# Teze disertační práce

# Téma:

# Modelování hydrodynamické zkoušky

# Autor: Ing. Jiří Holub

# Školitel: prof. Ing. Pavel Pech, CSc.

1. Základní popis prostředí a fyzikální charakteristiky horninového prostředí

Horninové prostředí – porézní

Typy kolektorů a jejich charakterizace

Storativity, transmisivita, heterogenita, hydraulická vodivost

1. Fyzikální popis proudění podzemní vody v horninovém prostředí Darcyho zákon, Dupiotovy postuláty, neustálene vs. neustálené proudění, Theim vs TheisRovnice popisující proudení podzemní vody a rotačně symetrické proudění
2. Řešení rovnice popisující proudění podzemní vody

Způsoby řešení Laplace rovnice, analytické a numerické řešení, jejich porovnání (zatím obecné řešené bez reálného vrtu)

1. Čerpací zkouška – k čemu a proč, dodatečné odpory a vlastní objem vrtu

Průběh čerpací zkoušky a základní popis metodiky, základní způsoby vyhodnocení a jejich možná úskalí, dodatečné odpory a vlastní objem vrtu a jejich vliv na průběh čerpací zkoušky

1. Fyzikální popis parametrů reálného vrtu

Fyzikální popis vlastního objemu vrtu a dodatečných odporů

1. Řešení proudní podzemní vody s vlivem dodatečných odporů a vlastního objemu vrtu

Řešení rovnice proudění podzemní vody s vlivem dodatečných odporů a vlastního objemu vrtu, Stehfestův anlgoritmus

# Základní popis horninového prostředí a jeho fyzikální charakteristiky ve vztahu k podzemním vodám

## Podzemní voda

Vodu nacházející se pod zemským povrhem označujeme jako podpovrchová voda. Předmětem zájmu této práce bude podpovrchová voda, která se vyskytuje v nasycené zóně (zóna saturace) půdních a geologických celků a pro kterou se používá označení podzemní voda (*Valentová*, 2007).

## Klasifikace zvodnělých vrstev

K pohybu podzemních vod dochází díky spojitosti propustných oběhových cest mezi filtrační a vývěrovou oblastí. Čas, za který podzemní voda tuto cestu uplyne, nazýváme doba zdržení. Oblast kde k takovému proudění nedochází, nebo je značně omezeno vůči okolním vrstvám, označujeme jako izolátor. Pokud však geologická formace může částečně vodu propouštět, označujeme ji jako polopropustnou vrstvu (poloizolátor). Označení oblasti za propustnou, nepropustnou nebo polopropustnou je vždy relativní pojmem, protože žádnou horninu nemůžeme označit za zcela absolutně propustnou nebo nepropustnou. Hlavním kritériem zůstává rozdíl v propustnosti sousedících vrstev (*Valentová*, *Jetel*).

Zvodnělé oblasti můžeme rozdělit na kolektory s volnou a napjatou hladinou, v závislosti na tlakových podmínkách na hladině podzemní vody (*Freeze at Cherry*, 1979).

V závislosti na tlakových podmínkách na hladině podzemní vody dělíme zvodnělé vrstvy na tyto kategorie:

1. **Zvodnělé vrstvy s napjatou hladinou**

Za zvodnělý kolektor s napjatou hladinou můžeme označit takový kolektor, který je omezen shora i zdola nepropustným prostředím. V případě průniku horní vrstvou, voda vystoupí nad úroveň svrchní hraniční nepropustné vrstvy. Jestliže ze studny voda samovolně vytéká na zemský povrch, můžeme tuto studnu označit za artézskou.

1. **Zvodnělé vrstvy s volnou hladinou**

Je takový kolektor, který je shora ohraničen hladinou podzemní vody, kde je atmosférický tlak. Kolektor s volnou hladinou může být dotován vodou přímo z oblasti, která je nad kolektorem.

1. **Zvodnělé vrstvy s přetékáním**

Kolektor, který je dotován z horní nebo dolní vrstvy tvořící hranice kolektoru, označujeme jako kolektor s přetékáním. Přestože hraniční vrstvy často označujeme jako izolátory, v tom případě se spíše jedná o polopropustné vrstvy, umožňující částeční průnik vody (*Pech*, 2010).

