

# Teorie vzniku a šíření seizmických vln

prof. RNDr. Zdeněk Kaláb, CSc.

Ing. Markéta Lednická, Ph.D.



evropský  
sociální  
fond v ČR



EVROPSKÁ UNIE



MINISTERSTVO ŠKOLSTVÍ,  
MLÁDEŽE A TĚLOVÝCHOVY



OP Vzdělávání  
pro konkurenceschopnost

INVESTICE DO ROZVOJE VZDĚLÁVÁNÍ

Přednáška byla zpracována v rámci projektu Inovace  
studijního oboru Geotechnika, OP VK CZ.1.07/2.2.00/28.0009

# Literatura k podrobnějšímu studiu

(výběr)

- United States, and American Society of Civil Engineers. *Geophysical Exploration for Engineering and Environmental Investigations*. Reston, VA: ASCE Press, 1998.
- Doyle, H.: *Seismology*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, 1995.
- Kulhánek, O.: *Anatomy of Seismograms*. Elsevier Science, Amsterdam, 1990.
- Muller, K., Okál, M., Hofrichterová, L.: *Základy hornické geofyziky*. SNTL/ALFA, 1985.
- Shearer, P.M.: *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press, Cambridge, 1999.
- <http://www.gymjs.net/~j.donoval/superzabavnejucebnitext.pdf> (XII/2012)

# Kmitavý pohyb (mechanické kmitání)

Těleso se při pohybu neustále vrací do tzv. rovnovážné polohy.

Jestliže těleso tento pohyb koná pravidelně, označujeme ho jako pohyb periodický. Nejkratší doba, za kterou dojde k opakování téhož pohybového stavu, je perioda  $T$  [s]. Počet opakování téhož pohybového stavu za časovou jednotku je frekvence nebo-li kmitočet  $f$  [Hz]. Platí:  $f=1/T$ .

Největší okamžitá výchylka je amplituda výchylky (maximální amplituda, amplituda), popisuje se jako pohyb, rychlost nebo akcelerace.

# Rovnice harmonického pohybu

$$\textit{Pohyb} = y = A \sin \frac{2\pi}{T} t = A \sin \omega t$$

$$\textit{Rychlost} = \dot{y} = \frac{2\pi A}{T} \cos \frac{2\pi}{T} t = \omega A \cos \omega t$$

$$\textit{Akcelerace} = \ddot{y} = -\frac{4\pi^2 A}{T^2} \sin \frac{2\pi}{T} t = -\omega^2 A \sin \omega t = -\omega^2 y$$

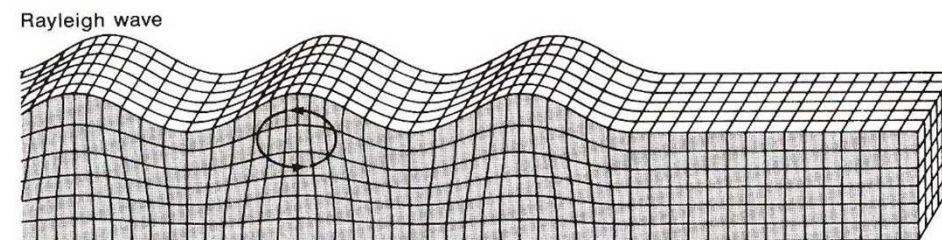
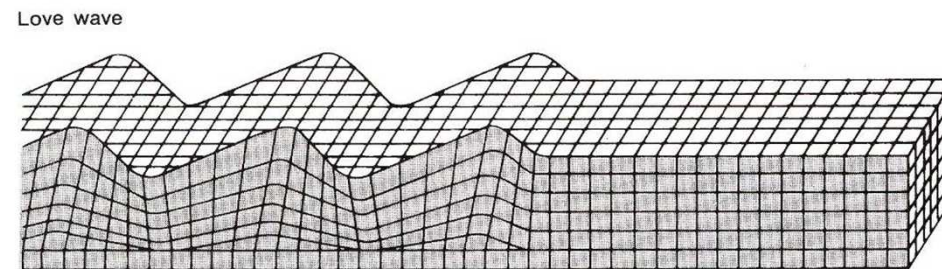
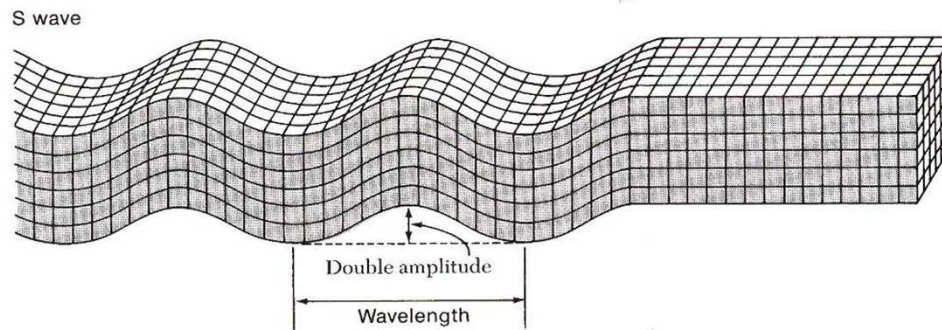
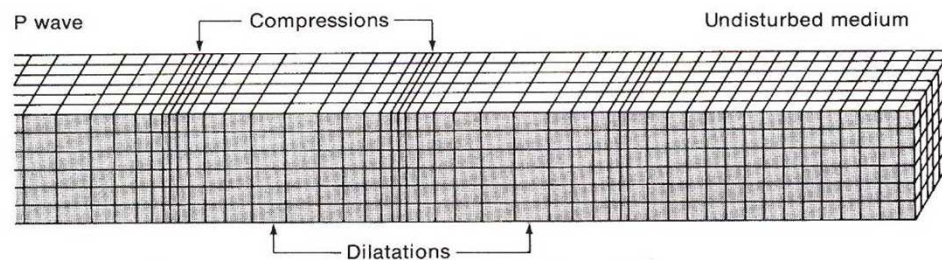
**y** – okamžitá výchylka, **A** – maximální amplituda, **T** – perioda, **ω** – úhlová frekvence, **t** – čas

# Vlnění

Šíření kmitavého rozruchu prostředím se nazývá vlnění. Vlněním se přenáší pouze energie; částice kmitají, ale nepřemísťují se ve směru šíření vlnění. Místo, z něhož se rozruch šíří, je zdroj vlnění.

