

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE  
FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ  
KATEDRA VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ  
A ENVIROMENTÁLNÍHO MODELOVÁNÍ

MĚŘENÍ INFILTRACE S VYUŽITÍM  
AUTOMATICKÉHO INFILTROMETRU

INFILTRATION MEASUREMENT USING  
AN AUTOMATIC INFILTROMETER

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Vedoucí práce: Ing. Martin Kovář  
Diplomant: Bc. Nikola Krmelová

2023

# ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

## ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Bc. Nikola Krmelová

Inženýrská ekologie  
Ochrana přírody

Název práce

Měření infiltrace s využitím automatického infiltrometru

Název anglicky

Infiltration measurement using an automatic infiltrometer

---

### Cíle práce

Hlavním cílem práce je porovnání měření infiltrace standardní jednoválcovou metodou s automatickým infiltrometrem. Dílčím cílem je sepsání literární rešerše se zaměřením na popis infiltrace, měření infiltrace a automatických přístrojů využívaných pro měření infiltračních schopností půd.

### Metodika

Stručně popsat vybrané hydrofyzikální vlastnosti půdy úzce související s infiltrační schopností půd, metody měření a automatické přístroje pro měření infiltrace.

Provést v hydropedologické laboratoři několik měření kumulativní infiltrace standardní jednoválcovou metodou a automatickými infiltrometry (starý a nový prototyp) ve stejných podmínkách. Následně vyhodnotit naměřená data a porovnat výsledky měření manuální a automatické metody. Na základě výsledků navrhnout možná vylepšení pro automatické měření infiltrace.

**Doporučený rozsah práce**

40

**Klíčová slova**

infiltrace, barologger, půdní druh, infiltrometr, kalibrace

---

**Doporučené zdroje informací**

Alagna, V., Bagarello, V., Di Prima, S., Iovino, M., 2015. Determining hydraulic properties of a loam soil by alternative infiltrometer techniques. John Wiley & Sons, Ltd., USA.

Klípa, V., Sněhota, M., Dohnal, M., 2015. New automatic minidisk infiltrometer: design and testing. J. Hydrol. Hydromech. 63(2), 110-116.

Kutílek, M., 1978. Vodohospodářská pedologie. SNLT/ALFA, Praha, 296 s.

Marshall, S. J., 2014. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences: The Water Cycle. Elsevier, DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.09091-6, ISBN: 9780124095489.

Vráblíková, J., Vráblík, P., 2006. Základy pedologie. Fakulta životního prostředí UJEP v Ústí nad Labem, Ústí nad Labem, 102 s.

---

**Předběžný termín obhajoby**

2022/23 LS – FŽP

**Vedoucí práce**

Ing. Martin Kovář

**Garantující pracoviště**

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 6. 3. 2023

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

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 6. 3. 2023

**prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.**

Děkan

V Praze dne 21. 03. 2023

## **ČESTNÉ PROHLÁŠENÍ**

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci na téma: Měření infiltrace s využitím automatického infiltrometru vypracovala samostatně a citovala jsem všechny informační zdroje, které jsem v práci použila, a které jsem rovněž uvedla na konci práce v seznamu použitých informačních zdrojů.

Jsem si vědoma, že na moji diplomovou 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 vědoma, že odevzdáním diplomové 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 Hrabové dne 29. 3. 2023

.....

## **PODĚKOVÁNÍ**

Děkuji svému vedoucímu diplomové práce Ing. Martinu Kovářovi za odborné vedení, cenné rady, věcné připomínky a převážně za poskytnutou pomoc a vstřícnost během laboratorního měření a při konzultacích.

## **ABSTRAKT**

V současné době je patrné, že se klima mění, neboť nás stále častěji sužují vlny veder a období sucha či extrémní přívalové srážky, které nedokáže půda zadržet. Z těchto důvodů je nezbytné porozumět, měřit a zlepšovat půdní vlastnosti, a především její infiltrační schopnosti, jelikož voda je jednou ze základních složek naší planety. Zkoumání jejího pohybu v půdě může být užitečné pro zemědělství, ochranu přírody, lesnictví či vodní hospodářství. Manuální měření infiltrace pomocí standardní metody (jednoválcovým nebo dvouválcovým infiltrometrem) je sice přesné, ale také velmi fyzicky a časově náročné. Přístrojů pro měření infiltrace je více, avšak každý z nich má určité nevýhody, i když byla do vývoje zahrnuta automatizace, která usnadňuje a zrychluje měření. Vývoj automatického infiltrometru na České zemědělské univerzitě v Praze započal již před rokem 2017 (první prototyp), a to hlavně kvůli tomu, aby si přístroj mohl pořídit kdokoli, jeho obsluha nebyla náročná, měření bylo efektivnější a přesnější. Díky provedenému měření kumulativní infiltrace v hydroopedologické laboratoři mohlo být navrženo účinné zlepšení druhého prototypu automatického infiltrometru z ČZU. Výsledky měření rovněž ukázaly, že druhý prototyp měří podobně přesně jako standardní metoda. Další jeho vývoj by se měl zaměřit převážně na snížení rozptylu v naměřených datech kumulativní infiltrace, snížení hmotnosti a zvyšování přesnosti měření.

### **Klíčová slova**

infiltrace, barologger, půdní druh, infiltrometr, kalibrace

## **ABSTRACT**

In current years, it became evident that the climate is changing, as we are increasingly impacted by the waves of heat and the periods of droughts or extreme torrential rainfalls that the soils cannot hold. For these reasons, it is essential to understand, measure and improve soil properties and, above all, its infiltration capabilities, as water is one of the fundamental components of our planet. Examining its movements in the soil can be useful for agriculture, conservation, forestry or water management. Even though manual measurement of infiltration that uses the standard method (single or two-cylinder infiltrometer) is accurate, it is also very physically- and time- consuming. Although more devices for measuring infiltration exist, each proves to be deficient in certain ways, even with the inclusion of automation in the development that, facilitate and speed up measurements. The development of the first prototype of an automatic infiltrometer at the Czech University of Life Sciences Prague (CZU) started before 2017, with the goal to introduce it to the general market, while easily operate, with more efficient and accurate measurements. Thanks to the cumulative infiltration measurement in the hydrological laboratory, an effective improvement of the second prototype of the automatic infiltrometer by CZU was developed. In addition, the results of the measurements showed that the second prototype is able to assess with a similar certainty as the standard method. The further development of the prototype should primarily focus on reducing the variance in the measured cumulative infiltration, decreasing its mass and improving measurement accuracy.

### **Key words**

infiltration, barrologger, soil species, infiltrometer, calibration

# OBSAH

1. Úvod.....	1
2. Cíle diplomové práce .....	3
3. Půda .....	4
3.1 Půdní organická hmota .....	4
3.2 Půdní profil a půdní horizonty .....	5
3.2.1 Organické a minerální horizonty .....	6
3.3 Půdní typy.....	6
3.4 Struktura půdy .....	8
3.4.1 Zrnitost a skeletovitost půdy .....	10
3.4.2 Půdní druh .....	11
3.5 Pórovitost půdy.....	11
3.5.1 Aktivní pórovitost .....	13
3.5.2 Efektivní pórovitost.....	13
3.5.3 Drenážní pórovitost .....	13
3.5.4 Preferenční proudění .....	13
3.5.5 Hustota vysušené půdy a zdánlivá hustota pevných částic půdy .....	14
3.5.6 Zhutnění půdy .....	15
4. Kapalná složka půdy .....	16
4.1 Půdní voda a půdní roztok .....	16
4.2 Vlhkost půdy.....	16
4.3 Saturace půdy a pohyb půdní vody.....	18
4.3.1 Rovnice kontinuity a Darcy-Buckinghamův zákon .....	19
4.3.2 Richardsova rovnice .....	19
4.4 Hydraulická vodivost.....	20
4.4.1 Nasycená hydraulická vodivost.....	20
4.4.2 Nenasycená hydraulická vodivost .....	22
4.4.3 Retenční vodní kapacita a retenční křivky .....	22
4.4.4 Hydrolimity .....	23



4.5 Infiltrace.....	24
4.5.1 Nestacionární infiltrace .....	25
5. Metody měření infiltrace.....	27
5.1 Standardní metoda .....	27
5.1.1 Infiltrační válce – jednoválcový a dvouválcový infiltrometr .....	27
5.2 Guelphský permeametr .....	29
5.3 Laboratorní permeametr .....	30
5.4 Automatické infiltrometry .....	31
5.4.1 Automatický mini-diskový infiltrometr .....	31
5.4.2 HOOD infiltrometr.....	33
5.4.3 SATURO infiltrometr .....	35
5.4.4 Automatický infiltrometr vyvíjený na ČZU – 1. prototyp .....	36
5.4.5 Automatický infiltrometr vyvíjený na ČZU – 2. prototyp .....	37
6. Metodika .....	39
6.1 Ruční měření.....	39
6.1.1 Výpočet kumulativní infiltrace u standardní metody .....	40
6.2 Měření s 1. a 2. prototypem.....	41
6.2.1 Výpočty u měření s automatickým infiltrometrem .....	42
7. Výsledky .....	44
8. Diskuse.....	49
9. Závěr a přínos práce.....	53
10. Přehled literatury a použitých zdrojů.....	55
10.1 Seznam obrázků.....	62
10.2 Seznam tabulek.....	64
10.3 Seznam vzorců.....	64
11. Přílohy.....	66
11.1 Seznam použitých zkratk a symbolů.....	66
11.2 Skript pro analýzu dat v programu RStudio .....	68
11.3 Kompletní statistické výsledky.....	68

# 1. ÚVOD

Půda patří mezi ty nejcennější přírodní bohatství každé země. Důležitou roli sehraává nejenom v životě lidí, ale i živočichů a převážně rostlin. Bez půdy by ekosystémy nebyly stabilní. Zajišťuje totiž koloběh živin, vody i energie. Její vznik je ovlivněn mnoha faktory. Mezi ně patří i infiltrovaná (vsáknutá) voda z dešťových srážek. Stále intenzivnější obhospodařování zemědělské půdy ale způsobuje její degradaci. Například, díky jejímu narůstajícímu utužení, degraduje větrnou či vodní erozí. Vodní eroze sebou přináší řadu negativních jevů, jako např. snížení výnosového potenciálu půdy, neboť při nízké infiltrační schopnosti svrchní půdní vrstvy dochází převážně k povrchovému odtoku (Pachepsky et al. 2001).