## Pórovitost

Pórovitost zvodnělého prostředí je dána podílem celkového objemu pórů, které se nacházejí ve vymezeném objemu zvodnělého prostředí *Vt.* Při vynásobení stem dostaneme procentuální podíl pórů v celkovém objemu vzorku (*Pech*, 2010).

*n = Vp / Vt*

Půdy patří mezi nejvíce porézní materiály v přírodě. Pórovitost závisí hlavně na velikost zrn tvořící horninové prostředí a na tvaru horninových částic (*Heath*, 1983).

## Hydraulická vodivost

Hydraulická vodivost patří mezi základní hydraulické charakteristiky zvodnělých vrstev. Koeficient K vyskytující se v Darcyho rovnici, která popisuje pohyb vody porézním prostředí se nazývá hydraulická vodivost, tento parametr má rozměr rychlosti [L/T].

Mezi veličiny ovlivňující hydraulickou vodivost řadíme hustotu kapaliny a její viskositu. Z charakteristik porézního půdního prostředí mají význam zejména zrnitostní složení a tvar zrn pórů, pórovitost a měrný povrch. Hydraulickou vodivost můžeme vyjádřit ve tvaru:

K =

kde k [L2] se nazývá propustnost porézního prostředí a ƞ dynamická viskosita, kterou můžeme vyjádřit jako součin hustoty a kinematické viskosity (Valentová, 2007).

## Propustnost

Na rozdíl od hydraulické vodivosti, propustnost je závislá pouze na charakteristikách porézního prostředí. Určuje schopnost materiálu propouštět vodu bez ohledu na fyzikální vlastnosti kapaliny (*Pech*, 2010). Její hodnotu můžeme určit empirickým vztahem (*Bazer, Schweiger*, 1969).

## Transmisivita

Transmisivita označuje schopnost propouštět vodu porézním horninovým prostředím. V případě, že se jedná o homogenní kolektor, definujeme ji jako součin koeficientu hydraulické vodivosti a výšky zvodnělé vrstvy (*Pech*, 2010).

T = b K

kde K je hydraulická vodivost [L/T] a b výška zvodnělé vrstvy [L].

## Storativita

Storativita je parametr určující schopnost nasyceného zvodnělého prostředí přijímat nebo uvolňovat určité množství vody. Specifická storativita *Ss* porézního prostředí je hodnota představující schopnost nasyceného porézního prostředí akumulovat určité množství vody a je definována jako objem vody, který se uvolní z jednotkového objemu zvodnělé vrstvy při jednotkové snížení piezometrické výšky.

Specifická storativita Ss[L-1] je definována součtem dvou členů. První člen je určen:

*dVv = α ρ g*

kde α stlačitelnost zvodnělé vrstvy, ρ [M/L3] hustota kapaliny a g představuje gravitační zrychlení[L/T2]

a druhý člen:

*dVv = βv n ρ g*

kde βv je faktor způsobený stlačitelností kapaliny a n poróvitost.

Po součtu těchto členů můžeme specifickou storativitu vyjádřit vztahem:

*Ss = ρ g (α + nβv)*

V případě kolektoru s napjatou hladinou, který je ohraničen nepropustnými vrstvami ke změně množství dojde v důsledku stlačitelnosti porézního prostředí a stlačitelnosti proudící kapaliny (*Valentová*, 2007).

*Ss = dH*

kde Ss je specifická storativita [L-1]

Bezrozměrný parametr storativity zvodně S je definován:

*S = Ss b*

kde b výška kolektoru, kde bylo dosaženo jednotkového poklesu piezometrické výšky s plochou podstavy 1m2.

## Homogenita a anizotropie půdního prostředí

Jestliže hodnota hydraulické vodivosti K je pro celý kolektor konstantní, můžeme dané prostřední označit za homogenní. V opačném případě se jedná o heterogenní formaci, v případě definice souřadného systému xyz lze vyjádřit hodnotu hydraulické vodivosti jako funkci prostorových proměnných K(x,y,z). Výsledné hodnoty funkce pro heterogenní kolektor nejsou konstantní. (*Freeze, Cherry*, 1979). V geologickém prostředí se můžeme setkat s celou řadou druhů heterogenity hydraulické vodivosti, například: heterogenita s náhlou změnou heterogenity, nebo heterogenita s postupnou změnou hydraulické vodivosti.

