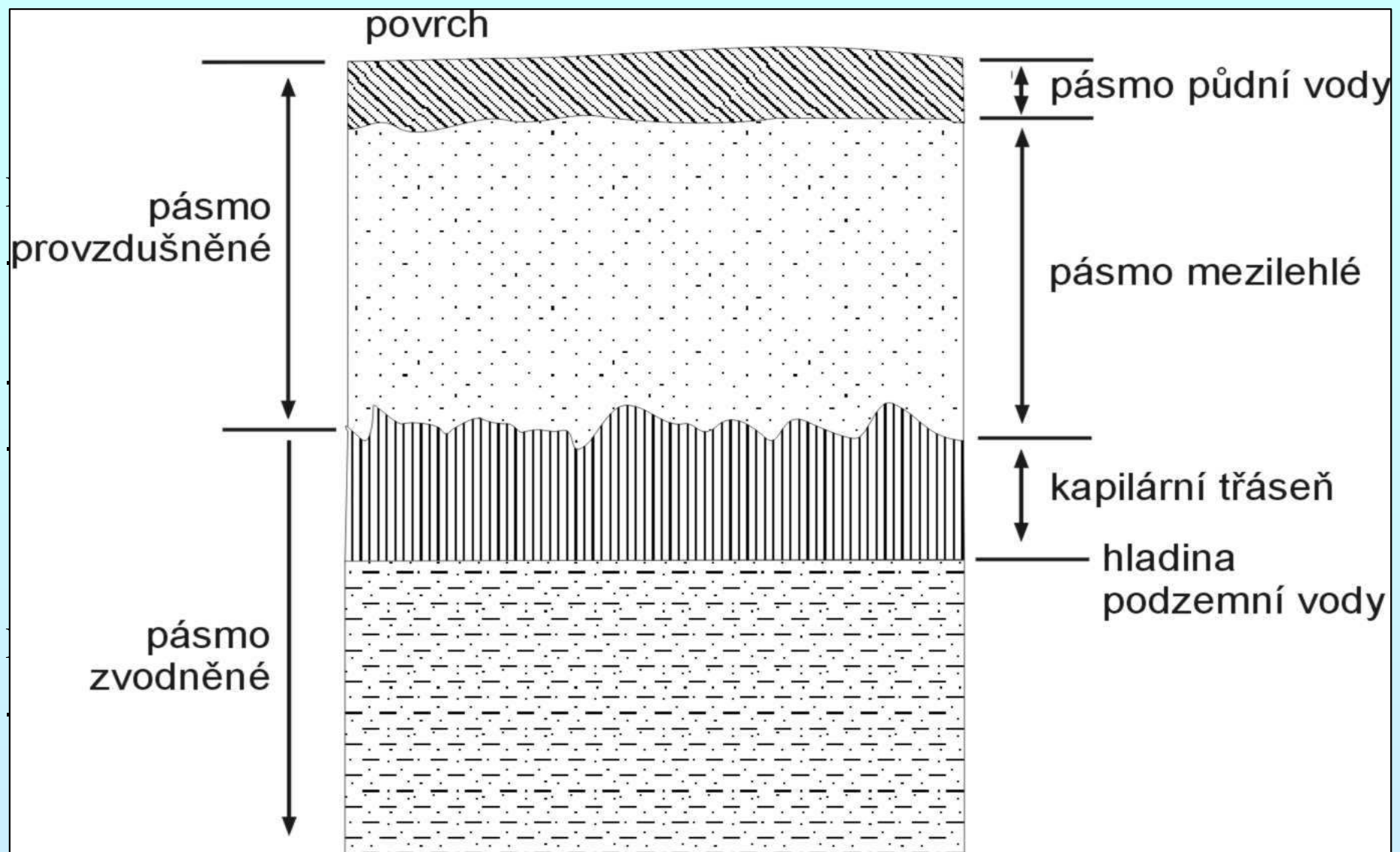


# **ZÁKLADY HYDROGEOLOGIE**

***IV. PŘEDNÁŠKA***



výška kapilární třásně

$$2 \cdot \pi \cdot r \cdot \sigma \cdot \cos \gamma = \pi \cdot r^2 \cdot h_c \cdot \rho_{\text{voda}} \cdot g$$

$$h_c = 0,153/r$$

smáčivá fáze – voda, ostatní kapaliny (v systémech kapalina a vzduch v pórech)

nesmáčivá fáze – plyny a některé kapaliny (v systémech s více kapalinami v pórech)

kapilární tlak  $P$

$$P = P_{NF} - P_{SF} = \frac{2 \cdot \sigma \cdot \cos \gamma}{r}$$

posuzování kapilárního tlaku má význam i v systémech voda – organická kapalina

## Nenasycená zóna

- voda je pod negativním tlakem (tlaková výška  $< 0$ ) v důsledku adhezních sil
- kapilární tlak  $\psi$
- kapilární tlak je funkcí vlhkosti půdy – čím menší vlhkost půdy, tím menší hodnota kapilárního tlaku (větší záporná hodnota) a naopak
- celkový vlhkostní potenciál (energie) je dán součtem tlakového potenciálu (kapilární tlak), gravitačního a ~~osmotického~~ potenciálu

$$\phi_{EV} = P_c + \rho_w \cdot g \cdot z$$

$$\phi_{EW} = \frac{P_c}{\rho_w \cdot g} + z = h + z$$

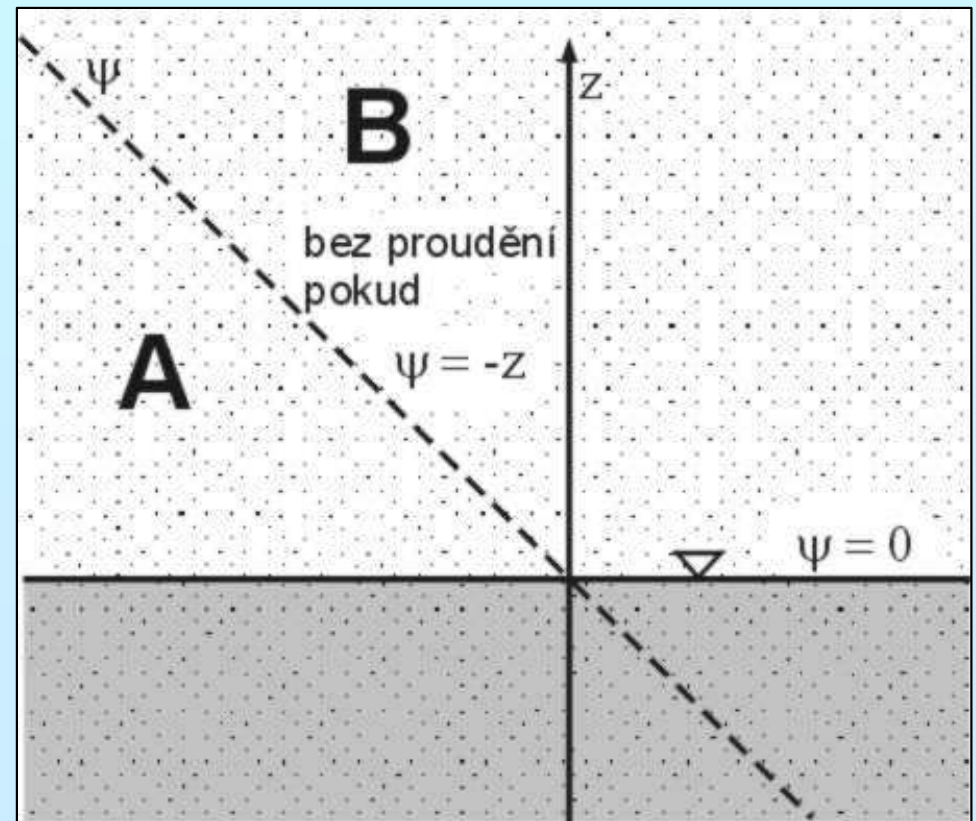
$$\phi = \psi(\theta) + z$$

## jednotky používané pro vyjádření celkového potenciálu

- atmosféry –  $1 \text{ atm}$
- pascaly –  $1 \text{ Pa}$  ( $\text{kPa}$ )
- centimetry vodního sloupce –  $h$  ( $\text{cm}$ )

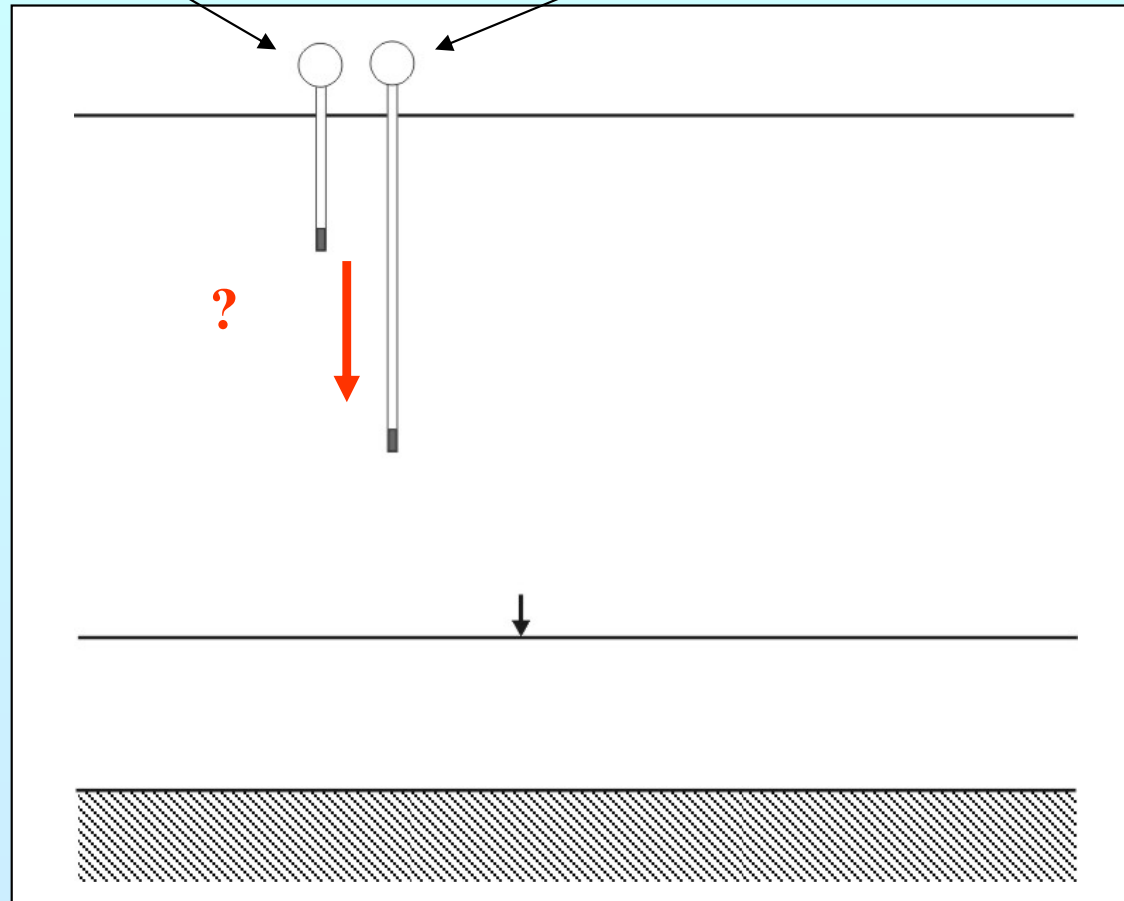
$$1 \text{ atm} = 1000 \text{ cm vodního sloupce} = 10^5 \text{ Pa}$$

