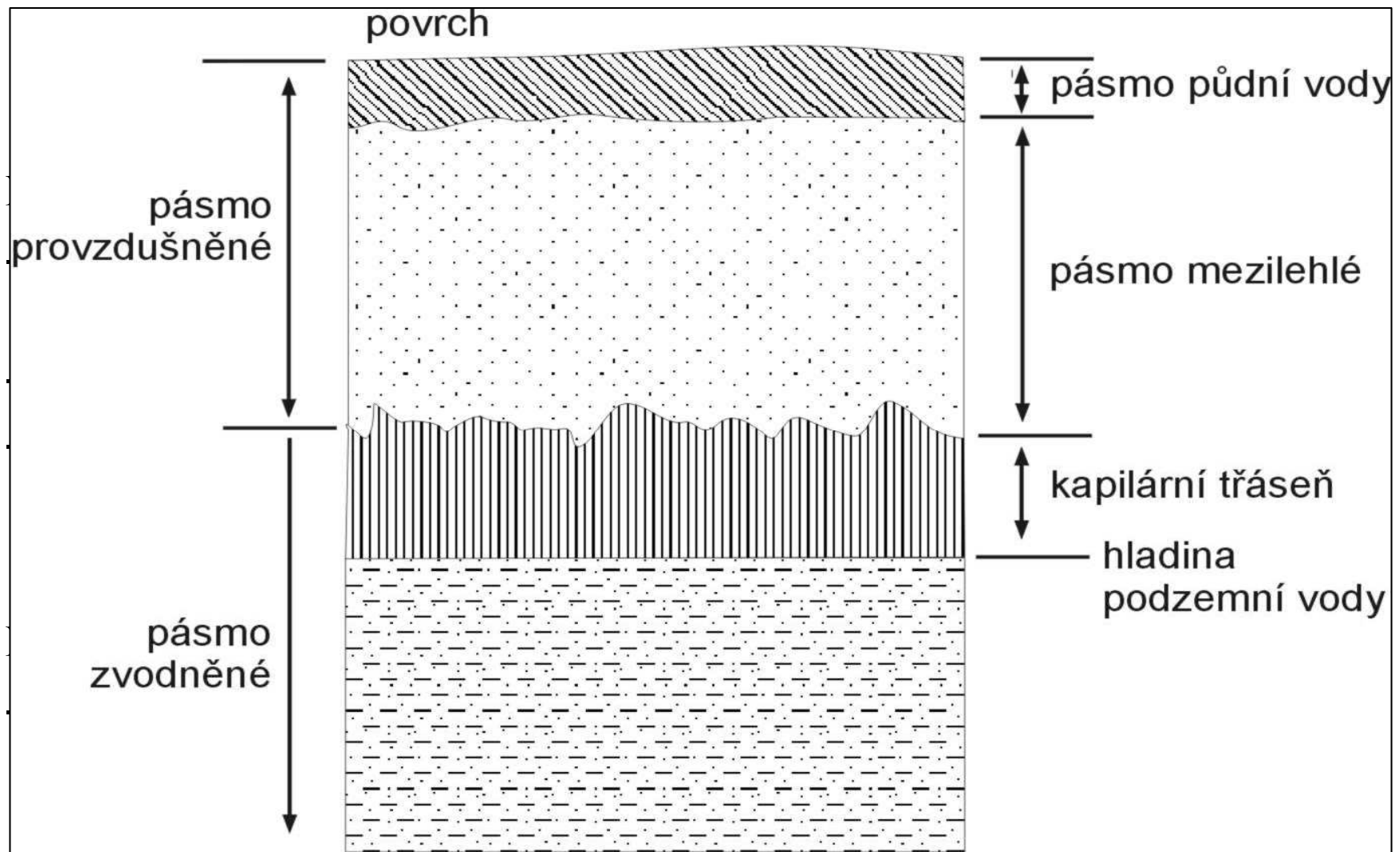


ZÁKLADY HYDROGEOLOGIE

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 ψ
- 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

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

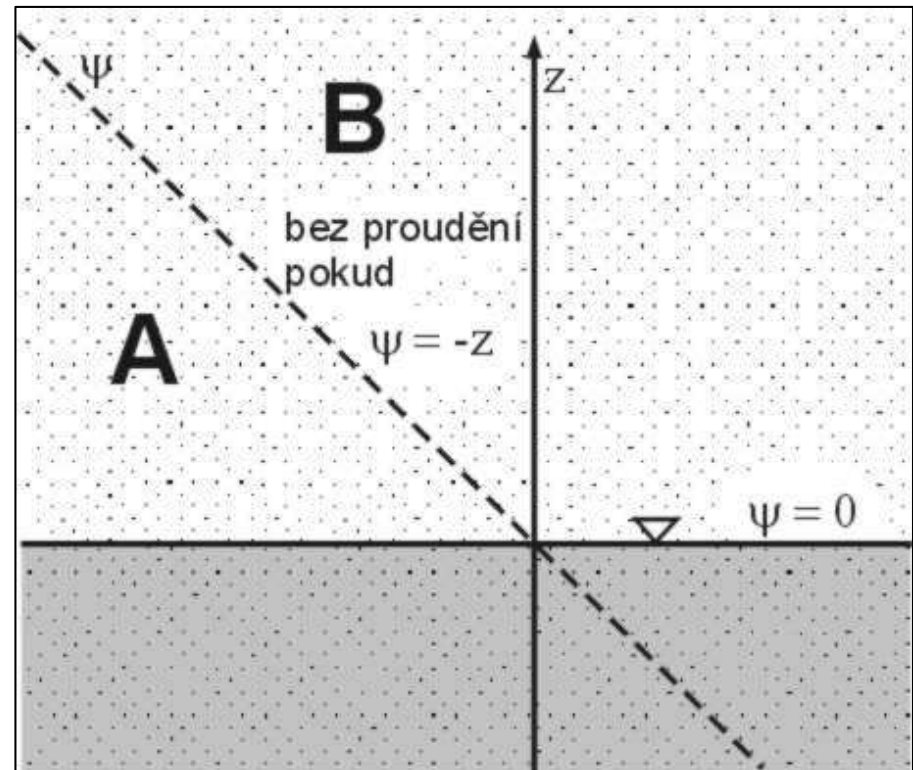
$$\phi_{EW} = \frac{P_c}{\rho_w \cdot g} + z = h + z$$

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

jednotky používané pro vyjádření celkového potenciálu

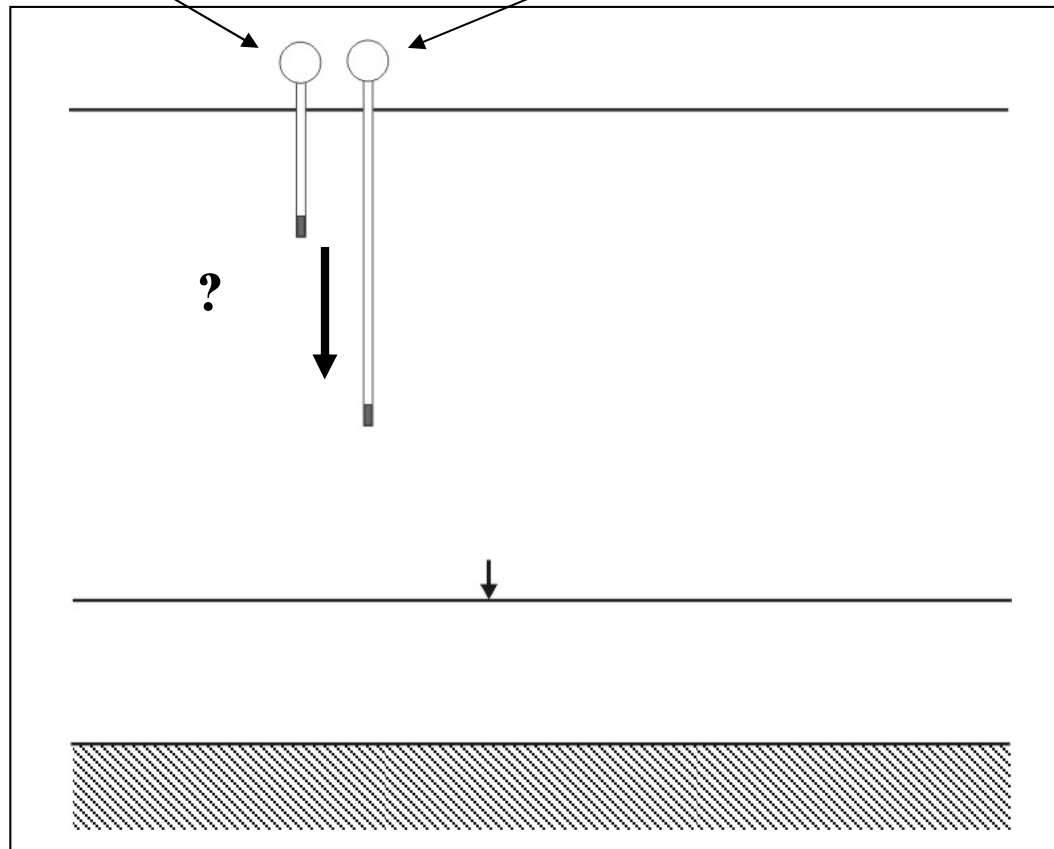
- atmosféry – $1 atm$
 - pascaly – $1 Pa$ (kPa)
 - centimetry vodního sloupce – h (cm)
- $1 atm = 1000 cm$ vodního sloupce = $10^5 Pa$