Postupné vlnění je dvojího druhu podle toho, jakým směrem kmitají jednotlivé částice vzhledem ke směru šíření vlnění:

- Podélné vlnění charakterizujeme zhuštěním a zředěním částic, směr výchylky je rovnoběžný se směrem šíření vlnění, (v prostředích, kde vznikají pružné síly při změně objemu - v pevných látkách, kapalinách a plynech) – **P**-vlna
- Příčné vlnění charakterizujeme změnou tvaru tělesa kolmo na směr šíření vlnění (v prostředích, kde vznikají pružné síly v pevných látkách) – **S**-vlna



Objemové vlny:

podélná vlna,  
příčná vlna

Povrchové vlny:

Loveova vlna,  
Rayleighova vlna

(šipka=směr šíření)

# Seizmické vlnění – Hookův zákon

K nejobecnějšímu popisu seizmického vlnění (elastodynamické pole) využíváme vztah mezi napětím a deformací. Pokud se omezíme na malé deformace elastického tělesa, využíváme tzv. zobecněného Hookova zákona, který lze zapsat pomocí tenzorového počtu ve tvaru

$$\tau_{ij} = c_{ijkl} e_{kl},$$

kde  $\tau_{ij}$  je tenzor napětí,  $e_{kl}$  je tenzor malých deformací a  $c_{ijkl}$  je tenzor elastických koeficientů (v obecném tvaru má 81 složek).

# Homogenní izotropní prostředí

V homogenním izotropním prostředí lze parametry tohoto prostředí určit pouze dvěma koeficienty – Laméovými parametry  $\lambda$  a  $\mu$  nebo Youngovým modulem pružnosti  $E$  a Poissonovým číslem  $\nu$ .

$$E = \mu \frac{3\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu}, \nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)},$$
$$\lambda = \frac{E}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}, \mu = \frac{E}{2(1 + \nu)}.$$



# Deformace v pružném prostředí

Deformace, které vznikají v pružném prostředí působením vnějších sil, jsou buď objemové nebo střižné (tvarové). V souladu s Hookovým zákonem vyvolává impulsní vnější síla v oblasti svého působení časově proměnné deformace, které jsou odpovědné za pohyb hmotných částic prostředí. Částice prostředí se pohybují kolem své rovnovážné polohy a vyvolávají napětí v okolí. Kmitání se postupně šíří do velké vzdálenosti postupným předáváním energie z částice na částici.

V blízkosti rozhraní s výrazně různými elastickými vlastnostmi vznikají povrchové vlny, Rayleighovy a Loveovy vlny.

# Rychlosti P a S-vlny

Pružné vlny se šíří rychlostmi, které vychází z elastických parametrů a objemové hmotnosti prostředí. V neohraničeném prostředí vznikají dva typy vln, podélná vlna **P** s rychlostí  $v_P$  (jen objemové deformace, střídání dilatace a komprese) a příčná vlna **S** s rychlostí  $v_S$  (střížné deformace):

$$v_P = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho_0(1+\nu)(1-2\nu)}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho_0}},$$

$$v_S = \sqrt{\frac{E}{2\rho_0(1+\nu)}} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho_0}}.$$

Rychlost šíření seismické vlny, udává se v m/s, závisí pouze na elastických parametrech prostředí (např. Laméovy parametry) a hustotě prostředí  $\rho_0$ , nezávisí na frekvenci kmitání. Protože elastické parametry jsou kladná čísla, musí být v daném prostředí  $v_P > v_S$ .

# Seizmický pulz v homogenním prostředí

Šíří se horninou stejnou rychlostí všemi směry

Rychlost seizmického pulzu šířícího se médiem se nazývá  
seizmická rychlost

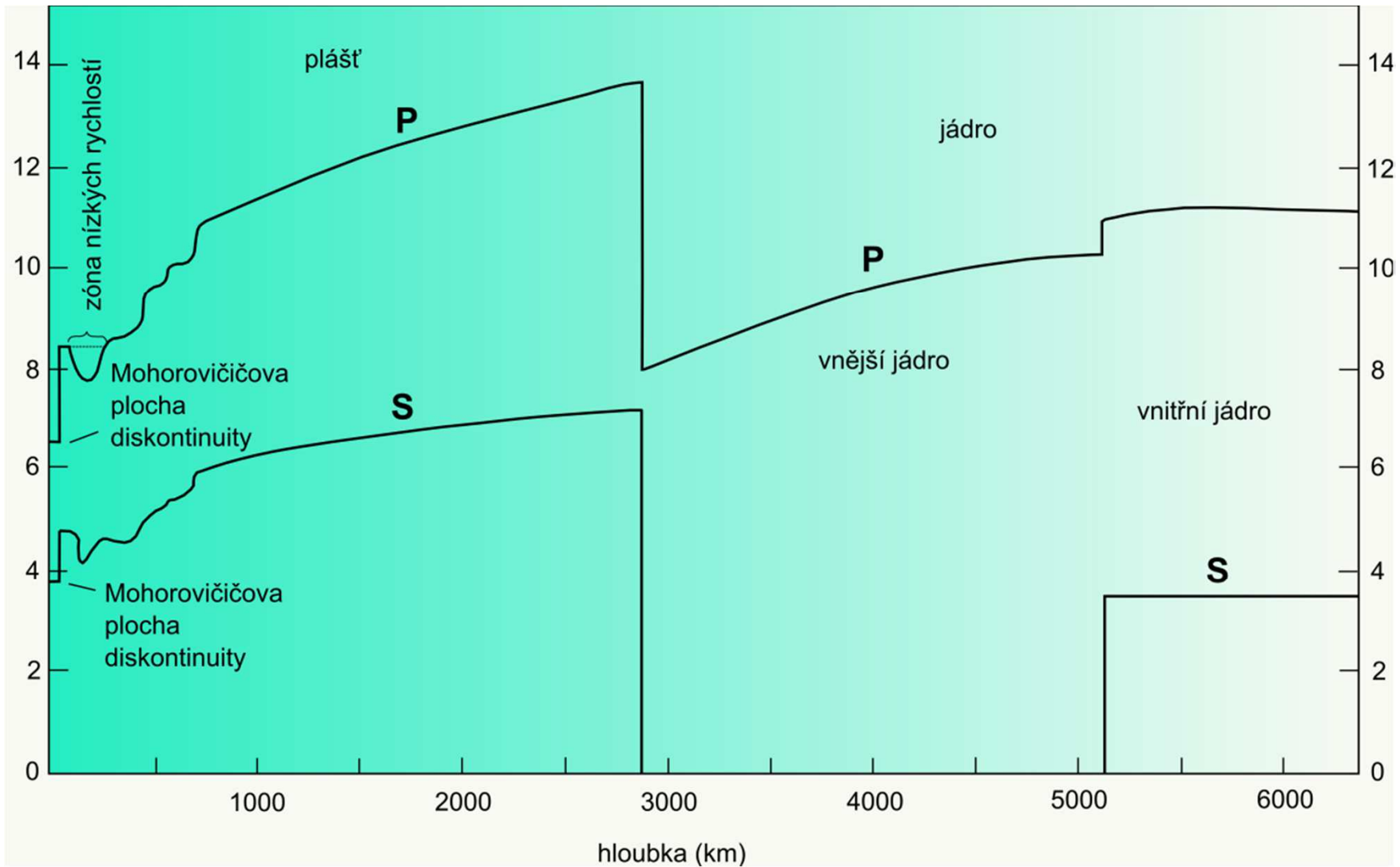
K měření seizmické rychlosti je nutno měřit čas průchodu mezi  
dvěma body

V zemské kůře je rychlost šíření seizmických vln obvykle v  
rozmezí 0,5 až 6,0 km/s