$$\phi = \psi(\theta) + z \quad \Rightarrow$$



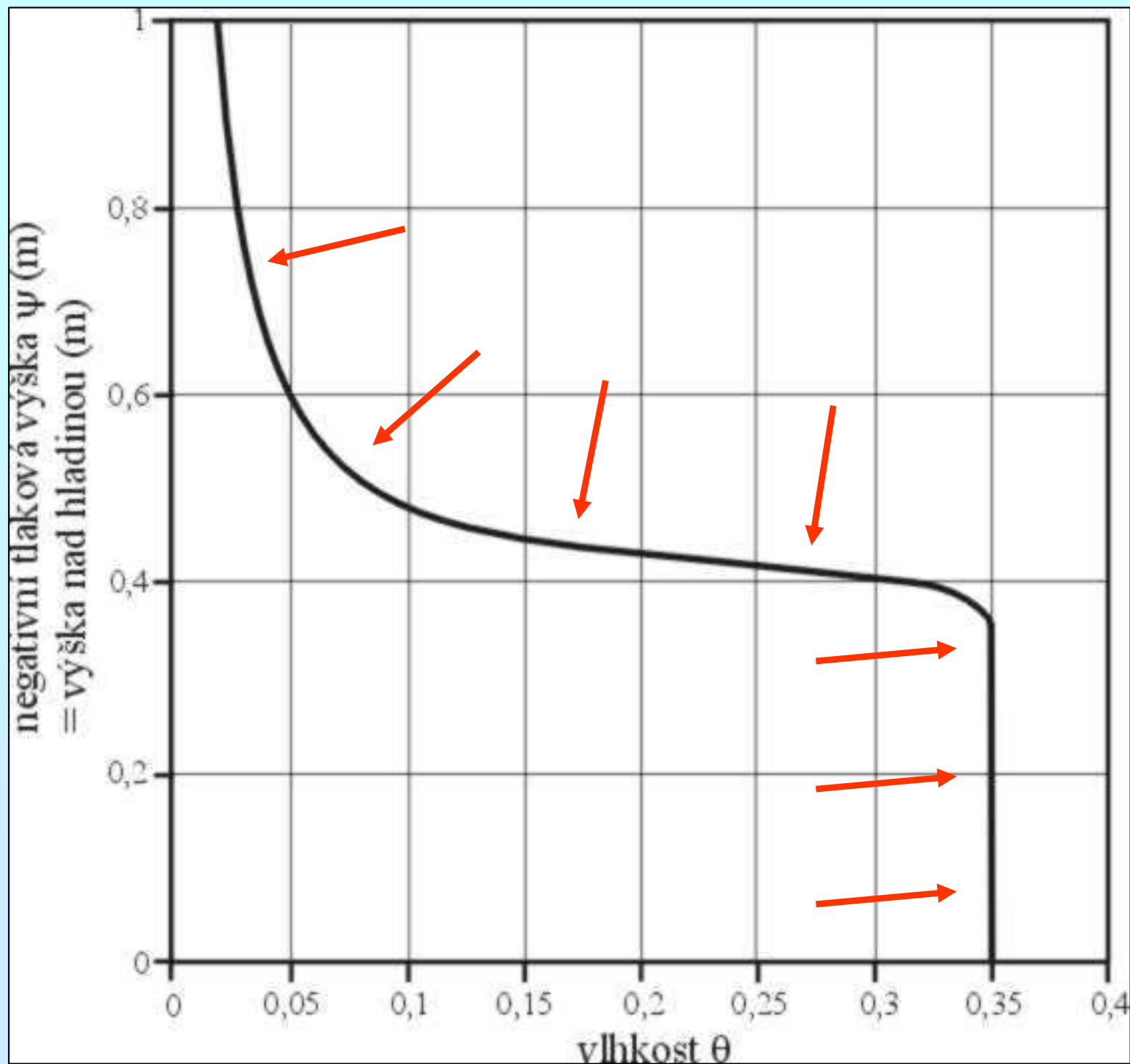
- 20 cm vodního sloupce

- 160 cm vodního sloupce



$$\phi = \psi(\theta) + z$$

Typický  
vlhkostní  
profil  
nezpevněnými  
sedimenty  
v nesaturované  
zóně  
  
(ustálený stav  
bez infiltrace)



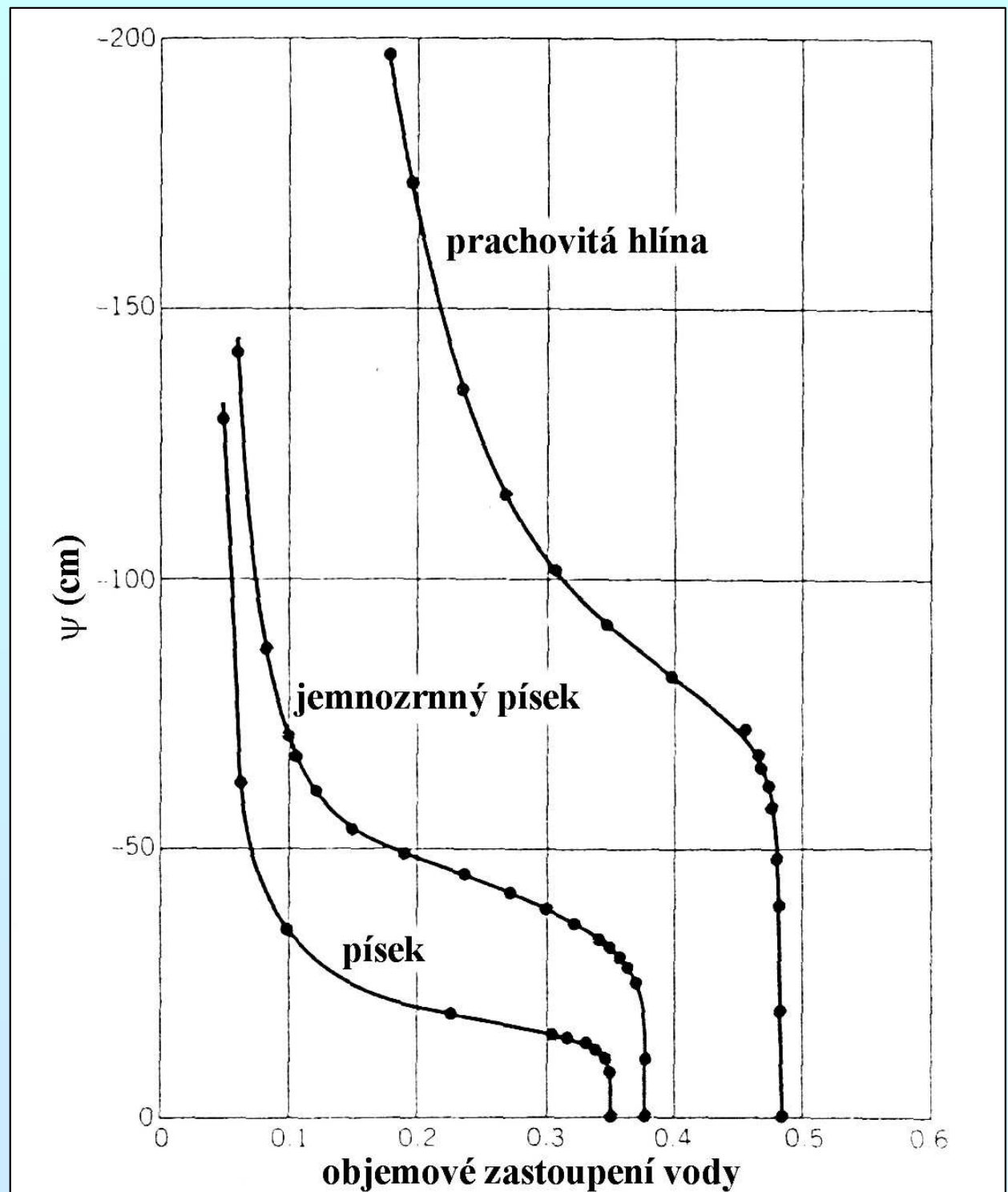
typické vlhkostní profily  
pro různé typy  
nezpevněných sedimentů

rostoucí zrnitost

- posun křivek do levé  
části pole  
(nižší vlhkosti)

vytrídění sedimentů

- špatně vytríděný sediment  
charakterizují  
ploché křivky

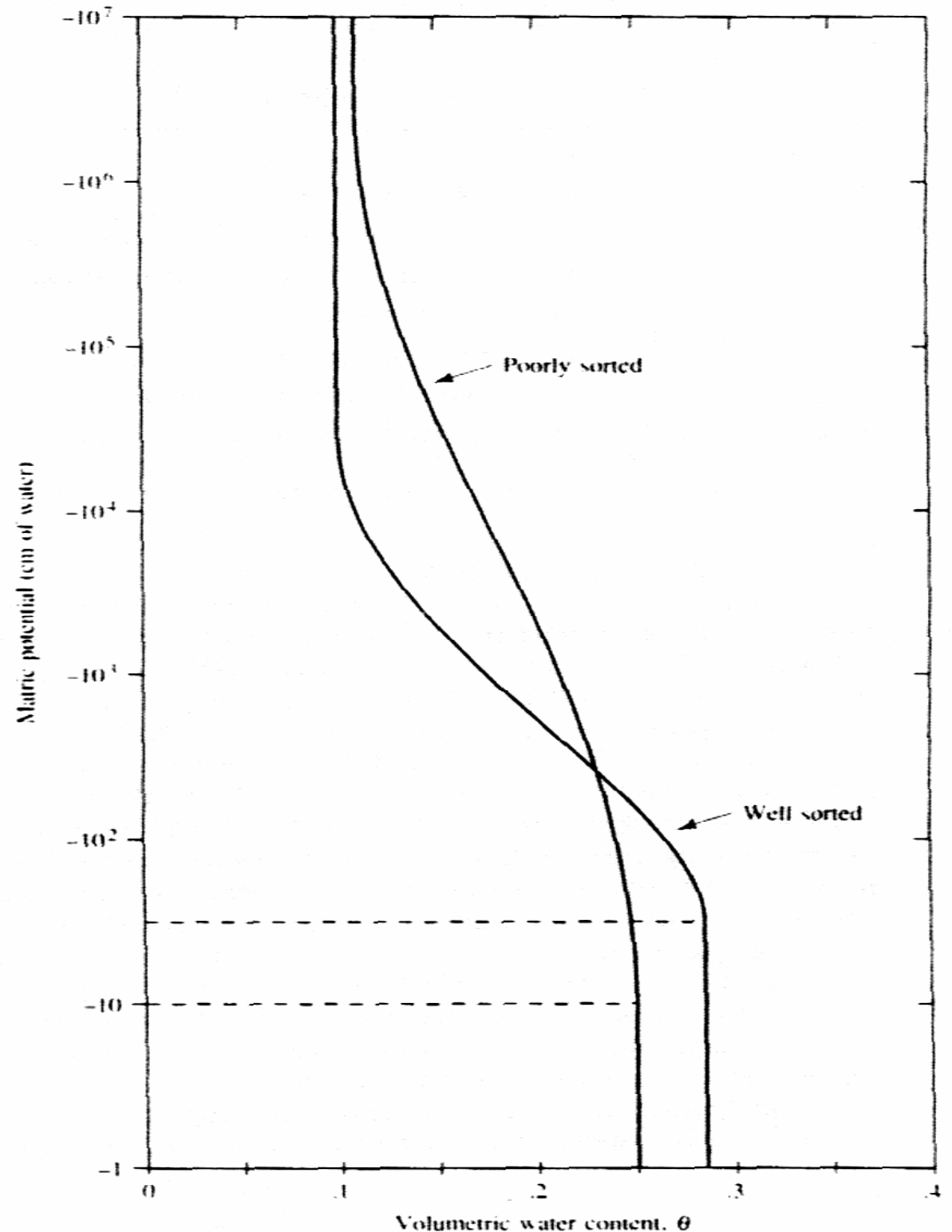




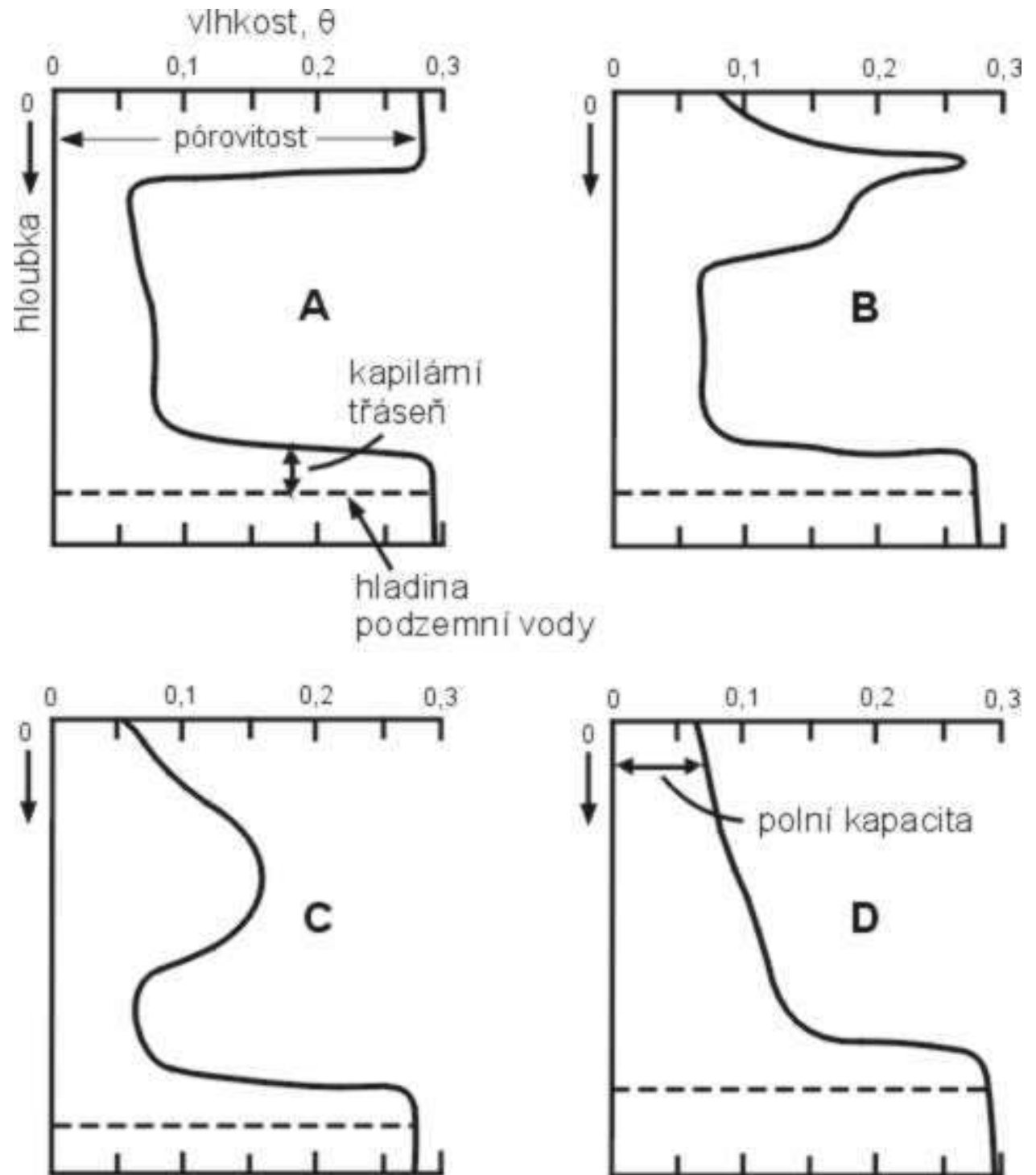
## Křivka kapilární tlak – vlhkost

(soil–water retention curve)

