

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geotechnologie



Josef Buneš

Přehled metod mělkého seismického průzkumu

An overview of shallow seismic survey methods

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: doc. RNDr. Jan Vilhelm, CSc.

Praha, 2016

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 4.8.2016

.....

Josef Buneš

Poděkování:

Rád bych poděkoval mému školiteli Doc. RNDr. Janu Vilhelmovi CSc. za jeho pomoc, poznámky a praktické rady při psaní této práce.

Abstrakt

Cílem práce je stručné rešeršní zpracování problematiky mělkého seismického průzkumu a přehled jeho širokého využití. Konkrétněji se práce zabývá refrakcí, reflexí, vrtnou seismikou a metodami povrchových vln a jejich využitím při řešení otázek mělkého geologického prostředí. První část má za úkol seznámení s obecnými základy seismických metod. Další část je již zaměřena na specifika mělkého průzkumu a jeho aplikace pro konkrétní úkoly. Výsledkem práce je přehled metod a úkolů, se kterými si již umíme poradit a také potvrzení nevyužití plného potenciálu mělké seismiky.

Klíčová slova: mělká seismika, refrakce, reflexe, seismický průzkum

Abstract

The objective of this thesis is brief overview of shallow seismic survey and its applications. Particularly they are refraction, reflection, borehole seismology, surface wave methods and applications of their principles in solving problems in near surface. First part of the thesis deals with basics of seismic survey methods. Next part is focused on specification of shallow survey and its application on specific tasks. The results of this thesis is review of methods and tasks that we can already solve and confirmation of untapped potential of shallow seismic methods.

Keywords: shallow seismic, refraction, reflection, seismic survey

Obsah

1. Úvod	1
2. Základní pojmy	1
2.1. Seismická vlna	1
2.2. Objemové a povrchové vlny	2
2.3. Šíření seismických vln	4
2.3.1. Fermatův princip	4
2.3.2. Huygensův-Fresnelův princip	4
2.3.3. Difrakce.....	4
2.3.4. Snellův zákon	5
3. Refrakční seismika	6
3.1. Kritický úhel	6
3.2. Čelná vlna	6
3.3. Hodochrony na rozhraní	7
3.4. Prostředí s více vrstvami	9
3.5. Gradientový model	10
3.6. Omezení refrakční seismiky.....	10
3.6.1. Skrytá vrstva.....	10
3.6.2. Vrstva s nízkou rychlostí.....	10
4. Reflexní seismika	11
4.1. Reflektor	11
4.2. Hodochrony odražených vln	11
4.2.1. Ukloněný reflektor.....	12
4.2.2. Difragované vlny	13
4.3. Násobné vlny.....	13
4.4. Vertikální rozlišení	14
4.5. Poměr signál-šum	14
5. Mělká seismika	15
5.1. Aparatury a zdroje	15

5.2.	Mělká refrakční seismika.....	16
5.2.1.	Uspořádání měření.....	17
5.2.2.	Využití	17
5.3.	Mělká reflexní seismika.....	18
5.3.1.	Uspořádání měření.....	19
5.3.2.	Využití	19
5.4.	Vrtný seismický průzkum.....	20
5.4.1.	Seismokarotáž	20
5.4.2.	Vertikální seismické profilování (VSP).....	20
5.4.3.	Seismická tomografie	21
5.4.4.	Využití vrtné seismiky	21
5.5.	Povrchové vlny.....	21
5.5.1.	SASW a MASW.....	21
6.	Závěr a vlastní zhodnocení	23
7.	Použitá literatura	24

Obrázek 1 P- a S-vlna (převzato a upraveno z Mussett et Khan, 2000)	3
Obrázek 2 Rayleighova vlna (převzato a upraveno z Lowrie 2007)	3
Obrázek 3 Loveho vlna (převzato a upraveno z Lowrie 2007)	4
Obrázek 4 Huygensův-Fresnelův princip a difrakce (převzato a upraveno z Lowrie 2007)	5
Obrázek 5 Chování vln na rozhraní (převzato a upraveno z Lowrie 2007)	5
Obrázek 6 Kritický úhel a totální odraz (převzato a upraveno z Lowrie 2007)	6
Obrázek 7 Rozdíl mezi proměnlivými zdánlivé a skutečné rychlosti (převzato a upraveno z Mareš 1990)	7
Obrázek 8 Hodochrona přímé a lomené vlny (převzato a upraveno z Mussett et Khan, 2000)	8
Obrázek 9 Skloněné rozhraní a lomené vlny z obou konců profilu (převzato a upraveno z Mussett et Khan, 2000)	8
Obrázek 10 Více vrstevné prostředí a lom paprsků (převzato a upraveno z Mussett et Khan, 2000)	10
Obrázek 11 Refragovaná vlna v gradientovém modelu (převzato a upraveno z Lowrie, 2007) ...10	
Obrázek 12 Hyperbola paprsku odraženého od kolmého rozhraní (převzato a upraveno z Lowrie, 2007)	12
Obrázek 13 Zdánlivá poloha ukloněného rozhraní (převzato a upraveno z Lowrie, 2007)	13
Obrázek 14 Nemigrovaný řez – úsečka BB označuje pravou polohu rozhraní AA, u dolního A je smyčka znázorňující synklinálu a nad C je vzor vytvořený difragovanými vlnami, vyvolaných zlomem (převzato z Milsom, 2003)	13
Obrázek 15 Rozdíl mezi hyperbolou difragované a odražené vlny (převzato a upraveno z Telford et al., 1990)	13
Obrázek 16 Konstruktivní (a) a destruktivní (b) interference na rozhraní (převzato a upraveno z Mussett et Khan, 2000)	14
Obrázek 17 Optimální vzdálenost XY (převzato a upraveno z Rubin, Hubbard, 2005)	16
Obrázek 18 Příklad měření do vějíře (převzato z Mussett et Khan, 2000)	18

1. Úvod

Tématem této bakalářské práce jsou metody mělkého seismického průzkumu. Seismický průzkum má dlouholetou tradici především ve vyhledávání ložisek uhlovodíku, proto nemusí být jeho úloha při řešení mělké problematiky tolik známá. Seismický průzkum mělkých prostředí není stejný jako klasický, při kterém měříme do hloubek kilometrů, a jeho prvky proto musí být na mělký průzkum přizpůsobeny. Výstupy mělkého seismického průzkumu přinášejí informace, které bychom jinými geofyzikálními metodami nedostali, a vhodně se s nimi tedy doplňuje.

Cílem bakalářské práce je popsání základních principů seismiky a její specifikace pro průzkum mělkého prostředí. Dále charakterizace zdrojů a přijímačů a jejich nastavení či varianty vhodné k mělkému průzkumu a přehled úkolů, které jsou v současnosti pomocí mělké seismiky řešeny.

Na začátku práce popisuji obecné principy seismiky, které se využívají při každém měření neohledě na jeho cíle. Dále specifikuji co je to mělké prostředí a s jakými problémy se zde setkáváme. Popisuji zdroje a přijímače, jejichž vlastnosti jsou pro tento průzkum uzpůsobeny a jejich výhody či nevýhody pro seismické metody. Poté se snažím upřesnit přizpůsobení klasických metod a jejich uspořádání při měření v mělkém prostředí. Ke každé metodě přidávám nejběžnější úkoly, které jsou jimi řešeny. Nakonec práce se zamyslím nad přínosem mělké seismiky a nad její možnou budoucností.

2. Základní pojmy

2.1. Seismická vlna

Seismická vlna je kmitání šířící se prostorem vibracemi částic, bez látkového přenosu, ale je doprovázeno přenosem energie. Vlnu popisujeme pomocí: vlnové délky λ – vzdálenost dvou sousedních maxim, či minim, amplitudy a – maximální rozdíl polohy částice od rovnovážné polohy, frekvence f – počet kmitů vlny za sekundu. Rychlost šíření seismických vln v – ta v horninách záleží na rychlosti šíření seismických vln ve skeletu, podle jeho mineralogického složení a na rychlosti šíření v pórech, která je ovlivněna jejich výplní. Obecně bývá rychlost v pórech nižší než ve skeletu. Celková rychlost záleží na porozitě a faktorech ji ovlivňují, jako např. tlak, hloubka, stupeň zvětrání a cementace. Přehled rychlostí seismických vln v různých horninách - viz tabulka 1.

Tabulka 1. Rychlosti šíření seismických vln v horninách (převzato z Mareš, 1990)

Hornina nebo prostředí	Rychlost v [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]
vzduch	310 až 360
rozvětralá půdní vrstva, štěrk, suchý písek	150 až 600
suchá jílovitá půda	300 až 900
vlhký písek	600 až 1300
voda	1450 až 1590
pískovec, jílovec	1500 až 4500
vápenec, dolomit	2600 až 6500
anhydrit, kamenná sůl	4500 až 6000
metamorfované horniny	4000 až 6600
žula	4000 až 6000
gabro	6000 až 6500
peridotit	6500 až 7000

2.2. Objemové a povrchové vlny

Seismické vlny se dělí na několik druhů. Vlny objemové, které se šíří celým objemem, podle směru kmitání částic dělíme na primární, P-vlny a sekundární, S-vlny. Částice při průchodu P-vln kmitají ve směru šíření seismické vlny, při průchodu S-vln, kmitají ve směru kolmém na směr šíření seismické vlny - viz obr. 1. S-vlny dále dělíme podle polarizace na SV-vlny, vertikálně polarizované, a SH-vlny, polarizované horizontálně.