Kulová plocha prvních nástupů v daném časovém okamžiku se  
nazývá vlnovou frontou

Seizmický paprsek představuje časově postupný sled prvních  
nástupů v jednom směru (polopřímka)

# Rychlost šíření vln v Zemi [km/s]



# Rychlost podélného vlnění

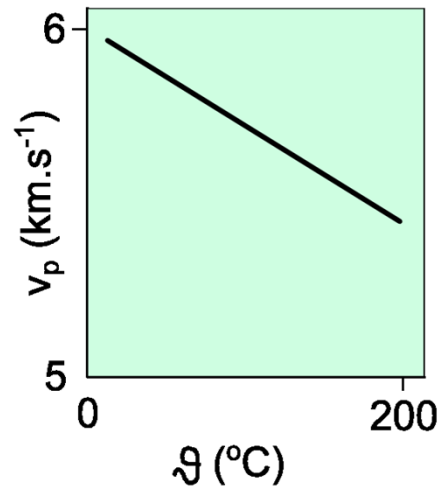
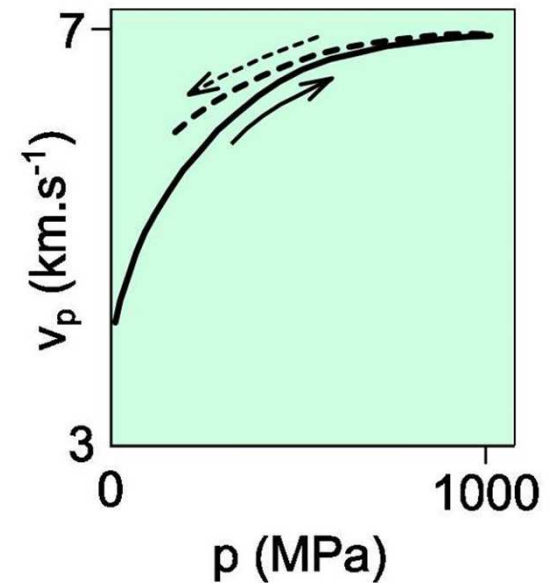
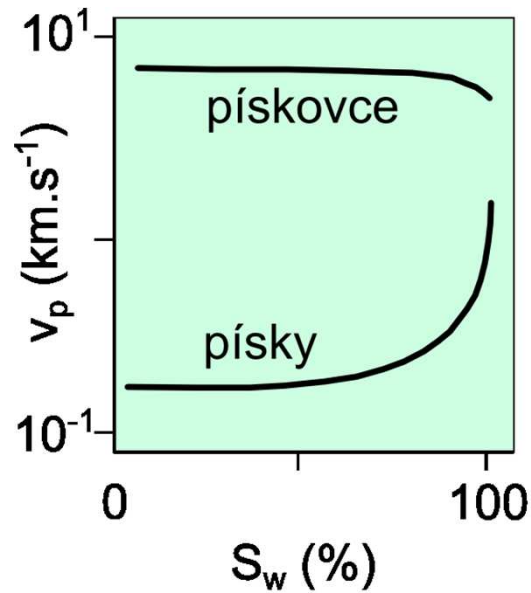
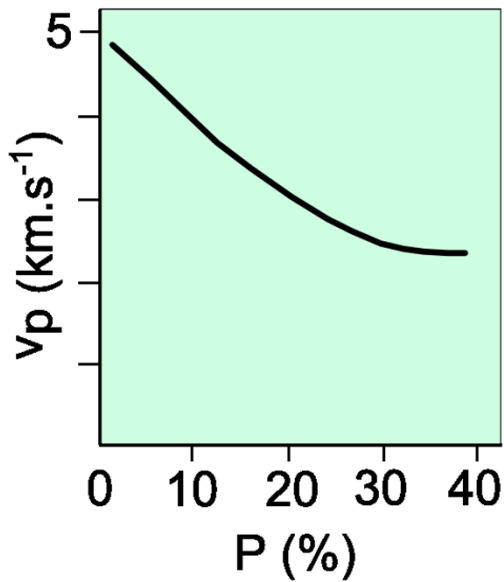
Typ horniny – seizmická rychlost závisí na hustotě a elastických modulech, obojí je funkcí mineralogického složení

Rychlost podélné vlny  $v_p$  se nachází v rozmezí od rychlosti blížíící se rychlosti zvuku ve vzduchu a v provzdušněných hlínách, tj. přibližně 0,3 km/s, přes rychlost 1,45 km/s v oceánech, 3 až 5 km/s v sedimentech, 5 až 6 km/s v podložních horninách a v horninách zemské kůry, 8 km/s v horninách svrchního pláště, až po více než 13 km/s v horninách spodního pláště a asi 11 km/s pro horniny nacházející se ve středu zemského tělesa.

# Podélné rychlosti v horninách

Hornina	$v_P$ (km/s)	Hornina	$v_P$ (km/s)
Čedič	4,9 – 6,4	Jílovec	2,4 – 5,0
Diabas	5,8 – 7,1	Písek	0,3 – 1,7
Gabro	6,7 – 7,3	Pískovec, prachovec	1,6 – 4,2
Granodiorit	6,3 - 6,8	Vápenec	1,5 – 6,1
Peridotit	7,8 – 8,4	Amfibolit	4,0 – 6,5
Žula	4,1 – 6,2	Břidlice	1,8 – 4,7
Dolomit	3,0 – 7,1	Ruly	2,8 – 6,0
Hlinitá půda	0,1 – 0,8	Voda	1,4 – 1,5
Hlína, jíl	1,6 – 2,4	Vzduch	0,34

# Závislost rychlosti podélného vlnění na pórovitosti, vodonasyčení, tlaku a teplotě



# Měření podélné rychlosti

V terénu – měřením času průchodu seizmického pulzu a doby šíření

Karotážní sonda – rychlost jako funkce hloubky vrtu

Interpretace reflexních nebo refrakčních seizmických měření

V laboratoři – stejná metodika, používají se vyšší frekvence

Rychlost pohybu částic:

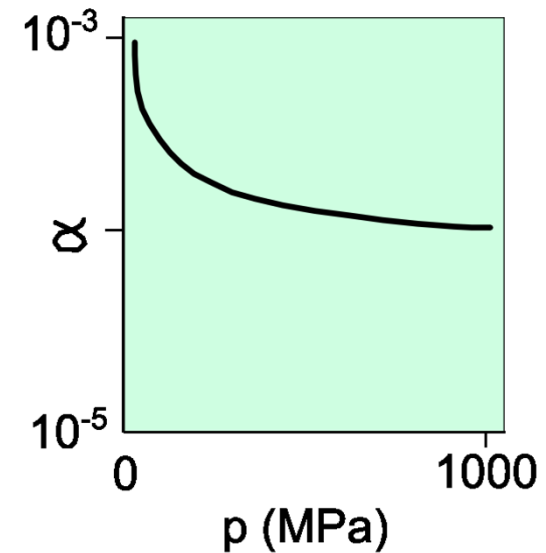
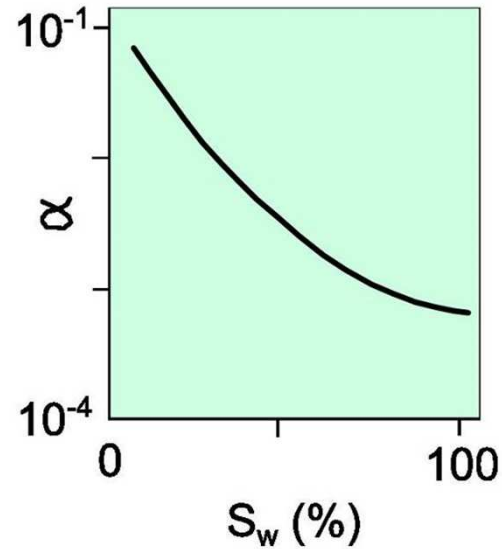
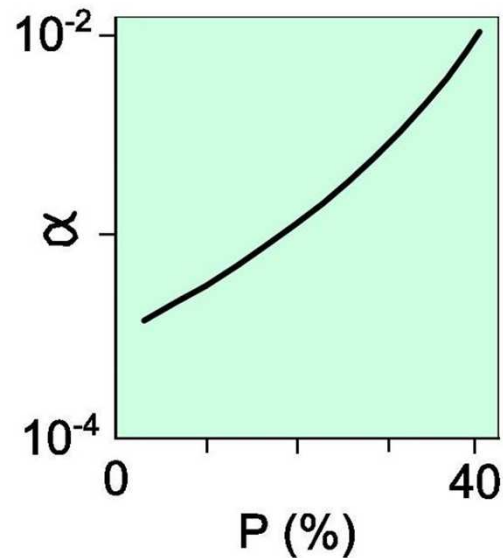
Jde o rychlost pohybu částic při průchodu seizmické vlny.

Obvykle jsou tyto rychlosti řádu  $10^{-8}$  m/s na vzdálenosti 0,1 nanometru.