- ukazuje závislost vlhkosti půdy na kapilárním tlaku
- čím je menší vlhkost, tím větší je kapilární tlak
- je vlastností každé zeminy, ve které se vyskytuje smáčejí fáze (voda) a nesmáčejí fáze (vzduch)
- pro různé zeminy má odlišný tvar (zrnitost, vytrídění sedimentů, apod.)
- podobně existují i křivky pro systémy nesmáčejí a smáčejí kapaliny (voda a NAPL, NAPL a vzduch, atd.)



vlhkostní profil  
zeminy  
při pohybu  
infiltrační fronty  
po spadu  
atmosférických srážek



## KONSTRUKCE KŘIVEK KAPILÁRNÍ TLAK – VLHKOST

vzorek nasycený vodou o známém objemu vody je propojen přes porózní desku s buretou

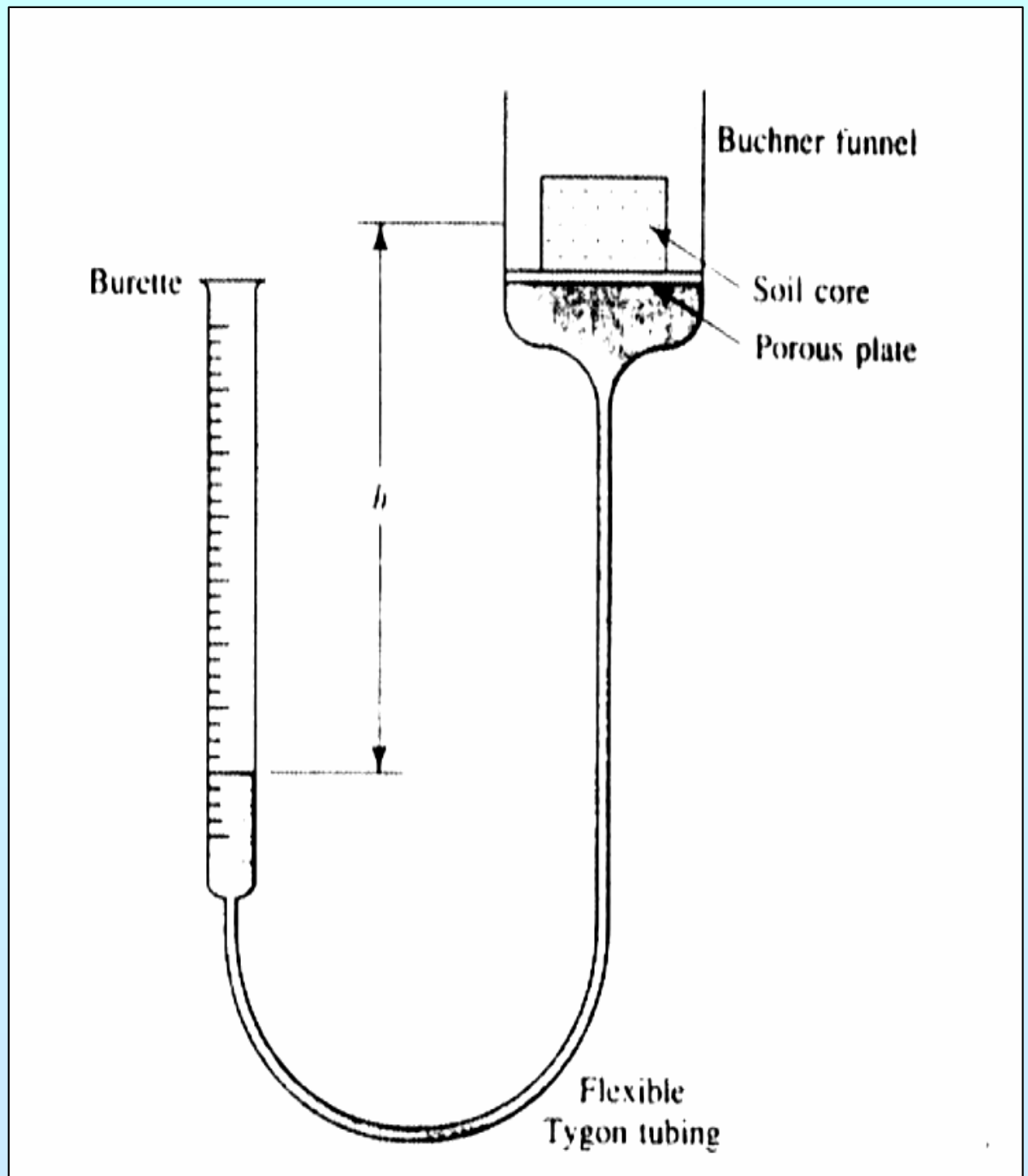
nasycení porózní desky vodou

pohyb burety dolů a nahoru vede ke změně tlakové výšky, což způsobuje uvolnění určitého objemu vody

po ustanovení rovnováhy se odečte hodnota

použitelný postup do  $-300$  cm vody

pod  $-300$  cm vody je nutné použít přetlak v prostoru nad nasyceným vzorkem ( $0,3 - 15$  atm)



## hystereze retenčních čar

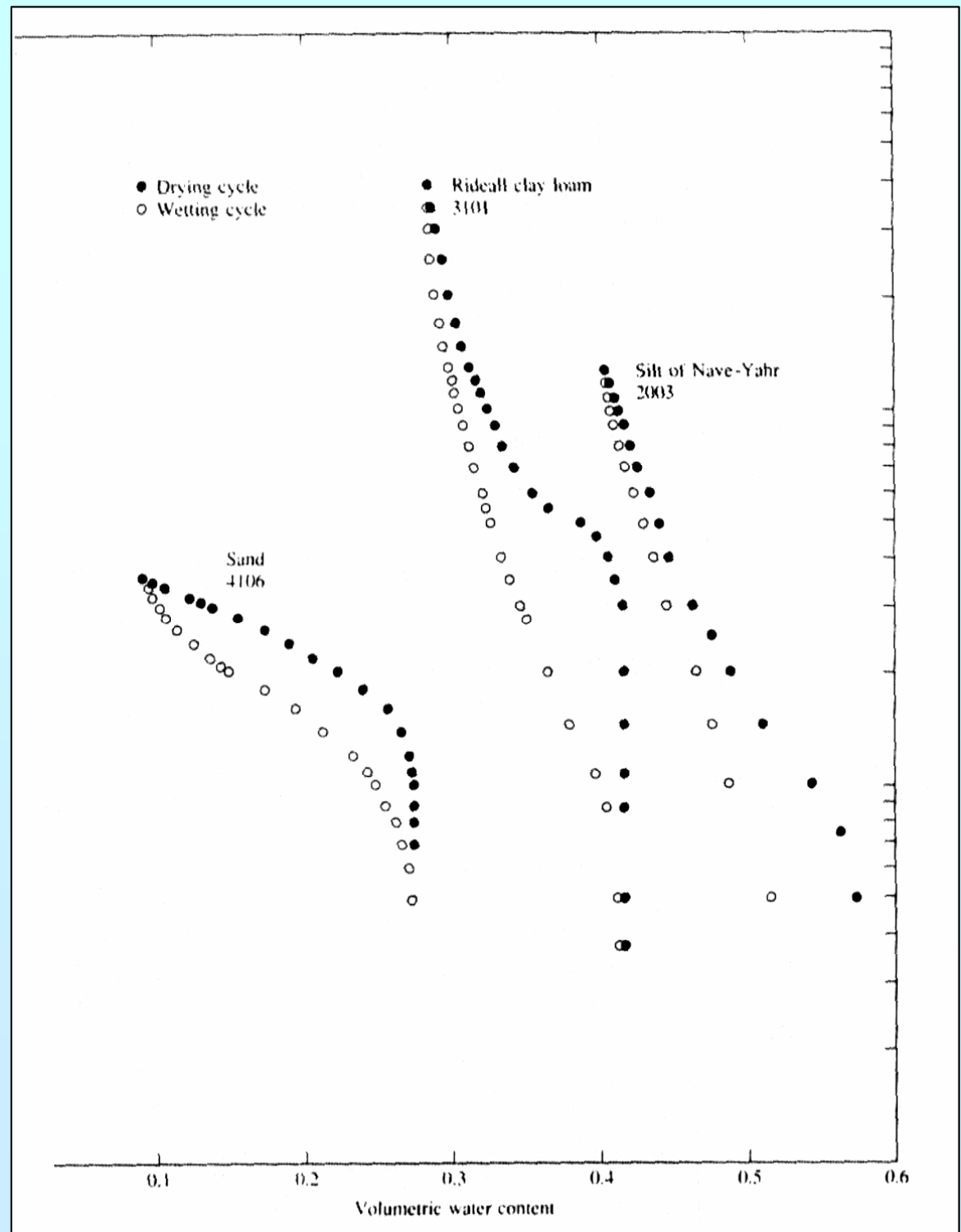
odlišný tvar křivky

1. drenážní větev  
(drainage)

- vstup nesmáčejího  
fluida

2. nasávací větev  
(imbibition)

- vstup smáčejího  
fluida



Rovnice **Brooks-Corey** vyjadřuje vztah mezi kapilárním tlakem a vlhkostí

- experimentální stanovení na odebraných vzorcích zemin

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \left( \frac{\psi}{\psi_b} \right)^{-\lambda}$$

$\theta$  vlhkost

$\theta_s$  vlhkost vodou nasyceného vzorku

$\theta_r$  reziduální vlhkost

$\psi$  kapilární tlak

$\psi_b$  vstupní tlak vzduchu (bubbling pressure)