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



- 20 cm vodního sloupce

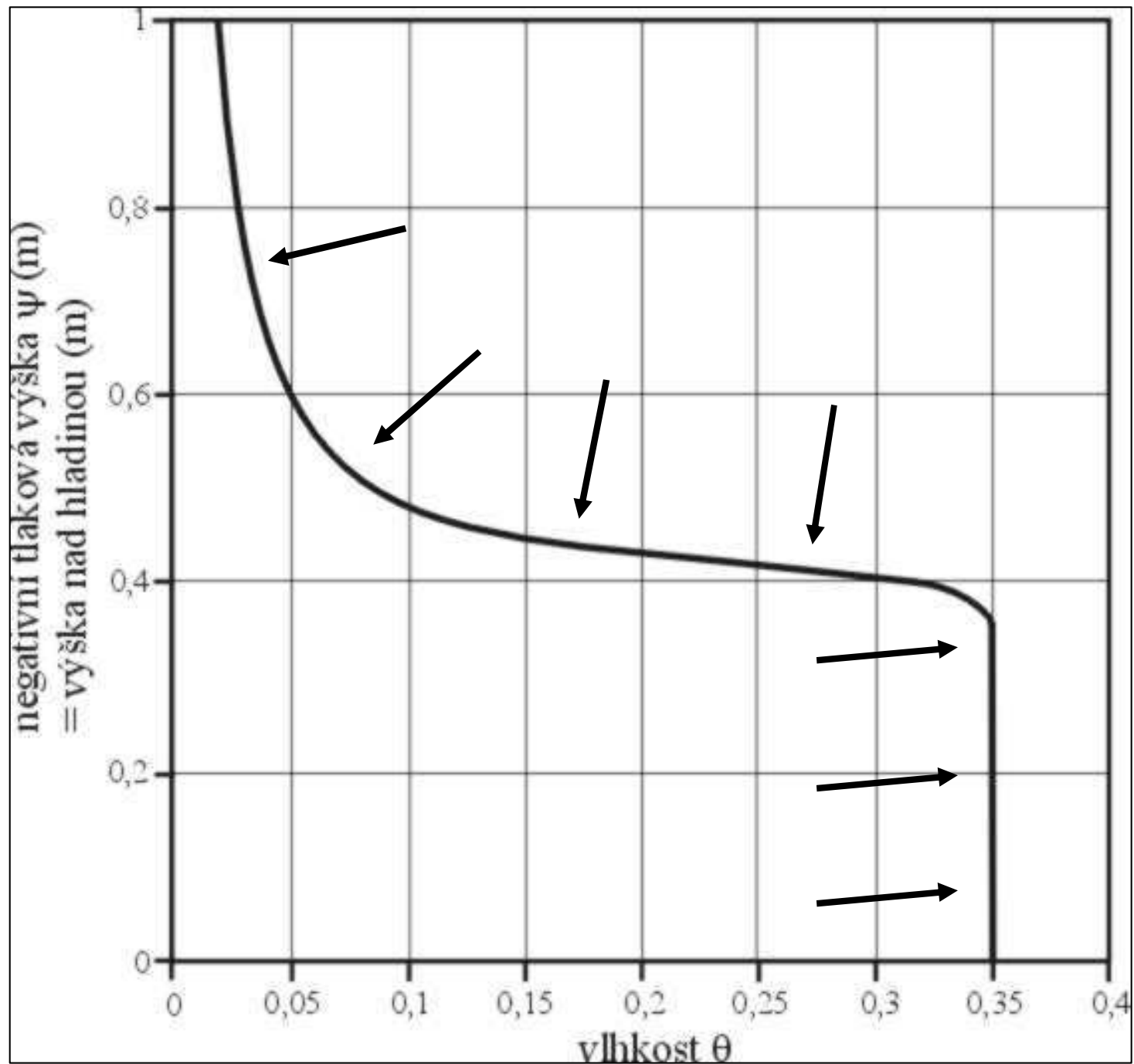
- 160 cm vodního sloupce



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

Typický
vlhkostní
profil
nezpevněnými
sedimenty
v nesaturované
zóně

(ustálený stav
bez infiltrace)



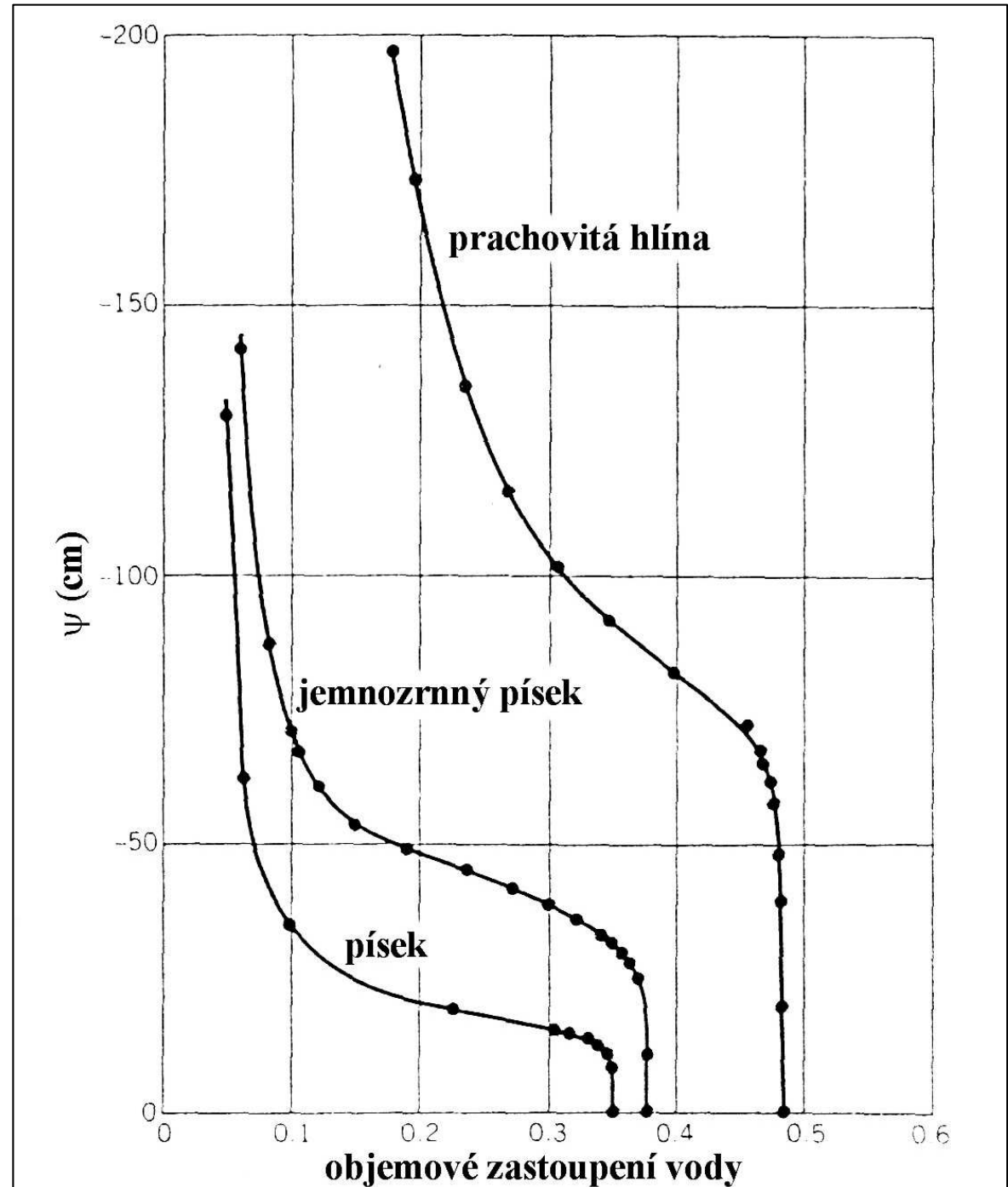
typické vlhkostní profily
pro různé typy
nezpevněných sedimentů

rostoucí zrnitost

- posun křivek do levé
části pole
(nižší vlhkosti)

vytřídění sedimentů

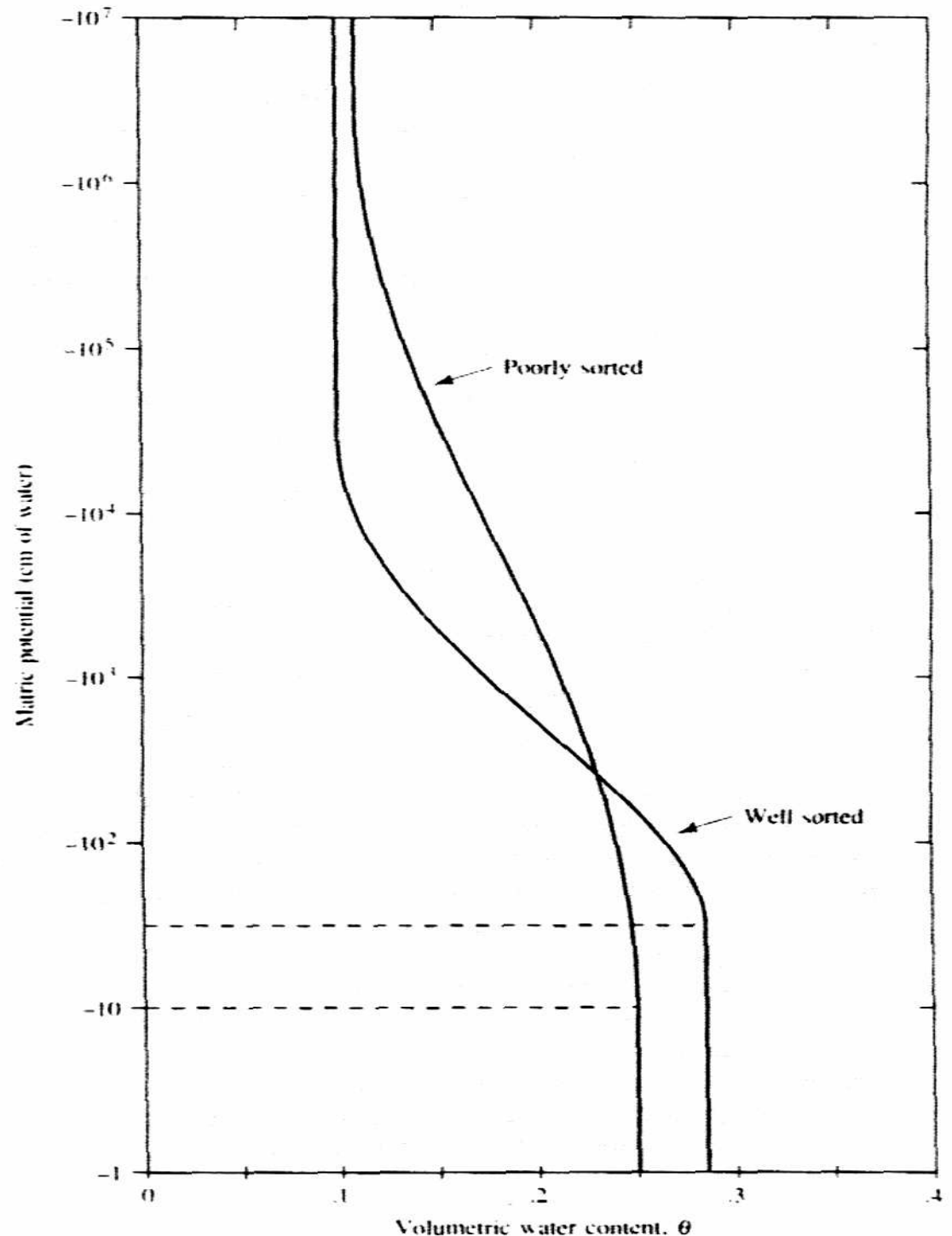
- špatně vytříděný sediment
charakterizují
ploché křivky