Nicméně nejenom zhutňování ovlivňuje hydrofyzikální vlastnosti půd a s tím související infiltrační schopnost, která je právě tím klíčovým procesem pro vsakování srážek do půdy. Infiltrace, přesněji její rychlost či intenzita, je rovněž ovlivněna půdní organickou hmotou, tedy půdním profilem a jeho půdními horizonty. Dále strukturou půdy, její zrnitostí, pórovitostí, vzduchem uzavřeným v pórech, momentální půdní vlhkostí, objemovou hmotností, ale i vegetačním pokryvem, množstvím půdních mikroorganismů, chemizmem půdy či trváním a intenzitou srážek atd. (Rawles et Brakensiek 1982; Snehota et al. 2015). Avšak mezi základní infiltrační parametry náleží hlavně nasycená hydraulická vodivost, časový průběh kumulativní infiltrace a infiltrační rychlost. Tyto infiltrační parametry slouží také jako podklad např. pro konstrukci hrází, závlah nebo odvodnění (Pavlásek et Jačka 2014a). Znalost infiltrační schopnosti dané půdy je tedy nezbytná jak pro ochranu životního prostředí, tak pro vodní hospodářství či zemědělství (Tindall et al. 1999).

Infiltrace se nejčastěji dělí podle tlakových poměrů na povrchu půdy na takzvanou tlakovou (z výtopy) a beztlakovou (z dešťových srážek či závlah postřikem) (Kučera et al. 2021). U tlakové infiltrace mohou infiltrační pokusy probíhat dvěma způsoby. Prvním z nich je měření s kladnou výtopou na povrchu půdy, tj. s kladnou tlakovou výškou sloupce vody. Druhým způsobem je měření pomocí záporné tlakové výšky. V principu se v obou případech jedná o nestacionární infiltraci při konstantní tlakové výšce na povrchu půdy (tzn. při působnosti Dirichletovy okrajové podmínky) (Pavlásek et Jačka 2014a).

V mé praktické části diplomové práce se zaměřuji na časový průběh kumulativní infiltrace během tlakové infiltrace s kladnou tlakovou výškou, která se stanovuje převážně standartní metodou nebo tlakovými infiltrometry. Měření s kladnou tlakovou výškou totiž reprezentuje celý porézní systém i s jeho makropóry. Měření se zápornou tlakovou výškou pomocí podtlakových infiltrometrů reprezentuje pouze půdní matici (Pavlásek et Jačka 2014a). Měření infiltrace standartní metodou nebo pomocí infiltrometrů, které nejsou automatizované, je velmi náročné na obsluhu i čas. S rozvojem moderních elektronických senzorů umožňujících automatizaci se měření sice usnadnilo, ale také se zvýšila počáteční investice. Vývoj dvou prototypů na České zemědělské univerzitě v Praze (ČZU) byl zahájen především proto, aby se infiltrace dala zjišťovat v terénu co nejpřesněji, nejsnadněji a zároveň co nejekonomičtěji. Současně se při vývoji věnovala pozornost tomu, aby si infiltrometr mohl sestavit kdokoliv, a to i z komerčně dostupných materiálů.

První část diplomové práce je zaměřena na vlastnosti půdy, které významněji ovlivňují infiltraci vody, dále na půdní vodu a hydrofyzikální vlastnosti půd. Druhá část je věnována infiltraci, metodám jejího měření a popisem automatických infiltrometrů. Poslední částí práce je vlastní měření v laboratorních podmínkách pro získání referenčních hodnot, které nejsou nijak ovlivněny faktory, jež se běžně v terénu vyskytují. Mezi nejzásadnější faktory (proměnné) např. patří preferenční cesty (viz 3.5.4 Preferenční proudění). Měření uskutečněné v hydrofyzikální laboratoři, pomocí standartní manuální metody a automatických infiltrometrů vyvíjených na ČZU, mi umožnilo nalézt nedostatky u druhého prototypu a navrhnout jeho účinné zlepšení. Porovnáním dat získaných v laboratorních podmínkách se také mohl druhý prototyp kalibrovat.

## **2. CÍLE DIPLOMOVÉ PRÁCE**

Hlavním cílem této diplomové práce je porovnání laboratorního měření kumulativní infiltrace standardní jednoválcovou metodou s automatickým infiltrometrem vyvíjeným na ČZU. Manuální a automatické měření infiltrace pomocí starého a nového prototypu automatického infiltrometru ve stejných laboratorních podmínkách se provedlo proto, abych mohla navrhnout vylepšení automatického měření infiltrace, které je také jedním z cílů mé diplomové práce.

Dílčím cílem je vypracování literární rešerše objasňující infiltraci i metody jejího měření a popisující automatické přístroje využívané pro měření hydrofyzikálních vlastností půdy, které souvisejí s infiltrační schopností půd.

### 3. PŮDA

Půda je ta část zemské kůry (litosféry), která se nachází v její nejsvrchnější partii a je tvořena minerálními směsicemi, živými i odumřelými organismy a zvětralinami. Dle Ministerstva životního prostředí se definuje jako přírodní útvar vznikající procesy jako jsou zvětrávání litosféry a biologické rozkládání organických zbytků pomocí půdotvorných činitelů (půdotvorné faktory a půdotvorné podmínky) v určitém čase (MŽP ©2019). Mezi půdotvorné faktory patří především půdotvorný substrát (obecněji matečná hornina), klima (např. povětrnostní podmínky, srážky, průměrné teploty, mocnost a délka sněhové pokrývky), podzemní voda, mikroorganismy, rostliny, živočichové, hnojení, orba a jiné. Půdotvorné podmínky zahrnují reliéf a stáří půdy (Pavlů 2018). Matečná hornina, jako celistvá hornina nedotčená zvětrávacími pochody, umožňuje tvorbu určité půdy, jelikož každý její typ má jiné fyzikální a chemické vlastnosti (kyselé či zásadité horniny). Právě vlastnosti matečné horniny vytyčují půdě její konkrétní atributy (Šantrůčková et al. 2018).

Půda jako dynamický živý systém se nepřetržitě vyvíjí, přetváří a poskytuje informace o procesech, díky kterým se vytvořila a dále tvoří (Bičík et al. 2009). Z pohledu jednoho lidského života se ale považuje za neobnovitelný přírodní zdroj (Hůla et al. 1997), neboť např. v našich podmínkách vznikne jeden centimetr půdy za sto let (Národní zemědělské muzeum ©2018). Půda, na kterou nepůsobí antropogenní (lidské) vlivy, neboli přirozená půda (Ziegler 2006), vzniká velmi zjednodušeně tak, že vegetace a její odumírající biomasa se přeměňuje na půdní organickou součást (složku) půdy. Organická složka půdy, která je tedy tvořena jak neživou, tak i živou částí, je nezbytným indikátorem kvality půdy (Lorenz et Lal 2007; Ussiri et al. 2008; Karu et al. 2009). Díky ní je totiž půda úrodnější, jelikož např. zadržuje živiny, zvyšuje infiltraci vody, zabraňuje erozi, účastní se koloběhu živin, a dokonce na sebe dokáže vázat toxické látky (Simpson et Simpson 2012).

#### 3.1 Půdní organická hmota

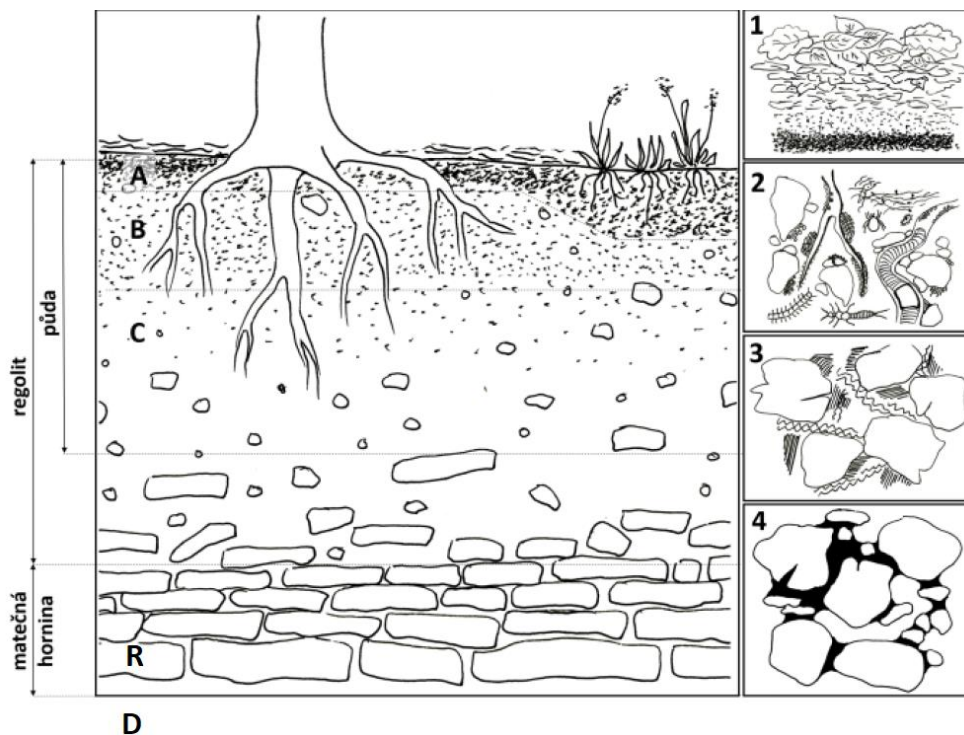
Ovšem půdní organickou hmotou (angl. *Soil Organic Matter*, zkráceně SOM) je označován soubor pouze všech neživých (odumřelých) částí organické složky půdy, jako jsou primární organická hmota a humusové látky. SOM se v půdě nehromadí, neboť enzymy půdních mikroorganismů ji transformují, a to buď mineralizací nebo humifikací (Simpson et Simpson 2012). Během procesu mineralizace (přeměny

„mrtvé“ organické hmoty na látky anorganické) se energie uvolňuje a vzniká oxid uhličitý ( $\text{CO}_2$ ), amoniak ( $\text{NH}_3$ ), voda ( $\text{H}_2\text{O}$ ) a jednoduché minerální látky (živinné prvky jako jsou např. dusík, fosfor, síra aj.). Zmiňované substance podmiňují tvorbu humusových látek (Pavlů 2018). Ty ale nejsou zdrojem živin, jelikož jsou velmi stálé a jsou schopny v půdách redukovat vymývání živin, zlepšovat fyzikálně-mechanické vlastnosti a prodlévat hodnotu pH (Tomášek 2003). Humifikace pomocí pomalých převážně syntetických procesů naopak energii spotřebovává. Humifikací, a současně díky působení edafonu (společenstva půdních organismů), vzniká humus (Pavlů 2018).