$\lambda$  experimentálně odvozený parametr  
pro daný typ půdy

$$S_e = \left( \frac{S_w - \theta_r}{1 - \theta_r} \right)$$

$$S_w = \frac{\theta}{\theta_s}$$

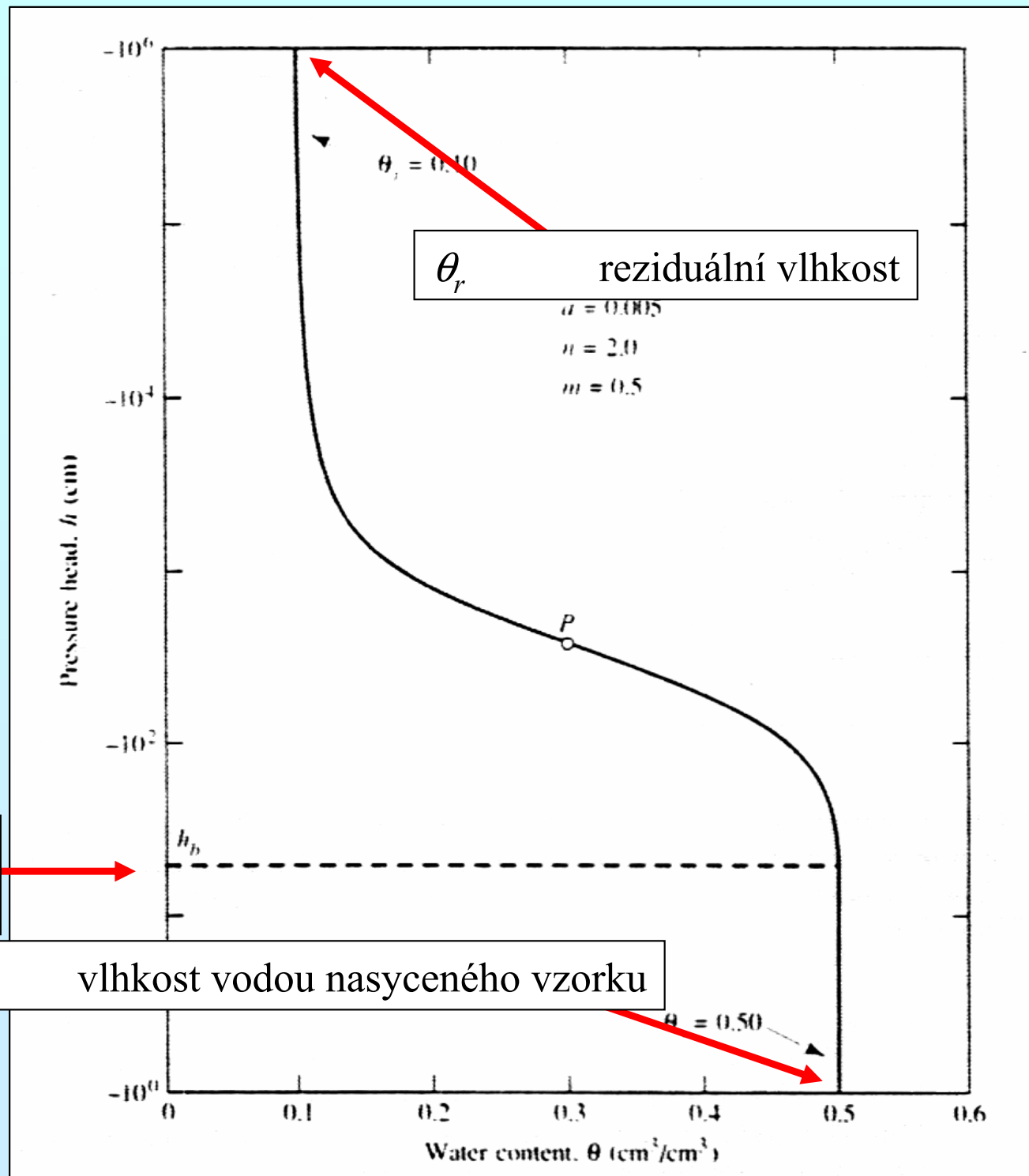
$S_e$  efektivní nasycení

$\theta_r$  reziduální vlhkost

určení parametrů  
do rovnice  
Brooks-Corey  
z křivek  
kapilární tlak - vlhkost

$\psi_b$  vstupní tlak vzduchu  
(bubbling pressure)

$\theta_s$  vlhkost vodou nasyceného vzorku

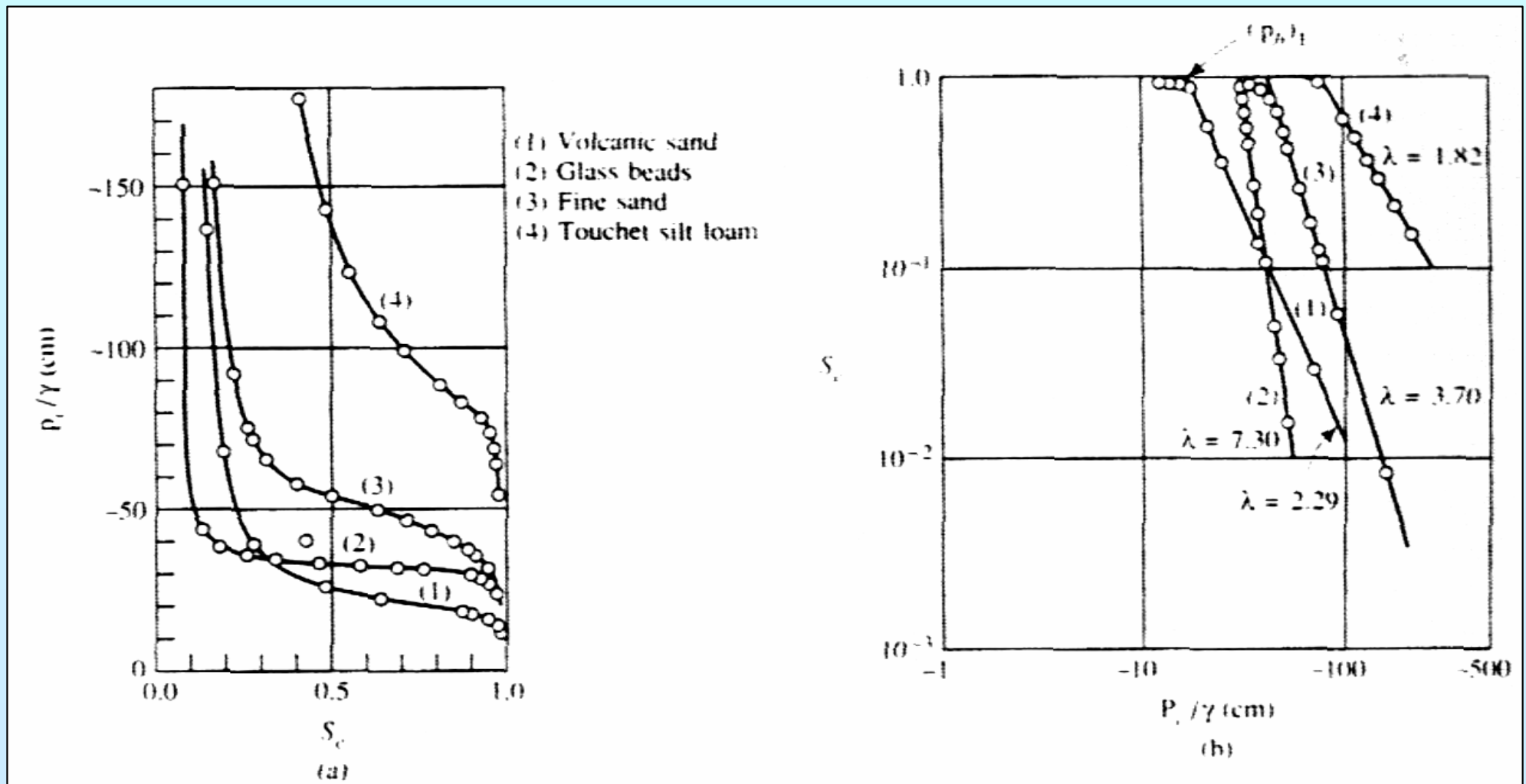


## určení parametru $\lambda$ do rovnice Brooks-Corey

vynesení hodnot změřeného kapilárního tlaku  $P_c$  jako podíl  $P_c/\gamma$  (specifická hmotnost vody) proti efektivnímu nasycení

v bilogarithmickém měřítku se křivky promítnou jako přímky

sklon těchto přímek odpovídá parametru  $\lambda$



## rovnice van Genuchtena

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha|\psi|^n)^m\right]}$$

$\theta$  vlhkost

$\theta_s$  vlhkost vodou nasyceného vzorku

$\theta_r$  reziduální vlhkost

$\psi$  kapilární tlak

$\alpha, m, n$  experimentálně odvozené parametry

parametry  $\alpha, m, n$  jsou vzájemně propojeny vztahy

$$n = \frac{1}{1 - m}$$

$$\alpha = \frac{1}{\psi_b} \left(2^{1/m} - 1\right)^{1-m}$$



## Určení parametrů pro rovnici van Genuchtena

v grafu vyneseme kapilární tlak v logaritmickém měřítku do maximální hodnoty  
–15 000 cm vody

odečteme hodnoty  $\theta_s$  a  $\theta_r$  (odpovídá tlaku – 15 000)

nalezneme bod P 
$$\theta_P = \frac{\theta_s + \theta_r}{2}$$

sklon  $S$  odpovídá sklonu přímky v bodě P

$$S_P = \frac{S}{\theta_s - \theta_r}$$

určíme odpovídající hodnotu bezrozměrného sklonu  $S_p$

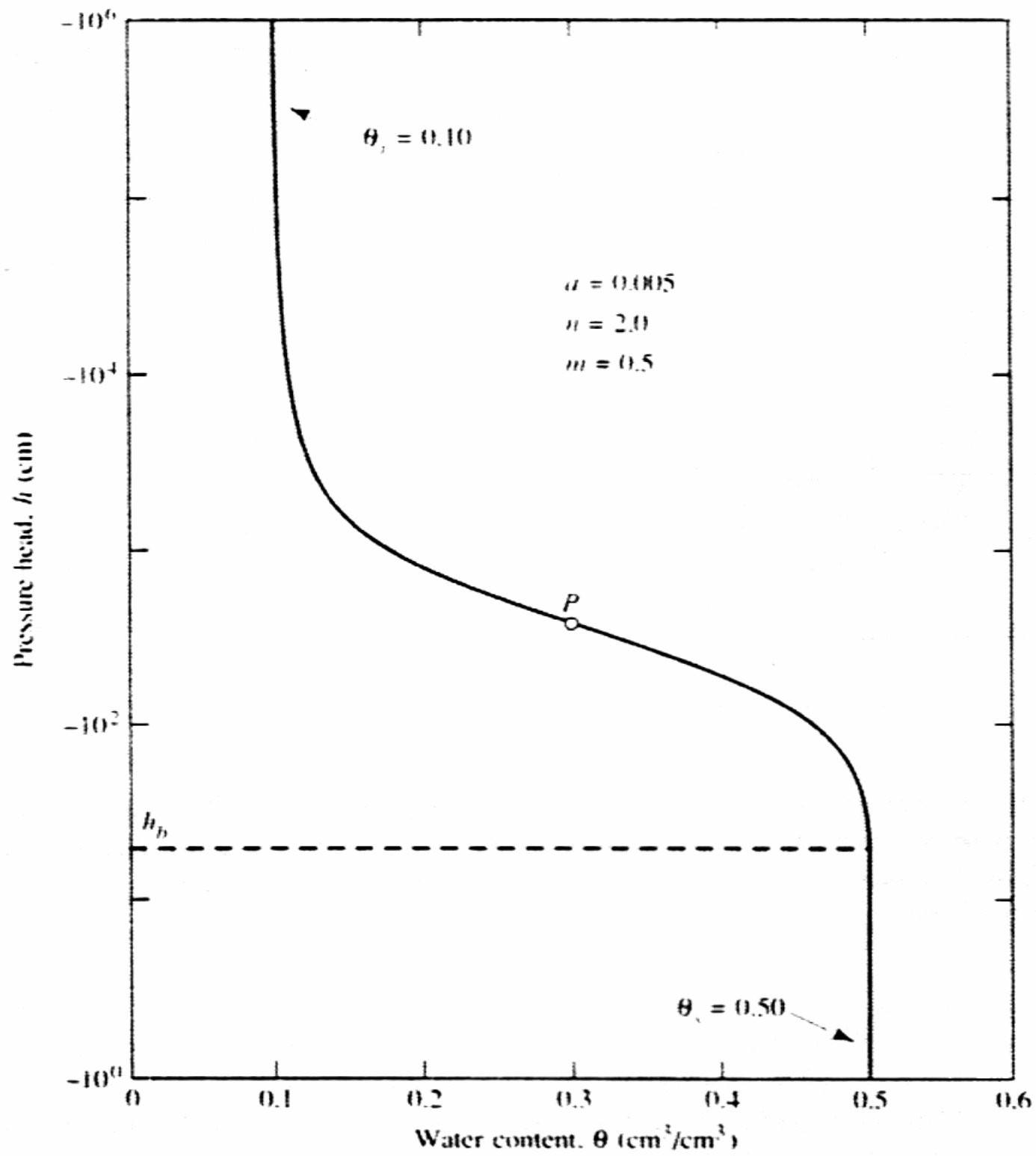
$$(0 < S_p \leq 1)$$

$$(S_p > 1)$$

určíme parametr  $m$

$$1 - \exp(-0,8 \cdot S_p)$$
$$1 - \frac{0,5755}{S_p} + \frac{0,1}{S_p^2} + \frac{0,025}{S_p^3}$$