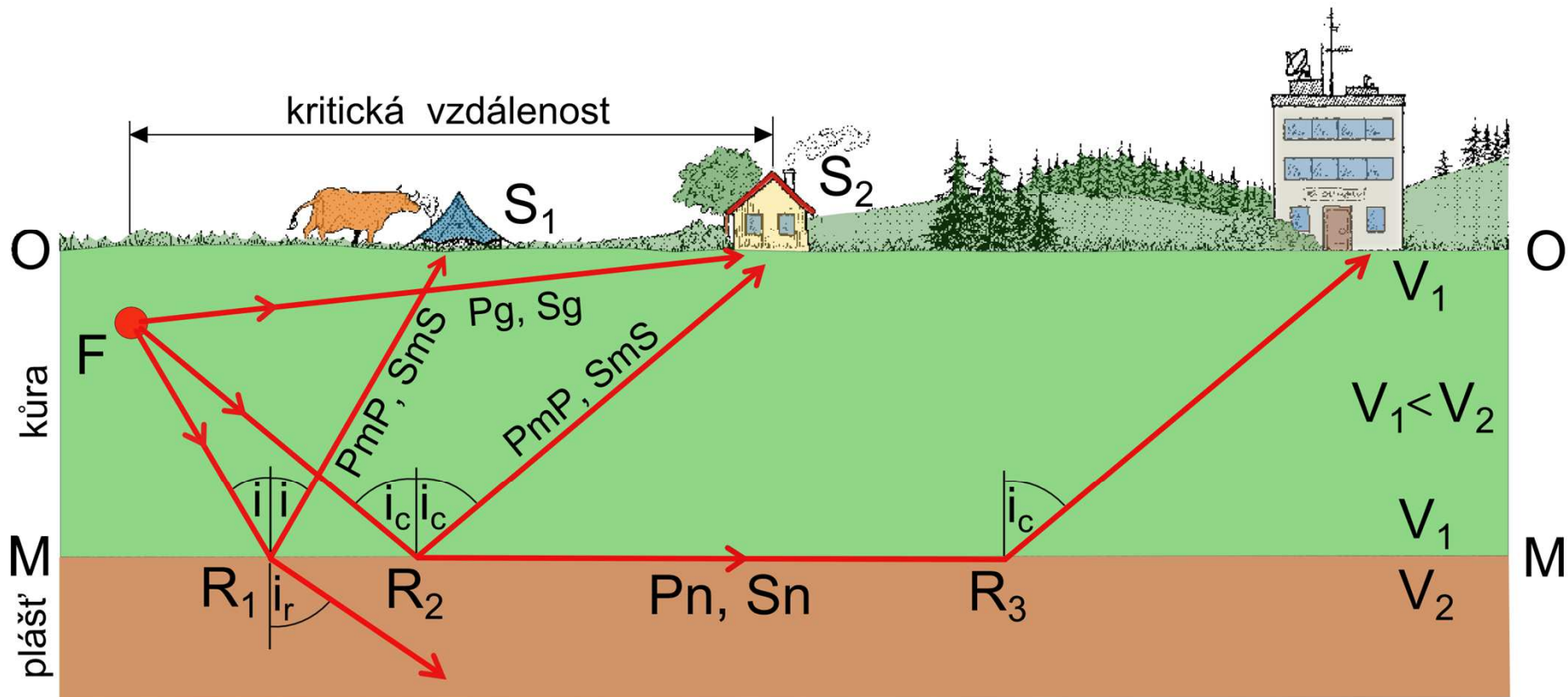


# Útlum energie kmitání

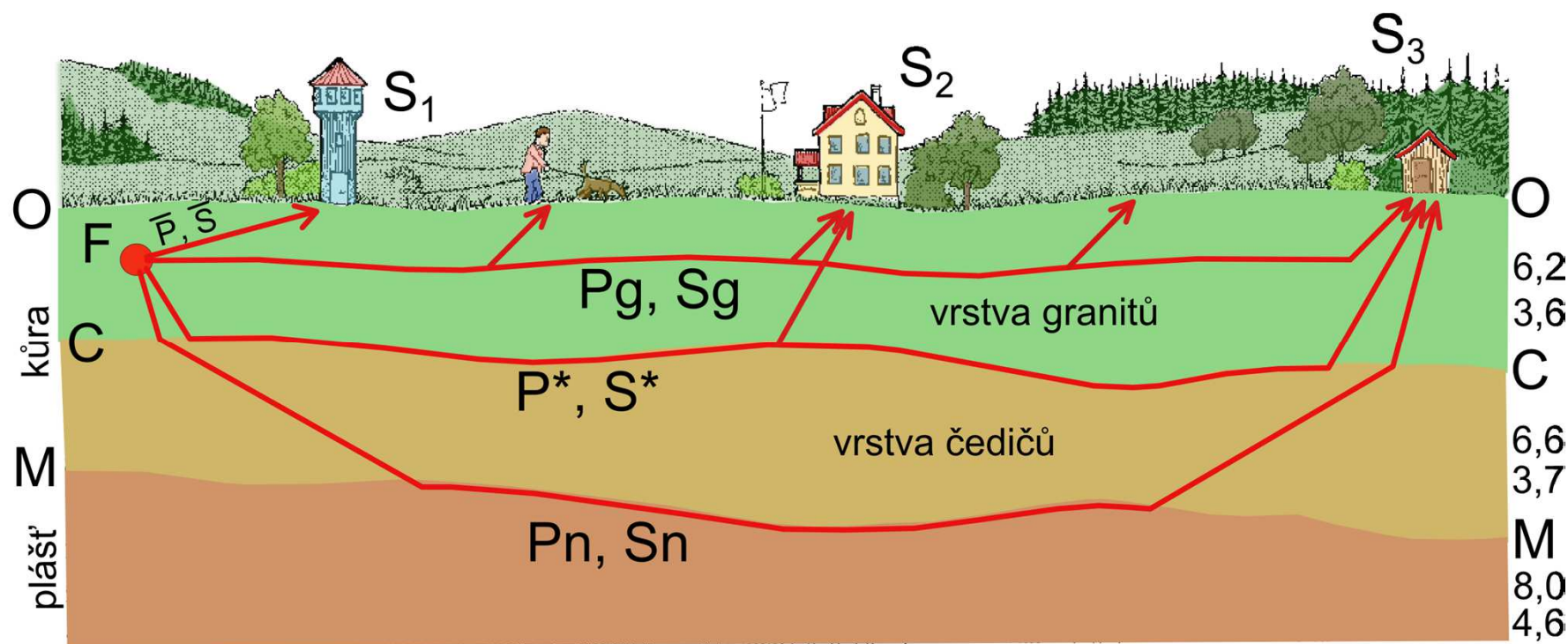
Vznik seizmického impulzu je mj. charakterizován počáteční energií  $E_0$ , k jejímu snižování dochází geometrickým šířením a absorpcí.



# Schéma šíření zemětřesných vln v jednoduchém jednovrstevném prostředí zemské kůry (M – Mohorovičičova diskontinuita, vzdálenost cca 100 km)

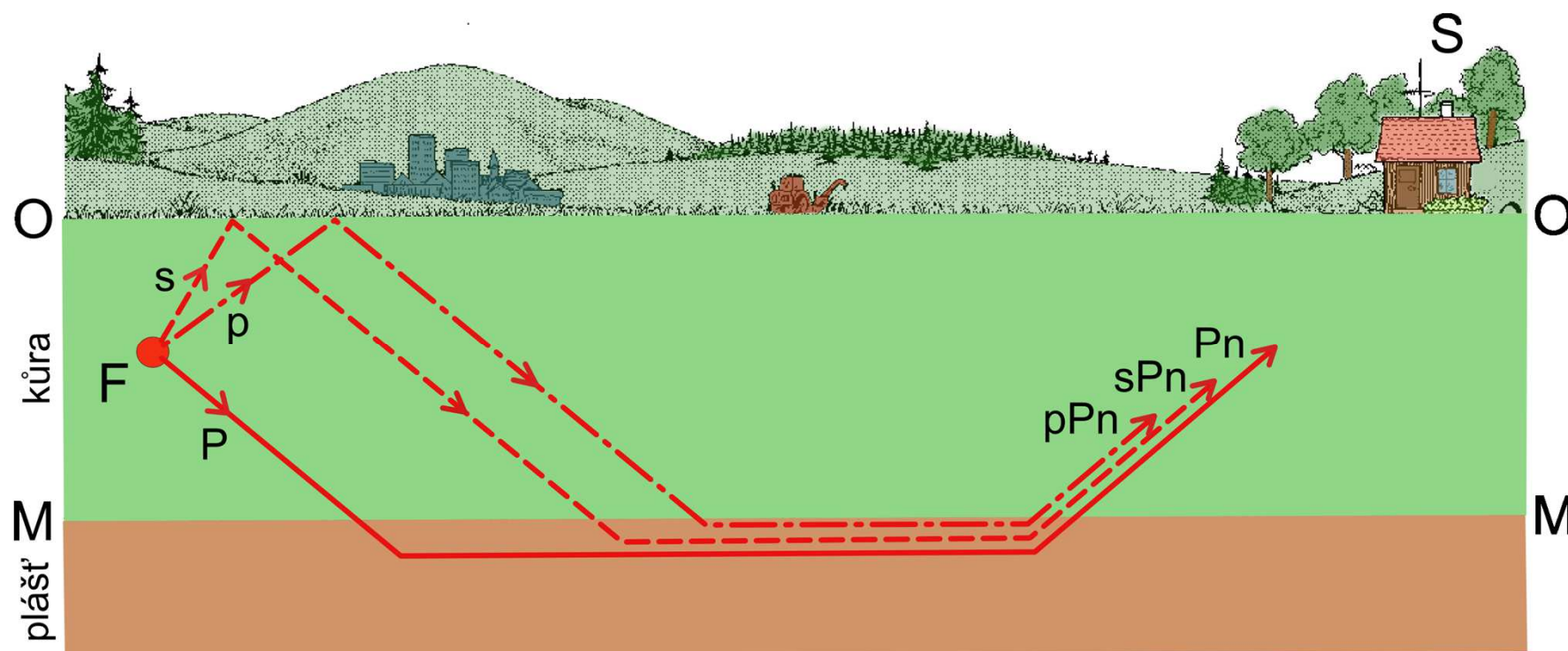


# Schéma šíření zemětřesných vln v jednoduchém dvouvrstevném prostředí zemské kůry (C – Conradova diskontinuita, M – Mohorovičičova diskontinuita)



Podle z Kulhánek (1990)

# Schéma šíření zemětřesných vln v jednoduchém jednovrstevném prostředí zemské kůry (odraz od volného povrchu)



Podle z Kulhánek (1990)

