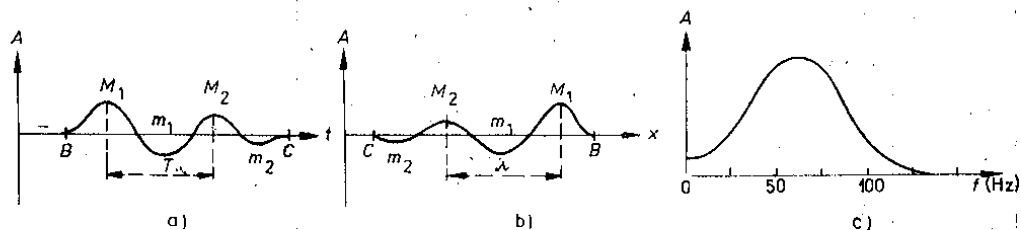


## 7.1 Fyzikální základy seismických metod

*Seismický průzkum* je založen na studiu uměle vyvolaných *seismických vln*, které procházejí svrchními částmi zemského tělesa a vracejí se zpět k povrchu. Tyto vlny se šíří od místa svého vzniku všemi směry a vyvolávají v prostředí, kterým procházejí, kmitavý pohyb hmotných částic kolem jejich klidové polohy. Podle způsobu kmitání částic vzhledem ke směru šíření seismické vlny můžeme rozlišovat vlny *podélné* a *příčné* (srov. kap. 2.7). Podélné vlny procházejí všemi druhy reálných prostředí; příčné vlny se nešíří kapalinami a plyny. V seismickém průzkumu se používají převážně podélné vlny, mezi něž patří také zvuková vlna šířící se vzduchem.

Seismickou vlnu při jejím průchodu prostředím si můžeme představit jako časově omezený impuls seismické energie, který způsobí v určité části prostředí krátkodobé kmitání hmotných částic. Plocha omezující část prostředí, v němž již dochází ke kmitání, od části prostředí, která je dosud v klidu, se nazývá *čelo vlny*. Podobně můžeme definovat i *týl vlny*, ohraničující tu část prostředí, v níž kmitání již ustalo. Průběh pohybu částice prostředí v závislosti na čase se nazývá *zápis seismické vlny* (obr. 57a); na něm můžeme rozlišit *prvé nasazení seismické vlny B*, *týl vlny C* a *fáze vlny* — její *maxima M* a *minima m*. Výchylka částice prostředí od rovnovážné polohy se nazývá *amplituda vlny*. Časový interval mezi dvěma extrémny stejného znaménka se označuje *perioda vlny T*. Převrácenou hodnotou periody je *frekvence seismické vlny f*, která udává počet kmitů za sekundu a vyjadřuje se v hertzech (Hz).



Obr. 57. Základní charakteristiky seismické vlny  
a) zápis seismické vlny ( $A$  — amplituda), b) profil seismické vlny, c) spektrum seismické vlny

Zobrazíme-li výchylku jednotlivých hmotných částic podél směru šíření seismické vlny, získáme *profil seismické vlny* — obr. 57b. Kromě prvního nasazení vlny, jejího *týlu* a extrémů zde můžeme definovat *vlnovou délku*  $\lambda$  jako vzdálenost mezi dvěma sousedními extrémny stejného znaménka. Mezi vlnovou délkou, periodou, frekvencí a rychlostí šíření seismické vlny  $V$  platí vztah

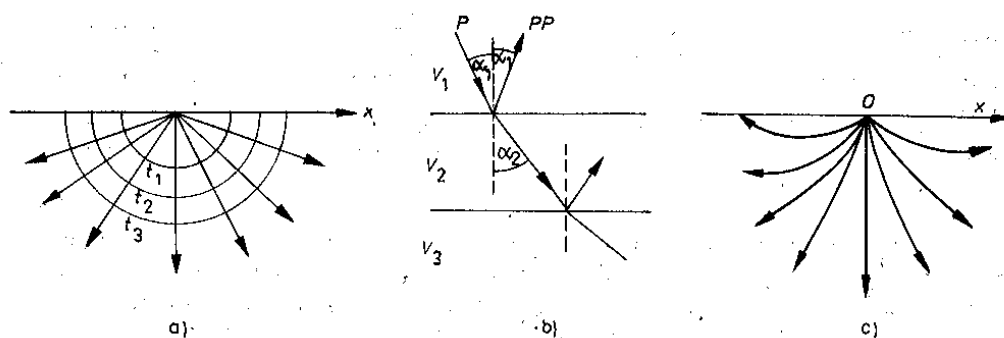
$$\lambda = VT = \frac{V}{f}. \quad (7.1)$$

Seismické vlnění se liší od známých harmonických nebo periodických kmitů hlavně tím, že má povahu impulsu s omezenou dobou trvání. Proto nemá seismická vlna čárové spektrum jako výše uvedená vlnění, ale její spektrum je spojité — obsahuje spojitou řadu frekvenčních složek s různými amplitudami (obr. 57c). Frekvence zjištěná ze zápisu seismické vlny je označována jako převládající frekvence a odpovídá frekvenci s maximální amplitudou spektra.

Kromě uměle vzniklých seismických vln existují v přírodě i seismické vlny vzniklé přirozenou cestou — nepřetržitě probíhající *mikroseismy*, vznikající deštěm, větrem, průmyslovou činností apod., a krátkodobá zemětřesení.

## 7.2 Šíření seismických vln v homogenním a reálném prostředí

Základní vlastnosti seismických vln budeme zkoumat nejprve v *absolutně pružném prostředí*; takové prostředí si můžeme nejjednodušeji představit jako *homogenní poloprostor* omezený rovinou zemského povrchu, v němž nedochází ke ztrátám seismické energie při jejím průchodu prostředím. V tomto prostředí neexistují žádné další fyzikální nehomogenity, rychlost šíření seismických vln  $V$  je konstantní. Homogenním prostředím se seismické vlny šíří přímočaře — můžeme je znázornit pomocí přímkových paprsků vycházejících z místa zdroje seismické energie. Čelo šířící se seismické vlny zaujímá v časech  $t_1, t_2$  atd. plochy, které nazýváme *izochrony*; v homogenním prostředí to jsou kulové plochy. Seismické paprsky jsou k izochronám vždy kolmé (obr. 58a). Nákres izochron a paprsků ve vertikální rovině ( $x, z$ ) nazýváme *paprskový diagram*.



Obr. 58. Šíření seismické vlny prostředím

a) seismické paprsky a izochrony v homogenním prostředí, b) odraz a lom seismických paprsků na rozhraní ( $P$  — dopadající podélná vlna,  $PP$  — odražená podélná vlna), c) seismické paprsky v gradientovém prostředí

Časy příchodu seismické vlny jsou na povrchu registrovány obvykle podél přímkových profilů. Graf závislosti času  $t$  příchodu seismické vlny na vzdálenosti  $x$  bodu registrace od zdroje vlnění nazýváme *profilová hodochrona*. Podobně můžeme definovat při plošném měření *povrchovou hodochronu*. Je-li zdroj vlnění umístěn na přímce procházející body registrace, hovoříme o *podélné hodochroně*, je-li mimo tuto přímku, jedná se o *nepodélnou hodochronu*. Z hodochron můžeme určit *zdánlivou rychlost*  $V_{zd}$  podle rovnice

$$V_{zd} = \frac{\Delta x}{\Delta t}. \quad (7.2a)$$

Je to rychlost, kterou postupuje seismická vlna podél zemského povrchu. Tato

rychlost souvisí se skutečnou rychlostí  $V$  podle vztahu

$$V_{zd} = \frac{V}{\sin \alpha}, \quad (7.2b)$$

kde  $\alpha$  je úhel dopadu seismické vlny na zemský povrch.

