

# ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování



BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

## Měření nasycené hydraulické vodivosti a porovnání různých metod měření

Autor bakalářské práce: Daniel Ivanov

Vedoucí diplomové práce: Ing. Martin Kovář

© Praha 2023

## **Čestné prohlášení**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci na téma „Měření nasycené hydraulické vodivosti a porovnání různých metod měření“ vypracoval samostatně a citoval jsem všechny informační zdroje, které jsem v práci použil a které jsem rovněž uvedl na konci práce v seznamu použitých informačních zdrojů. Jsem si vědom, že na moji závěrečnou práci se plně vztahuje zákon č. 121/2000 Sb., o právu autorském, o právech souvisejících s právem autorským a o změně některých zákonů, ve znění pozdějších předpisů, především ustanovení § 35 odst. 3 tohoto zákona, tj. o užití tohoto díla. Jsem si vědom, že odevzdáním závěrečné práce souhlasím s jejím zveřejněním podle zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách a o změně a doplnění dalších zákonů, ve znění pozdějších předpisů, a to i bez ohledu na výsledek její obhajoby. Svým podpisem rovněž prohlašuji, že elektronická verze práce je totožná s verzí tištěnou a že s údaji uvedenými v práci bylo nakládáno v souvislosti s GDPR.

V Praze dne 22. dubna 2023

.....

Daniel Ivanov

## **Poděkování**

Rád bych zde poděkoval všem, kteří mi byli při tvorbě této práce nápomocni. Především děkuji vedoucímu mé bakalářské práce Martinu Kovářovi za poskytnuté rady a čas a dále také rodině a přátelům za podporu.

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

# ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Daniel Ivanov

Vodní hospodářství

Název práce

**Měření nasycené hydraulické vodivosti a porovnání různých metod měření**

Název anglicky

**Measurement of saturated hydraulic conductivity and comparison of different measurement methods**

## Cíle práce

Cílem práce je porovnání měření nasycené hydraulické vodivosti laboratorním permeametrem a automatickým přístrojem KSAT. Dílčím cílem práce je sepsání literární rešerše se zaměřením na nasycenou hydraulickou vodivost a základní hydrofyzikální vlastnosti.

## Metodika

Stručně popsat základní hydrofyzikální vlastnosti půdy úzce související s nasycenou hydraulickou vodivostí a terénní a laboratorní metody měření.

V laboratoři připravit několik vzorků s písčitou zeminou a změřit na nich nasycenou hydraulickou vodivost s využitím laboratorního permeometru a automatického přístroje KSAT. Vyhodnotit naměřená data a porovnat výsledky měření obou metod.

**Doporučený rozsah práce**

35 stran

**Klíčová slova**

nasyčená hydraulická vodivost, pórovitost, KSAT, laboratorní permeametr

**Doporučené zdroje informací**

- Dingman, S. L., 2008. Physical hydrology. 2. vydání. Illinois: Waveland Press. ISBN 978-1577665618
- Icardi, M., Boccardo, M., Dentz, G., 2019. Upscaling Flow and Transport Processes. In: Toschi, F., Sega, M. (eds) Flowing Matter. Soft and Biological Matter. Springer, Cham.
- Pavlásek, J., Jačka, L., 2014. Hydropedologie. Praha: Česká zemědělská univerzita v Praze.
- Šarapatka, B., 2014. Pedologie a ochrana půdy. Olomouc: Univerzita Palackého v Olomouci, ISBN 978-80-244-3736-1.
- Tomášek, M., 2007. Půdy České republiky. Praha: Česká geologická služba, ISBN 978-80-7075-688-1.

**Předběžný termín obhajoby**

2022/23 LS – FŽP

**Vedoucí práce**

Ing. Martin Kovář

**Garantující pracoviště**

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 16. 3. 2023

**prof. Ing. Martin Hanel, Ph.D.**

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 16. 3. 2023

**prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.**

Děkan

V Praze dne 26. 03. 2023

## **Abstrakt**

Tato práce se zaměřuje na různé metody měření nasycené hydraulické vodivosti a faktory, které ovlivňují její hodnotu. V úvodu jsou představeny základní pojmy a definice vztahující se k hydraulické vodivosti. Následně jsou diskutovány jednotlivé faktory, jež ovlivňují hodnotu nasycené hydraulické vodivosti, včetně typu půdy, teploty, zrnitosti, pórovitosti a vodivosti. Dále jsou prezentovány různé metody jejího měření, zejména pak metoda měření konstantním spádem v laboratorním permeamtru a experimentální měření s automatickým přístrojem KSAT. Práce je uzavřena shrnutím výsledků a diskuzí o nich. Získané poznatky mohou být využity při měření a následném vyhodnocování dat z laboratorního permeamtru a automatického přístroje KSAT.

**Klíčová slova:** nasycená hydraulická vodivost, pórovitost, KSAT, laboratorní permeametr

**Abstrakt EN:**

This work focuses on various methods for measuring saturated hydraulic conductivity and the factors that influence its value. The introduction presents basic concepts and definitions related to hydraulic conductivity. Subsequently, individual factors that affect the value of saturated hydraulic conductivity are discussed, including soil type, temperature, grain size, porosity, and conductivity. Various methods for measuring saturated hydraulic conductivity are presented, particularly the method of measuring constant head in a laboratory permeameter and experimental measurement with an automatic KSAT device. The work concludes with a summary of the results and a discussion of them. The findings can be used in the measurement and subsequent evaluation of data from a laboratory permeameter and automatic KSAT device.

**Key words:** saturated hydraulic conductivity, porosity, KSAT, laboratory permeameter

# Obsah

1	Úvod.....	9
2	Cíle práce.....	10
3	Literární rešerše .....	11
3.1	Půda.....	11
3.1.1	Význam půdy .....	11
3.1.2	Vznik půdy .....	12
3.2	Základní fyzikální vlastnosti půdy ovlivňující nasycenou hydraulickou vodivost .....	13
3.2.1	Zrnitost .....	13
3.2.2	Struktura.....	14
3.2.3	Půdní póry .....	15
3.2.4	Měrná hmotnost půdy .....	16
3.2.5	Objemová hmotnost půdy .....	17
3.3	Základní fyzikální vlastnosti vody ovlivňující nasycenou hydraulickou vodivost .....	18
3.3.1	Hustota .....	18
3.3.2	Viskozita .....	18
3.4	Půdní voda.....	19
3.4.1	Síly působící na vodu v půdě .....	19
3.4.2	Půdní potenciál.....	20
3.5	Proudění vody v půdě.....	21
3.6	Darcyho zákon .....	22
3.6.1	Meze platnosti Darcyho zákona.....	23
3.7	Nasycená hydraulická vodivost.....	25
3.8	Měření nasycené hydraulické vodivosti.....	26
3.8.1	Nepřímé (empirické) metody měření nasycené hydraulické vodivosti. 26	
3.8.2	Přímé metody měření nasycené hydraulické vodivosti.....	27
3.8.3	Zařízení pro měření $K_s$ s konstantním spádem .....	30
4	Metodika.....	33
4.1	Měření nasycené hydraulické vodivosti .....	33
4.1.1	Materiál .....	33
4.1.2	Příprava vzorků .....	35
4.1.3	Vlastní měření nasycené hydraulické vodivosti.....	39



5	Výsledky .....	45
5.1	Výsledky výpočtů objemové hmotnosti vzorků .....	45
5.2	Výsledky měření .....	45
5.2.1	První série měření .....	46
5.2.2	Druhá série měření .....	47
5.2.3	Porovnání měření .....	49
6	Diskuze .....	51
7	Závěr .....	53
8	Přehled použité literatury .....	54
9	Seznam obrázků a tabulek .....	57
9.1	Seznam obrázků .....	57
9.2	Seznam tabulek .....	58
10	Seznam příloh .....	59

# 1 Úvod

Průchod vody, pohyb živin, transport znečišťujících látek, transpirace rostlin a mnoho dalších procesů, které probíhají v půdním ekosystému, to vše závisí na hydraulické vodivosti půdy. Proto je nasycená hydraulická vodivost jednou z nejdůležitějších hydropedologických charakteristik půdy, kterou je třeba při studiu a simulaci hydrologických procesů pochopit.

Nasycená hydraulická vodivost půdy je ovlivněna řadou proměnných, jako jsou velikost zrna, pórovitost, struktura půdy, koncentrace organické hmoty a mnoho dalších. Tyto prvky mají zásadní vliv na schopnost půdy procházet vodou a dalšími půdně-environmentálními procesy. Proto je při měření a zkoumání nasycené hydraulické vodivosti půdy zásadní porozumět těmto faktorům a vzít je v úvahu.

V průběhu let bylo vyvinuto mnoho různých metod měření nasycené hydraulické vodivosti, a to včetně laboratorních a terénních, které se liší výběrem metodiky a měřících přístrojů. Tato práce se zabývá různými metodami měření nasycené hydraulické vodivosti půdy a přibližuje čtenáři jednotlivé faktory, které ovlivňují nasycenou hydraulickou vodivost. Práce poskytuje přehled o nejčastěji používaných metodách a diskutuje o výhodách a nevýhodách každé z nich. Cílem této práce je tedy poskytnout ucelený pohled na faktory, jež významně ovlivňují nasycenou hydraulickou vodivost, a na problematiku měření této vlastnosti půdy. Práce má přínos pro zlepšení poznání hydrofyzikálních vlastností půdy a pro zvyšování přesnosti měření nasycené hydraulické vodivosti, což má význam pro řadu aplikací v oblasti životního prostředí a stavebnictví.

## **2 Cíle práce**

Cílem této práce je provést měření nasycené hydraulické vodivosti na vybraných písčítých materiálech s využitím laboratorního permeometru a nového automatického měřice KSAT od firmy METER Group. Bude následovat analýza výsledků měření a porovnání mezi oběma měřicími přístroji. Před samotným měřením je vhodné porozumět jednotlivým faktorům, které ovlivňují nasycenou hydraulickou vodivost v půdě. Tomuto tématu se bude věnovat teoretická část práce.

## 3 Literární rešerše

### 3.1 Půda

Půdě lze rozumět jako trojfázovému systému, tvořenému pevnou, kapalnou a plynnou částí. Plynná a kapalná část půdy se nachází v pórech a je značně ovlivňována srážkami, z čehož plyne, že jsou tyto části systému časově velmi variabilní. Ačkoliv i pevná část půdy podléhá okolním vlivům, její změny jsou viditelné až v dlouhodobém měřítku (Pavlásek, Jačka, 2014). Ve své podstatě je půda směsí minerálů, organické hmoty, vody a vzduchu. Relativní poměry těchto složek určují fyzikální a chemické vlastnosti půdy, jako jsou její textura, struktura, obsah živin a schopnost zadržovat vodu.

Celkově je půda komplexním a dynamickým systémem, který hraje zásadní roli v udržení života na Zemi. Půda je však často ohrožována činnostmi, jako jsou změny ve využívání půdy, odlesňování a degradace půdy, což může snížit její schopnost plnit své důležité funkce (Kutílek et al., 2004). Aby bylo zajištěno, že půda bude i nadále plnit její funkce, je důležité porozumět důležitosti půdy a podniknout kroky k ochraně a řízení tohoto cenného zdroje jak pro nás, tak pro budoucí generace (Šarapatka, 2014).

#### 3.1.1 Význam půdy

Nejdůležitější vlastností půdy je její úrodnost. Půda je pro rostliny primárním zdrojem základních živin, jako jsou dusík, fosfor a draslík. Tyto živiny spolu s vodou a slunečním zářením podporují růst a vývoj rostlin, které tvoří základ potravního řetězce mnoha organismů (Pavlů, 2019). Půdy bohaté na živiny a s dobrou fyzickou strukturou podporují zdravý růst rostlin a vysoké výnosy plodin a zároveň snižují riziko degradace půdy a eroze (Kutílek, 1978).

Dalším významným přínosem půdy je filtrace a regulace vody (Lin et al., 2005). Půda funguje jako filtr vody, který odstraňuje znečišťující látky a nečistoty. Zároveň pomáhá regulovat množství vody dostupné pro rostliny a okolní prostředí tím, že absorbuje a zadržuje vodu, čímž snižuje riziko záplav a sucha (Dingman, 2008). Vznikají tak rezervoáry vody o různých velikostech umožňující život rostlin a organismů.

V neposlední řadě půda slouží jako domov velkého množství mikroorganismů, hmyzu a dalších volně žijících živočichů, kteří hrají zásadní roli při udržování rovnováhy ekosystémů. Organismy podporují zdraví a produktivitu rostlin a jsou zodpovědné za procesy, jako jsou koloběh živin nebo tvorba a rozklad půdy (Prax et al., 1995).

### **3.1.2 Vznik půdy**

Tvorba půdy je nepřetržitý a dynamický proces, na jehož počátku stojí zvětrávání matečné horniny, kdy jsou horniny vystaveny fyzikálním, chemickým a biologickým procesům, jež způsobují jejich rozpad na menší kousky. K fyzikálnímu zvětrávání dochází v důsledku klimatických faktorů, jako je mrznutí a tání nebo vodní a větrná eroze. U fyzikálního zvětrávání nedochází ke změně chemického složení, pouze k rozrušení horniny. Chemické zvětrávání vzniká v důsledku chemických reakcí horniny s půdou, přičemž dochází ke změnám chemických vlastností matečné horniny. Zejména jde o procesy hydrolýzy, oxidace a redukce nebo karbonizace. Dále může nastat biologické zvětrávání způsobené činností živých organismů (Šarapatka, 2014).

To, jakým způsobem hornina zvětrává, ve velké míře záleží na pedogenetických faktorech a podmínkách (Šarapatka, 2014). Mezi pedogenetické faktory se řadí typ matečné horniny, klima, půdní organismy a vegetace a činnost člověka. Tyto faktory aktivně přispívají k tvorbě půd. Pedogenetické podmínky, mezi něž patří vliv času a reliéfu, ovlivňují intenzitu jednotlivých faktorů a podmiňují tak vznik určitých typů půd. Zároveň je však vliv jednotlivých pedogenetických faktorů a podmínek „nedílný“, tzn. že ve vzniku půd hrají roli současně všechny dílčí faktory a podmínky (Pavlů, 2019).

Matečná hornina je počáteční materiál, který ovlivňuje vlastnosti tvořené půdy. Zrnitostní složení neboli textura má vliv na půdní vlastnosti jako propustnost půdy a schopnost zadržet vodu. Chemismus hornin je pak rozhodující pro její chemické vlastnosti a celkovou „minerální sílu“, která funguje jako předpoklad pro kvalitní výživu rostlin (Kutílek et al., 2004).

Vliv klimatu na tvorbu půdy je možné rozdělit na přímo a nepřímo působící. Mezi přímo působící vlivy klimatu se řadí především srážky, vítr a vypařování, které ovlivňují teplotu půdy, což zvyšuje rychlost působení ostatních pedogenetických faktorů (Prax et al., 1995). Jako nepřímo působící vliv se označuje dopad klimatu na organismy a vegetaci (Šarapatka, 2014).

