemětřeseného pohybu výchylku indikátoru na seismogramu v závislosti na čase, jestliže je známa příslušná složka pohybu půdy jako funkce času. Označme obecný integrál levé strany y_1 . Ten jest dán rovnicí

$$y_1 = e^{-\varepsilon t} (c_1 e^{\sqrt{\varepsilon^2 - \omega^2} t} + c_2 e^{-\sqrt{\varepsilon^2 - \omega^2} t}),$$

kde c_1 a c_2 jsou integrační konstanty, které se dají určit z počátečních podmínek. Partikulární integrál y_2 pravé strany lze nalézt jednoduše jen pro některé speciální funkce $\xi(t)$. Nejsnazší je výpočet pro periodický pohyb, při němž půda vykonává harmonické kmity. Budiž na př.

$$\xi(t) = a_0 \sin pt,$$

kde a_0 je amplituda, $p = \frac{2\pi}{T_p}$ cyklická frekvence kmitů půdy s periodou T_p . Rovnici (16) vyhovíme, když zvolíme jako partikulární integrál

$$y_2 = a \sin (pt + \psi),$$

v němž

$$a = \frac{p^2 V_0 a_0}{\sqrt{(p^2 - \omega^2)^2 + (2\varepsilon p)^2}}; \quad \operatorname{tg} \psi = \frac{2\varepsilon p}{\omega^2 - p^2}.$$

Máme tedy pro obecný integrál rovnice (16)

$$y = e^{-\varepsilon t} (c_1 e^{\sqrt{\varepsilon^2 - \omega^2} t} + c_2 e^{-\sqrt{\varepsilon^2 - \omega^2} t}) + \frac{p^2 V_0}{\sqrt{(p^2 - \omega^2)^2 + (2\varepsilon p)^2}} \cdot a_0 \sin (pt + \psi). \quad (17)$$

První člen pravé strany rovnice (17) klesá s časem tím rychleji, čím větší je konstanta útlumu ε , takže po uplynutí jisté doby lze psát bez velké chyby

$$y = \frac{p^2 V_0}{\sqrt{(p^2 - \omega^2)^2 + (2\varepsilon p)^2}} a_0 \sin(pt + \psi) = \mathfrak{B} \cdot a_0 \sin(pt + \psi). \quad (17')$$

Výraz

$$\mathfrak{B} = \frac{p^2}{\sqrt{(p^2 - \omega^2)^2 + (2\varepsilon p)^2}} V_0. \quad (18)$$

se nazývá *dynamické zvětšení* pro harmonické kmity půdy. Záznam seismografu se předbíhá před kmity půdy ve fázi o úhel

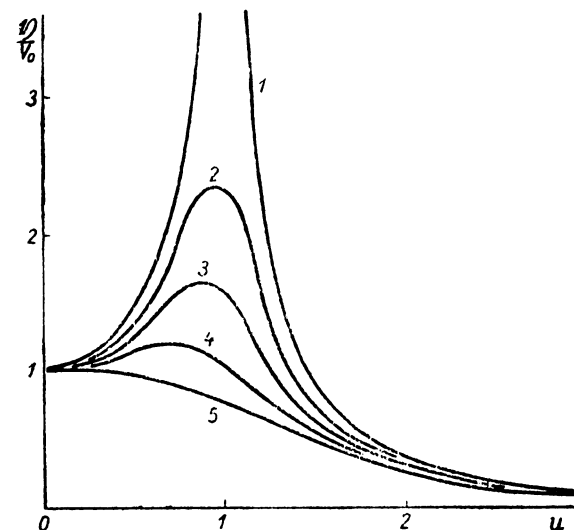
$$\psi = \operatorname{arctg} \frac{2\varepsilon p}{\omega^2 - p^2}. \quad (19)$$

Zavedením veličin $u = \omega : p = T_p : T_0$ a $h = \varepsilon : \omega$ obdržíme pro \mathfrak{B} a ψ výrazy

$$\mathfrak{B} = \frac{V_0}{\sqrt{(1 - u^2)^2 + (2hu)^2}}; \quad \psi = \operatorname{arctg} \frac{2hu}{u^2 - 1}. \quad (20)$$

Průběh dynamického zvětšení i fázového posunutí závisí tedy na poměru periody vtištěných rozruchů k vlastní periodě seismografu. Pro velmi krátké periody kmitů půdy ($T_p \rightarrow 0$) blíží se \mathfrak{B} hodnotě V_0 , t. j. velmi rychlé kmity zvětšuje seismograf V_0 -násobně. Proto se někdy V_0 nazývá také zvětšením pro „nekonečně krátké periody“. Jestliže naopak jsou periody kmitů půdy velmi dlouhé ($T_p \rightarrow \infty$), blíží se V_0 nule, což znamená, že na dlouhoperiodické kmity půdy reaguje seismograf výchyly velmi malými. Průběh křivek $\mathfrak{B} : V_0$ v závislosti na u pro různé veliký útlum je patrný z obr. 17. Čím méně je seismograf tlumen, tím větší jsou hodnoty \mathfrak{B} příslušné stejným hodnotám u . Povšimnutí zaslouží případ netlumeného seismografu, t. j. $\varepsilon = 0$, resp. $h = 0$. V resonanci platí $T_p = T_0$, čili $u = 1$. Tu však rostou podle (17') výchyly netlumeného seismografu nad všechny meze a záznam ztrácí smysl. V praxi ovšem zbývá vždy jistý malý útlum (zbytkový útlum), takže výchyly zůstá-

vají v každém případě konečné. U tlumených přístrojů se křivka $\mathfrak{B}(u)$ zdvihá v okolí bodu $u = 1$ tím méně, čím je útlum větší.



Obr. 17. Průběh redukovaného dynamického zvětšení $\mathfrak{B} : V_0$ v závislosti na $u = T_p : T_0$: 1 netlumený, 2 málo, 3 a 4 středně, 5 silně tlumený seismometr.

V mezním aperiodickém stavu ($\varepsilon = \omega$, resp. $h = 1$) dává výpočet \mathfrak{B} jednoduše

$$\mathfrak{B}_{\text{aper}} = \frac{V_0}{1 + u^2}. \quad (20')$$

Této výhodné okolnosti se využívá u přístrojů s dostatečně velikým V_0 (optická registrace). Pro mechanicky registrující seismografy je však tento útlum již příliš veliký (obr. 17, křivka 5) a činí seismograf málo citlivým. Nejlépe se tu osvědčuje volit konstantu útlumu ε tak, aby poměr v za sebou následu-

jících amplitud volně kmitajícího seismografu, vyjádřený

vztahem $v = e^{\frac{\pi \varepsilon}{\sqrt{\omega^2 - \varepsilon^2}}}$, byl asi 5 : 1, Aperiodicky tlumené seismografy ztrácejí velmi rychle na citlivosti, jestliže periody kmitů půdy vzrůstají. Velmi silně tlumený seismograf, byv vychýlen z rovnovážné polohy, vrací se do ní velmi zvolna.

2,332. Galvanometrická registrace harmonických kmitů půdy. Při galvanometrické registraci jde o dva kmitavé systémy, totiž stacionární hmotu a galvanometr, které jsou elektricky spřaženy. Nepůsobí-li galvanometr zpět na seismograf, plyne analogicky jako v odstavci 2,32 pohybová rovnice galvanometru ve tvaru

$$K_g \ddot{\chi} + 2\varepsilon'_g \dot{\chi} + D_g \chi = \mu_g,$$

kde K_g = moment setrvačnosti galvanometru, ε' = útlum galvanometru, D_g = direkční moment galvanometru, χ = úhlová výchylka cívky galvanometru z rovnovážné polohy, μ_g = otáčivý moment, vzbuzený ve vinutí galvanometru proudem indukovaným v cívce spojené se stacionární hmotou při pohybu této. Moment μ_g je úměrný intenzitě indukovaného proudu. Poněvadž tato intenzita je úměrná časové změně magnetického toku v cívce seismografu a tedy úhlové rychlosti $\dot{\varphi}$ pohybu stacionární hmoty, je moment μ_g rovněž úměrný $\dot{\varphi}$. Platí tedy, jestliže předcházející rovnici dělíme K_g a zvolíme označení analogicky jako v odst. 233, rovnice (13),^{a)}

$$\ddot{\chi} + 2\varepsilon_g \dot{\chi} + \omega^2 \chi = G\dot{\varphi}. \quad (21)$$

Konstantu úměrnosti G , jež se dá experimentálně stanovit, nazveme převodním koeficientem. Úhlová rychlost $\dot{\varphi}$ pohybu stacionární hmoty se vypočte u integrálu rovnice (13), jež pro periodické kmity půdy $\xi(t) = a_0 \sin pt$ obdržíme pomocí vztahu (15) z rovnice (17). Po uplynutí jisté doby jest podle (17')

$$\dot{\varphi} = \frac{a_0 p \sin(pt + \psi + \frac{1}{2}\pi)}{L \sqrt{(1-u^2)^2 + (2hu)^2}}$$

^{a)} Při tom klademe $\omega_g = \frac{2\pi}{T_0(\sigma)}$, $T_0(\sigma)$ = vlastní perioda netlumeného galvanometru.

kde ψ plyne z rovnice (20). Dosazením do vzorce (21) dostáváme pohybovou rovnici galvanometru

$$\ddot{\chi} + 2\varepsilon_g \dot{\chi} + \omega^2 \chi = \frac{Gpa_0}{L \sqrt{(1-u^2)^2 + (2hu)^2}} \sin(pt + \psi + \frac{1}{2}\pi). \quad (22)$$

Označíme-li fázový úhel kmitů galvanometru znakem ψ_1 , je po uplynutí jisté doby integrálem rovnice (22) výraz

$$\chi = Qa_0 \sin(pt + \psi + \frac{1}{2}\pi + \psi_1). \quad (23)$$

Veličina Q a fázový úhel ψ_1 jsou dány rovnicemi

$$Q = \frac{Gp}{L \sqrt{(1-u^2)^2 + (2hu)^2} \cdot \sqrt{(1-u_1^2)^2 + (2h_1u_1)^2}},$$

$$\operatorname{tg} \psi_1 = \frac{2h_1u_1}{u_1^2 - 1}, \quad (24)$$

v nichž $u_1 = T_p : T_0(\sigma)$, $h_1 = \varepsilon_g : \omega_g$. Galvanometr i seismograf se nařizují do mezního aperiodického stavu. Pak jest

$$Q_{\text{aper}} = \frac{Gp}{L(1+u^2)(1+u_1^2)}.$$

Budiž vzdálenost registračního papíru od zrcátka galvanometru rovna A . Natočením zrcátka galvanometru o úhel χ vychýlí se na zrcátka odražený registrační paprsek o úhel 2χ . Poněvadž úhel χ je velmi malý, je lineární výchylka y na registračním papíře rovna $2A\chi$. Je tudíž dynamické zvětšení pro mezní aperiodický stav

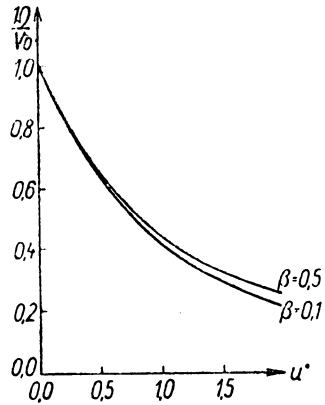
$$\mathfrak{B}_{\text{aper}} = \frac{2AGp}{L(1+u^2)(1+u_1^2)}. \quad (25)$$

Je možno ještě naříditi vlastní periody seismografu i galvanometru na tutéž hodnotu. Pak je dynamické zvětšení, jež označíme $\mathfrak{B}_{\text{aper}}^{(0)}$,

$$\mathfrak{B}_{\text{aper}}^{(0)} = \frac{2AGp}{L(1+u^2)^2}. \quad (25')$$

2,333. Pohyb půdy $\xi(t) = a_0 te^{-\beta t} \sin pt$. Pohyb vyjádřený uvedeným vztahem, kde a_0 , β a p jsou konstanty, jichž význam je zřejmý, odpovídá nasazení zemětřesných pohybů, kdy nejen výchylka částic půdy, ale i jejich rychlost jsou nulové. Pro tento případ podal řešení rovnice (16) *Berlage*. Je mnohem složitější než pro harmonické kmity.

Na obr. 18 je znázorněn průběh dvou křivek $\mathcal{Q} : V_0$ v závislosti na veličině u^* , definované rovnicí $u^* = \frac{1}{2}T_p^* : \frac{1}{2}T_0$, kde T_p^* je perioda vtištěných rozruchů, měřená na seismogramu. Křivky platí pro středně tlumený ($v = 5 : 1$), mechanicky nebo opticky registrující seismograf (tření neuvažujeme).



Obr. 18. Redukované dynamické zvětšení pro pohyb $\xi(t) = a_0 t e^{-\beta t} \sin pt$ v závislosti na $u^* = \frac{1}{2}T_p^* : \frac{1}{2}T_0$. Poměr útlumu $v = 5 : 1$.

2,341. Výpočet pohybu půdy ze seismogramu. Uskutečnit *Ehler-tův* požadavek (odstavec 2,31, strana 49) bez omezujících zjednodušení znamená sestavit pro stanoviště přístroje přímo ze seismogramu celý průběh skutečného pohybu země. Matematicky to značí nalézt $\xi = \xi(t)$, známe-li $y = y(t)$. Dvojnásobnou integrací rovnice (16) v čase od τ do t obdržíme (index se vztahuje na čas τ)

$$\xi(t) = \xi_\tau + \frac{1}{V_0} [V_0 \dot{\xi}_\tau + (\dot{y}_\tau +$$

$$+ 2\epsilon y_\tau)](t - \tau) - \frac{1}{V_0} \left[\int_\tau^t (\dot{y} + 2\epsilon y) dt + \omega^2 \int_\tau^t dt \int_\tau^t y dt \right]. \quad (26)$$

Naznačenou integraci prováděl pro ještě poněkud obecnější rovnici *Arnold* částečně početně, částečně graficky. Výsledky jsou spolehlivé jenom pro začátek zemětřesení. V dalším jeho průběhu nelze již zaručit stálost klidové polohy registračního hrotu nebo písíciho paprsku. Poněvadž však vliv každé chyby, i když je z počátku zanedbatelný, se s rostoucím t neustále zvětšuje, je výsledek integrace pro části záznamu, vzdálené od počátku, ilusorní.

To je hlavní důvod, proč se musíme spokojit s určením charakteristických veličin zemětřesného pohybu jen pro určité druhy typických rozruchů, o něž se opírá tak zv. *vyčíslení* seismogramu (viz odst. 2,343).

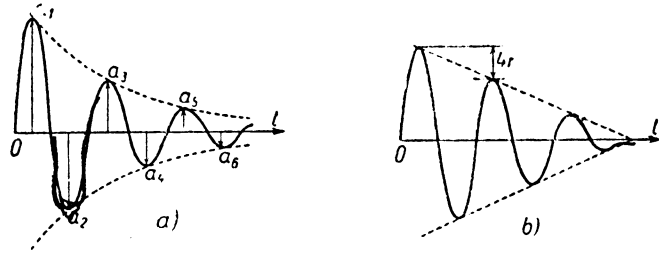
2,342. Konstanty seismometru. V širším slova smyslu jsou konstantami seismometru ony údaje, které musíme znát, abychom mohli posoudit příslušný přístroj i jeho podmínky pracovní. U observatorních přístrojů se udává: Jméno místa stanice, zeměpisné souřadnice stanoviště přístroje, jeho nadmořská výška a geologické složení podkladu, dále typ přístroje, registrovaná složka nebo složky, velikost stacionární hmoty, druh tlumení, způsob registrace, registrační rychlost (viz str. 57) a konečně *provozní konstanty přístroje*. Tyto jsou u přímo registrujících přístrojů $T_0 =$ vlastní perioda netlumeného seismografu, $V_0 =$ statické zvětšení,

$v = e^{\frac{\pi\epsilon}{\omega^2 - \epsilon^2}}$ poměr útlumu (viz str. 66). U mechanicky registrujících přístrojů přistupuje maximální výchylka třecí r . U galvanometricky registrujících seismografů nutno udat kromě vlastní periody a útlumu seismografu také vlastní periodu galvanometru $T_0^{(g)}$, vzdálenost A zrcátka galvanometru od citlivého papíru a převodní koeficient G , zavedený v rovnici (21).

Krátce se zmíním, jak se tyto konstanty určují.