Rychlost šíření P- a S- vln lze vyjádřit v homogenním izotropním prostředí

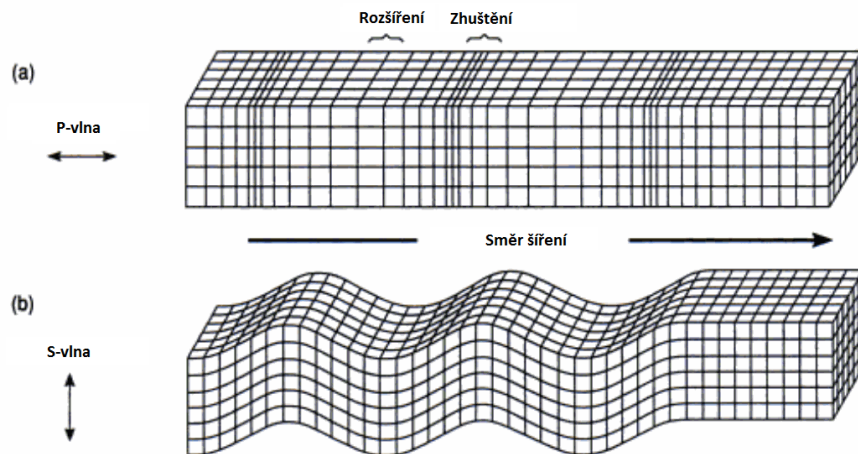
$$v_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.2.1)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2.2)$$

kde λ a střižný modul μ jsou Lamého koeficienty a ρ je hustota. V mnoha elastických materiálech platí Poissonův vztah $\lambda = \mu$, díky čemuž můžeme vyjádřit vztah mezi rychlostmi P- a S-vln (Novotný, 1999).

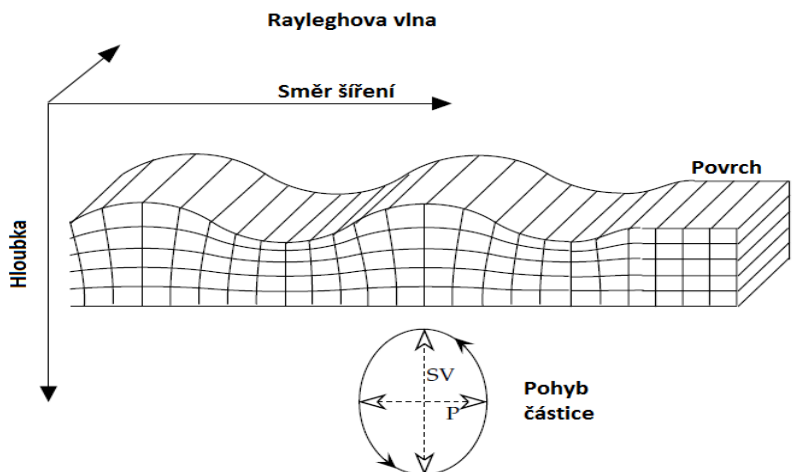
$$v_p = v_s\sqrt{3}$$

Podle (2.2.2) víme, že je rychlost S-vlny vázána na střižný modul μ . Ten mají kapaliny nulový, proto se S-vlny nemohou kapalinami šířit (Novotný, 1999).



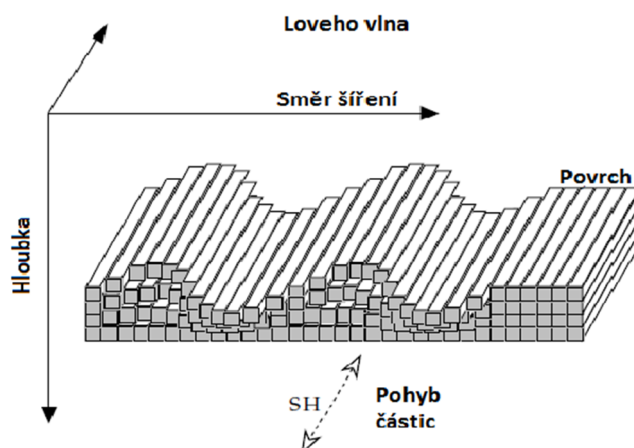
Obrázek 1 P- a S-vlna (převzato a upraveno z Mussett et Khan, 2000)

Šíření povrchových vln je vázáno na zemský povrch, jejich amplituda je na povrchu největší a směrem do hloubky rychle klesá. Povrchových vln je několik typů. Při průchodu Rayleighovy vlny částice kmitají ve svislé rovině a výsledný pohyb lze popsat jako spojení kmitů P- a SV- vlny, částice tak opisuje elipsu – viz obr. 2.



Obrázek 2 Rayleighova vlna (převzato a upraveno z Lowrie 2007)

Pokud existuje přípovrchová vrstva o menší rychlosti šíření S-vln než v poloprostoru pod ní dochází ke vzniku Loveho vlny – viz obr. 3. Její rychlost je větší než rychlost S-vln ve vrstvě, ve které se šíří, a menší než rychlost S-vln v poloprostoru pod ní. Rychlost Loveho vlny závisí na její frekvenci (Lowrie, 2007).



Obrázek 3 Loveho vlna (převzato a upraveno z Lowrie 2007)

2.3. Šíření seismických vln

Plocha, kde se nachází stejné fáze vlny v daném čase, nazýváme vlnoplochou, paprskem pak dráhu vlny od zdroje do místa registrace, nebo místa úplného útlumu.

Seismická rozhraní oddělují seismická prostředí s rozdílnými fyzikálními parametry (rychlostí a hustotou). Rozdílnost rychlostí a hustot v jednotlivých vrstvách je pak příčinou odrazu a lomu seismických vln (Mareš, 1990).

2.3.1. Fermatův princip

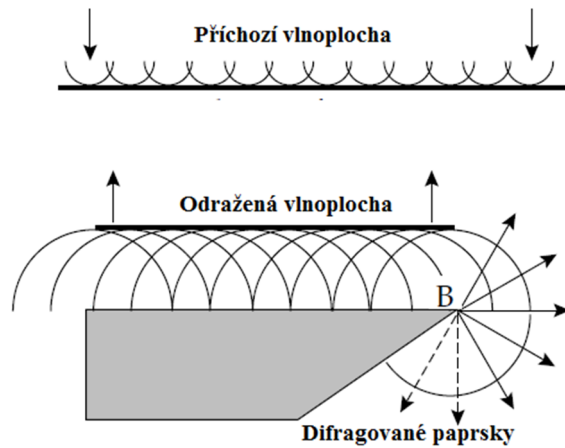
Fermatův princip říká, že se vlna šíří prostředím, od zdroje k přijímači, cestou nejkratšího času (Lowrie, 2007).

2.3.2. Huygensův-Fresnelův princip

Když částice látky kmitá v homogenním prostředí, stává se sama malým zdrojem elementárního vlnění, proto je každý bod na čele zdrojem elementárního vlnění, které tvoří elementární vlnoplochy. Tento princip se nazývá po holandském fyzikovi Huygensův. Francouzský fyzik Fresnel Huygensův princip upřesnil o interferenci sekundárních vln – elementární vlnění vybuzečné na čele vlny se odečte až na obalovou plochu, která spojuje jednotlivé elementární vlnoplochy ve směru šíření (Lowrie, 2007).

2.3.3. Difrakce

Pokud vlnoplocha narazí na nehomogenitu, stanou se částice na hraně překážky zdrojem elementárního vlnění do homogenního prostředí. Toto vlnění se interferencí nezruší, ale vzniknou takzvané difragované vlny, které se šíří za překážku i do místa stínu – viz obr. 4.



Obrázek 4 Huygensův-Fresnelův princip a difrakce (převzato a upraveno z Lowrie 2007)

2.3.4. Snellův zákon

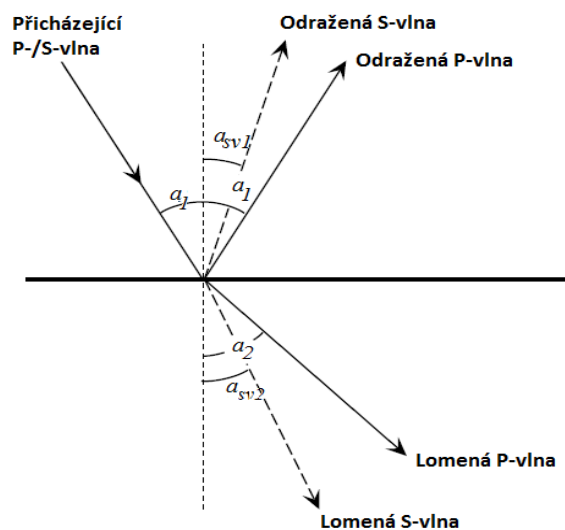
Seismické vlny se při dopadu na rozhraní dvou prostředí lomí a odrážejí. Úhel lomu/odrazu pak lze zjistit pomocí Snellova zákona, jenž se dá odvodit z Huygensova nebo Fermatova principu. Pokud paprsek dopadá na rozhraní pod úhlem α_1 od kolmice k rozhraní, a rychlost šíření vlny je v_1 , pak bude lomený či odražený paprsek odcházet pod úhlem α_2 vycházejícím ze Snellova zákona:

$$\frac{\sin \alpha_1}{v_1} = \frac{\sin \alpha_2}{v_2} \quad (2.3.4.1)$$

Snellův zákon také platí pro přeměnu vln z P- na S-vlny po refrakci nebo reflexi – viz obr. 5 (Sheriff et Geldart, 1995)

$$\frac{\sin \alpha_1}{v_{p1}} = \frac{\sin \alpha_{s2}}{v_{s2}} = \frac{\sin \alpha_{s1}}{v_{s1}}$$

Kde α_{s1}, α_{s2} jsou úhly odrazu, respektive lomu, transformované S-vlny a v_{s1}, v_{s2} jsou rychlosti S-vlny v první, respektive druhé, vrstvě (Sheriff et Geldart, 1995).



Obrázek 5 Chování vln na rozhraní (převzato a upraveno z Lowrie 2007)

Vlna dopadající na rozhraní může vyvolat čtyři druhotné vlny. P-vlna vybudí lomenou P- a SV-vlnu a odraženou P- a SV-vlnu. SV-vlna vybudí lomenou P- a SV-vlnu a odraženou P- a SV-vlnu. Vybuzené vlny stejného typu jako je přicházející vlna se nazývají monotónní, vlny rozdílné od původní transformované (Mareš 1990).

Závislost času t příchodu vlny na vzdálenosti od místa zdroje se nazývá hodochrona (Mareš, 1990).

3. Refrakční seismika

Refrakční seismika využívá vln lomených na rozhraní. Používá se k určení hloubky rozhraní, která jsou přibližně horizontálně uložena. Kromě hloubky lze měřit i rychlost šíření vlnění v jednotlivých vrstvách a tím získat informace o hornině v ní přítomné.

