

## Kapitola 5

### Seizmický prieskum

(Doc.RNDr. Viktor Janotka, CSc.)

5.1 Úvod .....	5-1
5.2 Pozdĺžne a priečne vlnenie .....	5-2
5.3 Šírenie seizmických vĺn v homogénnom prostredí .....	5-3
5.4 Odraz a lom seizmických vĺn na rozhraní .....	5-4
5.5 Vlny v seizmickom prieskume .....	5-6
5.6 Hodochróny seizmických vĺn .....	5-7
5.7 Opravy statické a kinematické .....	5-9
5.8 Analýza rýchlostí .....	5-9
5.9 Spracovanie a interpretácia seizmických dát .....	5-11
5.10 Literatúra .....	5-16

#### 5.1. Úvod

Seizmický prieskum zahrňuje súbor metód, pomocou ktorých skúmame stavbu zemskej kôry. Tieto metódy sú založené na štúdiu umelo vybudovaných elastických vĺn a teda predmetom skúmania metód aplikovanej seizmiky ( seizmických metód ) je elastické vlnenie, šíriace sa v zemskom telese všetkými smermi a registrované na zemskom povrchu (pozdĺž seizmického profilu). Z fyzikálneho hľadiska, elastické vlnenie predstavuje šírenie deformácií a napätí, ktoré sú navzájom definované Hookovým zákonom. Meranie času príchodu seizmickej vlny k povrchu a štúdium charakteru jej pohybu v geologických štruktúrach nám umožňujú určiť hĺbku, tvar a charakter rozhraní, na ktorých seizmická vlna vznikla.

V súčasnosti rozlišujeme dve základné skupiny metód označované ako *reflexná seizmika* ( metódy štúdia odrazených vĺn ) a *refrakčná seizmika* ( štúdium čelných vĺn ). Metódy spojené so štúdiom odrazených vĺn sú založené na sledovaní elastických vĺn, ktoré sa odrážajú na rozhraní dvoch geologických vrstiev odlišných fyzikálnych vlastností. Pri metóde čelných vĺn vznikajú seizmické vlny tiež na rozhraní dvoch geologických prostredí odlišných vlastností, avšak podmienkou ich vzniku je narastanie rýchlostí šírenia elastických vĺn smerom do hĺbky.

Pri riešení rôznorodých geologických, ekologických a iných problémov prieskumnej praxe sa využívajú obe skupiny metód buď samostatne alebo sa navzájom dopĺňujú.

## 5.2 Pozdĺžné a priečne vlnenie

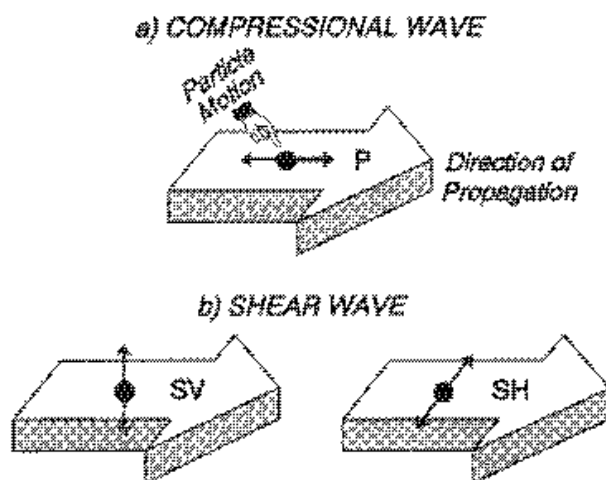
Teleso na ktoré pôsobia vonkajšie deformujúce sily mení jednak svoj objem, ale aj tvar. Hovoríme o *objemovej* a *tvarovej* (strižnej) deformácii. Ak deformačná sila prestane pôsobiť, teleso nadobudne svoju pôvodnú formu. Takéto teleso označujeme ako elastické. Deformácie telesa pod vplyvom pôsobenia síl vyvolávajú vždy vznik napätí na jeho povrchu. Medzi deformáciami a napätiami existuje fyzikálna väzba, vyjadrená už spomenutým Hookovým zákonom.

Šírenie elastických vĺn nie je teda ničím iným, ako všesmerným šírením deformácií a napätí v prostredí, kde pôsobia vnútorné, alebo vonkajšie sily. Deformácie spôsobujú pohyb hmotných častíc prostredia, cez ktoré prechádzajú a tieto vykonávajú krátkodobé kmity. Tento pohyb sa postupne rozširuje od jednej častice k druhej. Vzniká elastická vlna, šíriaca sa v prostredí určitou rýchlosťou. Každý typ deformácie je spojený so vznikom určitého typu elastického vlnenia. V prostredí sa môžu šíriť dva základné typy vĺn: *pozdĺžné P* a *priečne S*.

*Pozdĺžná vlna P* je spojená len s objemovými deformáciami. Pri jej šírení kmitajú hmotné častice prostredia v smere šírenia pozdĺžnej vlny (obr. 5.1). Rýchlosť šírenia pozdĺžnej vlny označujeme ako  $V_p$ . Vypočítame ju podľa vzťahu

$$V_p = [(\lambda + 2\mu) / \rho]^{1/2}$$

, kde  $\lambda$  a  $\mu$  sú tzv. *Lameove koeficienty* (pružné moduly) a  $\rho$  je *objemová hustota* prostredia, v ktorom sa pružné vlny šíria.



Obr. 5.1 : Pohyb častíc prostredia pri prechode a) pozdĺžnej vlny a b) priečnej vlny (podľa R.J.Lillie, 1999-upravené)

*Priečne vlnenie*  $S$  je viazané len na *tvarové deformácie*. Pri jej šírení prostredím sa hmotné častice pohybujú kolmo na smer šírenia vlny ( obr. 5.1 ). Ako možno vidieť z obr. 5.1, podmienka kolmosti pohybu častíc prostredia na smer šírenia priečnej vlny je splnená tak v rovine vertikálnej (SV), ako aj v rovine horizontálnej (SH). Existujú teda dva typy priečných vln – SV a SH ( obr. 5.1). Rýchlosť šírenia  $V_s$  vypočítame podľa vzťahu

$$V_s = (\mu/\rho)^{1/2}$$

Priečne vlny sa môžu šíriť len v pevných prostrediach a ich rýchlosť je menšia, ako rýchlosť šírenia pozdĺžnej vlny v danom prostredí.