Pokud hodnota hydraulické vodivosti nezávisí na směru, jedná se o izotropním prostředí. V opačném případě označujeme prostředí za anizotropní, tedy hydraulická vodivost se liší v závislosti na směru. Tento fakt můžeme po zavedení souřadného systému xyz vyjádřit vztahem Kx ≠ Ky ≠ Kz (*Pech*, 2010).

# **Základní fyzikální popis pohybu vody v horninovém prostředí**

## Darcyho zákon

Darcyho zákon objevil francouzský hydraulik Henry Darcy v roce 1856, stanovil závislost mezi proteklým množstvím vody Q[L3/T], které se přímo úměrně zvětšuje s rozdílem hydraulických výšek a nepřímo úměrně s délkou L, kde byli měřeny hodnoty hydraulické výšky. Tento vztah se vyjadřuje pomocí rovnice:

Nasycená hydraulická vodivost *K* je základní charakteristika půdního prostředí, má rozměr rychlosti [L/T]. Hodnoty H1 a H2 představují hydraulickou výšku na vstupu a výstupu aparatury, vzdálenost mezi nimi je reprezentována hodnotou L. Směr proudu je určen gradientem potenciálu hydraulické výšky (*Freeze, Cherry*, 1979).

Pokud známe průtok Q přes plochu vzorku S, po vydělení těchto hodnot obdržíme hustotu toku *v*. Hustota toku je označována za Darcyho rychlost a má rozměr rychlosti[L/T] (*Valentová*, 2007).

(2.2)

Ve skutečnosti se voda pohybuje jen propustnými póry a nevyplňuje celou plochu vzorku. Pro získání skutečné hodnoty rychlosti je potřeba Darcyho rychlosti upravit. Je-li pórovitost *n* pak skutečná plocha pórů Sn = nS. Skutečnou rychlost *v*[m/s] vyjádříme ze vztahu (*Bear, Cheng*, 2010):

Při řešení pohybu podzemní vody zůstává předmětem zájmu nejčastěji Darcyho rychlost (2.2), která jednoznačně udává množství proteklé vody v uvažované oblasti. V praxi se při vyhodnocování proudění vody porézním prostředím nahrazuje skutečný materiál kontinuem, pro které zavádíme makroskopické parametry, jako je hydraulická vodivost.

Darcyho zákon pro hustotu toku lze napsat, jako:

(2.4)

nebo v diferenciální formě:

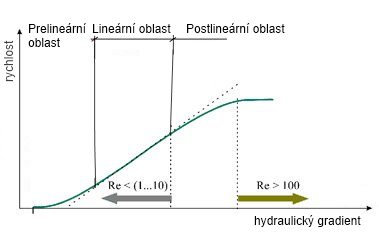
kde dH/dl je hydraulický gradient. Tato rovnice platí pro jednosměrné proudění v homogenním prostředí.

V případě třírozměrného heterogenního anizotropního proudění rychlost *v* rozepisujeme po složkách, kde *xyz* reprezentují osy souřadného systému.

kde K pro jednotlivé složky tvoří tenzor hydraulické vodivosti (*Freeze, Cherry*, 1979).

## Omezení platnosti Darcyho zákona

Lineární závislost vyjádřena Darcyho zákonem je reprezentována vztahem rychlosti proudění (hustota toku) a hydraulickým gradientem. Lineární závislost má však své omezení, kde již neplatí, jak ukazuje obrázek č. 2, tyto hraniční hodnoty označujeme jako meze platnosti Darcyho zákona (*Valentová*, 2007)



Obr. 3.: Meze platnosti Darcyho zákona

Pro půdní prostředí udává Richardson kritickou hodnotu Reynoldsova čísla přibližně 1 a Lindquist 1 až 4. Pavlovskij zahrnuje do Reynoldsova čísla i vliv pórovitosti a kritické hodnoty uvádí v intervalu od 7 do 9. Rozdílné kritické hodnoty Reynoldsova čísla lze vysvětlit odlišnou metodikou pokusů při experimentech a také tím, že Reynoldsovo číslo není pro půdní prostředí přesně vystihující charakteristikou. Navíc hranici mezi lineárním a postlineárním prouděním je obtížné přesně stanovit, protože přechod z jednoho režimu proudění do druhého je plynulý (Kazda, 1997).