3.1. Kritický úhel

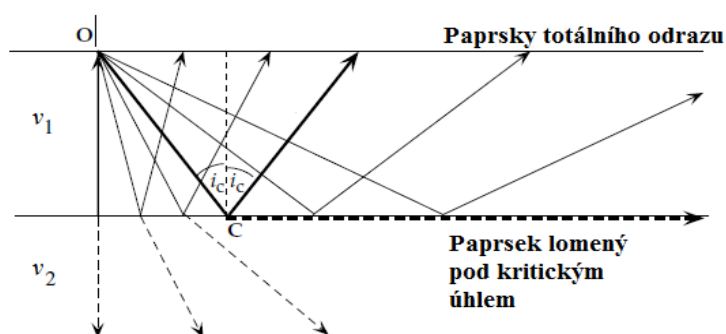
Vlnění se šíří od povrchového zdroje všemi směry. Vlnu šířící se přímo od zdroje k přijímači, těsně pod zemským povrchem nazýváme vlnou přímou. Ostatní paprsky se šíří do podloží. Na rozhraní dopadají pod různými úhly, pokud dopadnou pod kritickým úhlem i_c , dojde ke kritickému lomu a paprsek pokračuje po rozhraní, rychlostí odpovídající druhé vrstvě (Mussett et Khan, 2000).

Kritický úhel lze jednoduše spočítat pomocí Snellova zákona (2.3.4.1)

$$\frac{\sin i_c}{v_1} = \frac{\sin 90^\circ}{v_2}$$

$$\sin i_c = \frac{v_1}{v_2} \quad (3.1.1)$$

Pokud paprsek dopadá pod úhlem větším než je kritický úhel, nedojde k lomu, pouze k tzv. totálnímu odrazu, a tyto odražené vlny ztrácí minimum energie refrakcí, a jsou proto schopny cestovat na velké vzdálenosti v povrchové vrstvě – viz obr. 6 (Lowrie, 2007).



Obrázek 6 Kritický úhel a totální odraz (převzato a upraveno z Lowrie 2007)

3.2. Čelná vlna

Podle Huygensova principu je čelo vlny putující po rozhraní zdrojem elementárního vlnění, tyto vlny putující pod kritickým úhlem zpátky k povrchu se nazývají čelné vlny. Protože mají čelné vlny zdroj v paprsku šířícím se podél rozhraní, který má vyšší rychlost než přímá, tak v určité vzdálenosti

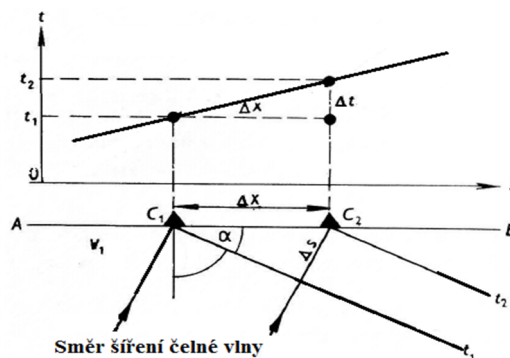
předběhnou vlnu přímou. Místo, kam dorazí první lomené vlny, se nazývá kritická vzdálenost (critical distance). Lomené vlny jsou zde již zaznamenány, ale přímá vlna je zde rychleji. Vzdálenost mezi zdrojem a bodem kde je čas příchodu přímé a čelné vlny roven se nazývá hraniční vzdálenost (Lowrie, 2007).

Rychlost pohybu čelné vlny podél profilu se nazývá zdánlivá rychlost v_{zd} , zdánlivá, protože paprsek urazí podél profilu za čas Δt vzdálenost Δx , ve skutečnosti ale čelo vlny urazí vzdálenost Δs . Rozdíl mezi proměnlivými zdánlivé a skutečné rychlosti je znázorněn na obrázku 7. Rovnice vyjadřující zákon zdánlivé rychlosti se nazývá Benndorfův zákon (Mareš, 1990)

$$v_{zd} = \frac{\Delta x}{\Delta t} \quad (3.2.1)$$

Tuto rovnici můžeme vzhledem ke skutečné rychlosti zapsat jako:

$$v_{zd} = \frac{v_1}{\sin \alpha}$$



Obrázek 7 Rozdíl mezi proměnlivými zdánlivé a skutečné rychlosti (převzato a upraveno z Mareš 1990)

3.3. Hodochrony na rozhraní

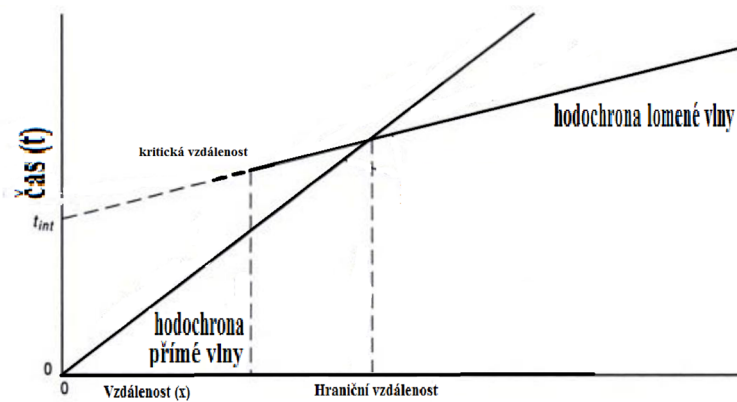
Hodochrona přímé i lomené vlny jsou přímky, hodochrona lomené vlny, ale na rozdíl od hodochrony přímé vlny nezačíná v počátku t-x diagramu – viz obr. 8. Protože paprsky odpovídající lomené vlně musí urazit vzdálenost od zdroje k rozhraní pod kritickým úhlem, tu stejnou vzdálenost nazpátek od rozhraní k povrchu a k tomu vzdálenost podél rozhraní, je výsledný čas t součtem časů, které stráví vlna v první vrstvě a na rozhraní.

$$t = \frac{x \sin i_c}{v_1} + \frac{2h}{v_1} * \cos i_c \quad (3.3.1)$$

Prodloužením hodochrony lomené vlny do bodu $x=0$ získáme čas protnutí t_{int} časové osy (Mareš, 1990):

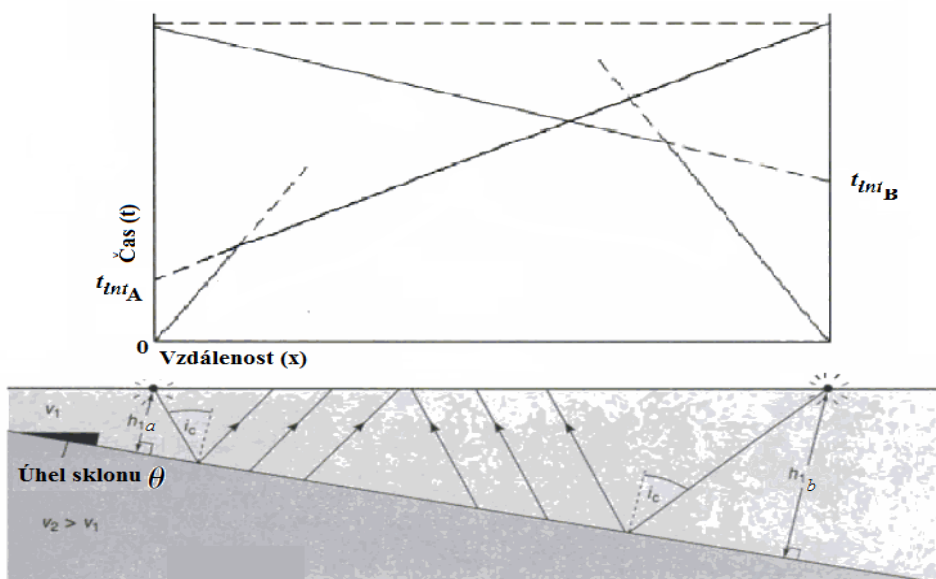
$$t_{int} = \frac{2h}{v_1} * \cos i_c \quad (3.3.2)$$

Směrnice hodochron odpovídají rychlosti příslušným vrstvám. Směrnice hodochrony přímé vlny odpovídá rychlosti v_1 v první vrstvě a směrnice hodochrony lomené vlny odpovídá rychlosti v_2 v druhé vrstvě.



Obrázek 8 Hodochrona přímé a lomené vlny (převzato a upraveno z Mussett et Khan, 2000)

Takovýto t-x diagram (obr. 8) je rychlý a jednoduchý, ale pouze orientační. S jeho pomocí nelze poznat ukloněné rovinné rozhraní. Pro takovýto případ použijeme t-x diagram vytvořený pomocí vstříčných hodochron. To jsou hodochrony vytvořené buzením signálu na obou stranách profilu. Úklon rozhraní o úhel θ nemění kritický úhel, ale pokud hloubka rozhraní směrem od zdroje vzrůstá, musí paprsek urazit delší vzdálenost od rozhraní k přijímači než od zdroje k rozhraní. Důsledkem je strmější hodochrona, u které nevíme, jestli je to z důvodu nižší rychlosti ve vrstvě nebo úklonu rozhraní, proto jsou rychlosti vypočítané ze sklonu hodochrony označovány za rychlosti zdánlivé. K potvrzení nebo vyloučení úklonu přesuneme zdroj na druhý konec profilu, pokud je rozhraní ukloněno bude mít hodochrona vytvořená pomocí druhého zdroje mírnější sklon – viz obr. 9, a jinou zdánlivou rychlost.



Obrázek 9 Skloněné rozhraní a lomené vlny z obou konců profilu (převzato a upraveno z Mussett et Khan, 2000)

Pojmenujme časy paprsku, strávené v první vrstvě vybuzeného na levé, respektive pravé, straně t_{intA} , t_{intB} , sklon rozhraní pak zjistíme vyjádřením hloubky rozhraní z rovnice (3.3.1) na levé straně profilu:

$$h_{1a} = \frac{t_{intA} * v_1}{2 * \cos i_c}$$

A na pravé straně profilu:

$$h_{1b} = \frac{t_{intB} * v_1}{2 * \cos i_c}$$

Tyto hloubky jsou normálové, to znamená kolmé na skloněné rozhraní.