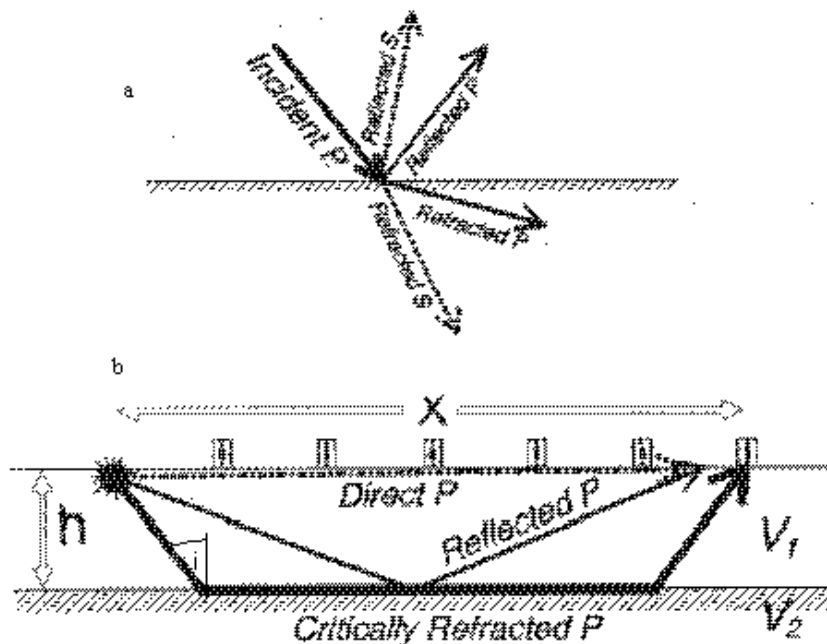
### 5.3 Šírenie seizmických vln v homogennom prostredí

Seizmické vlnenie sa šíri od zdroja všetkými smermi určitou rýchlosťou, ktorá je podmienená fyzikálnymi vlastnosťami prostredia a typom šíriacej sa vlny. Častice prostredia sú prechádzajúcou seizmickou vlnou uvádzané do pohybu a ich charakter závisí tiež od typu šíriacej sa seizmickej vlny. Časový priebeh pohybu častice prostredia registrujeme na tzv. *zázname seizmickej vlny*. Prvý zaznamenaný pohyb, spôsobený príchodom seizmickej vlny, nazývame *nasadením vlny*. Extrémne pohyby seizmickej vlny, registrované v rôznych časových okamihoch  $t_x$  označujeme ako *fázy vlnenia*. Výchylky na danom zázname, odpovedajúce jednotlivým fázam vlnenia odpovedajú *amplitúde vlnenia*. Časový úsek medzi dvoma extrémnymi pohybmi rovnakej fázy sa nazýva *perióda vlnenia*  $T$ . Obrátenou hodnotou k perióde je *frekvencia vlnenia*  $f$ , udávaná v Hz. Platí  $f = 1/T$ . *Kruhová frekvencia* je daná vzťahom  $\omega = 2\pi f$ . Ak zobrazíme výchylku pohybu častíc prostredia vplyvom prechádzajúcej seizmickej vlny pozdĺž línie profilu, tak vzdialenosť  $\lambda$  medzi dvoma susednými maximami alebo minimami sa nazýva *vlnová dĺžka*. Medzi ňou a periódou platí vzťah  $\lambda = V.T = V/f = 2\pi V/\omega = 2\pi/k$ , kde  $k = 2\pi/\lambda$  je vlnové číslo a  $V$  je rýchlosť šírenia seizmickej vlny.

Každá pozícia seismickej vlny v prostredí je definovaná jej časom príchodu. Plochu ktorá je v danom čase totožná s polohou čela vlny nazývame *izochronou*. Prostredie, pokryté izochronami šíriacej sa seismickej vlny sa nazýva *časovým polom*. Šírenie seismických vln v prostredí častejšie znázorňujeme *lúčmi*. Tieto sú v každom bode prostredia kolmé na izochrony. V homogennom prostredí majú lúče priamkový tvar.

Seizmický prieskum realizujeme na povrchu prostredia, obyčajne pozdĺž seismických profilov. V rôznych bodoch seismického profilu zaznamenávame časy príchodu seismickej vlny. Funkčnú závislosť času príchodu seismickej vlny k bodu registrácie a súradnice  $x$  jeho polohy vzhľadom k zdroju vlnenia, nazývame *hodochronou seismickej vlny*. Hodochrona, registrovaná na profile sa nazýva *hodochronou profilovou*. Rýchlosť šírenia seismickej vlny, vypočítaná ako pomer  $\Delta x / \Delta t$  z určitého úseku hodochrony sa nazýva *zdanlivou rýchlosťou*  $V_{zd}$ . Obr.5.4b je príkladom možného určenia zdanlivej rýchlosti, kde zo sklonu hodochrony priamej vlny (sklon-slope= $1/V_1$ ) môžeme vypočítať zdanlivú rýchlosť  $V_{1zd}$  v nadloží a podobne zo sklonu hodochrony čelnej vlny (sklon= $1/V_2$ ) vypočítame zdanlivú rýchlosť  $V_{2zd}$  v podloží, pod rozhraním.

#### 5.4 Odraz a lom seismických vln na rozhraní



Obr. 5.2: Dopad a lom seismickej vlny na rozhraní (a) a vznik priamych (direct) odrazených (reflected) a čelných vln (critically refracted) (b) (podľa R.J.Lillie, 1999-upravené).

Predpokladajme dve homogénne prostredia, charakterizované rýchlosťami  $V_1$  a  $V_2$  a oddelené rovinným rozhraním (obr.5.2). Predpokladajme, že na takéto rozhranie dopadá pozdĺžna seizmická vlna (incident) P (obr.5.2a).

Po jej dopade vzniknú na rozhraní *vlny odrazené (reflected)* pozdĺžna PP a priečna PS a vlny prechádzajúce do druhého rozhrania (refracted, obr.5.2a) PP a PS. Dopad každej seizmickej vlny na rozhranie dvoch odlišných geologických prostredí vyvolá vznik štyroch druhotných vln. Dve z nich sú rovnakého typu, ako vlna dopadajúca a voláme ich *monotonnými vlnami* (PP) a druhé dve sú typovo odlišné a volajú sa *premenené resp. transformované vlny* (PS). Smery šírenia druhotných (sekundárnych) vln sú určované *Snellovými zákonmi* odrazu a lomu. Podľa nich sa uhol dopadu seizmickej vlny rovná uhlu jej odrazu a pri zákone lomu platí rovnaký pomer sin uhlu dopadu resp. lomu a rýchlosti v nadloží resp. podloží t.j.