dopočítáme ostatní parametry –  $n + \alpha$



## Hydraulická vodivost v nenasurované zóně

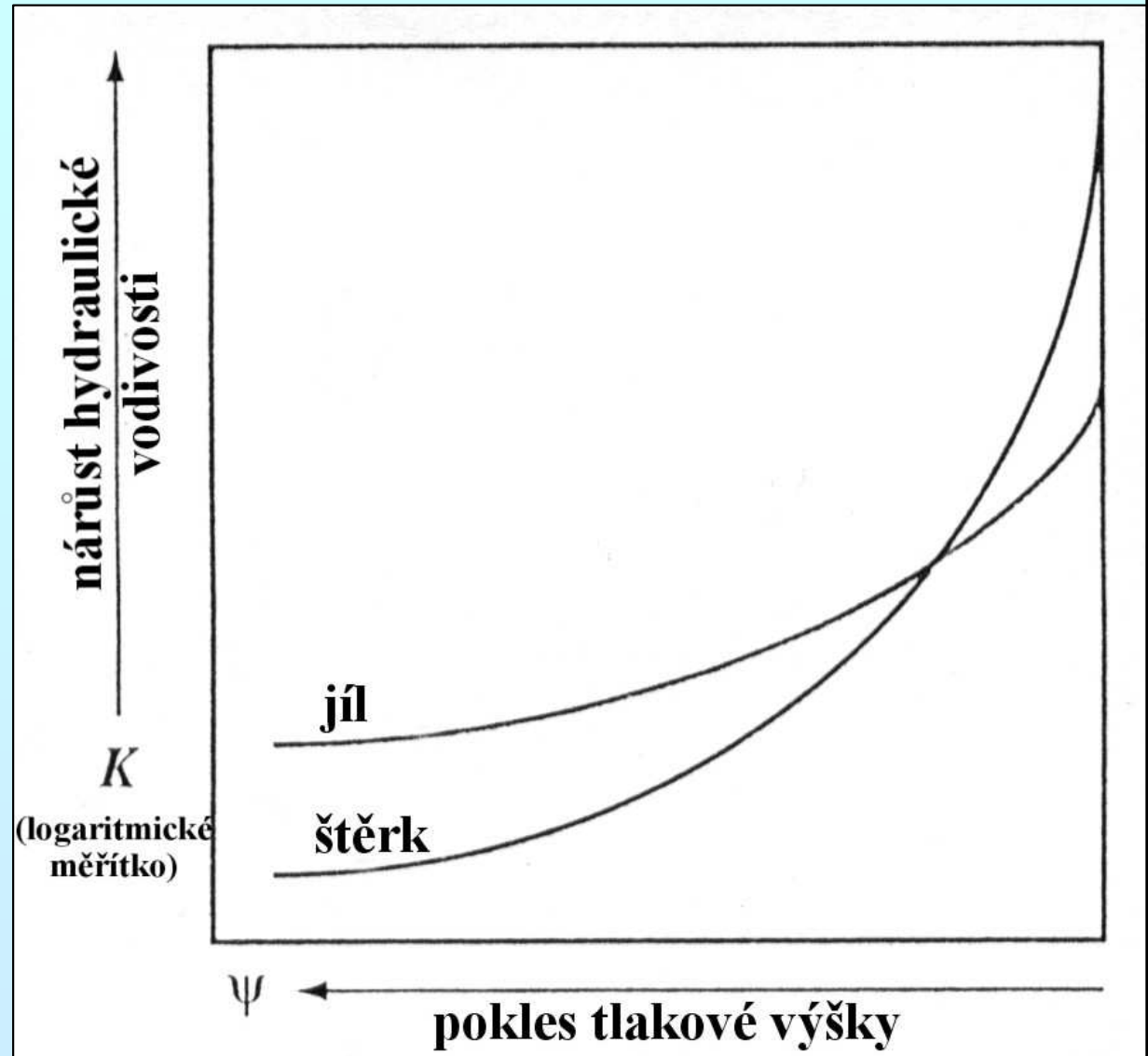
- je funkcí vlhkosti
- s rostoucí vlhkostí roste hydraulická vodivost a naopak
- křivky jsou pro různé horniny odlišné

### např. písky

- charakteristický je výrazný pokles hydraulické vodivosti s poklesem vlhkosti

### např. jíly

- pozvolný pokles hydraulické vodivosti s poklesem vlhkosti



vzorec pro výpočet  
hydraulické vodivosti zeminy  
v nenasycené zóně  
při vlhkosti  $\theta$

$$K(\theta) = \frac{k_r(\theta) \cdot k \cdot \rho_w \cdot g}{\mu_w}$$

vzorec pro výpočet  
hydraulické vodivosti zeminy  
v nenasycené zóně  
při vlhkosti  $\theta$

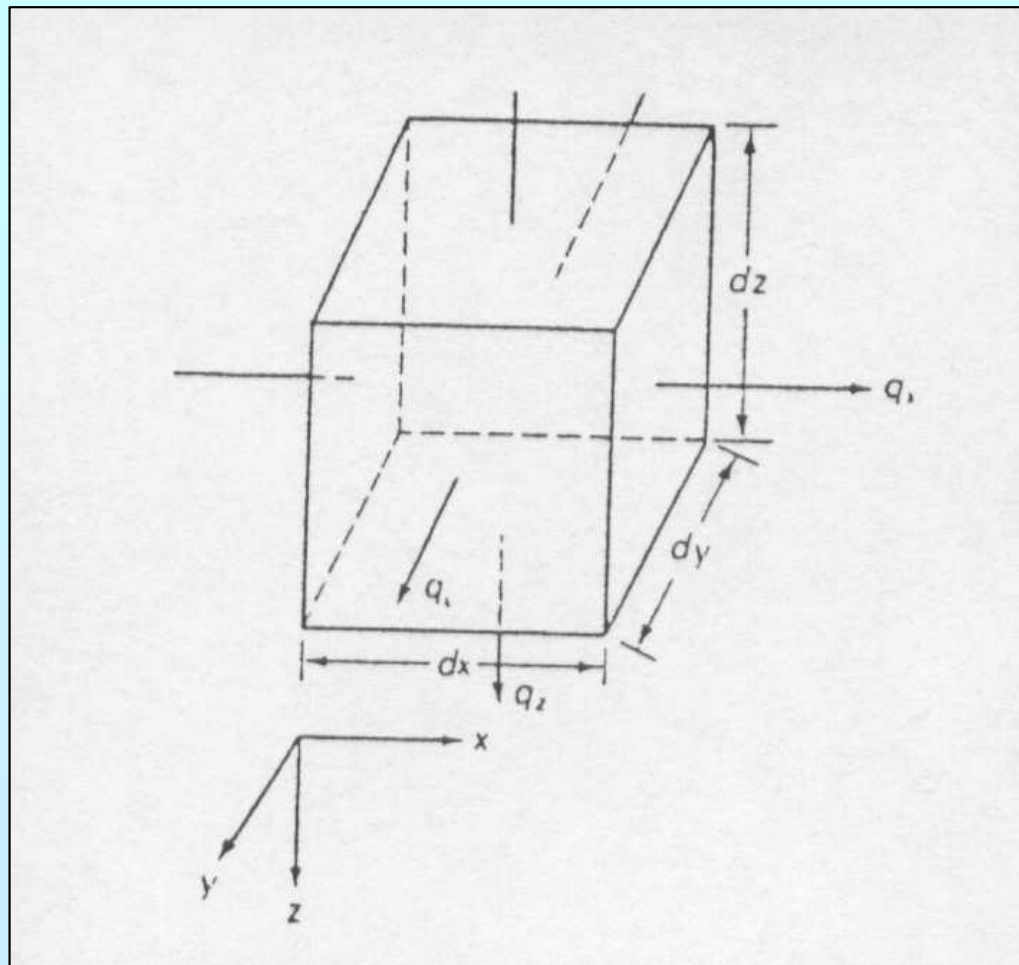
$$K(\theta) = K_s \cdot S_e^{1/2} \left[ 1 - \left( 1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2$$

(podle van Genuchtena)

$$S_e = \frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)}$$

# REGIONÁLNÍ PROUDĚNÍ PODZEMNÍ VODY

Rovnice odvozeny na základě zákona kontinuity a Darcyho zákona



kontrolní objem

## napjatá zvodněň

1-D systém ve směru osy x

$$\rho_v q_x dydz + \frac{\partial}{\partial x} (\rho_v q_x) dx dy dz$$

hmota vody, která vystupuje z kontrolního objemu

3-D systém

$$- \left[ \frac{\partial}{\partial x} (\rho_v q_x) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho_v q_y) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho_v q_z) \right] dx \cdot dy \cdot dz$$

celková změna objemu akumulace vody

při uvažování tlakových změn (změna tlaku – stlačitelnosti), specifického průtoku (Darcyho zákon), změn v piezometrických úrovních, atd. dostaneme základní rovnici neustáleného proudění v 3-D zvodni s napjatou hladinou

$$k \cdot \left[ \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right] = \rho_v \cdot g (\alpha + n \cdot \beta) \cdot \frac{\partial h}{\partial t}$$

2-D systém bez vertikální složky

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S}{T} \cdot \frac{\partial h}{\partial t}$$

ustálené proudění – změna výšky v čase je nulová

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$

Laplaceova rovnice

mezivrstevní přetékání

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{f}{T} = \frac{S}{T} \cdot \frac{\partial h}{\partial t}$$

f – dotace přes poloizolátr

$$f = k' \cdot \frac{(h_0 - h)}{b'}$$

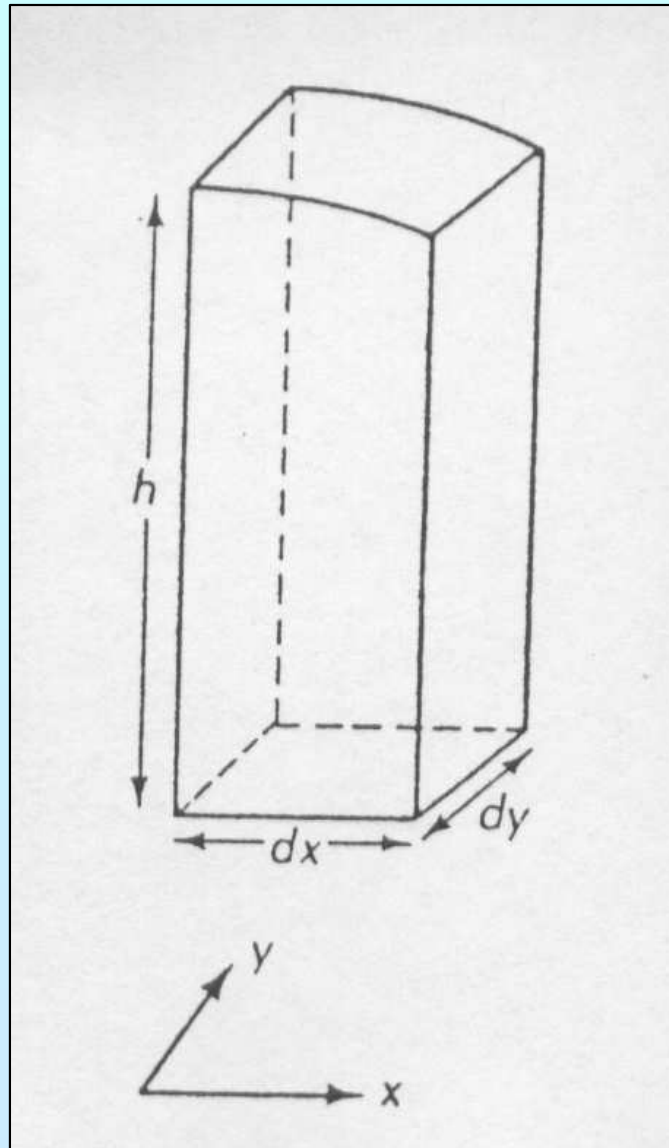
- $k'$  je hydraulická vodivost poloizolátoru
- $b'$  je jeho mocnost
- $h_0$  je hydraulická výška na horní hranici poloizolátoru
- $h$  je hydraulická výška v kolektoru
- podíl  $k'/b'$  se nazývá koeficient netěsnosti

$$B = \sqrt{\frac{k \cdot b \cdot b'}{k'}}$$

- vyhodnocování čerpacích zkoušek – koeficient těsnosti B
- čím větší, tím je přetékání menší

## volná zvodeň

komplikovanější – dochází i k uvolnění objemu vody z drenáže pórů





## Rovnice 2-D proudění ve volné zvodni - **Boussinesqova rovnice**

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( h \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( h \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) = \frac{n_d}{k} \cdot \frac{\partial h}{\partial t}$$

rovnice je nelineární a je obtížně řešitelná – změny mocnosti zvodně

- nejčastější řešení – linearizace rovnice
- pokud je změna hladiny malá ve srovnání s mocností zvodně

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{n_d}{k \cdot b} \cdot \frac{\partial h}{\partial t}$$

rovnice je pak analogická s rovnicí pro napjatou zvodně

## Řešení rovnic

### 1. analytické

- přesné řešení
- přímé řešení parciálních diferenciálních rovnic při značném zjednodušení
- jednoduchý tvar oblast, konstantní hydraulické parametry

### 2. numerické

- parciální diferenciální rovnice jsou převedeny na soustavu algebraických rovnic, které se řeší maticovými metodami
- oblast je rozdělena do dílčích podoblasti – zohlednění heterogenity
- možnost zohlednění komplikované stavby oblasti

metoda konečných rozdílů X metoda konečných prvků

# Řešení rovnic – nutné znát okrajové podmínky

## Zvodeň

- počáteční podmínky
- okrajové podmínky

## Okrajové podmínky

1. typu (Dirichletova) – hydraulická výška na hranici je konstantní

$$***H=konst***$$

2. typu (Neumanova) – přítok je konstantní

$$***q=konst.***$$

specifický případ -  $q=0$

3. typu – lineární kombinací obou výše uvedených – přítok jako funkce hydraulické výšky

$$***q=f(H)***$$

# ustálené X neustálené proudění podzemní vody

## 1. ustálené proudění

- zvodně jsou v dynamické rovnováze
- distribuce hydraulických výšek v čase je konstantní (idealizace)
- množství vody odtékající z kolektoru v zóně vývěru je kompenzováno množstvím infiltrující vody

### příklady

- přírodní režim podzemních vod ve strukturách
- umělé zásahy – dlouhodobé (ustanovení rovnováhy)

