

Kapitola 5

Seizmický prieskum

(Bibiana Brixová)

Učebný text pre študentov geológie pre predmet „Základy aplikovanej geofyziky“

(Upravený a doplnený text učebného materiálu Janotka in Gajdoš a kol., 2001)

1. Úvod.....	1
2. Elastické vlnenie.....	2
3. Šírenie sa seizmických vln v homogénnom prostredí.....	5
4. Vlny v seizmickom prieskume.....	10
5. Hodochrona seizmickej vlny.....	12
6. Analýza rýchlostí.....	15
7. Spracovanie a interpretácie seizmických dát.....	17
8. Záver.....	24
Použitá a odporúčaná literatúra.....	25

1. Úvod

Seizmické metódy sú geofyzikálne metódy, ktoré pri skúmaní stavby zemskej kôry vychádzajú zo zákonov šírenia sa elastických vln pod povrchom (využívajú elastické vlastnosti hornín). Rýchlosti šírenia sa seizmických vln a ich charakteristiky sú rôzne pre rôzne horninové prostredie. Cieľom všetkých seizmických metód je zistiť rozloženie seizmických rýchlostí pod povrchom a tak získať, z meraní a analýzy šírenia sa seizmických vln, informáciu o podpovrchových štruktúrach. Seizmické vlny môžu byť generované pri zemetrasení (týmto vlnením sa zaoberá seizmológia), alebo môžu byť generované rôznymi umelými zdrojmi, čo využívajú práve seizmické metódy (<http://en.geophysik.at/index.php/methods/seismic-methods>).

Seizmický prieskum má hlavné uplatnenie pri vyhľadávaní surovín (napr.: uhl'ovodíkov), pri štúdiu stavby a pôvodu zemskej kôry a v geotechnickom inžinierstve, ale aj v rôznych iných odvetviach ako napr. v archeológii. Zber dát začína umelým vybudením elastického vlnenia. Hĺbkový dosah seizmických metód je funkciou sily zdroja a varíruje od niekoľko metrov až po 10ky kilometrov. V závislosti od zamerania prieskumu sa teda používajú rôzne zdroje - kladivo, mechanický/pneumatický pád telesa, vibrátory alebo výbušniny. Seizmické vlny sú potom zaznamenávané na senzoroach (geofóny/hydrofóny), ktoré sú rozložené v rovných samostatných líniiach (pri 2D prieskume), prípadne línie geofónov môžu pokrývať určité prieskumné územie (3D prieskum). Merania môžu byť realizované na pevnine ale aj na vodnej hladine. Zaznamenaný signál je z geofónov posielaný do nahrávacej jednotky a následne spracovávaný a analyzovaný (<http://en.geophysik.at/index.php/methods/seismic-methods>).

Šírenie sa seizmických vln pod povrchom je extrémne komplexný proces. Preto sa vyvinulo viacero seizmických metód, ktoré sú založené na zaznamenávaní a spracovávaní rôznych typov seizmických vln. V súčasnosti sú najčastejšie používanými reflexná seizmika, refrakčná seizmika a seizmická tomografia a v posledných rokoch sa rozvinuli aj metódy využívajúce povrchové vlny (MASW – „*multichannel analysis of surface waves*“, multikanálová analýza povrchových vln) (<http://en.geophysik.at/index.php/methods/seismic-methods>).

2. Elastické vlnenie

Pre pochopenie princípu seizmických metód je potrebné mať aspoň základné informácie o elastickom vlnení – čo to vlastne je, ako sa šíri prostredím, aké typy existujú a podobne.

Elastické vlnenie veľmi úzko súvisí s deformáciou. Keď na teleso pôsobia vonkajšie sily, dochádza k zmene jeho objemu a/alebo tvaru. Tieto zmeny nazývame deformáciou – objemovou alebo tvarovou (strižnou). Deformácia môže byť dočasná, keď teleso po pôsobení vonkajších síl nadobudne pôvodný tvar – *pružná (elastická) deformácia*, alebo trvalá – *tvárna deformácia*. Pri deformácií vzniká v telese napätie. Vzťah medzi deformáciami a napätiami vyjadruje Hookov zákon, podľa ktorého normálové napätie je priamo úmerné deformácií *.

V horninovom prostredí deformácie spôsobujú krátkodobé rozkmitanie častíc prostredia. Tento pohyb častíc sa postupne rozširuje z jednej častice na druhú. Vzniká elastická vlna, šíriaca sa prostredím určitou rýchlosťou. Takže pri vlnení nedochádza k pohybu prostredia ako celku, ale jednotlivé častice prostredia oscilujú okolo určitej rovnovážnej polohy. **Elastické vlnenie je vlastne šírenie sa deformácií a napätí v priestore a čase.** Každý typ deformácie je spojený so vznikom určitého typu elastického vlnenia. Rozlišujeme dva základné druhy vlnenia, a to vlnenie *pozdlžne P* a vlnenie *priečne S* (Janotka in Gajdoš a kol., 2001).

Pozdlžne vlnenie (*longitudinal waves, compressional waves, primary waves, P*)

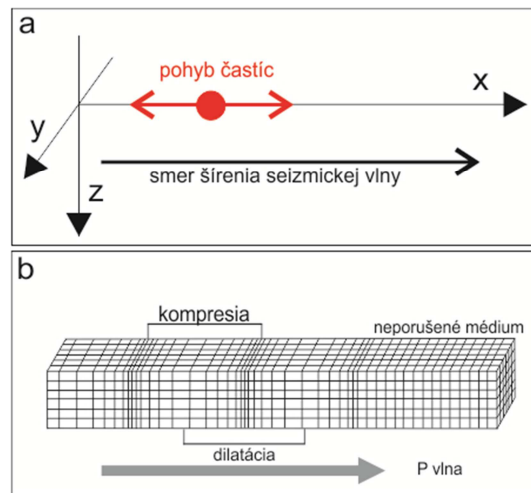
Pri pozdlžnom vlnení častice prostredia kmitajú v smere šírenia sa vlnenia (obr. 1a). P vlna je spojená len s objemovými deformáciami. Rýchlosť šírenia sa P vlny (V_P) vypočítame zo vzťahu

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}},$$

kde λ a μ sú pružné moduly ** (tzv. Lameove koeficienty) a ρ je objemová hustota prostredia, v ktorom sa vlna šíri (Lillie, 1999).

* Platí iba pre oblasť pružnej deformácie telesa.

** Moduly pružnosti (elastické konštanty, materiálové konštanty) popisujú napätie v materiáloch pri určitom type deformácie. Napr. Youngov modul pružnosti v ťahu (E), bulkov modul objemovej pružnosti (k), modul pružnosti v šmyku (μ), poissonovo číslo (ν).



Obr. 1: Pozdĺžne vlnenie. a) Kmitanie častíc, b) správanie sa materiálu pri šírení sa vlnenia (podľa Steeples 2005).

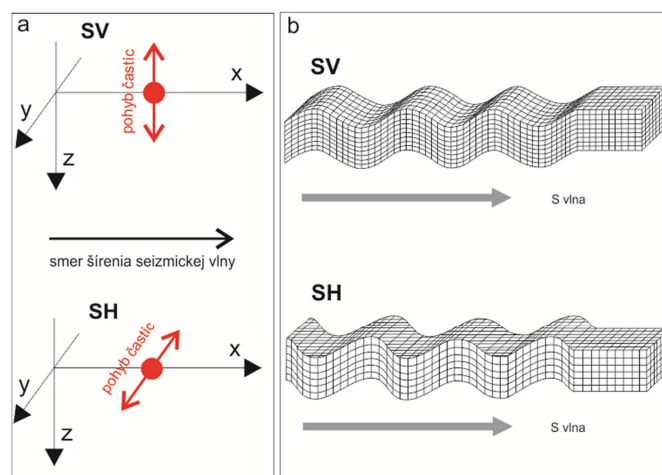
Príkladom pozdĺžneho vlnenia (obr. 1) je napr. zvuková vlna šíriaca sa vzduchom.

Priečne vlnenie (*shear wave, secondary wave, S*)

Pri priečnom vlnení (obr. 2a) častice prostredia kmitajú kolmo na smer šírenia sa vlnenia a to v rovine vertikálnej (SV) aj horizontálnej (SH). Pri šírení sa S vlny dochádza len k tvarovým deformáciám. Rýchlosť šírenia sa S vlny (V_S) vypočítame zo vzťahu

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}},$$

kde μ je pružný modul (modul odolnosti v šmyku, strižný modul) a ρ je objemová hustota. (Lillie, 1999)



Obr. 2: Priečne vlnenie. a) Kmitanie častíc, b) správanie sa materiálu pri šírení sa vlnenia (podľa Steeples 2005).