$$\sin \alpha / V_1 = \sin \beta / V_2$$

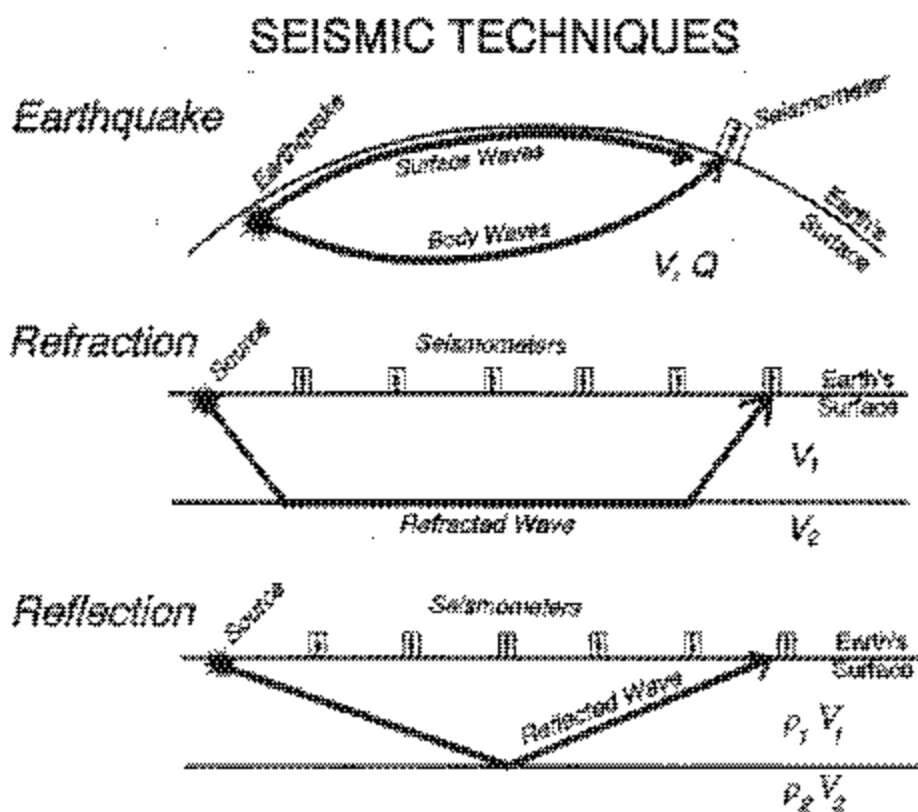
ak  $\alpha$  je uhol dopadu a  $\beta$  je uhol lomu. Rozhranie, na ktorom dochádza k lomu seizmických lúčov sa nazýva *rýchlostným rozhraním*. Oddeluje dve prostredia odlišných *vlnových (akustických) odporov*  $\rho_1 V_1$  a  $\rho_2 V_2$ , nazývaných tiež *impedanciami* (obr.5.3). Pri seizmickom prieskume má veľký význam jav tzv. *úplného odrazu*, keď sa pri určitom uhle dopadu, nazývanom *kritickým* láme seizmický lúč pod  $90^\circ$  uhlom. Takto vzniknutá seizmická vlna sa šíri paralelne s lámajúcim rozhraním v podloží a nazýva sa vlnou *čelnou* (obr.5.2b - critically refracted). Matematicky to možno vyjadriť ako

$$\sin i = V_1 / V_2$$

kde  $i$  je kritický uhol (obr.5.2b),  $V_1$  rýchlosť v nadloží a  $V_2$  rýchlosť šírenia seizmických vln v podloží (pod rozhraním). Posledný vzorček je *nutnou podmienkou vzniku čelných vln* (critically refracted), t.j. že rýchlosť šírenia seizmických vln musí smerom do podložných prostredí narastať.

## 5.5. Vlny v seizmickom prieskume

V dôsledku budenia seizmickej energie ( odpal trhaviny, úder kladiva resp. volný pád hmot. telesa, vibrátor atď. ) vznikajú okrem odrazených a lomených vln aj intenzívne povrchové vlny (obr.5.3). Tieto sa šíria po povrchu prostredia hlavne pri zemetraseniach (obr. 5.3.-earthquake) a ich špecifickým znakom je, že vznikajú dva druhy povrchových vln: *Rayleighove* a *Loveove* vlny. *R vlny* sú šírením objemovej aj strižnej deformácie. Sú to vlny disperzné ( rýchlosť sa mení z frekvenciou vlny ) a ich rýchlosť je menšia, než rýchlosť priečných vln ( $V_r = 0.9 V_s$ ). Nútia kmitať častice prostredia po eliptických dráhach vo vertikálnej rovine. *Loveova* vlna vzniká len za podmienky, že na voľnom polpriestore leží vrstva konečnej mocnosti a jej rýchlosť šírenia priečných vln je nižšia než  $V_s$  v polpriestore. L vlna vyvoláva kmitanie častíc prostredia v horizontálnej rovine, kolmo na smer šírenia L vln (obr.5.1b – SH). Rýchlosť šírenia L vln je väčšia, než rýchlosť  $V_{s1}$  vo vrstve a menšia, než  $V_{s2}$  v polpriestore, na ktorom vrstva leží.



Obr. 5.3: Rôzne seizmické metodiky, zobrazujúce pozíciu rôznych zdrojov (source) a geofónov (seismometers) na povrchu prostredia (podľa R.J.Lillie, 1999 )

Proces vzniku a šírenia seizmických vln, viazných na rozhranie objasníme na jednoduchom modeli (obr.5.2b). Máme jedno rovinné rozhranie, oddelujúce dve prostredia odlišných impedancií. *Odrazená vlna* sa šíri v prostredí nad rozhraním a odráža sa do toho istého prostredia. Dopadajúca vlna v určitom špecifickom prípade dopadá na rozhranie pod *kritickým uhlom* a vytvorí sa podmienky, pri ktorých sa vlna láme pod  $90^\circ$  uhlom. Vzniká *čelná vlna*, ktorá sa šíri pozdĺž rozhrania, rýchlosťou podložia.

V seizmickom prieskume takto rozlišujeme dve základné metódy: *reflexnú seizmiku (metóda odrazených vln-reflection)* a *refrakčnú seizmiku (metóda čelných vln-refraction - obr.5.3.)* často nesprávne v rôznych literatúrach označovanú ako metódu lomených vln.

Okrem odrazených a čelných vln, sa v blízkosti zdroja seizmickej energie šíri *priama vlna* (obr.5.2b) , už spomenuté *povrchové vlny* (obr.5.3.-surface waves), *zvukové vlny* a iné typy vln. Podľa použiteľnosti rozdelujeme seizmické vlny aj na užitočné a rušivé vlny.