Vlastní perioda T_0 se změří buď přímo stopkami, když necháme seismograf volně kmitat při vypnutých tlumičích, nebo nepřímo změřením délky vlny těchto netlumených kmitů na registračním pásu. *Statické zvětšení* V_0 se dá u přímé registrace stanovit buď tak, že se měří (na př. mikrometrickým šroubem) malá výchylka stacionární hmoty z rovnovážné polohy a stanoví se příslušná výchylka indikátoru na registračním pásu. Poměr této výchylky k oné je statické zvětšení V_0 . Daleko častěji však se zvětšení určuje nepřímo. Stacionární hmota se poněkud vychýlí z rovnovážné polohy malým pomocným závažím známé hmoty. Změří se tím způsobená výchylka indikátoru na registračním papíře. Z rovnosti vychylujícího momentu pomocného závaží s momentem síly vracející stacionární hmotu do rovnovážné polohy a velikosti výchylky na registračním pásu

dá se V_0 vypočíst. Poměr tlumení v se vypočte u seismografů opticky registrujících jako prostá hodnota podílu dvou za sebou následujících amplitud, tedy $v = |a_n : a_{n+1}|$ (obr. 19a). U mechanické registrace nutno při určování poměru tlumení uvažovat vliv tření. Theorie tření je složitá,



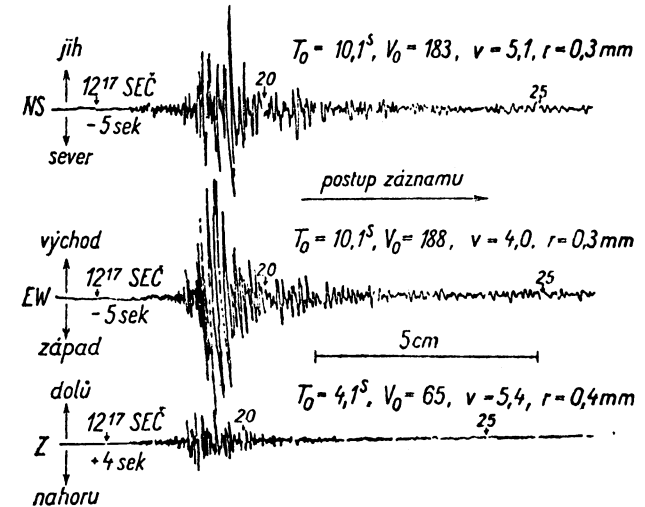
Obr. 19. K výpočtu tlumení a tření: a) tlumený pohyb bez tření, b) úbytek amplitud netlumeného seismografu vlivem tření.

a nemůžeme se jí, přes její důležitost, zde zabývat. V praxi se ukazují zjevy, které se vymykají každému theoretickému zpracování. Všimneme si pouze případu nejjednoduššího — netlumeného seismografu. Necháme-li takový seismograf, na jehož zapisovacím hrotu působí tření, volně kmitat, ubývá amplitud tak, že jest (obr. 19b) $|a_n - a_{n+2}| = 4r$. Poměr tlumení pak $v = |(a_n - r) : (a_{n+1} + r)|$. Převodní koeficient G galvanometrické registrace se určí nejlépe balistickou methodou ze známé, velmi rychlé výchylky stacionární hmoty a jí odpovídající výchylky galvanometru.

V odst. 2,22, str. 40 byla zmínka o normálním torsním seismometru Woodově. Tento přístroj má $T_0 = 0,8$ sec, $V_0 = 2800$, $v = 66 : 1$.

2,343. Vyčíslení seismogramu. Vyčíslení seismogram znamená stanovit charakteristické rozruchy, určit doby jejich příchodů, u periodických rozruchů zjistit jejich periody a vypočítat skutečné velikosti jejich amplitud. Tyto se vyjadřují zpravidla v mikronech (1 mikron = 1, $\mu = 0,001$ mm).

K vyčíslení je nutno záznam připravit: Na každé složce se označí příslušné hodiny a minuty, jakož i korekce kontaktních hodin, jež značkovaly na záznamu čas. Šipkami se vyznačí směry skutečného pohybu půdy, odpovídající příslušným směrům pohybu indikátoru. Záznam všech tří složek zemětřesení, připravený k vyčíslení, ukazuje obr. 20.



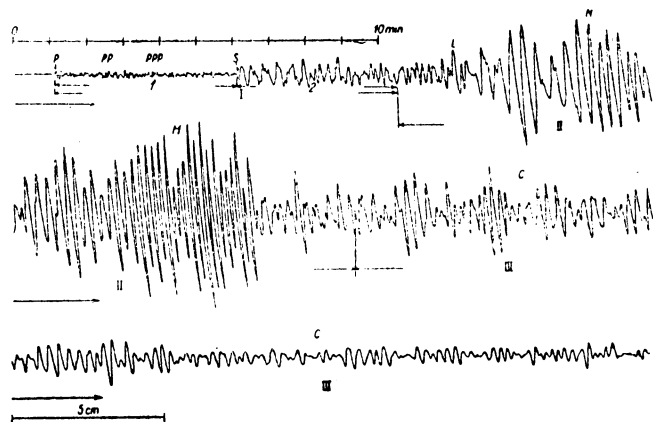
Obr. 20. Pražský záznam zemětřesení jihokorutanského ze dne 27. března 1938 s údaji času, směru pohybu půdy a konstant všech tří složek. Velikost záznamu patrná z měřítka.

Cílem vyčíslení je získat přehledný obraz pohybů půdy na stanovišti seismografu, další úkoly pak jsou odvodit ze záznamů polohu ohniska zemětřesení, dobu jeho vzniku (hypocentrální čas), energii zemětřesného děje v ohnisku. Tyto dva poslední úkoly jsou dosud řešitelné jen částečně.

Budiž předem řečeno, že směr a velikost prvního nasazení zemětřesení má důležitost pro určení směru, v němž zemětřesení přichází ke stanici, časové rozdíly mezi jednotlivými

roznuchy pak jsou důležité pro stanovení polohy epicentra zemětřesení, případně také hloubky ohniska. O tom pojednáme v dalším.

2,35. Struktura seismogramu a její výklad z teorie pružnosti. Dobře vyvinutý seismogram má charakteristickou strukturu, již nám pěkně ukazuje obr. 21. Celý seismogram lze rozdělit na tři typické skupiny vln, označené v obr. 21 jako I, II



Obr. 21. Rozdělení seismogramu. Pražský záznam zemětřesení v Turkistanu, 1. května 1929, $\Delta = 3800$ km.

a III. Skupinu I nazveme skupinou *počáteční*, II skupinou *hlavní* a III skupinou *koncovou*. V nich rozeznáme jednotlivé více nebo méně nápadně vystupující roznuchy, vzhledem se lišící od okolí. Jednotlivým roznuchům říkáme *zemětřesné fáze*. Každá z fází představuje určitý druh vlnění a má v seismogramu určité, fyzikálně zdůvodněné místo.

Pro theorii má dosud největší význam a je také nejlépe probádána skupina I. Dělí se na podskupiny 1 a 2. První z nich zahajuje seismogram. Jsou to roznuchy s periodami zpravidla pod 10 vteřin a jejich amplitudy jsou téměř vždy malé. Průběh těchto roznuchů bývá značně rozdílný od jedno-

duchých kmitů harmonických. Počáteční roznuch této podskupiny (a někdy i celá podskupina) bývá označován písmenou *P* (lat. undae primae = první vlny), poněvadž tyto vlny přicházejí vždy od ohniska ke stanici nejdříve. Podskupina 2 liší se od 1 především delšími periodami a také amplitudy bývají větší. Prvním roznuchem této podskupiny jsou až do epicentrálních vzdáleností asi 10 000 km t. zv. vlny *S* (undae secundae = druhé vlny). Vlny podskupiny 2 přecházejí poněmáhle v roznuchy skupiny hlavní II, která se začíná vlnami s dlouhou periodou, označovanými *L* (undae longae = dlouhé vlny). Největší amplitudy dlouhých vln a průběh nejvíce podobný harmonickým kmitům se objevují v dalším průběhu skupiny II; jednotlivá maxima se označují *M* (undae maximae = největší vlny). Amplitudy maxim klesají, záznam přechází v koncovou skupinu III, jejíž roznuchy se souhrnně označují *C* (cauda = ohon). Skupina *C* znenáhla doznívá a konec vlnění se vyznačuje písmenou *F* (finis = konec).

Ostré nasazení nějaké fáze se označuje *i* (impetus = náraz), pomalé vynoření se značí *e* (emersio = vynoření). Obojí toto označení se klade před znak příslušné fáze, na př. *iP*, *eS*.

Právě podaná charakteristika potřebuje jistých doplňků u zemětřesení s epicentrálními vzdálenostmi většími než 10 000 km a naopak s epicentrálními vzdálenostmi menšími než 1000 km. Podáme je v odst. 2,391 a 2,393.

Wiechert vysvětlil vznik jednotlivých fází v seismogramu z teorie pružnosti velmi rozsáhlých prostředí takto: Zemské těleso je pružné a roznuchy v seismogramu jsou obrazem různých druhů jeho kmitání, daných jeho elastickými vlastnostmi a jeho stavbou. V pružných prostředích pevného skupenství mohou podle teorie pružnosti vzniknout a šířit se pružné vlny dvojího druhu: vlny *objemové* (*dilatačně-kontrakční*) a vlny *střížné* (*torsní*). V seismice je zvykem nazývat první druh vlny *podélné* (= *longitudinální*), druhý vlny *příčné* (= *transversální*). Při vlnění podélném kmitají

částice ve směru, jímž vlnění postupuje, při vlnění příčném kmitají kolmo na směr postupu vlnění. Podélné vlnění má v nekonečně rozlehlém homogenním a isotropním prostředí postupnou rychlost

$$v_l = \sqrt{\frac{E\sigma(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\sigma)}} \quad \lambda + \frac{1}{3}\sigma^2 \quad (27)$$

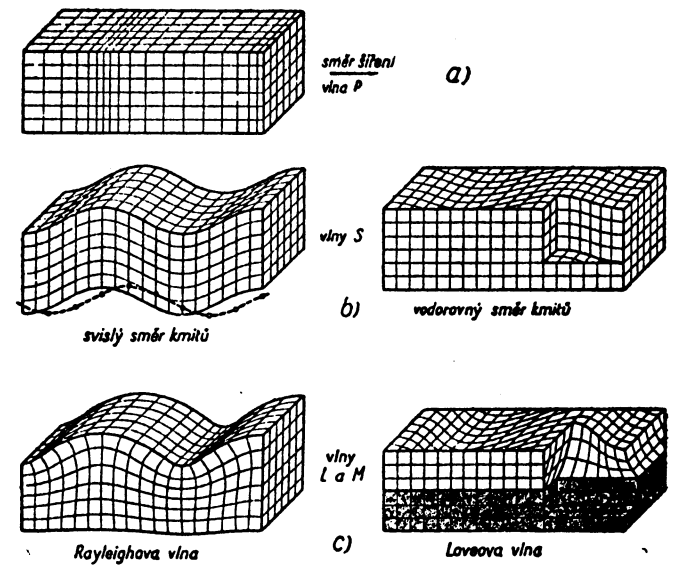
kde E je *Youngův* modul pružnosti v tahu, σ *Poissonovo* číslo (poměr koeficientu zkrácení příčného ke koeficientu zkrácení délkového), ρ hustota. Pro rychlost vln příčných vychází za týchž podmínek

$$v_t = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\sigma)}} \quad \sqrt{\frac{\rho}{\rho}} \quad (28)$$

V ohnisku zemětřesení vznikají oba druhy vlnění současně a šíří se z něho na všechny strany tělesem zemským. Vlnění podélné je rychlejší, neboť σ je vždy menší než 0,5 a tudíž $v_l : v_t > 1$. Opoždují se tedy vlny transversální za longitudinálními tím více, čím delší je cesta od ohniska k zemětřesné stanici. Vlny P (obr. 22a) odpovídají svými vlastnostmi podélným elastickým vlnám, vlny S pak vlnám příčným (obr. 22b). Velmi mnoho hornin má σ rovno přibližně 0,25. Této hodnotě odpovídá poměr $v_l : v_t = \sqrt{3}$. Poměr rychlostí vln P a S , zjištěný ze seismogramů, skutečně souhlasí do značné míry s touto hodnotou.

Jakmile dorazí elastické vlny z ohniska v epicentru a jeho okolí k zemskému povrchu, rozkmitají se povrchové částice analogicky jako částice vodní na hladině rybníka, do něhož jsme vhodili kámen. Vzniká tedy na povrchu zemském vlnění, které postupuje podobně jako vlnění na hladině vodní. Jeho rychlost je menší než u vln P i S . Povrchové vlny se jeví na seismogramu jako vlny L resp. M . Vnitřním třením se znenáhla tlumí a část C je jejich dozníváním. V povrchových vlnách se dají zjistit dva druhy vlnění,

nazvané podle fyziků, kteří se první zabývali jejich teorií, totiž *Rayleighovy* vlny (značívají se R) a vlny *Loveovy* (Q) (obr. 22c). U vln R kmitají částice ve směru postupu vlny a opisují elipsy, jichž velká osa je vertikální. U vln Q kmitají částice v rovině vodorovné a kolmo na směr postupu vlny.



Obr. 22. Prostorové znázornění různých vln pro určitý okamžik. Dle K. Junga.

Vlny Q se vyskytují ve fázi L , kdežto R vystupují ve fázi maxim M . Při velikých zemětřeseních oběhnou povrchové vlny L i M zeměkoulí, někdy dokonce několikrát. Objevují se pak na příslušném místě skupiny III jako zesílení podobné vlnám původním. Maxima jejich se značí W .

Vlnění P a S probíhají, jak v dalším uvidíme, nitrem zemským. Když narazí na zemský povrch, nastane odraz. Odražené vlny se na záznamu jeví jako více nebo méně výrazné fáze v podskupině 1 i 2. V odst. 2,38 se dovíme

podrobněji, co zde jen naznačíme: Odrazem vznikají z jediné vlny dopadajícího vlnění, ať je P nebo S , obecně dvě vlny odražené, jedna P , druhá S . Odrazí-li se vlna P opět jako P , objeví se příslušné vlnění v seismogramu jako fáze PP (jiné označení je PR), odrazí-li se vlna P jako S , značí se příslušná fáze PS . Odrazem vlny S vznikají analogicky vlnění, jimž odpovídají fáze SS ($= SR$) nebo SP . Fáze, které jsou obrazem složitějších odražených vlnění, se označují podle dílčích vln. Na př. PPP ($= PR_2$) je obrazem vlny P , která se dvakrát odrazila jako P . Analogický význam má SSS ($= SR_2$) atd. (viz obr. 21). V záznamech zemětřesení s epicentrálními vzdálenostmi nad 90° ($= 10\,000$ km) se objevují také vlny lomené, jichž vznik vyložíme v odst. 2,391.

Wiechertův výklad byl analysami velkého počtu seismogramů v plném rozsahu potvrzen. Pro každou fázi seismogramu platí pevné zákony a seismogram je tedy zákonitým sledem vlnění, v němž má každá fáze své přesné místo, závislé v hlavních rysech na epicentrální vzdálenosti a hloubce ohniska. Proto lze obojí ze záznamů stanovit. Určíme-li jednou správně polohu ohniska z některých fází seismogramu musí z kterýchkoli jiných fází seismogramu vyplývat v mezích přípustných chyb též výsledek. Seismogram sám tedy poskytuje množství kontrol správnosti určeného ohniska. Je-li ohnisko známo, můžeme v seismogramu přesně stanovit také místo méně určité vyvinutých fází a tím je identifikovat. Přesnost analýsy seismogramů se podstatně zvyšuje spoluprací a vzájemnou kontrolou seismických stanic, která je mezinárodně organisována. Proto se výsledky mikroseismické oceňují jako jedny z nejspolehlivějších vědeckých výsledků vůbec.

2,351. Základní rovnice theorie seismických vln. Rovnice pro šíření pružné deformace v isotropním, nekonečně rozlehlém prostředí mají v soustavě pravouhlých souřadnic x, y, z tvar

$$\left. \begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= \mu \Delta u + (\lambda + \mu) \frac{\partial \Theta}{\partial x} \\ \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} &= \mu \Delta v + (\lambda + \mu) \frac{\partial \Theta}{\partial y} \\ \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} &= \mu \Delta w + (\lambda + \mu) \frac{\partial \Theta}{\partial z} \end{aligned} \right\} \quad (29)$$

V nich jsou u, v, w složky vektoru posunutí, ρ hustota, λ a μ Laméovy konstanty pružnosti ($\mu =$ modul torse), $\Theta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$ a symbol Δ značí zde Laplaceův operátor $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$. Veličiny λ a μ souvisí s modulem pružnosti E a Poissonovým číslem σ ve vztazích (27) a (28) takto: $\lambda = \frac{\sigma E}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}$, $\mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)}$. Složky deformace střížné ξ, η, ζ jsou vyjádřeny vztahy

$$\xi = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right], \quad \eta = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right], \quad \zeta = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right].$$

Z rovnice (29) po derivaci a úpravě obdržíme jednak rovnici

$$\frac{\partial^2 \Theta}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \Delta \Theta, \quad (30)$$

jednak po zavedení střížných složek deformace rovnice

$$\frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \Delta \xi, \quad \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \Delta \eta, \quad \frac{\partial^2 \zeta}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \Delta \zeta. \quad (31)$$

Rovnice (30) obsahuje jako jedinou proměnnou veličinu Θ , jež fyzikálně znamená změnu jednotkového objemu při deformaci. Jde tedy o vlnění, při němž se dějí deformace objemové, tedy vlnění dilatačně-kontrakční (vlny podélné). Že částice kmitají ve směru, jímž deformace postupuje, ukážeme snadno, když zvolíme směr jedné osy (na př. x) tak, aby splynula s vektorem posunutí. Koeficient $(\lambda + 2\mu) : \rho$ na pravé straně rovnice (30) je roven čtverci rychlosti postupu deformací. Dosadíme-li místo λ a μ veličiny E a σ , obdržíme pro rychlost vln podélných vzorec (27).