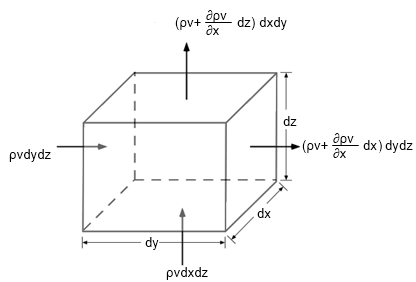
Pro velmi hrubozrné materiály, kde převládají setrvačné síly nad viskózními a opak u velmi jemnozrnných zemin dochází k porušení lineární závislosti mezi rychlostí toku a hydraulickým gradientem, kdy určujícím parametrem se stává bezrozměrné Reynoldsovo číslo **Re** *(Valentová,* 2007*)*.

Re =

kde v je rychlost proudění [L/T], *v* kinematická viskozita [L2/T] a d reprezentuje průměr efektivního zrna [L].

## Ustálené (stacionární) proudění podzemní vody

Proudění, pro které platí, že vektory rychlosti v proudovém poli jsou v čase konstantní, označujeme jako proudění ustálené. Uvažujeme-li jednotkový objem porézního materiálu viz. obrázek č. 1 a tento element označíme za elementární objem.



*Obrázek číslo 1. Elementární objem.*

Pak zákon kontinuity při tomto režimu proudění stanovuje, že množství přitékající vody do elementárního objemu se rovná objemu vody, který daný elementární objem opustí. Tento vztah vyjadřuje zápisem:

## kde *v* jsou vektory rychlosti po jednotlivých složkách a ρ je hustota kapaliny. Pokud označíme danou kapalinu za nestlačitelnou, pak platí, že ρ(x,y,z) je konstantní. Výše uvedenou rovnici lze zjednodušit do tvaru:

Substitucí Darcyho zákona pro *vx, vy a vz* získáme rovnice popisující ustálené anizotropní proudění porézním materiálem.

kde *h* hydraulická výška a Kx, Ky a Kz představují hydraulickou vodivost v jednotlivých směrech souřadného systému. Pro izotropní medium můžeme definovat Kx, Ky, Kz jako konstantní hodnoty a homogenní prostředí charakterizovat funkci K(x,y,z), která taktéž nabývá konstantních hodnot. Pro izotropní homogenní prostředí tedy platí vztah:

Tato rovnice je jedna ze základních parciálních diferenciálních rovnic, označovaná jako Laplaceova rovnice. Řešením této rovnice získáme funkci h(x,y,z), která popisuje hodnoty hydraulické výšky v jednotlivých bodech trojrozměrné oblasti řešení. Stává se tak základní rovnicí pro popis proudění podzemní vody v porézních materiálech v ustáleném režimu proudění.

## Dupuitovy postuláty

Při ustáleném proudění podzemní vody s volnou hladinou, často zavádíme zjednodušující Dupuitovy postuláty. Postuláty jsou založeny na předpokladu, že sklon hladiny podzemní vody je malý v rozsahu 1/100 až 10/1000, z toho důvodu lze směr proudění považovat za horizontální (*Valentová*, 2007). Dupuitovy postuláty lze definovat tímto zůsobem:

1. hydraulická výška H(x,y,z) je rovna výšce podzemní vody h(x,y), proudnice jsou vodorovné přímky a ekvipotenciály svislice
2. gradient potenciálu je dán sklonem volné hladiny a je po svislici konstantní.

Po zavedení těchto postulátů můžeme vyjádřit hustotu toku [L/T] jako:

## Dupuitovy postuláty se často používají při řešení proudění podzemní vody, daný problém nám značně zjednodušení, přesto výsledky lze při splnění základních předpokladů považovat za zcela relevantní.