Půda je domovem velkého množství živých organismů, včetně bakterií, hub, hmyzu, jež pomáhají rozkládat organickou hmotu, uvolňovat živiny a vytvářet půdní strukturu (Šarapatka, 2014). S aktivitou edafonu souvisí i vliv vegetace. Vegetace hraje důležitou roli při tvorbě půdy tím, že poskytuje organickou hmotu, stabilizuje povrch půdy a upravuje klima transpirací a stínem. Typ vegetace přítomné v dané oblasti může také ovlivnit vlastnosti půdy, jako jsou obsah živin, schopnost zadržovat vodu a strukturu (Kutílek et al., 2004).

Členitost povrchu Země je významnou pedogenetickou podmínkou, která dává do souvislosti morfologii a klimatické podmínky oblasti. Způsob, jakým je například orientovaný svah, má zásadní vliv na distribuci srážek a dopadající sluneční energii nebo ohroženost půdy větrnou a vodní erozí (Pavlů, 2019). S morfologií souvisí i nadmořská výška, kde ve větších výškách je chladné klima, které zpomaluje některé pedogenetické procesy a ovlivňuje vegetaci nebo vodní režim půd (Šarapatka, 2014).

Na půdu v průběhu času působí zmíněné pedogenetické faktory. Postupně se částice zvětralých hornin a organická hmota hromadí a vytvářejí půdní horizonty, což jsou odlišné vrstvy v půdním profilu. Právě podle horizontů je přibližně určováno stáří půd (Kutílek et al., 2004). Vliv času vlastně označuje délku doby, kdy měly pedogenetické faktory možnost nepřerušeně působit a ovlivňovat tak vlastnosti půdy (Prax et al., 1995).

## **3.2 Základní fyzikální vlastnosti půdy ovlivňující nasycenou hydraulickou vodivost**

### **3.2.1 Zrnitost**

Zrnitost půdy je jednou ze základních fyzikálních vlastností půdy a popisuje velikost a distribuci elementárních částic ve vzorku. Základní klasifikací je rozdělení zrnitostní frakce na skelet, což jsou půdní částice větší než 2 mm, a na jemnozem, tedy částice menší než 2 mm. Částice jemnozeme ovlivňují všechny základní vlastnosti půdy, a proto se pro analýzy zrnitostního složení zkoumá právě tato zrnitostní frakce (Vopravil et al., 2010).

Podle zastoupení půdních částic je možné stanovit půdní druhy. Půdním rozborem se zjistí procentuální zastoupení elementárních částic ve vzorku, které se následně vynese na křivku zrnitosti. Z té už je možné využitím trojúhelníkového diagramu

determinovat půdní druh, jehož znalost je důležitá například v zemědělství – hlinité půdy mají schopnost udržovat vlhkost a živiny, což je vhodné při pěstování plodin. Naopak u písčitých půd je tato schopnost obvykle nižší a pěstování vyžaduje časté hnojení a zavlažování.

Jak již bylo zmíněno, zrnitost ovlivňuje chování vody v půdě – větší hrubá zrna štěrku nebo písku k sobě nepřiléhají stejně jako zrna jemnozrnného jílu. Nedoléháním velkých zrn vzniká systém makropórů, které vlivem gravitační síly vedou vodu hlouběji do profilu (Pavlů, 2019). Naopak když voda prosakuje jemnozrnným materiálem, kde k sobě částice více doléhají a vytvářejí systém mikropórů, je pohyb vody v profilu zpomalen (Pavlásek, Jačka, 2014). S tím souvisí i sorpční schopnost půdy, tedy schopnost poutání živin v půdní vodě natolik silně, aby živiny nepronikaly do hloubek nedostupné pro rostliny, ale ne tak silně, aby rostliny a živočichové nebyly schopny živiny využít (Pavlů, 2019). Je tedy stanovena spojitost mezi zrnitostí a pórovitostí.

### **3.2.2 Struktura**

V přírodě se půdní částice nenachází izolovaně, ale ve formě agregátů. Agregáty jsou shluky půdních částic, které jsou spojovány látkami amorfni povahy (tmely) a koagulací (Kutílek et al., 2004). Takto spojené půdní částice jsou stabilní ve vodě, pokud stabilní nejsou, hovoříme o pseudoagregátech. Zásadní roli při spojování agregátů hrají organické látky. Pokud není půda dostatečně zásobována organickými látkami, ať už z přírody (umírání živočichů a odumírání kořenů rostlin), nebo lidskou činností (dodávání tmelů, hnojení organickými hnojivy), dochází k rozpadu půdních agregátů (Pavlásek, Jačka, 2014).

Způsob, jakým se agregáty prostorově uspořádají v půdě, označujeme jako půdní strukturu. S tvorbou půdní struktury souvisí nutnost existence mikroagregátů, které jsou tvořeny zkoagulovanými půdními koloidy, spojením půdních částiček tmely nebo hrubými půdními částičkami s koloidním povlakem (Kutílek a kol., 2004). Vlivem zvětšení velikosti mikroagregátů (< 0,25 mm) postupným „nabalováním“ půdních částiček, nebo shlukováním mikroagregátů dochází k vytvoření makroagregátů (> 0,25 mm) (Kutílek et al., 2004). Ty jsou důležité pro udržení půdní struktury a pro lepší pohyb vzduchu a vody v půdě.

V rámci porézního prostředí ovlivňuje struktura půdy množství pórů v půdě. V nestrukturních půdách převažují kapilární póry, které mají za následek vyšší náchylnost k přesycení srážkovou vodou a následné ohrožení struktury rozpadem agregátů. Zato půdy s dobrou strukturou mají lepší poměr kapilárních a nekapilárních pórů. Vlivem dostatku kapilárních pórů a jejich optimální velikosti půda získává schopnost srážkovou vodu zasáknout a následně ji i v sobě udržet. Voda by jinak odtékla povrchovým odtokem, nebo by se vypařila (Kutílek et al., 2004). Půdní struktura má tedy vliv na pohyb půdní vody, její retenci v profilu, ochranu před erozí nebo na vývoj rostlin (Toková et al., 2020). Je vhodné o její stabilitu pečovat, jelikož destrukce půdní struktury může vést ke zhoršení všech půdní charakteristik a nižšímu výnosu plodin (Vopravil et al., 2010).

### **3.2.3 Půdní póry**

V půdě se mezi agregáty vytváří prostory, které nejsou zaplněny pevnou fází půdy jež se nazývají půdní póry. Jejich objem, tvar, velikost a způsob propojení zásadně ovlivňuje retenci a proudění vody v půdě. Zmíněné vlastnosti jsou vymezené jak strukturou půdy, tak zrnitostním složením (Pavlů, 2019).

Jelikož v půdě není žádný pór identický (složitý zakřivený tvar) a je nemyslitelné řešit geometrii každého póru samostatně, obecně se zavádí zjednodušení, že každý pór má válcovitý tvar o nějakém průměru. Takto zjednodušené póry se dají charakterizovat jejich ekvivalentním průměrem, tzn. voda v póru je ovlivněna kapilárními silami stejně, jako by byla ovlivněna v póru o válcovém tvaru. Póry na sebe navazují a vzniká tak porézní systém (Kutílek et al., 2004).

#### **3.2.3.1 Pórovitost – kvantita**

Pórovitost udává celkový objem pórů ve vzorku půdy. Pórovitost ovlivňuje obsah a složení vzduchu v půdě, dále také vývoj vegetace a společně s kvalitou pórů do velké míry i život půdních mikroorganismů (Kutílek et al., 2004).



K výpočtu pórovitosti můžeme přistupovat dvěma způsoby, ovšem oba vyjádří pórovitost jako bezrozměrné číslo, které je následně možné vyjádřit v procentech:

- a) Obecně se pórovitost ve vzorku zjišťuje z hodnot objemové hmotnosti  $\rho_d$  a měrné hmotnosti půdy  $\rho_z$  jako:

$$P = \frac{\rho_z - \rho_d}{\rho_z}$$

Rovnice 1 (Kozák et al., 2008)

- b) Ale podle Pavlásk, Jačky (2014) je možné k pórovitosti dojít úvahou, že se dá do poměru objem „prázdných“ prostorů (prostory zaplněné vodou a vzduchem) ku celkovému objemu vzorku. Pórovitost tedy nepřímou určuje množství pevných částic ve vzorku a vypočítá se jako:

$$P = \frac{V_A + V_W}{V_A + V_W + V_M}$$

Rovnice 2

kde  $V_A$  je objem plynné složky,  $V_W$  je objem kapalně složky a  $V_M$  je objem pevně složky.

### 3.2.3.2 Klasifikace pórů podle velikosti – kvalita

Za předpokladu ekvivalentních průměrů pórů je možné póry klasifikovat i podle jejich velikost a podle sil, které na vodu v pórech působí. Lze tedy rozlišit póry kapilární, nekapilární a semikapilární (Pavlů, 2019). Kapilární póry se nejčastěji vyskytují uvnitř agregátů, jsou tenké a kapilární síly tak mají převahu nad silou gravitační. Naopak v nekapilárních pórech, které mají větší průměr, může voda volně proudit, protože gravitační síla je větší než síly kapilární. Většinou se objevují mezi jednotlivými agregáty. Semikapilární póry pak představují jakýsi přechod mezi kapilárními a nekapilárními póry (Prax et al., 1995). Vliv tvaru a velikosti pórů na strukturu půdy je více rozebírán v kapitole 3.2.2.

### 3.2.4 Měrná hmotnost půdy

Měrná hmotnost půdy [g/cm<sup>3</sup>] neboli zdánlivá hustota pevných částic půdy popisuje obsah jednotlivých minerálů a organických látek v půdě (Šarapatka, 2014). Je to hmotnost objemové jednotky pevné fáze půdy v porušeném vzorku, kde není zahrnut vliv pórů – pevné částice zaplňují celý prostor.

Například křemen má hodnotu 2,65 [g/cm<sup>3</sup>] a jakožto nejčastěji zastoupený minerál v půdách tak ovlivňuje průměrnou měrnou hmotnost většiny půd (Kutílek, 1978). Měrná hmotnost se zvyšuje v případech, kdy půda obsahuje těžší minerály jako hematit nebo pyrit. Hodnota se naopak zmenšuje, pokud je v půdě větší množství humusu. Obecně lze tedy říct, že hodnota měrné hmotnosti půdy závisí na minerálním složení a přítomnosti organické hmoty (humusu) (Prax et al., 1995). Hodnota měrné hmotnosti se získává výpočtem:

$$\rho_m = \frac{m_M}{V_m}$$

Rovnice 3 (Pavlásek, Jačka, 2014)

kde  $m_M$  je hmotnost pevných částic a  $V_m$  je objem pevné fáze půdy.

Za účelem získání hodnoty hmotnosti pevných částic se odebere vzorek půdy ze sledovaného území, který se následně vysuší a zváží (Pavlásek, Jačka, 2014). K získání objemu se využívá vážení v pyknometru (Šarapatka, 2014). Finální hodnota se využívá k výpočtu půdní pórovitosti a při stanovení půdní zrnitosti (Prax et al., 1995).

### 3.2.5 Objemová hmotnost půdy

Objemová hmotnost půdy vyjadřuje hmotnost pevné fáze půdy v jednotce objemu v neporušeném stavu. Jedná se o důležitou charakteristiku půdy, která odráží její pórovitost a hustotu. Vyšší hodnoty objemové hmotnosti půdy obvykle naznačují nižší pórovitost a vyšší hustotu půdy (Vopravil et al., 2010).

Rozlišuje se objemová hmotnost suché půdy a objemová hmotnost vlhké půdy. V případě objemové hmotnosti vlhké půdy se jedná o poměr hmotnosti celého vzorku, tedy včetně hmotnosti vody a vzduchu, a objemu celého vzorku. Vypočítá se jako:

$$\rho_w = \frac{m_M + m_w}{V}$$

Rovnice 4 (Prax et al., 1995)

kde  $m_w$  je hmotnost vody v pórech a  $V$  je celkový objem půdy.

Z rovnice 4 tedy vyplývá, že objemová hmotnost vlhké půdy závisí na vlhkosti a v čase je velice proměnná vlivem změn ve vlhkostním poměru, které mohly nastat působením klimatických podmínek a případným způsobem obdělávání půdy (kypření, zhutňování) (Prax et al., 1995). Na svrchnějších vrstvách půdního horizontu je hodnota

nižší než ve vrstvách hlubších. Tento trend růstu hodnoty se zvyšující se hloubkou je možné přisoudit nižší utuženosti spodních vrstev půdního profilu (Šarapatka, 2014).

Objemová hmotnost suché půdy je hmotnost již vysušené půdy a na rozdíl od objemové hmotnosti vlhké půdy je v průběhu roku stabilnější (Prax et al., 1995). K určení hodnoty se odebere vzorek neporušené půdy do Kopeckého válečku, který se následně vysuší a zváží. Objemovou hmotnost pak obdržíme jako poměr hmotnosti vysušené půdy a objem celého vzorku (Pavlásek, Jačka, 2014).

### **3.3 Základní fyzikální vlastnosti vody ovlivňující nasycenou hydraulickou vodivost**

#### **3.3.1 Hustota**

Hustota jakékoliv kapaliny je její hmotnost vztažená na jednotku objemu [ $\text{kg/m}^3$ ]. Hodnota hustoty není konstantní a mění se v závislosti na teplotě a tlaku. Za předpokladu konstantního tlaku atmosféry 100 000 Pa se u většiny kapalin se zvyšující teplotou snižuje hustota, protože se kapaliny vlivem tepla roztahují. Voda se od ostatních kapalin liší tím, že se hustota snižuje s klesající teplotou až k bodu mrazu a zároveň se hodnota snižuje i při zvýšení teploty nad 4 °C, dokud nedojde k bodu varu. Tento jev se nazývá anomálie vody (Jandora et al., 2011).

Jak již bylo zmíněno v kapitole 3.1.2., změna objemu a tím i hustoty vlivem zejména snížení teploty má velký vliv na tvorbu půdy – voda v kapalné formě infiltruje do pórů a puklin v půdě, kde může zmrznout, čímž zvýší svůj objem a způsobí trhliny nebo zcela roztrhne pevnou půdu (Pavlásek, Jačka, 2014).

Ačkoliv se v modelech pohybu vody většinou uvažuje proudění vody za izotermických podmínek, v přírodě teplota a hustota vody ovlivňují hydraulickou vodivost půdy (Pavlů, 2019). Nižší hustota umožňuje vodě půdou pronikat jednodušeji než vodě o vyšší hustotě, protože voda vyvíjí menší tlak na půdní částice. Samozřejmě záleží na vlastnostech půdy a je nutné je brát také v úvahu.