Rovnice (31) se vztahují jen na složky střížné. Dá se snadno dokázat, že při kmitání podle rovnic (31) se dějí kmity kolmo na postup deformací. Jsou tedy rovnice (31) rovnicemi pro šíření vln transversálních. Dosazením E a σ za λ a μ obdržíme pro rychlost těchto vln analogicky jako v případě předešlém vzorec (28). U kapalin a plynů je modul

torse μ roven nulo. je v nich tedy $v_t = 0$, t. j. vlny střížné se kapalina-
 mi a plyny nešíří. Existence těchto vln je tudíž kriteriem pro
 posouzení skupenství hmot, jimiž se elastické vlnění šíří, tedy v našem
 případě skupenství hmot v nitru zemském.

2.36. Vliv epicentrální vzdálenosti na vzhled seismogramu. Srov-
 náme-li záznamy jednoho a téhož zemětřesení, získané
 v různých epicentrálních vzdálenostech, zjistíme, že vnější
 vzhled seismogramu i poloha jednotlivých fází se mění
 se vzdáleností od epicentra. Některé fáze se ztrácejí a jiné
 se objevují. V celku se záznamy s rostoucí epicentrální vzdá-
 leností Δ prodlužují a stávají se složitějšími. (obr. 23a—g).

Podle vzhledu jejich seismogramů je zvykem dělit země-
 třesení takto:

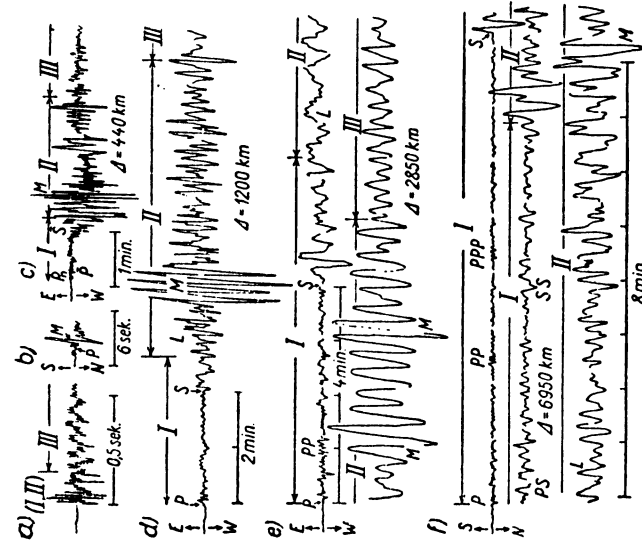
1. Zemětřesení místní. Záznam pochází z nejbližšího okolí epi-
 centra. Je velmi krátký a skupiny I a II splývají (obr. 23a, b).
 Periody jsou krátké zlomky vteřiny.

2. Zemětřesení blízká, epicentrální vzdálenosti menší než 1000 km
 (obr. 23c). Skupina I se rozpadá v řadu fází, mezi nimiž jsou t. zv.
 charakteristické vlny (viz odst. 2,393). Ve fázi *P* převládají periody
 do 6, ve fázi *S* do 10 vteřin. Za *S* následuje ihned skupina II, její
 periody jsou rovněž kolem 10 vteřin, místy přerývány periodami
 delšími. Skupina III se prodlužuje na několik minut.

3. Zemětřesení střední vzdálenosti, epicentrální vzdálenost pod
 5000 km (obr. 23 d, e). Ve skupině I jsou dobře vyvinuty *P*, fáze *PP*
 je do 4600 km slabá, ale pak náhle zesílí. Vlny *S* bývají sledovány
 vlnami period 30—70 vteřin. Skupina II se začíná vlnami *L* o perio-
 dách kolem 40 vteřin, jež ve fázi maxim klesají asi na 20 vteřin. Při
 velmi silných zemětřeseních se již ve skupině III objevují vlny *W*.

4. Zemětřesení vzdálená, epicentrální vzdálenosti do 10 000 km.
 Všechny skupiny se značně prodlužují (obr. 23f). V podskupině I
 následují za *P* fáze *PP*, *PPP*, příp. i *PPPP*; analogicky se děje
 v následující podskupině, kde vidíme za *S* fáze *SS*, *SSS*, příp. i *SSSS*.
 Vlny *L* mají periody 40—70 vteřin; tyto klesají u *M* na hodnoty
 20—30 vteřin. Skupina III ukazuje někdy velmi pravidelné vlny.
 Prodlužuje se na celé hodiny a při velkých zemětřeseních se v ní dají
 dobře identifikovat jedny nebo několikero vlny *W*.

5. Zemětřesení velmi vzdálená, epicentrální vzdálenost do 20 000
 km. Záznamy nabývají (obr. 23g) ve skupině I (v obr. neoznačeno)
 velmi složitěho vzhledu; o fázích se dovíme více v odst. 2,391. Vlny *S*
 ztrácejí na zřetelnosti již ve vzdálenosti málo přes 9000 km; u velmi



Obr. 23. Vliv epicentrální vzdálenosti na vzhled seismogramu: a) $\Delta = 440$ m, vodorovná složka
 umělého zemětřesení, zaznamenaná otřesoměrem Státního geofyzikálního ústavu v Praze, b) $\Delta = 1200$ m,
 zvětšený záznam výbuchu při bombardování Prahy 14. února 1945, c) $\Delta = 440$ km, složka východ-
 západ zemětřesení ve Württembersku 28. května 1943, d) $\Delta = 1200$ km, složka východ-západ zemětře-
 sení v jižním Srbsku 8. března 1931, e) $\Delta = 2850$ km, složka sever-jih zemětřesení v Iranu
 6. května 1930, f) $\Delta = 6950$ km, složka sever-jih zemětřesení ve východní Asii 23. října 1943, g)
 $\Delta = 12400$ km, složka východ-západ zemětřesení v Chile 6. dubna 1943; b)-g) zaznamenaný ve Stát.
 geofyzikálním ústavě v Praze.

vzdálených zemětřesení se ztrácejí docela. Také nasazení P slabně, až se ztratí kolem 16 000 km. Na místě P pak nastoupí nezřetelné rozruhy, jež se označují P' . Jejich podstatu poznáme v odst. 2,391. V záznamu se objevují četná vlnění, z nichž zřetelně vystupují fáze SS a SSS , jestliže je zemětřesení dosti silné. Stává se však často, že záznamy slabších zemětřesení jsou nepřehledné a fáze lze určit jen po dlouhém cviku. Vlny L s periodami 40—100 vteřin jsou značně roztazeny, stejně jako maxima, v nichž převládají periody kolem 30 vteřin. Skupina III bývá velmi dlouhá a obsahuje při silných zemětřeseních několikrát vlny W . Nejsou ojedinelé případy, v nichž trval záznam takového zemětřesení na pražské stanici až 6 hodin.

2,371. Pojem hodochrony. Křivkou *hodochronní* neboli *hodochronou* (angl. *travel time curve*, franc. *courbe hodochronne*, něm. *Laufzeitkurve*) nějaké zemětřesné fáze nazýváme grafický obraz funkční závislosti mezi epicentrální vzdáleností Δ jako nezávisle proměnnou a časem t jako závisle proměnnou. Čas se počítá buď od vzniku zemětřesení v ohnisku, v kterémžto případě jde o hodochrony s časem hypocentrálním (*h. hypocentrální*), nebo od okamžiku, kdy první zemětřesný rozruch P dospěje k povrchu, a pak mluvíme o hodochronách s časem epicentrálním (*h. epicentrální*). Pouze tyto se dají bezprostředně sestrojiti. U hodochron s časem hypocentrálním přistupují jako parametry hloubka ohniska a (průměrná) rychlost vln mezi hypocentrem a epicentrem. Obě veličiny je nutno zvlášť určit. Poněvadž ani dvě zemětřesení nejsou stejná, má vlastně každé zemětřesení své individuální hodochrony, v nichž se jeví kromě vlivu polohy ohniska, jeho velikosti, stavby, složení a děje při vzniku zemětřesení také vliv cesty zemětřesných vln mezi ohniskem a stanovištěm přístroje.

Z velkého počtu proměřených zemětřesení byly odvozeny *střední* hodochrony, které v jistých mezích platí pro všechna zemětřesení. U středních hodochron *Gutenbergových*, jichž se hodně používá, se počítá s normální hloubkou ohniska 25 km. Odvodíme-li střední hodochrony z velkého počtu záznamů zemětřesení na jediné stanici, říkáme jim *místní* hodochrony. Ty platí, přesně vzato, jen pro stanici, pro niž

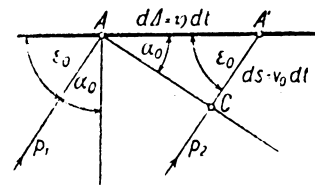
byly odvozeny, poněvadž jsou ovlivněny jednostranně geologickou stavbou bezprostředního okolí stanice.

Křivky hodochronní mají v seismice základní důležitost, ježto se z nich dá odvodit postup jednotlivých seismických vln v tělese zemském. Z hodochrony totiž vyplývá *povrchová rychlost* v (někdy nesprávně nazývaná „zdánlivá“ rychlost), již určitá zemětřesná fáze (na př. P) postupuje po povrchu zemském. Je zřejmé, že pro vlny povrchové splývá povrchová rychlost s jejich rychlostí skutečnou. Povrchová rychlost, definovaná vztahem $v = \frac{d\Delta}{dt}$, je geometricky tangenta úhlu, jež svírá hodochrona s osou pořadnic t . Se skutečnou rychlostí v_0 příslušné fáze v blízkosti povrchu zemského souvisí důležitou rovnicí *Benndorfovou*

$$v = \frac{v_0}{\sin \alpha_0} = \frac{v_0}{\cos \varepsilon_0}, \quad (32)$$

již odvodíme z obr. 24; α_0 je úhel dopadu vlnění na povrch zemský. Jeho doplněk ε_0 na 90° se nazývá *úhel emergentní*.

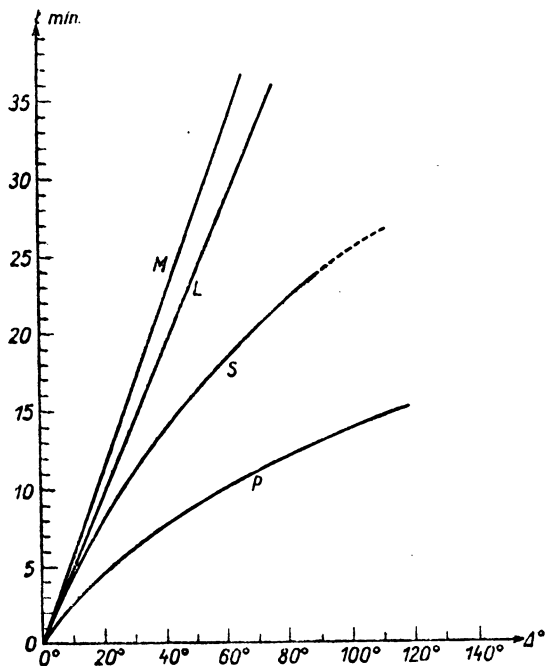
Nejdůležitější jsou hodochrony vln P a S (obr. 25). Z těchto základních hodochron se dají odvodit ostatní hodochrony fází skupiny I. Hodochrony vln L a M jsou podle obr. 25 přímkové. Znárodnění v obrázku je schematické, poněvadž ve skutečnosti rychlost povrchových vln závisí na periodě. Vlny L s dlouhými periodami (až 140 sekund) dosahují rychlosti 4,4 km/sec, vlny M s periodami kolem 20 sek mají rychlosti kolem 3,3 km/sec.



Obr. 24. K odvození *Benndorfovy* rovnice. $\overline{AA'}$ = povrch zemský, \overline{AC} = vlnoplocha, p_1, p_2 = páprsky, α_0 = úhel dopadu, ε_0 = úhel emergentní.

2,372. Určení polohy epicentra. Známe-li hodochrony jednot-

livých fází seismogramu, můžeme z časových rozdílů mezi jednotlivými fázemi stanovit početně nebo graficky epicentrální vzdálenost Δ . U zemětřesení s Δ v intervalu 1 000—10 000 km se k tomu účelu používá obyčejně rozdílů dob příchodů S — P .¹⁰⁾ Známe-li epicentrální vzdálenost,



Obr. 25. Hodochrony vln P , S , L a M . Epicentrální vzdálenost Δ v úhlových stupních ($1^\circ = 111$ km).

stačí určit směr, v němž zemětřesení přišlo, aby tím byla poloha epicentra stanovena. Ten je dán azimutem zemětřesení (obr. 26). Azimut se stanoví vektorovým složením skuteč-

¹⁰⁾ Zhruba platí pro vzdálenosti Δ mezi 2000—10 000 km *Láskovo pravidlo*: Δ v megametrech = $(S - P)$ v minutách — 1; 1 megametru = 1 000 km.

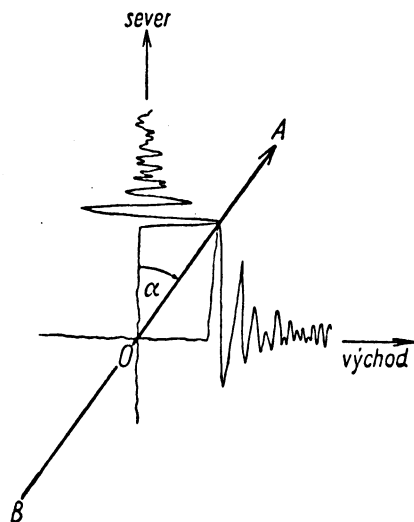
ných velikostí první výchylky vln P na vodorovných složkách, jak naznačeno na obrázku. Tím jsou ovšem definovány dva směry: buď směr \vec{OA} nebo \vec{OB} . Směrový údaj se stane jednoznačným, když známe smysl první výchylky na svislé složce. Pak totiž víme, jak je skloněn celkový vektor posunutí částic při nasazení zemětřesení. Spodní konec tohoto vektoru směřuje vždy k epicentru. Tak na př. na obrázku přichází zemětřesení ve směru od bodu B , když první výchylka vertikálního seismografu byla směrem nahoru (komprese). Byla-li první výchylka směrem dolů (dilatace), přišlo zemětřesení ve směru od bodu A . Při známém směru a vzdálenosti je výpočet zeměpisných souřadnic epicentra jednoduchou úlohou ze sférické trigonometrie. Dlužno podotknout, že případů, kdy se výpočet azimutu dá spolehlivě provést, není mnoho.

Častěji a daleko přesněji určí se souřadnice epicentra ze známých epicentrálních vzdáleností tří nebo více stanic. Výpočet se podle potřeby usnadňuje nebo nahrazuje grafickými konstrukcemi, při kterých se dá využít výhodných vlastností různých mapových zobrazení (na př. stereografické projekce).

U blízkých zemětřesení se osvědčila metoda hyperbolicke, obdobná známé zvukoměrické úloze. Na dvou stanicích se určí časový rozdíl příchodů jednoho a téhož rozruchu. Z něho se stanoví násobením příslušnou rychlostí rozdíl drahový. Šíření vlnění zde předpokládáme přímočaré a povrch zemský rovinný. Geometrickým místem bodů, které mají od obou stanic dotyčný drahový rozdíl, je hyperbola. Její ohniska leží v obou stanicích a epicentrum obsahuje ona větev, která je bližší stanici, k níž dorazil rozruch dříve. Je-li stanic větší počet, lze metodu aplikovat na každou z jejich dvojic. Theoreticky by epicentrum bylo definováno jako společný průsečík všech příslušných větví hyperbol, prakticky se jejich průsečíky v blízkosti epicentra toliko zhušťují. Nejmenší potřebný počet stanic jsou tři. Metoda

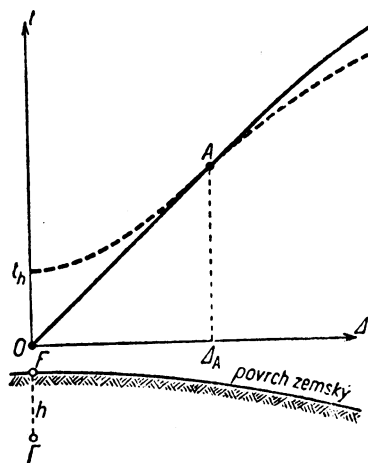
dává velmi dobré výsledky a slouží též jako pomocná metoda při určování hloubky ohniska.