*Reálné přírodní prostředí* není homogenní ani dokonale pružné. Nedokonalá pružnost se projevuje pohlcováním (absorpcí) seismické energie následkem přeměny její části na energii tepelnou jako důsledek vnitřního tření při průchodu seismické vlny prostředím. Pokles amplitudy seismické vlny  $A$  se vzdáleností  $x$  vzhledem k amplitudě v bodě  $x = 0$  lze vyjádřit pomocí rovnice

$$A(x) = A_0 e^{-\alpha x}, \quad (7.3)$$

kde  $\alpha$  je *koefficient absorpce*. Velikost absorpce seismické energie je závislá na frekvenci seismické vlny: vyšší frekvenční složky jsou pohlcovány intenzivněji než nižší, což má za následek postupný pokles frekvence seismických vln při rostoucí vzdálenosti od zdroje vlnění. V tabulce 19 jsou uvedeny hodnoty koeficientu absorpce zjištěné pro různé typy hornin.

Tabulka 19. Koeficienty absorpce hornin  $\alpha$

Hornina	Hloubka uložení (m)	Rychlost seismických vln (m s <sup>-1</sup> )	Koeficient absorpce $\alpha$ (m <sup>-1</sup> )
písky a jíly	2—5	300	$6 \cdot 10^{-1}$
pískovce a jílovce	400—500	2 500	$4 \cdot 10^{-2}$
pískovce a břidlice	300	3 800—4 600	$2,7—3,7 \cdot 10^{-3}$
ruly	500	5 500	$5 \cdot 10^{-4}$
vápence	1 270	5 800—5 900	$2,3 \cdot 10^{-4}$
žuly	50—100	5 500—5 800	$2,2 \cdot 10^{-4}$

Seismické vlny se při šíření prostředím podřizují třem hlavním principům. Podle Huyghensova principu lze každý bod žela vlny považovat za nový zdroj vlnění, podle Fermatova principu prochází seismický paprsek mezi dvěma body po takové dráze, aby čas průchodu byl minimální. Podle principu superpozice procházejí seismické vlny prostředím současně, aniž by se navzájem ovlivňovaly.

V sedimentárních oblastech se často setkáváme s *vrstevnatým prostředím*, v němž se nacházejí jednotlivé vrstvy o mocnostech  $h_i$  a rychlostech seismických vln  $V_i$ . Na rozhraních mezi jednotlivými vrstvami dochází k *odrazu a lomu* paprsků. Část seismické energie se vrací zpět k povrchu jako *odražená vlna* a přináší s sebou informaci o hloubce a sklonu odrážejícího rozhraní. Zbytek seismické energie proniká pod rozhraní a mění přitom svůj směr (láme se) podle *Snellova zákona*

$$\frac{\sin \alpha_1}{V_1} = \frac{\sin \alpha_2}{V_2}, \quad (7.4)$$

kde  $V_1$  a  $V_2$  jsou rychlosti v nadložní a podložní vrstvě, úhly  $\alpha_1$  a  $\alpha_2$  svírá seismický paprsek s normálou k rozhraní v nadloží a podloží (obr. 58b). Množství odražené energie závisí na mnoha faktorech; z nich jsou nejdůležitější rychlosti v nadloží a podloží rozhraní a také hustoty  $\rho_1$  a  $\rho_2$ . Jako *koefficient odrazu* označujeme poměr amplitud dopadající vlny  $a_P$  a odražené vlny  $a_{PP}$ . Při normálovém dopadu vlny na rozhraní ( $\alpha_1 = 0$ ) lze koeficient odrazu  $A_{PP}$  vyjádřit pomocí rovnice

$$A_{PP} = \frac{a_{PP}}{a_P} = \frac{\rho_1 V_1 - \rho_2 V_2}{\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2} \quad (7.5)$$

Podle této rovnice k odrazu dochází, jsou-li v nadložním a podložním prostředí rozdílné hodnoty součinů rychlosti a hustoty (tzv. *vlnové odpory*). Čím jsou tyto veličiny odlišnější, tím je odraz silnější. Této skutečnosti se využívá např. k přímému vyhledávání ložisek uhlovodíků.

Vlny odražené od silných rozhraní se mohou odrazit zpět od povrchu směrem dolů; po dalším jednom nebo více odrazech od rozhraní v hloubce vznikají *rušivé vlny násobné*.

Je-li úhel dopadu  $\alpha_1$  paprsku na rozhraní takový, že platí

$$\sin \alpha_1 = \frac{V_1}{V_2}, \quad (7.6)$$

dochází ke vzniku tzv. *lomené (čelné) vlny*, která se šíří podél rozhraní. Podle Huyghensova principu se pak z každého bodu rozhraní vrací část energie k povrchu. Jak plyne z (7.6), podmínkou vzniku lomené vlny je, aby  $V_2 > V_1$ . Úhel  $\alpha_1$  se v tomto případě nazývá kritický úhel a značí se  $i$ .

Podle obou typů vln byly nazvány hlavní průzkumné seismické metody — *metoda odražených vln (reflexní seismika)* a *metoda lomených vln (refrakční seismika)*.

Při dopadu seismické vlny na rozhraní se může určité procento energie podélných vln přeměnit na vlny příčné a opačně. Vznikají tak *vlny přeměněné*, které však mají malý praktický význam; užívají se hlavně při mělkém seismickém průzkumu.

Nachází-li se na seismickém rozhraní nespojitost (např. hrana zlomu, nerovnost starého reliéfu podloží ap.), stává se místo nespojitosti zdrojem tzv. *vlny difragované*, která se od něj šíří všemi směry. Difragovaná vlna proto může sloužit jako indikace nespojitosti rozhraní.

V reálném prostředí se vždy setkáváme s *povrchovými vlnami*. Jejich existence je vázána na zemský povrch, pronikají do hloubek maximálně několika desítek metrů, a proto jsou z praktického hlediska bezcenné. Projevují se však jako intenzivní rušivé vlny. Existují dva druhy těchto vln: vlny Rayleighovy, které vyvolávají kmitání částic prostředí po eliptické dráze v rovině  $(x, z)$ , a vlny Loveho, které působí pohyb částic v horizontální rovině kolmé na směr šíření vlny. Rychlost povrchových vln je nižší než rychlost vln podélných, u Rayleighových vln se obvykle rovná  $0,9V_S$ .