Príkladom priečného vlnenia (obr. 2) je napr. vlnenie šíriace sa na napnutej strune, alebo po gumovej hadici, ktorej jeden koniec rozkmitáme.

Z vyššie uvedených rýchlostných rovníc vyplývajú nasledujúce tvrdenia o P a S vlnách:

- v rovnakom materiáli sa S vlny šíria vždy pomalšie ako P vlny,
- čím rigidnejší materiál, tým vyššie rýchlosti P a S vln,
- S vlny sa nešíria fluidami (kvapaliny alebo plyny ako napr.: vzduch, voda, vonkajšie zemské jadro), keďže fluidá nemajú odolnosť voči šmyku ($\mu = 0$) (Lillie, 1999).

3. Šírenie sa seizmických vln v homogénnom prostredí

(podľa Janotka in Gajdoš a kol., 2001)

Seizmické vlnenie sa šíri zo zdroja všetkými smermi určitou rýchlosťou. Táto rýchlosť je podmienená fyzikálnymi vlastnosťami prostredia a typom vlny. Prechádzajúca vlna uvádza do pohybu častice prostredia a charakter ich pohybu tiež závisí od typu prechádzajúcej vlny. Pohyb častice spôsobený prechádzajúcou seizmickou vlnou môžeme zaznamenať dvoma spôsobmi. Ako časový priebeh pohybu častice prostredia, vtedy hovoríme o *zázname seizmickej vlny* (obr. 3a), alebo ako výchylku pohybu častice pozdĺž línie profilu (obr. 3b).

Na zázname seizmickej vlny môžeme popísať následné charakteristiky vlnenia (obr. 3a):

nasadenie vlny – prvý zaznamenaný pohyb spôsobený príchodom seizmickej vlny,

fázy vlnenia – extrémne pohyby registrované v rôznych časových okamihoch záznamu vlnenia (t_x),

amplitúda vlnenia (A) – výchylky na zázname vlnenia odpovedajúce jednotlivým fázam vlnenia

perióda vlnenia (T) – časový úsek medzi dvoma extrémami rovnakej fázy (udáva sa v [s]),

frekvencia vlnenia (f) – obrátená hodnota k perióde (udáva sa v [Hz])

$$f = 1/T,$$

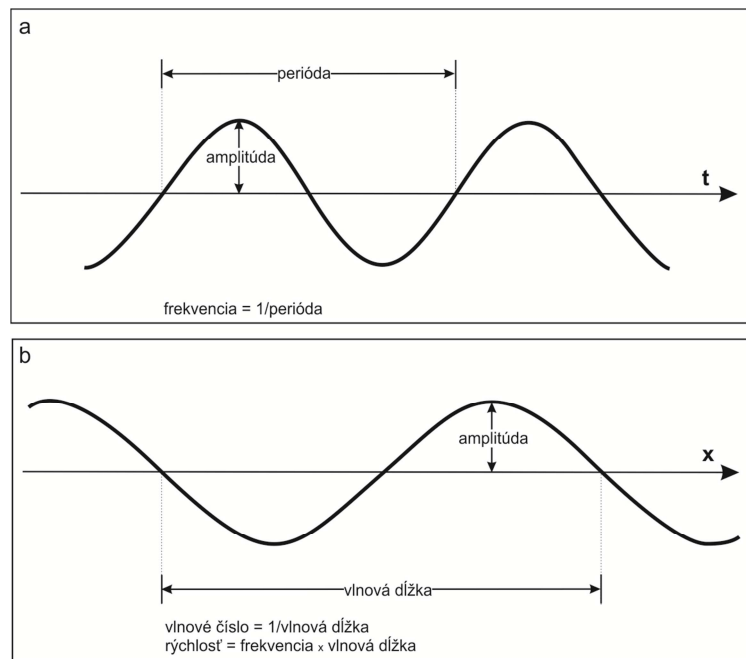
kruhová frekvencia (ω) – je daná vzťahom $\omega = 2\pi f$.

Na zázname výchylky pohybu častice pozdĺž profilu môžeme definovať *vlnovú dĺžku vlnenia* (λ). Ide o vzdialenosť medzi dvoma susednými maximami alebo minimami na zázname výchylky častice pozdĺž profilu (obr.3b). Vlnovú dĺžku môžeme definovať aj ako vzdialenosť dvoch najbližších bodov, ktoré kmitajú s rovnakou fázou, alebo aj ako vzdialenosť, ktorú prejde fáza vlny za jednu periódu.

Medzi vlnovou dĺžkou a frekvenciou vlnenia platí vzťah:

$$\lambda = V \cdot T = \frac{V}{f} = \frac{2\pi f}{\omega} = \frac{2\pi}{k},$$

kde $k = 2\pi/\lambda$ je *vlnové číslo* a V je rýchlosť šírenia sa seizmickej vlny.



Obr. 3: a) Časový priebeh pohybu častice prostredia (záznam seizmickej vlny), b) ako vlna vyzerá v rôznych miestach profilu v určitom časovom okamžiku (profil seizmickej vlny) (podľa Sheriff, 2002). Čas a perióda bývajú udávané v sekundách alebo milisekundách, frekvencia v hertzoch, vlnová dĺžka v metroch a rýchlosť v metroch za sekundu.

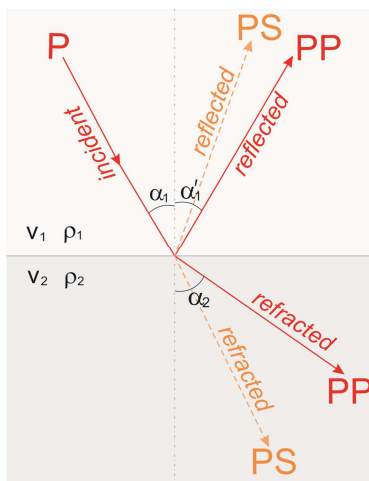
Množinu bodov kmitajúcich s rovnakou fázou, do ktorých dospeje vlnenie zo zdroja za rovnaký čas, nazývame *vlnoplocha*. Geometrické miesto bodov, do ktorých vlnenie dorazilo v danom časovom okamihu sa označuje ako *čelo vlny*. Každý bod vlnenia, do ktorého došlo čelo vlny, môžeme považovať za nový zdroj vlnenia (tzv. Huygensov princíp***). Plochu, ktorá je v danom čase totožná s čelom vlny sa nazýva *izochrona*. Prostredie pokryté izochronami šíriacej sa seizmickej vlny sa označuje ako časové pole. Šírenie sa seizmických vln v prostredí sa znázorňuje *lúčmi*. Seizmický lúč je vektor kolmý na čelo vlny. V homogénnom prostredí majú lúče priamkový tvar.

*** Princíp šírenia sa seizmickej vlny - všetky body priestoru, do ktorých sa vlnenie v určitom okamihu t dostane, sa stávajú novými zdrojmi vlnenia a elementárnych vlnoplôch, pričom vlnoplocha v čase $t + dt$ je obálkou takýchto elementárnych vlnoplôch.

Odraz a lom seizmických vln na rozhraní

Keď seizmická vlna pri prechode horninovým prostredím narazí na materiál s odlišnou akustickou impedanciou (vlnový alebo akustický odpor, $\rho \cdot V$), dochádza k rozdeleniu seizmickej energie – časť sa odrazí a časť prechádza do druhého prostredia.

Predpokladajme dve homogénne prostredia, charakterizované rýchlosťami V_1 a V_2 a hustotami ρ_1 a ρ_2 , oddelené rovinným rozhraním (obr.4). Ďalej predpokladajme, že na takéto rozhranie dopadne P vlna („incident“). Pri dopade na rozhranie vzniknú vlny štyri typy druhotných vln (obr.4) - odrazené („reflected“) PP (pozdĺžna) a PS (priečna) a vlny prechádzajúce do druhého prostredia („refracted“) PP a PS. Tie druhotné vlny, ktoré sú rovnakého typu ako vlna dopadajúca na rozhranie označujeme ako monotónne vlny (PP). Druhé dve, ktoré sú typovo odlišné voláme transformované/premenené vlny (PS).



Obr. 4: Monotónne (PP) a transformované (PS) seizmické vlny, ktoré vznikajú pri dopade P vlny na rozhranie prostredí s dostatočným impedančným kontrastom (podľa Lilie, 1999).