2,373. Určení hloubky ohniska. Vliv hloubky ohniska na průběh hypocentrální hodochrony znázorňuje obr. 27. Hodochrona s hloubkou ohniska rovnou nule (plně vytažená) vychází z počátku a probíhá nejdříve skoro přímkově,



Obr. 26. K výpočtu azimutu. Osa záznamu složky sever-jih je vodorovná, složky východ-západ svislá.

v dalším průběhu se přiklání k ose Δ . Vliv hloubky ohniska h se na hodochroně (čárkovaná) jeví tím více, čím je ohnisko hlubší a je patrný v počáteční části hodochrony. Začátek její t_h je na ose t posunut tím výše, čím je větší hloubka h . Hodochrona probíhá nejdříve rovnoběžně s osou Δ , neboť v epicentru je, jak snadno nahlédneme, po-



Obr. 27. Hloubka ohniska a průběh hypocentrální hodochrony. Hodochrona ohniska F s hloubkou nulovou vytažena plně, ohniska F' s hloubkou h čárkovaně. A = inflexní bod čárkované hodochrony.

vrchová rychlost nekonečně velká. Rovněž nekonečně velká je povrchová rychlost na protilehlém konci zemského průměru procházejícího epicentrem, t. j. v antiepicentru, kde $\Delta = 180^\circ$. Pro $\Delta = 180^\circ$ bude tedy opět hodochrona probíhat rovnoběžně s osou Δ . Má tudíž hodochrona inflexní bod A , který odpovídá epicentrální vzdálenosti Δ_A , v níž je povrchová rychlost nejmenší. Podle *Gutenberg*a platí v Eurasii a Americe vztah

$$h = 6 \sqrt{\left(\frac{\Delta_A}{100}\right)^3}. \quad (33)$$

Jiná metoda k určení hloubky ohniska se zakládá na srovnání skutečné hodochrony s t. zv. *hodochronou redukovanou* (*Mohorovičić*), jež převádí hodochrony s nenulovou hloubkou ohniska na hodochrony s hloubkou ohniska rovnou nule. U blízkých zemětřesení za předpokladu přímočarého šíření vln P a S platí pro hloubku ohniska h , jestliže označíme H hypocentrální čas, při známém Δ rovnice

$$v^2(\tau - H)^2 = \Delta^2 + h^2, \quad (34)$$

kde v je rychlost použité fáze a τ čas jejího příchodu na stanici. K výpočtu neznámých H a h potřebujeme tedy údajů nejméně dvou stanic.

Hloubka ohniska blízkých zemětřesení se dá též stanovit z časového rozdílu příchodů normálních a charakteristických vln P (o těchto viz odst. 2,393).

Z makroscismických intenzit se určuje informativně hloubka podle již zmíněného vzorce *Gassmannova* (viz odst. 2,25, vzorec (6')).

Pro určení polohy ohnisek *velmi hlubokých* se používá vln odražených na zemském jádře (odst. 2,391).

2,38. Základy výpočtu a konstrukce seismických paprsků. Šíření seismických rozruchů je ovládáno obecnými zákony o vlnění a je tedy možno mluvit o seismických *vlnoplochách* i jejich ortogonálních trajektoriích, jež nazveme v analogii

s optikou *seismickými paprsky*. Tyto podléhají podobným zákonům jako paprsky světelné v geometrické optice a proto se říká této části seismiky seismika geometrická.

Především se budeme zabývat seismickými paprsky v nitru Země, které se dají, jak již víme, vytvořit z obou základních druhů vln, t. j. *P* a *S*. Skutečnou situaci si pro své úvahy zjednodušíme. Zemi si představíme jako pevnou a pružnou kouli, elasticky isotropní se soustředně souměrnou stavbou, která je pro kouli nejpravděpodobnější. Kolem Země necht' je vzduchoprázdný prostor. Ohnisko zemětřesení budeme považovat za bod a posuneme si je až na povrch zemský. Z tohoto ideálního ohniska necht' se šíří všemi možnými směry zemským tělesem elastické kmity, které postupují od částice k částici podobně jako vlny světelné. Budeme Zemi považovat za těleso seismicky průhledné: zanedbáme absorpci seismické energie, dispersi zemětřesných vln i přeměnu energie mechanické v jiné její druhy. Nebudeme se zde také zabývat vlněními, jež vznikají na rozhraní dvou elasticky a tedy seismicky různých prostředí a šíří se pak podél něho (vedené povrchové vlny).

Podobně jako v geometrické optice můžeme odvodit zákony, jimiž se řídí cesta seismického paprsku, z principu *Fermatova*. Podle tohoto principu je tvar seismického paprsku ona křivka, po které dospěje od místa svého vzniku do místa, v němž jej pozorujeme, za dobu nejkratší.

Matematicky je vyjádřen princip *Fermatův* rovnicí

$$\int_F^A \frac{ds}{v} = \text{minimum}, \text{ čili } \delta \int_F^A \frac{ds}{v} = 0,$$

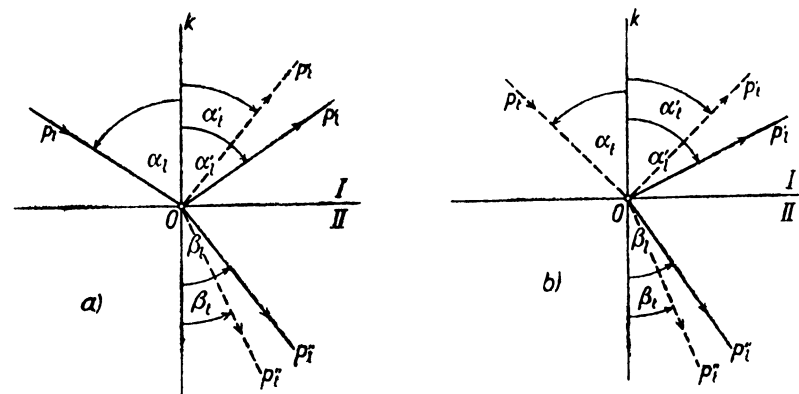
kde *ds* je element paprsku, *v* rychlost postupu vlnění, *F* značí ohnisko zemětřesení, *A* místo pozorovací.

V prostředích homogenních a isotropních vede Fermatův princip k přímočarému šíření seismických paprsků. Odraz

a lom seismických paprsků na rovinném rozhraní dvou homogenních a isotropních prostředí I a II je stejný jako v optice, až na to, že odrazem jediného seismického paprsku, ať longitudinálního či transversálního, obdržíme obecně dva paprsky odražené (podélný a příčný) a analogicky dva paprsky lomené. Při tom platí obecný zákon

$$\sin \alpha : \sin \alpha' = v : v',$$

kde jsou α a v úhel a rychlost dopadu, α' a v' úhel a rychlost po odrazu nebo lomu. Jestliže dopadá na rozhraní (I, II)



Obr. 28. Odraz a lom na rovinném rozhraní: a) dopadající paprsek p_l longitudinální, b) dopadající paprsek p_t transversální.

paprsek *longitudinální* p_l , platí podle obr. 28a) pro odražený paprsek longitudinální p_l' vztah $\sin \alpha_l' = \sin \alpha_l$, čili $\alpha_l' = \alpha_l$. Paprsek transversální p_t' , pro nějž je $\sin \alpha_t' = \frac{v_l^{(1)}}{v_t^{(1)}} \sin \alpha_l$, kde $v_l^{(1)}$ a $v_t^{(1)}$ jsou dány vzorci (27) a (28)

s konstantami prostředí I, se odráží ke kolmici, ježto obecně $v_l > v_t$. Lomený paprsek longitudinální p_l'' probíhá v II zlomen pod úhlem β_l , určeným rovnicí $\sin \beta_l = \frac{v_l^{(2)}}{v_l^{(1)}} \sin \alpha_l$.

Lomený paprsek transversální p''_i má úhel lomu β_i , plynoucí z rovnice $\sin \beta_i = \frac{v_i^{(2)}}{v_i^{(1)}} \sin \alpha_i$, tedy $\beta_i < \beta_i$; transversální

paprsek lomený probíhá blíže ke kolmici než longitudinální. Pro dopadající paprsek transversální p_i (obr. 28b) je úhel odrazu paprsku transversálního p'_i roven úhlu dopadu α_i . Paprsek longitudinální p'_i se odráží od kolmice podle vztahu $\sin \alpha'_i = \frac{v_i^{(1)}}{v_i^{(1)}} \sin \alpha_i$. Lomený paprsek transversální p''_i

vyhovuje rovnici $\sin \beta_i = \frac{v_i^{(1)}}{v_i^{(2)}} \sin \alpha_i$, pro lomený paprsek

longitudinální p''_i dostáváme $\sin \beta_i = \frac{v_i^{(2)}}{v_i^{(1)}} \sin \alpha_i$, při čemž jest opět $\beta_i < \beta_i$.

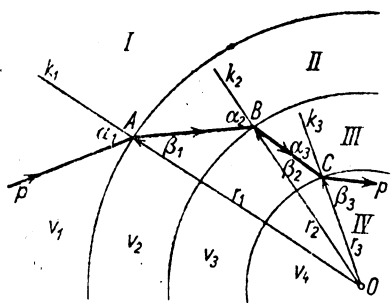
Vzhledem k předpokládané soustředně souměrné stavbě zemského tělesa potřebujeme znáti zákon lomu pro sled soustředných kulových vrstev II, III, IV, ..., obklopených prostředím I (obr. 29). Značí-li r poloměr, α úhel dopadu (β úhel lomu), v rychlost a indexy označují příslušná prostředí, má tento zákon tvar

$$\frac{r_1 \sin \alpha_1}{v_1} = \frac{r_2 \sin \alpha_2}{v_2} = \frac{r_3 \sin \alpha_3}{v_3} = \dots$$

Místo toho lze psát obecně

$$\frac{r \sin \alpha}{v} = C, C = \text{konstanta.} \quad (35)$$

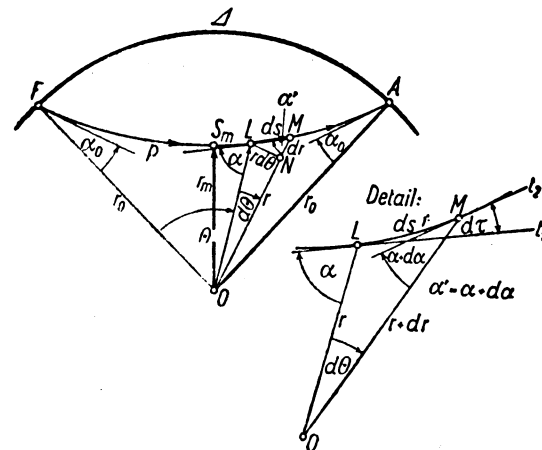
Tato rovnice platí i tehdy, když od vrstev konečné tloušťky přejdeme k vrstevám nekonečně tenkým, čili když přechod od vrstvy k vrstvě je spojitý, jen když zůstane zachována



Obr. 29. Lom na kulových vrstvách.

isotropie a soustředně souměrná stavba. V tomto případě je rychlost v závislá pouze na poloměru r .

Vzorec (35) se nazývá *rovnici seismického paprsku*. Platí v případě, kdy $v = v(r)$ je funkce spojitá, ale platí také, když spojitá není. Je-li $v(r)$ spojitá, nemůže vzniknout odraz paprsků, který se však ihned objeví, jakmile se stane



Obr. 30. K průběhu seismického paprsku nitrem zemským. $\overline{LM} = ds$ element paprsku p ; Δ v textu se měří délkou oblouku FA (podél povrchu zemského).

$v(r)$ funkcí nespojitou. Snadno nahlédneme, že každý paprsek neprobíhající směrem poloměru, je směrem ke středu vypuklý, když rychlost směrem ke středu stoupá, vydutý, jestliže klesá.

Kdybychom znali funkční závislost $v = v(r)$ a směr seismického paprsku v jeho jediném bodě, dovedli bychom podle (35) celý průběh paprsku sestojit. Budiž dán na př. úhel α_0 (obr. 30), pod nímž paprsek p vychází z ohniska F .

V označení použitým v obrazci dává rovnice seismického paprsku vztah

$$\frac{r \sin \alpha}{v} = \frac{r_0 \sin \alpha_0}{v_0}, \quad (36)$$

jestliže v_0 značí rychlost při povrchu zemském (zjistí se z pozorování blízkých zemětřesení); můžeme tedy při známém $v(r)$ pro libovolné r vypočítati směr paprsku α , opustivšího ohnisko pod úhlem α_0 .

Z průběhu hodochron vln P a S (obr. 25) vyplývá, že u nich, aspoň do jisté hloubky, rychlosti $v(r)$ směrem do nitra zemského rostou. Funkce $v = v(r)$ je v tom oboru klesající funkcí r . Seismické paprsky budou v něm vypuklé směrem ke středu zemskému. Dosáhne tedy paprsek v jistém bodě S_m největší hloubky, kde vzhledem k předpokládané symetrii bude probíhat kolmo na příslušný poloměr r_m . Podle (35) a (36) bude, značí-li v_m rychlost v bodě S_m ,

$$\frac{r \sin \alpha}{v} = \frac{r_0 \sin \alpha_0}{v_0} = \frac{r_m}{v_m}. \quad (36')$$

To znamená: Každému směru α_0 je přiřazena určitá hodnota poměru $r_m : v_m$. Kdybychom znali r_m pro všechny směry α_0 , našli bychom snadno tvar funkce $v = v(r)$.

Předpokládejme nyní, že v té části zemského tělesa, jíž prochází uvažovaný paprsek, je $v(r)$ spojitou funkcí poloměru r . Pak element ds oblouku paprsku p je podle obr. 30 dán (až na veličiny malé druhého řádu) vztahem $ds = dr : \cos \alpha' \approx dr : \cos \alpha$. Poněvadž $ds = v \cdot dt$, kde t je čas, je doba, za kterou se paprsek dostane z ohniska F do bodu A na povrchu zemském,

$$t = \int_F^A \frac{ds}{v} = \int_{(F)}^{(A)} \frac{dr}{v \cos \alpha}$$

a vzhledem k symetrii

$$t = 2 \int_{r_m}^{r_0} \frac{dr}{v \cos \alpha}. \quad (37)$$

Epicentrální vzdálenost Δ obdržíme jako délku oblouku FA , měřenou podél povrchu, ze vztahu pro element středového úhlu $d\Theta$, jenž patří oblouku ds , totiž $d\Theta \approx \frac{\text{tg } \alpha}{r} dr$ ve tvaru

$$\Delta = r_0 \int_{(F)}^{(A)} \frac{\text{tg } \alpha}{r} dr = 2r_0 \int_{r_m}^{r_0} \frac{\text{tg } \alpha}{r} dr. \quad (38)$$

Pro křivost seismického paprsku $|d\tau| : ds = 1 : R$, kde R je poloměr křivosti, vychází

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{v} \left| \frac{dv}{dr} \right| \sin \alpha. \quad (39)$$

V témže niveau platí o poloměrech křivosti $R_1, R_2, R_3, \dots, R_n$ seismických paprsků $p_1, p_2, p_3, \dots, p_n$ s dopadovými úhly $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \dots, \alpha_n$ vztah

$$\frac{1}{R_1} : \frac{1}{R_2} : \frac{1}{R_3} : \dots : \frac{1}{R_n} = \sin \alpha_1 : \sin \alpha_2 : \sin \alpha_3 : \dots : \sin \alpha_n. \quad (40)$$

Vztah (40) nám umožňuje sestavit graficky průběh seismického paprsku, jehož hodochronu známe.