#### **3.3.2 Viskozita**

Při vzájemném pohybu částic uvnitř kapaliny dochází k vnitřnímu tření. Dynamickou viskozitou  $\mu$  [ $\text{kg/m}^* \text{s}$ ] charakterizujeme velikost odporové síly kapaliny k těmto vzájemným pohybům. Čím větší je přitažlivá síla mezi molekulami, tím vyšší viskozitou kapalina disponuje (Pavlásek, Jačka, 2014). Dáme-li do poměru

dynamickou viskozitu a hustotu kapaliny, získáme veličinu kinematické viskozity  $\nu$  [ $\text{m}^2/\text{s}$ ], která se používá u většiny hydraulických úloh (Jandora et al., 2011).

Stejně jako hustota ani viskozita nemá konstantní hodnotu. Ačkoliv se rozměr viskozity mění s tlakem – při působení tlaku se molekuly uvnitř kapaliny přiblíží a zvyšuje se tak hodnota viskozity – projeví se jeho vliv až při vysokých hodnotách (Pavlásek, Jačka, 2014).

Současně se viskozita kapalin mění i s teplotou, kdy při zvyšování teploty kapalina řídne, molekuly se oddalují a viskozita se snižuje. V případě vody za normálního atmosférického tlaku se zvyšující se teplotou hodnota viskozity skokově klesá (Jandora et al., 2011). Cho et al. (1999) uvádí, že změny ve viskozitě vody značně zvyšují hydraulickou vodivost.

### **3.4 Půdní voda**

Půdní vodou se rozumí všechna voda, která se nachází pod povrchem země ve všech třech skupenstvích, ať už trvale, nebo dočasně (Kozák et al., 2002). Jednotlivá skupenství se mezi sebou přeměňují na základě klimatických podmínek, jež dále ovlivňují i množství srážek, které na půdu dopadnou, nebo naopak množství vody, které se z půdy vypaří. Na základě vstupů a výstupů vody v půdě a jejich intenzity je možné klasifikovat půdu podle tzv. hydrických režimů, které popisují převažující klimatické podmínky, a tedy i vlastnosti půdy ovlivněné množstvím vody v půdě (Pavlů, 2019). S množstvím půdní vody souvisí i již zmíněný vznik půdy, její následující vývoj (struktura), růst vegetace a život organismů v půdě. Pro poslední dva má největší význam voda v kapalném skupenství (Šimek et al., 2021).

#### **3.4.1 Síly působící na vodu v půdě**

Existují tři fáze půdy – pevná, kapalná a plynná. Podle Kozáka et al. (2002) na rozhraní těchto fází působí síly, které ovlivňují pohyb, retenci a dostupnost vody v půdě. Dle převládající síly, která na vodu v půdě působí, je možné rozlišit tři základní formy půdní vody:

Volná (gravitační) voda – vyskytuje se zejména v půdách se špatnou strukturou, kde jsou póry příliš velké, nebo v písčitéch půdách s vysokou zrnitostí. Vlivem gravitační síly voda velice rychle protéká horními vrstvami profilu do nižších úrovní profilu, což vede k tomu, že rychlým průtokem půdou se zanáší množství živin, které rostliny

nestačí využít. Volná voda je však klíčová pro dotaci zásob podzemní vody (Pavlů, 2019).

Kapilární voda – jde o nejdůležitější formu půdní vody pro rostliny. Vzniká v půdách s dobře vyvinutou strukturou, kde je dostatečné množství pórů v optimální velikosti (ekv. průměr cca 1  $\mu$  až 1 mm) (Pavlásek, Jačka, 2014). Projevuje se, když kapilární (meniskové) síly převyšují sílu gravitační. Půda je pak schopna poutat vodu v profilu v takové míře, že voda ihned po srážce neodteče, rostliny tak mají možnost přijímat živiny (Pavlů, 2019).

Voda adsorpční – vyskytuje se na povrchu pevné fáze, když vysušená půda přijde do styku se vzduchem obsahujícím vodní páry. Voda, která je tímto způsobem extrahována z vodních par, se také může nazývat hydrokopická (Kutílek et al., 2004). Molekuly vody jsou k půdním částicím pevně vázány adsorpčními a osmotickými silami (Kozák et al., 2002). Voda je na molekulární úrovni vázána tak pevně, že gravitační síla není schopna vodu od částic odtrhnout. Ze stejného důvodu tuto vodu nemůžou využívat ani rostliny k získání živin, není tedy schopna pohybu a nezapočítává se do hydrologické bilance (Šarapatka, 2014).

### 3.4.2 Půdní potenciál

V minulé kapitole bylo stanoveno, že na to, jakým směrem se voda v půdě pohybuje, mají zásadní vliv síly, která na ni působí. Podle Pavlů (2019) je za účelem určení směru pohybu vody definovat energii vody v daném bodě. Tato energie musí být vztažena na jednotku vody. Na základě volby této jednotky rozlišujeme tři rozměry potenciálu:

- Hmotnost vody  $m$  [kg] – takto vztažená jednotka nabývá hodnoty potenciálu  $\Phi$  [J/kg] a je vnímána jako základní rozměr potenciálu.
- Objem vody  $V$  [ $\text{m}^3$ ] – jedná se o sílu [N] na plochu [ $\text{m}^2$ ], tedy tlak  $p$  [Pa].
- Tíha vody  $N$  [ $\text{kg}/\text{m}^* \text{s}^2$ ] – získá se převodem tlaku na tlakovou výšku  $h$  [m] za použití upraveného vztahu pro výpočet hydrostatického tlaku.

Podobně jako u dalších transportních procesů je hnací silou proudění rozdíl v potenciálech ve dvou bodech, v případě půdního potenciálu je tento spád potenciálů pak přepočtený na jednotku vody (Kutílek et al., 2004).

Hlavními složkami celkového potenciálu jsou tlakový, gravitační a osmotický potenciál. Tlakový potenciál je složen z vlhkostního, pneumatického a zátěžového potenciálu (Pavlásek, Jačka, 2014). Vlhkostní potenciál vyjadřuje práci půdy při poutání vody v půdě. Zda tento potenciál nabývá kladné nebo záporné hodnoty, záleží na hladině podzemní vody (dále jen HPV). Pokud se měřený bod nachází pod HPV, a tedy v nasycené zóně, půda nevyvíjí tolik síly a znaménko potenciálu je kladné. Ovšem jestliže se bod nachází nad HPV, půda musí vyvinout sílu, aby vodu vytlačila nahoru – spotřebuje energii – a znaménko je záporné (Pavlů, 2019). Potenciál pneumatický znázorňuje rozdíl v tlaku půdního vzduchu a tlaku na HPV. Poslední složkou tlakového potenciálu je potenciál zátěžový, který je ovlivňován mírou zatížení a následné deformace půd (Kutílek et al., 2004).

Úvahou, že všechny procesy v půdě probíhají v gravitačním poli, vzniká potenciál gravitační, který představuje účinky gravitace na vodu (Šarapatka, 2014). Podobně jako tlakový potenciál může nabývat záporných hodnot, ovšem zde záleží na úrovni srovnávací hladiny. Často zanedbávanou složkou je potenciál osmotický, který je ovlivňován rozdílnou koncentrací rozpuštěných látek v půdním roztoku (Pavlů, 2019). Celkový potenciál se pak získá jako součet všech dílčích složek potenciálu.

### **3.5 Proudění vody v půdě**

Proudění vody v půdě je komplexní proces, který je ovlivněn mnoha faktory. Již bylo stanoveno, že velikost a směr proudění vody v půdě je ovlivněn rozdílem celkových půdních potenciálů, strukturou půdy a hydraulickou propustností (zrnitost, pórovitost) (Pavlů, 2019). Avšak proudění je dále ovlivňováno dalšími faktory jako heterogenita půdního prostředí, chemické složení půdního roztoku, který v prostředí proudí (Kozák et al., 2002), změnami teplot, množstvím srážek (infiltrace) a využitím vody rostlinami (transpirace) (Pavlásek, Jačka, 2014). Vzhledem ke komplexnosti procesu se často pro zjednodušení uvažuje izotropické a homogenní porézní prostředí a půdní roztok, jenž v něm proudí, za čistou vodu za izotermických podmínek (Prax et al., 1995).

Jelikož je půda (porézní prostředí) tvořena velkým množstvím spojených pórů (kapilárami) různých tvarů a velikostí, je pohyb vody v půdě popisován v makroskopickém (darcyovském) měřítku ( $\text{cm}^2$  až  $\text{m}^2$ ) (Pavlásek, Jačka, 2014). Důvodem je to, že na rozdíl od mikroskopického měřítka není nutné se zabývat geometrií každého individuálního póru (kapiláry). Nejenže v současné době není

možné geometrii jednotlivých pórů matematicky popsat, ale i v případě znalosti tvarů a velikostí kapilár by samotný výpočet vyžadoval značné úsilí a velké množství času (Kutílek, Nielsen, 1994). Z těchto důvodů se při popisu proudění vody uvažuje makroskopické měřítko, které spočívá v řešení proudění vody celou plochou průřezu půdy za splněné podmínky REV (Prax et al., 1995).

Zároveň je nutné rozeznávat proudění vody v nasycené a nenasyčené půdě. O nasycené proudění se jedná v případě, že jsou při něm všechny póry plně nasycené. Nenasyčené proudění nastává, když se voda pohybuje prostředím, které je pouze zčásti nasycené vodou, zbylý objem je zaplněný vzduchem nebo plyny (Kutílek et al., 2004). V přírodě převládá nenasyčené proudění, protože při průtoku vody půdou se může její obsah v místech měnit (odtéct, přitéct) (Prax et al., 1995).

### 3.6 Darcyho zákon

Pro ustálené proudění vody v nasycené zóně byl odvozen Darcyho zákon, který umožňuje popsat rychlost proudění vody v porézním prostředí (Pavlů, 2019). Francouzský inženýr Henry Darcy svým experimentálním měřením objevil, že průtok vody válcem ( $Q$ ), který je zaplněn pískem, je přímo úměrný rozdílu hydrostatických tlaků na počátku a na konci válce ( $\Delta H$ ), ploše průřezu válce ( $A$ ) a je nepřímo úměrný délce válce půdy ve směru proudění vody ( $L$ ) (Pavlásek, Jačka, 2014). Současně průtok závisí i na koeficientu hydraulické vodivosti ( $K_s$ ), jenž se mění na základě vlastností půdy a na množství vody ve sledovaném vzorku a určuje schopnost vody proudit v porézním prostředí (Prax et al., 1995). H. Darcy takto prokázal lineární závislost mezi rychlostí proudění a rozdílem hydrostatických tlaků ve směru proudění (Farkas et al., 1999).

Rovnici pro výpočet průtoku vody v půdě je možné zapsat jako:

$$Q = \frac{K_s * \Delta H * A}{L}$$

Rovnice 5 (Pavlásek, Jačka, 2014)

Pro další vyvozování je nutné pracovat v makroskopickém měřítku, tedy řešení průtoku vody v celém průřezu vzorku. Z rovnice 5 je možné vyvodit vzorec pro výpočet makroskopické (darcyovské) rychlosti proudění ( $v$ ):

$$v = \frac{Ks * \Delta H}{L}$$

Rovnice 6 (Pavlů, 2019)

U výpočtů rychlosti proudění vody v pórech je však nutné si uvědomit, že nejde o skutečnou rychlost, nýbrž o zdánlivou. Skutečná rychlost je zásadně ovlivněna nepravidelnými tvary pórů. Jelikož nejsme schopni přesně a spolehlivě určit geometrii pórů, využívá se rovnice pro výpočet střední rychlosti proudění  $v_p$ : (Kutílek et al., 2004)

$$v_p = \frac{v}{P}$$

Rovnice 7 (Kutílek et al., 2004)

V předešlých případech se vždy jednalo o horizontální proudění. Obecné znění rovnice pro proudění v libovolném směru je:

$$v = -Ks * \frac{\partial H}{\partial x}$$

Rovnice 8 (Pavlů, 2019)

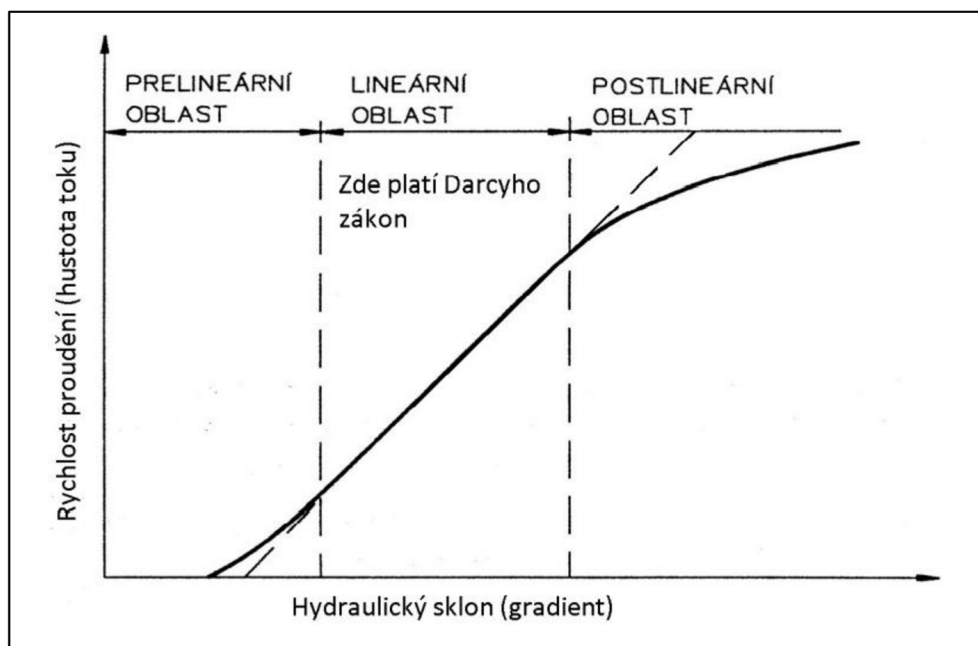
kde  $\frac{\partial H}{\partial x}$  je derivací celkového potenciálu H ve směru osy proudění vody x.

Záporné znaménko v rovnici označuje fakt, že proudění vody probíhá ve směru snižujícího se hydraulického gradientu – proudění z místa s vyšším půdním potenciálem (mokro) do místa s nižším potenciálem (sucho) (Mohan, Prahbu, 2019).

### 3.6.1 Meze platnosti Darcyho zákona

Darcyho zákon o linearitě mezi rychlostí proudění a hydraulickým gradientem není aplikovatelný ve všech situacích (Boccardo et al., 2019). Tento zákon platí za určitých podmínek a má své meze platnosti, které by měly být respektovány při jeho použití.





Obr. 1 – Meze platnosti Darcyho zákona (Pavlásek, Jačka, 2014)

Na obrázku 1 lze pozorovat závislost rychlosti proudění na hydraulickém gradientu. Darcyho zákon je aplikovatelný pouze v lineární oblasti proudění, kde dochází k laminárnímu proudění – vodní částice se pohybují v rovnoběžných drahách.