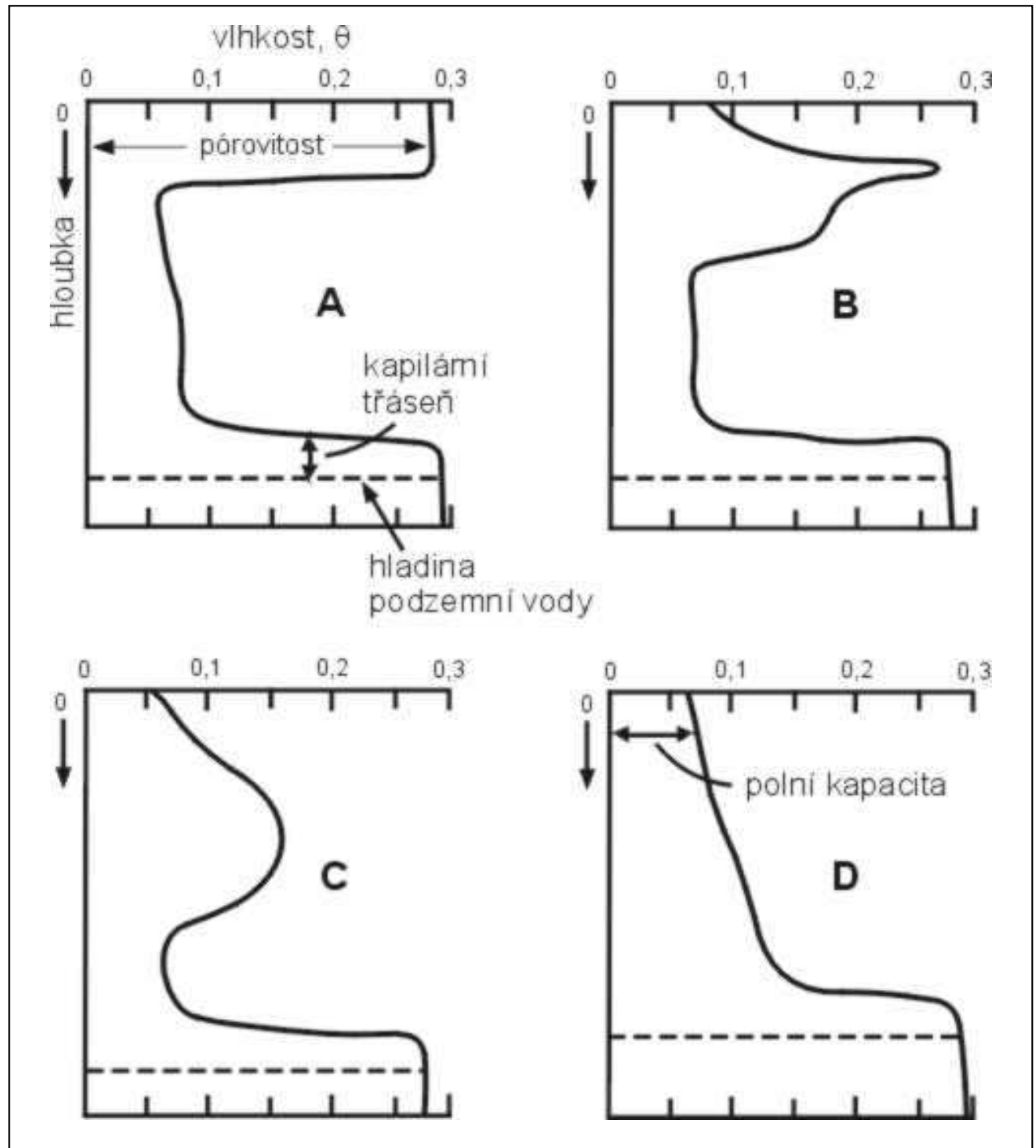
Křivka kapilární tlak – vlhkost

(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 smáčejíci fáze (voda) a nesmáčejíci fáze (vzduch)
- pro různé zeminy má odlišný tvar (zrnitost, vytrídění sedimentů, apod.)
- podobně existují i křivky pro systémy nesmáčejíci a smáčejíci 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

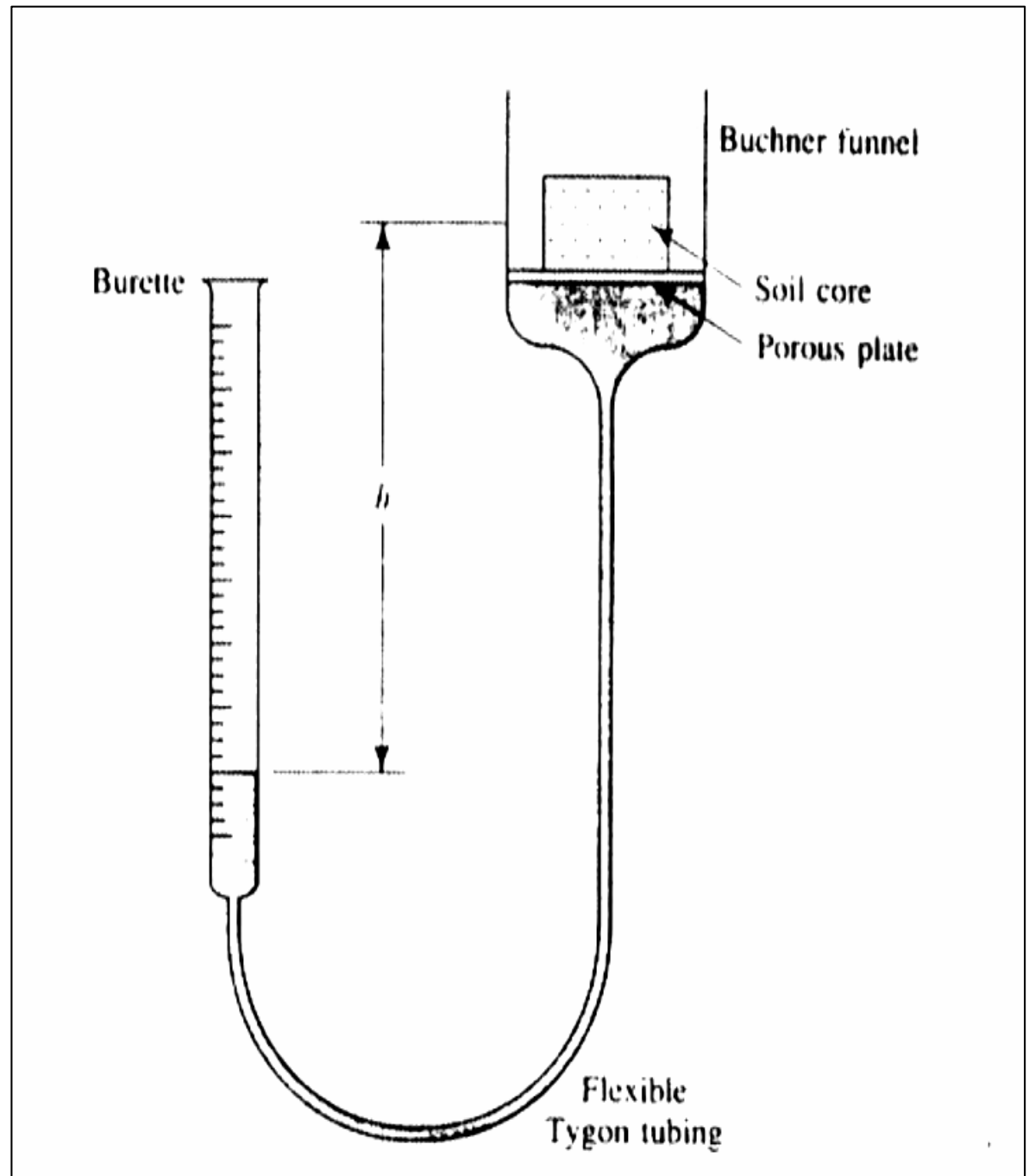
nasycení porózní desky vodou

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

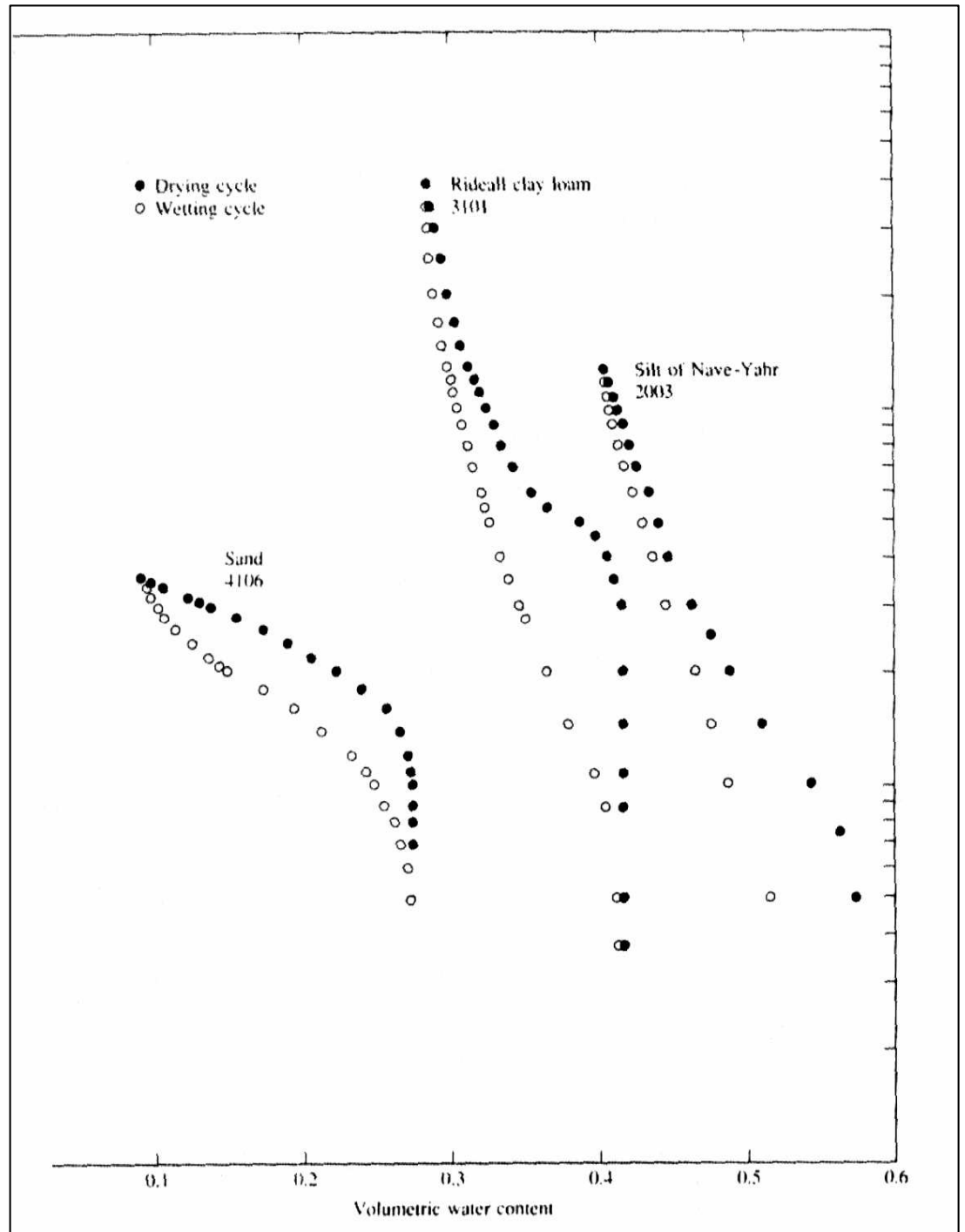
pod -300 cm vody je nutné použít přetlak v prostoru nad nasyceným vzorkem ($0,3 - 15$ atm)



hystereze retenčních čar

odlišný tvar křivky

1. drenážní větev
(drainage)
- vstup nesmáčejičího
fluida
2. nasávací větev
(imbibition)
- vstup smáčejičího
fluida