Postup je tento: Na obvodu středového řezu Zemí ohniskem F vedeného (obr. 31) zvolíme si dosti hustou (nejlépe rovnoměrně postupující) řadu bodů A, B, C, \dots s epicentrálními vzdálenostmi $\Delta_1, \Delta_2, \Delta_3, \dots$, jimiž budou odpovídat paprsky $p_1 \equiv (FS_1A)$, $p_2 \equiv (FS_2B)$, $p_3 \equiv (FS_3C)$, \dots . Příslušné dopadové úhly $\alpha_1^{(1)}, \alpha_2^{(2)}, \alpha_3^{(3)}, \dots$ stanovíme dosazením povrchových rychlostí v , určených z hodochrony, do rovnice (32). Zvolíme-li Δ_1 dostatečně malé, noří se paprsek p_1 jen do malé hloubky a lze jej velmi přibližně nahradit kruhovým obloukem, který vychází pod úhlem $\alpha^{(1)}$ z bodu F a pod tímže úhlem

dopadají do bodu A . Tím je určen střed jeho P_1 a poloměr R_1 . Největší hloubky dosáhne paprsek p_1 v bodě S_1 . Tímto bodem položíme soustřednou kružnici, která představuje řez příslušnou kulovou plochou. Paprsek p_2 , vycházející z F a dopadající do B pod úhlem $\alpha^{(2)}_0$, bude mít

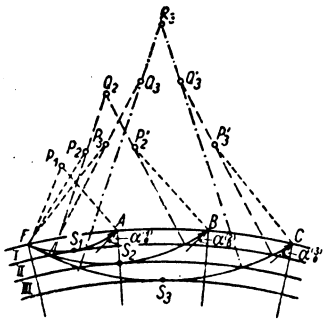
v takto vytvořené vrstvě I poloměr křivosti $R_2 = R_1 \frac{\sin \alpha^{(1)}_0}{\sin \alpha^{(2)}_0}$. Polo-

měrem R_2 opišeme ze středů P_2 a P'_2 , jež získáme podobně jako P_1 , kruhové oblouky, které nahrazují paprsek p_2 ve vrstvě I. V bodech, kde protnou dolejší hranici vrstvy I, vedeme normály, které se protnou ve středu křivosti Q_2 zbývajících části paprsku p_2 . Nejhlubší bod paprsku p_2 je S_2 ; proložme jím opět koncentrickou kružnici a vytvoříme tím vrstvu II. Vypočteme R_3 příslušné paprsku p_3 s úhlem $\alpha^{(3)}_0$

v bodech F a C pro vrstvu I z rovnice $R_3 = R_1 \frac{\sin \alpha^{(1)}_0}{\sin \alpha^{(3)}_0}$, sestrojíme část

paprsku v I, z rovnice (36) stanovíme úhel dopadu a ze (40) poloměr křivosti na horní hranici vrstvy II. Příslušným poloměrem pak opišeme oblouky nahrazující paprsek p_3 ve vrstvě II, v koncových bodech jejich na spodní hranici II vedeme opět normály, jejich průsečík R_3 je středem oblouku nahrazující zbývajících část paprsku p_3 . Takto pokračujeme, pokud to hodochrona dovolí, k vrstvám stále hlubším.

Tím získáváme řadu hodnot r_m , příslušných jednotlivým zvoleným vzdálenostem Δ a tudíž ze (36') řadu hodnot funkce $v = v(r)$. Můžeme tedy funkci $v = v(r)$ graficky znázornit a to s přesností, jež závisí na hustotě volby hodnot Δ .



Obr. 31. Konstrukce seismického paprsku.

Průběh paprsku se dá odvodit také ryze početně, když zvolíme takové analytické vyjádření funkce $v = v(r)$, aby výsledky v určitém intervalu hloubek souhlasily s pozorováními. *Wiechert* volil tvar $v = a - br^2$, formálně stejný s *Rocheovým* zákonem pro rozdělení hustot v Zemi. Veličiny a a b jsou kladné konstanty a dají se určit z pozorování vždy

pro takový interval hloubek, v němž je splněno $\cotg \alpha_0 = \cotg \frac{1}{2}\Delta = \text{Konst.}$ (kotangentový zákon). Zjistí-li se z hodochrony, že součin kotangent přestal být konstantní, je nutno nalézt nové hodnoty konstant a a b . Podle *Wiechertova* vzorce tedy rychlosti do hloubky přibývá a paprsky jsou vypuklé směrem ke středu zemskému. Pozorování to potvrzují až do hloubek asi 2900 km.

Bez omezujících předpokladů dá se hloubka $r_0 - r_m$, do níž paprsek proniká, vypočísti přímo z hodochrony methodou *Wiechertovou-Herglotzovou*. Methoda vede k rovnici

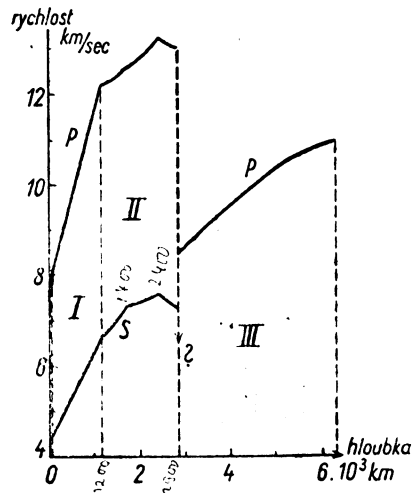
$$\log \frac{r_0}{r_m} = \frac{1}{\pi r_0} \int_0^{\Delta} \operatorname{arccoshyp} \frac{v}{v_{\Delta}} d\Delta, \quad (41)$$

v níž znamená v povrchovou rychlost, branou v intervalu úhlových vzdáleností od nuly do Δ ; v_{Δ} je povrchová rychlost v epicentrální vzdálenosti Δ . Jakost výsledku závisí od jakosti hodochron: Čím přesněji známe jejich průběh, tím přesnější jsou hodnoty r_m plynoucí ze (41) a tudíž také hodnoty funkce $v = v(r)$. Nejpřesněji známe průběh hodochron vln P . Odtud vysvítá jejich základní důležitost nejen pro seismiku, ale i jiná bádání o nitru zemském.

2,39. Průběh seismických paprsků tělesem zemským. Seismický model Země. Již od počátku se dalo soudit a postupem doby se prokazovalo se stále větší určitostí, že rychlosti zemětřesených vln P a S nejsou spojitými funkcemi vzdálenosti r od středu zemského v celém tělese zemském. Dále se ukázalo, že jejich průběh v kůře zemské asi do 60 km hloubky, který vyplývá ze studia blízkých zemětřesení, se liší od průběhu v částech hlubších. Budeme se jím zabývat v odst. 2,393.

Ale ani mimo kůru zemskou není průběh rychlostí vln P a S (obr. 32) v závislosti na hloubce dán hladkými křivkami. Počínajíc 60 km roste rychlost vln P od hodnoty asi 8 km/sec skoro stejnoměrně až k hodnotě asi 12 km/sec v hloubce

1200 km. V této hloubce se křivka lomí; zůstává sice spojitá, ale směrnice její tečny se mění skokem. Říkáme, že v hloubce 1200 km se objevuje *singularita druhého řádu*. Křivka stoupá v dalším průběhu již pomaleji a méně nápadné singularity druhého řádu spatřujeme ještě v hloubkách 1700 km



Obr. 32. Průběh rychlostí vln *P* a *S* v závislosti na hloubce a rozdělení tělesa zemského: *I* plášť, *II* mezi-
vrstvy, *III* jádro.

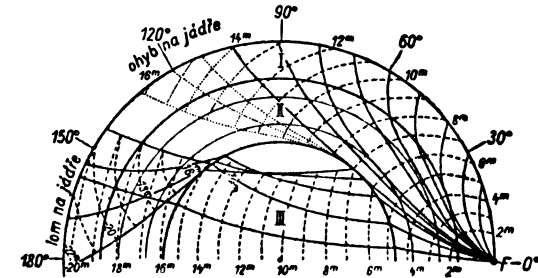
vln *S* na téměř 7 km/sec v hloubce 1200 km a pak až na skoro 8 km/sec ve 2400 km. Před 2900 km klesá na přibližně 7 km/sec. Ve větších hloubkách se již vlny *S* nedají dokázat, neboť jejich hodochrona se již nedá při epicentrálních vzdálenostech 90°—100°, t. j. 10 000—11 100 km spolehlivě sestavit, ježto fáze *S* se v seismogramech ztrácí. Musíme tedy o střední části Země předpokládat, že se jí příčné vlny nemohou šířit.

Je nutné připomenout, že hodochrony neukazují žádnou nápadnou a jednoznačnou závislost rychlostí vln na směru,

a 2400 km. Tam nabývají vlny *P* své největší rychlosti asi 13,5 km/sec. V hloubce 2900 km je rychlost blízká 13 km/sec. Zde přestává být rychlost vln *P* spojitou funkcí, poněvadž klesá skokem na hodnotu asi 8,5 km/sec. Od této hodnoty pak již opět spojitě a hladce stoupá a dosahuje ve středu zemském asi 11 km/sec. Skok v hloubce 2900 km nazýváme *singularitou prvního řádu*.

Křivka rychlostí vln *S* se chová analogicky až do hloubky 2900 km. Z hodnoty asi 4,5 km/sec v hloubce 60 km roste rychlost

v němž zemětřesené rozruchy přicházejí ke stanicím. To nás opravňuje pokládat zemské těleso jako celek za seismicky isotropní a vyhovující pod kůrou zemskou předpokladu o soustředně souměrné stavbě. Z toho vyplývá, že singularity druhého řádu v hloubkách 1200, 1700 a 2400 km nám definují systém soustředných kulových ploch, jimž říkáme *plochy nespojitosti druhého řádu*. Seismické paprsky překračují tyto plochy, aniž mění svůj směr. Je to však křivost paprsků, která se na těchto plochách nespojitě mění podle vzorce (39), neboť $dv : dr$ má na nich podle obr. 32



Obr. 33. Průběh paprsků *P* tělesem zemským. Čárkovaně vyznačeny vlnoplochy od minuty k minutě.

jinou hodnotu zleva, jinou zprava. Singularita v 2900 km definuje velmi nápadnou *plochu nespojitosti prvního řádu*, která se seismicky jeví trojím způsobem: nevnikají pod ni paprsky *S*, paprsky *P* se na ní lámou a obojí se na ní odrážejí, kdežto na plochách nespojitosti druhého řádu odraz nevzniká, a konečně vznikají na ní a šíří se podél ní povrchové vlny (t. zv. ohyb vln na jádře). Plochou nespojitosti prvního řádu je také zemský povrch; lom seismických paprsků do vzduchu lze ovšem zanedbat.

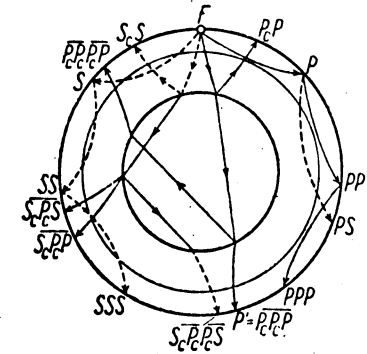
Zemský povrch, plocha nespojitosti druhého řádu v hloubce 1200 km a plocha nespojitosti prvního řádu v 2900 km omezují seismicky rozdílné tři části zemského tělesa, vyzna-

čené v obr. 32 čísly I, II, III; I se nazývá *plášť*, II *mezivrstvy*, III *jádro zemské*.

Průběh paprsků P a příslušné vlnoplochy pro celé minuty znázorňuje obr. 33. Na něm vidíme, že zemské jádro působí jako nedokonalá spojená čočka a vytváří ve vzdálenostech 100° — 130° , t. j. 11 100—14 400 km od epicentra t. zv. *stínové pásmo*, které se v seismogramech jeví velmi nejasnými a těžko rozeznatelnými fázemi.

2,391. Paprsky odražené a lomené. O paprscích odražených na povrchu zemském a jejich označování jsme se zmínili již v odst. 2,35. Skutečný průběh jejich v tělese zemském ukazuje obr. 34.

Paprsky odražené na vnějším povrchu jádra se označují podobně jako paprsky odražené na povrchu zemském, avšak mezi znaky dílčích paprsků se vkládá index c , značící jádro (angl. core), takže na př. P_cP znamená (viz obr. 34) paprsek, který vyšel z ohniška jako longitudinální a jako



Obr. 34. Dráhy paprsků tělesem zemským. Longitudinální paprsky vytaženy plně, transversální čárkovaně.

takový se odrazil na jádře. P_cS (v obrázku nekresleno) znamená longitudinální paprsek, který se na jádře odrazil jako transversální. Další kombinace si čtenář snadno odvodí sám.

Při lomu seismických paprsků na jádře třeba mít stále na paměti, že vlny S se jádrem nešíří. Lom paprsku na jádře se vyznačuje indexem c a vodorovnou čarou nad znakem. Zavádí se označení znakem K . Tak na př. symbol $\overline{S_cP_cS} = SKS$ (viz obr. 34) znamená paprsek, který vyšel z ohniška jako S , zlomil se na jádře, proběhl jím jako P a po novém

lomu na jádře dospěl k povrchu opět jako S . Snadno si vysvětlíme (viz obr.) symboly $\overline{S_cP_cP} = SKP$, $\overline{P_cP_cP} = PKP = P'$ (zkrácené označení v seismických bulletinech) a j.

Paprsky odražené na vnitřní straně jádra se označují starším způsobem tak, že na místě odrazu se čára nad znakem přeruší; novější způsob zdvojuje znak K . Tak na příklad $\overline{S_cP_cP_cS} = SKKS$ znamená paprsek, který vyšel z ohniška jako transversální, lomil se na jádře a jako longitudinální se odrazil na vnitřní hranici jádra, odražený longitudinální paprsek se v dalším průběhu opět zlomil na jádře a vrátil k povrchu opět jako transversální. O dalších kombinacích netřeba hovořit; jejich vznik je čtenáři již jasný.

2,392. Třídílná stavba zemského tělesa. Rozdělení zemského tělesa v plášť, mezivrstvy a jádro vyplynulo ze způsobu, jímž se nitro zemské chová vůči seismickým vlnám. Změny jejich rychlostí nutno hledat ve změnách konstant pružnosti a hustoty v příslušných hloubkách. Plochy nespojitosti, především plocha v 2900 km hloubky, jsou s největší pravděpodobností také plochami, kde existují nespojitosti ve složení hmot, jež budují zemské těleso. Jaké hmoty to jsou, nemůže seismika sama říci.

Již *Wiechert*, chtěje uvést v soulad výsledky pozorování slapů a kolísání pólů s výsledky seismickými, byl 1906 veden k hypotéze, že Země se skládá z hutného jádra, obaleného pláštěm o menší hustotě. Hustota jádra vyšla mu něco přes 8 g/cm^3 , tedy zhruba tolik, kolik činí hustota železa. Tento výsledek a velký podíl železa na složení meteoritů vedly *Wiecherta* k předpokladu, že jádro je složeno převážně ze železa.

Wiechertův model dvoudílné Země nerespektuje ještě plochy nespojitosti druhého řádu. Obraz Země složený z pláště, mezivrstev a jádra propracoval fyzikálně *Klussmann* (1915) a udal také pravděpodobné složení jednotlivých

části. Jádro je podle něho tvořeno převážně železem, niklem a kobaltem, mezivrstvy mají složení podobné železným rudám a plášť se skládá z hmot, nelišících se složením příliš od hlubinných vyvřelin. Za dokonalé propracování geochemické děkuje model třídlíne Země *Goldschmidtovi* a *Tammannovi*, kteří, vycházejíce z pokusů s taveninami, vytvořili tento obraz složení Země: Jádro je složeno převážně ze železa a niklu a jeho hustota je 8—10 g/cm³. Mezivrstvy jsou budovány ze sirníků a kyslíčků kovů jádra a mají hustotu 5—6 g/cm³. Plášť o hustotě 3,6—4 g/cm³ je podle *Goldschmidta* složen podobně jako eklogit, hlubinný nerost, jehož hlavní součásti jsou omfacit a granát a který je stabilní jen za vysokých tlaků. V nejhořejších částech pláště s hustotami 2,7—3 g/cm³ převládají křemičitany, čím blíže k povrchu, tím kyselejší, t. j. bohatší na kyselinu křemičitou SiO₂.

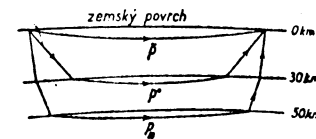
Obraz třídlíne Země vyhovuje všem dosavadním astronomicko-geofyzikálním pozorováním tak dokonale, že byl až do nedávné doby všeobecně uznáván. V letech 1941 a 1942 vystoupili však *Kuhn* a *Rittmann*, vedeni moderními poznatky fyzikálně-chemickými, s názorem, že těleso zemské má spojitou vnitřní stavbu a že střední části Země jsou budovány stlačenou sluneční prahmotou s vysokým obsahem vodíku. Plochy nespojitosti druhého řádu nepokládají *Kuhn* a *Rittmann* za dostatečně zaručené; proto se snaží vysvětlit ze své theorie jen skok rychlostí vln *P* a vymizení vln *S* bez předpokladu nespojitosti ve složení hmot v nitru zemském, tedy bez existence jádra, pouhým náhlým stoupenutím obsahu vodíku v centrální části zemského tělesa. Theorie vzbudila živou diskusi, která dosud (1945) není rozhodnuta.