V prelineární oblasti proudění není Darcyho zákon lineární. Proudění je zde ovlivněno porézním prostředím (jemnozrnný materiál – voda je silně vázána na půdní částice, malá velikost pórů) a nízkou hodnotou hydraulického gradientu, což vede ke zpomalení nebo úplnému zastavení toku vody médiem. K proudění dochází až po překonání sil tření a počátečního odporu (Pavlásek, Jačka, 2014).

V postlineární oblasti proudění lze vidět, že se rychlost proudění snižuje, ačkoliv hydraulický gradient umožňuje vyšší rychlost – linearita opět neplatí. Tento režim nastává při proudění vody hrubozrnným materiálem, kde na ni působí setrvačné síly, jež převyšují viskózní síly. Zmíněné síly dává do poměru Reynoldsovo číslo ( $Re$ ) a umožňuje tak rozlišovat lineární a postlineární oblast (Pech, 2010).

$$Re = \frac{d * v * \rho}{\mu}$$

Rovnice 9 (Pavlásek, Jačka, 2014)

kde  $d$  je efektivní průměr pórů nebo zrna,  $v$  je makroskopická rychlost proudění a  $\mu$  je dynamická viskozita.

Obecně platí, že lineární režim proudění nastává při hodnotě  $Re < 1$ . Pokud je hodnota  $Re$  mezi 1 a 10, dochází k přechodu z laminárního proudění do turbulentního a linearita již neplatí. Když  $Re$  překročí hodnotu 10, jedná se již o turbulentní proudění a linearita opět neplatí (Dybbs et al., 1984).

### 3.7 Nasycená hydraulická vodivost

Nasycená hydraulická vodivost (dále jen  $K_s$ ) je mírou schopnosti porézního prostředí vést vodu za nasycených podmínek (Genuchten, Pachepsky, 2011). Její rozměr závisí na volbě rozměru celkového potenciálu, ale nejčastěji používaným vyjádřením bývá [m/s] (Kutílek et al., 2004).

Hodnota  $K_s$  se odvíjí od textury půdy. Ačkoliv se může korelace mezi  $K_s$  a půdním druhem objevit v případě vývojově podobných půd, zatím nebyla stanovena obecná korelace mezi těmito veličinami. Přesto je možné odhadnout nejmenší hodnoty  $K_s$  pro jednotlivé půdní druhy (Kutílek et Nielsen, 1994).

Tab. 1 – Hodnoty  $K_s$  pro různé půdní druhy

Písčité půdy – $K_s = 100$ cm/day
Hlinité půdy – $K_s = 10$ cm/day
Jílovité půdy – $K_s = 0,1$ cm/day

(Kutílek, Nielsen, 1994)

Z tabulky 1 lze odvodit, že půdy s jemnější texturou (jíl, hlína) mají nižší hodnoty  $K_s$  než půdy s texturou hrubější (písek, šterk).

Dále je hodnota  $K_s$  závislá na struktuře půdy, kde vlivem agregace půdních částic dochází ke zvýšení hodnoty  $K_s$ , naopak disagregací půdních částic se její hodnota snižuje. Se strukturou půdy je spojena i pórovitost (Ahuja et al., 1984), která je strukturou značně ovlivňována. S větší velikostí pórů nebo trhlin se hodnota  $K_s$  zvyšuje. Jelikož je agregace půdních částic podporována zvyšováním obsahu organické hmoty v půdě, nepřímě také zvyšuje hodnotu  $K_s$  (Kutílek, Nielsen, 1994). Je tedy možné říci, že půdy s lépe vyvinutou strukturou mají vyšší hodnoty  $K_s$  než půdy s hůře vyvinutou strukturou (Shah et al., 2017).

Výše zmíněné vlastnosti porézního prostředí jsou zohledněny ve veličině propustnost  $K_p$  [m<sup>2</sup>], která se vypočítá jako:

$$K_p = \frac{c * P^3}{\tau * (S_A - 2P^2)}$$

Rovnice 10 (Kutílek, Nielsen, 1994)

kde  $c$  je tvarový součinitel, který znázorňuje nepravidelný tvar pórů a jejich propojení,  $P$  je pórovitost,  $\tau$  je součinitel zakřivení pórů neboli tortuozita a  $S_A$  je měrný povrch.

Kromě vlastností porézního prostředí závisí hodnota  $K_s$  také na vlastnostech kapaliny, která prostředím protéká. Tyto vlastnosti – hustota a viskozita – jsou zahrnuty ve vzorci pro výpočet  $K_s$ :

$$K_s = \frac{K_p * \rho * g}{\mu}$$

Rovnice 11 (Kutílek, Nielsen, 1994)

Přestože existují další faktory ovlivňující hodnotu  $K_s$  (teplota, edafon, zhutňování), jsou pro zjednodušení modelování proudění vody v půdě často zanedbávány (Kutílek, Nielsen, 1994). Sanjit, Shukla (2012) uvádí, že  $K_s$  má největší statistickou variabilitu ze všech půdních charakteristik, což je zapříčiněno všemi faktory, jež hodnotu  $K_s$  ovlivňují.

Za účelem stanovení hodnoty  $K_s$  se provádějí polní nebo laboratorní testy. Tyto testy měří průtok vody skrz vzorky půdy nebo horniny za kontrolovaných podmínek. Výsledky těchto testů pak mohou být použity k vývoji modelů pro predikci proudění vody v půdě.

### **3.8 Měření nasycené hydraulické vodivosti**

K měření  $K_s$  lze použít různé metody. Spolu s nepřímými (empirickými) metodami se v praxi využívají metody přímé, které se dále dělí na metody terénní a laboratorní (Domenico, Schwartz, 1998).

#### **3.8.1 Nepřímé (empirické) metody měření nasycené hydraulické vodivosti**

Nepřímé metody určování  $K_s$  mají výhodu v tom, že k určení stačí znát pouze lehce zjistitelné charakteristiky půdy, jako jsou pórovitost, zrnitost nebo rozdělení pórovitosti odvozené z retenční čáry (Kutílek, 1978). To umožňuje snadnější

a rychlejší určení  $K_s$  pro velké oblasti, aniž by bylo nutné provádět přímá měření, která jsou časově náročná a nákladná (Pachepsky, Rawls, 2006).

Odhad poskytnutý nepřímými metodami měření  $K_s$  je však využitelný pouze v případě hydrologického a hydrogeologického modelování (Pavlásek, Jačka, 2014). Pokud je nutné stanovit přesnou hodnotu  $K_s$ , je nutné tento odhad vždy podpořit přímým měřením (Kutílek, 1978).

### **3.8.2 Přímé metody měření nasycené hydraulické vodivosti**

Přímé metody měření hodnoty  $K_s$  spočívají v měření průtoků ve vzorku půdy nebo horniny, který je nasycený vodou. Cílem těchto metod je určit rychlost, jakou může voda protékat materiálem při daném rozdílu tlakových výšek.

Přímé metody mohou poskytnout přesná a spolehlivá měření nasycené hydraulické vodivosti, ale jsou obvykle časově nákladné a náročnější na zdroje než metody nepřímé (Muhalen, 1986). Informace získané měřením mohou dále pomoci při návrhu studní nebo hodnocení potenciálních zdrojů podzemní vody.

Rozeznáváme metody terénní a laboratorní. Obecně lze říci, že laboratorní měření  $K_s$  má své výhody a může být v některých případech preferováno, ale měření v terénu je také důležité pro poskytování informací o průtoku vody specifické pro dané místo. Volba mezi terénním a laboratorním měřením závisí na jeho konkrétních cílech a podmínkách. Obecně je při výběru metody přihlíženo hlavně na účel a s tím spojenou vyžadovanou přesnost měření, dostupnost lokality a finanční a časové podmínky (Pavlásek, Jačka, 2014).

#### **3.8.2.1 Terénní**

Terénní metody jsou preferovanými metodami měření  $K_s$  z řady důvodů. Jejich využitím je možné získat přesnější informace o proudění vody v porézním prostředí ve specifické lokalitě, jež nejsou zatíženy problémy spojenými s odběrem a transportem vzorku.

Ačkoliv jsou terénní metody preferovány, existují i u nich nedostatky. Měření mohou být negativně ovlivněna vlivem proměnlivosti prostředí (teplota, srážky, vítr) nebo (ne)zručností operátora. Další komplikací při měření může představovat nedostupnost terénu anebo v případě velké zkoumané oblasti nutnost většího počtu měření.

V terénu obecně nastávají dva případy – měření v nasycené a měření v nenasycené zóně. Jestliže se hladina podzemní vody nachází blízko povrchu země (ne více než 1,5 m), hovoříme o nasycené zóně a k určení  $K_s$  se nejčastěji využívá jednosondová metoda měření (Kutílek, Nielsen, 1994). Princip spočívá ve vyvrtání sondy v takové hloubce, aby se její dno nacházelo pod hladinou podzemní vody. Poté se změní výška ustálené hladiny a voda se odčerpá. Vlivem přítoků vody z boků a dna sondy se vrt sám zaplní vodou. Následně se měří rychlost výstupu hladiny, z níž je možné odvozeným Darcyho zákonem určit hodnotu  $K_s$  (Pavlásek, Jačka, 2014).

$$K_s = C * \frac{d_y}{d_t}$$

Rovnice 12 (Pavlásek, Jačka, 2014)

kde  $C$  je tvarový součinitel závislý na poloměru a hloubce sondy a hloubce hladiny podzemní vody.

Jelikož je přítok vody do sondy ze stěn vyšší než přítok ze dna, naměřená hodnota  $K_s$  převážně znázorňuje horizontální složku  $K_s$ . Ke zjištění vertikální složky se využívá piezometrická metoda, která je principiálně podobná jednosondové metodě, avšak stěny sondy se zapaží a měří se pouze přítok dnem (Kutílek et al., 2004).

V druhém případě, kdy se hladina podzemní vody nachází ve větší hloubce a půda není plně nasycena, se jedná o měření  $K_s$  v nenasycené zóně. Zde se často využívají infiltrační pokusy, které se provádí v horních horizontech půdního profilu, a  $K_s$  se získává jako odhad ze čtení kumulativní infiltrace jako funkce času (Kutílek, Nielsen, 1994).

Alternativně se může využít i Guelphský permeometr, který funguje na principu Mariotteovy láhve, kde měříme pokles hladiny vody v nádržce permeometru v čase až do okamžiku hrubého ustálení hladiny (Kutílek et al., 2004). Hodnotu  $K_s$  je následně možné určit na základě znalosti rychlosti poklesu hladiny v nádržce využitím rovnice od Reynoldse (2008) (Pavlásek, Jačka, 2014).

### 3.8.2.2 Laboratorní

Ačkoliv jsou terénní metody upřednostňovány z důvodu vyvarování se níže popsaných chyb, v některých případech jsou laboratorní metody měření  $K_s$  jedinou možností. Tyto metody jsou zatíženy chybami způsobenými náhodným výskytem kořenů a skeletu ve vzorku, nemožností zachycení všech preferenčních cest v profilu nebo

zhutněním vzorku při transportu do laboratoře (Kutílek, 1978). Další příčinou nedostatečné přesnosti měření  $K_s$  je i malý objem vzorku v Kopeckého válečku ( $100 \text{ cm}^3$ ) – tedy objem, který se nepřibližuje REV (Kutílek et al., 2004).

Přestože jsou laboratorní metody zatíženy problémy jako například vysoké pořizovací náklady, omezená reprezentace skutečného půdního prostředí vlivem transportu a malé objemy měřených vzorků, nepopíratelně disponují i svými kvalitami. Mezi tyto kvality lze zařadit přesné měření v kontrolovaných podmínkách, tedy neovlivněné vnějšími faktory, jako jsou tlak a teplota, možnost vícekrát opakovat měření pro ověření přesnosti a konzistentnosti naměřených výsledků.

Samotné měření se odvíjí od vlastnosti vzorku – pro vysoce a středně propustné půdy se využívá měření s konstantním hydraulickým sklonem a pro půdy s malou propustností se měří s proměnným hydraulickým sklonem (Pavlásek, Jačka, 2014).

Při měření s proměnným hydraulickým sklonem je umožněno horní hladině vody poklesnout, zatímco spodní hladina je držena v konstantní výšce pomocí plováku. V měřicí trubici dochází ke stoupání hladiny, z čehož je možné určit změnu hladiny v intervalu měření (Kutílek, Nielsen, 1994). Jelikož se touto metodou měří málo propustné půdy, měření může zabrat i několik dní. Během měření je voda v kontaktu se vzduchem a je doporučováno přemýšlet i nad případným výparem (Eijkelkamp, 2008).  $K_s$  následně obdržíme jako rychlost poklesu horní hladiny spojenou s Darcyho rovnicí (Kutílek et al., 2004).

$$K_s = \frac{A_d * L_v}{A_v * (t_2 - t_1)} * \ln \left( \frac{\Delta H_1}{\Delta H_2} \right)$$

Rovnice 13 (Pavlásek, Jačka, 2014)

kde  $A_d$  je průřezová plocha měřicí trubice,  $L_v$  je délka válečku,  $A_v$  je průtočná plocha válečku,  $\Delta H_1$  je rozdíl hladin v čase  $t_1$  a  $\Delta H_2$  je rozdíl hladin v čase  $t_2$ .