Smer šírenia sa vln vzniknutých na rozhraní sa riadi Snellovými zákonmi odrazu a lomu (obr. 4):

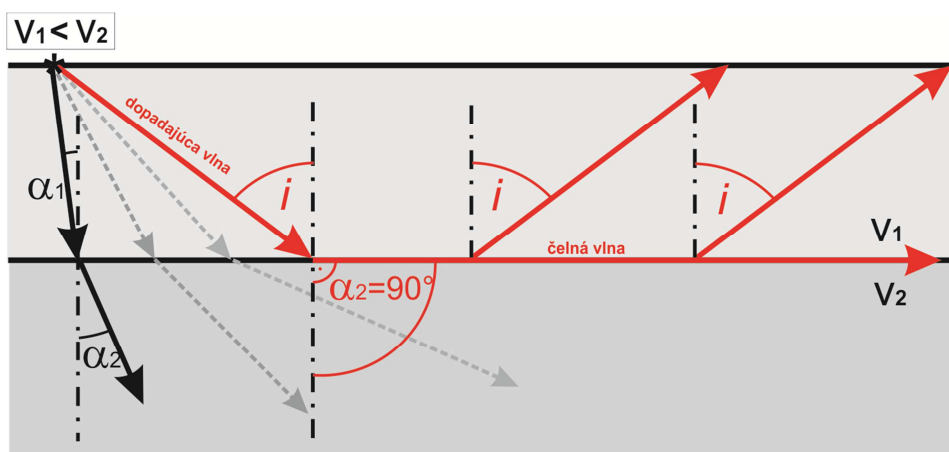
1. uhol dopadu (α_1) sa rovná uhlu odrazu (α'_1),
2. na rozhraní dvoch prostredí sa vlnenie láme tak, že podiel sinusov uhla dopadu (α_1) a uhla lomu (α_2) sa rovná podielu rýchlostí šírenia vlnenia v týchto prostrediach

$$\frac{\sin \alpha_1}{\sin \alpha_2} = \frac{V_1}{V_2} .$$

Pre seizmický prieskum je veľmi dôležitý jav tzv. úplného odrazu (obr. 5). Ide o prípad, keď vlna dopadajúca pod určitým uhlom dopadu sa láme pod uhlom 90° . Takto vzniknutá seizmická vlna sa šíri v podloží paralelne s rozhraním, na ktorom vznikla a nazýva sa *čelná vlna* („critically refracted“). Uhol dopadu, pri ktorom dochádza k vzniku čelnej vlny sa označuje ako *kritický uhol* (i). Zo Snellovho zákona lomu vieme vyjadriť vzťah pre kritický uhol:

$$\sin i = \frac{V_1}{V_2},$$

kde V_1 je rýchlosť šírenia sa seizmických vln nad rozhraním a V_2 je rýchlosť pod rozhraním. Z tohto vzťahu je zrejmé, že **nutnou podmienkou vzniku čelných vln je zvyšovanie rýchlosti šírenia sa seizmických vln smerom do podložných prostredí** (t.j. rýchlosť pod rozhraním musí byť vyššia ako rýchlosť nad rozhraním, $V_1 < V_2$).

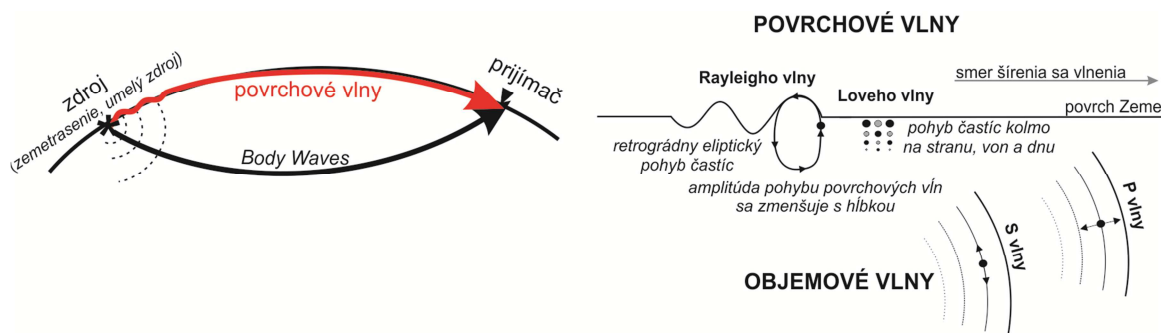


Obr.5: Jav úplného odrazu – vznik čelnej vlny. Čelná vlna sa šíri po rozhraní rýchlosťou v_2 a energia sa vracia späť cez nadložnú vrstvu k povrchu pod kritickým uhlom i (podľa Lilie 1999)

4. Vlny v seizmickom prieskume

Seizmické vlny môžeme rozdeliť do dvoch kategórií. Takzvané „*body waves*“, teda objemové vlny, ktoré prechádzajú cez celý objem Zeme, a „*surface waves*“, teda povrchové vlny, ktoré sa šíria po povrchu Zeme. Objemové vlny sú už vyššie spomínané P a S vlny. K povrchovým vlnám patria Loveho a Rayleighho vlny (označované tiež ako „*ground roll*“).

Rayleighho vlny predstavujú šírenie sa objemovej aj strižnej deformácie. Pri prechode tejto vlny prostredím častice prostredia vykonávajú retrográdny eliptický pohyb (kmitajú po eliptických dráhach vo vertikálnej rovine) (Lillie, 1999). Loveho vlny sú povrchové vlny, ktoré sa správajú podobne ako priečne vlny – častice pri prechode vlny prostredím kmitajú v smere kolmom na smer šírenia sa vlny (SH). Loveho vlna vzniká za podmienky, že vo voľnom polpriestore leží vrstva konečnej mocnosti, v ktorej rýchlosť šírenia sa priečných vln V_S je nižšia ako V_S v polpriestore (Janotka in Gajdoš a kol., 2001). Schematické znázornenie šírenia seizmických vln v prostredí a pohyb častíc prostredia pri prechode jednotlivých typov vln je znázornený na obr. 6.



Obr. 6: Seizmické vlny a pohyb častíc prostredia pri ich šírení. Pri šírení sa Loveho vlny prostredím, čierne body znázorňujú kolmý pohyb častíc smerom von zo strany a šedé smerom do strany (podľa Lilie, 1999).

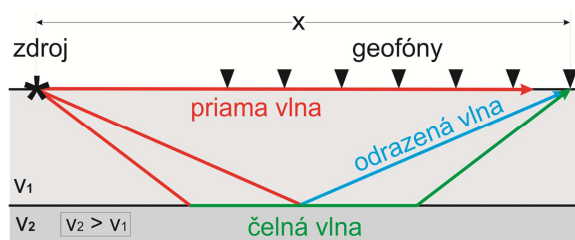
Rýchlosť šírenia sa seizmických vln závisí od elasticity (ovplyvnená pružnými modulmi) a hustoty horninového prostredia, cez ktoré vlny prechádzajú. Na rýchlosť výrazne vplývajú rôzne faktory, napr. porozita, nasýtenie pórov médiom (voda, ropa, plyn), vek hornín a iné. Vzťahy pre rýchlosť P a S vln sú uvedené v kapitole „Elastické vlnenie“. Rýchlosť šírenia sa Rayleighho vln V_R je nižšia ako rýchlosť priečných vln ($V_R = 0,9 V_S$) a mení sa s frekvenciou vlnenia (disperzné vlnenie). Rýchlosť šírenia sa Loveho vln V_L je väčšia ako rýchlosť priečných vln vo vrstve V_{S1} a menšia ako rýchlosť priečných vln v polpriestore V_{S2} ($V_{S1} < V_L$

$< V_{S2}$) (Janotka in Gajdoš a kol., 2001). Prehľad rýchlostí šírenia sa P vln v rôznych horninových prostrediach je uvedený v tabuľke 1.

materiál	V_P [m/s]	materiál	V_P [m/s]
vzduch	330	pieskovec	1 400 – 4 500
voda	1 450 – 1 530	vápenec	1 700 – 7 000
pôda	100 - 500	dolomit	2 500 – 6 500
suchý piesok	200 – 1 000	ílovitá bridlica	2 000 – 4 100
piesok sytený vodou	1 500 – 2 000	granit	4 600 – 6 200
íl	1 000 – 2 500	rula	3 500 – 7 600

Tab. 1: Prehľad rýchlostí šírenia sa P vln vo vybraných horninových materiáloch (Reynolds, 2011).

Po iniciácii seizmického vlnenia sa teda zo zdroja šíria povrchové vlny, priama vlna (objemová vlna P a S), zvuková vlna a iné typy vln. Keď priama vlna (obr. 7), šíriaca sa horninovým prostredím všetkými smermi, dopadne na rozhranie, ktoré oddeľuje dve prostredia s rôznymi akustickými impedanciami, časť energie sa odráža do toho istého prostredia – vzniká odrazená vlna (koľko energie sa odrázi závisí od tzv. *reflexného koeficientu*). Časť energie prechádza pod rozhranie pod iným uhlom ako dopadajúca priama vlna (láme sa). Ak sa vytvoria podmienky, pri ktorých sa vlna láme pod uhlom 90° (vyššia rýchlosť v podloží a dopad priamej vlny pod kritickým uhlom), vzniká čelná vlna šíriaca sa pozdĺž rozhrania rýchlosťou podložia.