Pokud je úhel úklonu θ malý, podle Lowrie (2007) $\theta < 15^\circ$, nebo podle Mussett et Khan (2000) $\theta < 5^\circ$, tak lze přibližně vypočítat rychlost v druhé vrstvě pomocí zdánlivých rychlostí v_a, v_b :

$$\frac{1}{v_2} \approx \frac{1}{2} \left(\frac{1}{v_a} + \frac{1}{v_b} \right)$$

Pokud nás zajímá i směr sklonu rozhraní, musíme provést další měření, protože ne vždy je profil ve směru sklonu rozhraní.

3.4. Prostředí s více vrstvami

Běžně se setkáváme s více než dvěma vrstvami prostředí a s více rozhraními, kde má každá vrstva jinou mocnost h , rychlost v a z toho vyplývající kritické úhly i_c – viz obr. 10. Většinou uvažujeme, že hlubší vrstva má vyšší rychlost v_2 než vrstva nad ní, tedy $v_1 < v_2 < v_3 < \dots < v_n$. Paprsek, který dopadá na první rozhraní pod úhlem α_1 menším než i_c první vrstvy, se bude lámat na každém rozhraní, až se na některém láme pod kritickým úhlem. Tento paprsek se k přijímači dostane opět pod úhlem α_1 , protože je Snellův zákon (2.3.4.1) aplikován na každém rozhraní při cestě paprsku směrem dolů

i

vzhůru

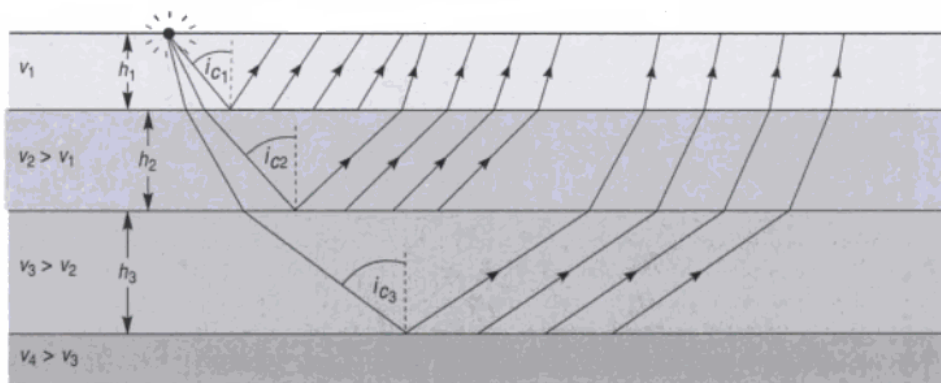
$$\frac{\sin \alpha_1}{v_1} = \frac{\sin \alpha_2}{v_2} = \dots = \frac{\sin \alpha_n}{v_n} = p$$

$$p = const$$

Konstanta p se nazývá parametrem paprsku a je charakteristická pro každý paprsek (Lowrie, 2007).

Časy t_{int} můžeme analogicky z (3.3.1) spočítat pomocí:

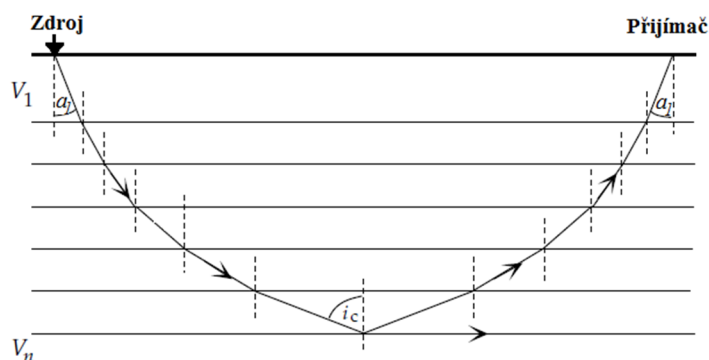
$$t_{int_2} = \frac{2h_1}{v_1} * \cos i_{c1} + \frac{2h_2}{v_2} * \cos i_{c2}$$



Obrázek 10 Více vrstevné prostředí a lom paprsků (převzato a upraveno z Mussett et Khan, 2000)

3.5. Gradientový model

V přírodě se často rychlost zvyšuje s hloubkou bez ohledu na rozhraní: $v = v(h)$. Tento model nazýváme gradientový a lze si ho představit jako poloprostor s nekonečně malými mocnostmi vrstev. Podle Snellova zákona se paprsek na každé vrstvě nepatrně zalomí a jeho dráha po dosažení přijímače téměř vytvoří poloelipsu, takováto vlna se nazývá refragovaná – viz obr. 11.



Obrázek 11 Refragovaná vlna v gradientovém modelu (převzato a upraveno z Lowrie, 2007)

3.6. Omezení refrakční seismiky

Při interpretaci refrakčních měření určujeme časy prvních příchodů přímých a lomených vln. Tyto časy slouží k výpočtu vertikálních rychlostí, ale refrakční seismika měří rychlosti horizontální. Proto se se zvyšující anizotropií prostředí zvětšuje chyba měření.

3.6.1. Skrytá vrstva

Skrytou vrstvou označujeme vrstvu, která má malou mocnost oproti vrstvě nad ní, že je čelná vlna od hlubšího rozhraní detekována dříve. V takovém případě bude hodochrona skryté vrstvy v t-x diagramu chybět, protože určujeme pouze časy prvních příchodů a lomená vlna od skryté vrstvy dorazí až po vlně lomené od hlubšího rozhraní.

3.6.2. Vrstva s nízkou rychlostí

Pokud má vrstva nižší rychlost než vrstva nad ní, nemůže dojít ke kritickému lomu, paprsek se bude lámat ke kolmici. Ke kritickému lomu dojde až na vrstvě s vyšší rychlostí a na t-x diagramu nebude

vrstva s nižší rychlostí viditelná. Příkladem mohou být vrstvy písku pod jílem (Mussett et Khan, 2000).

4. Reflexní seismika

Reflexní seismika využívá vln odražených od seismických rozhraní. Zjednodušeně se dá říci, že vybudíme v určitý čas na určitém místě vlnu, ta se odrazí od rozhraní a její příchod zaznamenáme a analyzujeme.

4.1. Reflektor

Reflektorem označujeme rozhraní, od kterého se paprsek odráží. Aby se paprsek odrazil, musí být vrstvy dostatečně rozdílné. Rozdílnost vrstev určujeme podle jejich hustoty ρ a rychlosti v . Součin ρv charakterizuje každou vrstvu a nazýváme ho akustickou impedancí. Čím je rozdíl mezi akustickými impedancemi větší, tím silnější bude odraz. Pomocí akustické impedance pak můžeme vypočítat koeficient odrazu R a koeficient průchodu T (Mussett et Khan, 2000)

$$R = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad (4.1.1)$$

$$T = \frac{2\rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1}$$

4.2. Hodochrony odražených vln

Nejjednodušším případem odražených vln je odraz od horizontálního rozhraní. Přijímače jsou umístěny na linii a buzení probíhá uprostřed. Na t - x diagramu má hodochrona odražených vln tvar hyperboly. První odraženou vlnu, putující vertikálně k rozhraní a zpátky, zaznamenáme v čas t_0 . Čas t_0 a celkový čas t se vypočítá:

$$t_0 = 2h/v \quad (4.2.1)$$

$$t = \frac{2}{v} \sqrt{h^2 + \frac{x^2}{4}} = t_0 \sqrt{1 + \frac{x^2}{4h^2}} \quad (4.2.2)$$

Jestliže je vzdálenost přijímače od zdroje malá oproti mocnosti vrstvy, lze spočítat opožděný čas příchodu t_{nmo} , neboli normal moveout (NMO), (Lowrie, 2007),

$$t_{nmo} = t - t_0 = \frac{x^2}{2v^2 t_0}$$

Časy t_{no} a t známe z naměřených dat, x je vzdálenost přijímače od zdroje a tudíž můžeme vypočítat rychlost ve vrstvě v . Po dosazení do vzorce (4.2.1) zjistíme mocnost h .

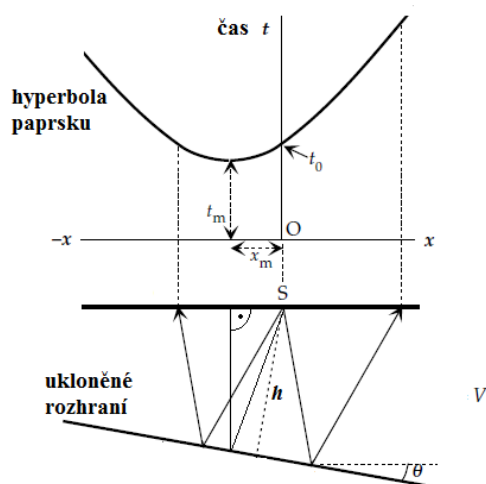
Tyto rovnice platí pouze pro první vrstvu. Ve vícevrstevném prostředí je rychlost v , v každé vrstvě jiná, navíc dochází na rozhraní k lomu paprsku. Pro více vrstev používáme střední kvadratickou rychlost v_{rms} , která nahrazuje více vrstev jedinou rychlostí, ze které lze vypočítat stejný čas t_0 . Formule pro výpočet střední kvadratické rychlosti pro více vrstev se nazývá Dixova.

$$v_{rms}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i} \quad (4.2.3)$$

Kde t_i je čas průchodu i -tou vrstvou.

4.2.1. Ukloněný reflektor

Pokud je rozhraní ukloněno o úhel θ , bude první zaznamenaný paprsek ten, jenž se odrazí kolmo na povrch – viz obr. 12. Střed hyperboly je posunut ve směru stoupání rozhraní.