Rýchlosť šírenia seizmických vln v horninách  $V_p$  aj  $V_s$  je určovaná v prvom rade litologickým charakterom prostredia. Tento ovplyvňuje pružné moduly a hustotu hornín, ktoré ovplyvňujú výpočet rýchlostí šírenia pozdĺžnych a priečných vln. Na rýchlosť výrazne vplýva porozita, nasýtenie pórov médiom (voda, plyn, ropa) a vek hornín. Charakteristickou rýchlosťou sedimentárnych hornín je tzv. *stredná rýchlosť*  $V_{str}$  , ktorá zovšeobecňuje rýchlostné zmeny v jednotlivých sedimentárnych vrstvičkách resp. súvrstviach. Výrazným spôsobom ovplyvňuje zmenu rýchlostí seizmických vln *zvetralá vrstva*, charakterizovaná nízkymi hodnotami rýchlostí. Preto je často označovaná ako *vrstva nízkych rýchlostí*.

## 5.6. Hodochrony seizmických vln

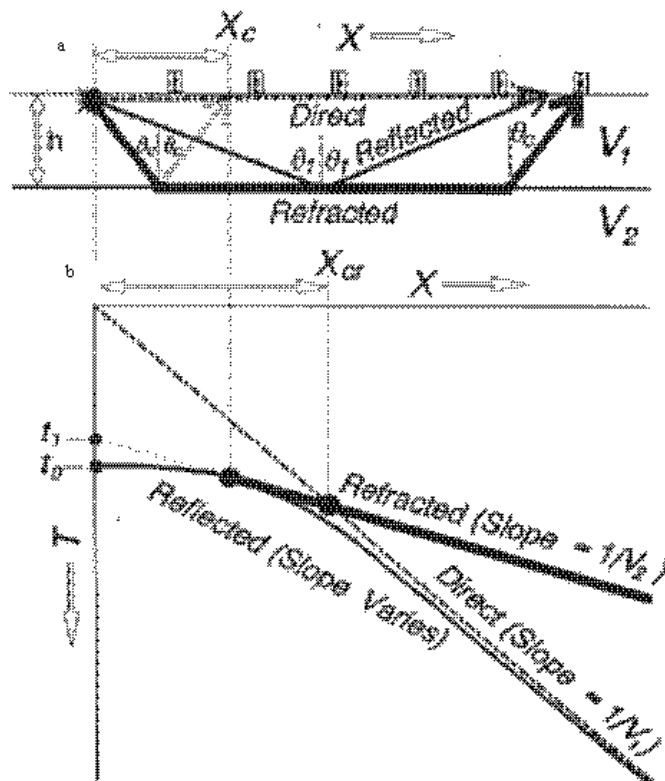
Riešením *priamej úlohy* v seizmickom prieskume je určenie časového poľa a *výpočet hodochrony* seizmickej vlny, ak poznáme *rozloženie rýchlostí* v prostrediach a *polohu a tvar rozhrania*.

*Obrátená úloha* spočíva v určení *rýchlostí a tvaru rozhrania resp. štruktúry*, ak poznáme *namerané hodochrony* seizmických vln, šíriacich sa v danom prostredí. Toto je najčastejšia úloha seizmického prieskumu.

Hodochronu seizmickej vlny sme si definovali v predchádzajúcich kapitolách. Zopakujme si, že je to funkcia času  $T$  príchodu seizmickej vlny a vzdialenosti  $X$  geofónov od zdroja seizmických vln (obr.5.4b). Ak realizujeme seizmické merania na profile, tak seizmické vlny sa šíria od zdroja všetkými smermi.

*Seizmická vlna*, ktorá sa šíri od zdroja priamo ku geofónom sa nazýva *priama vlna*. Čas príchodu priamej vlny je registrovaný blízkymi geofónmi. *Hodochrona je priamková* (obr.5.4b – direct).

*Odrazená vlna* sa na rozhraní odráža smerom k povrchu prostredia. Je registrovaná geofónmi a jej hodochrona má vždy tvar *hyperboly* (obr.5.4b – reflected). Pre rovinné horizontálne rozhranie je hyperbola symetrická voči časovej osi (os  $T$ ), pre sklonené rozhranie sa minimum hyperboly posúva od časovej osi  $T$  vždy smerom vykľňovania rozhrania. Pre hlbšie rozhrania sa hyperbola sploštuje (zväčšuje sa jej polomer krivosti).





Obr. 5.4: Hodochrony priamej (direct), odrazenej (reflected) a čelnej (refracted) vlny. X znázorňuje vzdialenosť geofónov od zdroja po profile a T je čas príchodu seizmickej vlny ku geofónu (podľa R.J.Lillie, 1999)

*Čelná vlna* vzniká na rozhraní, ak dopadajúca vlna prichádza k rozhraniu pod kritickým uhlom  $i$  (obr.5.2b - nutná podmienka vzniku čelnej vlny). Na geofónoch je registrovaná spolu s odrazenou vlnou. Hodochrona čelnej vlny je priamková, ak je rozhranie rovinné a krivočiara, ak sa takto chová aj rozhranie. Prvý bod, v ktorom je čelná vlna zaregistrovaná, sa nazýva *počiatočným bodom čelnej vlny*, označený súradnicou  $X_c$  (obr.5.4a). V tomto bode je hodochrona čelnej vlny, vznikajúca na rovinnom rozhraní, *dotýčnicou k hodochrone vlny odrazenej* od toho istého rozhrania (obr.5.4b).

## 5.7. Opravy statické a kinematické

Časy príchodu seizmickej vlny ku geofónu sú na hodochrone zaťažené rôznymi chybami. Nás však zaujímajú len časové hodnoty, ktoré odpovedajú prechodu seizmickej vlny po dráhe zdroj – bod rozhrania – geofón. Preto sa namerané časy hodochron opravujú. Opravy delíme na *statické a kinematické*. Najčastejšie *statické* opravy, ktoré aplikujeme na namerané časy hodochron sú: - oprava na reliéf

- oprava na nízkorychlostnú vrstvu (zvetralú vrstvu)
- oprava na hĺbku zdroja
- oprava na fázu

*Kinematické* opravy sa kvalitatívne odlišujú od opráv statických. Zavádzajú sa pri softvérovom spracovaní reflexných dát a spočívajú v transformácii klasickej dráhy seizmického lúča (zo zdroja k rozhraniu a geofónu) na najkratšiu možnú dráhu *zdroj – bod rozhrania – zdroj* (od zdroja kolmo na rozhranie a späť) reprezentovanú tzv. dvojnásobným časom, ktorý seizmická vlna po tejto najkratšej dráhe dosiahne.