# Fourierova transformace harmonického signálu

Transformace definovaná vztahem

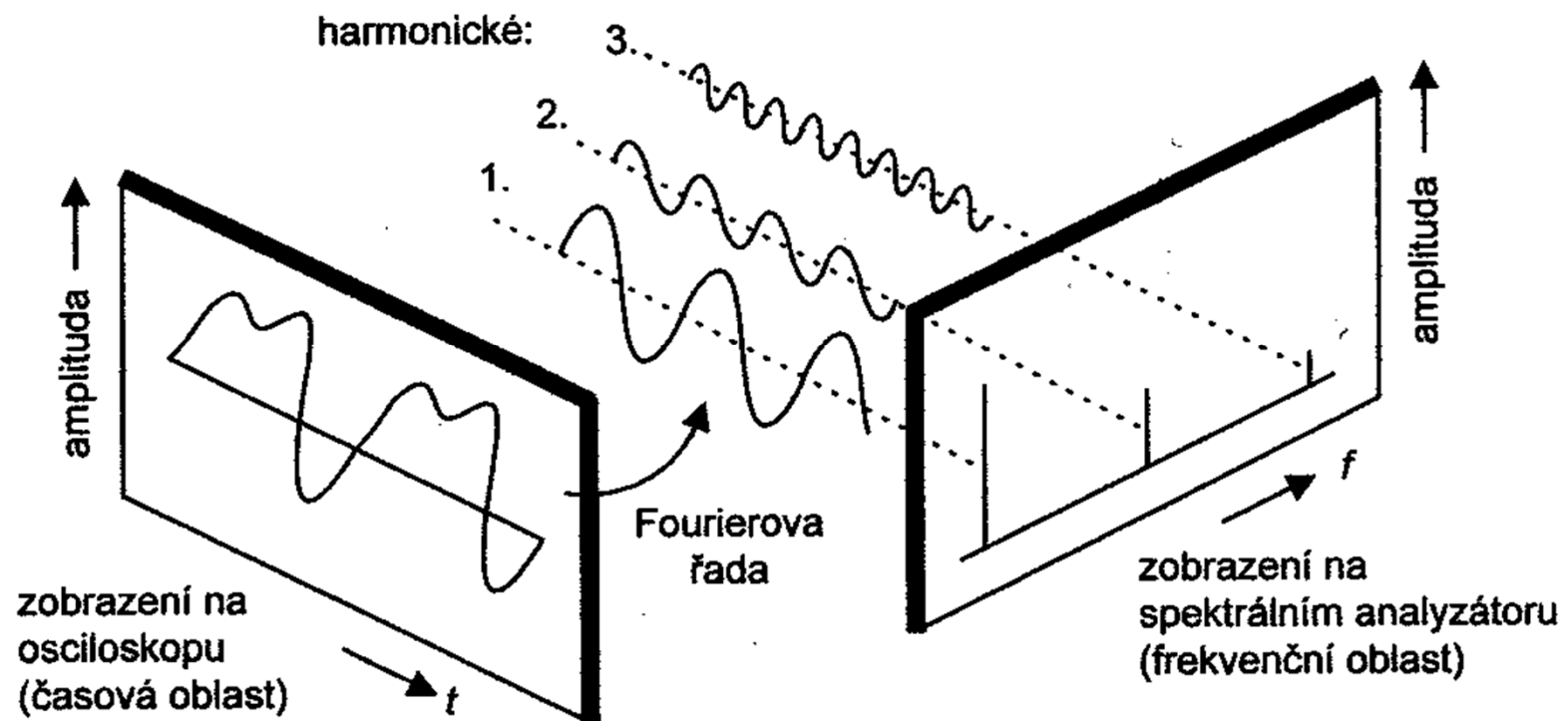
$$y(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} y(t) \cdot e^{i\omega t} dt$$

se nazývá Fourierova transformace, která převedla záznam  **$y(t)$**  z časové oblasti na funkci  **$y(\omega)$**  v oblasti frekvenční. Funkci  **$y(\omega)$**  nazýváme spektrum signálu  **$y(t)$** .

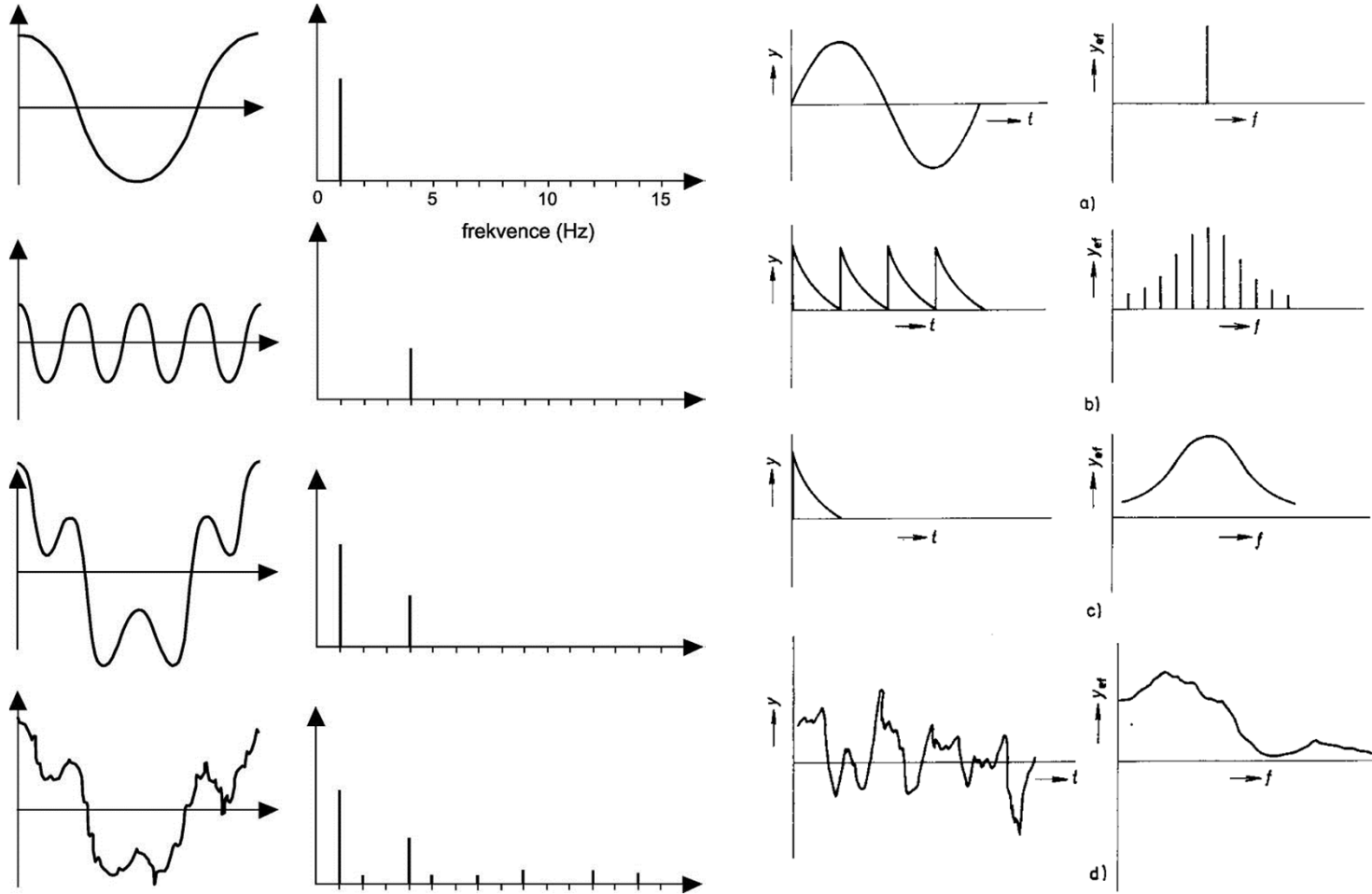
Opačný postup, v našem případě převádí spektrum signálu na časovou funkci, ukazuje inverzní vztah:

$$y(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} y(\omega) \cdot e^{-i\omega t} d\omega$$