## Neustálené proudění podzemní vody

Při neustáleném proudění elementárním objemem reprezentovaným porézním materiálem platí že, celková rychlost proudící kapaliny v elementárním objemu se rovná časové změně objemu kapaliny uvnitř elementu. Pomocí rovnice kontinuity můžete tuto skutečnost vyjádřit vztahem:

kde *n* je pórovitost materiálu. Víme, že změna hustoty ρ a změna pórovitosti *n* jsou způsobeny změnou hodnoty hydraulické výšky a specifická storativita je definováno jako množství uvolněné vody při jednotkovém poklesu hydraulické výšky, tedy časovou změnu objemu lze vyjádřit jako:

Zavedením předpokladu, že ρ je mnohonásobně větší než můžeme hustotu ρ zanedbat na obou stranách rovnice a po dosazení Darcyho zákona získáme vztah pro popis neustáleného anizotropního proudění nasyceným porézním materiálem:

Pro homogenní materiál a izotropní proudění rovnici redukujeme na tvar:

(1.1)

Rovnice 1.1 je označovaná jako difúzní rovnice, jejíž řešení h(x,y,z,t) popisuje časové rozložení hydraulické výšky v zájmové oblasti. Zdárné vyřešení rovnice vyžaduje znalost těchto hydrogeologických parametrů: hodnotu specifické storativity zvodně a hodnotu hydraulické vodivosti. Pro speciální případ horizontálního kolektoru s napjatou hladinou o mocnosti b, lze rovnici upravit do tvaru:

## kde bezrozměrný koeficient storativity S = Ss/b a transmisivita kolektoru T = Kb (Freeze, Cherry, 1979).

## Rotačně symetrické proudění

Rotačně symetrické proudění při použití cylindrických souřadnic je takové proudění, které je ve všech rovinách, procházející osou vrtu stejné a jehož vektor rychlosti v libovolném bodě x a čase t leží v rovině dané osou vrtu a bodem x. Protože hydraulická výška a její gradient je po zavedení Dupuit postulátů konstantní na vertikále, a protože je proudění symetrické, bude v rovnici popisující proudění podzemních vod vystupovat pouze jedna nezávisle proměnná r – proudění se poté stává jednorozměrným. Pro popis toho proudění používáme cylindrických souřadnic, které jsou definovány souřadnicí *r* vzdálenost od osy symetrie, souřadnicí *z* určující vertikální osu a úhlem průmětu průvodiče *θ*. Diferenciální rovnice popisující radiálně symetrické proudění ve zvodnělé vrstvě ve tvaru pro snížení hladiny má tvar (*Valentová*, 2007).

kde S je storativita vrtu a T transmisivita zvodnělého prostředí.

Tento tvar rovnice nejčastěji používáme při řešení proudění podzemních vod, kde jako hlavní kritérium výpočtu vystupuje snížení hladiny v průběhu hydrodynamické zkoušky (*Wang et al, 2012*). Při čerpání vody z vrtu dochází k uvolňování vody z pórů a v důsledku toho dochází ke snižování hladiny, tvoří se depresní kužel. U kolektorů s napjatou hladinou vlivem stlačitelnosti prostředí a vody nedochází k poklesu hladiny podzemní vody, nýbrž k poklesu piezometrické výšky, která má taktéž tvar depresního kužele (*Domenico et al.,* 1998).

Při čerpání ze studny považujeme proudění za nestacionární, za předpokladu nekonečného dosahu kolektoru a stále se zvětšujícího dosahu depresního kužele. Poměr dosahu studny R definuje vzdálenost vlivu depresního kužele na tvar hladiny podzemní vody (*Pech*, 2010). Pro jeho určení je možné použít empirický vzorec dle Sichardta:

R = 3000 \* s \* K 1/2

kde s je snížení hladiny ve studni [m] a K hydraulická vodivost [m/s].