## 5.8. Analýza rýchlostí

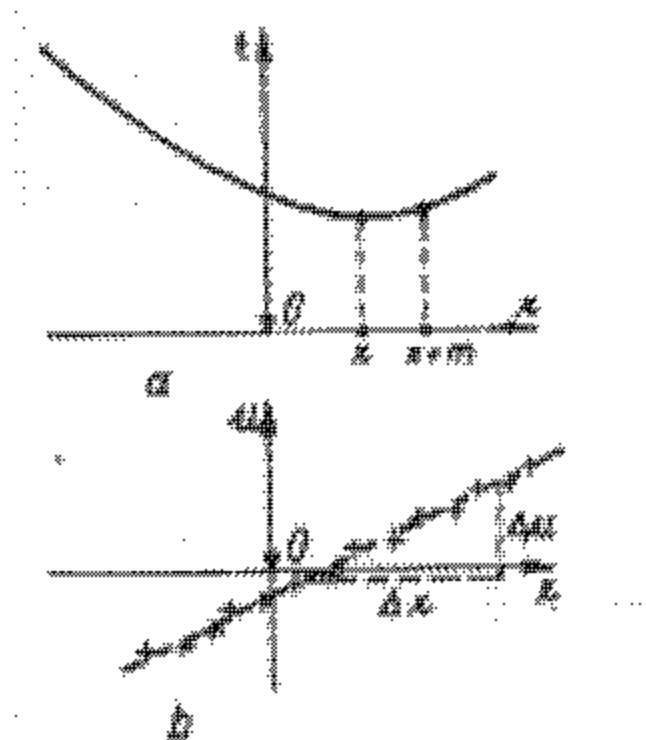
Výsledkom seizmických meraní sú hodochrony jednotlivých seizmických vln t. j. časy príchodu seizmickej vlny ku snímačom (geofónom). Úlohou seizmických meraní je

stanovenie tvaru a priebehu rozhrania dvoch odlišných geologických štruktúr, na ktorom registrované seizmické vlny vznikajú t.j. transformovať časové informácie k rekonštrukcii dráh seizmických lúčov, ktorými sa seizmická vlna šíri v prostredí a láme resp. odráža na rozhraní. Ak máme časy príchodu seizmickej vlny ku geofónu ležiacemu na seizmickom profile a chceme spočítať dráhu jej pohybu v prostredí, je nutné poznať rýchlosť, akou sa seizmická vlna v geologických prostrediach šíri. Stanovenie presnej hodnoty rýchlosti je proces náročný a vo vzťahu k presnosti interpretácie seizmických meraní aj veľmi dôležitý.

K stanoveniu rýchlosti šírenia seizmických vln v prostrediach môžeme využiť niekoľko spôsobov. Z nich sú najznámejšie:

- seizmokatáž
- stanovenie rýchlostí na vzorkách
- akustická (ultrazvuková) karotáž
- stanovenie efektívnych rýchlostí z hodochron
- analýza rýchlostí z reflexných dát

*Seizmokatáž* využíva k stanoveniu rýchlostí vrt. Je to metóda, ktorá nám umožňuje získať veľmi presné hodnoty rýchlostí, ale sú platné len pre prostredia ktorými vrt prenikol. Situácia môže byť diametrálne odlišná už o pár desiatok metrov ďalej. Navyše vrt je veľmi



Obr.5.5: Metóda výpočtu efektívnej rýchlosti z hodochrony odrazenej vlny, nameraná hodochróna ( $m$  je zvolená dĺžka vzorkovacieho intervalu  $\Delta x$ ), b) transformácia hodochrony na priamku (smernica určuje  $V_{ef}$ ) (podľa S.Hrách, 1974 – upravené)

nákladná záležitosť a k seizmocarotáži možno využiť len vrty, ktoré už existujú. odlišná. Väčšina seizmických meraní sa však realizuje v lokalitách, kde vrty ešte neexistujú. Podobne je to aj v prípade *akustickej* (ultrazvukovej) karotáže, hoci metodika získania rýchlostí oboch metód je odlišná.

Najväčšie možnosti stanovenia rýchlostí šírenia seizmických vln nám umožňujú smerné resp. protismerné hodochrony odrazených a čelných vln. Touto metodikou, ktorá spočíva v transformácii hodochrony na priamku ( obr.5.5a,b) , vypočítame hodnotu rýchlosti, ktorú nazývame *efektívnou rýchlosťou*  $V_{ef}$ . Túto môžeme, pri splnení určitých predpokladov, využiť k interpretácii seizmických dát.

Analýza rýchlostí šírenia seizmických vln z *reflexných seizmických meraní* je metodika, viazaná na komplexné softvérové spracovanie a interpretáciu reflexných dát do časových rezov. Svojou náročnosťou presahuje rámec tejto prednášky.

Určenie rýchlosti zo vzoriek horniny sa využíva len v krajných prípadoch, pretože takto stanovená hodnota rýchlosti sa značne líši od rýchlosti reálnej a je len orientačnou veličinou.

## 5.9. Spracovanie a interpretácia seizmických dát

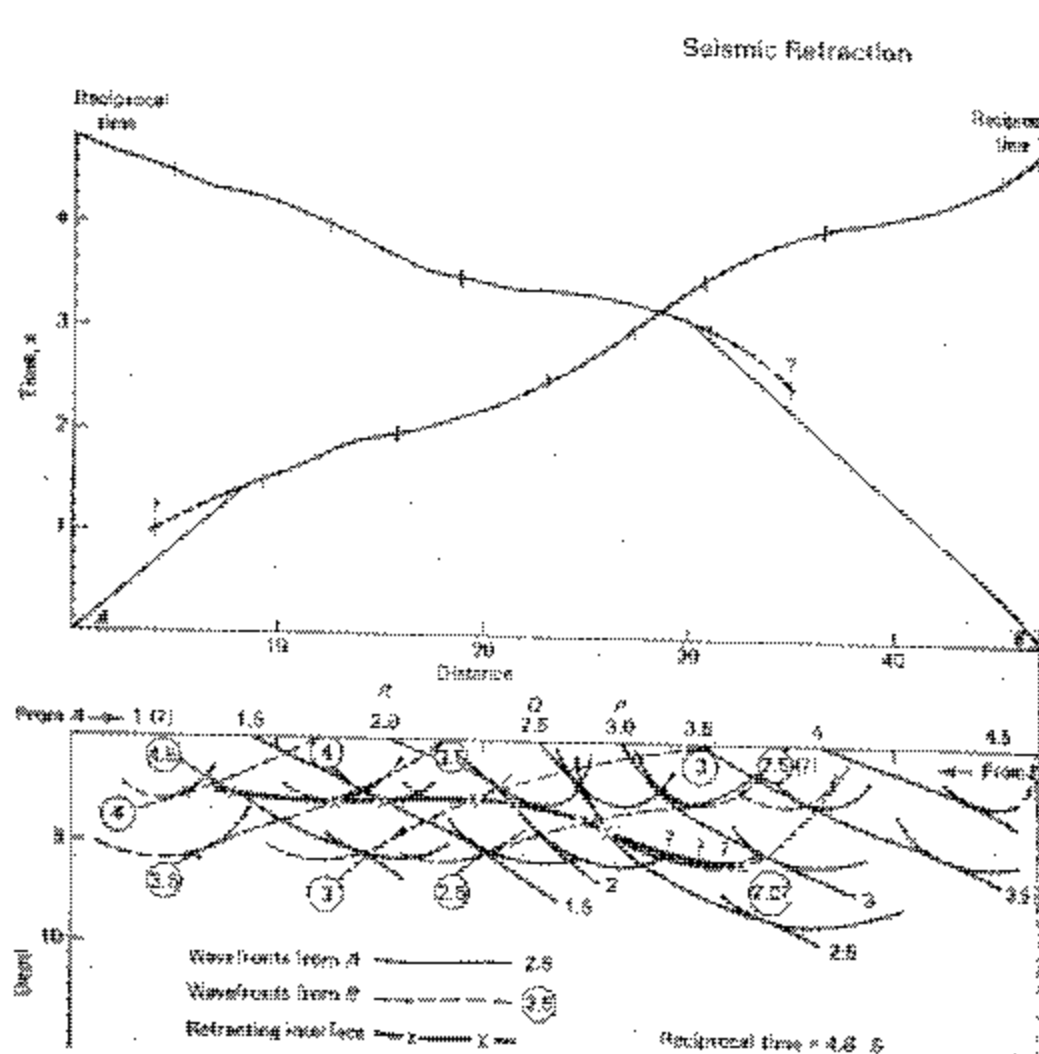
Spracovanie a interpretáciu seizmických dát možno rozdeliť do dvoch skupín, ktoré sa líšia metódami aj grafickým výstupom interpretácie.