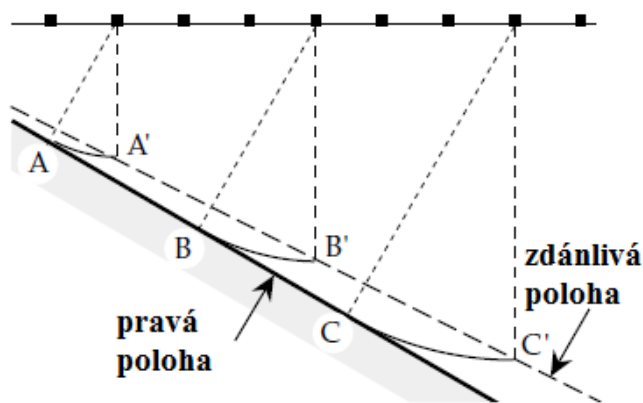
Obrázek 12 Hyperbola paprsku odraženého od kolmého rozhraní (převzato a upraveno z Lowrie, 2007)

Souřadnice středu hyperboly t_m a x_m jsou:

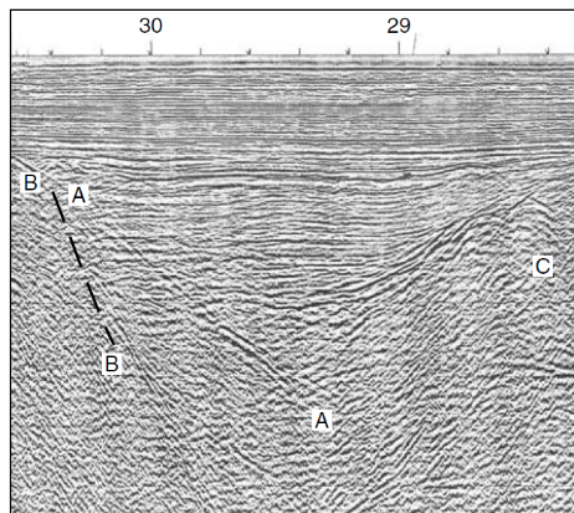
$$x_m = 2h \sin \theta \quad (4.2.1.1)$$

$$t_m = \frac{2h \cos \theta}{v} \quad (4.2.1.2)$$

Při reflexním měření jsou odrazy často slabé nebo překryté šumem. Pro lepší čitelnost jsou sečteny signály z různých zdrojů zaznamenané na různých přijímačích. Těmto sčítaným signálům je společný bod odrazu vlny, proto se tato metoda měření nazývá metoda společného reflexního bodu (SRB). Před sčítáním je nutno provést korekci na NMO, časy se upraví tak aby všechny zdroje a přijímače byli v jednom místě. Po této korekci se amplitudy odražené vlny dostanou na stejnou úroveň a sčítáním zesílí. Ve výsledku získáme takzvaný časový řez. Odraz od ukloněného reflektoru přichází k přijímači podél kolmice na rozhraní, do časového řezu je ale vynášen ve směru vertikálním. Důsledkem je zdánlivá poloha rozhraní, která má menší sklon a mělčí uložení rozhraní v časovém řezu než je ve skutečnosti – viz obr. 13. Stejný problém nastává, pokud má rozhraní tvar synklinály, na časovém řezu získá tvar smyčky. Převod rozhraní do skutečné polohy a tvaru se jmenuje migrace. Pokud jsou hloubky vyneseny vertikálně k přijímačům, označujeme řez za nemigrovaný (unmigrated cross-section) – viz obr. 14 (Lowrie, 2007).



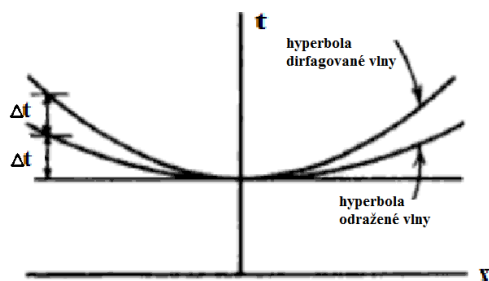
Obrázek 13 Zdánlivá poloha ukloněného rozhraní (převzato a upraveno z Lowrie, 2007)



Obrázek 14 Nemigrovaný řez – úsečka BB označuje pravou polohu rozhraní AA, u dolního A je smyčka znázorňující synklinálu a nad C je vzor vytvořený difragovanými vlnami, vyvolaných zlomem (převzato z Milsom, 2003)

4.2.2. Difragované vlny

Pokud se pod zdrojem nachází nehomogenita, která má funkci bodového zdroje difragovaných vln, bude mít její hodochrona na t-x diagramu také tvar hyperboly, ale s dvojnásobným časem zpoždění než má refrakční hyperbola ve stejné hloubce – viz obr. 15. Zdrojem difragovaných vln se může stát i zlom na rozhraní a právě pro zjišťování zlomů jsou difragované vlny důležité (Telford et al., 1990).



Obrázek 15 Rozdíl mezi hyperbolou difragované a odražené vlny (převzato a upraveno z Telford et al., 1990)

4.3. Násobné vlny

Násobné vlny vznikají, pokud jsou v profilu nejméně dvě rozhraní s vysokým koeficientem odrazu nebo koeficientem tvorby čelné vlny (zemský povrch, mořské dno). Odražená nebo čelná vlna se při cestě vzhůru může odrazit nebo lámat od mělkého rozhraní a poté od hlubšího čímž může být zaznamenána vícekrát.

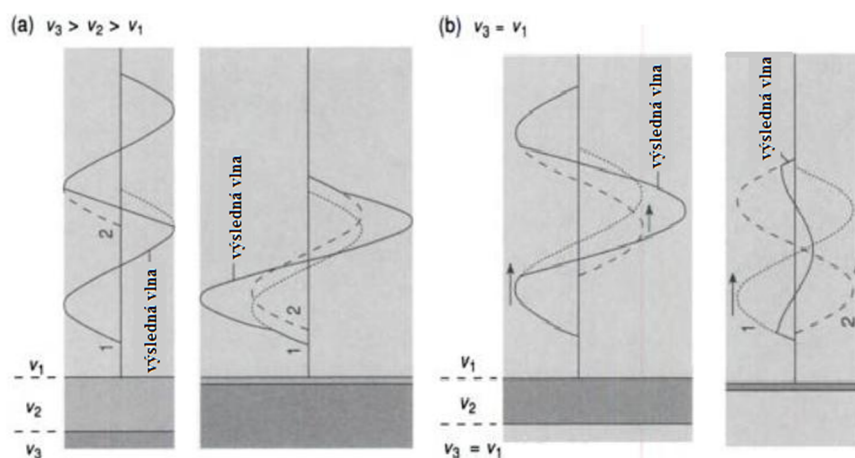
Speciálním případem násobné vlny je tzv. ghost, vlna vznikající odrazem od povrchu ihned po odpalu. Tyto vlny přicházejí k přijímači bezprostředně po příchodu primárních odražených vln (Mareš, 1990).

4.4. Vertikální rozlišení

Rozhraní přestávají být rozlišitelná, pokud jsou od sebe vzdálena méně, než je čtvrtina vlnové délky vybuzečné vlny. Pokud jsou u sebe blíže, nastává konstruktivní respektive destruktivní interference odražených vln.

Konstruktivní nastane, pokud je seismická rychlost v každé další hlubší vrstvě vyšší. Odražené vlny se sečtou a vlny nejsou od sebe rozlišitelné. Rozhraní se pak jeví jako jedno – viz obr. 16a.

Destruktivní interference nastává, pokud je vrstva s nižší rychlostí vklíněna do vrstvy s vyšší rychlostí. Podle (4.1.1) bude mít jedno rozhraní kladný a druhé záporný koeficient odrazu. Vlna odražená od rozhraní se záporným koeficientem bude invertovaná a vyruší se s vlnou odraženou od prvního rozhraní – viz obr. 16b (Mussett et Khan, 2000).



Obrázek 16 Konstruktivní (a) a destruktivní (b) interference na rozhraní (převzato a upraveno z Mussett et Khan, 2000)

4.5. Poměr signál-šum

Při měření chceme v ideálním případě přijímat pouze signál, který jsme sami vyvolali, ve skutečnosti ale přijímáme i jiné které narušují náš vlastní. Všechny tyto nechtěné signály nazýváme šum. Poměr energie signálu k šumu nazýváme poměr signál-šum (signal-to-noise ratio). Čím vyšší je tento poměr tím vyšší je kvalita seismického záznamu. Kvalita záznamu s poměrem menším než jedna je většinou velmi malá a se zmenšujícím se poměrem ještě více klesá.

Šumy dělíme na koherentní a nekoherentní. Koherentním nazýváme šum, který je přítomen na více stopách záznamu a je způsobem povrchovými vlnami, několikanásobnými odrazy nebo nedalekou dopravou. Nekoherentní šum má lokální původ a je zaznamenán při opakovaném měření. Je způsoben nehomogenitami prostředí, jako jsou balvany a kořeny. Vzhledem k jejich lokální povaze jsou většinou zaznamenány na jednom přijímači (Telford et al., 1990)

Pro co nejčitelnější výsledek se snažíme o co největší poměr signál-šum. Například seskupením n přijímačů do řady, kde zkombinováním jednotlivých výstupů vytvoříme jeden záznam. Tento výsledný záznam bude mít poměr signál-šum zlepšený o násobek \sqrt{n} (Lowrie, 2007). Šum lze zeslabit i takzvaným „stackingem“, skládáním, při kterém několikrát měření zopakujeme a záznamy sečteme.

Při vertikálním stackingu nepohybujeme zdrojem ani přijímači a vlny budíme několikrát na stejném místě. Při měření metodou společného reflexního bodu (common-mid-point) po každém buzení posunem zdroj i přijímač a skládáme záznamy odpovídající stejnému bodu odrazu.

5. Mělká seismika

Mělkou seismikou označujeme měření do hloubky desítek metrů, příležitostně jsou mělkým průzkumem označena měření až 300 m hluboká. Speciálním případem je tzv. ultra-mělký průzkum (ultra-shallow survey), který si klade za cíl interpretaci v hloubkách menších než 20m (Butler, 2005).

5.1. Aparatury a zdroje

Zdrojů buzení je celá řada a výběr záleží na podmínkách a cílech měření. Explosivních zdrojů existuje široký výběr a podle Mari (1999) poskytují nejlepší vertikální rozlišení. Použití výbušnin vyžaduje dodržování bezpečnostních opatření a pouze kvalifikovaní pracovníci jsou autorizováni je používat, skladovat a přepravovat. Dalšími zdroji mohou být závaží padající volným pádem nebo se zrychlením, vibrátor připevněný na vozidle nebo jeho ruční varianta. Zdroje s jednoduchou přepravou a použitím mohou být kladiva, kterými se udeří o kovovou desku, a takzvané pipeguny, což jsou trubkové brokovnice odpalující slepé náboje pod povrchem v hloubce zhruba jednoho metru.