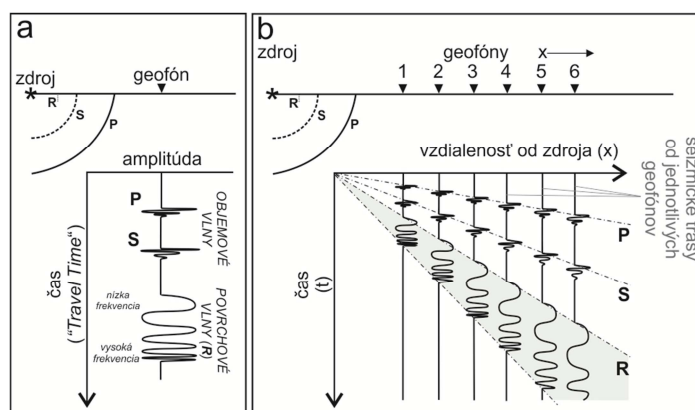
Obr. 7: Seizmické lúče priamej, odrazenej a čelnej vlny prichádzajúce k prijímačom (geofónom) umiestneným vo vzdialenosti x od zdroja (podľa Lilie, 1999).

Podľa použiteľnosti rozdeľujeme seizmické vlny na užitočné a rušivé (šum). Jeden typ vlny môže byť v jednej seizmickej metóde užitočný a pre inú metódu predstavuje šum. V seizmickom prieskume rozlišujeme dve základné metódy, podľa toho, ktorý typ vln využívajú – **reflexnú seizmiku** (metóda odrazených vln) a **refrakčnú seizmiku** (metóda

čelných vln). Relatívne nová (od roku 1999) je metóda seizmického prieskumu **MASW** (multikanálová analýza povrchových vln), využívajúca povrchové vlny na stanovenie rýchlostného profilu S vln v pripovrchových materiáloch hlavne pre geotechnické účely.

5. Hodochrony seizmických vln

Príchod jednotlivých typov seizmických vln je zaznamenávaný prijímačom, umiestneným na povrchu alebo vo vrte (pri karotážnych meraniach). Čas príchodu seizmickej vlny od zdroja k prijímaču závisí od rýchlosti šírenia sa vlny prostredím, vzdialenosti prijímača od zdroja a geometrie podpovrchových rozhraní. Záznam pohybu pôdy prijímačom, zakreslený ako funkcia času príchodu vlny od zdroja k prijímaču („*travel time*“, t) sa nazýva seizmická trasa (obr. 8a). Ak nakreslíme vedľa seba, vo vzdialenosti (x) prijímača od zdroja, seizmické trasy z viacerých prijímačov, dostaneme **hodochronu** - funkčnú závislosť času príchodu seizmickej vlny k bodu registrácie a súradnice x (jeho polohy vzhľadom na zdroj vlnenia) (obr. 8b). Vzdialenosť prijímača (napr. geofónu) od zdroja vlnenia sa nazýva „*offset*“ (Lilie, 1999).



Obr. 8: a) Seizmická trasa, b) záznam času príchodu vlnových frontov P, S a povrchovej vlny (R) k jednotlivým geofónom rozloženým na profile vo vzdialenosti x od zdroja – hodochrona (podľa Lilie, 1999).

Hodochrona priamej vlny

Priama vlna sa šíri od zdroja priamo k prijímaču. Hodochrona priamej vlny je priamka (obr. 9). Zo sklonu tejto priamky sa dá určiť rýchlosť šírenia sa priamej vlny (sklon = $1/V_1$). Rýchlosť V_1 sa teda vypočíta ako pomer $\Delta x/\Delta T$ z určitého úseku hodochrony. Rýchlosť vypočítanú z hodochrony nazývame *zdanlivá rýchlosť* (Janotka in Gajdoš a kol., 2001).

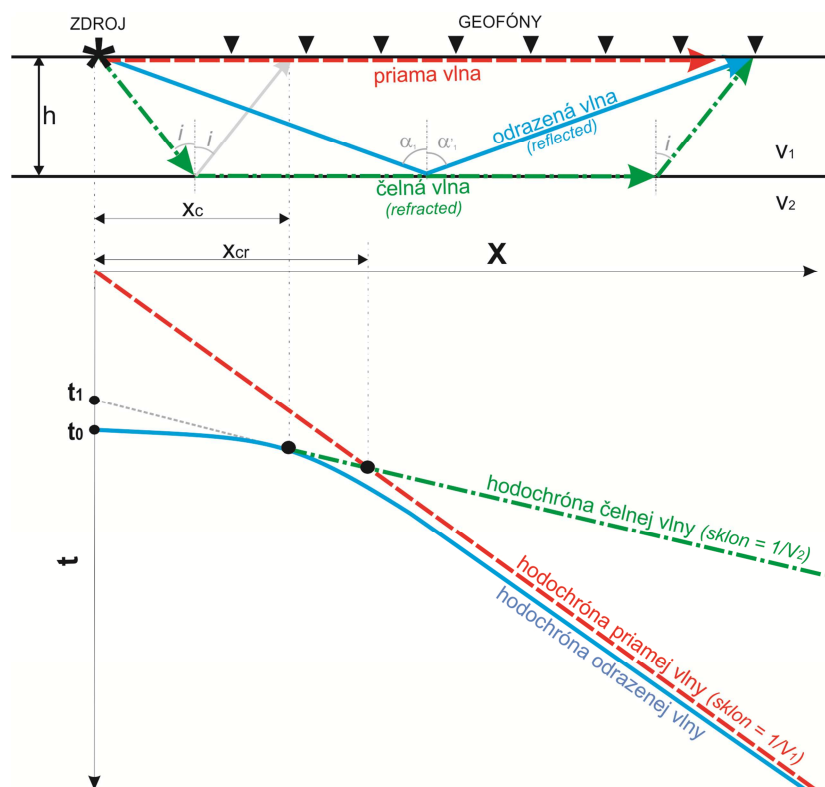
Hodochrona odrazenej vlny

Odrazená vlna sa odrazila od rozhrania a šíri sa smerom k povrchu, kde je jej príchod zaregistrovaný geofónmi. Hodochrona má tvar hyperboly (obr. 9). V prípade rovinného rozhrania je hyperbola symetrická podľa časovej osi, v prípade skloneného rozhrania je vrchol

hyperboly posunutý od časovej osi v smere vyklňovania rozhrania. Polomer krivosti hyperboly sa zväčšuje s hĺbkou rozhrania (pre hlbšie rozhrania sa hyperbola splošťuje) (Janotka in Gajdoš a kol., 2001).

Hodochrona čelnej vlny

Čelná vlna vzniká na rozhraní, ak dopadajúca vlna prichádza k rozhraniu pod kritickým uhlom i . Šíri sa pozdĺž rozhrania rýchlosťou prostredia pod rozhraním (V_2). Hodochrona čelnej vlny je priamka (obr. 9), ak je rozhranie priamočiare a krivočiara, ak sa tak správa ja rozhranie. Prvý geofón, na ktorom je čelná vlna registrovaná, je v tzv. kritickej vzdialenosti („critical distance“, x_c) od zdroja. V tomto bode je hodochrona čelnej vlny, vznikajúcej na rovinnom rozhraní, dotyčnicou k hodochrone odrazenej vlny od toho istého rozhrania. Pred týmto bodom nie je čelná vlna registrovaná! Zo sklonu hodochrony čelnej vlny (sklon = $1/V_2$) vieme vypočítať rýchlosť šírenia sa seizmických vln v podloží pod rozhraním (Janotka in Gajdoš a kol., 2001).



Obr. 9: Hodochrony priamej, odrazenej a čelnej vlny. X – vzdialenosť geofónov od zdroja; x_c – kritická vzdialenosť; x_{cr} – „crossover distance“ (do geofónu v tejto vzdialenosti od zdroja prichádza priama a čelná vlna súčasne, na vzdialenejších geofónoch je čelná vlna registrovaná pred priamou vlnou); t – čas príchodu seizmickej vlny ku geofónu; t_0 – „intercept time“ pre odrazenú vlnu (dráha lúča kolmo na rozhranie a späť); t_1 – „intercept time“ pre čelnú vlnu (priesečník extrapolovanej hodochrony čelnej vlny s časovou osou); h – hĺbka rozhrania (podľa Lilie, 1999).