2,393. Blízká zemětřesení a kůra zemská. Výsledky, jimiž jsme se dosud zabývali, byly odvozeny hlavně z výzkumů zemětřesení se středními a velkými epicentrálními vzdálenostmi. Paprsky těchto zemětřesení prošly před tím, než je seismograf zaznamenal, hlubinami tělesa zemského

a jenom poměrně nepatrné části jejich byly ovlivněny průchodem kůrou zemskou. Proto se nepravidelnosti jejího složení valně v záznamech neuplatňují. U zemětřesení blízkých je tomu naopak. Paprsky, které vytvářejí seismogram blízkých zemětřesení, probíhají, s výjimkou paprsků odražených na zemském jádře, jen v obvodových částech zemského tělesa. Podávají nám proto především obraz struktury zemské kůry.

Blízká zemětřesení rozdělíme na skupinu s *ohnisky normální hloubky* (do 60 km) a skupinu s *ohnisky hlubokými*.

U skupiny první lze stanovit ze záznamů seismografů, vyba-vených dostatečně velkou registrační rychlostí, velmi přesně čas nasazení jednotlivých fází. To dovolu-je nalézt s velkou přesností polohu epicentra, dosti přesně i hloubku ohniska a v některých případech i jeho tvar. Je tudíž možno stanovit se značnou přesností též hypocentrální čas a sestrojovat hypocentrální hodochrony.



Obr. 35. Paprsky *P* při blízkých zemětřeseních.

Průběh paprsků *P* a *S* ukazuje některé zvláštnosti. Především je různý pod kontinenty a pod oceány. Pod kontinenty probíhají paprsky *P* tak, jak znázorňuje obr. 35. V seismogramech se tedy objevuje několik fází *P*. Z nich jsou nejnápadnější fáze *P_n* a \bar{P} (viz obr. 23c). Fáze \bar{P} je obrazem paprsků, které probíhaly v hloubkách nad 30 km. Vlně \bar{P} se říká *vlna charakteristická*, protože charakterisuje stavbu částí k povrchu nejbližších a není ovlivněna hmotami ve větších hloubkách. Fáze *P_n* zobrazuje vlny, které se lomily na *Mohorovičičově* ploše nespojitosti v hloubce asi 50 km. Paprsky *P_n* odpovídají oněm, které označujeme u zemětřesení středních a větších epicentrálních vzdáleností jako *P*. Charakteristické vlny \bar{P} mizí ve vzdálenostech asi

700 km. Vlně P_n říkáme *normální* longitudinální vlna blízkých zemětřesení. *Conrad* objevil v záznamech alpských zemětřesení fázi, již nazval P^* ; odpovídá jí plocha nespojitosti v hloubce asi 30 km. U vln S jsou poměry jako u P . Vlnu S_n nazýváme *normální* transversální vlnou blízkých zemětřesení; vlna S^* je obdobou P^* . V těsné blízkosti povrchu se rychlosti vln vlivem nestejnomyšerného složení hornin nepravidelně mění. Průměrná rychlost vln \bar{P} je ve střední Evropě 5,0—5,7 km/sec, rychlost vln P^* v hloubce asi 30 km je 6,5 km/sec, rychlost vln P_n těsně pod *Mohorovičovou* plochou se blíží 8 km/sec. Vlny \bar{S} , S^* a S_n jsou přibližně $\sqrt{3}$ -krát pomalejší než příslušné vlny P .

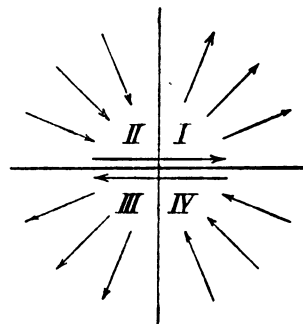
Pod oceány jsou zjištěny vyšší průměrné hodnoty rychlostí. Soudí se, že podloží oceánů je složeno z hornin hutnějších než podloží kontinentů. Kontinenty a jejich bezprostřední podloží jsou v podstatě vytvořeny z hornin, složením a seismickými vlastnostmi blízkých žule. Kontinenty se svým bezprostředním podložím tvoří t. zv. *sialický blok*¹¹⁾, silnější pod kontinenty (maximálně asi 50 km), slabší pod oceány. V širých rozlohách Tichého oceánu tento sialický pokryv vůbec chybí. Hlubší podloží, na němž celý sialický blok spočívá a jež, jak právě řečeno, tvoří velkou část dna Tichého oceánu, je složeno z hutnějších *hornin simatických*,¹²⁾ chudších kyselinou křemičitou než horniny sialického bloku. V hloubkách kolem 60 km přecházejí simatické horniny ze stavu krystalinického vlivem vysokých teplot ve stav amorfního magmatu s obrovským vnitřním třením. Toto způsobuje, že simatický podklad se chová vůči dlouhodobým silám jako hmota plastická, vůči krátkodobým jako podloží pružné. Sialický blok pevninný „plave“ na simatickém

¹¹⁾ Sial = Si (křemík) + Al (hliník) podle hlavních prvků v horninách sialického bloku zastoupených.

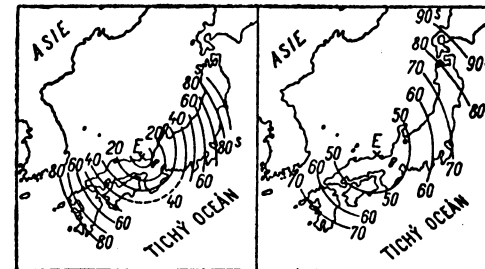
¹²⁾ Sima = Si (křemík) + Mg (hořčík).

podkladě a snaží se dlouhodobými pohyby o jakousi „hydrostatickou“ rovnováhu.

Ze směru nasazení blízkého zemětřesení se dá soudit, jak byla rozdělena napětí v prostoru ohniska, když zemětřesení vzniklo. Při začátku zemětřesení je totiž částice na pozorovacím místě buď tažena k ohnisku nebo od něho vzdalována. Znázorníme-li si rozdělení tlaku a tahu v okolí



Obr. 36. Rozdělení tlaku a tahu při zemětřesení s horizontální dvojicí sil v ohnisku (silněji vytažené šipky).



Obr. 37. Závislost rozdílu dob příchodů $S - P$ na hloubce ohniska: a) normální hloubka (asi 70 km), b) hloubkové ohnisko (asi 350 km). (Podle Wadatiho.)

epicentra, dostaneme obrazec, z něhož lze odvodit silovou dvojici, jež působila při vzniku zemětřesení. Příkladem je obr. 36, který ukazuje rozdělení tlaku a tahu při zemětřesení vyvolaném dvojicí horizontálních střížných sil. Bylo zjištěno, že tektonická zemětřesení jsou skoro vesměs výsledkem střížných sil v kůře zemské, působících podél zlomů.

U zemětřesení blízkých s hlubokými ohnisky je stanovení epicentra méně přesné, je však možné velmi dobře určovat hloubku ohniska z dob příchodů na jádře odražených paprsků S_eS (srovn. obr. 34). Největší počet zemětřesení

s hlubokými ohnisky pochází z hloubek asi 200 km; v oblasti východního Středomoří hloubky málokdy přesahují 150 km. Hluboká zemětřesení se poznají velmi pěkně podle rozdílů dob příchodu $S-P$. Vidíme to na obr. 37, kde a) ukazuje čáry stejných rozdílů $S-P$ pro zemětřesení se skoro normální (70 km), b) s velkou hloubkou ohniska (350 km).

2.4. ZEMĚTŘESNÁ PROGNOZA A OCHRANA PŘED ZEMĚTŘESENÍM

Přes velké pokroky seismiky je zemětřesná prognosa stále v začátcích. Pátrání, do jaké míry lze zemětřesení považovat za zjev periodický, nevedla k jednotným výsledkům. Je totiž nemožné shromáždit k těmto pracím materiál, vyhovující homogenitou požadavkům statistického zpracování. Starý makroseismický materiál není homogenní ani místně, ani časově. Nelze také u starých zpráv kontrolovat jejich spolehlivost. Naproti tomu zase je mikroseismický materiál naprosto spolehlivý a dalo by se mluvit o značném stupni homogenity, ale obsahuje jenom několik posledních desíletí, takže se hodí pouze ke zjišťování krátkých period ve výskytu zemětřesení.

Výsledky *Tamsovy* a *Conradovy* ukazují spíše na to, že zemětřesení se nevyskytují ve vyhraněných periodách, přes to že *Conrad* našel pro Evropu jakousi denní variaci s maximem výskytu mezi 20. a 6. hodinou. Existuje také pravděpodobně pro velké části povrchu zemského roční variace v počtu zemětřesení s maximem v zimě a na jaře, minimem v létě a na podzim. Jsou ovšem území, na př. některé části Japonska, kde maximum a minimum jsou vyměněny. U zemětřesení chilských nejsou výsledky jednoznačné, stejně jako se nepodařilo najít vyhraněnou roční periodu u zemětřesení italských. *Conrad* poukazuje na paralelismus ročních period větrných gradientů s roční periodou alpských zemětřesení. Pátrání po periodách odpovídajících

průběhu slapových účinků měsíčních nevedlo k určitému výsledku. Právě tak nebyla dokázána souběžnost výskytu zemětřesení se změnami v poloze osy zemské, již předpokládá *Spitaler*. *Oddone* se domnívá, že se mu podařilo objevit ve fázi posunutou souběžnost mezi činností zemětřesení a výskytem slunečních skvrn.

Pokud jde o předpovídání zemětřesení, bylo by třeba znát stav napětí v tělese zemském a také stav vazeb, jež udržují souvislost ker zemské kůry. Bylo by třeba také vědět, jakým popudem mohou být nahromaděná napětí uvolněna. Zvyšování napětí v nitru zemském se však dosud nedá na povrchu zjistit. *Kövesligethy* navrhoval sledovat změny elastických konstant v ohroženém území pozorováním změn rychlostí zemětřesných vln. *Hogdson* chtěl použít v tektonicky porušených územích vhodných přijímačů pro odposlouchávání podzemních zvuků, které se mohou objevit při změnách podzemních napětí. *Omori* i jiní se snažili bezvýsledně o předpovědi zemětřesení ze stěhování zemětřesných ohnisek.

Nevedly-li k cíli snahy o zemětřesnou prognosu, měla mnohem více úspěchu snaha čelit následkům zemětřesných pohrom vhodným způsobem stavby obytných budov, právě tak jako objektů obecně prospěšných (komunikace, mosty, vodovody, plynová a elektrická vedení atd.) Zkušenostmi v krajinách často zemětřesenými navštěvovaných, rozborem registrovaných zemětřesných pohybů v epicentrální oblasti i laboratorními pokusy se dospělo k určitým stavebním zásadám. Již při volbě staveniště je třeba se vyhýbat místům tektonicky porušeným nebo labilnímu podkladu, zvláště pak podkladu promáčenému. Stavby budov, zakotvené v solidním podkladu, nejlépe v kompaktní skále, je třeba budovat buď co nejlehčí a pružné nebo naopak zcela tuhé a masivní. V prvním případě je důležitým stavivem dřevo náležitě impregnované proti ohni, v druhém železobeton s pevně sklobenou kostrou a výplněmi zabezpečenými proti

vypadnutí. Střechu třeba volit vždy co nejlehčí. Stavby mají být řešeny tak, aby bylo možno je rychle opustit. Z téhož důvodu je třeba v plánech měst pamatovat na ochranná prostranství snadno dosažitelná, kde nehrozí zranění od hroutcích se staveb, a zjistit možnost dostat se snadno mimo obvod ohroženého města. Nejlépe by bylo kraje, kde je země-třesení velmi častým zjevem, vůbec neosídlovat. Tohoto pravidla bývá však velmi málo dbáno, jestliže jiné důvody mluví pro osídlení.

Stavba komunikací, přehrad a jiných objektů předpokládá důkladnou znalost geologicko-tektonických a také zemětřeseně geografických poměrů. Bedlivým studiem bylo již pro stavby mostů, vodovodů a j. vynalezeno množství zlepšení, jimiž se škody při zemětřesení podstatně omezují.

Ztráty při zemětřesení může značně snížit také výchova obyvatelstva v často postihovaných oblastech. Tato má za účel zabránit panice, jež zavíní zpravidla více ztrát na lidských životech, než přímé účinky zemětřesení.

3. EXPERIMENTÁLNÍ A UŽITÁ SEISMIKA

Rozvoj theoretických studií o šíření přirozených zemětřesení (*velká seismika*) dal podnět k experimentálnímu studiu umělých seismických rozruchů na malém území (*malá seismika*). Laboratorní přípravou jsou pokusy na otřesném stole, v přírodě se způsobují otřesy půdy dopadem těžkých závaží nebo častěji explosemi potřebného množství trhaviny; při některých pokusech se používá excentrických generátorů harmonických kmitů. Výsledků experimentální seismiky bylo využito při hledání užitkových nerostů (*seismická prospekce*). Toto odvětví seismiky — *seismika užitá* čili *aplikovaná* — vyspělo v posledním desetiletí k veliké dokonalosti.

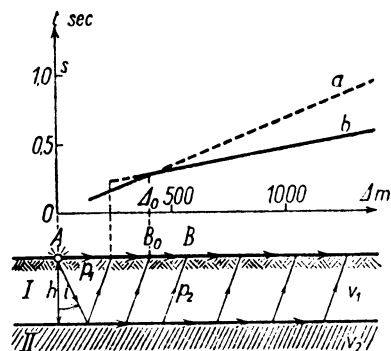
Na otřesném stole se studují pokusně buď vztahy mezi známým pohybem otřesného stolu a příslušnou reakcí seismografu, nebo účinky pohybu se známým časovým průběhem na modely staveb (*Sieberg*). Umělá zemětřesení s větší energií, jichž mikroseismický dosah je až několik set kilometrů, se vyvolávají tím, že se nechá několik metrů pod zemí explodovat potřebné množství výbušiny. Dokonalou miniaturou přirozených zemětřesení, působených pádem meteoritů, jsou otřesy buzené dopadem těžkých hmot na povrch zemský. Do vynucených kmitů harmonických lze horninné vrstvy uvést generátory, u nichž dva těžké excentry rotují rovnoměrně proti sobě.

Seismografy, jichž se používá v experimentální a užitě seismice, jsou přenosné *otřesoměry*, podobné přístrojům pro výzkum blízkých zemětřesení. Mají velmi krátkou vlastní periodu, velké zvětšení a velkou registrační rychlost. Registrace mechanické se používá zřídka, často však se setkáme s kombinovanou registrací mechanicko-optickou a nejrůznějšími odrůdami registrace galvanometrické nebo oscilografické. U piezoelektrických otřesoměrů se registrují změny tlaku stacionární hmoty na křemennou destičku.

Methody experimentální seismiky slouží zájmům geologa, ať již jde o vyšetřování tektonické stavby k účelům vědeckým nebo při hledání ložisek užitkových nerostů, lišících se seismicky od okolí. Úspěchy *Mintropem* zavedených průzkumnických metod působily velmi příznivě na metodické i instrumentální zdokonalení aplikované seismiky.

Pracuje se výhradně s vlnami longitudinálními a jejich odrazy. Nezáleží zde mnoho na tom, zda přístroj zachytí kmitu půdy jednoduše vyjádřitelným způsobem. Podstatně důležité však je, aby byl přesně zachycen čas nasažení vyšetřovaných rozruchů. Přesnost musí být nejméně řádu 0,001 vteřiny. Počátek časové osy splývá s okamžikem vzniku kmitů, tedy s okamžikem výbuchu nebo dopadu hmoty. Přenáší se na záznam, nejčastěji filmový pás, elektricky. Čas se měří počtem kmitů ladíčky o známé frekvenci, jejíž kmity se současně zaznamenávají. Rychlosti vln, s nimiž se v aplikované seismice setkáváme, se pohybují v rozmezí od 100 do 6000 m/sec. Pracuje se v podstatě dvěma metodami: starší *metodou hodochron*, čili *refrakční* a modernější *metodou odrazovou* čili *reflekční*.

Při metodě refrakční sestrojujeme hodochrony asi tak, jak se to děje při blízkých zemětřeseních. Paprsky považujeme za přímé, což je vzhledem k jejich krátkosti zcela přípustné. Použití metody si ukážeme na jednoduchém příkladě, znázorněném na obr. 38. Budiž podloží horizontální



Obr. 38. Metoda hodochron (refrakční); $v_2 > v_1$.