Také SOM zlepšuje úrodnost půdy díky vzájemně spolupůsobícím transformačním procesům (Němeček et al. 1990; Sáníka et Materna 2004). Humifikace totiž nemůže probíhat bez současně probíhající mineralizace, jelikož je pro ni zdrojem potřebné energie, respektive pro mikroorganismy produkující enzymy, které ji realizují (Pavlů 2018). SOM obsahuje zhruba dvakrát více uhlíku než atmosféra (Simpson et Simpson 2012), podporuje tvorbu půdních agregátů, zlepšuje strukturu půd, a tím pádem i jejich infiltrační schopnost (Stewart et Scullion 1989; Malik et Scullion 1998).

### **3.2 Půdní profil a půdní horizonty**

Půdní profil s půdními horizonty znázorňuje obrázek 1, ve kterém lze vidět, že půdní profil je jakýsi příčný řez tvořený půdními horizonty (A, B, C), regolitem (vrstvou zvětralé horniny), matečnou horninou (R) (Pavlů 2018) a podložní horninou (D). Podložní hornina se od matečné horniny odlišuje a může se jednat např. o šterkopísek pod vrstvou spraše (Penížek et al. 2019). Půda je tedy přesněji pouze ta část půdního profilu, která je oživena a tvořena biologicky či biochemicky pozměněnou zvětralou horninou. Dle obrázku č. 1 se jedná o půdní horizonty A, B a C. Nejsvrchnější vrstva půdního profilu, organický horizont (1), obsahuje odumřelou půdní organickou hmotu (SOM), která se nachází v různých stádiích rozkladu. Následující vrstva zahrnuje živou část organické složky půdy (2), jako jsou např. kořeny vyšších rostlin a edafon (zooedafon, fytoedafon, bakterie). Další vrstva, pevná složka půdy (3), zahrnuje minerály společně se SOM v rozličných podobách. Nejspodnější vrstva půdního profilu (4) zahrnuje složky půdy v různých skupenstvích, tj. pevné, kapalné a plynné složky (Pavlů 2018).



Obrázek 1: Schéma půdního profilu a základní složky půdy (převzato a upraveno Pavlů 2018).

Půdní horizonty jsou charakterizovány např. podle barvy, struktury, zrnitosti, skeletovitosti, vlhkosti či konzistence. Hlavní půdní horizonty jsou zpravidla značeny velkými písmeny a malá písmena či číslice představují podhorizonty (Penížek et al. 2019). Název půdního horizontu se odvíjí převážně od hlavního půdotvorného pochodu, který se na jeho vzniku podílel (zvětrávání, humifikace, eluviace, iluviace, oglejení a glejový proces, solončakování či slancování) (Smolová 2019).

### 3.2.1 Organické a minerální horizonty

Organický (nadložní) horizont se nachází nad minerálními horizonty a může ho tvořit např. opadanka (nerozložené zbytky rostlin), drť (částečně rozložené organické zbytky) či měl (trvalý humus). Minerální horizont A je takzvaný organominerální (humusový) horizont. Minerální horizont B představuje podpovrchový (vnitřní) horizont. Další minerální horizont značený písmenem C znázorňuje půdotvorný substrát, respektive rozpadlou, ale málo pozměněnou matečnou horninu a minerální horizont R nedotčenou pevnou matečnou horninu (Penížek et al. 2019).

## 3.3 Půdní typy

Půdy se stejným sledem horizontů tvoří půdní typy, což jsou hlavní půdní jednotky v taxonomickém klasifikačním systému půd ČR (TKSP). V této hierarchii se na nejvyšším stupni nacházejí referenční třídy půd. Ty mají ve svém názvu

koncovku (-sol). Tedy referenční třída leptosoly zahrnuje půdní typy litozem, ranker, rendzina a pararendzina. Pod regosoly patří regozem a pod fluvisoly fluvizem a koluvizem. Do referenční třídy vertisoly spadá jediný půdní typ a to smonice. Černosoly obsahují černoze a černici, luvisoly šedoze, hnědoze a luvize, kambisoly kambize a peloze, podzosoly kryptopodzoly a podzoly, stagnosoly pseudoglej a stagloglej. Glej spadá do referenční třídy glejsoly, organozem do třídy organosoly, kultize a antropozem do třídy antroposoly. Do TKSP dále patří andosoly s andozemí, třída salisoly a její půdní typ solončak a natrisoly s půdním typem slanec (Šantrůčková et al. 2018, Šimek et al. 2019).

Kambize, nazývaná též hnědá půda, je v České republice nejrozšířenějším půdním typem (Vopravil et al. 2009). Vyskytuje se především v lesích, obvykle na svažitém terénu a původně hlavně v lesích listnatých (Šantrůčková et al. 2018). Hlavní půdotvorný proces, který se na vzniku půdního horizontu B hnědé půdy podílí, je intenzivní vnitropůdní zvětrávání. Zvětrávání za pomoci povrchových činitelů (atmosféry, hydrosféry, činností mikroorganismů) přemění složení minerálů a hornin. Čili narušená matečná hornina se mechanickými, chemickými a biologickými zvětrávacími procesy přemění na půdotvorný substrát. Vnitropůdní zvětrávání probíhá neustále. Vyskytuje se totiž jak před vznikem půdy, tak i během jejího vývoje (Pavlu 2018). Po hnědé půdě je v České republice nejvíce rozšířena hnědoze, kterou následuje černoze (Mendelu ©2018).

Hnědoze je velmi kvalitní zemědělská půda, která je méně náchylná na vysychání než černoze (Šantrůčková et al. 2018). Půdotvorný proces stojící za vznikem hnědozemě je ilimerizace (posun jílu). Ta spadá pod půdotvorný proces eluviace, který se vyznačuje přemísťováním jednotlivých půdních složek do spodní části půdy (Petránek et al. 2016). V ČR se mezi neúrodnější zemědělské půdy řadí rovněž zmiňovaná černoze, jakožto třetí nejrozšířenější půdní typ (Kurková Nožičková 2018). Nachází se v nejsušších a nejteplejších oblastech nižších poloh. Původní vegetace, která se na ni vyskytovala, byla step a lesostep (Tomášek 2003). Černoze má až 80 cm mocný černý humózní horizont, neboť hlavním půdotvorným procesem je intenzivní humifikace (Vopravil et al. 2009).



### 3.4 Struktura půdy

Struktura půdy vzniká díky spojení anorganických látek s organickými. Mezi anorganické látky tvořící strukturu půdy spadají např. úlomky hornin, kameny, koloidní částice a mezi organické látky zejména bakterie, kořeny rostlin, odumřelé organické zbytky (Brady et Buckman 1990, Six et al. 2004). Struktura půdy je také determinována půdními póry, které mohou být vyplněné vzduchem nebo vodou, a rovněž závisí na prostorovém uspořádání pevných půdních částic (minerálních a organických částic) v daném půdním horizontu (Smolíková 1988, Kotrbová 2011). K sobě přirozeně vázané minerální a organické částice se dále shlukují do větších celků a tím vytvářejí půdní agregáty (Six et al. 2004).

Jednotlivé horizonty se tedy mohou podle prostorového uspořádání elementárních částic i agregátů dělit na slitý stav půdní hmoty, kdy půdní částice tvoří stmelenu souvislou masu, tzv. slitou sktukturu. Jde např. o některé těžké půdy. Další je elementární stav, který značí, že půdní hmota s jednotlivými půdními částicemi není spojena v agregáty, ale buď jsou primární půdní částice uloženy volně vedle sebe nebo jsou vzájemně stmeleny povlaky např. jílu či sesquioxidů (oxidy železa a hliníku). V takovém stavu se vyskytují písčité půdy. Poslední stav je agregátový, při němž je alespoň část půdní hmoty agregována a v důsledku toho se rozpadá na elementy určitého tvaru a velikosti. Například na sktukturu polyedrickou, kostkovou, prizmatickou, hrudkovitou, sloupcovitou, práškovitou, destičkovitou atd. (Penížek et al. 2019).

Struktura se pro každý půdní horizont stanovuje individuálně a díky ní lze zjistit jaké jsou v určitém půdním horizontu vzdušné a vodní poměry (Kameníčková 2005). Taktéž ovlivňuje růst kořenů rostlin či vodní a větrnou erozi (Pavlu 2018). Avšak i struktura půdy se neustále mění, neboť není stabilní, ale odvíjí se od tvorby a zániku pórů (Vráblíková et Vráblík 2006). Se strukturou půdy tedy souvisí půdní pórovitost, provzdušenost, retenční kapacita i infiltrace (Šimek et al. 2019).