Priama a obrátená úloha v seizmike

Riešením priamej úlohy v seizmickom prieskume je určenie časového poľa a výpočet hodochrony seizmickej vlny, ak poznáme rozloženie rýchlostí v prostredí a polohu a tvar rozhraní. Oveľa častejšie sa však stretávame s obrátenou úlohou – máme namerané hodochrony seizmických vln šíriacich sa v danom prostredí a chceme určiť rozloženie rýchlostí a tvar rozhraní (Janotka in Gajdoš a kol., 2001).

6. Analýza rýchlostí

(podľa Janotka in Gajdoš a kol., 2001)

Výsledkom seizmických meraní sú hodochrony jednotlivých seizmických vln – namerané časy príchodu seizmickej vlny ku geofónom. Na to, aby sme z týchto časových údajov vedeli stanoviť hĺbku, tvar a priebeh rozhraní, na ktorých registrované seizmické vlny vznikli, potrebujeme poznať rýchlosť, akou sa seizmická vlna horninovým prostredím šíri. Rýchlostný údaj umožňuje z nameraných časov príchodu k jednotlivým geofónom zrekonštruovať dráhu pohybu vlny v prostredí a tak stanoviť hĺbku a tvar rozhrania. Stanovenie presnej rýchlosti je náročný proces a závisí od neho presnosť interpretácie seizmických meraní. Je viacero spôsobov (metód), ako stanoviť rýchlosť šírenia sa seizmických vln. Napríklad:

- stanovenie rýchlostí na vzorkách,
- seizmokarotáž, VSP (vertikálne seizmické profilovanie),
- akustická (ultrazvuková) karotáž,
- stanovenie rýchlostí z hodochron,
- analýza rýchlostí z reflexných dát,
- seizmická tomografia.

Stanovenie rýchlosti zo vzoriek hornín v laboratórnych podmienkach sa využíva len zriedka. Takto určená hodnota sa často značne líši od reálnej hodnoty rýchlosti a je len orientačnou veličinou.

Seizmokarotáž, VSP a akustická karotáž umožňuje získať veľmi presné hodnoty rýchlostí z meraní vo vrtoch. Treba si však uvedomiť, že rýchlostný údaj je viazaný iba na oblasť, ktorou vrt prenikol. V závislosti od komplexnosti oblasti, môže byť situácia odlišná už o pár metrov ďalej. Nevýhodou je finančná náročnosť vrtania.

Veľké možnosti na stanovenie rýchlostí poskytujú hodochrony čelných a odrazených vln. Výpočet zdanlivej rýchlosti z hodochróny priamej a čelnej vlny sme spomínali v kapitole “Hodochrony seizmických vln“. Transformáciou hodochrony odrazenej vlny na priamku vypočítame tzv. efektívnu rýchlosť.

Analýza rýchlostí šírenia sa seizmických vln z reflexných seizmických meraní je súčasťou spracovania a interpretácie reflexných dát a je viazaná na komplexné softvérové spracovanie. Tejto problematike je venovaná časť prednášok zameraných na seizmiku vo vyšších ročníkoch.

7. Spracovanie a interpretácia seizmických dát

Úpravy nameraných dát, výsledkom ktorých je správny obraz podpovrchového prostredia, označujeme ako *spracovanie seizmických dát* („*processing*“). Vzhľadom na to, že namerané časy príchodu seizmických vĺn ku geofónom sú zaťažené rôznymi chybami, sú súčasťou procesu spracovania dát rôzne opravy. Môžeme ich rozdeliť do dvoch skupín – *statické opravy* a *kinematické opravy*. Medzi statické opravy aplikované na namerané dáta patrí:

- oprava o reliéf (topografiu),
- oprava na nízkorychlostnú (zvetranú) vrstvu,
- oprava na hĺbku zdroja (pri použití ako zdroja nálože v plytkých vrtoch),
- oprava na fázu.

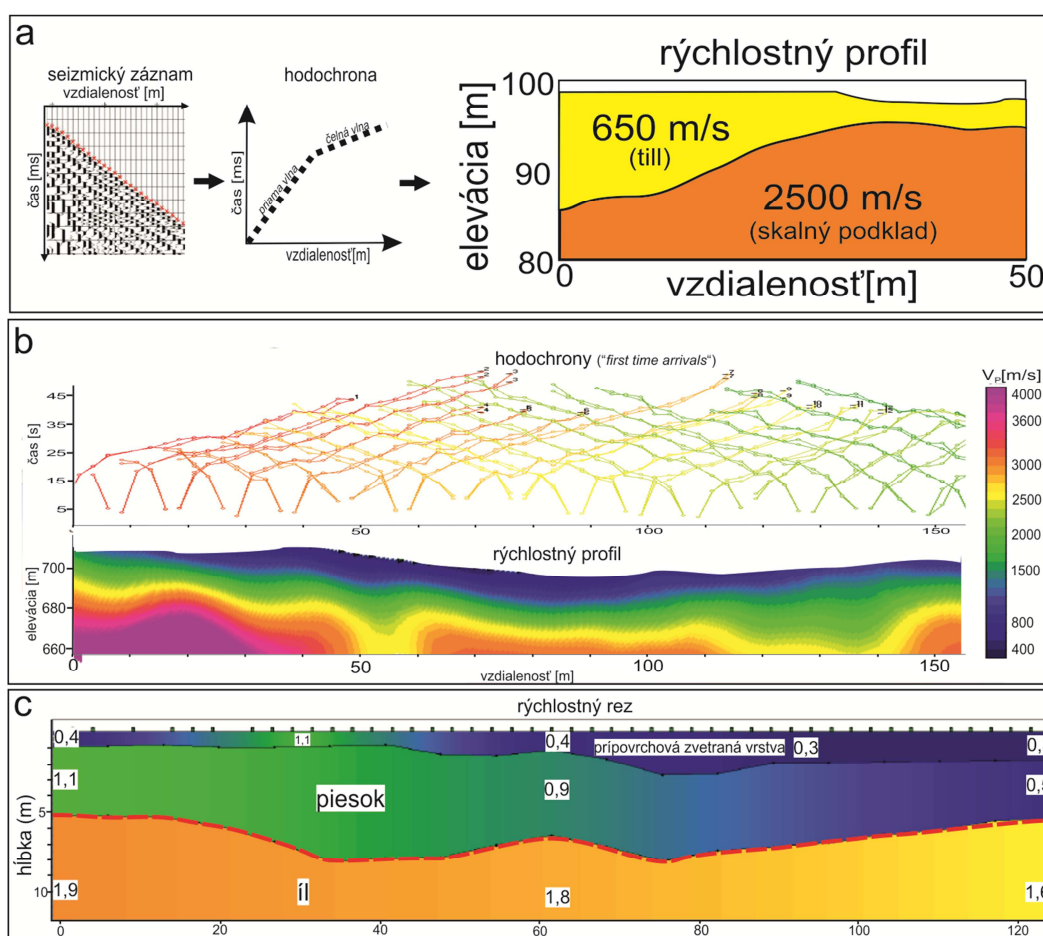
Kinematické opravy sú súčasťou softwarového spracovania reflexných dát. Zjednodušene sa dá povedať, že ide o odstránenie závislosti času príchodu odrazenej vlny ku geofónom od vzdialenosti geofónov od zdroja. Nameraný čas t , zodpovedajúci dráhe lúča zdroj–rozhranie–geofón je prepočítaný na čas t_0 , ktorý zodpovedá najkratšej dráhe lúča – od zdroja kolmo na rozhranie a späť. Čas t_0 sa nazýva dvojnásobným časom (TWT - „Two way traveltime“) (Janotka in Gajdoš a kol., 2001).

Postup spracovania nameraných dát (ako aj zavedenie jednotlivých typov opráv) a interpretácia seizmických dát s grafickými výstupmi sa líšia v závislosti od použitej seizmickej metódy. Ako už bolo spomenuté v predchádzajúcich kapitolách, hlavnými metódami seizmického prieskumu sú refrakčná a reflexná seizmika. Obe metódy sú využívané pri plytkom aj hlbinnom prieskume, hoci refrakčné metódy majú hlavne uplatnenie pri plytkých meraniach. Reflexná seizmika je hlavnou metódou hlbinného prieskumu zameraného na riešenie stavby zemskej kôry so zameraním na vyhľadávanie uhl'ovodíkov. Hlbinná forma seizmického prieskumu je zameraná na riešenie štruktúrnogeologickej problematiky (napr. identifikovanie hlbokých štruktúr zemskej kôry) a tektoniky. Plytká forma seizmického prieskumu je využívaná pre potreby inžinierskej geológie, hydrogeológie, pri zakladaní stavieb, riešení environmentálnych problémov a v stavebnom inžinierstve, ale taktiež má využitie aj napríklad pri archeologických prieskumoch.