Podloží horizontální. Budiž podloží horizontální

Při metodě refrakční sestrojujeme hodochrony asi tak, jak se to děje při blízkých zemětřeseních. Paprsky považujeme za přímé, což je vzhledem k jejich krátkosti zcela přípustné. Použití metody si ukážeme na jednoduchém příkladě, znázorněném na obr. 38. Budiž podloží horizontální

povrchové vrstvy I o mocnosti h seismicky různá hornina II. Rychlost longitudinálních vln budiž v_1 ve vrstvě I a $v_2 > v_1$ v podloží II. Seismografy se umístí dostatečně hustě podél profilu AB . Bod A je místo explose, bod B nechť označuje stanoviště jednoho ze seismografů. Vzdálenost AB budiž Δ . Po výbuchu v A dorazí paprsek p_1 podél povrchu vrstvy I do bodu B , kde jej seismograf zachytí. Do bodu B dospěje však také, jak se odvodí z Fermatova principu, paprsek p_2 , který vyšel z A pod mezním úhlem i , daným rovnicí $\sin i = v_1 : v_2$, zlomil se na rovinném rozhraní (I, II), prošel pak v prostředí II podél rozhraní a pod úhlem i se zlomil do B . Podmínkou jest $\Delta > 2h \operatorname{tg} i$. Přímočará hodochrona a paprsku p_1 vychází z počátku O souřadné soustavy (Δ, t) a probíhá nejdříve pod hodochronou b paprsku p_2 , začínající v bodě s úsečkou $\Delta = 2h \operatorname{tg} i$. Poněvadž však s rostoucím Δ roste také dráha paprsku p_2 v podloží II, jejíž délka jest $\Delta - 2h \operatorname{tg} i$ a kterou paprsek probíhá rychlostí $v_2 > v_1$,

dorazí v jisté vzdálenosti $\Delta_0 = 2h \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}$ paprsky p_1 i p_2 současně do bodu B_0 . Tam se hodochrony obou paprsků protnou, takže pro $\Delta > \Delta_0$ běží hodochrona a paprsku p_1 nad hodochronou b paprsku p_2 . Rychlosti v_1 a v_2 vyplývají z hodochron a a tedy je možno ze vzorce

$$h = \frac{\Delta_0}{2} \sqrt{\frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}}, \quad (42)$$

mocnost nadloží I vypočít.

Je-li rozhraní (I, II) skloněno k vodorovné rovině o úhel α , musí se jednou profil „vystřelovat“ po svahu, po druhé proti svahu. Z hodochron, které se v obou směrech získají, naleznou se obě neznámé, totiž hloubka podloží pod místem explose i úhel sklonu α .

Při hledání solných pňů a vůbec se stran omezených vyčnívajících horninných bloků se osvědčuje kvalitativní metoda „střílení do vějíře“, při němž jsou zapisovací přístroje

vějírovitě rozloženy na kružnici, jež má střed v místě výbuchu. Poloha hledaného tělesa se pak posuzuje podle rozdílů dob, kterých rozruchy potřebují, aby urazily tutéž dráhu v různých azimutech.

Na hraničních plochách dvou seismicky různých vrstev nastává odraz tím určitější, čím je rozhraní lépe vytvořeno. Vln odražených na rozhraní vrstev se využívá při metodě odrazové. Proti metodě předešlé, kde je nutno jít až ke vzdálenostem několikakilometrovým a tedy pracovat se značnými energiemi v bodě výbuchu, má odrazová metoda tu přednost, že pracuje s menšími vzdálenostmi a tudíž také s menšími energiemi. Další velká výhoda je, že při ní k místnímu určení hloubky podloží potřebujeme znáti pouze rychlost v nadloží.

Odrazovou metodu v principu i v praktickém provedení znázorňuje schematicky obr. 39. Je-li $\overline{AB} = \Delta$, v_1 rychlost v nadloží I a uplyne-li mezi výbuchem v A a příchodem přímého paprsku do B doba t_1 , mezi výbuchem a příchodem odraženého paprsku doba t_2 , je hloubka h podloží II určena vztahem

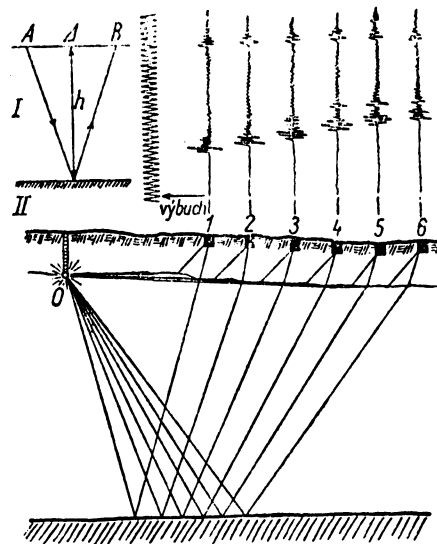
$$h = \frac{\Delta}{2t_1} \sqrt{t_2^2 - t_1^2}. \quad (43)$$

Metoda dává velmi dobré výsledky na přirozených rovinných rozhraních dostatečně rozsáhlých. Určují se jí na př. hladiny podzemních vod, horizonty naftové a používá se jí s úspěchem k určení mocnosti ledovců.

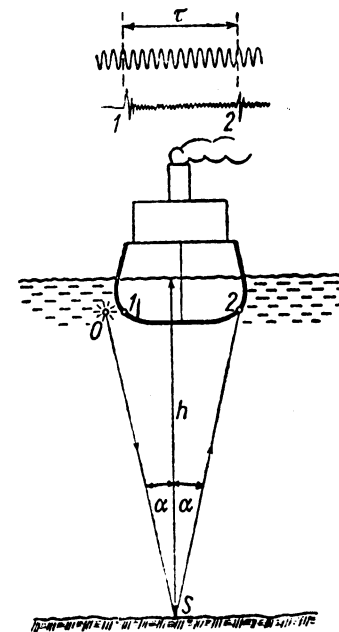
3.2. ECHOLOT

Odrazová (ozvěnová) metoda „echolot“ k měření mořských hloubek je vlastně modifikací předešlé metody, kde nadloží I je voda. Schematicky ukazuje použití metody obr. 40. V bodě O v blízkosti registračního mikrofonu 1 nechá se pod hladinou explodovat třaskavá náložka. Tím

vzniklé podélné vlnění (= zvukové) se zachytí mikrofonem 1 na filmový pás (záznam je znázorněn v horní části obrazce). Po odraze na mořském dně, které pro jednoduchost předpokládáme vodorovné, vrací se vlnění k povrchu a určitý paprsek jeho zasáhne registrační mikrofon 2, který jej opět



Obr. 39. Princip a provedení metody odrazové (reflektní); 1—6 = seismografy, nad nimi jejich záznamy.



Obr. 40. Echolot.

zaznamená na filmový pás. Poněvadž body O, 1 a 2 jsou vzhledem ke značným hodnotám měřených hloubek prakticky na hladině a jejich vodorovná vzdálenost je rovněž proti měřené hloubce zanedbatelná, je úhel α na obrázku skoro nulový a tedy hloubka dna je $h \approx \tau \bar{v} : 2$, označíme-li \bar{v} střed-

ní rychlost zvuku v vodě a τ časový rozdíl mezi příchozem rozrchů 1 a 2. Tento rozdíl se opět měří počtem kmitů ladičky se známým kmitočtem. Měření střední rychlosti \bar{v} se musí často opakovat, neboť se mění s hloubkou, teplotou a koncentrací soli. Moderní přístroje jsou upraveny, aby se měřené hloubky daly přímo odečítat. K výsledku je nutno připočítat korekce ze změn rychlosti \bar{v} . Je-li mořské dno nakloněno, nebo není-li rovné, „ohmatává“ se v potřebném množství profilů a tím se jeho zvlnění zachytí.

Novější typy odrazových měřičů hloubky používají místo explozí třaskaviny různých vysilačů zvuku, které vysílají signály ke dnu podél celé proměřované trati. Tím se obdrží spojitý profil dna podél trati a dokonce automaticky zakreslí. Kombinací soustavy vhodných profilů lze sestavit podrobný relief mořského dna.

3.3. VZDUŠNÁ SEISMIKA

Vzdušná seismika je vlastně přenesením method výzkumu vzdálených zemětřesení do atmosféry.

Při velkých explozích¹³⁾ bylo pozorováno, že kolem oblasti, kde vzduchem přenášené zvukové vlnění je slyšitelné, se vytvoří (obr. 41) soustředný, přibližně kruhový pás širší než 60 km, v němž exploze není slyšitelná. Je to t. zv. *pásmo ticha*. Za ním, opět přibližně koncentricky, následuje ve vzdálenosti 150—200 km od zdroje nové, druhé pásmo slyšitelnosti, za ním další pásmo ticha atd.

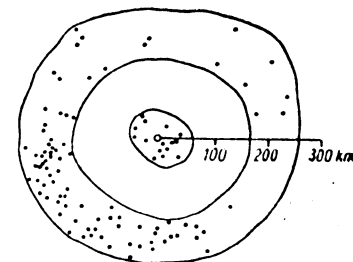
Druhé a další pásma slyšitelnosti nemohou vzniknout normálním šířením zvuku se soustřednými kulovými vlnoplochami a přímkovými paprsky. Jde tedy o abnormální (anomální) šíření zvuku jinou cestou. Stanovení pásem slyšitelnosti a pásem ticha přímým pozorováním je obdobné

¹³⁾ Při leteckém bombardování Podkrušnohoří a Saska na jaře 1945 bylo na př. v Praze slyšeti exploze velmi dobře, naproti tomu byla slyšitelnost výbuchů z mnohem bližšího Kolína n. L. podstatně horší.

pozorování makroseismickým. Jako tam, byla i ve vzdušné seismice doplněna přímá pozorování záznamy přístrojů, u nichž náraz zvukové vlny uvede v pohyb lehký píst nebo membránu a tyto kmity se ve značném zvětšení fotograficky registrují. Taková registrace se provádí na řadě naslouchacích stanic současně. Registrováno bylo až do vzdáleností asi 600 km od zdroje. Všechny stanice mají při registraci jednotné signalisování času.

Ze zápisů přístrojů se sestavují hodochrony týmž způsobem jako u zemětřesení a odvozují dráhy zvukových paprsků, což ovšem předpokládá také podrobné aerologické údaje o teplotě a větru.

Stručný přehled výsledků vzdušné seismiky je tento: V části atmosféry, která je methodám vzdušné seismiky dostupná, lze zhruba rozeznávat tři vrstvy. V nejnižší z nich — *troposféře* — sahající asi do výše 10 km, rychlosti zvuku s rostoucí výškou ubývá. Nad troposférou je *dolní stratosféra* (do výšky asi 30 km), kde rychlost zvuku zůstává v celku stálá. V nejvyšší vrstvě — *horní stratosféře* — rychlost zvuku s výškou značně vzrůstá. Proto se paprsky zvukové ohýbají stále více od kolmice, až konečně ve výškách 40—50 km se opět obrátí k povrchu zemskému. Celkový tvar paprsků je plochá zvonovitá křivka. Výška asi 50 km představuje horní mez dosahu method vzdušné seismiky.



Obr. 41. Pásma slyšitelnosti a pásma ticha při explozi v Moskvě 9. května 1920.

3.4. UŽITÁ SEISMIKA V TECHNICE

V odst. 2,26 a 2,4 jsme se již zmínili o významu seismiky pro stavitelství v krajinách navštěvovaných katastrofálními otřesy země. Zbývá dodat, že seismické poznatky mají

význam nejen v těchto oblastech, ale všude tam, kde bývají otřesy země makroseismicky pocíťovány, tedy na př. také u nás. Zkoumání dynamických účinků zemětřesení v Čechách a na Moravě ukázalo, že i v našich zemích jsou určitá pásma pohyblivější než jejich okolí. V Praze existuje na př. několik pruhů, v nichž jsou zemětřesení z východních Alp pocíťována průměrně o 0,5—1 stupeň M.-C.-S. silněji než v okolí. Při stavbě velkých objektů, na př. údolních přehrad, příp. „mrakodrapů“ a pod., bude třeba i u nás a ještě více v zemětřesením navštěvovaných oblastech Slovenska počítat s jistým zabezpečením pro případ zemětřesení. Také v dolech je třeba respektovat zemětřesné nebezpečí; daleko větší význam však zde mají důlní otřesy, jak jsme se již zmínili v odst. 2,26.

Přirozené otřesy země, ale zvláště dopravní neklid, o němž bude řeč v odst. 4,1, ohrožují stavby také tím, že působí stárnutí a únavu materiálu, jíž se snižuje mez pevnosti a uvolňuje soudržnost jednotlivých složek. Zejména jsou ohroženy objekty schopné vlastních kmitů v okolí resonance. Proto je potřebí pečlivě vyšetřovat periody i amplitudy vlastních kmitů staveb a jejich částí a sledovat jejich vzrůst s výškou nad zemí. Pro studium technických problémů pramenících z těchto pozorování se vyvinulo odvětví užité seismiky, zvané dynamický výzkum půdy. Moderní stavitelství učinilo otřesoměr svým nepostradatelným pomocníkem. Přístroje ty mají krátkou vlastní periodu, vhodně volené zvětšení a značnou registrační rychlost.

U mnohých objektů se již před stavbou vyšetřuje, jakých kmitů je půda staveniště schopna. Na př. před stavbou velkých strojoven třeba vyšetřit, zda vlastní frekvence půdních vrstev nejsou v rezonančním oboru očekávaných vlastních frekvencí budovy nebo strojních zařízení. V hotové budově se mají před umístěním strojů zjistit kmitající části a jejich frekvence a provést ihned nutné zabezpečení. Jen tak se zaručí klidný chod strojů a bezpečnost provozu, když

se podklad i budova zabezpečí proti účinkům frekvencí vyskytujících se v chodu strojů, zvláště při kritických otáčkách. Zvláštní pozornosti vyžadují těžké stroje s nevyváženými pohyblivými hmotami, neboť ty mohou vyvolat velmi silné kmity podkladu.

Dynamický výzkum půdy je na místě všude, kde nějaké technické zařízení vynucuje kmity půdy, staveb neb jejich částí a kde se tyto kmity přenášejí na jiná tělesa a zařízení, případně kde je jim vystaven lidský organismus. Někdy není příčina nežádoucích otřesů známa. Tu pak lze současným měřením na několika stanovištích najít zdroj otřesů i způsob, jak se rozšiřují; tím je učiněn nejdůležitější krok k odpomoci.

Moderní dopravnictví vypovědělo boj otřesům vozidel. K zamezení otřesů je třeba vozidla správně pérovat. To vyžaduje důkladné znalosti kmitů vozidla a jeho částí za jízdy. Úsilí odstranit nežádoucí otřesy shledáváme také v dopravě lodní. Ve všech těchto případech se užívá přístrojů, které jsou vlastně jen vhodně přizpůsobenými seismografy, ať již se jmenují otřesoměry, vibrografy, pallografy, tachografy atd.

Hlavní zřetel je v těchto aplikacích upřen na frekvence, ale ani amplitudy a fázová posunutí nezůstávají nepovšimnuty. Sleduje se také závislost rychlosti šíření kmitů na jejich frekvenci (disperse).

Technická seismika pracuje též experimentálně. Pokusy na zmenšených modelech se získává bezpečná číselná základna pro poměry skutečné. Vývoj přináší stále nové a nové způsoby využití seismiky v technické praxi a tím se stává nauka o zemětřeseních součástí života, třebaže zcela jinak, než bylo při jejím vzniku zamýšleno.

Je v živé paměti, jak pronikavý byl materiální a morální účinek t. zv. atomových bomb, svržených Američany r. 1945 na japonská města Hirošima a Nagasaki. Nepochybně byl jím urychlen konec druhé světové války. Po dopadu této bomby nastane rozpad atomových jader, jímž se uvolní ve velmi krátké době fantastické množství energie na nepatrném prostoru ve formě intenzivní explose. Část této energie způsobí také vznik zemětřesných vln. Není zatím známo, zda se zachovaly nějaké záznamy japonských stanic, v nichž by byly zachyceny seismické účinky atomové bomby na řečených místech. Za účasti seismiků byly konány s výbuchy atomových bomb pokusy v Novém Mexiku a v laguně atolu Bikini (11,8° N, 165,8° E) v ostrovech Marshallových. Do pokusu na Bikini, uskutečněného 24. června 1946, byly zapojeny seismické stanice celého světa. Podařilo se skutečně 8 stanicím ve Spojených státech v epicentrálních vzdálenostech od 7700 do 8070 km zachytit příchody vln *P*, kdežto vlny *S* a povrchové zaznamenány nebyly. Podle zaznamenaných amplitud stanovili *Gutenberg* a *Richter* třídu velikosti (magnitudo, viz odst. 222, str. 40) číslem 5,5, odpovídající energii v ohnisku řádu 10^{21} ergů, což je ovšem jen zlomek energie při výbuchu uvolněné. Jelikož místo i čas výbuchu na Bikini jsou velmi přesně známy, jsou časy příchodu vln *P* na jednotlivé stanice velmi cennou kontrolou hodochron. Přes dosažené výsledky nutno říci, že byly před pokusem na Bikini očekávány seismické účinky daleko větší, takže po této stránce byl pokus určitým zklamáním.

¹⁾ Připsáno dodatečně v r. 1948.