Podle různých frakcí (velikostní kategorie) pevných půdních částic v agregátech rozlišujeme: jemnozem, ve které se nacházejí frakce menší než dva milimetry a skelet obsahující frakce větší než dva milimetry. Skelet se dále dělí na hrubý písek (2-4 mm), šterk (4-30 mm), kameny (> 30 mm) a balvany (> 300 mm) (Vopravil et al. 2009). Obecněji ale můžeme nejdříve shluky frakcí rozdělit na mikroagregáty (< 250  $\mu\text{m}$ ) a makroagregáty (> 250  $\mu\text{m}$ ) (Čermák 2012, Kameníčková 2005). Rozdíl mezi nimi

souvisí převážně s narůstajícím objemem organických látek, který vytvářejí mikroorganismy, rostliny nebo např. žížaly. Nejstabilnější agregáty jsou z větší části tvořeny exkrementy půdní fauny (Tisdall et Oades 1982, Šimek et al. 2019).

Půdy se dále mohou třídit podle vyvinutosti struktury agregátů na slabě vyvinutou strukturu, tzv. nestrukturní půdy, u kterých je struktura patrná pouze při „násilném“ oddělení agregátů, na středně vyvinutou strukturu a výrazně vyvinutou strukturu. Středně vyvinutá struktura se pozná tak, že se agregáty po úderu lopatkou od sebe oddělí. Výrazně vyvinutá struktura, neboli strukturní půda, je patrná již ve stěně půdního profilu (Penížek et al. 2019) Ve vodě jsou její agregáty stabilní. Nicméně způsob, jakým se voda vsakuje do strukturní a nestrukturní půdy, je rozdílný. U nestrukturní půdy je infiltrace na začátku pomalejší. Rychle se totiž snižuje její intenzita, neboť se agregáty rozpadnou a vzniklý škraloup zapříčiní uzavření vzduchu v pórech. Voda ze srážek se tedy častěji vypaří nebo odteče. Naopak strukturní půdy umožňují, pomocí svých stabilních nerozpadavých agregátů, vzduchu z pórů unikát, a tím pádem se voda do půdy infiltruje dobře (Kutílek 1978).

vlastnost	půda	
	strukturní	nestrukturní
Soudržnost	menší	větší
Obdělávatelnost	snadnější	nesnadnější
Objemová hmotnost	menší	větší
Kvalita pórů	lepší	horší
Infiltrace	vysoká	nízká
Povrchový odtok	nízký	vysoký
Výpar	menší	větší
Hospodaření vláhou	dobré	špatné
Provzdušenost	dobrá	nedostatečná
Ohřívá se	rychle	pomalu
Počátek vegetačního období	časný	zpožděný
Biologická činnost	přiměřená	nevhodná
Chemické procesy ve vlhkém období	vhodné	převažuje redukce
Živinný režim	přiměřený	zhoršený
Ohrožení erozí	menší	větší

Tabulka 1: Porovnání vlastností půdy se strukturním a nestrukturním humusovým horizontem (převzato Kutílek 1978).

### 3.4.1 Zrnitost a skeletovitost půdy

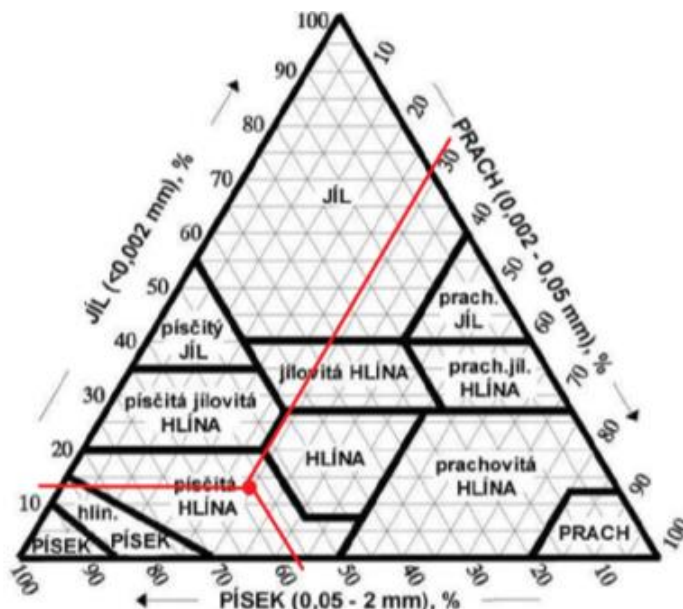
Zrnitost půdy je dána procentuálním zastoupením dílčích velikostně rozdílných minerálních částic menších než dva milimetry. Jde o obsah minerálních částic v tzv. jemnozemi (Pavlů 2018). Zrnitost zeminy, která obsahuje méně než 50 % skeletu, se hodnotí podle následující Novákovy klasifikační stupnice. Zemina, která ale podle vizuálního odhadu obsahuje více než 50 % skeletu, se označuje jako hrubě písčité (převládají frakce 2-4 mm a v jemnozemi převládá písek), silně šterkovitá (převládají frakce 4-30 mm) či silně kamenitá (převládají frakce větší než 30 mm). Podrobnější zhodnocení, zda je zemina slabě šterkovitá, středně šterkovitá, slabě kamenitá nebo středně kamenitá, probíhá podle toho, jestli převládá šterk či kamení. Hodnoty skeletovitosti se doplňují i o charakteristiku skeletu, jako je např. jeho tvar, tvrdost, petrografické složení, nebo také jaký je stupeň zvětrání úlomků horniny či jak je skelet v půdním profilu uložen (Penížek et al. 2019).

Rozdělení půdy	Půdní druh	Procentuální podíl minerálních částic
lehké půdy	písčité	< 10
	hlinitopísčité	10-20
středně těžké půdy	písčitohlinité	10-20
	hlinité	30-45
těžké půdy	jílovitohlinité	45-60
	jílovité	60-75
	jílové	> 75

Tabulka 2: Zrnitostní složení dle obsahu frakce pod 0,02 mm (procentuální podíl) v jemnozemi (převzato a upraveno Novák 1953).

Lehké půdy jsou vysoce provzdušněné, neboť snadno propustí vodu i vzduch, ale mají nízkou vodní kapacitu, tím pádem rychle vysychají a snadno se prohřejí. Středně těžké půdy mají vodní kapacitu, která umožňuje dobře zásobovat rostliny vodou a vsakování srážek je rovněž příznivé. Písčitohlinité a hlinité půdy mají nejideálnější fyzikální, chemické a biologické vlastnosti. Těžké půdy naopak vodu i vzduch propouštějí velmi málo a vodní kapacita je vysoká (Vráblíková et Vráblík 2006).

Pro detailnější definování zrnitostní skladby zemín se využívá trojúhelníkový klasifikátor USDA (angl. *US Department of Agriculture*), ve kterém se určí půdní druh dle průsečíku přímků vycházejících z procentuálního podílu jednotlivých frakcí (viz obr. 2) (Vopravil et al. 2009).



Obrázek 2: Trojúhelníkový diagram zrnitosti půd (převzato a upraveno Němeček et al. 2008).

### 3.4.2 Půdní druh

Půdní druh tedy reprezentuje zrnitostní složení půdy a v trojúhelníkovém diagramu se procentuální zastoupení minerálních částic v jemnozemi určuje dle frakcí prachu (0,002-0,05 mm), jílu (<0,002 mm) a písku (0,05-2 mm) (Šantrůčková et al. 2018). Stanovení zrnitostního složení se provádí pomocí síta, neboť se nejdříve oddělí skelet od jemnozeme. Následně se v jemnozemi stanoví procentuální hmotnost jílu, prachu a písku. Podle obrázku č. 3 lze definovat půdní druh jako písčitou hlínu obsahující 14 % jílu, 29 % prachu a 57 % písku (Němeček et al. 2008).

### 3.5 Pórovitost půdy

Pórovitost půdy vyjadřuje, jaký je poměr objemu půdních pórů k celkovému objemu půdy v daném půdním vzorku. Rovněž nepřímo vyjadřuje, jakou část zabírají pevné půdní částice. Póry mohou být vyplněné vzduchem nebo kapalinou, nejčastěji označovanou jako půdní voda (Pavlásek et Jačka 2014b). Na tvorbě pórů se podílejí tzv. ekosystémoví inženýři, neboť převážně díky nim vznikají póry a agregáty (Piron et al. 2012). Půdní živočichové totiž výrazně ovlivňují pórovitost svým pohybem a rostliny zase svým růstem (Oades 1993).

Půdní póry lze dle velikosti rozdělit na kapilární, semikapilární a gravitační. Kapilární póry mají průměr menší než 0,2 mm a pohyblivost či dostupnost vody určuje kapilární síla. Gravitační póry mají větší průměr a díky nim a gravitační síle se voda dostává do spodních vrstev půdního profilu. Mezi nimi, v závislosti na poutání vody, se nachází semikapilární póry. Nicméně půdní póry mají různé rozměry, tvary a většinou jsou vzájemně propojeny (Vráblík et Vráblíková 2006).

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

*Vzorec 1: Výpočet pórovitosti v určitém půdním vzorku. Další vzorce, uvedené v literární rešerši, jsou převzaty ze skripta Hydopedologie od Jiřího Pavláška a Lukáše Jačky z roku 2014.*

Ve vzorci č. 1 značí pórovitost písmeno  $P$ ,  $V_P$  označuje objem půdních pórů,  $V_S$  objem vzorku,  $V_A$  objem plynné fáze půdního vzorku,  $V_W$  objem kapalné fáze půdního vzorku a  $V_M$  objem pevné fáze v měřeném půdním vzorku. Nejčastěji se ale pórovitost stanovuje podle následujícího vzorce (Pavlásek et Jačka 2014b).

$$P = \frac{\rho_M - \rho_S}{\rho_M} = 1 - \frac{\rho_S}{\rho_M}$$

*Vzorec 2: Více užívaný výpočet pórovitosti, kde  $\rho_M$  značí zdánlivou hustotu půdních částic a  $\rho_S$  hustotu půdy.*

U středně těžkých a těžkých půd se pórovitost při zvýšené půdní vlhkosti navyšuje pomocí bobtnání. Pórovitost se ale také snižuje, pokud půda vysychá, jelikož se začne smršťovat (Kutílek 1978).

$$e = \frac{V_P}{V_M} = \frac{V_A + V_W}{V_M} \quad \text{nebo} \quad e = \frac{\rho_M - \rho_S}{\rho_S} = \frac{\rho_M}{\rho_S} - 1$$

*Vzorec 3 a 4: Výpočty pro hodnotu pórovitosti u objemově nestálých (bobtnavých) půd, kde pórovitost značená malým písmenem  $e$  se vypočte buď jako poměr objemu pórů ku objemu pevné fáze anebo na základě porovnání hustoty půdy se zdánlivou hustotou půdních částic.*

Hodnota pórovitosti tedy není stálá, neustále se mění. Lze vyzorovat jak sezónní změny (růst rostlin, aktivita organismů, změna teploty), tak krátkodobé vyvolané změnou vlhkosti půdy, která se následně v závislosti na dešťových srážkách začne smršťovat či naopak bobtnat. Vlastnosti půdních pórů (velikost, tvar a jejich spojitost) ovlivňují hustotu půdy, transport látek či rozptýl plynů v půdě (Pavlásek et Jačka 2014b). Kypřejší půdy mají více pórů, tím pádem je hustota půdy nižší a hodnota pórovitosti se může vyšplhat až na 70 %. Naopak zhutnělé půdy mají hodnotu pórovitosti kolem 30 % a hustota půdy je vysoká (Pavlů 2018).