Naopak u měření s konstantním hydraulickým sklonem je nutné udržovat stálý rozdíl tlakových výšek na začátku a konci vzorku ( $\Delta H$ ), přičemž se měří objem vody ( $V$ ) proteklý vzorkem za čas ( $t$ ) (Pavlásek et Jačka, 2014). Se znalostí hydraulického sklonu a průtoku  $Q$  ( $V/t$ ) můžeme pomocí Darcyho rovnice vypočítat  $K_s$  (Kutílek et al., 2004).

$$K_s = \frac{V * L_v}{A_v * t * \Delta H}$$

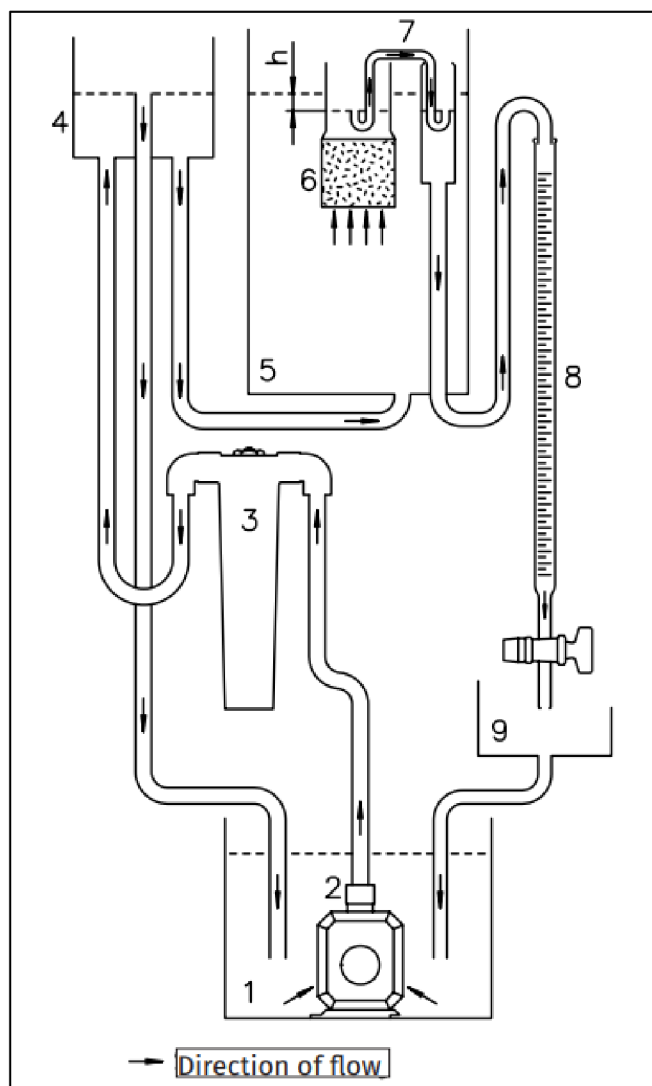
Rovnice 14 (Pavlásek, Jačka, 2014)

### **3.8.3 Zařízení pro měření $K_s$ s konstantním spádem**

#### **3.8.3.1 Laboratorní permeametr**

V laboratorním permeamtru je možné měřit  $K_s$  i s proměnlivým spádem, avšak jak již bylo zmíněno, výběr metody měření záleží na propustnosti měřené půdy.

Do nádržky (1) je dodána demineralizovaná voda, která je čerpadlem (2) přes filtr (3) a regulátor hladiny (4) vytlačena do plastové nádoby (5). Regulátor hladiny umožňuje určit její výšku v plastové nádobě a zároveň zajišťuje odvádění přebytečné vody zpět do nádržky s vodou. Do držáku (6) je následně umístěn již nasycený neporušený vzorek půdy. Násoska (7) dovoluje vodě proudit ze vzorku přes trubici až do byrety (8), v ní se při uzavření kohoutku (9) akumuluje voda a následně se měří čas, za jaký voda dosáhne určeného objemu. Proteklá voda se opět vrátí do nádoby s vodou. Je tak vytvořen uzavřený systém, který udržuje stejnou kvalitu vody po celou dobu měření, neplýtvá vodou a dosahuje poměrně přesných výsledků (Eijkelkamp, 2008). Na obrázku 2 lze vidět výše popsané části permeamtru.



Obr. 2 – Schéma laboratorního permeamtru (Eijkelkamp, 2008)

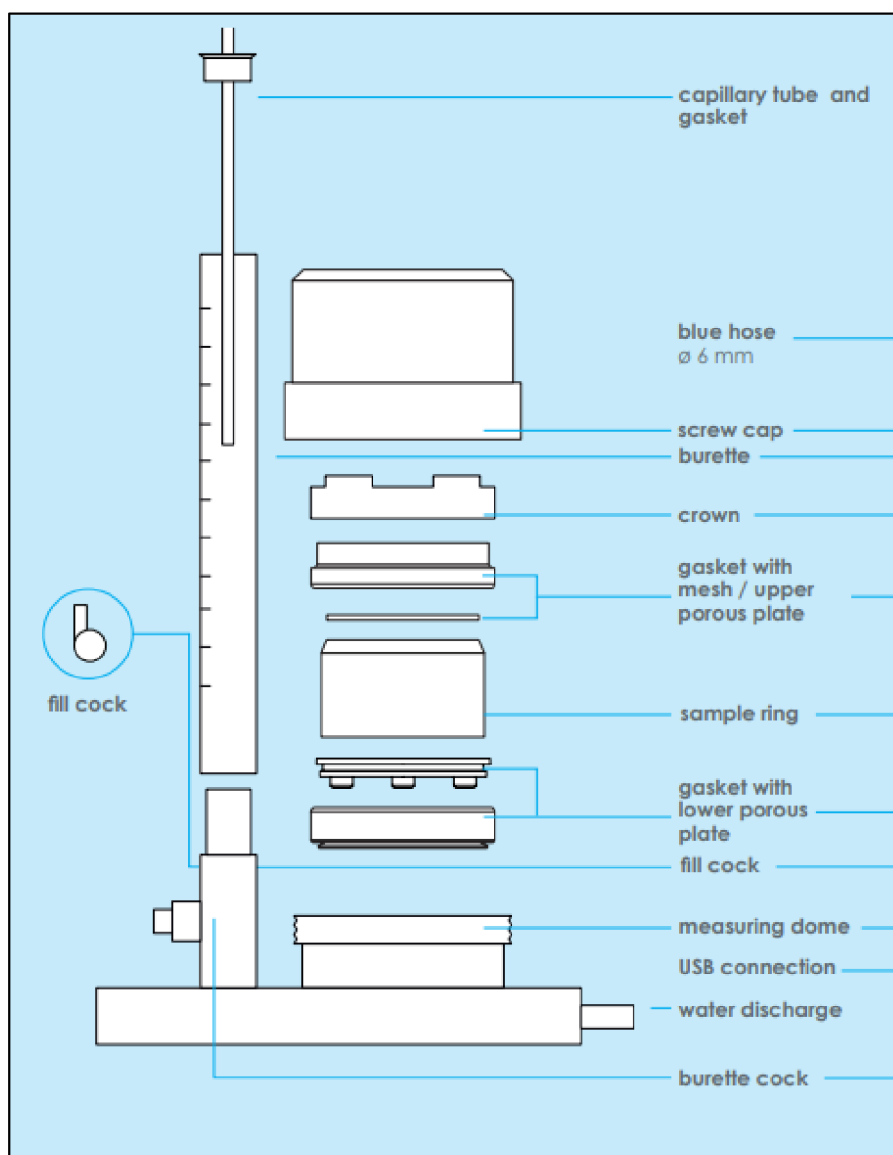
### 3.8.3.2 KSAT

Novou alternativou k měření  $K_s$  je přístroj KSAT od společnosti METER Group, která se specializuje na výrobu vědeckých přístrojů. Výrobce (*Meter Group, nedatováno*) uvádí, že na rozdíl od jiných metod měření KSAT umožňuje kompletně automatizovaný měřicí proces, kde je faktor „lidské chyby“ minimalizován. Software poskytnutý se samotným přístrojem dovoluje již během měření vyhodnocovat zjištěné hodnoty  $K_s$  a provádět jejich následnou analýzu. Přístroj automaticky koriguje hodnoty  $K_s$  na základě teploty vody a s tím spojených změn ve viskozitě a hustotě. Přístroj umožňuje měření s konstantním i proměnlivým spádem podobně jako u permeamtru. Nevýhodou může být možnost měření pouze jednoho vzorku kvůli malé velikosti přístroje.



Zkoumání nasycené hydraulické vodivosti s konstantním spádem je prováděno s využitím plastové nádoby o objemu 5 litrů, která je propojena trubicí s byretou. Tato byreta je vybavena snímačem tlaku, který umožňuje přesné měření hodnoty hydraulické výšky. Pro umístění již nasyceného vzorku se používá kovový válec s málo propustným médiem na dně, jenž je následně vložen do držáku. Průtok vody půdou se měří průtokoměrem připojeným k byretě. Samotný průběh měření je snímán záznamníkem dat, což umožňuje softwaru automaticky je vyhodnocovat.

Ve své podstatě se jedná o stejný princip jako u laboratorního permeometru, avšak díky automatizaci celého procesu měření umožňuje rychle a jednoduše zjistit hodnotu  $K_s$  u sledované půdy. Přesnost a spolehlivost měření bude dále rozebírána v diskuzi.



Obr. 3 – Schéma zařízení KSAT (METER GROUP, 2023)

## 4 Metodika

### 4.1 Měření nasycené hydraulické vodivosti

Měření nasycené hydraulické vodivosti probíhalo ve 2 sériích, vždy s 5 vzorky o objemu  $100 \text{ cm}^3$  a 2 vzorcích o objemu  $250 \text{ cm}^3$ . V první sérii byla měřena hodnota  $K_s$  pouze pro mikromletý písek a v druhé sérii pro směs mikromletého a sklenářského písku. Směs lze vidět na obrázku 4 v kapitole 4.1.1. Při samotném měření se pro vzorky o objemu  $100 \text{ cm}^3$  využíval laboratorní permeometr a pro vzorky o objemu  $250 \text{ cm}^3$  byl použit nově pořízený přístroj pro měření  $K_s$  nazvaný KSAT. V laboratorním permeometru tedy bylo měřeno celkem 10 vzorků a v KSATu 4 vzorky. Jak již bylo zmíněno v kapitole 3.8.3., oba přístroje měří metodou s konstantním spádem.

#### 4.1.1 Materiál

K měření  $K_s$  byly použity písky, které vyrábí společnost Sklopísek Střeleč. Společnost uvádí, že materiály jsou těženy z Lomu Střeleč v Královéhradeckém kraji, který spadá do geologické správní oblasti České křídové pánve. V první sérii měření se využívaly slévárenské písky, jež byly v katalogu dodavatele označené jako ST56. Slévárenské písky jsou tvořeny především křemičitým pískem, ale mohou obsahovat i další přísady jako bentonit nebo vápno.

Ve druhém měření se pak využila směs výše zmíněného sklenářského a mikromletého písku, výrobcem označeným jako ST2. Mikromletý písek je jemně mletý křemičitý písek s velmi malou velikostí zrn, který podle zrnitostního členění frakcí již spadá do frakce hrubého prachu ( $0,01 < 0,027 < 0,05 \text{ mm}$ ). Hlavní rozdíl mezi slévárenským a mikromletým pískem tedy spočívá ve velikosti jejich zrn. Slévárenský písek má hrubší zrna, zatímco mikromletý písek má zrna jemnější. Všechny fyzikální a chemické vlastnosti obou využitých písků lze vidět v tabulce 2.

Tab. 2 – Porovnání vlastností použitých písků (Sklopísek Střeleč, 2022)

Zrnitostní data, vlastnosti týkající se velikosti částic a fyzikální charakteristiky	Typ písků	Mikromleté píský	Slevárenské píský	-
	Označení písků	ST2	ST56	-
	Velikost středního zrna (d50) [mm]	0,027	0,14	mm
	Spékavost	-	1550	°C
	Ph	6,4	7,5	-
	AFS	-	118,7	-
	Vyplavitelné látky	-	0,22	%
	Ztráta žíháním	0,2	0,26	%
	sypaná hmotnost	1,19	1,48	t/m3
	měrný povrch	3170	-	cm2/g
	olejové číslo	33,9	-	ml/100g
	hustota	2,65	2,65	g/cm3
	tvrdost, Mohs	7	7	-
	vlhkost v sušeném vstavu	0,2 max	0,2 max	%
	vlhkost v mokrém stavu	-	8 max	%
Chemická analýza (RFA)	SiO <sub>2</sub>	99,6	99	%
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,09	%
	CaO+MgO	0,1	0,2	%
	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	0,1	0,2	%
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2	-	%



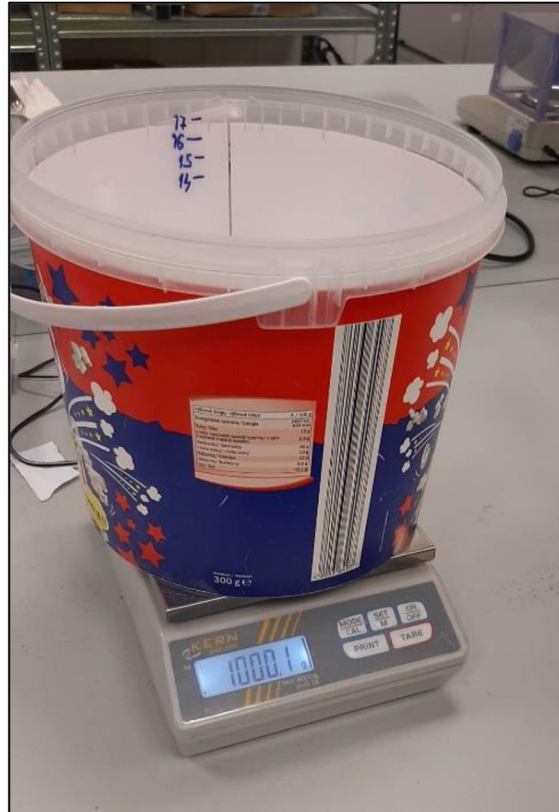
Obr. 4 – Znázornění procentuálního zastoupení sklenářského písku (85 %) a mikromletého písku (15 %) ve vzorku

### 4.1.2 Příprava vzorků

Pro první sérii měření byl tedy využit pouze sklenářský písek, který byl nasypán do válečků, zhutněn a zvážen, a to podle níže uvedeného postupu. V případě druhé série měření byla směs mikromletého a slévárenského písku po důkladném promíchání zvážena (viz Obrázek 5 a 6).



Obr. 5 – Vážení slévárenského písku (vlevo) a vážení směsi slévárenského a mikromletého písku (vpravo)



Obr. 6 – Vážení slévárenského písku (vlevo) a vážení směsi slévárenského a mikromletého písku (vpravo)

Před plněním válečků směsí proběhla jejich příprava. Na Kopeckého válečky o průměru 53 mm a objemu  $100 \text{ cm}^3$  a na dva větší válečky o průměru 84 mm a objemu  $250 \text{ cm}^3$  byla umístěna gáza zafixovaná gumičkou (viz Obrázek 7). Gáza se umísťuje na neostrou hranu válečku z důvodu zadržení zkoumaného vzorku půdy ve válečku a současně slouží jako propustné médium pro vodu. V případě válečků o větším průměru byl místo gázy využit červený porézní podstavec, který se speciálně užívá při měření KSATem. Jelikož ve standardním balení přístroje KSAT je pouze jeden porézní podstavec, bylo nutné u druhého válečku použít „víčko“, které při sycení nahradilo červený porézní podstavec. Takto připravené válečky byly posléze zváženy.



Obr. 7 – Příprava válečků

Následně byla směs písků pomocí keramické lžice volně nasypána do připravených válečků. Za účelem ztuhnutí vzorků ve válečcích bylo na ně ze strany poklepáno. Dále se horní okraj vzorku zarovnal pravítkem, aby byla vrstva zeminy (resp. písku) rovná a objem vzorku přesně odpovídal  $100 \text{ cm}^3$ .