Refrakčné seizmické metódy

Refrakčný seizmický prieskum si vyžaduje profily s dĺžkou 4 – 5krát väčšou ako je dosahovaná hĺbka prieskumu, z toho dôvodu sa využíva hlavne pri plytkom prieskume. Limitovaný je aj silou zdroja energie a podmienkou nárastu rýchlosti s hĺbkou (<http://www.subtronic.com/geophysical-surveys/geophysical-seismic-surveys/>).

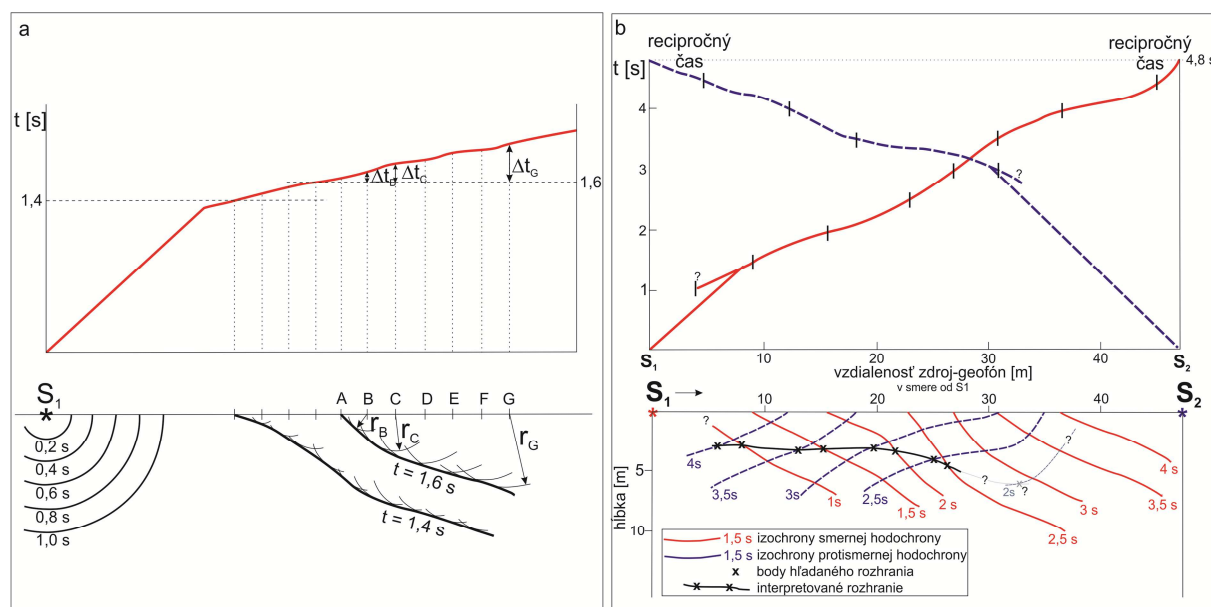
Metódy refrakčnej seizmiky pracujú s priamou a čelnou vlnou. Pri spracovaní sa interpretujú jednotlivé hodochrony týchto vln a výsledkom sú *rýchlostné rezy* s rozhraniami a ich rýchlostnými charakteristikami (obr. 10a).



Obř. 10: Rýchlostný rez. a) Výřsledok spracovania refrakčných seizmických meraní; b) výsledok seizmickej refrakčnej tomografie – hore: porovnanie nameraných a modelovaných hodochrón, dolu: rýchlostný profil pri použití sieťového vstupného modelu; c) výsledok seizmickej refrakčnej tomografie (rýchlostná charakteristika vrstiev je uvedená v km/s) - vrstevný vstupný model.

Jednou z interpretačných metód refrakčnej seizmiky je metóda časových polí. Princíp tejto metódy je znázornený na obr. 11. Vo vrchnej časti obrázku sú namerané hodochrony čelných vĺn - smerná (zdroj v bode S_1) a protismerná (zdroj v bode S_2). V spodnej časti obrázku sú

znázornené izochrony od smernej a protismernej hodochrony. Priesečníky izochron smernej a protismernej hodochrony, ktorých časový súčet je rovný tzv. recipročnému času (čas vo vzájomných bodoch – na obr. 11b je rovný 4,8 s), sú hľadanými bodmi rozhrania, na ktorom namerané čelné vlny vznikli) (Janotka in Gajdoš a kol., 2001).



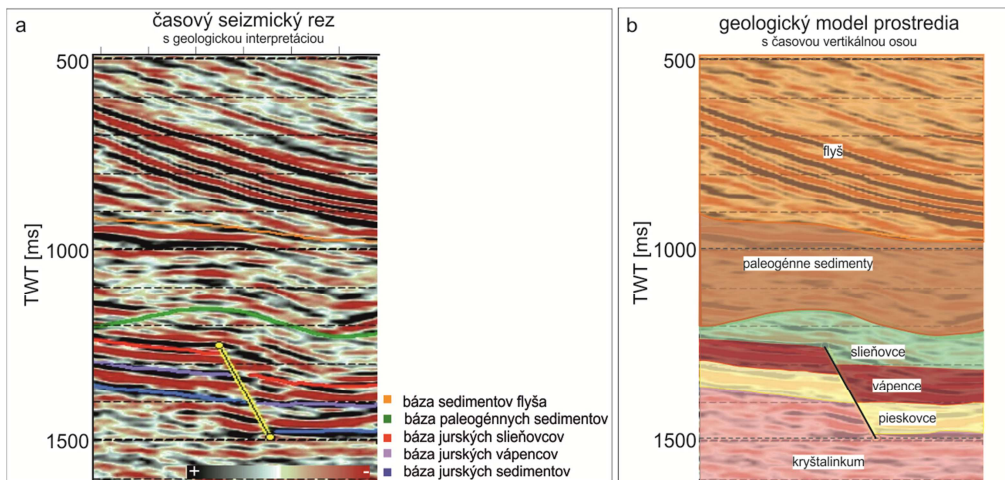
Obr. 11: Metóda časových polí. a) Princíp konštrukcie izochron z nameranej hodochrony čelnej vlny. Vlnový front (čelnej vlny), ktorý dosiahol bod A v čase $t = 1,6$ s, dosiahne body B, C, .. v časoch $1,6 + \Delta t_B$, $1,6 + \Delta t_C$, ... Kreslením kruhových oblúkov so stredom v bodoch B, C, ... s polomermi r_B , r_C , ..., môžeme zostrojiť izochronu pre $t = 1,6$ s ako dotyčnicu tých kružníc. b) Konštrukcia refrakčného rozhrania z izochron smernej a protismernej hodochrony čelnej vlny. Body hľadaného rozhrania sú priesečníky izochron, v ktorých je súčet času smernej a protismernej hodochrony rovný recipročnému času (podľa Sheriff, 1989).

Najpokročilejšou z interpretačných metód refrakčnej seizmiky je seizmická refrakčná tomografia (obr. 10 b). Táto metóda umožňuje rýchlu analýzu dát s využitím matematického modelovania.