### 3.5.1 Aktivní pórovitost

Aktivní pórovitost  $P_A$  vyjadřuje množství vody, které z nasyceného půdního vzorku vyteče pouze díky gravitační síle. Vzorec pro výpočet zahrnuje objem vody, který vyteče z nasyceného půdního vzorku  $V_G$  a objem půdního vzorku  $V_S$ .

$$P_A = \frac{V_G}{V_S}$$

*Vzorec 5: Výpočet aktivní pórovitosti.*

### 3.5.2 Efektivní pórovitost

Efektivní pórovitost  $P_E$  značí poměr objemu pórů v nasyceném vzorku, jenž se podílí na proudění vody vzhledem k objemu celého půdního vzorku. V následujícím vzorci představuje  $V_E$  objem vody pohybující se při proudění.

$$P_E = \frac{V_E}{V_S}$$

*Vzorec 6: Výpočet efektivní pórovitosti.*

### 3.5.3 Drenážní pórovitost

Drenážní pórovitost vyznačuje množství vody uvolněné z půdy kvůli poklesu hladiny podzemní vody a definuje se jako objem vody, který vyteče z 1 m<sup>2</sup> během poklesu hladiny o 1 m (Pavlásek et Jačka 2014b).

### 3.5.4 Preferenční proudění

Preferenční proudění probíhá, pokud voda proudí preferenčními cestami. Voda se v nich pohybuje mnohem rychleji než v půdní matrici, která preferenční cesty neobsahuje. Lze rozdělit na několik typů, a to dle vzniku preferenčních cest. Prvním z nich je takové proudění, které vzniká infiltrací vody do spojitých trhlin. Trhliny obvykle vznikají během vysušování půdy, pokud půda obsahuje vyšší podíl jílovitých částic (Blake et al. 1973). Druhým typem je preferenční proudění probíhající v cestách, vzniklých v důsledku činnosti půdní fauny či po odumření kořenů (Zehe et Fluhler 2001). Třetím typem je tzv. laterální tok umožňující příčné proudění např. podél skalního podloží (Buttle et McDonald 2002). Poslední typ preferenčního proudění probíhá, pokud infiltrovaná voda proudí mezi půdními vrstvami a nazývá se „finger flow“. Nejčastěji se objevuje v písčitéch půdách mezi jemnější a hrubší vrstvou, kdy do spodnější hrubší vrstvy voda proudí přes tzv. „prsty“ (Starr et al. 1978).

### 3.5.5 Hustota vysušené půdy a zdánlivá hustota pevných částic půdy

Hustota vysušené půdy a zdánlivá hustota pevných částic půdy úzce souvisí s pórovitostí. První termín, neboli objemová hmotnost půdy  $\rho_d$ , značí hustotu vysušené půdy obsahující póry, kdy není porušen její stav. Hustota vysušené půdy je nižší, čím je půda kypřejší. Obvykle se hodnoty pohybují mezi 1,2-1,6 g·cm<sup>-3</sup> (Pavlů 2018). Odběr neporušeného půdního vzorku o známém objemu pro stanovení objemové hmotnosti půdy se většinou provádí pomocí kovových válečků, poněvadž díky nim zjistíme, jaký je přesný objem vzorku. Většinou se používá kovový váleček nazývaný Kopeckého váleček o objemu 100 cm<sup>3</sup> (Vopravil et al. 2009). U skeletových půd se ale po odebrání vzorku objevuje prohlubeň, která se zasypává stejnozrnným pískem o známé objemové hmotnosti (Kutílek 1978). Vzorky se následně vysuší a zváží. Objemová hmotnost u anorganogenních jílovitých půd nejběžněji dosahuje hodnoty 1200 kg·m<sup>-3</sup> a u písčitých půd do 1800 kg·m<sup>-3</sup>. U organogenních půd mohou hodnoty dosáhnout až 2000 kg·m<sup>-3</sup> (např. rašelina s minimálním podílem minerálních látek) (Pavlásek et Jačka 2014b).

Kompaktnější půdy se svojí hodnotou blíží další hydrofyzikální veličině půdy a tou je zmiňovaná zdánlivá hustota pevných půdních částic, neboli specifická hmotnost půdy  $\rho_z$  (Pavlů 2018) a někdy též nazývaná jako měrná hmotnost půdy (Pavlásek et Jačka 2014b). Tento termín vyjadřuje průměrnou hustotu vysušené půdy bez pórů, tedy přesněji hustotu pouze vysušených pevných částic půdy. Výsledná hodnota značí hustotu minerálů a organických látek nacházejících se v daném půdním vzorku a nejběžněji dosahuje hodnoty 2,6-2,7 g·cm<sup>-3</sup>. Toto rozmezí odpovídá měrné hmotnosti křemene, jakožto nejhojněji se vyskytujícího minerálu (Pavlů 2018). Převážná část anorganogenních půd totiž obsahuje významné množství křemene. V pedologické praxi se jeho hodnota, která činí 2650 kg·m<sup>-3</sup>, používá jako střední zdánlivá hustota pevných půdních částic. Tuto hodnotu zvyšují minerály s vyšší hustotou jako jsou např. minerály, které obsahují více železa. Hodnota se naopak snižuje, pokud jsou více zastoupeny minerály s nižší hustotou, jako je např. montmorillonit, což je jílový materiál. Hodnotu střední zdánlivé hustoty pevných částic v půdě rovněž snižuje vyšší obsah humusu. U organogenních půd s vysokým podílem organických látek a zároveň s vyšším zastoupením minerálních látek, se hodnota pohybuje kolem 1500 kg·m<sup>-3</sup> (Pavlásek et Jačka 2014b).

### 3.5.6 Zhutnění půdy

Hustota půdy rovněž není stálá, jelikož se mění v závislosti např. na jejím zhutnění agrotechnickými postupy (pojezd mechanizace, kypření či orba), aktivitě a rozvoji vegetace (její charakter, kořenový systém) či organismů, vlhkosti nebo také teplotě. Půda, která je zhutňována, nespĺňuje adekvátní ekologické a produkční funkce. Konstantní tlak okolo 50-150 kPa deformuje strukturu půdy. Následkem je snížení její pórovitosti a provzdušenosti, a tím pádem nedostatečné zasakování dešťových srážek (Vráblíková et Vráblík 2006).



## 4. KAPALNÁ SLOŽKA PŮDY

### 4.1 Půdní voda a půdní roztok

Kapalná složka půdy se v půdní chemii označuje jako půdní roztok, avšak v půdní fyzice se užívá jiný termín, půdní voda. Půdní roztok je ovlivněn mnoha procesy, které se v půdním profilu ale i mimo něj odehrávají. Je ovlivňován i složením povrchové, srážkové, podzemní či závlahové vody, prouděním vzduchu nebo teplotou. V podstatě stejnými faktory, které souvisí s evaporací (vypařováním vody z půdy, oceánů...), transpirací (vypařováním vody z povrchu listů rostlin), kondenzací (kapalněním) nebo také s biologickou aktivitou organismů. Např. určité klima mění podíl rozpuštěné minerální a organické složky, která se v půdním roztoku rovněž nachází. Narozdíl od půdní chemie se v půdní fyzice především hodnotí množství půdní vody a její pohyb v půdním prostředí než její složení (Pavlu 2018).

### 4.2 Vlhkost půdy

Množství půdní vody se přesněji označuje jako půdní vlhkost a dá se zjistit dvěma způsoby. Prvním způsobem je výpočet, který zahrnuje hmotnost půdní vody  $m_W$  a hmotnost pevné fáze půdy  $m_M$ . Hmotnost pevné fáze půdy se rovná hmotnosti vysušeného půdního vzorku. Sušení vzorku musí probíhat opatrně, aby byla odstraněna pouze voda a organická složka a zároveň aby zůstali zachováni i snadno odstranitelné součásti minerálů (Pavlásek et Jačka 2014b).

$$w = \frac{m_W}{m_M}$$

*Vzorec 7: Výpočet vlhkosti půdy, kde výsledná hodnota  $w$  nese název hmotnostní vlhkost.*

Druhým způsobem, jak zjistit vlhkost půdy, je porovnání poměru objemu půdní vody ku objemu půdního vzorku, který obsahuje jak kapalnou, tak i pevnou a plynnou složku půdy. V tomto případě se jedná o objemovou vlhkost půdy  $\theta$ .

$$\theta = \frac{V_W}{V_S}$$

*Vzorec 8: Výpočet objemové vlhkosti.*

Maximálně může být hodnota objemové vlhkosti rovna hodnotě pórovitosti půdy nebo se maximální hodnota čísla vlhkosti rovná hodnotě čísla pórovitosti. Objemová vlhkost je totiž ovlivněna smršťováním a bobtnáním půdy, tedy samotnou vlhkostí,

proto bývá také využíváno číslo vlhkosti  $\omega$  a ve výpočtu objem vody jako čítec a jako jmenovatel objem pevné fáze.

$$\omega = \frac{V_W}{V_M}$$

*Vzorec 9: Výpočet čísla vlhkosti.*

$$\theta = w \frac{\rho_S}{\rho_W}$$

*Vzorec 10: Výpočet pro převod hmotnostní a objemové vlhkosti.*

$$\omega = (1 + e)\theta$$

*Vzorec 11: Výpočet pro vzájemný převod objemové vlhkosti na číslo vlhkosti.*

Nicméně z fyzikálního hlediska je za přesnější způsob považován prvně zmíněný, v němž se vyjadřuje množství půdní vody pomocí hmotnostní vlhkosti, neboť se počítá s neměnnou hmotností pevné fáze vzorku (Pavlásek et Jačka 2014b). Současne se jedná ale o relativně náročný postup, jelikož je třeba nejdříve vzorek odebrat, převést do laboratoře a následně opatrně vysušit. Tento postup navíc neumožňuje kontinuální měření půdní vlhkosti. Na základě zmiňovaného byla pro praktické účely měření půdní vlhkosti vyvinuta celá řada více či méně přesných metod využívajících např. elektrickou vodivost půdy (Pavlů 2018).