Obr. 8 – Naplněné válečky

Takto připravené vzorky ve válečcích (viz Obrázek 8) byly opět zváženy. Po odečtení hmotnosti válečků bez směsi od hmotnosti válečků se směsí byla zjištěna hmotnost vzorku, jež byla následně využita pro výpočet objemové hmotnosti (hustoty) podle vzorce:

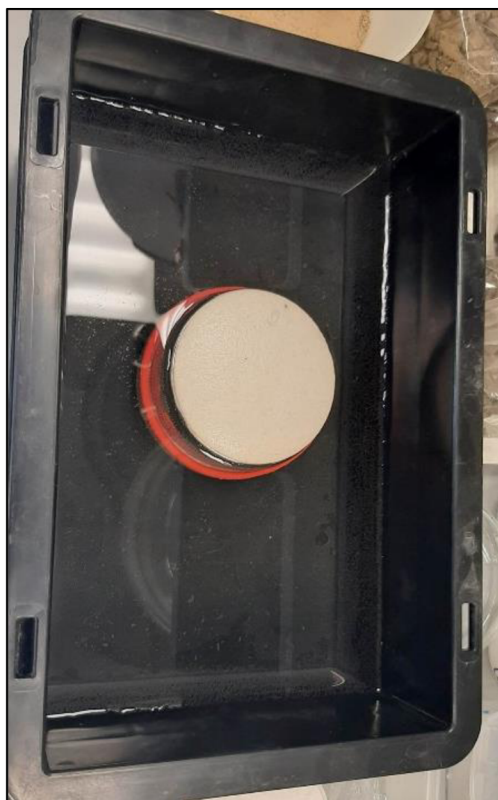
$$\rho_d = \frac{m_s}{V}$$

Rovnice 15

kde  $m_s$  je hmotnost suchého vzorku zeminy a  $V$  je objem válečku

Vypočítané hodnoty objemové hmotnosti jsou uvedené v tabulce 3 v kapitole 5.1.

Po zjištění jednotlivých objemových hmotností vzorků se válečky umístily do očíslovaných držáků v laboratorním permeamtru, do něhož byla následně načerpaná demineralizovaná voda. V případě větších válečků bylo dosaženo saturace v samostatné nádobě, opět naplněné demineralizovanou vodou. Vzorky se z důvodu odstranění uzavřeného vzduchu v pórech nechaly přes noc sytit (viz Obrázek 9 a 10).



Obr. 9 – Saturování vzorku v nádobě s demineralizovanou vodou (vlevo) a saturování vzorků v laboratorním permeamtru (vpravo)



Obr. 10 – Saturování vzorku v nádobě s demineralizovanou vodou (vlevo) a saturování vzorků v laboratorním permeamtru (vpravo)

### **4.1.3 Vlastní měření nasycené hydraulické vodivosti**

#### **4.1.3.1 Laboratorní permeametr**

Ačkoliv byly vzorky již umístěny v laboratorním permeamtru, před začátkem samotného měření  $K_s$  bylo nutné umístit ke každému měřenému vzorku také „násosku“. Násoska plní funkci snížení hladiny vody nad vzorkem, což je pro celé měření klíčové, protože vlastně umožňuje vodě protékat skrze vzorky do byret. Před umístěním násosky je důležité nezapomenout na jejich ponoření do vody, aby se uvnitř nevytvořily vzduchové bubliny.





Obr. 11 – Správná instalace násosek v laboratorním permeamtru

Po umístění násosek následovalo měření teploty vody speciálním teploměrem, což je důležité pro pozdější vyhodnocování dat. Jelikož mají obvykle písky vysokou propustnost, v experimentu byla zvolena metoda měření s konstantním spádem. Pro tuto metodu měření je klíčová znalost rozdílu výšek. Společně s teplotou vody byla tedy vestavěným měřidlem změřena i hladina vody uvnitř a vně držáku. U měření výšky hladiny vody je důležité dávat pozor, aby se hrot skutečně dotýkal hladiny. Je nežádoucí, aby se hrot nacházel pod hladinou, nebo aby se jí naopak nedotýkal.



Obr. 12 – Vestavěné měřidlo výšky hladiny v laboratorním permeamtru

Při počátku měření byl kohoutek (viz Obrázek 14) otočen do vodorovné polohy, což zapříčinilo akumulaci vody v byretě. V okamžiku, kdy hladina vody v byretě dosáhla hladiny 0 ml, byly spuštěny stopky. Následně byl měřen čas, za který voda v byretě dosáhla předem stanoveného objemu  $10 \text{ cm}^3$ . Postup byl opakován u každého vzorku minimálně třikrát.



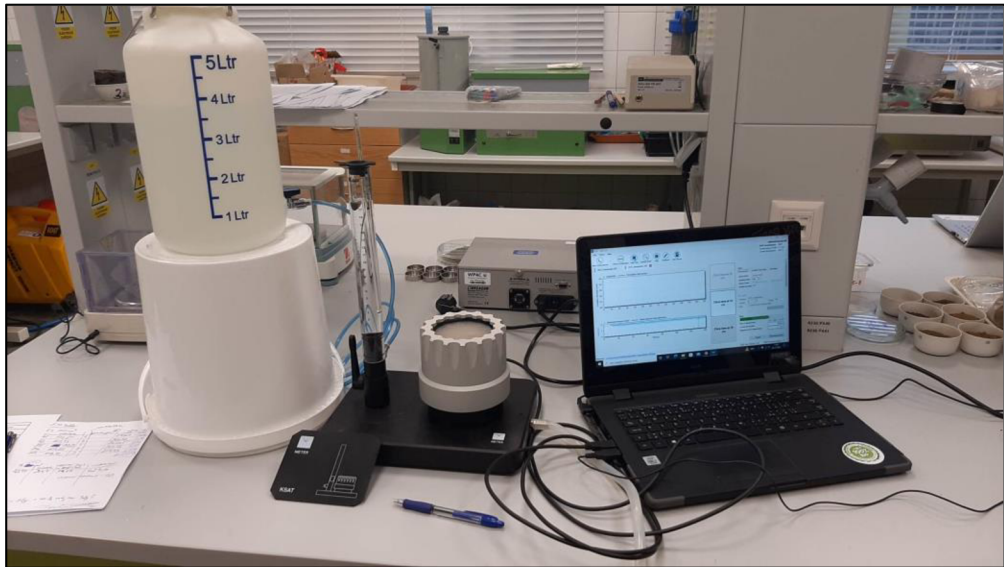
Obr. 13 – Celkový pohled na laboratorní permeametr (vlevo) a detail kohoutků na byretách (vpravo)



Obr. 14 – Celkový pohled na laboratorní permeametr (vlevo) a detail kohoutků na byretách (vpravo)

#### 4.1.3.2 KSAT

KSAT bylo nutné nejdříve sestavit dle instrukcí v manuálu a následně na notebook nainstalovat speciální software, kterým se přístroj ovládá. Poté byla na vyvýšenou plochu umístěna nádoba, kterou přístroj využíval jako zdroj vody. Nakonec byl vzorek o objemu  $250 \text{ cm}^3$  vložen do speciálního držáku přístroje. V případě samotného měření  $K_s$  automatickým přístrojem KSAT bylo měřeno dle pokynů výrobce.



Obr. 15 – Automatický přístroj pro měření nasycené hydraulické vodivosti KSAT v laboratoři ČZU

## 5 Výsledky

### 5.1 Výsledky výpočtů objemové hmotnosti vzorků

Tab. 3 – Objemová hmotnost vzorků

Objem válečku [cm <sup>3</sup> ]	objemové hmotnosti sklenářského písku [g/cm <sup>3</sup> ]	objemové hmotnosti směsi sklenářského a mikromletého písku [g/cm <sup>3</sup> ]
100	1,5736	1,5683
100	1,5377	1,5587
100	1,5242	1,6436
100	1,5054	1,5852
100	1,4761	1,5912
250	1,47444	1,52832
Průměr	1,51524	1,57922

Z tabulky 3 je zřejmé, že objemové hmotnosti u obou měřených vzorků dosahovaly podobných hodnot, a lze tedy předpokládat, že vzorky jsou mezi sebou pro účely měření porovnatelné, u směsi písku je hodnota o několik desetín větší, což je způsobeno použitím mikromletého písku, který více zaplnil póry. V přílohách 3 a 4 lze vidět tabulky, které obsahují všechny váhové údaje využité při počítání objemových hmotností.

### 5.2 Výsledky měření

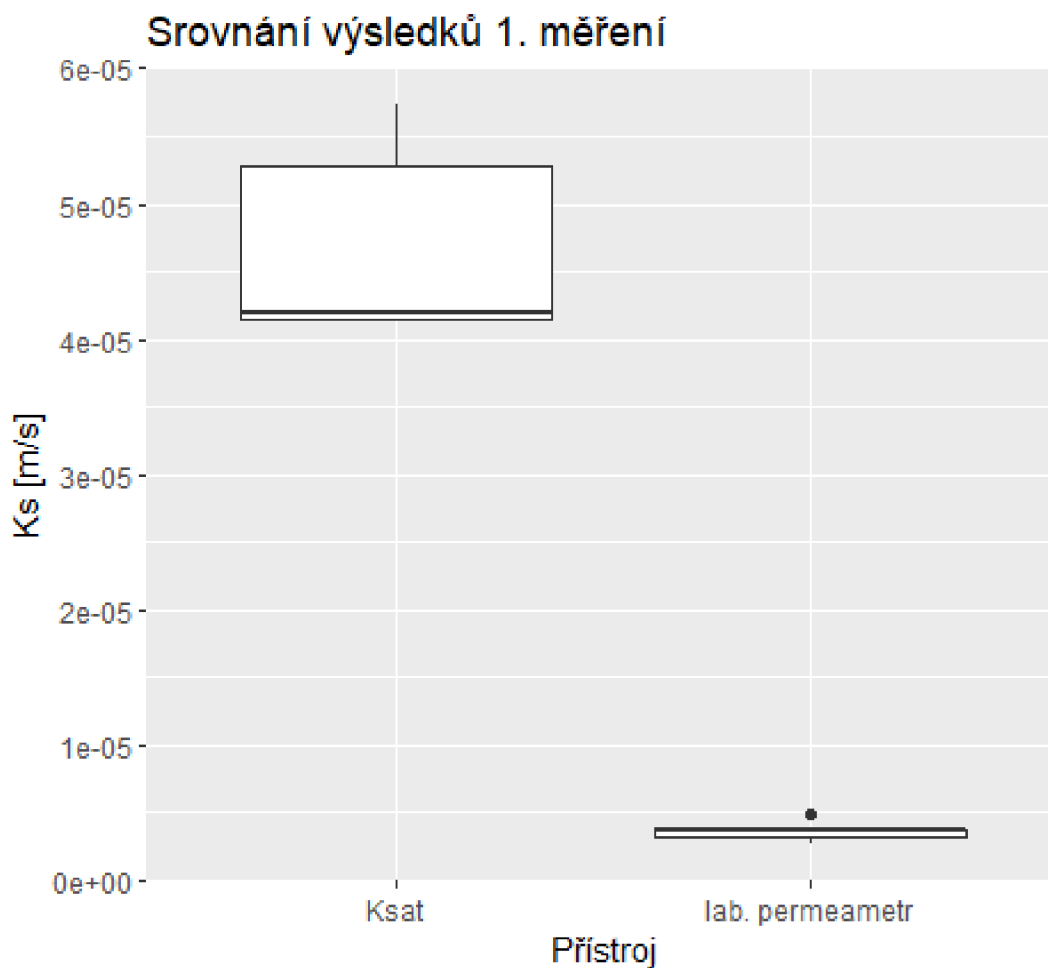
Naměřené hodnoty  $K_s$  v laboratorním permeamtru byly vypočteny podle rovnice 13 v kapitole 3.8.2.2. a hodnoty naměřené přístrojem KSAT byly automaticky vypočteny přidruženým softwarem. Další zpracování dat probíhalo v softwaru R-Studio a MS Excel. Pro vyjádření výsledků bylo zvoleno porovnání výsledků měření z 1. a 2. série a následně porovnání naměřených hodnot podle použitého měřicího přístroje. Všechny naměřené hodnoty  $K_s$  jsou uvedeny v přílohách 1 a 2.

### 5.2.1 První série měření

V první sérii byla měřena hodnota  $K_s$  pro sklenářské písky (o velikosti středního zrna 0,14 mm). Měření v laboratorním permeametri bylo prováděno na 5 vzorcích o objemu 100 cm<sup>3</sup> při teplotě 18,9 °C. V případě měření na přístroji KSAT byl opakovaně měřen 1 vzorek o objemu 250 cm<sup>3</sup> při teplotě 20,9 °C. V obou přístrojích se měřilo metodou s konstantním hydraulickým spádem.

Tab. 4 – Výsledky naměřené  $K_s$  u vzorku sklenářských písků během 1. série měření

1. měření	
$K_s$ změřené laboratorním permeametri [m/s]	$K_s$ změřené přístrojem KSAT [m/s]
3,17E-06	5,28E-05
3,80E-06	4,13E-05
2,67E-06	4,15E-05
4,86E-06	4,20E-05
3,67E-06	5,73E-05



Obr. 16 – Grafické srovnání výsledků 1. série měření krabicovými grafy

Z výsledků 1. série měření vyplývá, že  $K_s$  měřené na laboratorním permeamtru jsou v řádu miliontin metru za sekundu, zatímco hodnoty měřené na přístroji KSAT jsou v řádu stotisícin metru za sekundu. Průměrná hodnota naměřená na laboratorním permeamtru je  $3,634E-06$  a na přístroji KSAT je  $4,70E-05$ .

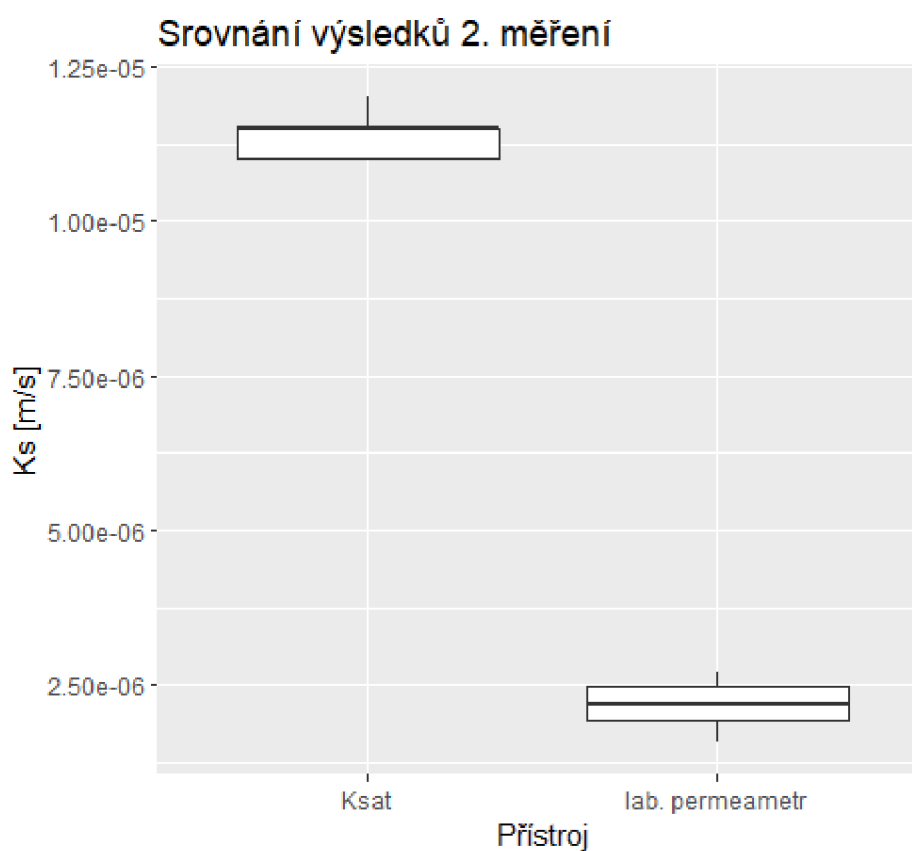
### 5.2.2 Druhá série měření

V druhé sérii byla měřena směs mikromletých písků (o velikosti středního zrna  $0,027$  mm) a sklenářských písků. Měření na obou přístrojích probíhalo za stejných podmínek jako v případě 1. měření.