Při mělkém měření vystačíme se zdroji produkujícími málo energie, ale potřebujeme vyšší frekvence v intervalu 50-350 Hz. Vyšší frekvence používáme pro reflexní seismiku s vysokým rozlišením. Dalším faktorem je zvuková vlna tvořená zdrojem. Protože jsou při mělkém průzkumu zdroje a přijímače blíže požadujeme co nejmenší zvukovou vlnu, která by způsobila šum. Podle Steeplese (2000) by ideální zdroj měl produkovat opakovaně na stejném místě identické spektrum a při tom by měl být bezpečný. Například ruční mini-vibrátor může budit signál o frekvencích, které si můžeme podle potřeby měření nastavit, v intervalu 25-1500 Hz, ale produkuje silné zvukové vlny, které kryjí signál potřebný pro průzkum mělký než 50 m. Podobně je na tom závaží spuštěné volným pádem nebo se zrychlením. Po dopadu generuje signál o vysoké energii, ale zvukové vlny vytvářejí šum, který kryje vlny potřebné pro mělký průzkum. Navíc pokud je závaží tvaru kvádra může dopadnout buď na hranu, roh, nebo plochu a vybuzený signál bude mít pokaždé odlišnou charakteristiku. Vibrátory a závaží spouštěné z automobilů mají výhodu v rychlejší získávání dat, mohou opakovat buzení o stejných frekvencích, ale jsou omezeni terénem. Pipeguny a kladiva produkují signál o frekvencích 250-350 Hz, který je vhodný pro mělký průzkum, navíc s váhou okolo 10 kg a jednoduchým použitím, se hodí pro průzkum do nepřístupného terénu (Veen et al., 1998).

Nejběžnějšími přijímači jsou indukční geofony. Jejich princip je jednoduchý. Geofon je trnem přichycen v zemi, v geofonu je na pružině volně umístěna cívka v magnetickém poli. Průchod vlny rozkmitá částice a s nimi geofon. Vlivem setrvačné síly je cívka vůči geofonu v pohybu a generuje napětí mezi konci cívky a to je úměrné rychlosti pohybu geofonu. Podle polohy cívky můžeme zaznamenávat různé vlny. Standartní je geofon s vertikální cívkou zaznamenávající příchod P-vlny,

dvou- a troj-komponentové geofony mají navíc cívky v horizontální poloze pro zaznamenávání příchodu S-vln.

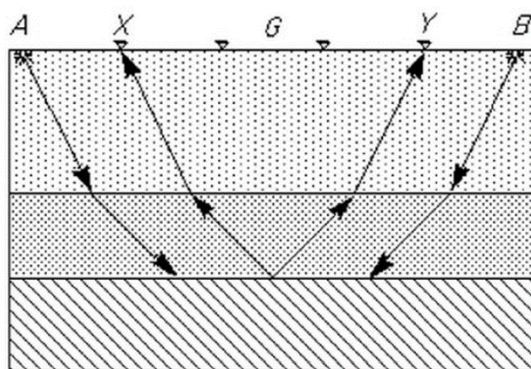
Pohyb cívky v geofonu je také ovlivněn vlastní frekvencí geofonu. Pokud je frekvence přichozího signálu vyšší než vlastní frekvence geofonu, bude jeho odezva odpovídající přicházející vlny. Ale signály s nižší frekvencí jsou silně tlumeny (Milsom, 2003). Běžné geofony mají vlastní frekvenci 10 Hz, v mělkém reflexním průzkum s vysokým rozlišením se používají 100 Hz geofony. Naopak při registraci povrchových vln se využívá geofonu s vlastní frekvencí nižší než 10 Hz.

Geofony jsou propojené se seismickou aparaturou pomocí seismického kabelu. Seismické kabely jsou většinou těžké, protože obsahují mnoho žil, a manipulace s nimi není jednoduchá. Kabely jsou k aparatuře připojeny pomocí přepínačů, jež umožňují vybírat konkrétní geofony používané při jednom odpalu. Aby se manipulace s kabely ještě více ulehčila a měření se tak zrychlilo, je možné se setkat s rádiovým přenosem signálu do aparatury nebo optickými kabely.

Napětí vyvolané v geofonu se převádí pomocí převodníku na číslo a spojitý signál na časovou řadu. Takto získaná seismická data se ukládají do mezinárodních formátů SEG Y, SEG 2 a jiné. U metod s vysokým rozlišením je třeba volit vhodnou vzorkovací frekvenci, při použití příliš nízké vzorkovací frekvence nastane aliasing a dojde ke zkreslení spektra.

5.2. Mělká refrakční seismika

Díky své nenáročnosti byla nejvíce využívána především v začátcích seismického průzkumu. Vývoj dosáhl vrcholu uvedením Palmerovy metody interpretace. Palmerova metoda je založena na analýze časů na vstřícných hodochronách, které opustí rozhraní ve stejném bodě. Na obrázku 17. je znázorněna optimální vzdálenost XY ve které paprsek putující z A do Y a obrácený paprsek putující z B do X opustí rozhraní pod bodem G. Rychlosti a hloubky rozhraní, v hloubkách desítek metrů, vypočítané analýzou dat za použití optimální vzdálenosti jsou přesnější. Jednou z výhod je možnost získat stabilní výsledky i při sklonu rozhraní do 20° nebo při laterální změně rychlosti (Hydrogeophysics, 2005).



Obrázek 17 Optimální vzdálenost XY (převzato a upraveno z Rubin, Hubbard, 2005)

Refrakční metoda vyžaduje, aby v prostředí s hloubkou rostla rychlost. Pokud tedy nastane inverze rychlostí, získáme chybné výsledky. Stejně tak skryté vrstvy a laterální změny rychlosti na malé vzdálenosti nejsou refrakcí dobře řešeny a mohou vést k chybným výsledkům (Steeple, 2005). Hubbard et Linde v kapitole Hydrogeophysics (2011) tvrdí, že refrakční seismiku je nejhodnější užít, pokud chceme identifikovat pouze pár mělkých rozhraní, celkovou změnu laterální rychlosti nebo změnu úklonu rozhraní.

5.2.1. Uspořádání měření

Aby mohlo být provedeno měření, musí se nejdříve určit vhodné geometrické uspořádání zdroje a geofonů. Rozložení závisí na rychlosti v nadloží, hloubce lámajícího rozhraní a rychlosti vln v lámající vrstvě.

Vzdálenost zdroje od geofonů – volí se tak, abychom zaznamenali přímou i lomenou vlnu, část geofonů je tedy umístěna před odhadovanou hraniční vzdáleností a část za ní.

Rozteč mezi geofony – podle kritéria je největší přijatelná vzdálenost mezi geofony: $x_g < \lambda_{min} = 2 v_{min} T_{min}$, kde λ_{min} , v_{min} a T_{min} jsou nejmenší očekávané hodnoty vlnové délky, rychlosti a periody vlnění během měření.

Rozpětí mezi body buzení – záleží na laterální heterogenitě. Rozpětí by nemělo přesáhnout vzdálenost, na které je možné pozorovat přímou vlnu.

Přesah rozpětí geofonů – volí se tak aby byla sledovaná rozhraní kontinuálně sledovatelná podél celého profilu.

5.2.2. Využití

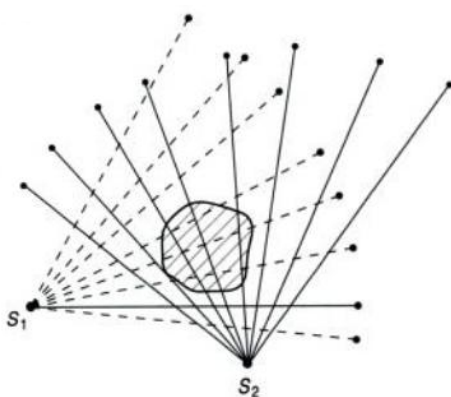
Nejběžnější využití je zjištění hloubky skalního podloží například pro stavbu základů. Zjištěné rychlosti P-vln v horninách pak mohou sloužit při trhacích a těžebních pracích, protože vedoucí těchto prací mají tabulky, kde je těžitelnost různých hornin vyjádřena funkcí rychlosti P-vlny. Pomocí refrakční seismiky můžeme určit také moduly elasticity, ke klasickému měření rychlosti P-vln přidáme měření s horizontálním geofonem a získáme rychlost S-vln. Vypočítáme Poissonovo číslo a aproximujeme Youngův a střižný modul (Mari, 1999).

V hydrogeologii slouží refrakční seismika k vyhledávání kanálů vyplněných porózním materiálem nebo oblastí puklin, které mohou sloužit jako puklinové kolektory.

Refrakční seismika má také dlouhou tradici při studiu permafrostu. Metoda je velmi užitečná pro zjištění hloubky permafrostu. Rozdíl rychlostí P-vlny mezi vrchní aktivní, nezamrzlou vrstvou a tělesem permafrostu je značný. Podle Hauck et al. (2004) je interval rychlostí pro aktivní vrstvu 400-1500 m/s a pro permafrost 2000-4000 m/s.

Duras a kol. (2005) zase popisuje využití při geomorfologickém mapování horských oblastí. Refrakční seismikou zjistil hloubky kongelifrakčních pochodů (mechanické zvětrávání působením mrazu) na Vysoké Hoře. Díky seismice je možné verifikovat morfologické hypotézy, které by jinak ověřit nebylo možné. Některé teorie o morfogenezi byly dokonce pomocí seismického průzkumu přepracované.

V současnosti s rozvojem environmentálních věd se refrakční seismika využívá pro průzkum starých skládkových těles. Rozloha skládky se zjistí měřením do vějíře (fan-shooting), při kterém jsou geofony rozmístěné do oblouku a zdroj je v okolí jeho ohniska – viz obr. 18. Lomené putují po rozhraní stejnou rychlostí, až na ty které procházejí tělesem skládky. Měření se opakuje z různých pozic a z rychlostí lze stanovit lokaci. Po lokalizování skládky se v okolí vyhledávají možné pukliny, kterými by mohla unikat kontaminovaná voda.