Podle kapitoly 2.7 závisí rychlost seismických vln na rychlosti ve skeletu horniny, v látce vyplňující póry a na pórovitosti. Pórovitost se postupně zmenšuje s hloubkou pod vlivem tlaku nadložních vrstev; to má za následek postupný plynulý vzrůst rychlosti seismických vln v horninách. Takové prostředí nazýváme *prostředí s gradientem rychlosti*. Seismické paprsky se v něm postupně zakřivují (obr. 58c) v závislosti na změně rychlosti s hloubkou. Tuto změnu vyjadřujeme nejčastěji ve formě parabolického zákona změny rychlosti  $V(z)$  s hloubkou

$$V(z) = V_0(1 + \beta z)^{1/n}, \quad (7.7a)$$

kde  $n$  je celé číslo. Pro  $n = 1$  platí lineární zákon

$$V(z) = V_0(1 + \beta z). \quad (7.7b)$$

V rovnicích (7.a, b) je  $V_0$  rychlost na povrchu gradientového prostředí,  $\beta$  je rychlostní gradient. Hodnoty  $\beta$  se u sedimentárních hornin nejčastěji vyskytují v rozmezí  $10^{-4}$  až  $10^{-3} \text{ m}^{-1}$ . Podstatně menší rychlostní gradient je u metamorfovaných a vyvřelých hornin, kde je způsoben postupným svíráním mikroskopických puklin pod vlivem tlaku. Výrazný je rychlostní gradient, který se objevuje u navětralých

hornin bezprostředně pod hlinitým pokryvem. Intenzita zvětření slábne s rostoucí hloubkou a spolu s ní narůstá i rychlost seismických vln až k hodnotě běžné u ne-zvětralých hornin, což bývá obvykle v hloubkách 30 až 50 m. V případech platnosti lineárního zákona dosahuje zde gradient rychlosti hodnot  $10^{-2}$  až  $10^{-1} \text{ m}^{-1}$ . Vliv gradientu rychlosti se často projevuje i ve vrstevnatých prostředích.

### 7.3 Geologické základy seismického průzkumu

Podle kapitoly 2.7 existují mezi jednotlivými horninami značné rozdíly v jejich hustotách a rychlostech šíření seismických vln. Geologické rozhraní oddělující takové odlišné horniny (např. jílovec a vápenec, sedimenty — krystalinikum ap.) můžeme proto považovat za *rozhraní seismické*. Každé litologické rozhraní nemusí ovšem být i rozhraním seismickým, zatímco naopak hladina podzemní vody může být výraznou seismickou hranicí. Pro vznik odražené a lomené vlny musí být splněny podmínky uvedené v kap. 7.2.

Výrazně odlišná od ostatních hornin je tzv. *vrstva malých rychlostí*, tvořená nepevnými horninami a produkty zvětření v blízkosti povrchu (aluviální a eluviální hlíny, sutě, říční terasy, silně zvětralé horniny) a nad hladinou podzemní vody. Tato vrstva se vyznačuje rychlostmi šíření seismických vln 300 až 1 200  $\text{m s}^{-1}$ , což vede k zpoždování seismických vln, a navíc silně pohlcuje seismickou energii.

*Sledovatelnost seismických rozhraní* je podmíněna seismogeologickými podmínkami, které můžeme rozdělit na povrchové a hlubinné. Mezi příznivé *hlubinné podmínky* náleží malý sklon a malé tektonické porušení seismických rozhraní, jejich velká plošná rozloha a snadná korelace s geologickými rozhraními; rovinatý a snadno přístupný terén, malá mocnost a stejný charakter vrstvy malých rychlostí a hladina podzemní vody v malé hloubce vytvářejí příznivé *povrchové podmínky*.

Seismické vlny přicházející z hloubky od seismických rozhraní — vlny odražené a lomené — označujeme jako *vlny užitečné*. Kromě nich bývají současně registrovány i *vlny rušivé* (šum), vznikající buď současně s užitečnými (vlny povrchové, násobné aj.), nebo nezávisle na nich (mikroseismy). Některé typy vln mohou být podle okolností užitečné i rušivé (vlna přímá, difragovaná). *Poměr užitečného signálu k šumu* patří rovněž mezi důležité charakteristiky seismického průzkumu.

### 7.4 Vytváření a registrace seismických vln

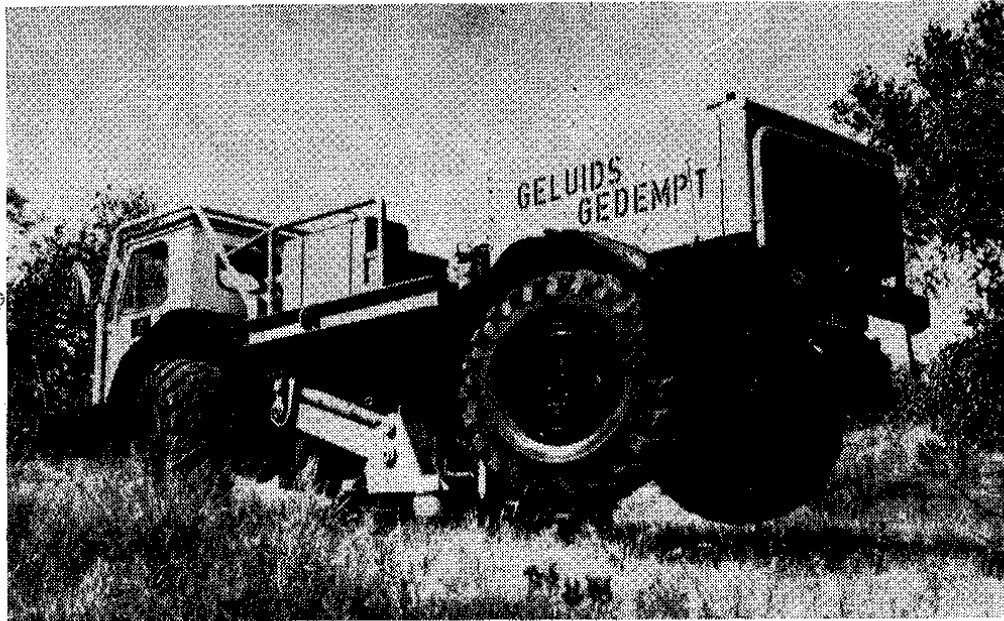
*Seismická měření* v terénu probíhají nejčastěji na přímkových profilech. Před počátkem prací je nutné zvolit vhodný systém měření, který může zajistit spojitě sledování seismických rozhraní. Pod pojmem „systém měření“ rozumíme vzájemné uspořádání míst vzbuzení seismických vln a jejich registrace.

Seismické vlny jsou nejčastěji vzbuzovány *odpaly trhavin* z mělkých vrtů, které jsou vyplněny výplachem a utěsněny. Nálož se ukládá do hloubky větší, než je hladina podzemní vody, nebo do takové hloubky, kde horniny již nejsou silněji zvětralé. Při používání trhavin bývají často potíže s lokalizací jednotlivých bodů výbuchu s ohledem na možné škody. Proto se v poslední době rozšiřuje použití *vibračních zdrojů* vlnění; z vibrátoru (obr. 59) se vysílá po dobu 5 až 15 s vibrační signál, který se po registraci složitým způsobem zpracovává. Při průzkumu malých hloubek se často k vzbuzení seismických vln používají *mechanické zdroje* — např. kladivo, závaží.