4.1. SEISMICKÝ NEKLID

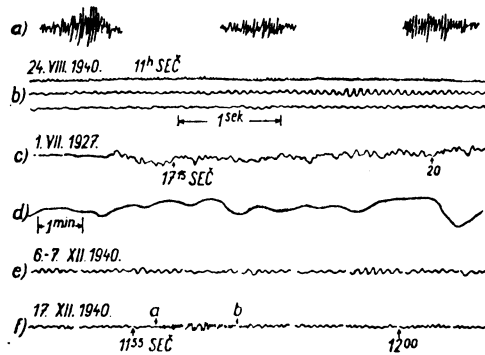
V odstavci 3,4 jsme se dotkli kmitů půdy, které vznikají ruchem denního života a účinkem chodu technických zařízení. Jsou však také přirozené děje, které uvádějí povrchové vrstvy do neustálých pohybů, takže povrch zemský není nikdy v klidu. Jeho chvění, vyvolané těmito povrchovými příčinami, přesahuje jen výjimečně hranici mikroseismických pohybů. Proto je nazýváme mikroseismický nebo zkrátka seismický neklid. V seismogramech působí neklid rušivě, ježto překrývá u slabých zemětřesení záznam začátečních fází a ztěžuje nebo vůbec znemožňuje vyčíslení těchto zemětřesení.

Neklid se vyskytuje buď na malém území jako *místní* či *lokální*, nebo zasahuje větší oblast a nazývá se pak *oblastní* nebo *regionální*. Trvá zpravidla mnohem déle než zemětřesení. Nejsou řídké případy, kdy trvá řadu dní; ojediněle vystupuje jako zjev trvalý. Periody jeho kolísají od nepatrných zlomků vteřiny až do několika minut a jsou u některých jeho druhů velmi nepravidelné. Amplitudy, nejsou-li druhotně zesíleny resonancemi, bývají několik tisícín milimetru a s hloubkou klesají.

Nejběžnější lokální neklid je působen *denním ruchem*. Půda totiž, jak jsme již dříve naznačili, se dostává dopravními otřesy, během strojů v průmyslových závodech, nárazy těžkých hmot a pod. do kmitů (obr. 42a). Ve velkoměstech nezřídka se stává tento neklid i makroseismicky patrným. Způsobuje drnění oken a otrásá lehce pohyblivými předměty. Nebezpečí jeho tkví v tom, že obsahuje kmity krátkých period (řádově 0,1 sec), v jejichž okolí leží mnoho frekvencí rezonančních, a také to, že v městech působí takřka nepřetržitě. Zrychlení, tedy i makroseismické intenzity těchto

otřesů jsou značné: Harmonický kmit s periodou 0,1 vteřiny a s amplitudou jen 0,01 mm = 10 μ má největší zrychlení 40 mm/sec², tedy takové, kterému odpovídá intenzita pátého stupně stupnice M.-C.-S.! Není tedy divu, jestliže dlouhodobým působením tohoto neklidu se dějí vnitřní změny v otřásaných hmotách a snižuje jejich pevnost.

Jiným druhem místního neklidu jsou krátkoperiodické kmity půdy, vynucené nárazy vody, dopadající s výše na



Obr. 42. Seismický neklid: a) dopravní otřesy v Praze (podle M. Jirsáka), b) neklid způsobený dopadem vody na jezu, c) bouře s vichřicí v Praze, d) mráz v Göttingen 14. ledna 1908 (dle B. Gutenberga), e) příbojový neklid v Praze, f) příbojový neklid se záznamem blízkého zemětřesení (a—b). Záznamy a), b) pořizeny otřesoměrem Spindler-Hoyer výzkumného a zkušebního ústavu hmot a konstrukcí stavebních v Praze; c), e), f) registrováno ve Stát. geofyzikálním ústavě v Praze.

tvrdý podklad. Dají se pozorovat v blízkosti vodopádů, údolních přehrad a jezů. Původní slabé rozruchy se mohou mnohonásobně zesílit rezonančními kmity horninových vrstev. Vzácný a velmi krásný příklad takového neklidu, zesíleného rezonancí vrstev zahořanských břidlic, byly kmity půdy, které pocítili makroseismicky několikrát v r. 1940 obyvatelé okolí jezu na jižním konci vltavského

ostrova Štvanice v Praze. Neklid ten byl pozorován na rozloze přes 1 km² (obr. 42b). Příčinou jeho byl dopad vodních mas o energii asi 1000 metrtun/sec na jednostranně uvolněnou betonovou desku podjezí jezu, protrženého odchodem ledů. Z obrázku vidíme, že v kmitech bylo zastoupeno několik charakteristických frekvencí, které nejsou v poměru harmonických. Setkáváme se tu tedy s případem podobným jako u kmitajících desek.

Změny tlaku vzduchu a přesuny v atmosféře (bouře, vichřice a pod.) dávají vznik typickému neklidu, který podle okolností je i oblastního rozsahu. Na záznamu (obr. 42c) se jeví jako nepravidelné zvlnění záznamové čáry. Periody a amplitudy se neřídí žádným viditelným zákonem. Vzhledem k předchozím druhům neklidu spatřujeme zde periody nepoměrně delší, jednu minutu i více, kterými je záznam rozčleněn. Vznik tohoto neklidu, jeho průběh i konec odpovídají vzniku, průběhu a konci příčiny, která jej vyvolává. Proto na některých záznamech neklid vzniká takřka neznatelně, zvolna sílí a pozvolna zaniká. Vedle nich jsou však záznamy (srovn. obr. 42c), kdy neklid vznikne náhle a po krátkém bouřlivém průběhu zanikne stejně náhle, jako byl vznikl. Na pražské stanici je tento případ častý v období letních bouřek s větrnými poryvy.

Také mráz způsobuje pohyby půdy. Seismograf na ně reaguje nepravidelnými výkyvy o dlouhých periodách (obr. 42d).

V zimní době je skoro trvalým hostem na záznamech evropských stanic *periodický neklid* (obr. 42e), postupující evropským kontinentem až do střední Asie. Wiechert a mnoho jiných jej považovali za kmity k povrchu blízkých vrstev, vzbuzené nárazy příboje na strmá skalnatá pobřeží. Při pobřeží jsou kmity dosti nepravidelné, čím dále však vnikají do vnitrozemí, tím jsou pravidelnější, až nabudou podoby čistých periodických rázů. Ty trvají bez přerušování někdy řadu dní, ba i týdnů. Periody neklidu, který se nese od pobe-

ží Atlantického oceánu a Severního moře, se různí podle místa vzniku, amplitud ubývá se vzdáleností od pobřeží. V pražských záznamech — a podobně u většiny evropských stanic — leží jeho periody v rozmezí od 4 do 10 vteřin. Amplitudy dosahují v Praze asi 0,004 mm. Od května do září vystupuje tento neklid zcela výjimečně. Největší amplitudy bývají od ledna do března. Záznam ztrácí na pravidelnosti, jestliže interferují kmity, přicházející z oblastí s různými periodami. Jak tento neklid znesnadňuje vyčíslení záznamu zemětřesení, dokazuje obr. 42f, zachycující slabé zemětřesení z alpské oblasti v záznamu „příbojového“ neklidu. Neklid podobného druhu se objevuje také na záznamech stanic amerických, čínských, indických a j.

Z podrobného studia vyšlo na jevo, že periodický neklid, pro nějž zdomácněl v angloamerické literatuře název „microseisms“, se objevuje někdy, aniž je pozorován příboj. Výzkumy, jež konali *Gherzi, Agamennone, Banerji, Bernard, Bončkovskij* a mn. j., ukázaly na těsnou souvislost mikro-seismů s pohybem tlakových níží nad oceány a krátkodobými variacemi tlaku v nich (t. zv. pumping). Tato souvislost se projevuje nejjasněji v tropických mořích, kde tlakové níže jsou útvary jednoduché a rychle se pohybují (cyklony, orkány, tajfuny, uragány a pod.). Záhadou zatím zůstává, jak se mohou přetvořit tlakové variace na povrchu několik tisíc metrů mocné vrstvy vodní v kmity mořského dna a vrstev pod ním. Z časových rozdílů v příchodu určité fáze rozruchů zaznamenaných třemi seismickými stanicemi, vzdálenými od sebe jen asi 2—3 km. lze naléztí směr postupu a rychlost šíření mikro-seismů. Za druhé světové války protínáním směrů zjištěných několika „trojčaty“ dostatečně vzdálenými se podařilo nejen zaměřit zdroj mikro-seismů, který se ukázal v oblasti tlakové deprese, ale také sledovat jeho pohyb, čímž byly zaměřeny v řadě případů dráhy uragánů v Karibském moři a Mexickém zálivu a dráhy několika tajfunů v Tichém oceáně. R. 1948 vyslovil *Leet* názor, že

zdrojem mikro-seismů není střed tlakové níže, nýbrž postupující tlaková nespojitost podél studené fronty nad oceány. Mikro-seismy jsou v přítomné době velmi horlivě studovány; spoluprací meteorologů, seismiků a oceanografů se snad v brzké době příčina vzniku mikro-seismů objasní.

Podle pozorovaných period se usuzuje na to, že hlavní část energie periodického neklidu postupuje až pod pokryvem sedimentárních horninných vrstev a to v hloubkách 15 až 25 km. V těchto hloubkách přestává již pestrost v geologickém složení a vlastní velkorysá kerná struktura tam vystupuje již zřetelně. Dá se tedy očekávat, že také studiem periodického neklidu, založeným na rozsáhlém a kriticky zpracovaném materiálu záznamovém, dostaneme se blíže k poznání středních hloubek kerné struktury, zvláště kontinentu evropského.

4.2. SEISMICKÁ REGISTRACE SLAPŮ KŮRY ZEMSKÉ

Pohyby, jimiž jsme se zabývali, se nazývají souhrnně krátkodobé neboli *tachyseismické*. Odehrávají se rychlostí, jež dovolí okamžik od okamžiku jejich průběh sledovat buď přímo, nebo v náležitém zvětšení. Kůra zemská však vykonává, přízpůsobujíc se působení vnějších i vnitřních sil, také pohyby mnohem pomalejší. Tyto můžeme konstatovat až po uplynutí jisté doby, tím delší, čím je pohyb pomalejší. Nejrychlejší z nich mají periody asi půl dne. Od nich počínajíc docházíme až k takovým, které trvají celé geologické epochy (srovn. odst. 2,16). Všem dlouhodobým pohybům se říká souhrnně *bradyseismické*.

Nejrychlejší z bradyseismických pohybů jsou slapy kůry zemské, obdobné přílivu a odlivu oceánů. Působí je, právě tak jako tyto, měnící se přitažlivé síly od Slunce a Měsíce. Poměr přitažlivostí obou těles je asi 1 : 2. Jejich vlivem kolísají svislé přímky a to účinkem přitažlivosti Slunce až

o $0,01''$, účinkem přitažlivosti Měsíce až o $0,02''$. Seismický přístroj, jímž se dají tyto nepatrné náklony sledovat, je vysoce astasované horizontální kyvadlo, u něhož se náklony povrchu zemského projevují změnami jeho rovnovážné polohy. Používá se úpravy *Zöllnerovy* s vláknovým závěsem a kapalinovým tlumením. Zjemnělou úpravou tohoto přístroje je *dvojkyvadlo*, které sestrojil *Lettau*. Dvojkyvadlo jsou v podstatě dvě za sebou zařazená horizontální kyvadla. Lze jím učinit patrnými ještě úhlové výchylky kolem $0,0001''$. Ze záznamů *Zöllnerových* kyvadel se dá stanovit tvarová pružnost zemského tělesa. Reakce zemské kůry na proměnná zatížení vahou srážkové vody nebo sněhu, na změny zatížení při translacích mas vzduchových, při odnášení částic hmot vodou nebo větrem a jejich ukládání na jiném místě a reakce na periodicky proměnná zatížení vahou ledovců působí z části také na polohu svislé přímky. Tyto pohyby se však již horizontálním kyvadlem sledovat nedají. Jsou v úzké souvislosti s časovými změnami tíhového pole zemského a proto lze na ně soudit z výsledků měření *gravimetrických*. Pokud jsou spojeny se změnami relativních výšek, projevují se po delší době v měřeních *nivelačních*.

LITERATURA

1. *Milne*, Seismology, London 1898.
2. *Wiechert*, Theorie der automatischen Seismographen, Berlin 1903.
3. *Montessus de Ballore*, La science séismologique, Paris 1906.
4. *Wiechert-Zoeppritz-Geiger-Gutenberg*, Über Erdbebenwellen, Berlin 1907—1914.
5. *Knott*, The physics of the earthquake phenomena, Oxford 1908.
6. *Hobbs-Ruska*, Erdbeben, Leipzig 1910.
7. *Golicyn (Galitzin)*, Vorlesungen über Seismometrie (překlad z ruštiny), Leipzig — Berlin 1914.
8. *Mainka*, Physik der Erdbebenwellen, Berlin 1923.
9. *Sieberg*, Erdbebenkunde, Jena 1923.
10. *Tams*, Periodizität der Erdbeben, Berlin 1926.
11. *Geiger*, Mechanische Schwingungen, Berlin 1927.
12. *Gutenberg*, Lehrbuch der Geophysik, Berlin 1929.
13. *Freeman*, Earthquake damage and earthquake insurance, New York — London 1932.
14. *Gutenberg*, Handbuch der Geophysik, sv. 4 (Erdbeben), Berlin 1932.
15. *Sieberg*, Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeergebiet, Jena 1932.
16. *Heck*, Earthquakes, Princeton 1936.
17. *Jung*, Kleine Erdbebenkunde, Berlin 1938.
18. *Meisser*, Praktische Geophysik, Leipzig 1943.
19. *Reich-Zwerverger*, Taschenbuch der angewandten Geophysik, Leipzig 1943.
20. *Bartels*, Geophysik, Berlin 1944.
21. *Bullen*, An Introduction to the Theory of Seismology, Cambridge 1947.

	str.
PŘEDMLUVA	3
1. ÚVOD	5
1,1. Vývoj výzkumu zemětřesení	5
1,2. Pojem zemětřesení a seismiky	8
2. VÝZKUM PŘIROZENÝCH ZEMĚTŘESENÍ	10
2,1. O zemětřeseních všeobecně	10
2,11. Příklady velkých zemětřesení	10
2,12. Důležitější pojmy velké seismiky	12
2,13. Pohyby půdy a trvání zemětřesení v blízkosti epicentra	14
2,14. Účinky zemětřesení	16
2,141. Účinky v terénu	16
2,142. Účinky na stavby a pozemní zařízení ...	18
2,143. Účinky na člověka a zvířata	20
2,15. Jiné průvodní zjevy zemětřesení	21
2,16. Příčiny podzemních napětí	23
2,17. Zemětřesení dle vzniku	25
2,18. Zeměpisné rozšíření zemětřesných ohnisek	28
2,2. Makroseismika	31
2,21. Energetické pole zemětřesení	31
2,22. Intensita zemětřesení. Zemětřesné stupnice	35
2,23. Sběr a zpracování zemětřesného materiálu	40
2,24. Makroseismické isočáry	42
2,25. Pozorované a redukované intensity. Makroseismická hloubka ohniska	45
2,26. Vědecký a praktický význam makroseismiky ..	47
2,3. Mikroiseismika	48
2,31. Princip a podstatné součásti seismických přístrojů	49
2,32. Základní typy seismografů. Tlumení a registrace ..	51
2,33. Elementární teorie seismometrů se stacionární hmotou	60
2,331. Mechanická a optická registrace harmonických kmitů půdy	62
2,332. Galvanometrická registrace harmonických kmitů půdy	66
2,333. Pohyb půdy $\xi(t) = a_0 t e^{-\beta t} \sin pt$	67
2,341. Výpočet pohybu půdy ze seismogramu ..	68
2,342. Konstanty seismometru	69
2,343. Vyčíslení seismogramu	70

	str.
2,35. Struktura seismogramu a její výklad z teorie pružnosti	72
2,351. Základní rovnice teorie seismických vln ..	76
2,36. Vliv epicentrální vzdálenosti na vzhled seismogramu	78
2,371. Pojem hodochrony	80
2,372. Určení polohy epicentra	81
2,373. Určení hloubky ohniska	84
2,38. Základy výpočtu a konstrukce seismických paprsků	85
2,39. Průběh seismických paprsků tělesem zemským. Seismický model Země	93
2,391. Paprsky odražené a lomené	96
2,392. Třídílná stavba zemského tělesa	97
2,393. Blízká zemětřesení a kůra zemská	98
2,4. Zemětřesná prognosa a ochrana před zemětřesením ..	102
3. EXPERIMENTÁLNÍ A UŽITÁ SEISMIKA	105
3,1. Methody seismické prospekce	106
3,2. Echolot	108
3,3. Vzdušná seismika	110
3,4. Užitá seismika v technice	111
3,5. Seismické účinky atomových bomb	114
4. ZJEVY PŘÍBUZNÉ ZEMĚTŘESENÍ	115
4,1. Seismický neklid	115
4,2. Seismická registrace slapů kůry zemské	119
LITERATURA	121