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

- experimentální stanovení na odebraných vzorcích zemin

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

θ vlhkost

θ_s vlhkost vodou nasyceného vzorku

θ_r reziduální vlhkost

ψ kapilární tlak

ψ_b vstupní tlak vzduchu (bubbling pressure)

λ experimentálně odvozený parametr
pro daný typ půdy

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

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

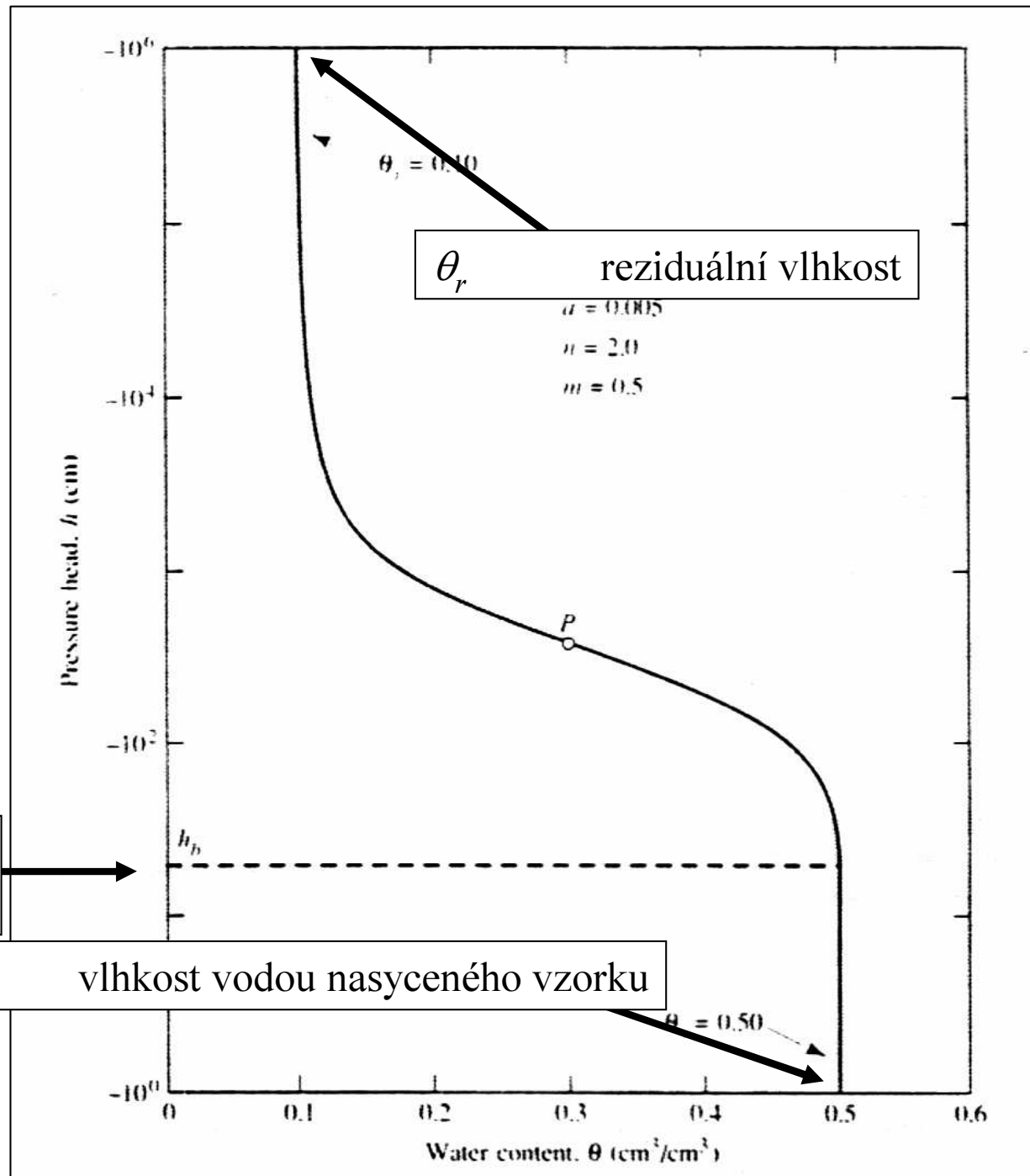
S_e efektivní nasycení

θ_r reziduální vlhkost

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

ψ_b vstupní tlak vzduchu
(bubbling pressure)

θ_s vlhkost vodou nasyceného vzorku

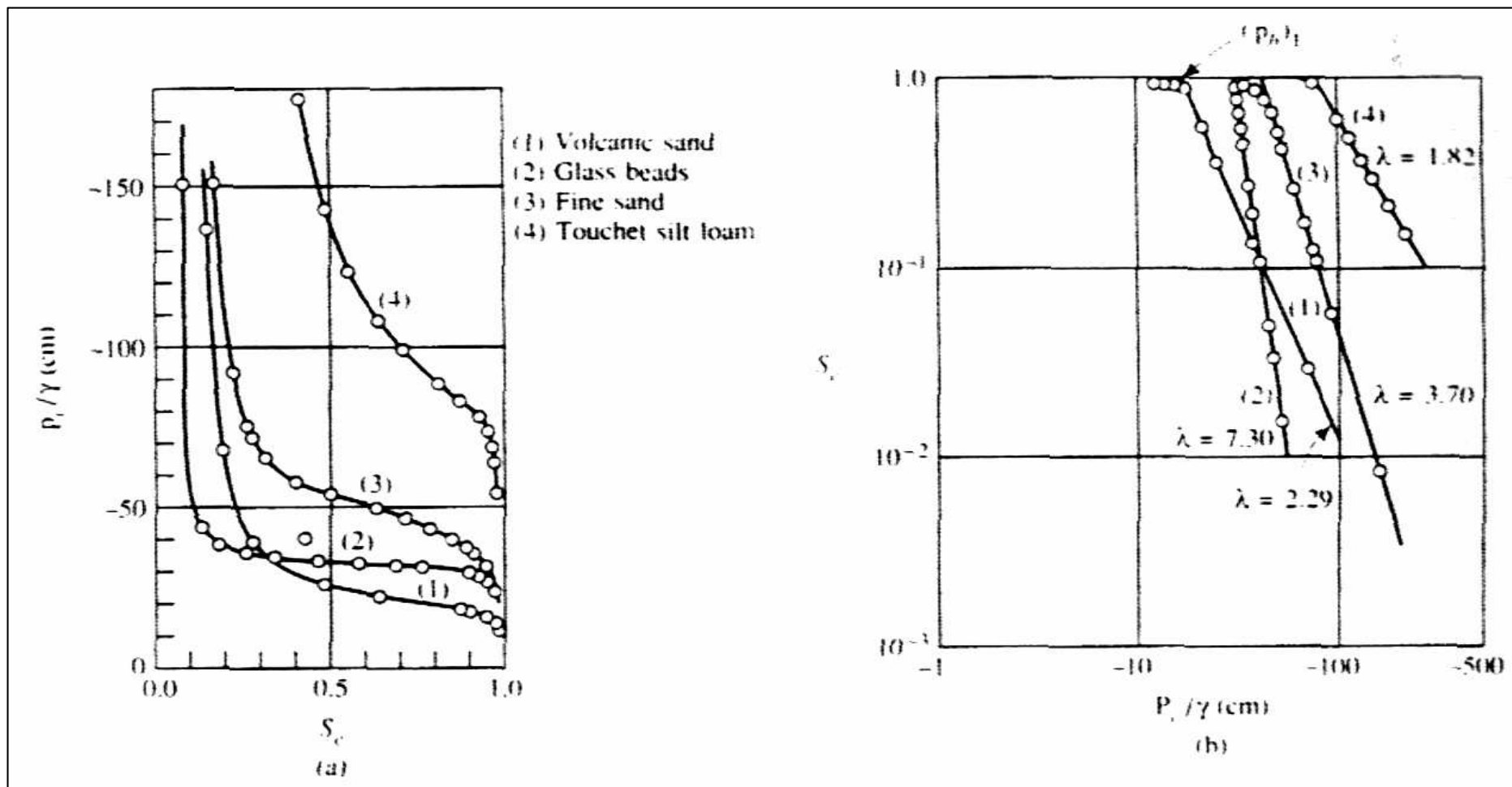


určení parametru λ do rovnice Brooks-Corey

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

v bilogarithmickém měřítku se křivky promítnou jako přímky

sklon těchto přímek odpovídá parametru λ



rovnice van Genuchtena

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

θ vlhkost

θ_s vlhkost vodou nasyceného vzorku

θ_r reziduální vlhkost

ψ kapilární tlak

α, m, n experimentálně odvozené parametry

parametry α, 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 θ_s a θ_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