## 2. neustálené proudění

- zahájení čerpání – šíření depresního kuželu – porušení rovnováhy
- časem vytvoření rovnováhy nové – dotace ze srážek nebo okrajové podmínky
- u napjatých zvodní – dotace z mezivrstevního přetékání
- nedojde-li k vytvoření rovnováhy – vyčerpávání vody z kolektoru

# REGIONÁLNÍ PROUDĚNÍ PODZEMNÍ VODY

konec 19. století – Chamberlin (1885), King (1899)

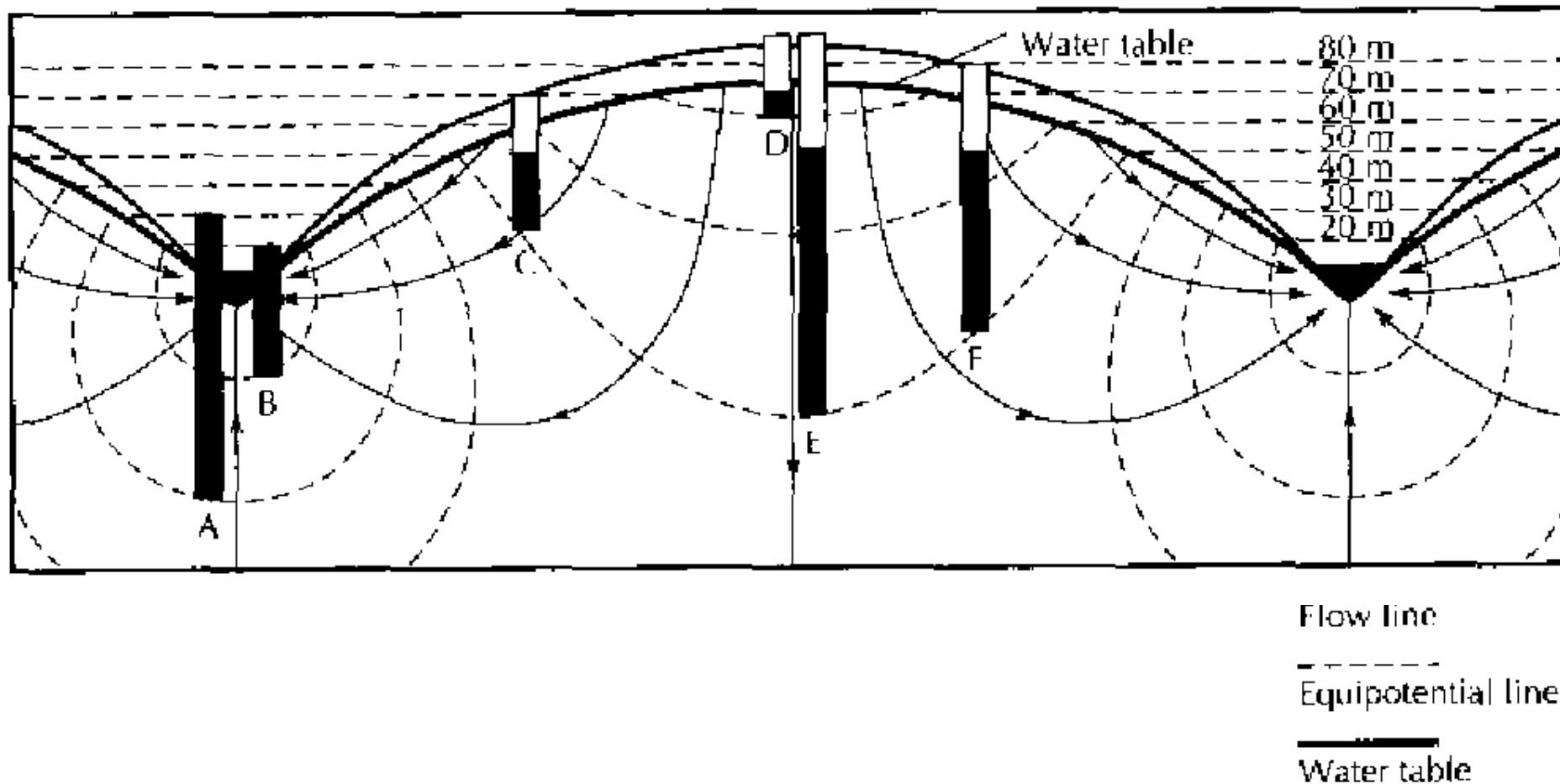
- předpoklad – podzemní voda proudí z výše do níže položených oblastí

*Hubbert (1940)*

- formuloval topograficky řízené proudění podzemní vody

- hybná síla – hydraulický potenciál

- upřesnění starších prací – konstrukce proudnic a equipotenciál



Definice oblastí:

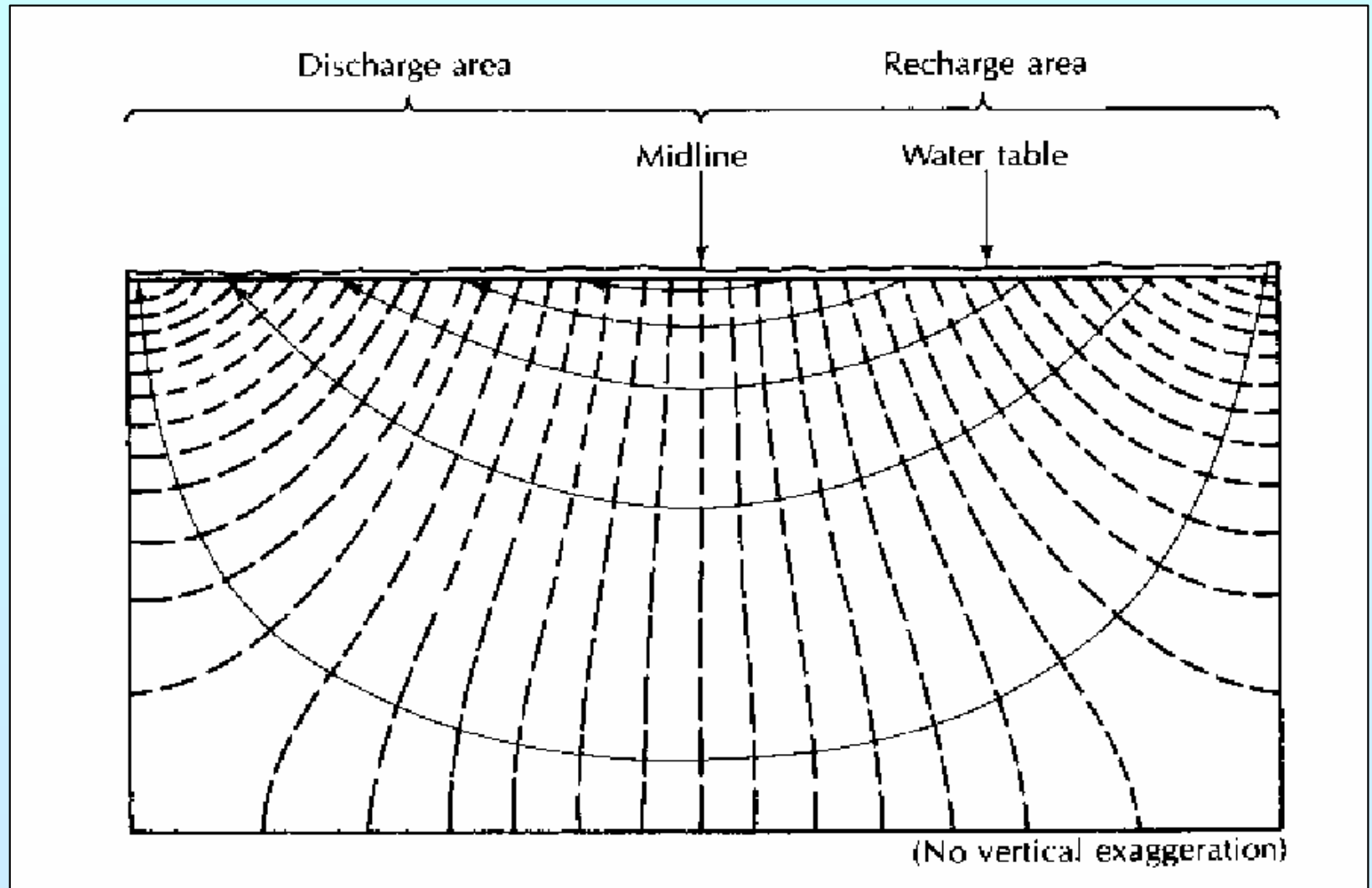
1. oblast doplňování – morfologické elevace, divergence proudnic, vertikální gradient je směrem dolů, hladina je ve větších hloubkách pod povrchem ( $T_{min}$ )
2. oblast odvodňování – morfologické deprese, konvergence proudnic, vertikální gradient je směrem nahoru, hladina je mělce pod povrchem ( $T_{max}$ )
3. oblast transmise – mezi oblastmi doplňování a odvodňování, existuje jen v rozsáhlých strukturách, vertikální gradient je nevýrazný, převažuje horizontální

## Tóth (1962) – zvlnění terénu

- analytické řešení Laplaceovy rovnice proudění podzemní vody
- nutné znát okrajové podmínky k řešení rovnice

1. případ

existuje jen  
regionální  
sklon terénu



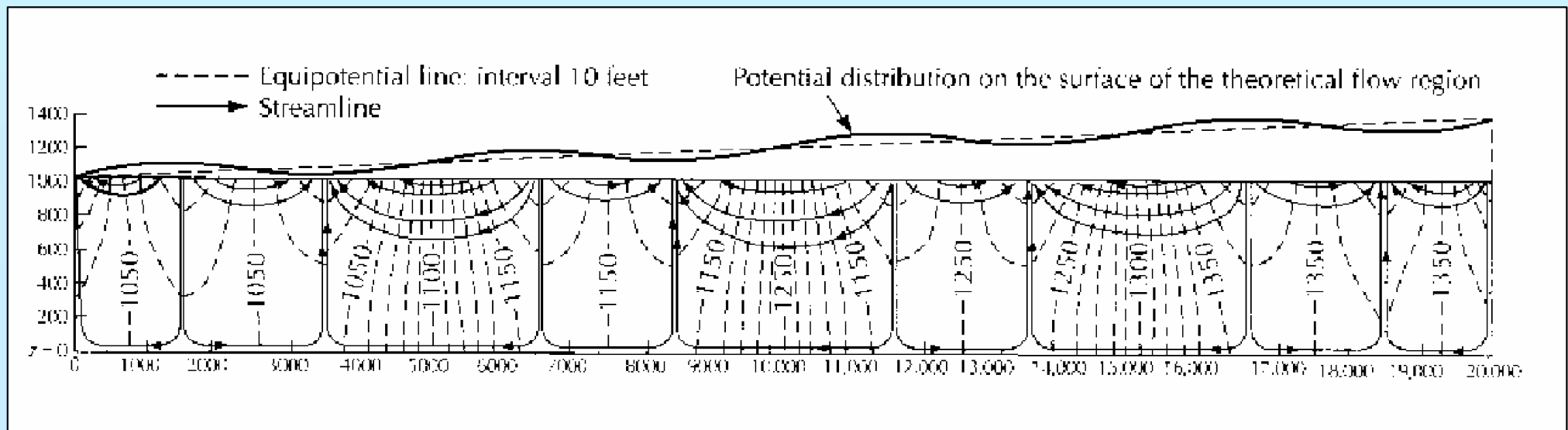
v oblasti se vyvine jen regionální směr proudění, neexistuje oblast intenzivního vývěru podzemní vody (ztráta vody pouze evapotranspirací)

*Tóth (1963)*

- uvažoval příčiny zvlnění hladiny podzemní vody v regionálním měřítku
- důsledek zvlnění terénu (sinusoidální zvlnění) – zvlnění hladiny podzemní vody