# Proudění podzemní vody k vrtu

## Hydrodynamické zkoušky

Za hydrodynamické zkoušky označujeme procesy, kterými na hydrogeologických objektech (vrt, studna) na základě pozorování účinku hydrogeologického zásahu do systému stanovujeme hydraulické charakteristiky pozorované oblasti. Hydrodynamické zkoušky můžeme rozdělit do několika základních skupin:

1. Přítoková zkouška, při již se pozoruje reakce objektu na dotaci pozemní vody. Do této skupiny řadíme čerpací zkoušku, při které je měřeno snížení hladiny podzemní vody v čerpaném objektu při konstantním čerpaném množství. Následně můžou být stanoveny hodnoty pro stoupací zkoušku, v podobě záznamu vzestupu hladiny podzemní vody. Zde jsou uvedeny pouze základní typy přítokových zkoušek.
2. Nálevové zkoušky, kde stanovujeme závislost mezi stavem hladiny ve zkušebním objektu a množstvím vody nalévaným do objektu.
3. Vtlačovací zkoušky, při nichž se sleduje závislost tlakových poměrů na vrtu s množstvím tekutiny vtlačované do vrtu přetlakem.
4. Expresní zkoušky, jedná se o zkoušky o velmi krátké době trvání, kdy se do objektu jednorázově přidá nebo odebere určitý objem kapaliny.

Základním výstupem těchto terénním zkoušek je časový průběh změny hladiny podzemní vody v hydrogeologických objektech. Následně jsou data použita jako vstupní data pro vyhodnocovací metody, pomocí které dojde k výslednému určení základních charakteristik zvodnělých vrstev (*Jetel*, 1982).

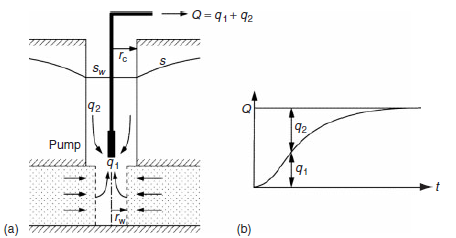
Obrázek čerpacího vrtu a popisem

## Neustálené proudění k ideálnímu vrtu

1. Theis reseni
2. Jacob

## Vlastní objem vrtu

## Pokud poloměr čerpacího vrtu není zanedbatelný, poté na samotném začátku čerpací zkoušky odebírané množství vody pochází z vlastního objemu vrtu a nikoliv z okolního porézního prostředí (*Papadopulos and Cooper*, 1967), na úplném počátku hydrodynamické zkoušky můžeme množství čerpané z vlastního objemu vrtu označit za dominantní jak ukazuje obrázek č.2a Vliv vlastního objemu vrtu na průběh čerpací zkoušky trvá jen několik minut a časem se snižuje viz. obrázek č.2b (*Fenske*, 1977), přesto jeho zanedbáním dojde k nadhodnocení hodnoty statorativity vrtu, přestože vlastní objem vrtu ovlivňuje hodnoty snížení jen na počátku čerpací zkoušky (*Black and Kipp*, 1977).



*Obrázek č. 2 A) ukazuje vliv dodatečných odporů a průběh čerpací zkoušky, q2 představuje množství vody odebrané z vlastního objemu vrtu a q1 reprezentuje objem vody z kolektoru. B) Časový průběh jednotlivých složek čerpaného množství Q*

Model popisující vliv objemu vrtu a průběh snížení hladiny podzemní vody byl popsán Papadopulos and Cooper (1967). Řešení bylo založeno na popisu neustáleného proudění podzemní vody dle Thies modelu, s tím rozdílem, že zde byl uvažován konečný rozměr poloměru vrtu (v Thiesově řešení je vrt považován za ideální, tedy poloměr vrtu je nulový). Dobu trvání ts vlivu vlastního objemu vrtu na průběh hydrodynamické zkoušky lze definovat pro čerpací vrt (*Papadopulos and Cooper*, 1967):

ts = 250 (rc2 – rp2) / T

a pro pozorovací vrt:

ts = 2500 (rc2 – rp2) / T

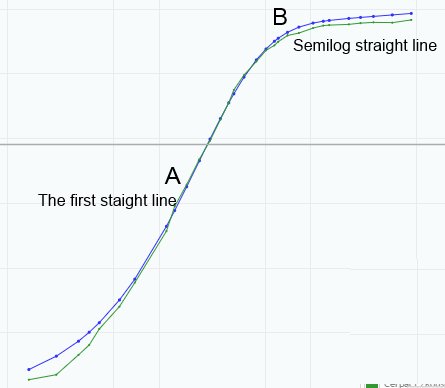
kde rc je well casing radius a rp je pump pipe radius. (ujednotit značení)