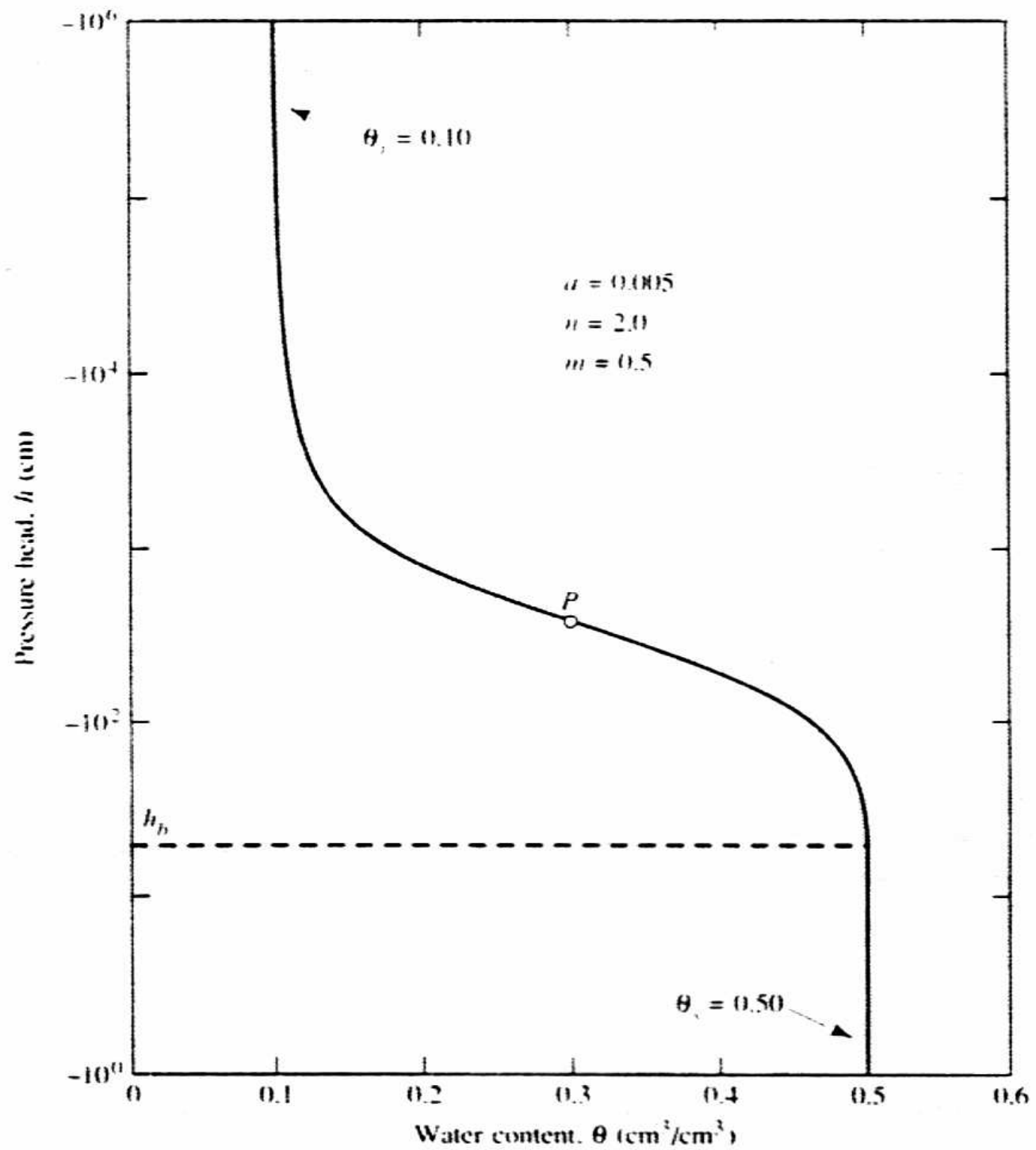
$$(0 < S_p \leq 1)$$

$$(S_p > 1)$$

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 nesaturované zóně

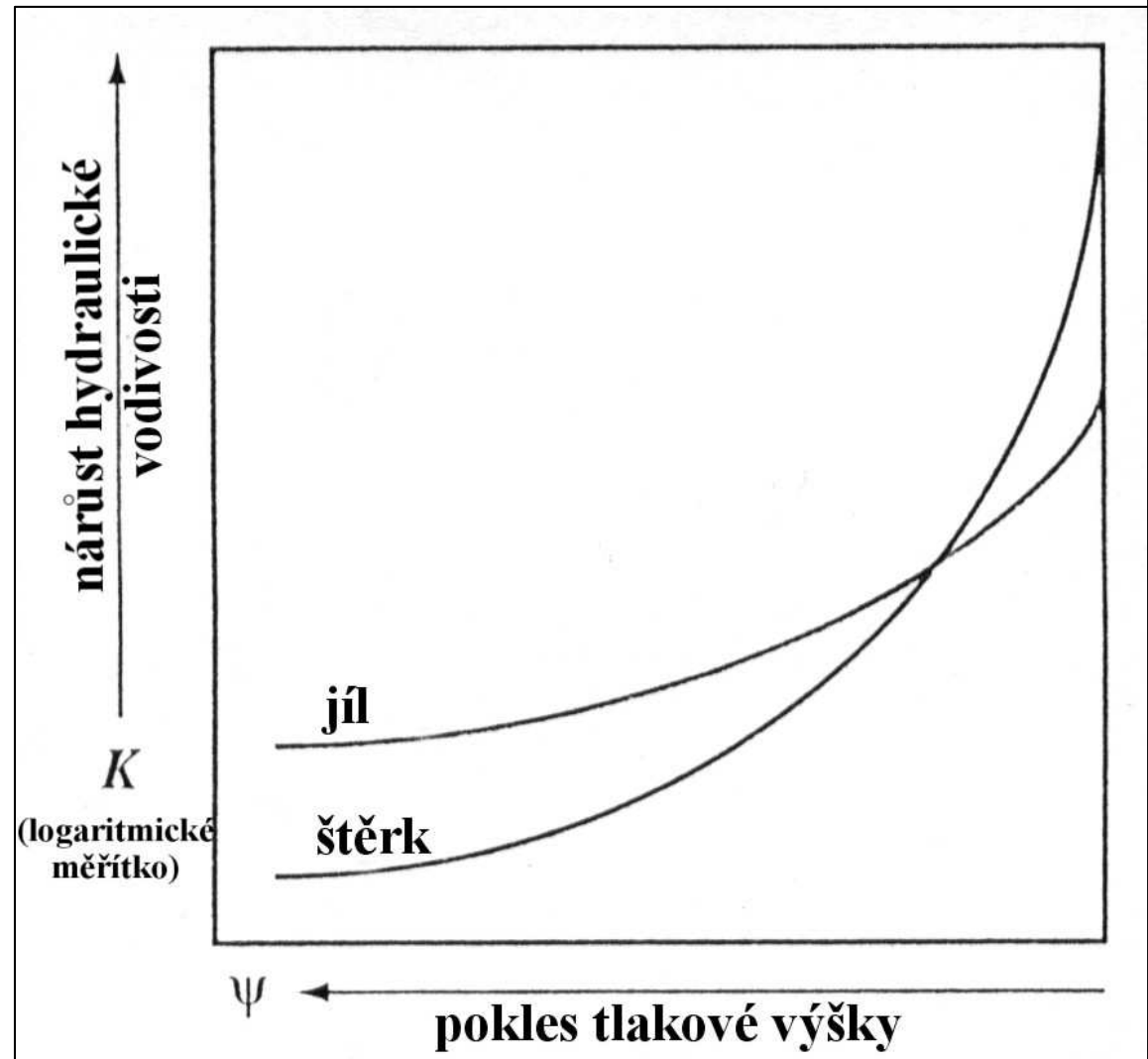
- je funkcí vlhkosti
- s rostoucí vlhkostí roste hydraulická vodivost a naopak
- křivky jsou pro různé horniny odlišné

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 θ

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

vzorec pro výpočet
hydraulické vodivosti zeminy
v nenasycené zóně
při vlhkosti θ

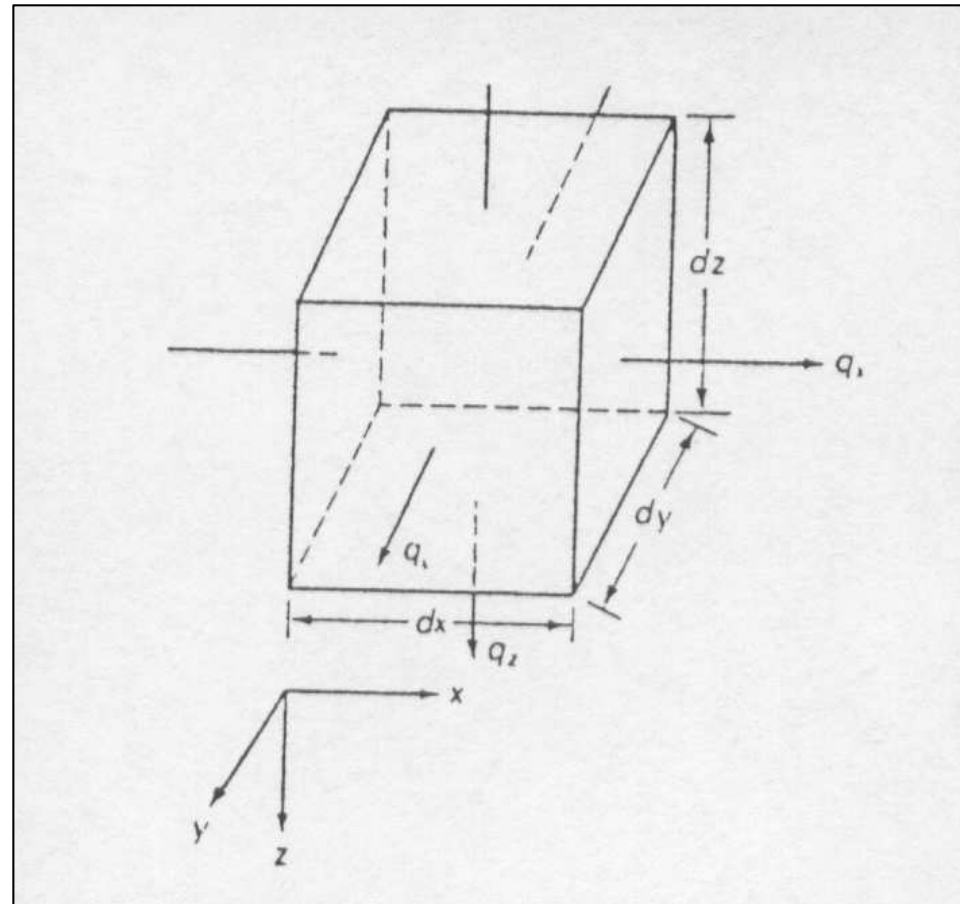
$$K(\theta) = K_s \cdot S_e^{1/2} \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2$$

(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 zvedeň

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

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

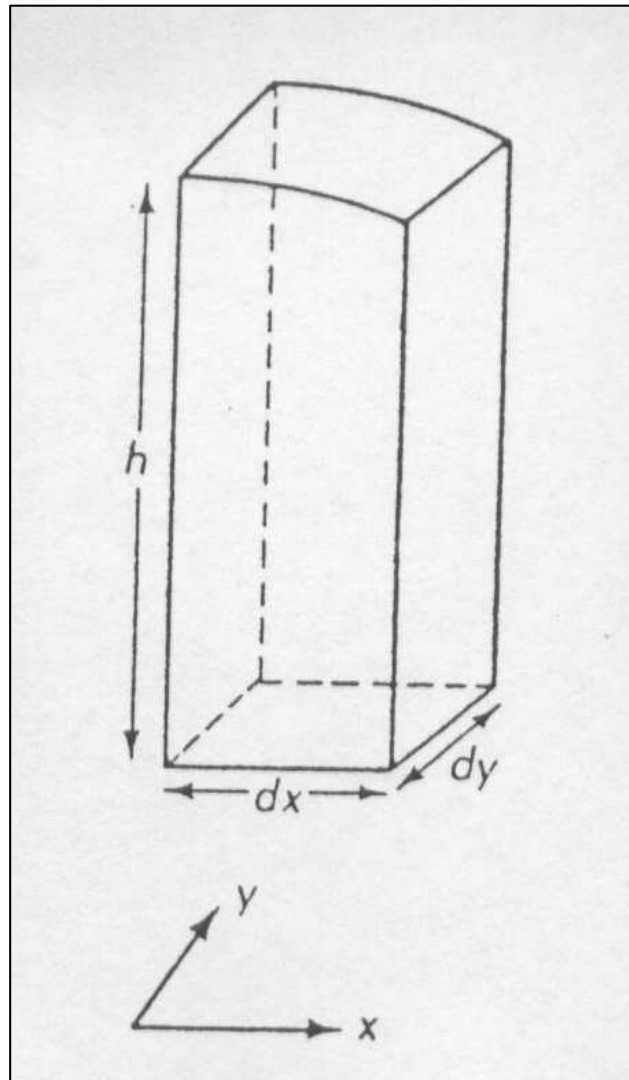
- k' je hydraulická vodivost poloizolátoru
- b' je jeho mocnost
- h₀ je hydraulická výška na horní hranici poloizolátoru
- h je hydraulická výška v kolektoru
- podíl k'/b' se nazývá koeficient netěsnosti

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

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

volná zvodněň

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)