Obrázek 18 Příklad měření do vějíře (převzato z Mussett et Khan, 2000)

5.3. Mělká reflexní seismika

Reflexní seismika jako taková zažila největší úspěch při vyhledávání ropných ložisek. Do 80. let však nebylo možné použít reflexi pro průzkum mělčí než 30 m. Protože není mělká seismika tolik výdělečná jako seismika pro průzkum ložisek uhlovodíků, nastal její rozvoj až se zlevněním výpočetní techniky a možností využití nekomerčního softwaru. V dnešní době lze reflexní seismikou měřit rozhraní, pokud to litologie umožní, mělká pouze 95 cm nebo jen 63 cm (Baker et al., 1999; Sloan et al., 2010) hluboká.

V National Academy Press (2000) píší, že musejí být splněny tři podmínky, aby mělká reflexní seismika fungovala. Za prvé, protože jsou vrstvy v mělkých hloubkách uloženy blíže, je potřeba použití vysokofrekvenčních zdrojů pro dostatečné vertikální rozlišení (kapitola 4.4). Měření s použitím vysokofrekvenčních zdrojů je také známo jako reflexní seismika s vysokým rozlišením, z anglického high-resolution seismic reflection neboli HRS (Atanackov et Gosar, 2013). Za druhé je nutný dostatečně vysoký koeficient odrazu R (4.1.1) jinak nebude možné rozhraní detekovat. A za třetí musí seismický kanál (geofony, zdroj, seismograf) fungovat dohromady s dostatečnou seismickou energií a citlivostí pro registraci přicházejícího signálu.

5.3.1. Uspořádání měření

Vzdálenost zdroje od geofonů – Rabbel (2009) zmiňuje jednoduché pravidlo, podle kterého by měla být vzdálenost mezi zdrojem a geofonem alespoň poloviční oproti hloubce do které chceme měřit a mělo by být zdůrazněno, že délka rozpětí ovlivňuje především kvalitu analýzy rychlosti respektive hloubky, avšak kvalitu reflexního obrazu zlepšime vyšším počtem stackingu.

Pro vzdálenost mezi sousedními geofony platí stejné kritérium při refrakčním měření. Při reflexním měření je toto kritérium ještě důležitější, protože při jeho nedodržení by byly digitální filtry, používané pro tlumení nereflexních příchodů, ovlivněny takzvaným prostorovým aliasingem a v signálu by se objevil nereálný příchod vlny, která ve skutečnosti neexistuje.

Rozpětí mezi body buzení – pro sčítání společného reflexního bodu i pro analýzu rychlosti je nejvhodnější co nejpravidelnější posun zdroje a s ním i geofonů. Vhodný posun zdroje je například stejný jako rozteč mezi geofony. Tím se dosáhne rovnoměrného pokrytí podloží (Rabbel, 2009).

5.3.2. Využití

Protože je základním požadavkem na úspěšný průzkum dostatečný rozdíl v akustických impedancích vrstev, nabízí se hned několik základních použití. A to je zjištění hloubky skalního podkladu a hloubka hladiny podzemní vody.

V hydrologii se většina dat získává přímým měřením ve vrtech. Použití reflexní seismiky tak hydrogeologům šetří čas i peníze za vrt. Kromě průzkumu stálé hladiny podzemní vody, lze opakovaným reflexním průzkumem měřit i snížení při čerpacích zkouškách v hloubkách pár metrů (Birkelo et al., 1987). Birkelo et al. (1987) dále uvádí, že klíčem k zjištění hladiny podzemní vody je dostatečný čas pro vyrovnání saturované zóny s hladinou. Pokud je toto umožněno, mělo by být možno reflexní seismikou zmapovat depresní kužel v kolektoru s volnou hladinou.

Vyhledávání dutin, ať už jsou přírodního původu nebo jde o stará důlní díla, je často důležité pro zajištění bezpečnosti nebo inženýrské projekční práce. Dokladem přítomnosti dutiny při průchodu signálu stěnou jsou rezonance stěn, zpožděný čas příchodu a nezvyklé utlumení amplitudy. Například Miller et Steeples (1991) pomocí reflexní seismiky zkoumal a lokalizoval pozůstatky po staré důlní činnosti. Ze seismogramu bylo navíc možné interpretovat, že se jednalo o dolování metodou „room and pillar“. Výsledky takového průzkumu jsou použita pro zavádění opatření pro zajištění bezpečnosti staveb a lidí.

Reflexní seismika se také úspěšně používá při lokalizaci zlomů. Pokud je na rozhraní zlom, dojde ke vzniku difragovaných vln a na t-x diagramu dostaneme jejich hodochronu (4.2.2). Mělké zlomy mohou fungovat jako vodiče kapalin a tak je takovýto průzkum důležitý v okolí skládek nebo skladů s chemikálií, kde by mohlo dojít k úniku kontaminovaných látek.

Občas se využívá kombinací reflexní i refrakční seismiky. Takovou situací může být, když šum způsobený malou vzdáleností zdroje od geofonu při mělkém reflexním průzkumu, nutí výzkumníky použít rozpětí mezi zdrojem a geofonem větší než je bod kritického lomu. Za bodem kritického lomu dochází k totálnímu odrazu paprsků a není možné použít Dixovu formuli (4.2.3) k analýze rychlosti. Diogo et al. (2004) uvádí, že je možné získat vyhovující informace i z totálních odrazů, pokud jsou do zpracování začleněna dodatečná data o rychlostech nebo hloubce. Tyto data zjistil analýzou lomených paprsků, které měřil zároveň s odraženými. Takovýto průzkum umožňuje využití výhod obou seismických metod a zároveň překonat jejich omezení.

5.4. Vrtný seismický průzkum

Měření ve vrtu znamená, že umístíme, většinou troj-komponentní geofon, do vrtu a zdroj na povrch, nebo naopak. Měření pak dovoluje přesně přiřadit data z povrchového průzkumu k odpovídající hloubce. Vertikální rozlišení je od desítek až po jednotky metru a horizontální rozsah může být až stovky metrů (Mari, 1999). Nevýhodou je nutnost hloubení vrtů, které značně zvyšují cenovou i časovou náročnost průzkumu. Při umístění zdroje ve vrtu zase musíme volit takový zdroj, aby se vrt nezhroutil a šlo měření opakovat. Naopak výhodou umístění zdroje do vrtu je menší tlumení signálu.

5.4.1. Seismokarotáž

Nejstarší metodou vrtné seismiky je takzvaná seismokarotáž. Při této metodě je zdroj umístěn na povrch, poblíž ústí vrtu, a geofon do vrtu. Sonda je spuštěna na nejnižší požadované místo a po každém odpalu se o kus povytáhne a měří tak vertikální rychlost šíření seismických vln v každém místě kde je požadováno (Mari, 1999). Kromě odpalu poblíž ústí vrtu se používá ještě druhý bod odpalu, který může být vzdálen až 100 m, podle požadované hloubky měření. Ze vzdáleného odpalu se získá nepodélná hodochrona, používaná pro korelaci vertikální hodochrony získané odpalem poblíž ústí.

5.4.2. Vertikální seismické profilování (VSP)

Zde je podobný systém měření jako u kontrolního odpalu. Do vrtu se umístí řada geofonů a na povrchu se provede odpal. Dochází tak k měření vlnového pole zachyceného linií geofonů. Kromě určení přesného jednosměrného času k odpovídajícím vrstvám, umožňuje analýzu tlumení a akustické impedance, které jsou potřeba pro vytvoření umělého seismogramu. Profilování se většinou neprovádí jako samostatné měření, ale v kombinaci s povrchovými metodami pro zlepšení interpretace reflexních dat (Mari, 1999; Steeples, 2000). Profilování se zdrojem ve vrtu a geofony na povrchu se nazývá transponované. Pokud můžeme opakovaně budit signál ve vrtu bez toho, aby se vrt zborčil, je transponované VSP rychlejší a levnější.

VSP se používá pro lokalizaci a posouzení propustnosti puklinových zón, která je díky umístění geofonů přímo ve stěně vrtu detailnější než při povrchové reflexi.

5.4.3. Seismická tomografie

Seismická tomografie slouží k získání rozložení seismických rychlostí v prostoru. Abychom získali co nejlepší výsledky je nutné prostor pokrýt co největším množstvím paprsků. Měření se provádí ve variantách se zdrojem umístěným ve vrtu a geofony na povrchu, nebo naopak, nebo měření z vrtu do vrtu. Pokud je rychlost v prostředí laterálně neměnná a především se rychlost s hloubkou stoupá, lze použít i umístění zdroje i geofonů na povrch. Z důvodu pokrytí velkým množstvím paprsků a uvažováním jejich zakřivení v prostředí, které je rychlostně nehomogenní, je zpracování tomografie náročné časově i výpočetně.

5.4.4. Využití vrtné seismiky

Protože je hloubení vrtů drahé a úlohy, které mělká seismika řeší, nepřinášejí takový zisk jako její hlubinné varianty při vyhledávání ložisek uhlovodíků, je nejlepší ji využít na místech, kde už byly vrty vyhloubeny dříve, stejně dobře lze využít místo vrtů i důlních děl. Vrtné měření většinou není prováděno samostatně, ale současně s povrchovými metodami. Její hlavní využití spočívá v detailním měření rychlostí v okolí vrtu, korelaci povrchových měření s hloubkou, lokalizaci vrstev s nízkou rychlostí, identifikaci vícenásobných odrazů, laterálních změn rychlosti a případně identifikaci vertikálních rozhraní.

5.5. Povrchové vlny

Při většině měření považujeme povrchové vlny pouze za šum, který nám zkresluje výsledky a snažíme se je různými způsoby omezit. Ale i povrchové vlny s sebou nesou informaci o prostředí, kterým procházejí. Jejich působení můžeme vhodnými zdroji, metodikou měření či digitální filtrací omezit, ale nikdy se jich úplně nezbavíme, je proto logické využít jejich vlastností, která se pro mělký průzkum přímo nabízejí.