Vlastní objem vrtu je často definován pomocí jednotkového faktoru storativity vrtu C, který lze definovat ve zjednodušeném tvaru jako (*Ramey*, 1970):

## kde ΔV je objemová změna [L3] a Δh je změna výšky hladiny ve vrtu.

Při řešení proudění podzemních vod s vlivem vlastního objemu vrtu je často zaváděn bezrozměrný parametr vlastního objemu vrtu ve tvaru:

Pro data z hydrodynamických zkoušek s vlivem vlastního objemu vrtu a dodatečných odporů jsou charakteristické dvě přímkové části. Průběh první přímkové části semilogaritmického grafu **A** (obrázek č. 3) čerpací zkoušky určují hodnoty vlastního objemu vrtu a dodatečných odporů (Garcia-Rivera and Raghavan, 1979; Tiab, 1995). Validní vyhodnocení zkoušky pomocí metod založených na Thies modelu se provádí na druhé přímkové části **B** (Fig. 3) semilogaritmického grafu snížení hladiny podzemní vody, která již není zatížena vlivem čerpání vlastního objemu vrtu (Agarwal et al. 1970, Remay 1976). Pro první přímkový úsek **A** je charakteristický vyšší sklon než v případě druhého přímkového úseku **B** na semilogaritmickém grafu s(t) jak ukazuje obrázek č. 3. Charakteristickým rysem první přímkové časti funkce s(t) je jednotkový sklon (45°)po vynesení do logaritmického grafu. Během této fáze hydrodynamické zkoušky je množství čerpané vod z vlastního objemu vrtu dominantní.



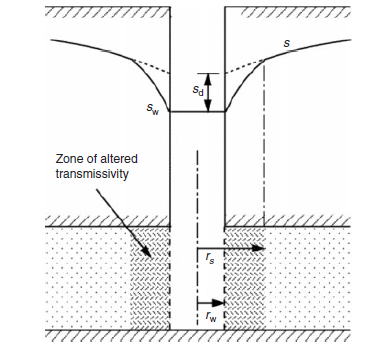
Obrázek č. 3. tvar křivky reprezentující průběh snížení na vrtu s vlivem vlastního objemu vrtu. První přímková část A definuje úsek s vlivem vlastního objemu vrtu.

## Dodatečné odpory

Hodnoty snížení na čerpaném objektu můžou být značně ovlivněny dodatečnými odpory. Jejich vliv na výsledná pozorované snížení hladiny podzemních vody způsobuje oblast v těsném okolí vrtu a na stěně vrtu. Oblast výskytu zpravidla nepřesahuje vzdálenost 6m od osy vrtu (*Van Everdingen*, 1953). Oblast je charakteristická pozměněnou charakterizací porézního materiálu ve smyslu hydraulických vlastností, v důsledku čehož dochází k změně měřených hodnot snížení hladiny podzemní vody na pozorovaném objektu vůči snížení, které vychází z teoretického Theis modelu pro ideální vrt (Obr. č. 4). Tento vztah můžeme vyjádřit jako:

Sv = ste + sw (opravit dle obrázku)

kde sv je pozorované snížení na vrtu vlivem čerpání, sw je snížení způsobené dodatečnými odpory a ste je snižení vycházející z Theis modelu.



Obrázek č. 4.: snížení na vrtu ovlivněné dodatečnými odpory

Dodatečné odpory jsou způsobeny řadou jevů, které vznikají během samotného zhotovení vrtu, ale také v průběhu čerpaní podzemní vody z vrtu. Při vrtání horninovým prostředím dochází ke kolmataci okolí vrtu, což sebou přináší změnu hydraulických vlastností porézního prostředí a následný vliv na dataci podzemní vody do vrtu. Mezi další dodatečné odpory může zařadit zmenšení aktivní plochy vrtu, turbulentní režim proudění v blízkosti vrtu, hloubka vrtu neodpovídá mocnosti kolektoru a další. Jednotlivé složky dodatečných odporů lze rozdělit na (*Jetel*, 1982):