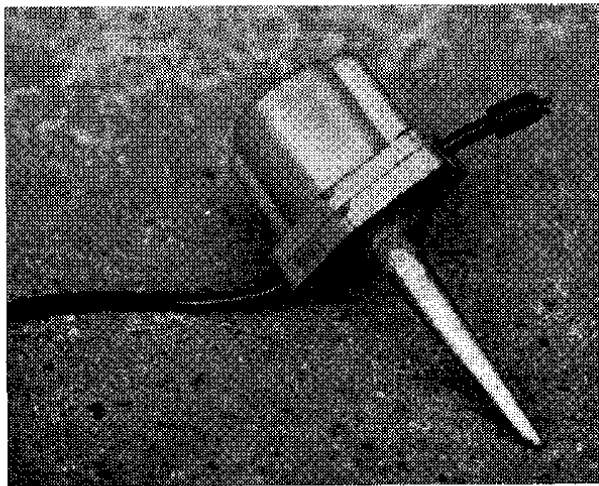
Při vzbuzování seismické energie je běžné *seskupování zdrojů vlnění* —

je odpáleno současně několik náloží, úderů kladiva se opakují a přicházející vlny jsou v aparatuře sčítány, používají se současně 3 až 4 vibrátory, které navíc vzbuzují vibrace několikrát po sobě, atd. Tím dosahujeme zvýšení intenzity užitečných vln proti poruchám.

*Registrace seismických vln* probíhá v seismických aparaturách. Soubor zařízení, kterým seismický signál před registrací prochází, nazýváme *seismický kanál*; jeho vstupním členem je *geofon* (obr. 60), který přeměňuje seismické kmity na elektrické. Vzbuzení elektrických kmitů probíhá podle principu elektromagnetické indukce — při relativním pohybu volně zavěšené cívky vzhledem k magnetům spojeným s tělem geofonu. Při příchodu seismické vlny se tělo geofonu pohybuje



Obr. 59. Vibrátor při práci. Vibrace jsou přenášeny přes podložku pod střední částí vozidla



Obr. 60. Geofon. Špičatý trn slouží k upevnění geofonu v zemi a ke zlepšení kontaktu s půdou (foto R. Duda)

spolu s půdními částicemi v okolí, zatímco cívka zůstává v klidu. Induktivně vzniklý elektrický signál je pak veden do vlastní aparatury, kde je zesilován, filtrován a po digitalizaci zapsán na speciální magnetickou pásku. U některých aparatur je možné jej nahrát do pracovní paměti, která jej přehrává na obrazovku; dříve se často užíval zápis na oscilografický papír.

Geofony na profilu jsou zapojovány do skupin („grup“), v nichž jsou registrované kmity sčítány. Ve skupině bývá nejčastěji 10 až 40 geofonů. Seskupování geofonů slouží hlavně k potlačování rušivých povrchových vln. Nejsilnější jsou tyto vlny potlačovány, je-li vzdálenost mezi geofony ve skupině volena

$$\Delta x = V \frac{T}{2}, \quad (7.8)$$

kde  $V$  je rychlost šíření povrchových vln a  $T$  je jejich perioda. Vzdálenost mezi geofony, resp. středy skupin geofonů na profilu je obvykle 20 až 100 m; seismické aparatury užívané v ropném a uhelném průzkumu mívají nejčastěji 24 nebo 48 kanálů, takže z jednoho odpalu může být proměřen i několik km dlouhý úsek profilu. Při mělkém seismickém průzkumu je vzdálenost mezi geofony podstatně menší a používají se aparatury s menším počtem kanálů. Často se zde využívá možnost záměny geofon — zdroj vlnění: jediný geofon je pevně umístěn (místo bodu úderu) a bod úderu je postupně přemístován podél profilu s krokem nejčastěji 2 až 5 m.

Zápis seismického vlnění na jednom kanálu se nazývá *seismická stopa* nebo *trasa*. Typické parametry některých seismických aparatur uvádíme v tab. 20.

Tabulka 20. Seismické aparatury

Aparatura	SSC-3A (SSSR)	SN 338 (Francie)	SD-12 (MLR—NDR)	Poisk I-6/12 (SSSR)
druh zápisu	digitální	digitální	digitální	osc. papír
počet kanálů	24—48	24—48	24—48	12
vzorkování ( $10^{-3}$ s)	2, 4	1, 2, 4	1, 2, 4	—
frekvenční rozsah (Hz)	3—125	3—125	3—250	15—125

Práce na profilu řídí operátor seismické aparatury. Seismické záznamy jsou evidovány a označovány. O kvalitě záznamů se může operátor přesvědčit na přehrávacím zařízení, kde jsou kmity v oscilografu nebo elektrostatické komoře přepisovány na některý z druhů oscilografického papíru.

## 7.5 Metoda odražených vln

V současné době patří metoda odražených vln mezi nejdůležitější geofyzikální metody vůbec. Její význam spočívá hlavně v tom, že je nejdůležitější metodou v oblasti průzkumu ložisek ropy a zemního plynu, a že dokáže detailně rozlišovat geologické struktury i v hloubkách 5 až 10 km. Metoda odražených vln však také patří mezi nejnákladnější geofyzikální metody.

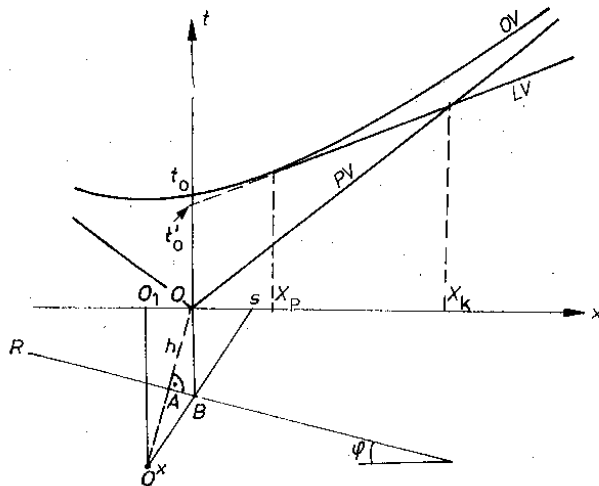
*Hodochrona odražené vlny* je hyperbolická křivka; její průběh a její vztah k hodochronám vln přímé a lomené je uveden na obr. 61. Odražená vlna přichází k povrchu vždy později než vlna přímá i lomená (od stejného rozhraní), s níž má společný bod (počáteční bod lomené vlny —  $X_p$  na obr. 61).

Přímá vlna se šíří po povrchu hornin skalního podkladu podél zemského povrchu. Její hodochronu lze vyjádřit vztahem

$$t = \frac{x}{V}, \quad (7.9)$$

kde  $V$  je rychlost šíření přímé vlny.

*Hodochrona přímé vlny* je přímková a je možné určit z ní podle rovnice (7.2a) rychlost  $V$ , která je v tomto případě totožná s rychlostí  $V_{zd}$  (protože  $\sin \alpha$  z rovnice 7.2b se rovná 1). Rychlost  $V$  pak užíváme při interpretaci, hlavně v metodě lomených vln.