Tab. 5 – Výsledky naměřené  $K_s$  u směsi mikromletých a sklenářských písků během 2. série měření

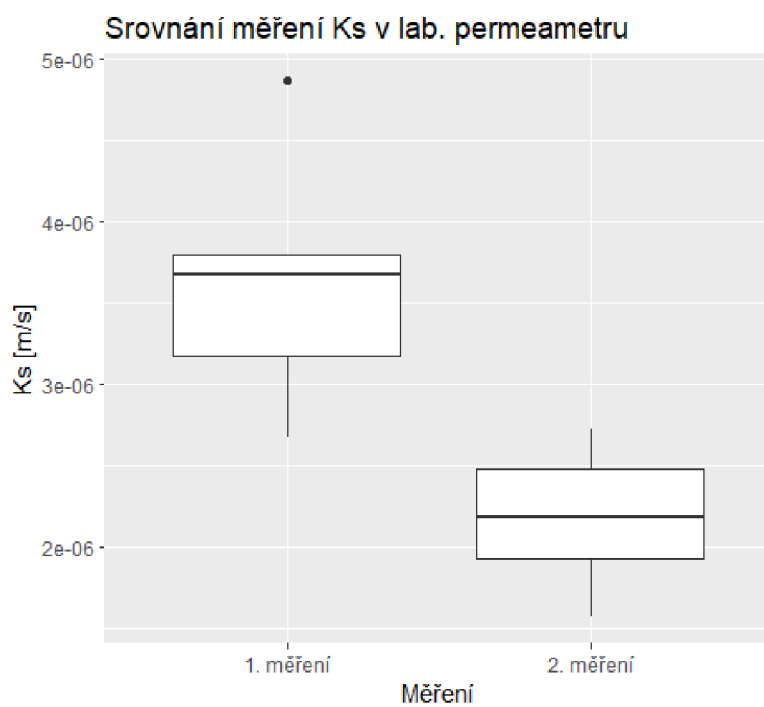
2. měření	
$K_s$ změřené laboratorním permeametrem [m/s]	$K_s$ změřené přístrojem Ksat [m/s]
2,18E-06	1,10E-05
2,48E-06	1,10E-05
1,93E-06	1,15E-05
2,72E-06	1,15E-05
1,57E-06	1,20E-05



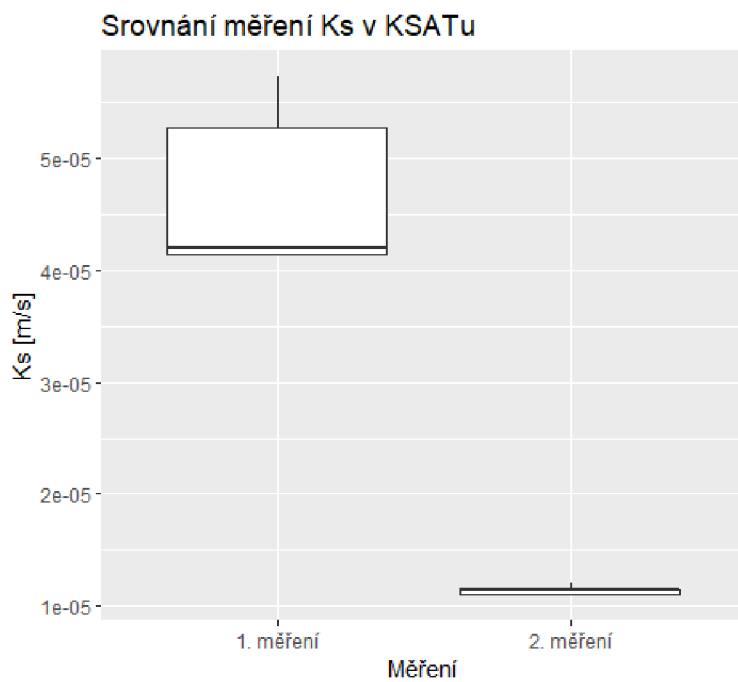
Obr. 17 – Grafické srovnání výsledků 2. série měření krabicovými grafy

V případě 2. série měření lze opět vidět, že  $K_s$  měřená na laboratorním permeametru je o řád nižší než hodnota  $K_s$  měřená na přístroji KSAT. Průměr  $K_s$  měřeného na laboratorním permeametru je 2,176E-06 a průměr  $K_s$  měřený na přístroji KSAT je 1,14E-05. Tyto hodnoty jsou nižší než průměry z prvního měření. Lze tedy říci, že ve směsi písků byla naměřena nižší hodnota  $K_s$  než pouze ve sklenářském písku.

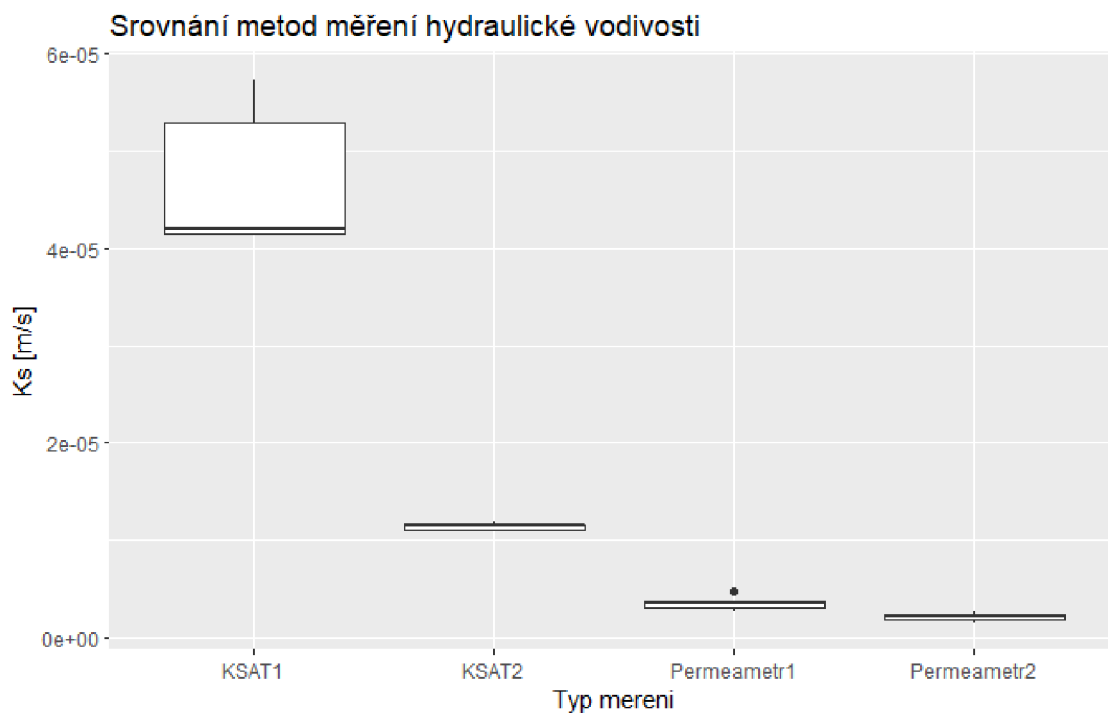
### 5.2.3 Porovnání měření



Obr. 18 – Porovnání výsledků měření rozdílných vzorků laboratorním permeamtrém



Obr. 19 – Porovnání výsledků měření rozdílných vzorků přístrojem KSAT



Obr. 20 – Porovnání výsledků měření  $K_s$  rozdílných vzorků přístrojem KSAT a laboratorním permeametrem

Na obrázku 18 lze vidět, že v druhé sérii měření laboratorním permeametrem byly změřeny nižší hodnoty  $K_s$  než v první sérii a rozptyl naměřených dat je v obou případech relativně malý. Ovšem na obrázku 19 je možné pozorovat, že hodnoty  $K_s$  naměřené přístrojem KSAT jsou v první sérii vyšší než ve druhé a mají větší rozptyl hodnot, což může být způsobeno měřením na menším počtu vzorků. Srovnáním výsledků všech měření ve sloučeném grafu na obrázku 20 jsou rozdílné hodnoty při měření přístrojem KSAT a laboratorním permeametrem zřejmé.

## 6 Diskuze

Tato kapitola se bude věnovat analýze výše zaznamenaných výsledků z měření nasycené hydraulické vodivosti pro písčité půdy laboratorním permeametro a automatickým přístrojem KSAT.

Při zahájení měření bylo předpokládáno, že výsledky z obou přístrojů budou alespoň řádově stejné. Následná analýza naměřených dat byla důvodem pro odmítnutí tohoto předpokladu.

Metoda měření s konstantním spádem na laboratorním permeametro je standardní metodou pro měření  $K_s$  (Jelmer et al., 2017). Tato metoda je vhodná pro měření  $K_s$  v laboratorních podmínkách, kde lze kontrolovat přesné parametry měření a minimalizovat chyby, což potvrzuje i obrázek 18 v kapitole 5.2.3. V rámci této práce jsou tedy hodnoty naměřené laboratorním permeametro stěžejní a vyhodnocování výsledků z měření přístrojem KSAT je spíše experimentální.

Na základě naměřených hodnot lze říci, že v druhé sérii měření (obrázek 17) byly zaznamenány nižší hodnoty  $K_s$  než v první sérii (obrázek 16). To může být způsobeno tím, že v druhé sérii měření byla použita směs písku s menší průměrnou velikostí zrna, to může vést k menší propustnosti materiálu, a tedy k nižší hydraulické vodivosti. Obecně platí, že půdy s vyšší objemovou hmotností disponují menší propustností, což je zapříčiněno nižší pórovitostí (kapitola 3.2.5.) Nicméně lze argumentovat tím, že rozdíl hodnot v objemové hmotnosti nebyl zásadní a na propustnost vzorků neměl tak velký vliv, což potvrzuje měření laboratorním permeametro, kde jsou rozdíly mezi prvním a druhým měřením menší.

Výsledky měření na permeametro v první sérii měření ukázaly, že půda měla poměrně střední až vysokou hydraulickou vodivost. Na druhou stranu výsledky měření na přístroji KSAT ukázaly ještě vyšší hodnoty  $K_s$ , viz obrázek 19.

Ačkoliv nebyl nalezen žádný odborný článek, který by zmiňoval nadhodnocování hodnoty  $K_s$  při měření přístrojem KSAT, v provedeném měření byly tyto hodnoty o řád vyšší než hodnoty změřené v laboratorním permeametro u obou měření za využití rozdílných písčitých materiálů. Nabízí se různá vysvětlení, proč k tomuto jevu došlo: lidská chyba při měření, porucha citlivosti senzorů v přístroji, větší zhutnění

vzorků nebo větší objem měřených vzorků. Nejpravděpodobnějším vysvětlením se však zdá vytvoření preferenčních cest ve vzorcích měřených na přístroji KSAT.

V případě laboratorního permeometru je možné tvrdit, že voda protékla celým průměrem vzorku, protože hydraulický gradient byl relativně malý. Ovšem u přístroje KSAT toto možné tvrdit není, protože hydraulický gradient byl vyšší a mohl zapříčinit vznik preferenčních cest proudění, neboť ve vzorku byl pouze volně nasypáný a lehce hutněný písek, popř. směs písků. To mohlo vést k tomu, že voda neprotékla celým průměrem vzorku, nýbrž pouze makropóry a případně preferenčními cestami, silně tak nadhodnotila naměřené hodnoty  $K_s$ .

## 7 Závěr

Cílem práce bylo změření nasycené hydraulické vodivosti pro písčité zeminy laboratorním permeametrem a automatickým přístrojem KSAT, následné vyhodnocení a porovnání výsledků měření u obou přístrojů.

V teoretické části práce byly popsány základní hydrofyzikální vlastnosti půdy, které jsou úzce spojeny s hydraulickou vodivostí, a faktory, které ji ovlivňují. Dále byly vysvětleny metody měření hydraulické vodivosti a pohybu vody v půdě obecně.

V praktické části pak bylo provedeno měření pomocí laboratorního permeometru a automatického přístroje KSAT na vzorcích písčité zeminy. Následně byla naměřená data vyhodnocena a porovnána.

Jako hlavní výhodu měření  $K_s$  s laboratorním permeametrem lze uvést jeho přesné a spolehlivé měření, které převáží nevýhody jako vysoká spotřeba vody nebo velká pracnost měření.

V případě přístroje KSAT jsou tyto nevýhody (vysoká spotřeba vody a pracnost měření) odstraněny, ovšem při využití metody s konstantním spádem je zde nutné během měření zadávat základní poklesy hladin, přístroj tedy není plně automatický (alespoň při využití této metody měření). Oproti laboratornímu permeametru, který dokáže měřit až 10 vzorků najednou, přístroj KSAT zvládne změřit pouze jeden vzorek, což ovlivňuje dobu měření. Celkově se jedná o komplexní přístroj, který se snaží o nahrazení starších metod měření  $K_s$ , avšak z výsledků měření na přístroji KSAT vyplynulo, že je třeba být opatrný při interpretaci výsledků na velmi propustných písčitých vzorcích, jelikož může docházet k tvorbě preferenčních cest uvnitř vzorku.

Tyto závěry by bylo potřeba porovnat s výsledky jiných měření písčitých půd a potvrdit, či vyvrátit tuto hypotézu. Zároveň by bylo vhodné změřit přístrojem KSAT i hodnoty  $K_s$  na prachovitých a jílovitých půdních druzích za účelem stanovení odchylky měření tímto přístrojem u různých zrnitostí půdy. Zajímavé výsledky by mohla přinést i metoda měření s proměnným spádem u jílovitých vzorků půdy.

## 8 Přehled použité literatury

Ahuja L. R., Naney J. W., Green R. E., Nielsen D. R., 1984: Macroporosity to Characterize Spatial Variability of Hydraulic Conductivity and Effects of Land Management. *Soil Science Society of America Journal* 48: 699–702.