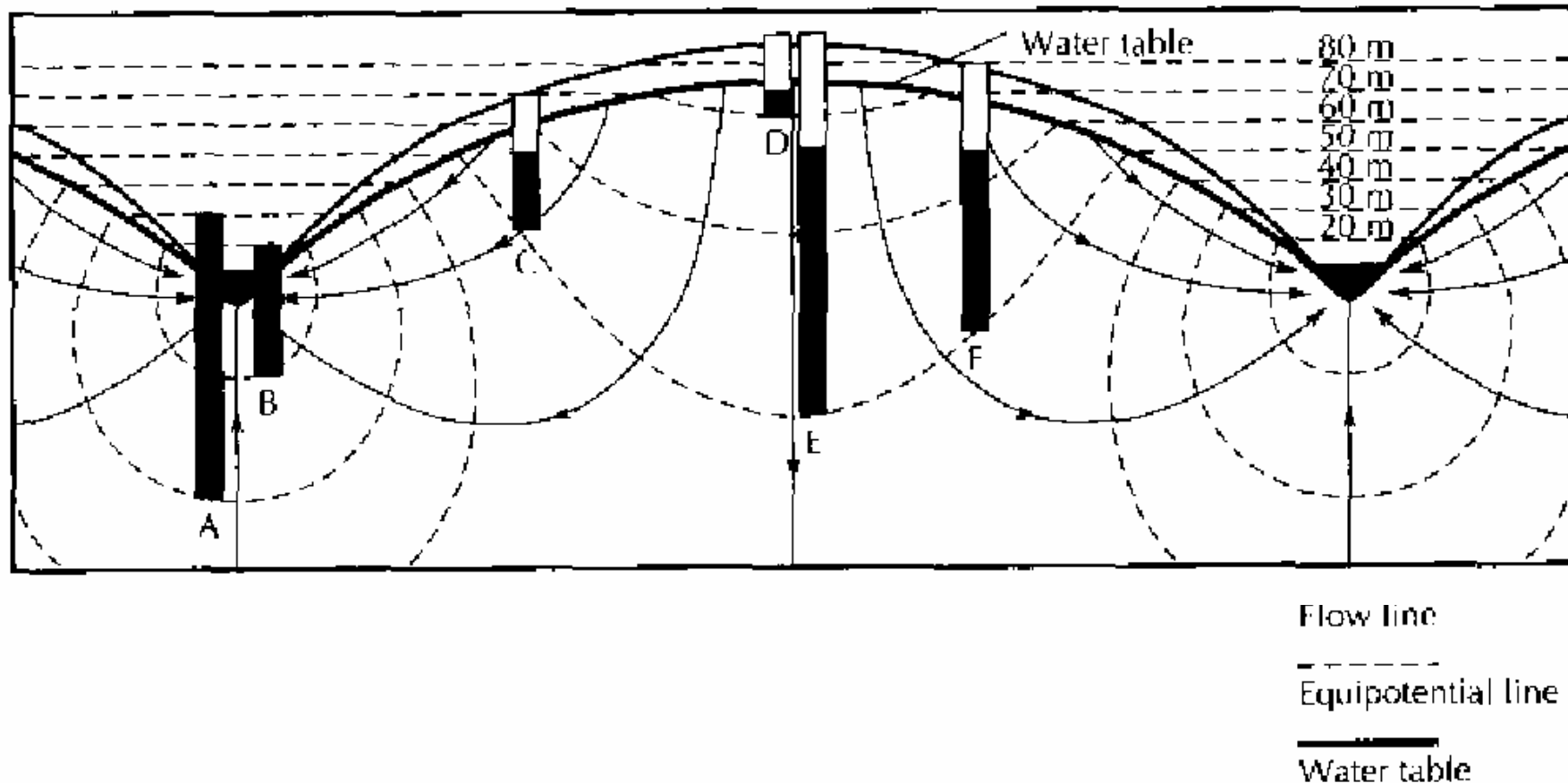
- předpoklad – podzemní voda proudí z výše do níže položených oblastí

Hubbert (1940)

- formuloval topograficky řízené proudění podzemní vody

- hybná síla – hydraulický potenciál

- upřesnění starších prací – konstrukce proudnic a equipotenciál



Definice oblastí:

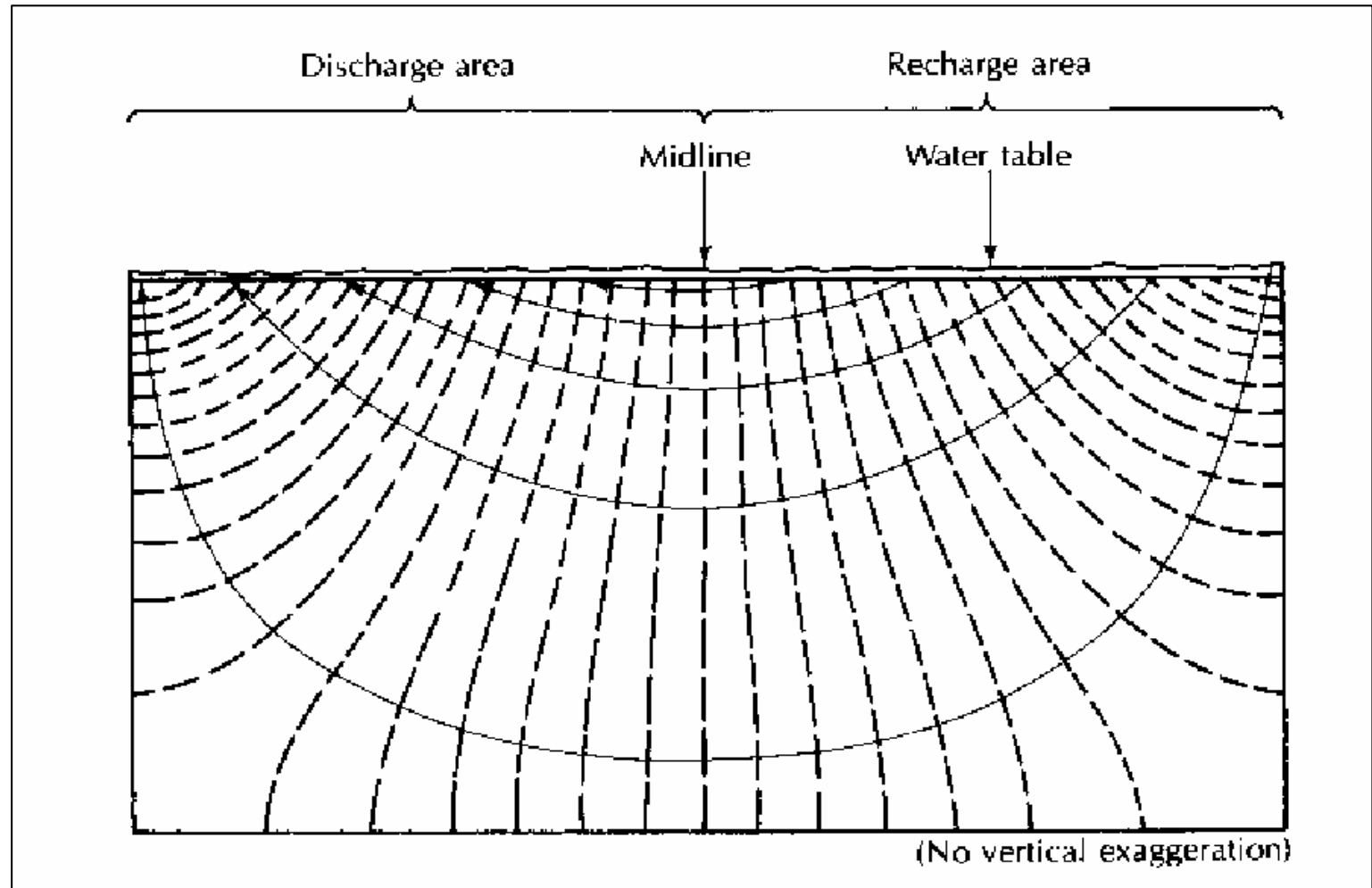
1. oblast doplňování – morfologické elevace, divergence proudnic, vertikální gradient je směrem dolů, hladina je ve větších hloubkách pod povrchem (T_{min})
2. oblast odvodňování – morfologické deprese, konvergence proudnic, vertikální gradient je směrem nahoru, hladina je mělce pod povrchem (T_{max})
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



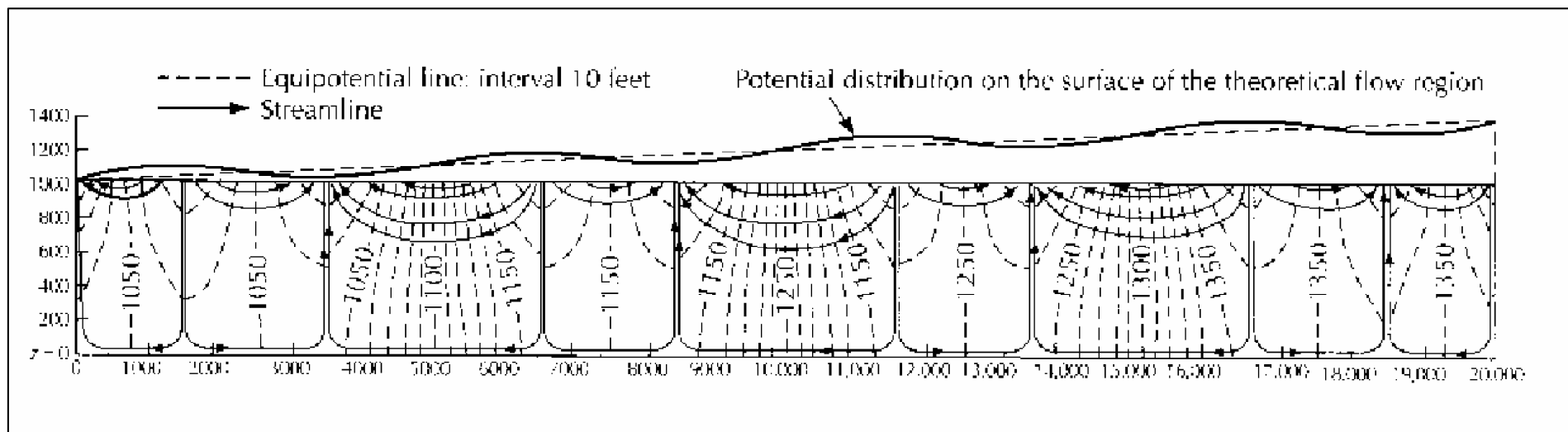
v oblasti se vyvine jen regionální směr proudění, neexistuje oblast intenzivního vývěru podzemní vody (ztráta vody pouze evapotranspirací)

Tóth (1963)