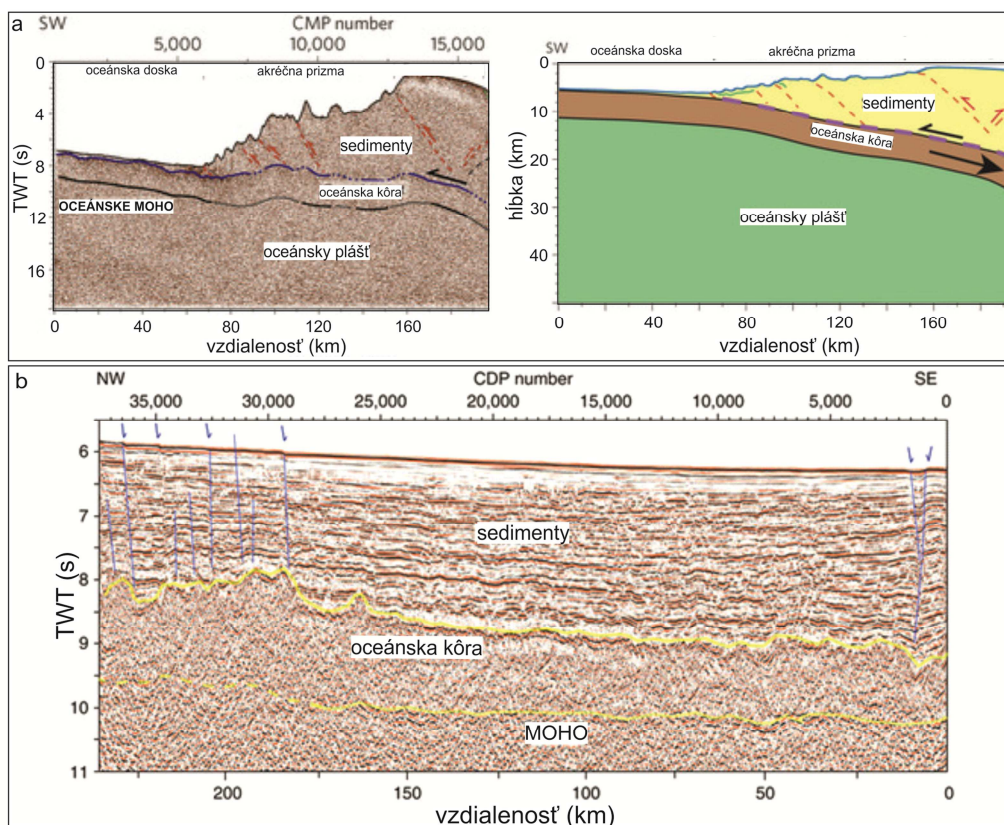
Reflexné metódy

Metódy reflexnej seizmiky využívajú odrazenú vlnu. Spracovanie reflexných meraní je v porovnaní s refrakčnými metódami oveľa náročnejšie. Výsledkom sú *časové rezy* (vertikálna os udáva TWT) alebo *hlbkové rezy* (vertikálna os udáva hĺbku, vypočítanú po rýchlostnej analýze z TWT) s reflexnými rozhraniami zodpovedajúcimi rozhraniam s určitým impedančným kontrastom (obr. 12 a). Geologickou interpretáciou týchto rezov (priradenie geologického významu jednotlivým reflexným rozhraniam) získame časový/hĺbkový obraz geologickej stavby pod seizmickým profilom (obr. 12 b). Hĺbkové a časové seizmické rezy sú jediné výstupy v rámci geologických prieskumov, ktoré okrem iného umožňujú identifikovať

veľmi hlboké štruktúry zemskej kôry ako napr. Moho diskontinuitu (obr. 13) (Janotka in Gajdoš a kol., 2001).

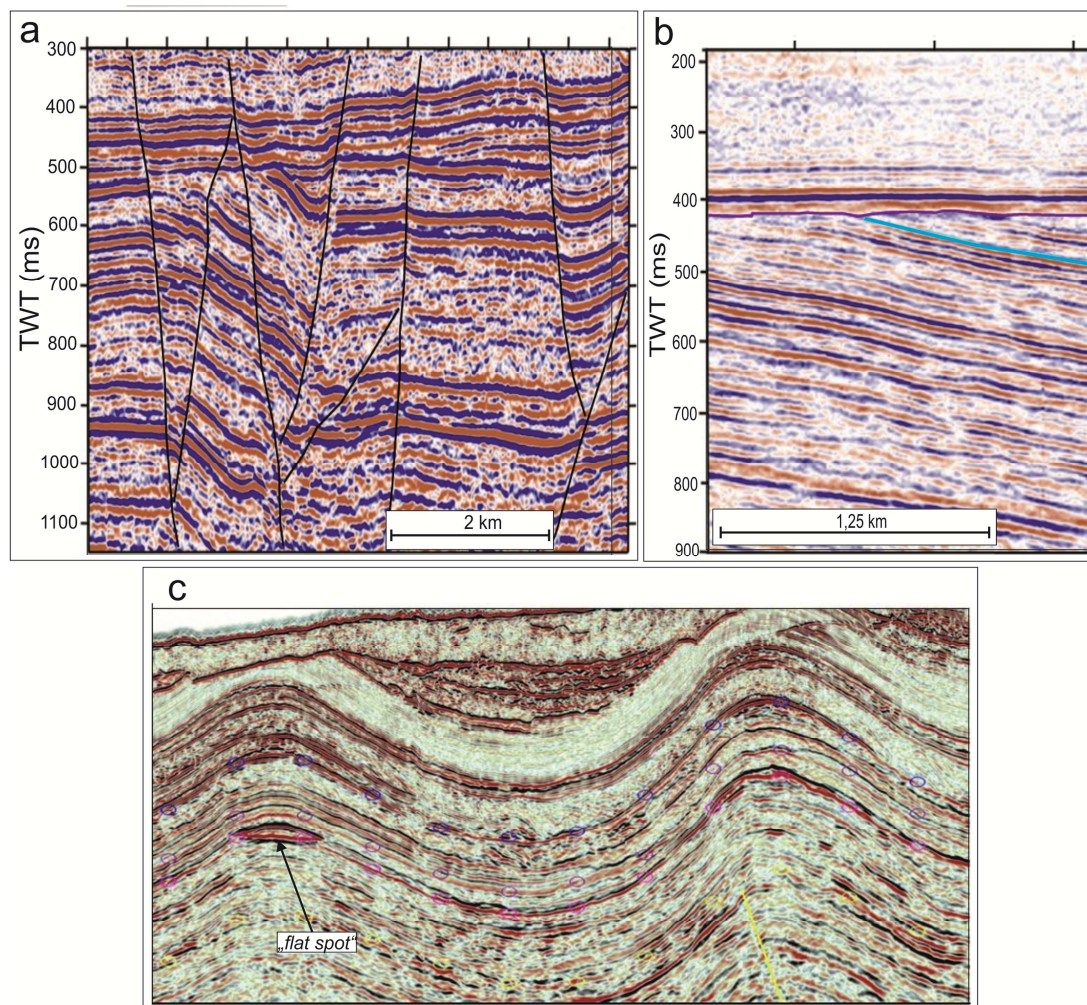


Obr. 12: a) Časový seizmický rez s geologickou interpretáciou reflexných rozhraní (interpretácia na základe údajov z blízkych vrtov). b) Časový obraz geologickej stavby (vertikálna od je v ms).



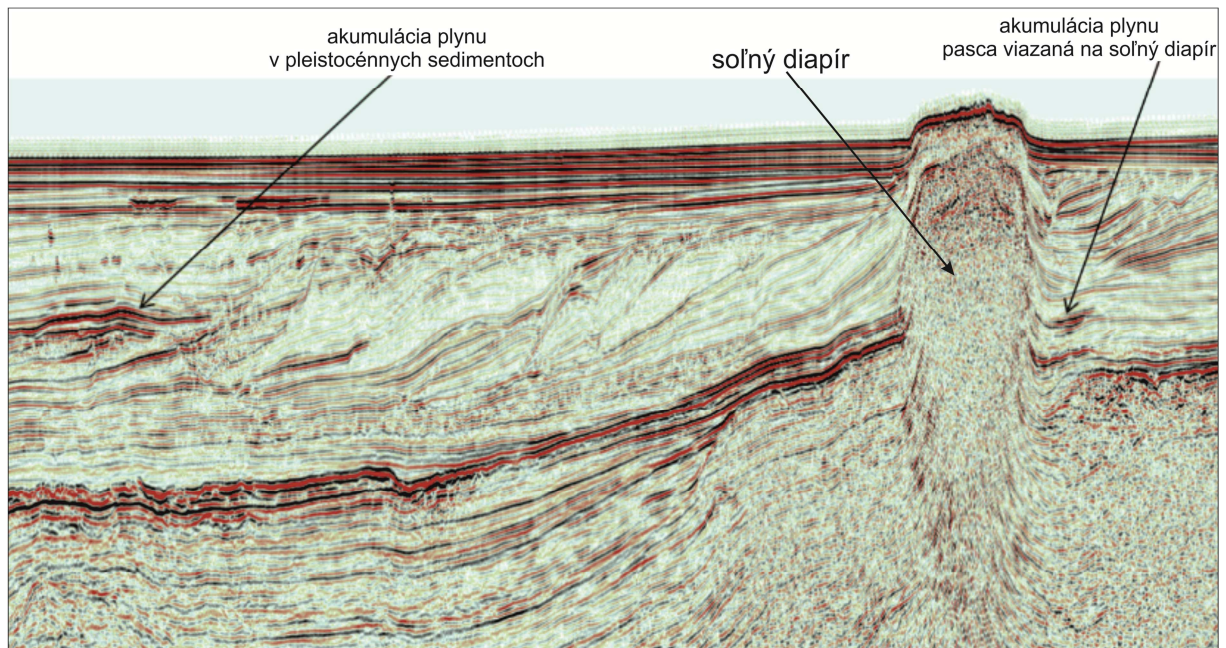
Obr. 13: Interpretácia hlbinných reflexných meraní - Moho diskontinuita. a) Časový seizmický rez s geologickou interpretáciou a príslušný hĺbkový geologický profil (podľa Singh et al., 2011), b) interpretácia Moho diskontinuity na časovom seizmickom reze (podľa Oin a Singh, 2015).

Obrázky 14 a 15 zachytávajú príklady prejavov geologicko-tektonickej stavby, antiklinálnych štruktúr a sol'ných telies na reflexných seizmických rezoch.