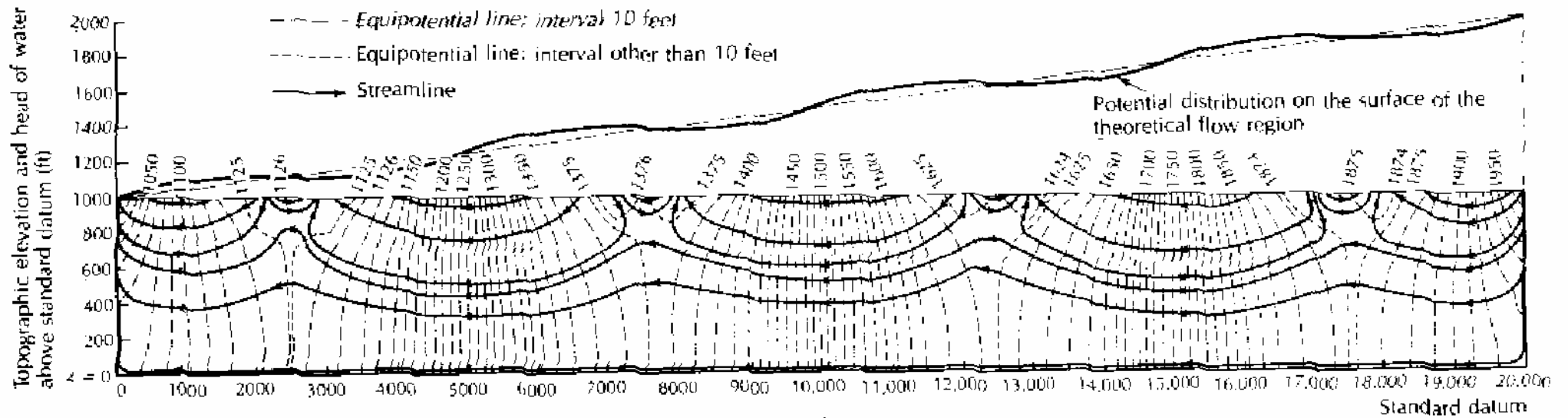
## 2. případ

existuje regionální sklon terénu  
a navíc i lokální zvlnění terénu

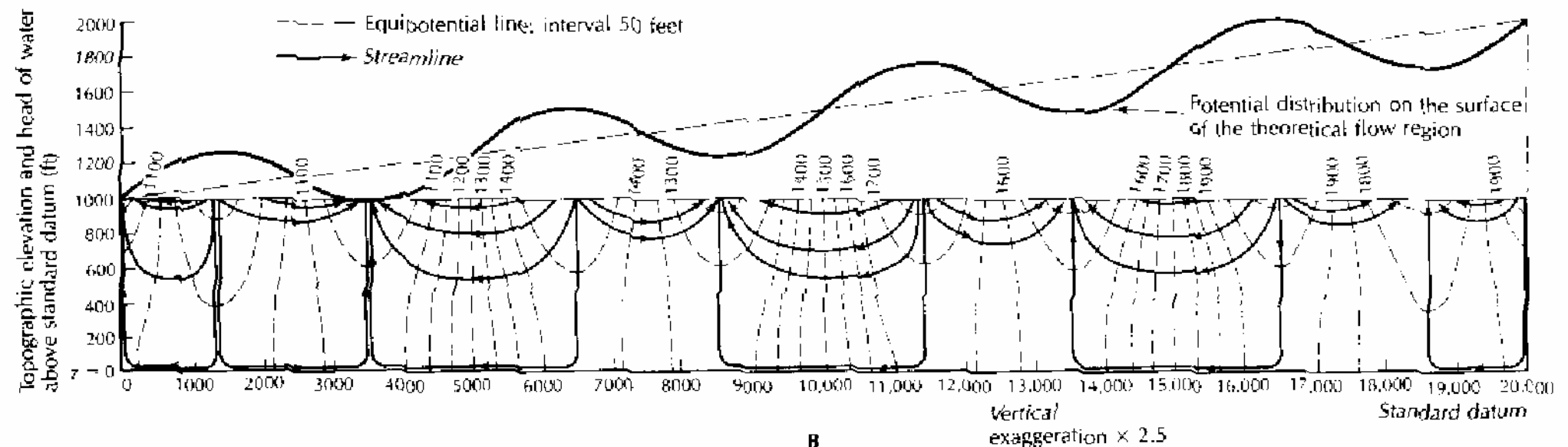




# Intenzita zvlňení terénu v kombinaci s celkovou hloubkou systému určují, jaký typ proudění se v systému vytvoří



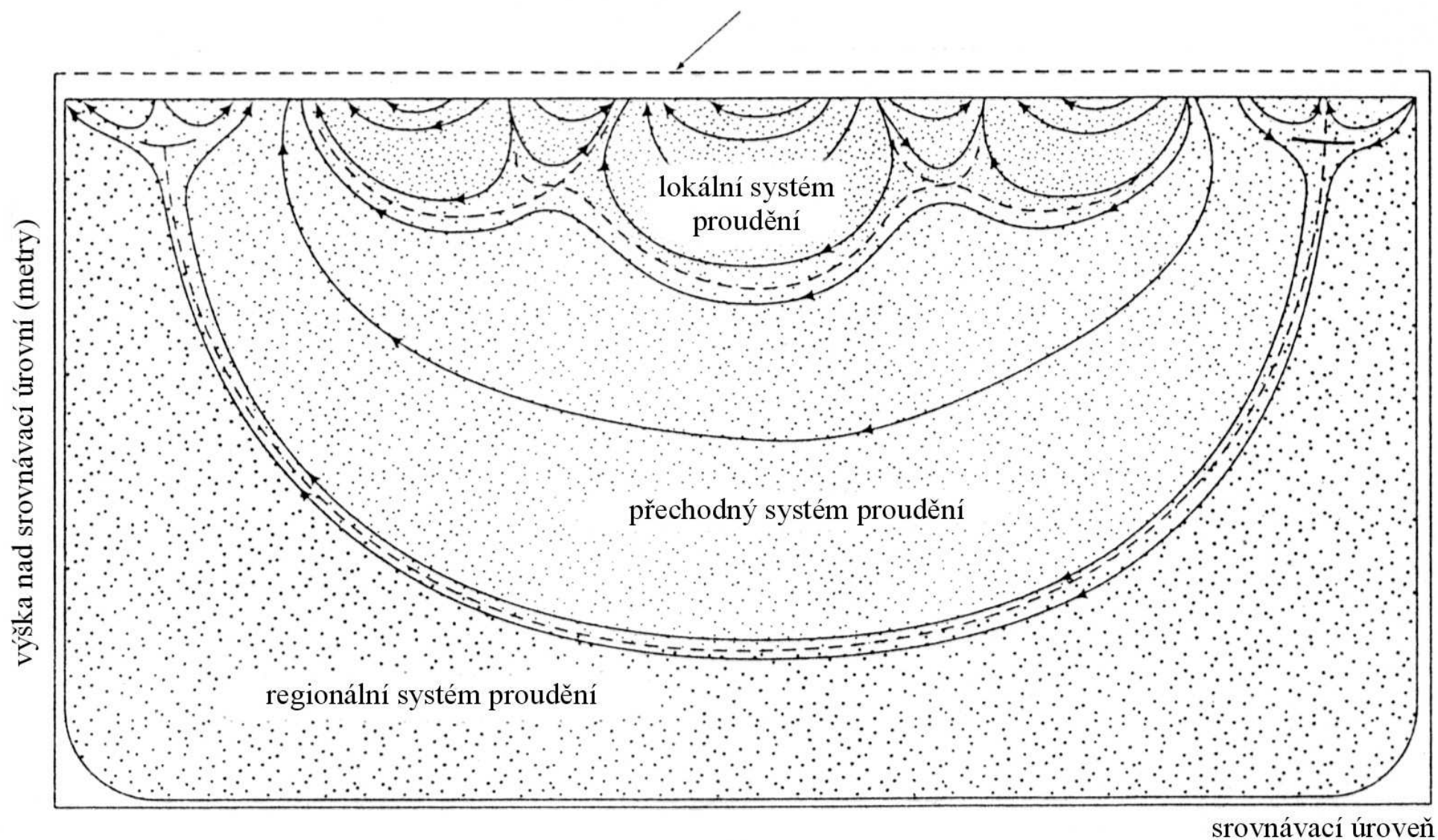
A



B

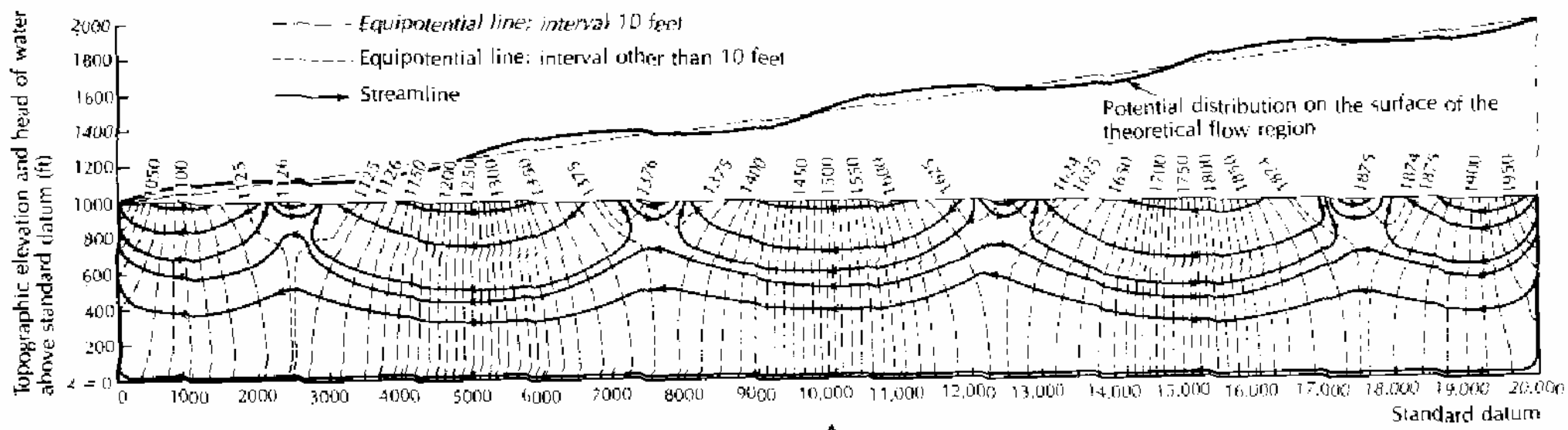
vytváří se 3 systémy proudění

1. lokální
2. regionální
3. přechodný

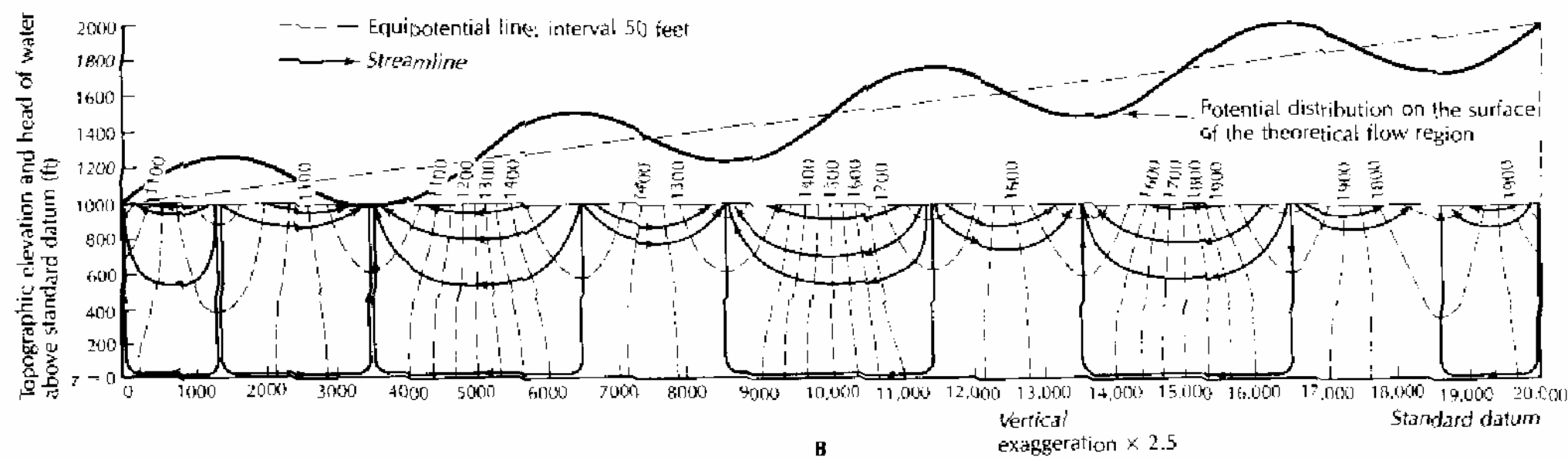


$$h(z, z_o) = \left[ z + \frac{B' \cdot x}{L} + b \cdot \sin \frac{2 \cdot \pi \cdot x}{\lambda} \right]$$

1. pokud je lokální zvlnění reliéfu zanedbatelné,  
vyvine se pouze regionální proudění
2. pokud je regionální sklon terénu zanedbatelný,  
vyvine se pouze lokální systém proudění,  
  
čím intenzivnější je zvlnění terénu,  
tím hlubší je oběh v lokálním systému proudění
3. pokud jsou regionální sklon i zvlnění terénu zanedbatelné,  
proudění je převážně horizontální a k úbytku dochází evapotranspirací
4. pokud existuje lokální i regionální systém proudění,  
vyvine se i přechodný systém proudění