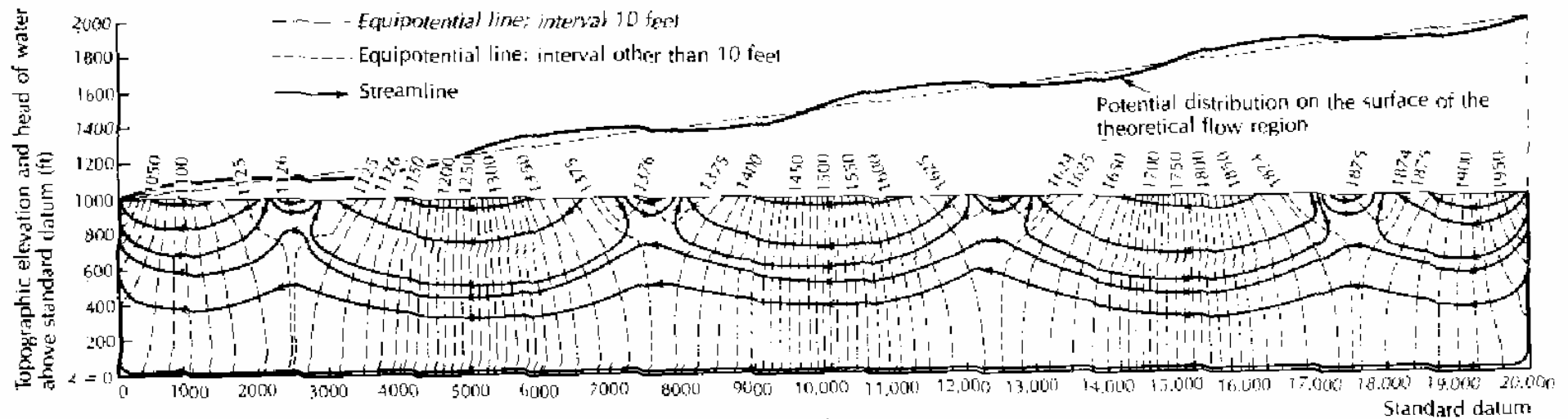
- uvažoval příčiny zvlnění hladiny podzemní vody v regionálním měřítku
- důsledek zvlnění terénu (sinusoidální zvlnění) – zvlnění hladiny podzemní vody

2. případ

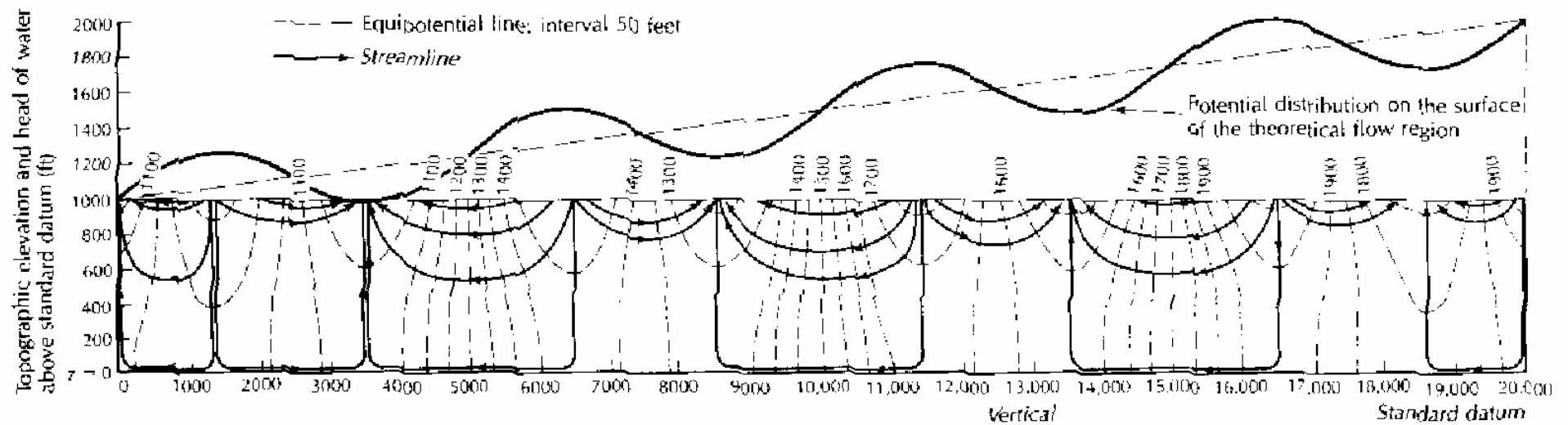
existuje regionální sklon terénu
a navíc i lokální zvlnění terénu



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



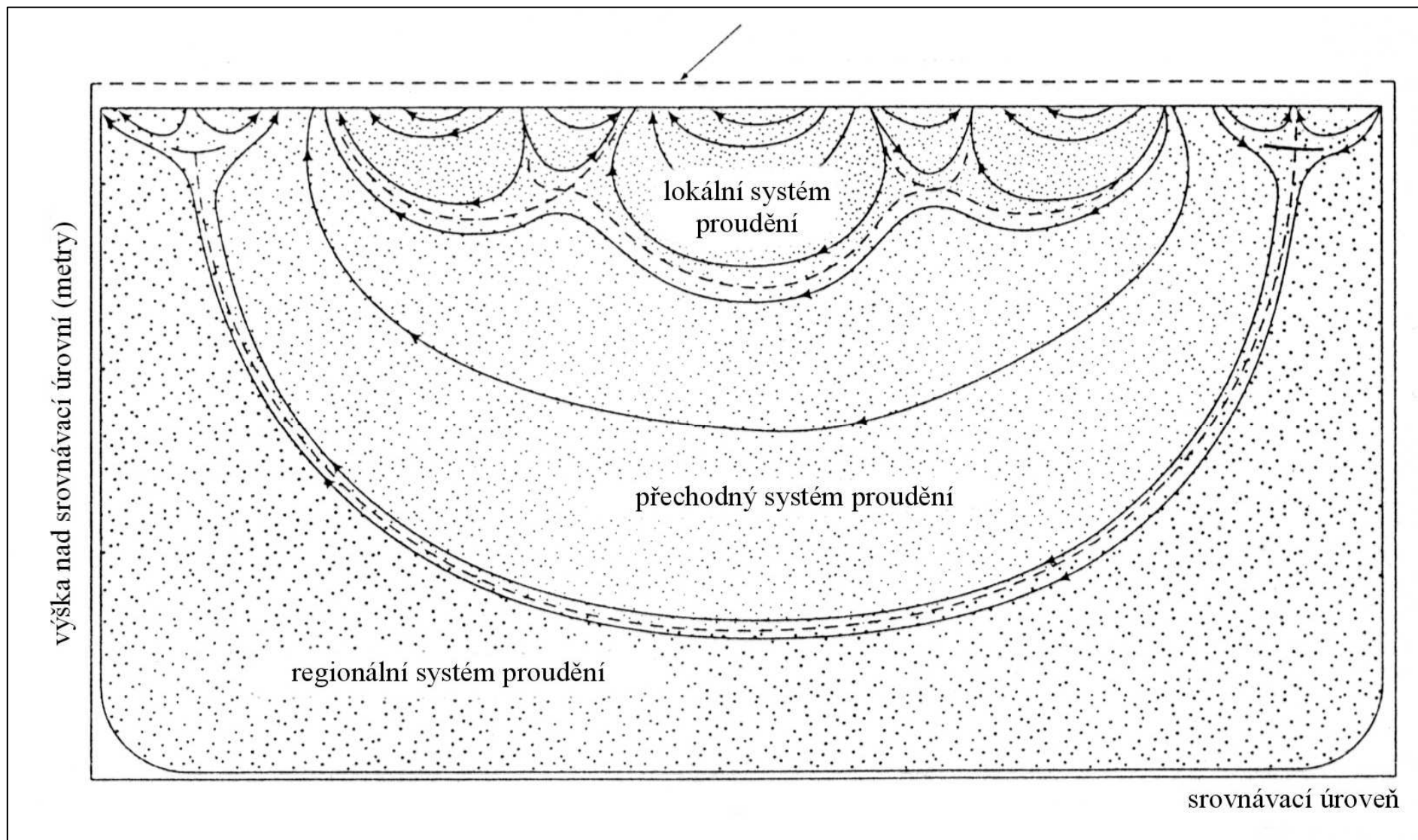
A



B

vytváří se 3 systémy proudění

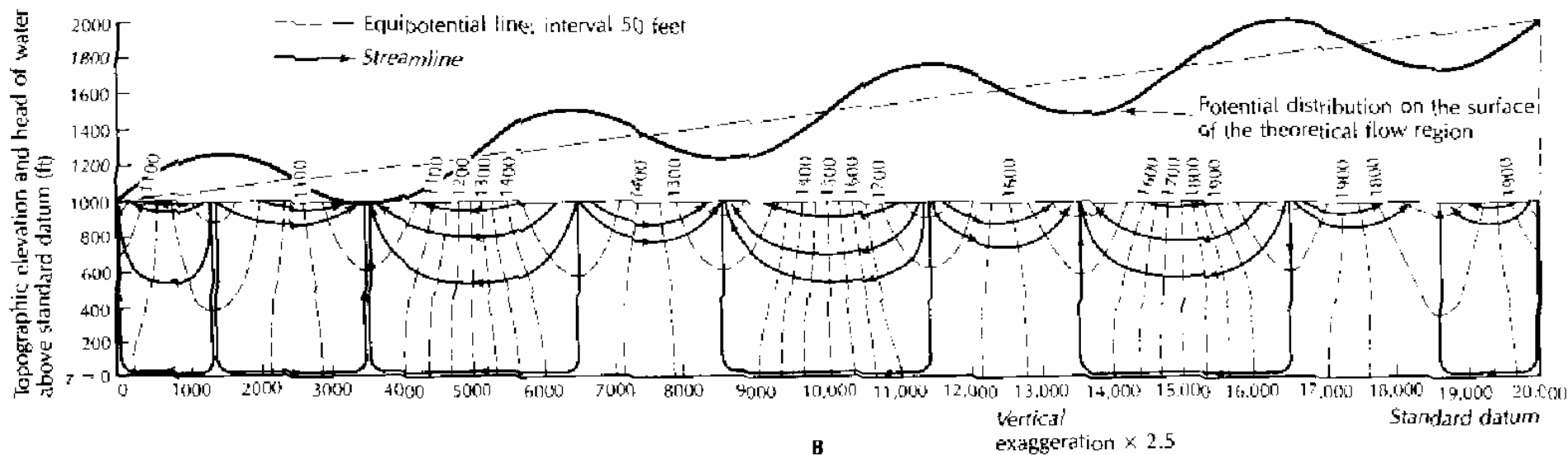
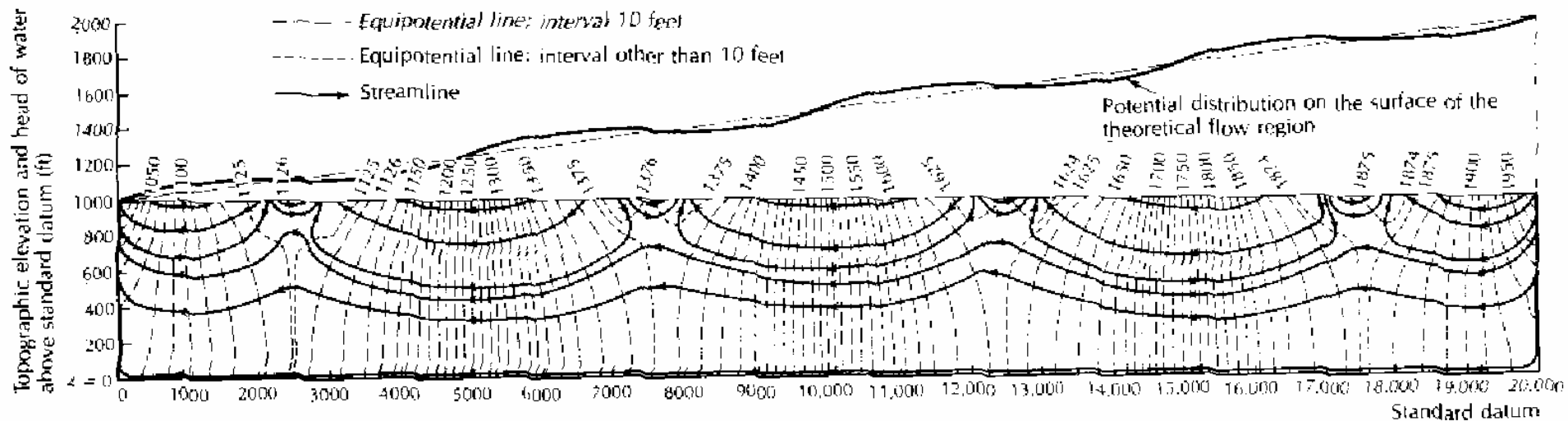
1. lokální
2. regionální
3. přechodný