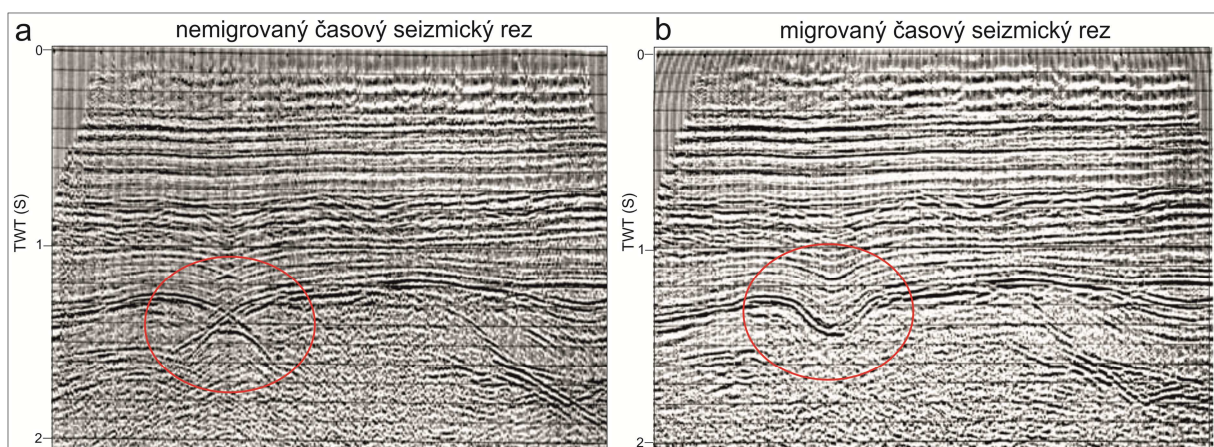


Obr. 14: Príklad geologicko-tektonickej stavby a antiklinálnych štruktúr na seizmickom reze. a) Zlomové štruktúry (www..seismicatlas.org); b) uhlová diskordancia a paralelné uloženie rôznych sedimentárnych vrstiev, v prevažnej miere striedanie vrstiev pieskov a ílov (www..seismicatlas.org); c) antiklinálne štruktúry s indikátorom uhl'ovodíkov – „flat spot“ (<http://geoseismic-seasia.blogspot.sk/2008/11/baram-basin.html>).

Na obr. 16 je ukázaný rozdiel medzi migrovaným a nemigrovaným časovým rezom. Migrácia je jeden z krokov spracovania reflexných seizmických meraní. Umožňuje zo seizmického obrazu odstrániť chybu, ktorá bola pri spracovaní nameraných dát zavedená predpokladom horizontálnej pozície všetkých reflexných prvkov. Rozhrania a štruktúry, ktoré nie sú horizontálne, sa teda na nemigrovanom reze (a) nezobrazujú správne. Migrovaný rez (b) zobrazuje reálnu pozíciu reflexných rozhraní.



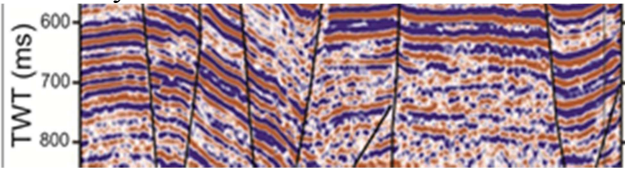
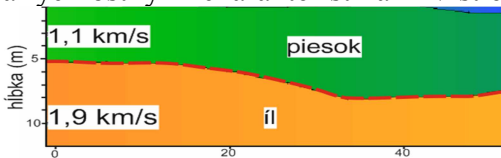
Obr. 15: Príklad prejavu soľného diapíru a sýtených uhľovodíkových pascí na seizmickom reze (<http://www.azu.hr/en-us/E-P/Hydrocarbon-prospectivity>).



Obr. 16: Prejav synklinálnej štruktúry na nemigrovanom a migrovanom časovom seizmickom reze. (<http://pages.geo.wvu.edu/~jtoro/Petroleum/Review%203.html>).

Niektoré základné charakteristiky a porovnanie oboch seizmických metód je zhrnuté v tabuľke 2.

Aj keď zber dát pri reflexnej a refrakčnej metóde sa líšia (rôzne rozloženie a typy zdrojov a geofónov), je veľa prípadov, keď sa dá seizmický prieskum navrhnuť tak, aby sa namerané dáta dali použiť na reflexnú i refrakčnú interpretáciu a spracovanie.

Reflexné metódy	Refrakčné metódy
využívajú odrazenú vlnu	využívajú priamu a čelnú vlnu
maximálny „offset“ menší, vzhľadom na predpokladanú hĺbku cieľa	veľký maximálny „offset“, vzhľadom na hĺbku cieľa (hĺbkový dosah cca 20% z max. offsetu)
plytká i hlbinná forma ale hlavne hlboké ciele	plytká i hlbinná forma ale hlavne plytké ciele
<u>výstup:</u> časový alebo hĺbkový profil s reflexnými rozhraniami 	<u>výstup:</u> rýchlostný profil (profil s rýchlostnými rozhraniami a rýchlostnými charakteristikami vrstiev) 
časovo i finančne náročnejšie	časovo i finančne menej náročné
<u>využitie:</u> stavba zemskej kôry, štruktúrno-geologické problémy, tektonika, zameranie na vyhľadávanie uhľovodíkov, vody,...	<u>využitie:</u> inžiniersko-geologická, hydrogeologická a geotechnická problematika, prírodné hrozby (napr. posudzovanie zosuvov), posudzovanie a zakladanie stavieb, ...

Tab. 2: Základná charakteristika a porovnanie reflexných a refrakčných seizmických metód.

8. Záver

Seizmické metódy, v kombinácii s doplňujúcimi informáciami a výsledkami z iných geofyzikálnych metód, sú užitočným nástrojom pri zobrazovaní podpovrchového prostredia pre rôzne účely. Veľkou výhodou seizmických metód je práve ich široký hĺbkový rozsah – od niekoľkých m až po 10ky km.

Výsledkom seizmických meraní je model rozloženia rýchlostných vlastností prostredia. Ako z tejto geofyzikálnej charakteristiky vytvoriť geologický model, či ako naplánovať meranie aby prinieslo ciele informácie, je predmetom štúdia vo vyšších ročníkoch.

Použitá a odporúčaná literatúra

Cieľom tohto učebného materiálu je poskytnúť študentom základné informácie o danej problematike. Text sú spracované informácie hlavne z prác:

Gajdoš V., Janotka V., Pašteka R., Rozimant K., Viskup J., Mojzeš A., 2001: Základy aplikovanej geofyziky. Interné skriptá pre poslucháčov 2.roč. štud. odboru Geológia, Katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky Prif UK Bratislava, elektronický formát.

Lilie, R. J., 1999: Whole Earth Geophysics. Prentice Hall. New Jersey.

Reynolds, J. M., 2011: An Introduction to Applied and Environmental Geophysics (2nd ed.). Wiley-Blackwell, West Sussex, UK.

Sheriff, R. E., 1989: Geophysical methods. Prentice Hall. New Jersey.

Sheriff, R. E., 2002: Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics (4th ed.). Soc. of Expl. Geophyc., Tulsa, USA.

Ďalej boli použité informácie a zdroje:

Oin, Y., Singh, S. C., 2015: Seismic evidence of a two-layer lithospheric deformation in the Indian Ocean. Nature Communications 6:8298 (publikované online <http://www.nature.com/articles/ncomms9298#f3>).

Singh, S. C., Hananto, N., Mukti, M., Robinson, D. P., Das, S., Chauhan, A., Carton, H., Gratacos, B., Midnet, S., Djajadihardja, Y., Harjono, H., 2011: Aseismic zone and earthquake segmentation associated with a deep subducted seamount in Sumatra. Nature Geoscience 4, 308 – 311 (publikované online <http://www.nature.com/ngeo/journal/v4/n5/full/ngeo1119.html>)

a rôzne internetové zdroje uvedené priamo v texte.

Otázky:

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. Popíšte Snellove zákony a podmienky vzniku čelnej vlny.
6. Aké typy vĺn sa šíria zo zdroja a aké vznikajú na rozhraní.
7. Nakreslite schému šírenia sa priamej, odrazenej a čelnej vlny. Nakreslite a popíšte ich hodochrony.
8. Aké opravy aplikujeme na namerané seizmické dáta.
9. Aké metódy stanovenia resp. výpočtu rýchlostí šírenia seizmických vĺn poznáte.
10. Uveďte stručnú charakteristiku interpretačných metód refrakčných a reflexných meraní – princíp, čo je ich výstupom a aké je ich využitie.