*Prvú skupinu* tvoria plytké inžinierskoseizmické merania, aplikované väčšinou v inžinierskej geológii, hydrogeológii, pri zakladaní stavieb, pri riešení environmentálnych problémov a v civilnom inžinierstve. Pri tomto spracovaní sa jedná o interpretáciu jednotlivých hodochron seizmických vln a jej výsledkom sú *jednoduché rezy s rozhraniami a ich rýchlostnými charakteristikami*. K dosiahnutiu takýchto interpretáčnych výstupov sa v prieskumnej praxi najčastejšie využíva *metóda časových polí a metóda „ $t_0$ “*.

Princíp *metódy časových polí* je zrejmy z obr.5.6. Namerané hodochrony ( smerná aj protismerná) v hornej časti obrázku nie sú priamky, pretože hľadané rozhranie je krivočiare. V dolnej časti obr.5.6 vidíme časové polia (izochrony) od smernej aj protismernej hodochrony. Priesečky izochron, v ktorých je ich časový súčet (smernej aj protismernej) rovný času vo vzájomných bodoch (reciprocal time – v našom prípade rovný 4.8 sec.) sú

hľadanými bodmi geologického rozhrania, od ktorého sme namerali zobrazené hodochrony. Interpretované rozhranie je v dolnej časti obr.5.6. vyznačené medzi izochronami hrubou líniou.

Druhú skupinu tvoria hlbinné seizmické, väčšinou reflexné merania, zamerané na riešenie štruktúrnogeologických prvkov zemskej kôry a hlavne k vyhľadávaniu štruktúr, spojených s akumuláciou uhľovodíkov – ropy a plynu. Výsledkom takejto interpretácie sú časové rezy (obr.5.7-5.10), ktoré sú objektívnym časovým obrazom geologickej stavby, v reze pod seizmickým profilom.

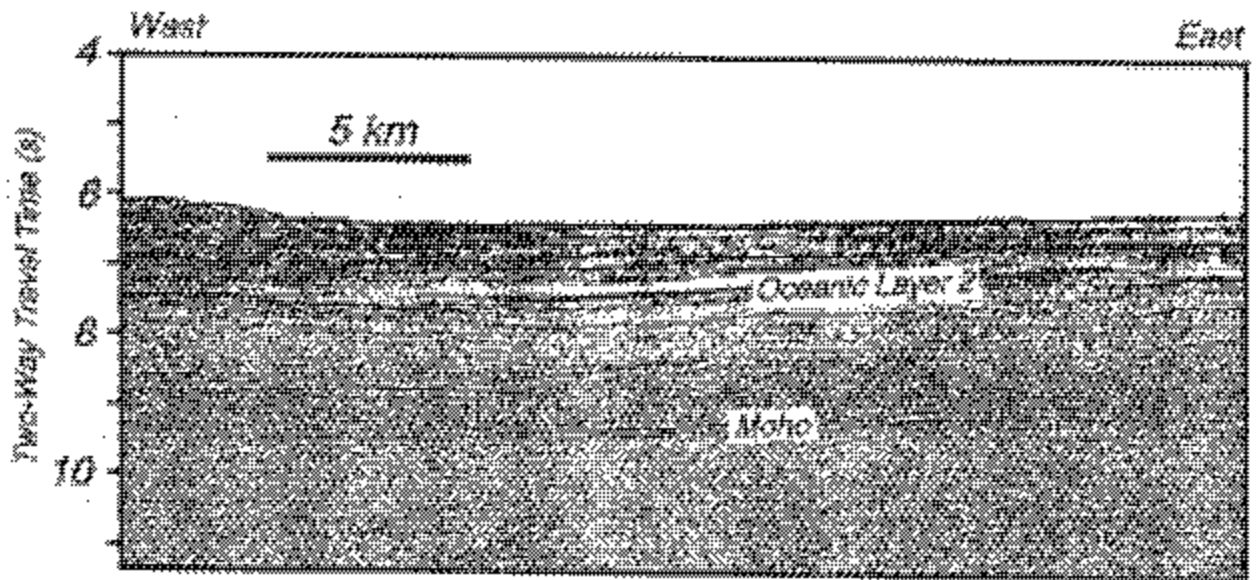


Obr. 5.6: Metóda časových polí k interpretácii jednoduchých geologických rozhraní, hore sú namerané hodochrony čelnej vlny, dole izochrony a interpretované rozhranie ( podľa R.E.Sheriff, 1989 – upravené)

Časový rez môže byť pri dostatočnej znalosti rozloženia rýchlostí v prostrediach, transformovaný na rez *hlbkový*. Je to vlasne jediný interpretačný výstup v rámci geologických