Obr. 61. Hodochrony přímé, odražené a lomené vlny  
 $O^x$  — zdánlivý bod výbuchu,  
 $X_P$  — počáteční bod lomené vlny,  $X_k$  — průsečík hodochron vlny lomené a přímé;  
 $PV$  — přímá vlna,  
 $OV$  — odražená vlna,  
 $LV$  — lomená vlna

Způsob odvozování rovnic hodochron si ukážeme na hodochroně odražené vlny. Pro každou hodochronu platí obecný vzorec

$$t = \frac{s}{V}, \quad (7.10)$$

kde  $s$  je dráha, kterou vlna urazila rychlostí  $V$  za dobu  $t$ . U přímé vlny  $s = x$ , u odražené vlny je třeba  $s$  vypočítat. Uvažujme profilovou hodochronu, čas  $t$  je doba příchodu seismické vlny do bodu  $S$ . Podle obr. 61 můžeme definovat zdánlivý bod výbuchu  $O^x$  jako zrcadlový obraz skutečného bodu výbuchu  $O$  vzhledem k rozhraní  $R$ . Normálová hloubka rozhraní pod bodem  $O$  je  $h$ . Protože trojúhelníky  $OAB$  a  $O^xAB$  jsou shodné, můžeme dráhu odražené vlny  $s = OB + BS$  nahradit dráhou  $O^xS = O^xB + BS$ . V trojúhelníku  $O^xO_1S$  ( $O_1$  je vertikální průmět  $O^x$  na povrch) platí podle Pythagorovy věty:

$$\begin{aligned} (O^xS)^2 &= (O^xO_1)^2 + (O_1S)^2 = 4h^2 \cos^2 \varphi + (x + 2h \sin \varphi)^2 = \\ &= 4h^2 + x^2 + 4hx \sin \varphi, \end{aligned}$$

kde  $\varphi$  je úhel sklonu rozhraní  $R$ . Pak podle (7.10) platí

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{4h^2 + x^2 \pm 4hx \sin \varphi}. \quad (7.11)$$

Znaménko  $\pm$  záleží na smyslu sklonu  $\varphi$ ; klesá-li rozhraní od bodu výbuchu, platí znaménko  $+$ .

Položíme-li v rovnici (7.11)  $x = 0$ , získáme výraz pro čas příchodu odražené vlny zpět do bodu výbuchu ( $t_0$ ):

$$t_0 = \frac{2h}{V}, \quad (7.12)$$



který je velmi výhodný pro výpočty hloubek, známe-li rychlost  $V$ . V rovnicích (7.11) a (7.12) je tato rychlost vlastně střední rychlost  $V_{\text{stř}}$  do odrazujícího rozhraní. Ve vrstevnatém prostředí s  $n$  vrstvami o mocnostech  $h_i$  a rychlostech  $V_i$  o ní platí

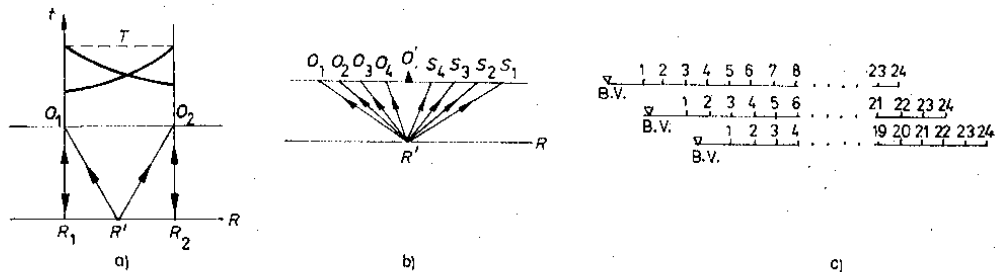
$$V_{\text{stř}} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_i}} \quad (7.13)$$

Při použití střední rychlosti považujeme nadloží odrazující hranice za homogenní. K jejímu určení se dříve užívalo hlavně seismokarotážní měření (speciální měření s geofonem umístěným ve vrtu), dnes se určuje při strojovém zpracování dat.

Před dalším zpracováním je nutné zavést do naměřených časů *korekce* — statické a kinematické. *Statické korekce* jsou analogické korekcím v gravimetrii. Časy přechodu seismických vln jsou opravovány tak, jako by zemský povrch byl horizontální (na úroveň tzv. srovnávací roviny), bod výbuchu byl umístěn na tomto povrchu a neexistovala vrstva malých rychlostí. Proto jsou postupně zaváděny: oprava na vrstvu malých rychlostí, oprava na reliéf a oprava na hloubku bodu výbuchu. *Kinematická korekce*  $\Delta t$  slouží k přepočtu časů naměřených v bodech  $x$  na čas  $t_0$ , který by byl naměřen v bodě výbuchu:

$$t_0 = t(x) - \Delta t = \frac{x^2}{V^2 t_0} \quad (7.14)$$

Opravené časy jsou stejné jako časy  $t_0$  v bodech o souřadnici  $x/2$ . Vlastní měření v metodě odražených vln probíhají tak, aby zaručila spojitě sledování odrazujících rozhraní. Zvolme např. systém měření s body výbuchu  $O_1, O_2$  na koncích rozloženého geofonu (tzv. koncové odpaly, obr. 62a). Po odpalu z bodu  $O_1$  registrujeme v úseku  $O_1 O_2$  seismické paprsky přicházející od úseku rozhraní  $R_1 R_2$ ; získáváme tedy informaci pouze o polovině úseku  $R_1 R_2$ . Údaje z úseku  $R' R_2$  získáme po odpalu z bodu výbuchu  $O_2$ ; z toho vyplývá, že pro spojitě sledování rozhraní potřebujeme dvojici hodochron, tzv. *vstřícné hodochrony*.



Obr. 62. Systémy měření v metodě odražených vln  
a) systém spojitěho sledování v metodě odražených vln pomocí dvojice vstřícných hodochron ( $T$  — čas vzájemnosti), b) princip metody SRB, c) systém měření v metodě SRB, měřený úsek je postupně posunován o dvě skupiny geofonů, šestnásobné překrytí

V posledních letech se všeobecně užívá modifikace metody odražených vln — *metoda společného reflexního bodu (SRB)*. V této metodě uvažujeme odrazy od stejného bodu na rozhraní při různých polohách bodů výbuchu  $O_i$  a bodů příjmu  $S_i$  (obr. 62b). Stopy odpovídající společnému bodu odrazu jsou vybírány z jednotlivých seismických záznamů a jsou do nich zaváděny kinematické korekce

podle rovnice (7.14); tím jsou časy na těchto stopách přepočteny na čas  $t_0$ , který bychom získali, kdyby bod výbuchu  $O_i$  byl vždy přímo nad společným bodem  $R'$ . Jsou-li jednotlivé stopy sečteny, užitečný signál se zesílí. Počet sumovaných stop v metodě SRB bývá různý, nejčastěji 12 nebo 24 — mluvíme pak o 12násobném nebo 24násobném součtu (překrytí). Protože rušivé vlny nebudou po zavedení korekcí na jednotlivých stopách ve stejném čase, nezesílí se, ale dojde k jejich relativnímu potlačení.

V metodě SRB může terénní měření probíhat např. tak, že podél profilové linie je rozloženo 60 skupin geofonů, z nichž je při prvním odpalu zapojeno 24. Pak se celý měřený úsek posune tak, že na konci jsou 2 skupiny odpojeny a na počátku připojeny, a stejně se posune i bod výbuchu (obr. 62c). Měřený úsek se tak postupně posunuje podél profilu.