Velmi obecně můžeme již v terénu půdu dle její konzistence, barvy půdního horizontu a pocitem při dotyku rozdělit na půdu vyprahlou, suchou, vlahou, vlhkou a mokrou (Penížek et al. 2019). Vlhkost půdy není každopádně naprosto přímým ukazatelem dostupnosti a pohyblivosti půdní vody, protože jde pouze o znázornění obsahu vody ve vzorku. Půdní voda obsažená v pórech je ovlivněna mnoha faktory. Kupříkladu ji ovlivňuje zmiňovaný charakter půdních pórů (tvar, průměr, propojenost či zakřivení atd.), zastoupení organických látek, velikost a náboj povrchu agregátů, momentální vlhkost, taktéž koncentrace rozpuštěných látek nebo teplota (Vráblík et Vráblíková 2006).

Každopádně měřením vlhkosti v jednotlivých hloubkách půdního profilu během probíhající infiltrace lze získat pro jednotlivé časy měření vlhkovní profily. Oblast půdního profilu, ve které dochází k významnému poklesu vlhkosti, se označuje jako čelo zvlhčení. Jedná se o viditelnou hranici, kterou prostupuje infiltrující voda směrem do hloubky půdního profilu. Nad čelem zvlhčení je zóna zvlhčení, ve které dochází k prudké změně vlhkosti v čase i v hloubce. Ještě výše je zóna přenosu. Ta je

charakteristická naopak velmi pomalou změnou vlhkosti v čase i hloubce. Vlhkost zde nedosahuje plné vodní kapacity a mocnost zóny roste v závislosti na délce trvání infiltrace (Kutílek 1978).

K určení nasycenosti půdního profilu půdní vodou se spíše využívá pojem saturace, neboť stejná hodnota objemové vlhkosti může u vzorku z písčitých půd s nižší pórovitostí značit skoro plné nasycení. Naopak u vzorku obsahujícího humózní jílovitohlinitou půdu, která má vyšší pórovitost, zase nízkou nasycenost (Pavlásek et Jačka 2014b).

### **4.3 Saturace půdy a pohyb půdní vody**

Saturace vyjadřuje, jakou měrou má půda zaplněné póry půdní vodou. Podle saturace bývá půda rozdělována na nesaturovanou (nenasycenou) a saturovanou (nasycenou) část. Saturovaná část půdy má vodu teoreticky ve „všech“ pórech (Vepraskas et al. 2012). Ve skutečnosti ale malá část zcela uzavřených pórů vodu neobsahuje a některé efektivní póry (spojité póry umožňující proudění vody) mají v sobě také uzavřený vzduch (Pavlásek et Jačka 2014b). Jde tedy převážně o vodu gravitační, protože pokud se voda neevaporuje či se pomocí kapilárních sil v půdních pórech nezadrží, doputuje až do vod podzemních. Z výše zmiňovaného vyplývá, že nesaturovaná část půdy má v pórech více vzduchu a půdní voda je obsažena pouze v pórech kapilárních nebo obaluje půdní částice. Navíc, efektivní kapilární póry mohou vodu vytahovat i ze saturované části půdy (Vepraskas et al. 2012). Je tedy zřejmé, že pohyb vody v saturovaném prostředí má na svědomí z velké části gravitace, tedy Darcyho zákon (Jandora 2005).

Nicméně pohyb půdní vody v saturovaném i v nesaturovaném prostředí je rovněž zapříčiněn dalšími hnacími silami, přesněji rozdílem potenciálů (Klípa 2018). Půdní voda se totiž pohybuje z míst s vyšší potenciální energií do míst s nižší potenciální energií. Energetický potenciál tedy představuje všechny síly, které na vodu v půdě působí a může se vyjádřit jako sací tlak [hPa], neboli celkový potenciál (Vráblíková et Vráblík 2006). Mezi nejdůležitější síly patří: gravitační potenciál  $\varphi_g$  a vlhkostní (kapilární) potenciál  $\varphi_w$ . Dále je proudění půdní vody také ovlivňováno často zanedbávaným osmotickým  $\varphi_o$ , pneumatickým  $\varphi_a$  a zátěžovým potenciálem  $\varphi_e$ . Celkový potenciál  $\phi$  se vyjadřuje součtem všech uvedených potenciálů. Nicméně v praxi se celkový potenciál vyjadřuje jako součet pouze gravitačního a vlhkostního

potenciálu. Nejčastěji v jednotce L představující energii na jednotkovou tíhu v jednotkách délky. Jedná se o převod tlakových jednotek na výšky hydraulické, proto se užívá termín (sací) tlaková výška (Klípa 2018).

Popis proudění půdní vody v nenasyceném prostředí vychází principiálně ze stejných zákonů jako popis proudění vody v zóně nasycené. Efektivní póry v nenasycené zóně se mohou na rozdíl od nasycené části půdy díky pohybu vody dosycovat nebo naopak odvodňovat. Hodnota saturace se vypočítává pomocí poměru objemové vlhkosti a půdní pórovitosti. Hodnota 0 značí vysušenou půdu a hodnota 1 zase půdu nasycenou, což znamená, že objemová vlhkost se rovná hodnotě pórovitosti (Pavlásek et Jačka 2014b).

$$S = \frac{V_W}{V_A + V_W} = \frac{\theta}{P}$$

*Vzorec 12: Výpočet míry saturace daného půdního vzorku.*

#### 4.3.1 Rovnice kontinuity a Darcy-Buckinghamův zákon

Z praktického hlediska je pórovité prostředí popisováno na makroskopické úrovni, neboť je téměř nemožné popsat či napodobit geometrii pórovitého prostředí na mikroskopické úrovni. Respektive je proudění na makroskopické úrovni popisováno jako proudění nestlačitelné kapaliny v geometricky stálém a inertním (nereaktivním) prostředí. Takové prostředí lze charakterizovat rovnicí kontinuity, která značí rovnováhu kapalně fáze a Darcy-Buckinghamovou rovnicí. Ta vyjadřuje vztah hnacích sil proudění půdní vody na objemový tok v pórovitém prostředí, které je proměnlivě nasycené. Rovnice kontinuity vypadá následovně (Klípa 2018).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \operatorname{div} q = 0$$

*Vzorec 13: Rovnice kontinuity, kde  $q$  značí vektor objemového toku a objevuje se i v Darcy-Buckinghamově rovnici (Klípa 2018).*

$$q = -K(\theta) \operatorname{grad} H$$

*Vzorec 14: Darcy-Buckinghamova rovnice, kde  $K(\theta)$  znázorňuje hydraulickou vodivost a  $H$  celkový potenciál (Klípa 2018).*

#### 4.3.2 Richardsova rovnice

Richardsova rovnice vzniká dosazením Darcy-Buckinghamovy rovnice do rovnice kontinuity (Richards 1931; Kutílek et Nielsen 1994; Miyazaki 2006). Díky ní se získávají informace o rychlosti proudění, vlhkosti a tlaku v dané oblasti proudění. Rovnice popisuje proudění v reálném prostředí obsahující póry, ale pouze pokud jsou

splněny základní předpoklady. Například pokud je vliv proudění vzduchu na proudění půdní vody zanedbán. Rovnice popisuje trojrozměrné prostorové proudění, jenže často je třeba využít pro řešení infiltrace jiný tvar rovnice (1D, 2D). Tvar rovnice 1D se nazývá kapacitní tvar Richardsovy rovnice a využívá se, pokud je neznámou proměnnou tlaková výška. Difúzní tvar Richardsovy rovnice se používá, pokud je neznámou vlhkost. Oba zmiňované tvary rovnice se užívají pro 1D vertikální proudění. Nicméně pro řešení rovnice je nezbytné znát počáteční a okrajové podmínky (viz 4.5.1 Nestacionární infiltrace) (Klípa 2018).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div}(K(\theta) \text{grad } H)$$

*Vzorec 15: Richardsova rovnice (Klípa 2018).*

## 4.4 Hydraulická vodivost

### 4.4.1 Nasycená hydraulická vodivost

Nasycená hydraulická vodivost popisuje rychlost vody při jejím prostupu půdou. Značí se  $K_S$ , udává se v jednotkách  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  a její hodnotu lze určit, jak přímou metodou v terénu a v laboratoři, tak nepřímou metodou odvozením z pedologických vlastností daného půdního vzorku. U nepřímé metody se jedná především o odhad a přesnost odhadu závisí na mnoha faktorech (Kameníčková 2005).