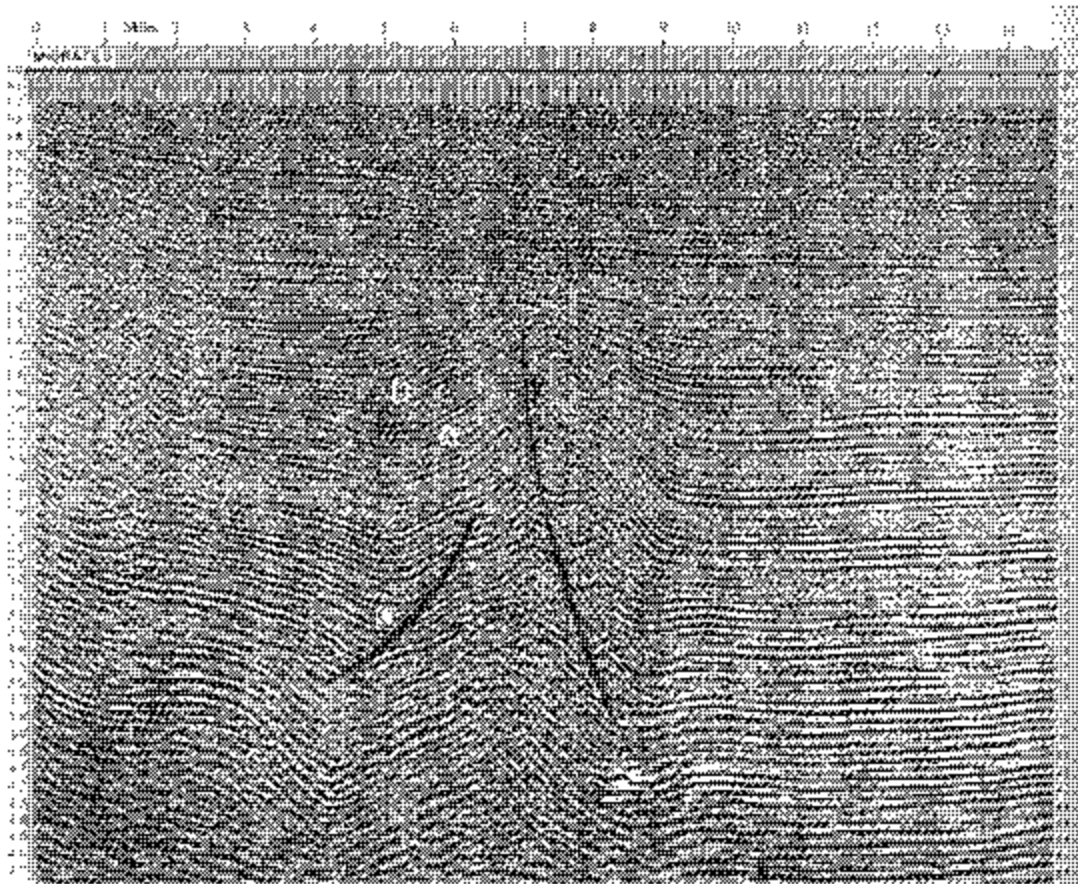
prieskumov, ktorým môžeme okrem iného, identifikovať veľmi hlboké štruktúry zemskej kôry (obr.5.7 –Moho).

Časový rez na obr.5.7, okrem mnohých iných geologických fenoménov, znázorňuje



hlbinné sedimentárne štruktúry pod hladinou oceánu, ako aj priebeh Moho diskontinuity,

Obr.5.7: Časový rez–interpretácia hlbinných reflexných meraní ( podľa R.E.Sheriff, 1989 – upravené)

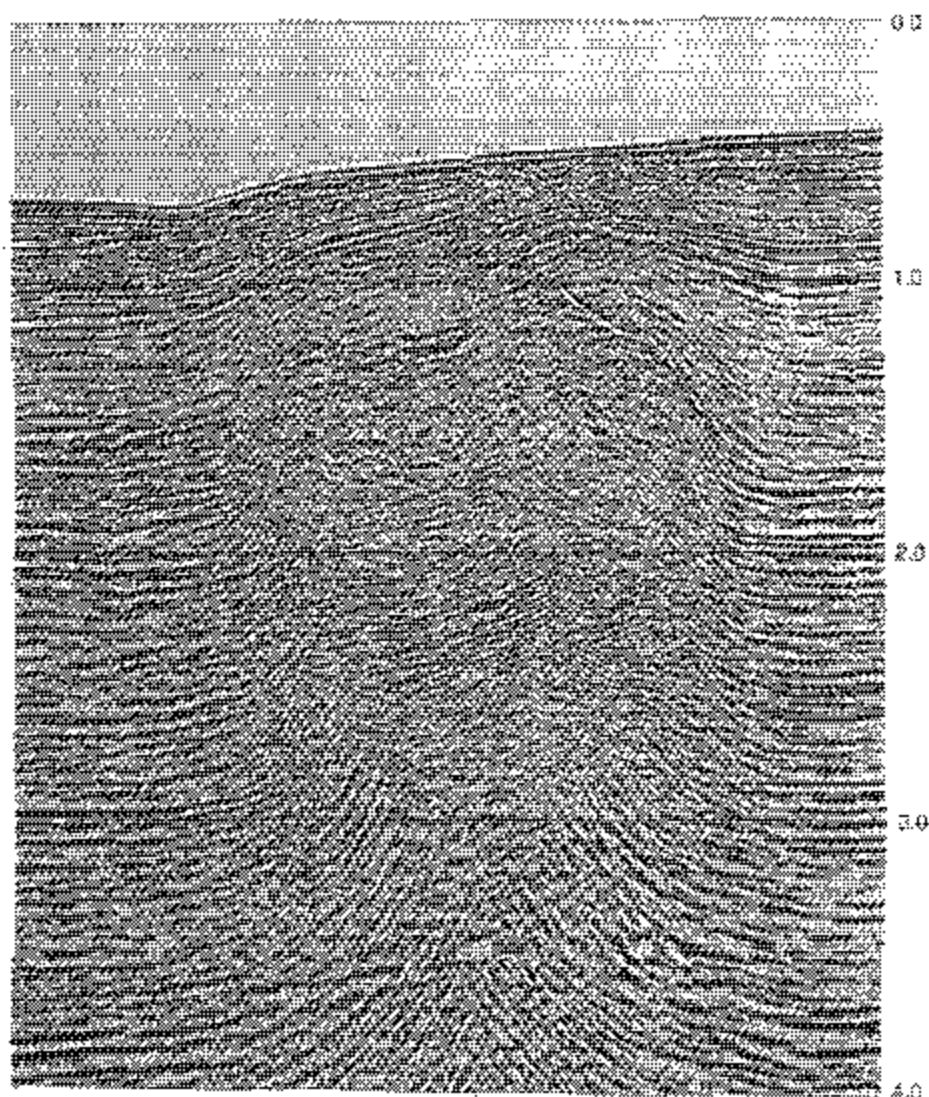


Obr. 6.8 : Migrovaný časový rez znázorňuje zložitú štruktúro-tektonickú stavbu oblasti San Joaquín v Kalifornii ( podľa R.E.Shariff, 1989-upravené)

ktorú možno veľmi dobre interpretovať.