# Princip Fourierovy transformace



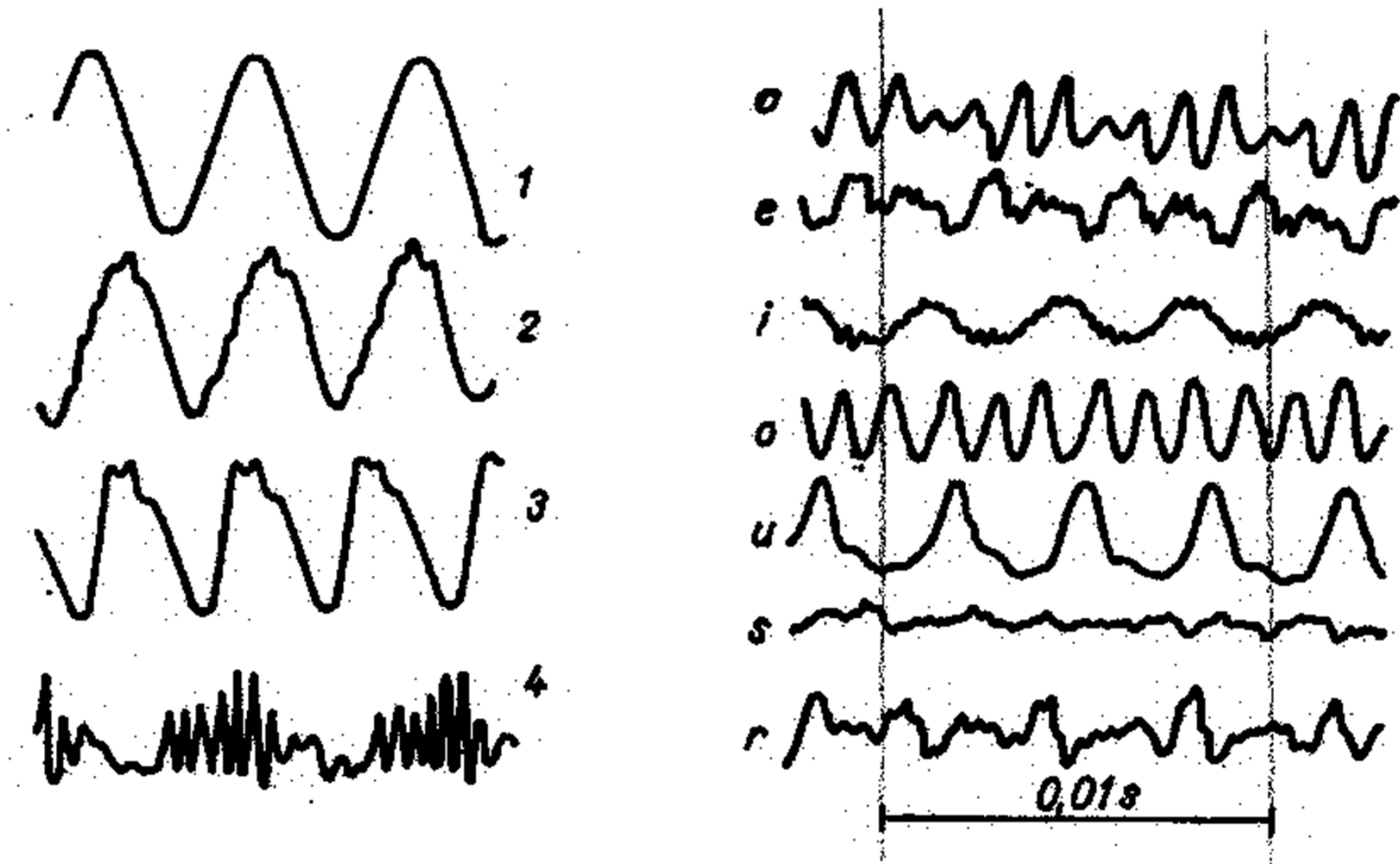
# Příklady signálů a spekter



# Časové záznamy tónů

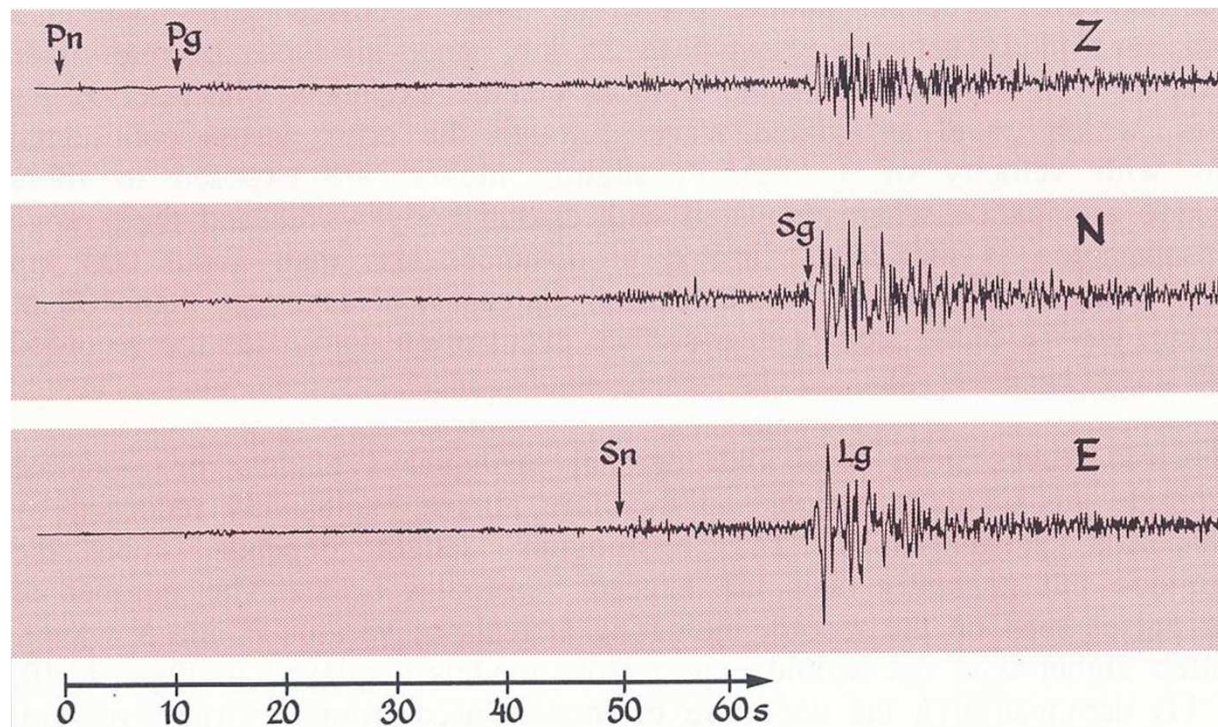
(1-ladička, ě-housle, 3-flétna, 4-klarinet)

a řeči (a, e, i, o, u, s, r)





# Třísložkový záznam zemětřesení (M=4,6, vzdálenost 490 km)



Převzato z Kulhánek (1990)