Nasycená hydraulická vodivost není to stejné jako propustnost půdy  $K_p$ . Pojem propustnost půdy (schopnost půdního prostředí vodu propouštět) zahrnuje pouze vlastnosti půdy jako jsou např. pórovitost, velikost, tvar a zakřivení půdních pórů či zrnitostní složení. Nezávisí na vlastnostech půdní vody (Elhakim 2016). Nasycenou hydraulickou vodivost určuje zejména hustota kapaliny  $\rho$  [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ], její dynamická viskozita  $\mu$  [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ] a zmiňovaná propustnost (Kanwar et al. 1989).

$$K_S = \frac{K_p \rho g}{\mu} \quad \text{nebo} \quad K_S \frac{K_p g}{\nu}$$

*Vzorec 16 a 17: Vztahy pro vyjádření  $K_S$ , kde  $g$  je gravitační konstanta zrychlení se základní jednotkou  $\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$  a  $\nu$  je viskozita kinematická.*

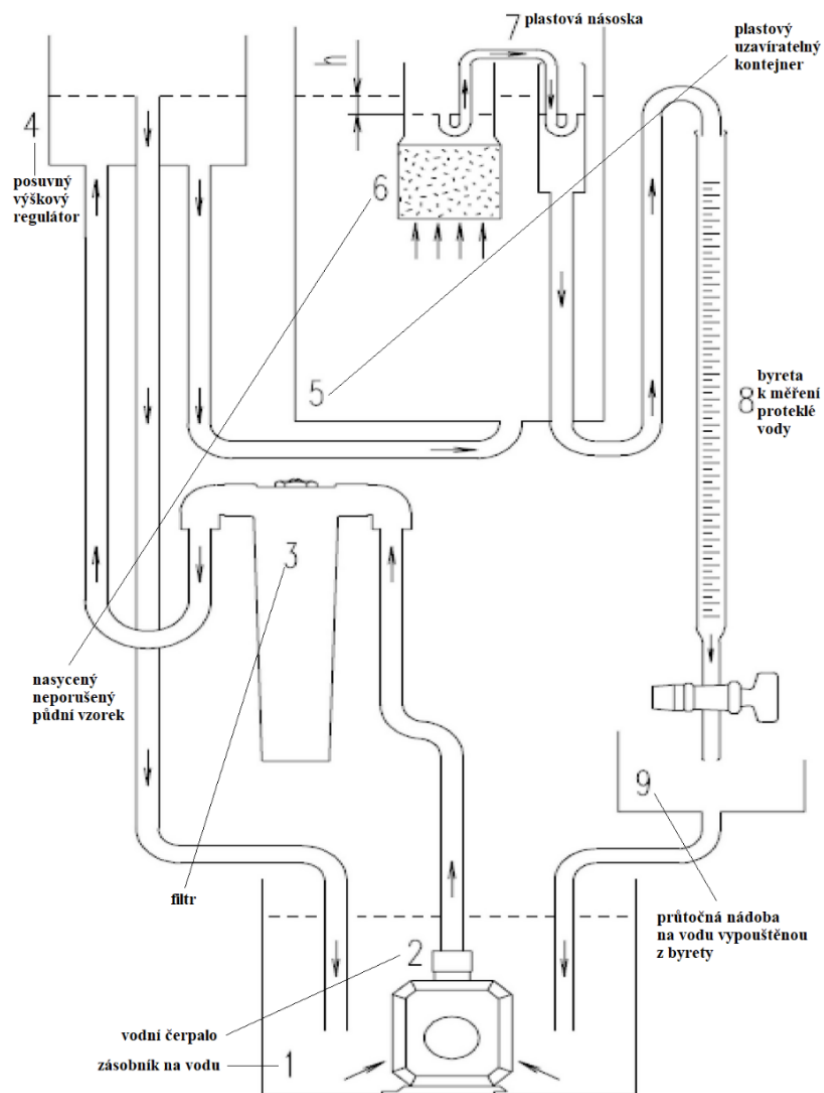
$$\nu = \frac{\mu}{\rho}$$

*Vzorec 18: Kinematická viskozita udávaná v jednotkách  $\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ .*

$$K_p = c d^2$$

*Vzorec 19: Jeden z mnoha výrazů pro vyjádření propustnosti, kde  $c$  značí empirický koeficient a  $d$  efektivní průměr zrna. Užívaná jednotka je 1 Darcy, což se rovná  $1 \text{ m}^2$ .*

Nasyčená hydraulická vodivost se v laboratorních podmínkách u neporušeného půdního vzorku měří pomocí laboratorního permeamtru (viz obr. 3 a 5.3 Laboratorní permeametr). U vysoce a středně propustných vzorků půdy za použití konstantního spádu se rozsah hodnot  $K_S$  pohybuje v rozmezí zhruba  $10^{-2}$  až  $10^{-7}$   $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ . U málo propustných vzorků se měří pomocí proměnného spádu a získané hodnoty jsou nižší. (Kanwar et al. 1989). Během měření v laboratorním permeamtru sledujeme snížení horní hladiny. Dolní hladina je stálá (Kameníčková 2005). Pro výpočet  $K_S$  s konstantním spádem se využívá rovnice, ve které  $V_p$  objem vody proteklé půdním vzorkem za určitý čas  $t$ ,  $L_v$  značí délku válečku ve směru proudění,  $A_v$  je průtočná plocha válečku, která je kolmá na směr proudění a  $\Delta H$  znázorňuje rozdíl hladin před vtokem a po výtoku z půdy [m] (Pavlásek et Jačka 2014b).



Obrázek 3: Schéma laboratorního permeamtru pro měření nasycené hydraulické vodivosti s konstantním spádem, ve kterém šipky znázorňují směr proudění vody a malé písmeno  $h$  značí zmiňovaný rozdíl hladin  $\Delta H$  (převzato a upraveno Pavlásek et Jačka 2014b).

$$K_S = \frac{V_p L_v}{A_v t \Delta H}$$

Vzorec 20: Rovnice pro výpočet  $K_S$  s konstantním spádem.

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

Vzorec 21: Rovnice pro výpočet  $K_S$  s proměnným spádem. Jako u předchozí rovnice se jedná o upravený Darcyho zákon, kde  $\Delta H_1$  udává v čase  $t_1$  rozdíl hladin na začátku měření,  $\Delta H_2$  značí jaký je rozdíl hladin u měření v čase  $t_2$ ,  $A_d$  reprezentuje průřezovou plochu trubice držáku vzorku při stoupající hladině, kdy se měří její změna (Pavlásek et Jačka 2014b).

#### 4.4.2 Nenasycená hydraulická vodivost

Nenasycená hydraulická vodivost se značí pouze velkým písmenem K. Stejně jako nasycená hydraulická vodivost je závislá na propustnosti půdy, viskozitě a hustotě proudící kapaliny. Nenasycená hydraulická vodivost je navíc závislá na vlhkosti půdy nebo vlhkostním potenciálu (Hillel 1998; Bagarello et al. 2007).

Vlhkostní potenciál lze v terénu měřit pomocí tenzometru, při čemž se zanedbává osmotický potenciál (rozdíl v koncentraci rozpuštěných solí v půdním roztoku) a půdní roztok se idealizuje na čistou vodu. Tenzometr měří vlhkostní potenciál jako sací tlak, tedy v nenasyceném prostředí jako podtlak (Pavlů 2018). V terénu se nenasycená hydraulická vodivost obvykle měří pomocí podtlakových infiltrometrů (Klípa et al. 2014). Avšak hodnotu K lze přibližně vypočítat také pomocí vzorce, který upravuje modelový vztah na realitu půdy. Nicméně tento vztah vyjadřuje pouze přibližnou část pórů, jimiž voda proudí. V praxi se častěji využívají retenční křivky půdy (Pavlásek et Jačka 2014b).

$$\frac{K}{K_S} = \alpha \left( \frac{\theta}{P} \right)^3$$

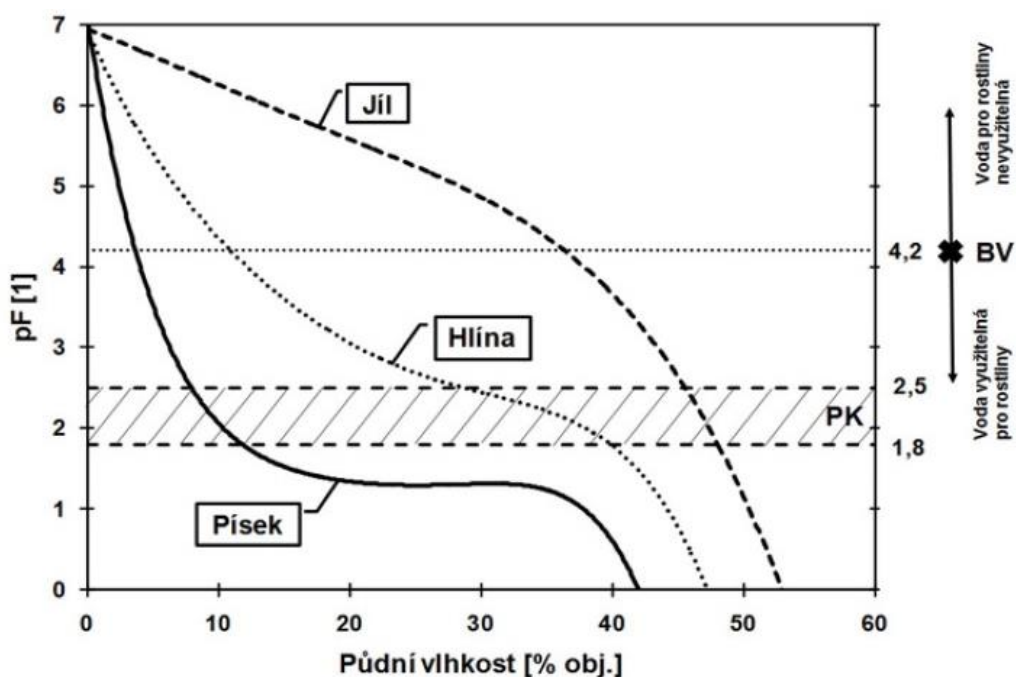
Vzorec 22: Výpočet K, ve kterém  $\alpha$  značí empirický součinitel (Kutílek et Nielsen 1994).