Séria ďalších obrázkov, na báze časových rezov, ukazuje možnosti aplikácie hlbinej reflexnej seizmiky pri riešení hlbinných štruktúrno-geologických úloh, geologicko-tektonickej stavby a antiklinálnych štruktúr, na ktoré sú väčšinou ložiská uhľovodíkov viazané.

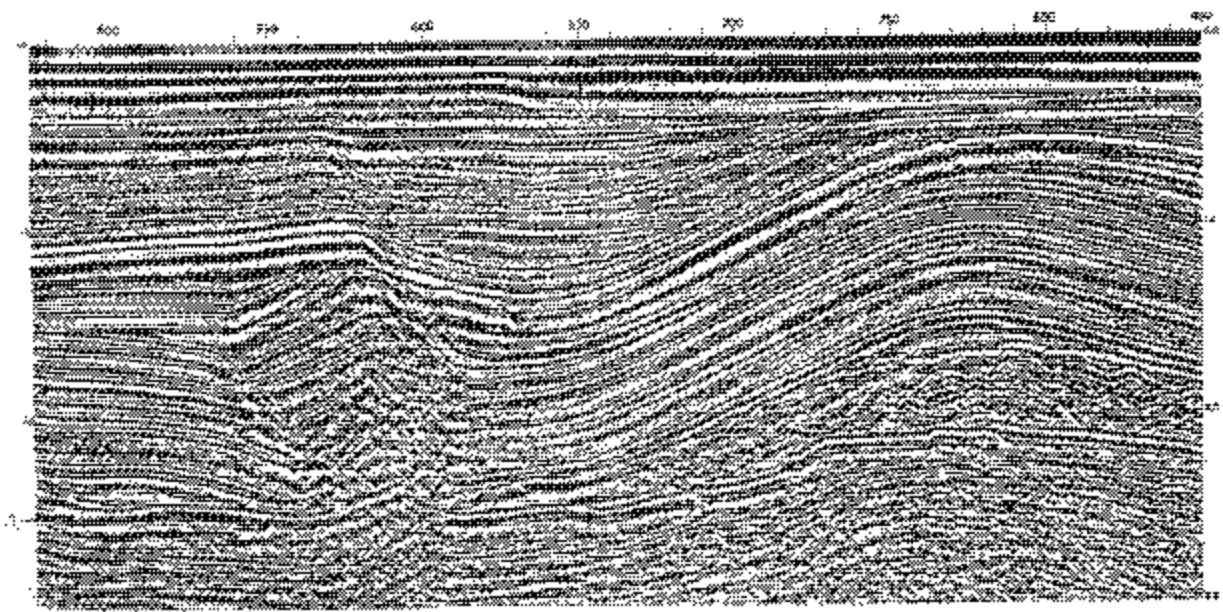
Na obr.5.8 je ukázaný migrovaný časový rez (nemigrovaný časový rez predpokladá horizontálnu pozíciu odrazných prvkov, zatiaľ čo migrovaný časový rez zobrazuje reálnu polohu odrazných prvkov) z oblasti San Joaquin Valley z Kalifornie. Rez je časovým



Obr. 5.9: časový rez migrovaný soľného dómu (diapír) a jeho styk s okolitými sedimentárnymi štruktúrami ( podľa R.E.Sheriff, 1989 – upravené)

obrazom tektonických prvkov – antiklinálnych, vrásových (A,B) a zlomových štruktúr (C). Dĺžka profilu je uvedená v míľach a na vertikálnej osi sú uvedené hodnoty dvojnásobných časov (viď kinematickú opravu).

Na obr. 5.9 je na migrovanom časovom reze zobrazená štruktúra diapíru ( solného pňa ), kde je veľmi dobre čitateľný bočný tektonický kontakt s okolitými sedimentárnymi horninami. Celkový seizmický obraz je v časovom reze veľmi dobre interpretovateľný.



Obr. 5.10: Migrovaný časový rez z oblasti Severného mora ( podľa R.E.Sheriff, 1989 – upravené)

Obr.5.10 znázorňuje migrovaný časový rez , získaný na seizmickom profile v ťelfoch Severného mora. Na obrázku sú dobre zreteľné antiklinálna štruktúra vpravo a tektonická porucha v ľavej časti. Obe štruktúry boli sformované vtlačáním anhydritu do sedimentárných štruktúr. Prvotne bola vytvorená antiklinála a v dôsledku jej vyzdvihnutia sa tektonicky porušila ľavá časť. Z hľadiska vyhľadávania uhľovodíkov sú zaujímavé práve takéto antiklinálne štruktúry veľkého plošného rozsahu, budované sedimentárnymi komplexami vysokej porozity a zhora dobre tesniacimi, mladšími ílovitými sedimentami. Záverom možno poznamenať, že väčšina svetových ložísk uhľovodíkov bola objavená len vďaka hlbínym seizmickým reflexným meraniam.

### 5.10 Použitá literatúra

- R.E.Sheriff (1989): Geophysical methods, Prentice Hall, New Jersey.
- R.J.Lillie (1999) : Whole Earth Geophysics, Prentice Hall, New Jersey.
- O.Yilmaz (1988) : Seismic Data Processing, Society of exploration geophysics, Tulsa.



L.Chatton et al.(1989): Obrabotka sejsmičeskich dannych, Mir, Moskva.  
S.Hrách (1974) : Seismika, PříF KU Praha.  
S.Mareš (1990) : Úvod do úžité geofyziky, SNTL Praha.

Kontrolné otázky k seizmickým metódam:

1. Na čom sú založené seizmické metódy - čo je predmetom ich skúmania a čo pri nich meriame.
2. Charakterizujte pozdĺžne a priečne vlnenie – spôsob kmitania častíc, deformácia, rýchlosť šírenia sa.
3. Vysvetlite pojmy: amplitúda, fáza, frekvencia, perióda, vlnové číslo a vlnová dĺžka vlnenia.
4. Vysvetlite nasledujúce pojmy – izochrona, seizmický lúč, hodochrona, zdanlivá rýchlosť.
5. Ako sa správa seizmická vlna po dopade na rozhranie. Popíš Snellove zákony a podmienky vzniku čelnej vlny.
6. Aké typy vln sa šíria zo zdroja a aké vznikajú na rozhraní. Charakterizujte dve základné skupiny seizmických metód.
7. Nakreslite schému šírenia sa priamej, odrazenej a čelnej vlny. Nakreslite a popíšte ich hodochrony.
8. Aké opravy aplikujeme na namerané hodochrony seizmických vln.
9. Aké metódy stanovenia resp. výpočtu rýchlostí šírenia seizmických vln poznáte.
10. Uveďte stručnú charakteristiku interpretačných metód refrakčných a reflexných meraní – princíp, čo je ich výstupom a aké je ich využitie.