Hloubka průniku povrchových vln je závislá na jejich vlnové délce, čím delší vlnová délka tím hlubší dosah. Povrchové vlny s vyšší vlnovou délkou se tedy šíří hlouběji kde je většinou vyšší rychlost šíření seismických vln, důsledkem je disperze vln a příchod různých frekvencí v různý čas. Protože vlnová délka klesá se zvyšující se frekvencí, jsou pro záznam povrchových vln používány geofony s nízkou vlastní frekvencí, například 4,5 Hz. Zdroje používané pro buzení povrchových vln jsou klasické – kladiva, vibrátory... ale také pasivní, kterými mohou být mořské vlny rozbíjející se o skály, doprava nebo továrny. Na rozdíl od ostatních metod nepotřebují povrchové vlny rychlost stoupající s hloubkou ani rozhraní s akustickou impedancí, navíc 2/3 energie vyprodukované zdroji jsou povrchových vln a tak nejsou tolik náchylné na šum (Steeple, 2005).

5.5.1. SASW a MASW

Metoda spektrální analýzy povrchových vln (z anglického spectral analysis of surface waves, SASW) využívá disperzní charakteristiky Rayleighových vln. Při této metodě je využito pár geofonů a vibrační zdroj, který budí povrchové vlny o širokém pásmu frekvencí. Malá vzdálenost mezi geofony se používá pro měření malých hloubek, tedy pro záznam vln s vyšší frekvencí, a jejich roztážením získáme

záznamy z hlubších prostředí, zaznamenáváme tedy vlny s frekvencí nižší. Z měření pak dostaneme disperzní křivku, která reprezentuje závislost rychlosti povrchových vln na hloubce. Přímým modelováním nebo inverzí pak zjistíme rychlostní profil S-vln, to znamená závislost rychlosti S-vln na hloubce.

Disperzi vln využívá také multikanálová analýza povrchových vln (z anglického multichannel analysis of surface waves, MASW (Steeple, 2005). Narozdíl od SASW, kde je použit pouze pár geofonů se kterými se musí navíc často manipulovat, aby zaznamenali vlny různých frekvencí, se v MASW používá větší množství geofonů, často 24 a více. Tyto geofony jsou rozmístěny s konzistentním rozestupem a jsou připojeny k multikanálovému seismografu. Disperzní křivka Rayleighových vln se získá transformací závislosti vzdálenost-čas (t-x diagram) na závislost frekvence-rychlost.

Nejběžnějším využitím povrchových vln je stanovení rychlosti S-vln, protože metodami povrchových vln lze získat rychlost S-vln měřením s klasickými vertikálními geofony a vertikálními zdroji. Rychlost S-vln může sloužit například pro stanovení pohybů země při zemětřesení. Z S-vln se také posuzuje tuhost materiálů. Metoda MASW je také aplikovatelná například pro lokalizaci dutin a hloubky skalního podkladu.

6. Závěr a vlastní zhodnocení

V práci jsem se zabýval tématem metod mělkého seismického průzkumu. Na začátku jsem probral pojmy, se kterými se v seismice nejčastěji setkáváme, a jsou pro její pochopení důležité. Poté jsem popsal obecné principy dvou nejrozšířenějších metod a to refrakční a reflexní seismiky. Dále jsem jednoduše definoval co je to mělké prostředí a více se věnoval zdrojům a přijímačům a jejich úpravám při mělkém seismickém průzkumu. V dalších částech jsem se již věnoval mělké seismice, uvedl jsem specifikace běžných metod při mělkém průzkumu, popsal několik pravidel pro konfiguraci měření a nakonec shrnul u každé metody její současné praktické aplikace. Poté jsem popsal seismické měření ve vrtech, které je vlastně použitím klasické reflexní metody s umístěním zdrojů či snímačů do stěny vrtu a pár větami jsem shrnul úlohy, které se vrtnou seismikou řeší. Po vrtné seismice jsem se věnoval poslední metodě a tou jsou povrchové vlny. Povrchové vlny jsou svými vlastnostmi zajímavé a odlišné od zbylých metod, přitom přinášejí výsledky tam, kde to vlastnosti prostředí nemusí ostatním metodám dovolovat.

Přínos mělké seismiky je značný. Její výstupy nejsou hodnotné jen ostatním geologickým či geotechnickým oborům, ale i mnoha dalším. Pomáhají například řešit problémy ekologů při monitorování oblastí se skládkami a sklady nebezpečných odpadů i lokalizovat vhodná místa pro provedení archeologických vykopávek. Výsledky mělké seismiky ocení široká škála oborů a do budoucna se jistě najdou i další aplikace na problémy, které doposud nebyli s její pomocí nikdy řešeny. Protože je vliv člověka na tuto mělkou vrstvu Země největší, může opakování mělkého seismického průzkumu v relativně krátkých intervalech (z hlediska geověd) přinášet rozdílné výsledky.

Pro vývoj mělké seismiky je asi největší překážkou její financování, které je nižší protože neřeší úlohy, které by přinášeli takový zisk jako její varianty pro vyhledávání ložisek uhlovodíků a navíc není tak náročná. Tyto finanční překážky mohou odradit i studenty a absolventy aby se mělkou seismikou více zabývali. Řešením tohoto problému může být právě rozšíření jejich aplikací a například korelace rychlostí mělkých prostředí při hlubinném průzkumu může přinést vyšší zisky. Myslím si, že do budoucna půjde vývoj mělké seismiky směrem k vyšším rozlišením a lepším výsledkům hlavně v oblasti reflexní seismiky. Protože při každém buzení získáme lomené, odražené a povrchové vlny mohly by být v budoucnu využívány všechny najednou při jednom měření tak, aby mohly být všechny co nejnázve interpretovatelné. Co se týče vrtné seismiky, zde je největším problémem hloubení samotných vrtů. Jejich časová a finanční náročnost je hlavní překážkou a jistě by se dala snížit například hloubením úzkých vrtů, takzvaných „slim hole“. Snížení finanční náročnosti by mohl pomoci také vývoj zdrojů pro rychlé a opakované použití v těchto úzkých vrtech.

7. Použitá literatura

Atanackov, J., Gosar, A. Field comparison of seismic sources for high resolution shallow seismic reflection profiling on the Ljubljana Moor (Central Slovenia). *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. 2013, **10**(1), 19-40. DOI: 10.13168/AGG.2013.0002.

Baker, G. S., Schmeissner, Ch., Steeples, D. W., Plumb, R. G. Seismic reflections from depths of less than two meters. *Geophysical Research Letters*. 1999, **26**(2), 279-282. DOI: 10.1029/1998GL900243

Birkelo, B. A., Steeples, D. W., Miller, R. D., Sophocleous, M. Seismic Reflection Study of a Shallow Aquifer During a Pumping Test. *Ground Water*. 1987, **25**(6), 703-709. DOI: 10.1111/j.1745-6584.1987.tb02211.x.

Butler, D. K. *Near-surface geophysics*. Tulsa, Okla.: Society of Exploration Geophysicists, 2005. Investigations in geophysics, no. 13.

Diogo, L. A., Le Diagon F. M. M., PRADO R. L. Bedrock imaging using post-critical shallow seismic reflection data. *Journal of Applied Geophysics*. 2004, **57**(1), 1-9 DOI: 10.1016/j.jappgeo.2004.08.006.

Duras, R., Hradecký J., Pánek T., Dušek R. Využití geofyzikálních metod při analýze georeliéfu horských oblastí. *Geografický časopis*. Bratislava, 2005, **57**(3), 267-284.

Hauck, Ch., Isaksen K., VONDER MÜHLL D., Sollid J. L. Geophysical surveys designed to delineate the altitudinal limit of mountain permafrost: an example from Jotunheimen, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes* 2004, **15**(3), 191-205. DOI: 10.1002/ppp.493.

Hubbard, S. S., Linde N. Hydrogeophysics. In: *Treatise on Water Science*, editor Wilderer, P. Elsevier, 2011, 401-434. DOI: 10.1016/B978-0-444-53199-5.00043-9.

Lowrie, W. *Fundamentals of geophysics*. 2nd ed. New York: Cambridge University Press, 2007.

Mareš, S. *Úvod do užití geofyziky*. 2. přeprac. vyd. Praha: SNTL - Nakladatelství technické literatury, 1990.

Mari, J. L. *Geophysics of reservoir and civil engineering*. Paris: Editions Technip, 1999.

Miller, R. D., Steeples D. W. Detecting voids in a 0.6 m coal seam, 7 m deep, using seismic reflection. *Geoexploration*. 1991, **28**(2), 109-119. DOI: 10.1016/0016-7142(91)90043-C.

Milsom, J. *Field geophysics*. 3rd ed. Hoboken, NJ: J. Wiley, 2003.

Mussett, A. E., Khan M. A. *Looking into the earth: an introduction to geological geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press, 2000.

Novotný, O. Seismic surface waves [online]. Lecture notes for post-graduate studies. 1999 [cit. 13-7-2016]. Dostupné z <<http://geo.mff.cuni.cz/vyuka/Novotny-SeismicSurfaceWaves.pdf>>

- Rabbel, W. Seismic methods, In: Kirsch, R., *Groundwater geophysics a tool for hydrogeology*. 2nd ed. Berlin: Springer, 2009.
- Steeple, D. W. Shallow seismic methods. In: Rubin, Y., Hubbard S. S. *Hydrogeophysics*. New York: Springer, 2005. 215-251.
- Sheriff, R. E., Geldart L. P. *Exploration seismology*. 2nd ed. New York: Cambridge University Press, 1995.
- Sloan, S. D., Tsoflias G. P., Steeples D. W. Ultra-shallow seismic imaging of the top of the saturated zone. *Geophysical Research Letters*. 2010, **37**(7). DOI: 10.1029/2010GL043034.
- Steeple, D. W. A review of shallow seismic methods. *ANNALI DI GEOFISICA*. 2000, **43**(6), 1021-1044.
- Telford, W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E. *Applied geophysics*. 2nd ed. New York: Cambridge University Press, 1990.
- Veen, M. van der, Bunes H., Nitsche F., Bükler F., Lehmann F., Green A. High-Frequency Sources in Shallow Seismic Experiments. In: *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 1998*. Environment and Engineering Geophysical Society, 1998, 753-760. DOI: 10.4133/1.2922566.
- Seeing into the earth: noninvasive characterization of the shallow subsurface for environmental and engineering applications. Washington, D. C.: National Academy Press, 2000.