## 7.6 Metoda lomených vln

Metodou lomených vln získáváme informace o průběhu seismických rozhraní z hodochron lomené (čelné) vlny; podmínkou vzniku lomené vlny je rychlostní skok na rozhraní ( $V_2 > V_1$ ). Hodochrona lomené vlny je dána rovnicí

$$t = \frac{x_1}{V_1} \sin(i \pm \varphi) + \frac{2h}{V_1} \cos i, \quad (7.15)$$

kde  $\varphi$  je úhel sklonu rozhraní,  $h$  je normálová hloubka do rozhraní pod bodem výbuchu,  $\sin i = V_1/V_2$ . Výraz (7.15) můžeme napsat i ve tvaru

$$t = \frac{x}{V_{zd}} + t'_0. \quad (7.16)$$

V rovnici (7.15) platí znaménko + tehdy, klesá-li rozhraní směrem od bodu výbuchu. Při horizontálním rozhraní  $V_{zd} = V_2$ . Z obou rovnic vyplývá, že hodochrona lomené vlny je přímka (obr. 61). Hodochrona lomené vlny má počáteční bod, který leží na hodochroně vlny odražené; před tímto bodem hodochrona vlny lomené neexistuje, dobře je sledovatelná až od průsečíku s hodochronou vlny přímé.

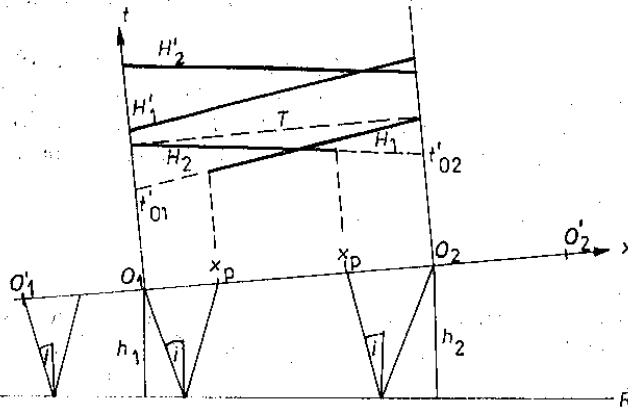
Existuje-li více lámajících rozhraní, objevují se vlny přicházející od nich postupně v prvých vstupech a jejich rychlosti narůstají. Obvykle jsou pozorovány nejvýše dvě lomené vlny.

Terénní měření probíhají tak, že na každém úseku rozložení geofonů jsou opět registrovány dvě vstříčné hodochrony; navíc se registrují i další hodochrony z bodů výbuchu posunutých ve směru profilu na obě strany od proměřovaného úseku. Tyto hodochrony se nazývají *přístředné* a slouží k snadnější identifikaci přechodu vlny od hlubšího rozhraní. Přístředné hodochrony jsou prakticky rovnoběžné se základní dvojicí vstříčných hodochron (kromě případů silného podpovrchového gradientu rychlosti) a mohou proto být použity k protažení těchto hodochron mezi jejich průsečíkem s vlnou přímou a bodem výbuchu (obr. 63).

Do naměřených dat jsou zaváděny statické korekce stejné jako v metodě odražených vln. Navíc se zavádí tzv. *oprava na fázi*: v metodě lomených vln, kdy vlna přichází v prvním vstupu (jako první, srov. obr. 61), můžeme skutečně sledovat prvá nasazení vln, avšak při větších vzdálenostech od bodu výbuchu již prvá nasazení není čitelné. Pak musíme odečítat (korelovat) fáze vlny, a časový rozdíl mezi nimi a prvním nasazením, o který odečtené časy opravujeme, je oprava na fázi.

Při použití seismických vln pro průzkum malých hloubek se jedná vlastně o vlny procházející prostředím s rychlostním gradientem — tzv. *vlny refragované*.

Ty musí být opravovány o kinematickou opravu na průnik, která jejich hodochrony přiblíží hodochronám lomených vln. Statické korekce se při podobných pracích nezavádějí, protože průzkum se zabývá právě nejmědějšími částmi geologického řezu, pokryvem počínaje.



Obr. 63. Systém měření v metodě lomených vln  
 $O_1, O_2$  — přístřezy,  $i$  — kritický úhel,  $T$  — čas vzájemnosti,  $H_1$  a  $H_2$  — dvojice vstříčených hodochron,  $H'_1$  a  $H'_2$  — dvojice přístřelných hodochron

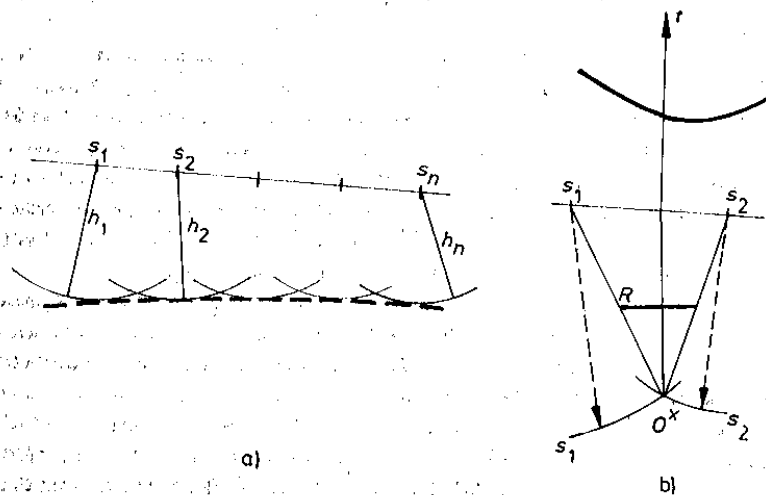
### 7.7 Konstrukce seismických rozhraní klasickými metodami

V této kapitole popíšeme jednoduché způsoby konstrukce seismických rozhraní, které lze použít bez hlubších matematických znalostí.

V metodě odražených vln sem patří v první řadě metoda  $t_0$ ; z hodnot  $t_0(x)$ , získaných podél profilu, můžeme vypočítat v jednotlivých bodech  $x$  hloubky podle (7.12):

$$h(x) = \frac{t_0(x) V_{stř}}{2}. \quad (7.17)$$

Praktické použití této rovnice vyžaduje znalost rychlostních poměrů. Po výpočtu hodnot  $h(x)$  sestrojíme v jednotlivých bodech kružítkem obloučky o poloměru rovném vypočtené hloubce; obalová čára těchto obloučků představuje průběh seismického rozhraní (obr. 64a).



Obr. 64. Jednoduché způsoby konstrukce rozhraní  
 a) metodou  $t_0$ , b) metodou záseček

*Metoda záseček* využívá ke konstrukci odrazejších rozhraní zjištění polohy zdánlivého bodu výbuchu  $O^x$ . Podle obr. 61 je tento bod ve vzdálenosti  $s = tV_{str}$  od bodu příjmu  $S$ . Určíme-li v několika bodech  $S_i$  hodnoty  $s_i = t_i V_{str}$ , můžeme určit přibližnou polohu  $O^x$  jako průsečík kružnic s poloměrem  $s_i$  (obr. 64b). Odrazejší rozhraní pak protíná spojnicí  $OO^x$  v její polovině a je na ni kolmé; je omezeno okrajovými paprsky z krajních bodů hodochrony použitých ke konstrukci.