Boccardo M., Icardi M., Dentz G., 2019: Upscaling Flow and Transport Processes. In: Toschi, F., Segal, M. (eds): *Flowing Matter. Soft and Biological Matter*. Springer: 137–176.

Dingman S., 2008: Lawrence. *Physical hydrology*. Waveland Press, Illinois, 643 s.

Dominico P. A., Schwartz F. A., 1998: *Physical and Chemical Hydrogeology*. Wiley, Michigan, 528 s.

Dybbbs A., Edwards R. V., 1984. A New Look at Porous Media Fluid Mechanics – Darcy to Turbulent. *Fundamentals of Transport Phenomena in Porous Media* 82: 199–256

Eijkelkamp, 2008: Operating instructions - 09.02 laboratory permeameters (online) [cit. 2022.12.11], dostupné z [http://www.eijkelkamp.com/Portals/2/Eijkelkamp/Files/Manuals/M1-0902 e %20Laboratory%20permeameters.pdf](http://www.eijkelkamp.com/Portals/2/Eijkelkamp/Files/Manuals/M1-0902%20Laboratory%20permeameters.pdf) – nepodařilo se dohledat

Elhottová D., Fuksa P., Hynšt J., Kobes M., Kvítek T., Malý S., Moudrý J., Rozsypal R., Tajovský K., 2021: *Živá půda: praktický manuál*. Academia, Praha, 323 s.

Farkas T., Zhong G., Guiochon G., 1999: Validity of Darcy's law at low flow-rates in liquid chromatography. *Journal of Chromatography A* 849: 35–43.

Cho W. J., Lee J. O., Chun K. S., 1999: The temperature effects on hydraulic conductivity of compacted bentonite. *Applied Clay Science* 14: 47–58.

Jandora J., Stara V., Starý M., 2011: *Hydraulika a hydrologie*. Akademické nakladatelství CERM, Brno, 188 s.

Kozák J., Němeček J., Matula S., Vall M., Borůvka L., 2008: *Pedologie*. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha, 148 s.

Kutílek M., 1978: Vodohospodářská pedologie. Státní nakladatelství technické literatury, Praha, 295 s.

Kutílek M., Kuráž V., Císlarová M., 2004: Hydropedologie 10. České vysoké učení technické v Praze, Praha, 176 s.

Kutílek M., Nielsen D. R., 1994: Soil hydrology. Catena, Cremlingen-Destedt, 370 s.

Lin H., Bouma J., Wilding L.P., Richardson J.L., Kutílek M. a Nielsen D.R., 2005. Advances in Hydropedology 85: 1–89.

meter group, 2023: Operaton manual, (online) [cit. 2022.12.11], dostupné z [http://library.metergroup.com/Manuals/UMS/KSAT\\_Manual.pdf](http://library.metergroup.com/Manuals/UMS/KSAT_Manual.pdf)

Mohan M. M., Prasadini P. P., 2019: Manual on Practical Soil Physics 2019. Regional Agricultural Research Station, Tirupati, 146 s.

Mualem, Y., 1986. Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils: Prediction and Formulas. Methods of Soil Analysis 799–823.

Nijp J. J., Metselaar K., Limpens J., Gooren H. P. A., Sjoerd E. A. T. M. van der Zee, 2017: A modification of the constant-headpermeameter to measure saturated hydraulic conductivity of highly permeable media. MethodsX 4: 134–142.

Pavlásek J., Jačka L., 2014. Hydropedologie. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha, 104 s.ě

Pavlu L., 2019: Základy pedologie a ochrany půd. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha, 78 s.

Pech P., 2010: Speciální případy hydrauliky podzemních vod. Česká zemědělská univerzita v Praze ve Výzkumném ústavu vodohospodářském T. G. Masaryka, Praha, 104 s.

Prax A., Jandák J., Pokorný E., 1995: Půdoznalství. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Brno, 135 s.

Shah A. N., Tanveer M., Shahzad B., Yang G., Fahad S., Ali S., Bukhari M. A., Tung S. A., Hafeez A., Souliyanonh B., 2017: Soil compaction effects on soil health and cropproductivity: an overview. Environmental Science and Pollution Research 24: 10056–10067.



Shukla K., Deb M., Sanjit K., 2012: Variability of Hydraulic Conductivity Due to Multiple Factors. *American Journal of Environmental Sciences* 8: 489–502.

Sklopísek Střeleč, 2022: Katalog produktů (online) [cit. 2022.15.11], dostupné z <https://glassand.eu/getFile/case:show/id:438221>

Šarapatka B., 2014: *Pedologie a ochrana půdy*. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 232 s.

Th. Van Genuchten M., Pachepsky Y. A., 2011: Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. In: Gliński J., Horabik J., Lipiec J. (eds.): *Encyclopedia of Agrophysics*. Springer, Dordrecht: 368–376.

Toková L., Igaz D., Horák J., Aydin E., 2020: Effect of Biochar Application and Re-Application on Soil Bulk Density, Porosity, Saturated Hydraulic Conductivity, Water Content and Soil Water Availability in a Silty Loam Haplic Luvisol. *Agronomy* 10: 1–17.

Vopravil J., 2011: *Půda a její hodnocení v ČR*. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Praha, 156 s.

## 9 Seznam obrázků a tabulek

### 9.1 Seznam obrázků

Obr. 1 – Meze platnosti Darcyho zákona (Pavlásek et Jačka, 2014) .....	24
Obr. 2 – Schéma laboratorního permeometru (Eijkelkamp, 2008) .....	31
Obr. 3 – Schéma zařízení KSAT (METER GROUP, nedatováno).....	32
Obr. 4 – Znázornění procentuálního zastoupení sklenářského písku (85 %) a mikromletého písku (15 %) ve vzorku .....	34
Obr. 5 – Vážení slévárenského písku (vlevo) a vážení směsi slévárenského a mikromletého písku (vpravo) .....	35
Obr. 6 – Vážení slévárenského písku (vlevo) a vážení směsi slévárenského a mikromletého písku (vpravo).....	36
Obr. 7 – Příprava válečků.....	37
Obr. 8 – Naplněné válečky .....	37
Obr. 9 – Saturování vzorku v nádobě s demineralizovanou vodou (vlevo) a saturování vzorků v laboratorním permeometru (vpravo) .....	38
Obr. 10 – Saturování vzorku v nádobě s demineralizovanou vodou (vlevo) a saturování vzorků v laboratorním permeometru (vpravo) .....	39
Obr. 11 – Správná instalace násosek v laboratorním permeometru .....	40
Obr. 12 – Vestavěné měřidlo výšky hladiny v laboratorním permeometru .....	41
Obr. 13 – Celkový pohled na laboratorní permeometr (vlevo) a detail kohoutků na byretách (vpravo) .....	42
Obr. 14 – Celkový pohled na laboratorní permeometr (vlevo) a detail kohoutků na byretách (vpravo) .....	43
Obr. 15 – Automatický přístroj pro měření nasycené hydraulické vodivosti KSAT v laboratoři ČZU .....	44
Obr. 16 – Grafické srovnání výsledků 1. série měření krabicovými grafy .....	47
Obr. 17 – Grafické srovnání výsledků 2. série měření krabicovými grafy .....	48
Obr. 18 – Porovnání výsledků měření rozdílných vzorků laboratorním permeometrem .....	49
Obr. 19 – Porovnání výsledků měření rozdílných vzorků přístrojem KSAT .....	49
Obr. 20 – Porovnání výsledků měření Ks rozdílných vzorků přístrojem KSAT a laboratorním permeometrem .....	50

## 9.2 Seznam tabulek

Tab. 1 – Hodnoty Ks pro různé půdní druhy (Kutílek et Nielsen, 1994).....	25
Tab. 2 – Porovnání vlastností použitých písků (SKLOPÍSEK STŘELEČ, 2022).....	34
Tab. 3 – Objemová hmotnost vzorků.....	45
Tab. 4 – Výsledky naměřené Ks u vzorku sklenářských písků během 1. série měření .....	46
Tab. 5 – Výsledky naměřené Ks u směsi mikromletých a sklenářských písků během 2. série měření .....	48

## **10 Seznam příloh**

**Příloha 1** – Zápisník z 1. série měření  $K_s$  na lab. permeamtru + výsledky měření na přístroji KSAT

**Příloha 2** – Zápisník z 2. série měření  $K_s$  na lab. permeamtru + výsledky měření na přístroji KSAT

**Příloha 3** – Váhové údaje pro výpočet objemové hmotnosti vzorku sklenářských písků

**Příloha 4** – Váhové údaje pro výpočet objemové hmotnosti vzorku směsi sklenářských a mikromletých písků

**Příloha 1 – Zápisník z 1. série měření Ks na lab. permeamtru + výsledky měření na přístroji KSAT**

Popis vzorků:			Měření číslo: 1			Datum: 11.12.2022		Měřil: Ivanov Daniel							
v.č. (t.d)	ring number	h1[cm]	h2 [cm]	h1 - h2 [cm]	t [h:m:s]			time	V[cm <sup>3</sup> ]	T[°C]	Ks	Průměr všech hodnot [cm/s]	Průměr všech hodnot [m/s]	Číslo měření KSATem	Ks [m/s]
					hodiny	minuty	sekundy								
1	41	6.7	4.4	2.3	7	27	447	20	19.8	3.207E-03	3.173E-03	3.17319E-06	KSAT 1	5.28E-05	
					7	21	441								
					7	48	468								
					5	56	356								
4	42	6.75	4.3	2.45	5	52	352	20	19.8	3.780E-03	3.798E-03	3.79764E-06	KSAT 2	4.13E-05	
					5	55	355								
					8	49	529								
					9	0	540								
5	235	6.6	4.3	2.3	9	0	540	20	19.8	2.710E-03	2.654E-03	2.67E-06	KSAT 5	4.15E-05	
					9	3	543								
					4	16	256								
					4	25	265								
8	236	6.8	4.2	2.6	4	22	262	20	19.8	4.785E-03	4.859E-03	4.85912E-06	KSAT 6	4.20E-05	
					4	22	262								
					4	3	243								
					3	52	232								
9	283	6.8	4.3	2.5	4	0	240	20	19.8	5.427E-03	3.672E-03	3.67199E-06	KSAT 8	5.73E-05	
					3	52	232								
					3	52	232								
					4	0	240								

**Příloha 2 – Zápisník z 2. série měření Ks na lab. permeamtru + výsledky měření na přístroji KSAT**

Popis vzorků:					Měření číslo: 2				Datum: 16.2.2023		Měřil: Ivanov Daniel				
v.č. (č.d)	ring number	h1[cm]	h2 [cm]	h1 - h2 [cm]	t [h.m.s]				V[cm <sup>3</sup> ]	T[°C]	Ks [cm/s]	Průměr všech hodnot [cm/s]	Průměr všech hodnot [m/s]	Číslo měření KSATem	Ks [m/s]
					hodiny	minuty	sekundy	time							
1	284	6,4	4,6	1,8	6	51	411	10	19,6	2,23E-03	2,181E-03	2,181E-06	KSAT 1	1,10E-05	
					7	10	430	10							2,13E-03
					6	54	414	10							2,21E-03
					14	4	844	20							2,17E-03
					14	6	846	20							2,16E-03
4	283	6	4,5	1,5	7	26	445	10	19,6	2,47E-03	2,478E-03	2,478E-06	KSAT 2	1,10E-05	
					7	24	444	10							2,48E-03
					7	22	442	10							2,49E-03
					14	51	891	20							2,47E-03
					14	48	888	20							2,48E-03
5	235	6,55	4,5	2,05	6	52	412	10	19,6	1,92E-03	1,935E-03	1,935E-06	KSAT 3	1,15E-05	
					6	52	412	10							1,95E-03
					6	52	412	10							1,95E-03
					14	2	842	20							1,91E-03
					13	51	831	20							1,94E-03
8	14	6,2	4,4	1,8	5	27	327	10	19,6	2,80E-03	2,721E-03	2,721E-06	KSAT 4	1,20E-05	
					5	33	333	10							2,75E-03
					5	31	331	10							2,77E-03
					11	27	687	20							2,67E-03
					11	14	674	20							2,72E-03
9	44	6,3	4,4	1,9	9	13	553	10	19,6	1,57E-03	1,569E-03	1,569E-06	KSAT 5	1,16E-05	
					9	8	548	10							1,58E-03
					9	20	560	10							1,55E-03
					18	27	1107	20							1,57E-03
					18	21	1101	20							1,58E-03

**Příloha 3 – Váhové údaje pro výpočet objemové hmotnosti vzorku sklenářských písků**

1. měření - 5. 12. 2022							
Objem válečku [cm <sup>3</sup> ]	číslo válečku	hmotnost samotného válečku [g]	hmotnost suché gázy a gumičky [g]	hmotnost válečku se zeminou [g]	Hmotnost zeminy [g]	objemová hmotnost [g/cm <sup>3</sup> ]	průměr [g/cm <sup>3</sup> ]
100	41	111,81	1,8	270,97	157,36	1,574	1,523
100	42	110,73	1,8	266,3	153,77	1,538	
100	235	108,23	1,8	262,45	152,42	1,524	
100	236	109,22	1,8	261,56	150,54	1,505	
100	283	108,32	1,8	257,73	147,61	1,476	
Objem válečku [cm <sup>3</sup> ]	číslo válečku	hmotnost samotného válečku [g]	hmotnost podstavce [g]	hmotnost válečku se zeminou [g]	Hmotnost zeminy [g]	objemová hmotnost [g/cm <sup>3</sup> ]	průměr [g/cm <sup>3</sup> ]
250	204,4	204,4	50,59	623,6	368,61	1,474	1,474

**Příloha 4** – Váhové údaje pro výpočet objemové hmotnosti vzorku směsi  
sklenářských a mikromletých písků

2. měření - 14. 2. 2023							
Objem válečku [cm <sup>3</sup> ]	číslo válečku	hmotnost samotného válečku [g]	hmotnost suché gázy a gumičky [g]	hmotnost válečku se zeminou [g]	Hmotnost zeminy [g]	objemová hmotnost [g/cm <sup>3</sup> ]	průměr [g/cm <sup>3</sup> ]
100	14	112,74	1,8	271,37	156,83	1,568	1,589
100	284	108,77	1,8	266,44	155,87	1,559	
100	235	108,23	1,8	274,39	164,36	1,644	
100	283	108,33	1,8	268,65	158,52	1,585	
100	44	110,46	1,8	271,38	159,12	1,591	

Objem válečku [cm <sup>3</sup> ]	číslo válečku	hmotnost samotného válečku [g]	hmotnost podstavce [g]	hmotnost válečku se zeminou [g]	Hmotnost zeminy [g]	objemová hmotnost [g/cm <sup>3</sup> ]	průměr [g/cm <sup>3</sup> ]
250	VV1	204,4	50,72	637,2	382,08	1,528	1,528