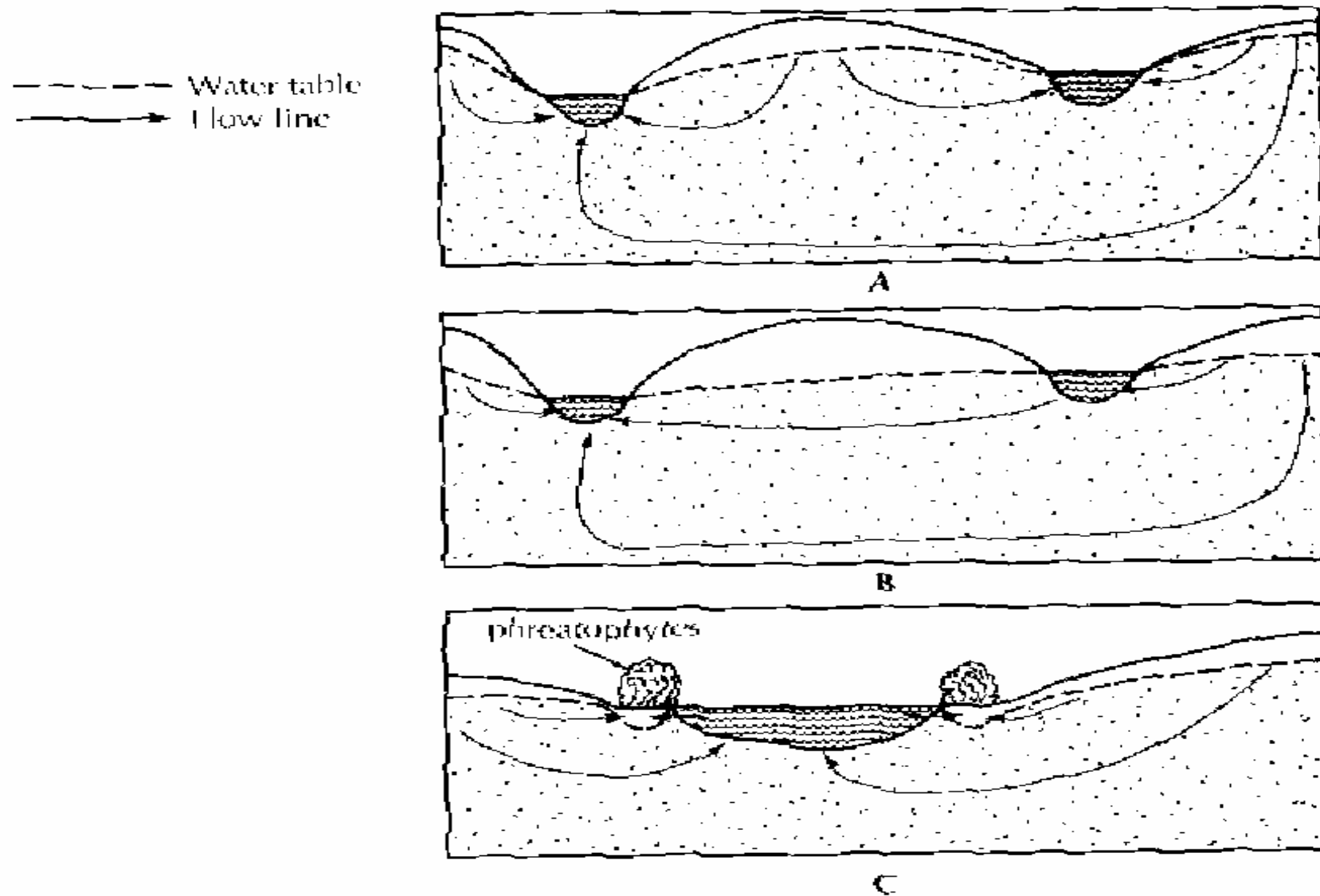
A



B

## identifikace oblastí doplňování a odvodnění:

1. vertikální hydraulický gradient
2. pomocné metody – pramenní vývěry, mokřiny, freatofyty, apod.



# VÝVĚRY PODZEMNÍ VODY, PRAMENY

vývěry podzemní vody – skryté X zjevné

## skryté vývěry

- vývěry do vodních toků nebo nádrží povrchových vod ze dna a z břehů (indikace podle nárůstu  $Q$ )
- vlhká místa a mokřiny

## pramen

- soustředěný přírodní vývěr podzemní vody na zemský povrch
- místo, kde hladina podzemní vody protíná zemský povrch
- prameniště – území se soustředěným výskytem pramenů, které jsou ve vzájemném hydrogeologickém vztahu
- výskyt zpravidla nad erozní bází nebo při její úrovni

## *klasifikace pramenů*

### 1. podle vydatnosti (Pazdro (1964) – modifikace Meinzera (1923))

třída pramene	vydatnost pramene [ l/s ]
I	nad 10 000
II	1 000 - 10 000
III	100 - 1 000
IV	10 - 100
V	1 - 10
VI	0,1 - 1
VII	0,01 - 0,1
VIII	pod 0,01

## 2. podle kolísání vydatnosti

vydatnost pramenů často kolísá – nutno vyjádřit

Pazdro (1964)       $R = \frac{Q_{\max}}{Q_{\min}}$

<b>kategorie</b>	<b>R</b>
stálé prameny	1 – 2
poněkud kolísavé prameny	2 – 10
kolísavé prameny	10 – 50
silně kolísavé prameny	přes 50



Meinzer (1923)

$$V_a = \frac{Q_{\max} - Q_{\min}}{Q_{\text{md}}}$$

$V_a$  - variabilita [ % ]

- je třeba uvést, ke kterému pozorovacímu období se variabilita vztahuje

Netopil

$$r = \frac{Q_{10\%} - Q_{90\%}}{Q} \cdot 100 (\%)$$

$r$  – stupeň variability,

omezuje chybu použití maximálních a minimálních hodnot  $Q$

### 3. podle setrvalosti vývěru

- a) prameny permanentní
- b) prameny intermitentní (občasné) – vyvěrají v určitých obdobích roku
- c) prameny periodické – vyvěrají v pravidelných intervalech

faktory ovlivňující vydatnost pramene

- plocha infiltrační oblasti
- propustnost hornin
- množství infiltrující vody

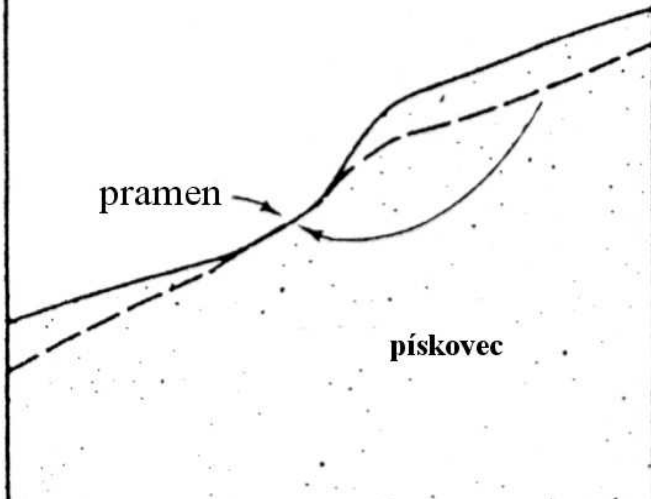
faktory ovlivňující kolísání vydatnosti

- objem kolektoru

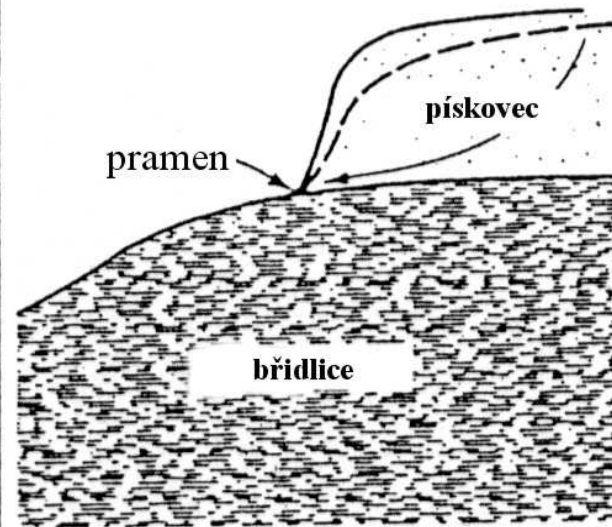
#### 4. podle směru pohybu podzemní vody před jejím vylitím na zemský povrch

- klasifikace významná pro studium hydraulických poměrů struktury
- a) prameny sestupné – výskyt nad erozní bází, odvodnění dílčích částí struktur, např. suťové a vrstevní prameny, jímání horizontálními objekty
- b) prameny výstupné – výstup vody po plochách diskontinuity nebo netěsnostmi v nepropustném podloží, např. artéské prameny, prameny mají charakteristické vlastnosti vyvěrající vody (stálá teplota, apod.), jímání vertikálními objekty
- c) prameny přelivné (bariérové) – synklinální struktury nebo na styku propustných a nepropustných hornin na úpatí svahu

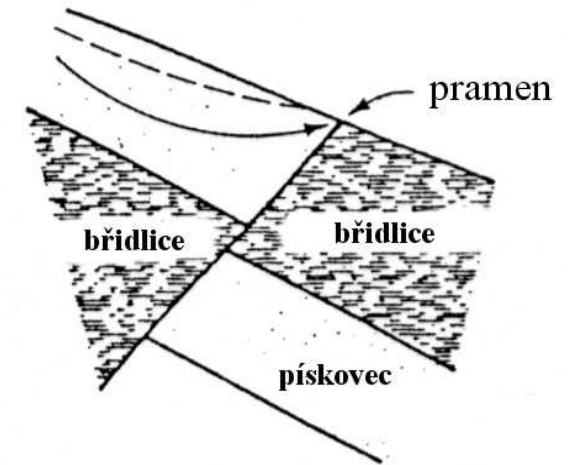
**A svahový**



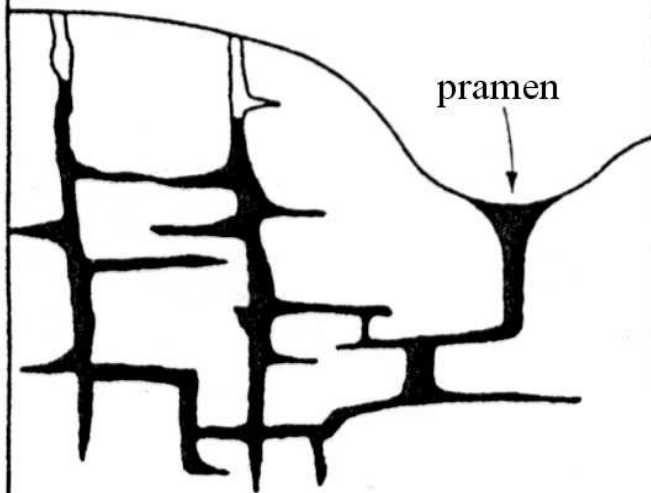
**B vrstevní**



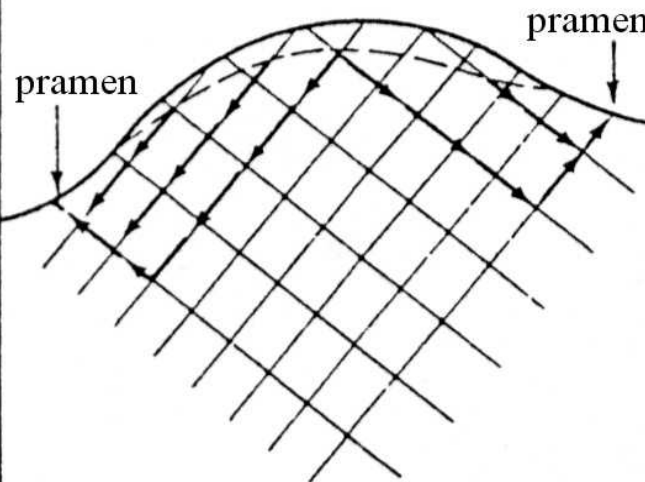
**C zlomový kombinovaný s vrstevním**



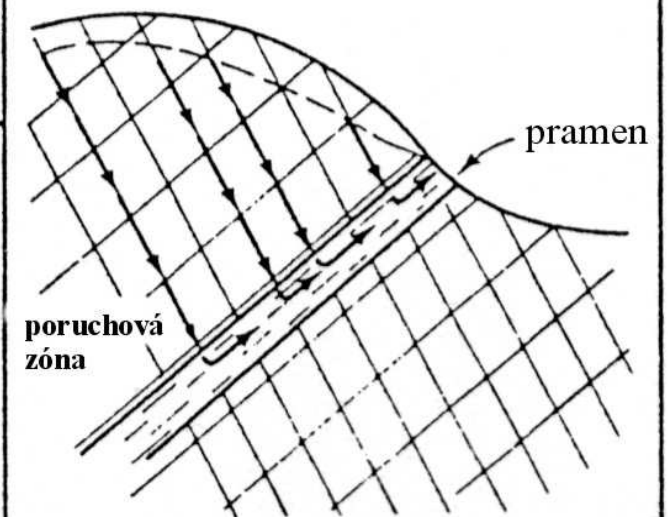
**D krasový (vyvěračka)**



**E puklinový**



**F zlomový s hlubším oběhem**



## 5. podle geologických hledisek

- rozlišení velkého počtu typů pramenů
- význam pro stručné označení charakteru vývěru podzemní vody a pro popis dílčích částí struktur
- vrstevní, suťový, krasový, zlomový, puklinový, artéský, apod.

## 6. podle morfologie terénu

- údolní, terasové, vrcholové

## 7. další názvy pramenů

- hladové, parazitní, apod.