V *metodě lomených vln* můžeme rovněž uplatnit *metodu*  $t_0$ . Podle rovnic (7.15) a (7.16) platí pro časy  $t_0(x)$ :

$$h(x) = \frac{t_0'(x)V_{str}}{2 \cos i}, \quad (7.18)$$

kde úhel  $i$  je definován funkcí  $\sin i = V_{str}/V_2$  nebo  $V_1/V_2$ . U lomených vln můžeme určit  $t_0'(x)$  v každém měřeném bodě profilu ze dvojice vstříčených hodochron s časy  $t_1(x)$  a  $t_2(x)$ , svázaných vzájemným časem  $T$  (to je čas průběhu z jednoho bodu výbuchu do druhého). Pak totiž platí vztah

$$t_0'(x) = t_1(x) + t_2(x) - T. \quad (7.19)$$

Z takto vypočtených hloubek sestrojíme rozhraní jako v metodě odražených vln (obr. 64a).

Rychlost  $V_2$  můžeme určit také jako *úhlový koeficient* tzv. *rozdílové hodochrony*  $\Theta(x)$  definované rovnicí

$$\Theta(x) = t_1(x) - t_2(x) + T. \quad (7.20)$$

Vzhledem k podobnosti s výpočtem  $t_0'(x)$  se obvykle obě veličiny počítají současně. Pro rychlost  $V_2$  pak platí

$$V_2 = 2 \frac{\Delta x}{\Delta \Theta}. \quad (7.21)$$

Pro rychlou interpretaci v metodě lomených vln lze dále použít *metodu průsečíku hodochron lomené a přímé vlny*. Známe-li souřadnici  $x_k$  tohoto průsečíku (obr. 61), platí pro hloubku rozhraní v bodě  $x_k/2$  vztah

$$h(x_k/2) = \frac{x_k}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}. \quad (7.22)$$

Hodnoty  $V_1$  a  $V_2$  určíme z hodochron lomené a přímé vlny jako podíly  $\Delta x/\Delta t$ . U lomené vlny tak sice zaměňujeme zdánlivou rychlost za skutečnou, vzniklá chyba je však zanedbatelná.

Kromě těchto metod existuje řada metod přesnějších a složitějších, které jsou popsány v literatuře.

## 7.8 Zpracování seismických dat na počítači

Seismická data registrovaná v terénu na magnetické pásky jsou dodávána do výpočetních center, kde jsou dále zpracovávána. Používají se při tom výkonné počítače s vestavěnými speciálními jednotkami (např. konvolver, jednotka pro zpracování polí), které mohou pracovat rychlostí i několika milionů operací za sekundu. Při zpracování seismických dat se ve značné míře používají *korelační funkce* (autokorelační funkce, funkce vzájemné korelace) a jejich *spektra*. Vlastní výpočty probíhají nejčastěji pomocí *konvolučních postupů* (konvoluce je v podstatě skalární součin dvou vektorů).

Pořadí jednotlivých kroků užívaných při zpracování v metodě SRB je uvedeno v tab. 21. Důležitou složkou zpracování seismického signálu je jeho *filtrace*; přehled filtračních postupů je v tab. 22.

Tabulka 21. Postup při zpracování seismických dat na počítači

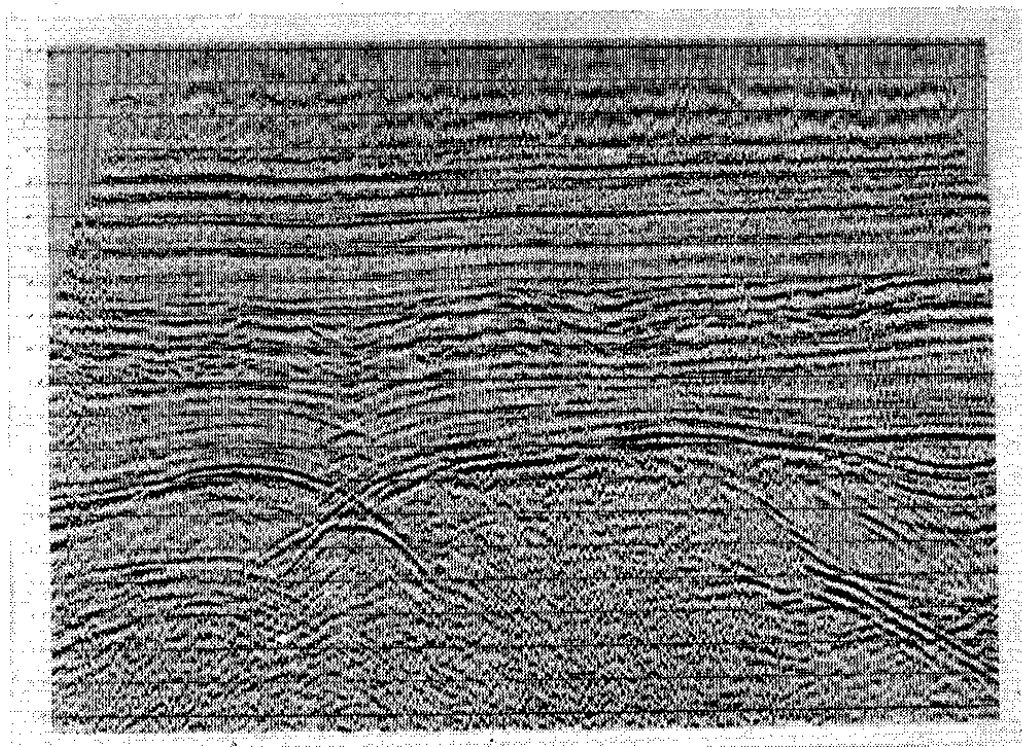
Základní kroky	Hlavní prováděné operace	Hlavní účel operace
úvodní operace	uspořádání dat, obnovení amplitud, filtrace	příprava materiálů ke zpracování
příprava sumace	základní statické korekce, rychlostní analýza, kinematické korekce, upřesňující statické korekce	hledání optimálních podmínek pro sumaci SRB
vytvoření časového řezu	součet společného reflexního bodu	získání časového řezu
závěrečné úpravy časového řezu	časově proměnná filtrace, vyrovnání amplitud, migrace	zlepšení poměru signál/šum

Tabulka 22. Přehled hlavních metod filtrace seismických vln

Název metody	Potlačované rušivé vlny	Způsob potlačování
<i>Filtrace jedné seismické stopy</i>		
[seskupování geofonů	povrchové, mikroseismy	sčítání vln ve skupině
frekvenční filtrace	rušivé vlny o odlišné frekvenci	analogové nebo digitální filtry
dekonvoluce	zkrácení délky seismického signálu	digitální filtry
optimální filtrace	rušivé vlny odlišné od užitečných vln v určitém parametru (např. svým tvarem)	digitální filtry
<i>Filtrace více seismických stop</i>		
rychlostní filtrace	rušivé vlny o odlišné zdánlivé rychlosti	digitální filtry
[sumace SRB	všechny vlny kromě odražených a difragovaných	sumace po zavedení kinematických korekcí
migrace (difrakční modifikace)	difragované vlny	difrakční transformace

Konečným materiálem při standardním počítačovém zpracování seismických dat je *časový řez*; jeho příklad je na obr. 65. Na časovém řezu jsou zachyceny polohy jednotlivých společných reflexních bodů vytvářející stopy odražejících rozhraní. Výrazné rozhraní ve spodní polovině obr. 65 je na několika místech přerušeno — dochází zde ke křížení stop odrazů ap. Tyto jevy jsou způsobeny tím, že časový řez zobrazuje normálové odrazy ve vertikální poloze. U skloněných a komplikovanějších struktur tím dochází k jejich zkreslení, které se dá odstranit další speciální operací, tzv. *migrací*. Při ní jsou odražející rozhraní převáděna do správné polohy vzhledem k vertikále. Zavedeme-li místo časového měřítka hloub-

kové, získáme konečně *hloubkový řez*. Pro zavedení migrace i sestavení hloubkového řezu musíme ovšem znát dobře rychlostní poměry v prostředí, k čemuž se nyní používá *rychlostní analýza*.