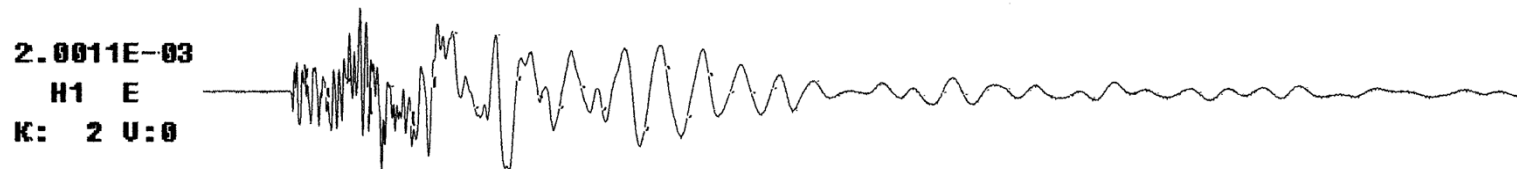
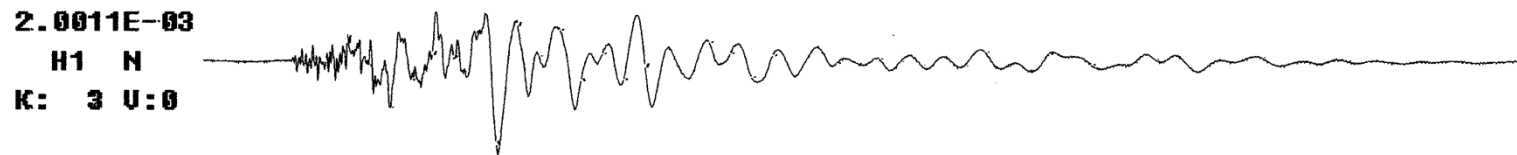
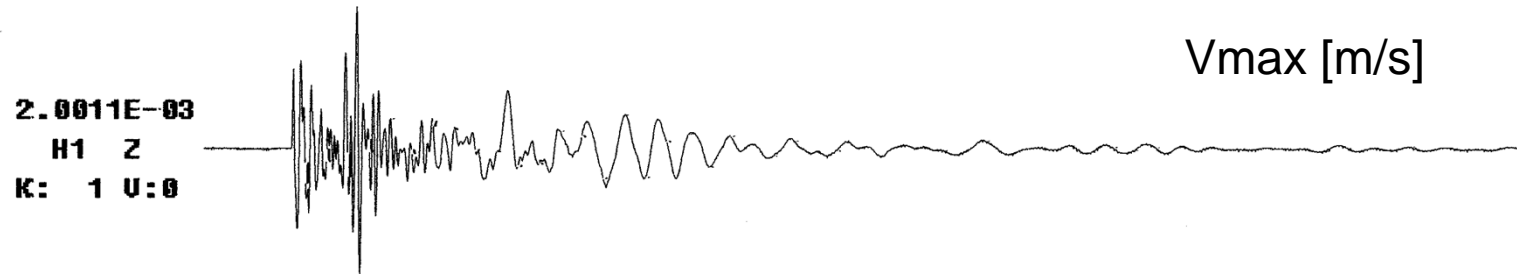
# Seizmické vlny vyvolané trhacími pracemi

Intenzita vyvolaného kmitání závisí na

- charakteru zdroje kmitání (parametry projektu TP),
- geologických poměrech prostředí, kterým se vlny šíří,
- charakteru vibrujícího objektu (základové poměry, hmotnost)

Seizmogram (záznam velikosti vibrací v závislosti na čase) jevu vyvolaného trhací práci zpravidla obsahuje ostré nasazení P-vlny směrem nahoru (exploze), několik dalších nástupů (vliv časování a geologického prostředí), často dominuje skupina povrchových vln.

# Patní odstřel Koberžice (147 kg)



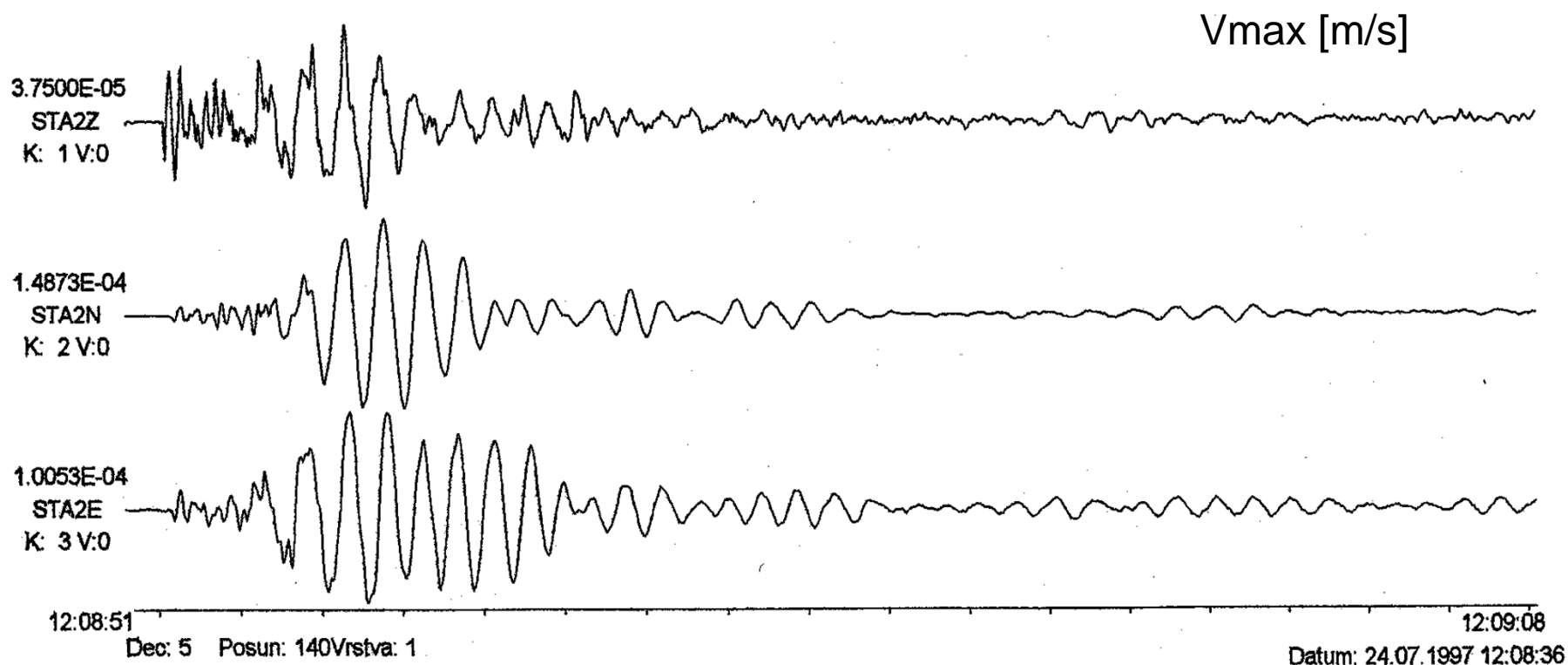
11:49:39

Dec: 5 Posun: 1300 Urstua: 1

11:49:44

Datum: 05.05.1994 11:49:36

# Plošný odstřel Tušimice (2500 kg)





Lom Dewon, Polsko, říjen 2012