1. Kolmatace vrtu – ucpání pórů jemným materiálem, čímž dochází ke snížení průtočnosti porézního prostředí nebo v důsledku narušení struktury materiálu při hloubení nebo následném vystrojování objektu.
2. Zmenšení aktivního průřezu stěny – omezení průtočnosti vlivem instalace filtru, perforované pažnice apod.
3. Neúplný průnik – vrt neprochází celou mocností kolektoru.
4. Ucpání filtru – zachycování částic hornin nebo obsypu v otvorech filtru. Chemická inkrustace a ucpání otvorů filtru působením mikroorganismů a bakterií.
5. Tření proudící kapaliny o stěny vrtu a jejím vnitřním třením.
6. Turbulentní režim proudění ve zvodnělé vrstvě, zejména pak v blízkosti odběrového vrtu.
7. Ostatní druhy dodatečných odporů

Díky velkému množství faktorů, které definují výslednou hodnotu dodatečných odporů, je obtížné jejich přesné dílčí určení, z toho důvodu se často zavádí sumární vyjádření dodatečných odporů sw, které reprezentuje část snížení přímo ovlivněnou výskytem dodatečných odporů.

## Rovnice popisující proudění ke skutečnému vrtu a jejich řešení (Laplace, Stehfest)

# Seznam literatury

VALENTOVÁ J., 2007: Hydraulika podzemní vody. *ČVUT, Praha.*

PECH, P. 2010. Speciální případy hydrauliky podzemních vod. Česká zemědělská univerzita v Praze ve Výzkumném ústavu vodohospodářském T. G. Masaryka v.v.i., 49, ISBN-978-80-87402-04-7

HEATH C. RALPH, 1983. Basic Ground-Water hydrology. Geologigal survey Dallas.

JETEL J., 1982:

FREEZE A, CHERRY JA, 1979, Groundwater, Prentice Hall, Englewood Cliffs.

BEAR, Jacob, CHENG, Alexander H.-D., 2010, Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport, Springer Netherlands, ISBN 978-1-4020-6681-8

KAZDA I., 1997: Podzemní hydraulika v ekologických a inženýrských aplikacích.

*Academia, Praha.*

DOMENICO P. A., SCHWARTZ F. W. 1998. Physical and chemical hydrogeology. Wiley: 60-63, ISBN-10: 0471597627

WANG C. T., YEH H., TSAI C. 2012. Transient drawdown solution for a constant pumping test in finite two-zone confined aquifers. *Hydrology and Earth System Sciences*

Papadopulos, I. S. and H. H. Cooper, 1967: Drawdown in a wellof large diameter well. Water Resour. Res., 3, 241-244, doi: 10.1029/WR003i001p00241.

Fenske, P. R., 1977: Radial flow with discharging-well and observation-wellstorage. J. Hydrol., 32, 87-96, doi: 10.1016/0022-1694(77)90120-2.

Black, J. H. and K. L. Kipp, 1977: Observation well response time and its effect upon aquifer test results. J. Hydrol., 34, 297-306, doi: 10.1016/0022-1694(77)90137-8.

Ramey, H. J. Jr.: 1976, Practical Use of Modern Well Test Analysis, paper SPE, 5878 preseted at the SPE-AIME 46th Annual California Regional Meeting, Long Beach, CA, April 8-9,

Ramey, H. J. Jr.: 1970, Short-time well test data interpretation in the presence of skin effect and wellbore storage , J. Pet. Tech., Jan., 97

Streltsova, T. D., 1988: Well Testing in Heterogeneous Formations, Wiley, New York, 413 pp.

Taib D., 1995. Analysis of pressure und pressure derivative without type-curve matching – Skin and wellbore storage. Journal of Petroleum Science and Enginneering.: 170-181.

Agarwal, R. G., R. Al-Hussainy, and H. J. Ramey Jr., 1970: An investigation of wellbore storage and skin effect in unsteady liquid flow: I. Analytical treatment. Trans. Soc. Pet. Eng. AIME, 249, 279-290.

van Everdingen, A.F., Hurst, W., 1953. The skin effect and its influence on the productive capacity of the well. Transactions of the American Institute Mineralogical Metallurgical and Petrological Engineering. 198, 171–176.