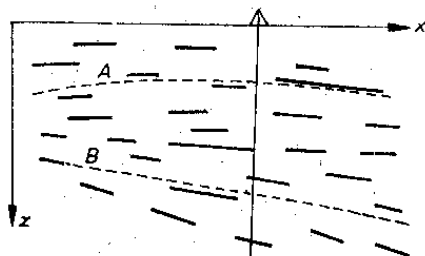
Obr. 65. Časový řez. Na obrázku vidíme linie společných reflexních bodů, odpovídajících odrazujícím rozhraním

Kromě výrazného rozhraní ve spodní části řezu na obr. 65 vidíme na něm i řadu méně výrazných rozhraní, která většinou nejsou spojitě sledovatelná přes celý řez. Zatímco výrazná rozhraní, obvykle totožná s důležitými geologickými hranicemi, se nazývají *opěrná rozhraní*, podle méně výrazných odrazů můžeme — s pomocí vrtných dat — sestrojovat tzv. *fiktivní rozhraní* probíhající časovým řezem na určité stratigrafické úrovni. Tato rozhraní jsou vedena rovnoběžně s odrazy v nadloží i podloží (obr. 66).

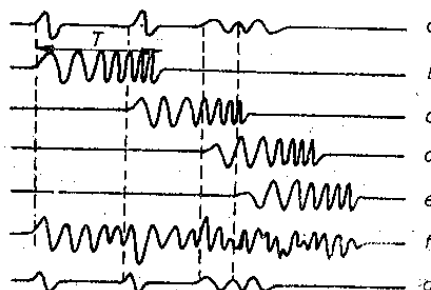
Zvláštní metodika se používá při registraci a zpracování *vibračních měření*. Vibrační signál, vysílaný několika vibrátory, je sčítán a sumární signál je pak zapisován. Tento sumární signál je však nečitelný, protože odrazy přicházející od jednotlivých rozhraní se navzájem překrývají, a musí být dále upraven pomocí speciálního filtru — *korelátoru*. Princip zpracování vibračních dat je na obr. 67. Výsledné vlnění na výstupu představuje vlastně soubor autokorelačních funkcí a získaný materiál se nazývá *korelogram*. Korelogramy jsou pak dále zpracovávány jako běžné seismické záznamy.

Prostorové zkoumání polohy rozhraní umožňuje tzv. *trojrozměrná seismika*, která se v ČSSR používá ve své jednodušší formě (metoda širokého profilu). Měření se provádí na několika blízkých rovnoběžných profilech a zpracování pak probíhá jednak ve směru profilů, jednak kolmo na ně. Výsledky zpracování umož-

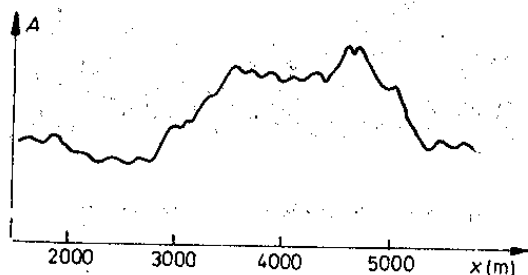
ňují zjistit skutečný sklon vrstev; na obyčejném časovém řezu můžeme zjistit pouze zdánlivý sklon rozhraní ve směru profilu. Důležitou aplikací trojrozměrné seismiky je *metoda křivočarých profilů*, která se používá tehdy, nemohou-li být zdroje vlnění a geofony v jedné přímce. Polohy jednotlivých bodů odrazu pak určuje počítač. Tato metoda se používá v horských oblastech, při měřeních na říčních tocích ap.



Obr. 66. Vedení fiktivního horizontu souborem odrážejících plošek podle výsledků vrty



Obr. 67. Zpracování vibračního signálu  
a, g — korelační funkce signálu  
vibrátoru a sumárního signálu (tzv.  
korelogram); b — signál vysílaný  
vibrátorem; c, d, e — odrazy od 1., 2.  
a 3. rozhraní; f — sumační signál,  
T — doba vysílání signálu



Obr. 68. Zvětšení amplitudy odrazu nad ložiskem plynu

*Přímé indikace ložisek zemního plynu a ropy* můžeme získat pomocí *zpracování v reálných amplitudách* (tzv. *stratigrafická seismika*). Amplitudy reflexů zde přímo odpovídají koeficientům odrazu, které jsou u ložisek uhlovodíků značně vysoké (obr. 68). Jiné typické příznaky těchto ložisek jsou např. posun fáze reflexů o  $180^\circ$ , horizontálnost silných odrazů, snížení vrstevních rychlostí ap.

V metodě lomených vln má digitální zpracování menší rozsah. Kromě filtračních úprav signálu se zde užívají programy pro výpočet průběhu rozhraní (hlavně metodou časových polí).

## 7.9 Seismické metody v geologii

Seismické metody se používají v mnoha oblastech geologického výzkumu a průzkumu. Při *studiu zemské kůry a srchní části zemského pláště* se s úspěchem používá hlubinné seismické sondování. Rozsáhlé je použití seismiky při *vyhledávání ložisek ropy a zemního plynu*, významně se seismika uplatňuje také při *průzkumu stavby sedimentárních pánví*, např. při *vyhledávání uhelných ložisek*. V těchto případech se používá převážně metoda odražených vln. Naopak při průzkumu malých hloubek pro účely *ložiskové a inženýrské geologie* se užívají spíše lomené

a refragované vlny. Zde se jedná o *ložiska kamene, kaolinu*, zkoumání plánovaných míst *přehrad, jaderných elektráren, výstavby silniční a železniční sítě* a velkých *průmyslových staveb* vůbec. Speciální modifikace seismických metod slouží např. k *sledování sesuvů*, jako varovný systém před závaly v hlubinných dolech, k detailnímu sledování uhelných slojí v dobývkách atd.

Seismické metody jsou poměrně nákladné; proto se v geofyzikálním průzkumu většinou používají až po levnějších metodách (geoelektrických, gravimetrických, magnetometrických), které určí nejperspektivnější část území. Při řešení mnoha úkolů je však seismický průzkum nenahraditelný díky své velké rozlišovací schopnosti a značnému hloubkovému dosahu, který je u obou hlavních metod kolem 10 km. Speciální způsoby měření mohou tento dosah ještě zvýšit.