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

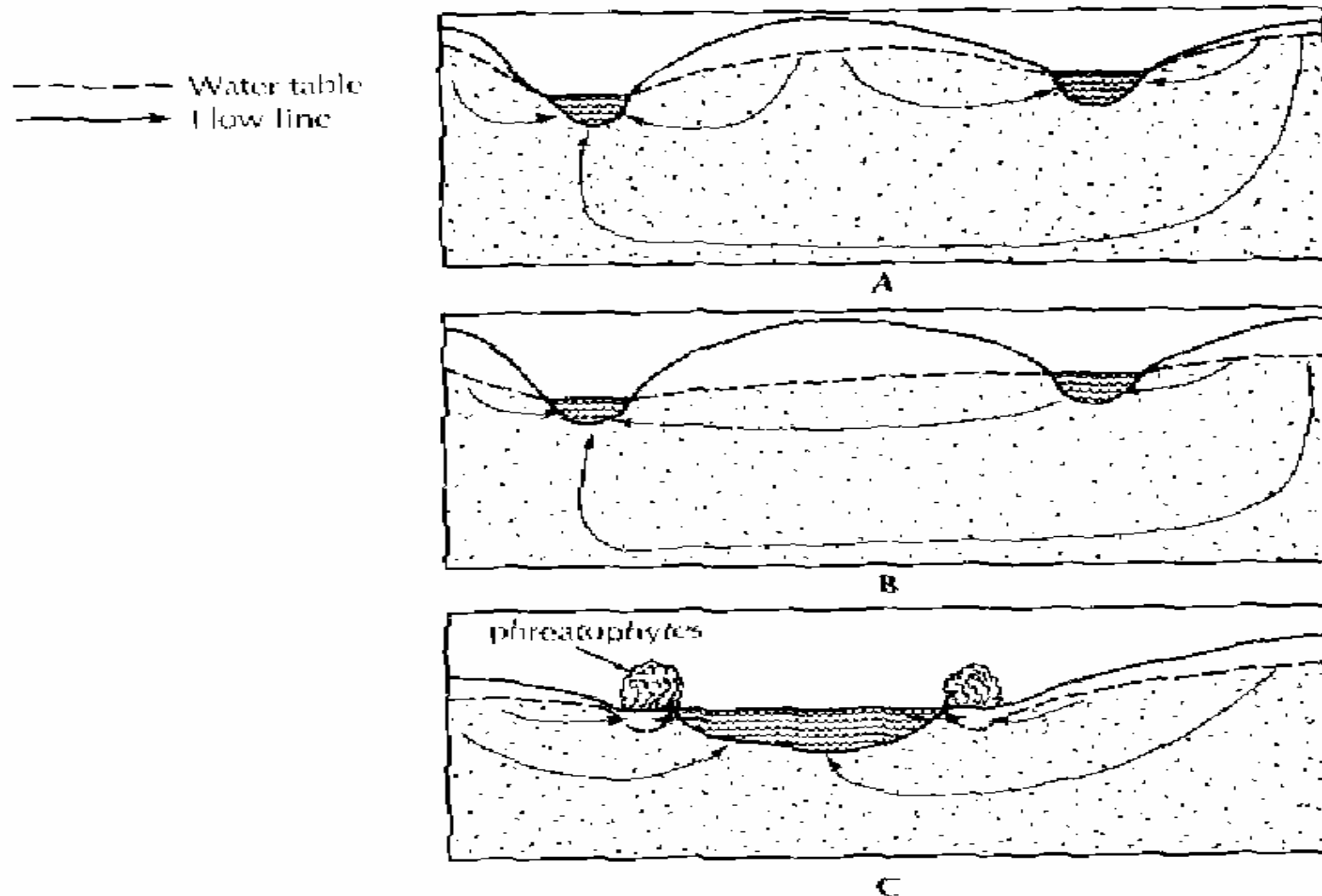
1. pokud je lokální zvlnění reliéfu zanedbatelné, vyvine se pouze regionální proudění
2. pokud je regionální sklon terénu zanedbatelný, vyvine se pouze lokální systém proudění,

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



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) $R = \frac{Q_{\max}}{Q_{\min}}$

kategorie	R
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

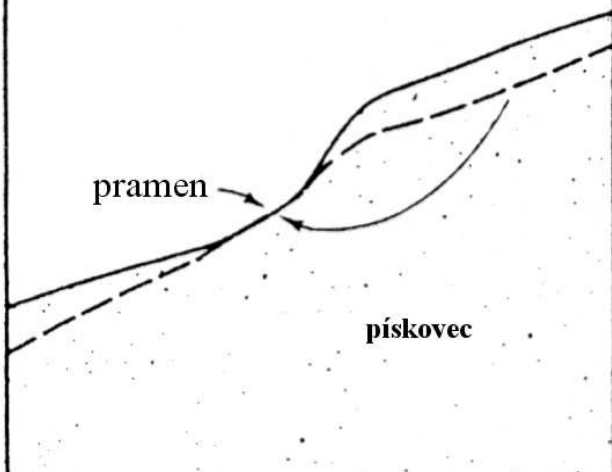
- objem kolektoru

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

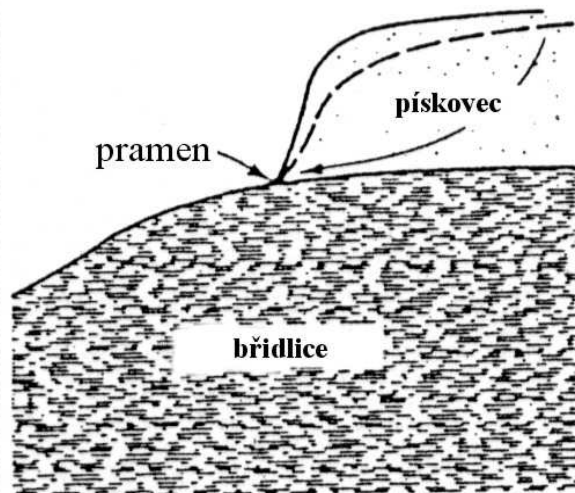
- klasifikace významná pro studium hydraulických poměrů struktury

- 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

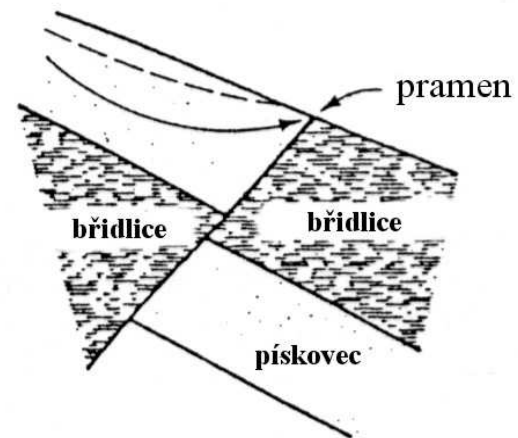
A svahový



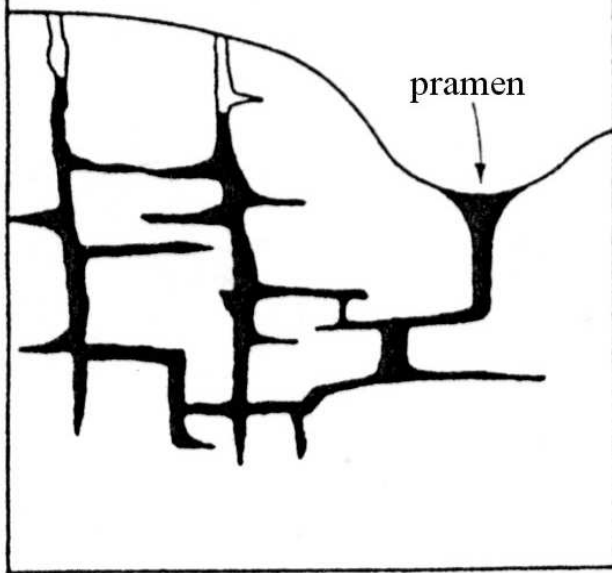
B vrstevní



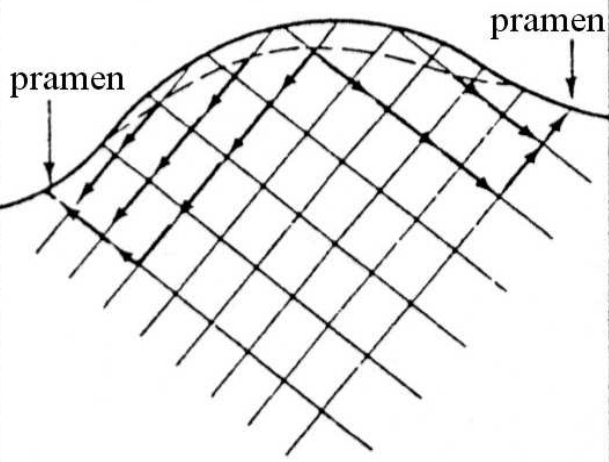
C zlomový kombinovaný s vrstevním



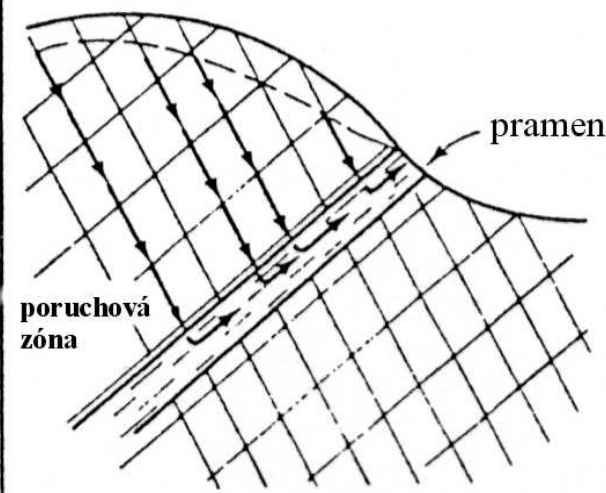
D krasový (vyvěračka)



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.