#### 4.4.3 Retenční vodní kapacita a retenční křivky

Retenční kapacita se značí  $\theta_{RK}$  a vyjadřuje množství vody, které je půda schopná udržet pomocí vlastních sil (Vopravil et al 2009). Retenční křivky (čáry) graficky znázorňují vztah mezi vlhkostí půdy a negativním vlhkostním potenciálem (Pavlů 2018). Retence se zvyšuje, pokud jsou půdní póry menší. Tím se, ale díky zvýšené síle vazby vody, stává půdní voda pro kořeny rostlin více nedostupnou (Šantrůčková 2014).

Při řešení infiltrace by se nemělo opomínat na retenční čáru, respektive na rovnovážný stav mezi objemovou vlhkostí a vlhkostním potenciálem (sací tlakovou výškou),

neboť se jedná o základní půdní hydraulickou charakteristiku. Retenční čára totiž přehledně zobrazuje vztah mezi pórovitou půdou a jejím nasycením či vysušením a zároveň časový průběh nenasyčené hydraulické vodivosti v závislosti na vlhkosti (Kuráž 1996). Na obrázku 4 jsou zobrazeny retenční čáry u různých půdních druhů, díky nimž lze vidět, že jílovitá půda, na rozdíl od písčité, při stejné vynaloženém úsilí udrží vyšší množství půdní vody (Pavlů 2018).



Obrázek 4: Retenční čáry u odlišných půdních druhů. Na ose y jsou zlogaritmované hodnoty tlakových výšek. Hodnota  $pF = 0$  znázorňuje stav, při němž voda ani půda nevykonává „práci“. Např. půda nasycená vodou blízko hladiny podzemní vody, kdy přehlédneme hydrostatický tlak vyvolaný tíhou vodního sloupce. V takovém stavu se objemová vlhkost přibližně rovná celkové pórovitosti. K poklesu vlhkosti dochází, pokud se půda začne vysušovat. Zároveň dochází ke zvýšení hodnoty  $pF$ , jelikož půda musí vynaložit více práce (vlastních sil) na udržení vody. V grafu je rovněž vyobrazen bod vadnutí (BV) a polní kapacita (PK) (převzato Pavlů 2018).

#### 4.4.4 Hydrolimity

Hydrolimity se určují na základě proudění půdní vody, její přístupnosti pro rostliny a půdní vlhkosti. Mezi základní půdní hydrolimity patří adsorpční vodní kapacita, lentokapilární bod a výše zmiňovaná retenční vodní kapacita vymezující rozmezí mezi gravitační a kapilární vodou ( $pF$  2-2,8) (Pavlů 2018). Adsorpční vodní kapacita je taková vodní kapacita, kterou konkrétní půda může maximálně poutat pomocí adsorpčních sil (Vopravil et al. 2009). Její rozmezí ( $pF$  4,8-5,2) se nachází mezi adsorpční a těžce pohyblivou kapilární vodou. Lentokapilární bod ( $pF$  3,1-3,5) značí stav půdní vlhkosti, který se vyskytuje mezi lehce a těžce pohyblivou kapilární vodou (Pavlů 2018).



Mezi aplikované půdní hydrolimity náleží polní vodní kapacita, plná vodní kapacita, bod snížené dostupnosti a bod vadnutí. Polní vodní kapacita značí stav, při kterém jsou všechny kapilární póry zaplněné půdní vodou po nadměrném zavlažení (horní hranice využitelnosti vody vegetací). Podle metody stanovující vlhkostní stav se polní vodní kapacita označuje dalšími termíny, jako jsou maximální kapilární vodní kapacita (Nováková metoda), retenční vodní kapacita (Drabalova metoda) či absolutní vodní kapacita (Kopeckého metoda). Plná vodní kapacita vyjadřuje stav, při kterém jsou všechny kapilární ale i gravitační póry zaplněné půdní vodou. Bod snížené dostupnosti znamená, že pohyblivost půdní vody je významně snížena (Vráblíková et Vráblík 2006). Nakonec bod vadnutí (pF 4,18) značí mezní vlhkost půdy (dolní hranici využitelnosti), kdy rychlost proudění je nízká a přítok vody nestíhá kompenzovat ztráty. Následkem je tedy vadnutí rostlin (Vopravil et al. 2009).

#### **4.5 Infiltrace**

Infiltrace se definuje jako fyzikální proces, který zahrnuje vsakování vody do půdy a zároveň její absorbování do půdního prostředí (Horton 1933). Dešťové srážky a s nimi související půdní a podzemní voda jsou součástí hydrologického cyklu (Marshall 2014). Srážky se do půdního profilu buď infiltrují nebo se neinfiltují a odtečou pomocí povrchového odtoku do vodních toků. V půdním profilu může voda doputovat až do podzemní vody či se zachytit v nesaturované části půdy. V nesaturované části se vypaří anebo zásobuje kořeny rostlin. Následně rostliny pomocí jejich pórů a transpirace vodu vypustí zpět do atmosféry (Dodds et Whiles 2020). Jiná definice vysvětluje infiltraci jako vnikání vody do pórů (Miyazaki 2006) nebo jako vstup vody do půdní matrice přes rozhraní vzduch-půda (Lal et Shukla 2004).

S infiltrací souvisí infiltrační rychlost  $i$  znázorňující hustotu toku vody skrze zemský povrch (Kutílek et Nielsen 1994). Rychlost infiltrace (infiltrační schopnost, infiltrační kapacita) ovlivňuje především vegetační pokryv, intenzita i délka trvání srážek, struktura, pórovitost a počáteční vlhkost půdy (Vopravil et al. 2009). Infiltrační schopnost půdního profilu dále určuje pedogeneze (vývoj půdy), složení agregátů půdního druhu, odumřelá složka půdy a aktivita půdních organismů. Právě aktivita půdních organismů infiltraci ovlivňuje velmi významně, neboť mají vliv na kvalitu a množství materiálu v organickém horizontu (Sáňka et Materna 2004). Opomenout by se rovněž neměl vliv vzduchu uzavřeného v půdních pórech. Vzduch je totiž půdní

vodou posouván hlouběji a hlouběji, až nemůže nikudy uniknout. Důsledkem je zvýšení tlaku v půdě, a tím pádem významné snížení rychlosti infiltrace (Snehota et al. 2015). Při nedostatečné infiltrační schopnosti půdy dochází k erozi půdy povrchovým odtokem, což způsobuje odnos humusu, zeminy a minerálních živin. Důsledkem je i zhoršení podmínek pro půdní organismy a rostliny a v neposlední řadě také dochází ke zhoršení fyzikálních a chemických vlastností půdy (Zdrálek 1999).

Kumulativní infiltrací  $I$  se rozumí celkové množství vody, které se do půdy od počátku infiltrace zasákne (Hillel 1998). Rovná se nasycené hydraulické vodivosti při nulové tlakové výšce na povrchu půdy, vertikálním prouděním a při plně nasyceném půdním profilu. Kumulativní infiltraci významně ovlivňuje větší zastoupení makropórů v půdním profilu, neboť v takovém případě i velmi nízká tlaková výška na povrchu půdy zapříčiní právě v makropórech výraznější proudění. Infiltrační rychlost tak snadněji dosáhne kvazi-stacionární hodnoty  $i_c$ . Jde o parametr též označovaný jako ustálená infiltrační rychlost (Kutílek et Nielsen 1994). Kumulativní infiltrace za čas  $t$  se zjišťuje integrací vlhkostního profilu (viz níže) v čase  $t$  dle následující rovnice (Pavlásek et Jačka 2014b).

$$I = \int_{\theta_i}^{\theta_s} z d\theta$$

*Vzorec 23: Výpočet kumulativní infiltrace, kde  $z$  značí hloubku čela zvlhčení a  $d$  již zmiňovaný efektivní průměr zrna. Obvykle se využívá průměru, který odpovídá 10 % na čáře zrnitosti ( $d_{10}$ ) (Pavlásek et Jačka 2014b).*

V praxi se rozlišuje stacionární infiltrace, u které je rychlost infiltrace konstantní a nestacionární infiltrace. Stacionární infiltrace se v přírodě vyskytuje velmi zřídka, protože nastává v okamžiku, kdy je půda homogenní. Během ní jsou konstantní jak půdní podmínky, přítok vody, hladina podzemní vody, tak i zmiňovaná rychlost infiltrace (Císlarová 1989).

#### 4.5.1 Nestacionární infiltrace

U nestacionární infiltrace se infiltrační rychlost v čase mění. Pro její vypočítání se využívají numerické metody zasazené do diferenciálních rovnic (viz 4.3.2 Richardsova rovnice). Převážně metoda konečných prvků, konečných objemů či konečných rozdílů (Císlarová et Vogel 2008). Z diferenciálních rovnic lze totiž následně průběh infiltrace odvodit analytickým, semianalytickým či aproximativním postupem. Pomocí uvedených postupů se dá předpokládat, že jde např. o homogenní profil, konstantní srážku, rovný povrch bez zakřivení nebo jednorozměrné proudění.

Vždy je ale zapotřebí nejdříve a co nejpřesněji stanovit počáteční a okrajové podmínky. Počáteční podmínky se rovnají souboru hodnot objemových vlhkostí nebo vlhkostních potenciálů v celé řešené oblasti. Okrajové podmínky zase popisují interakce daného systému s okolím na hranicích určité oblasti proudění. Musí se tedy řešit na celém okraji hodnocené oblasti před samotným řešením infiltrace, např. po celém obvodu vertikálního dvou dimenzionálního řezu půdním profilem nebo po celém obvodu tří dimenzionálního výřezu půdy aj. Mezi základní typy patří Neumannova (toková) a Dirichletova (tlaková) okrajová podmínka (Císlerová 1989; Kutílek et Nielsen 1994). Dirichletova okrajová podmínka se využívá např. při řešení infiltrace u zcela zatopeného povrchu půdy, tj. u měření infiltrace výtopou. Neumannova podmínka se uplatňuje, pokud řešíme infiltraci ze srážek před vznikem výtopy na povrchu půdy (Pavlásek et Jačka 2014b).

Nejhojněji používanou aproximativní metodou řešení průběhu infiltrace je metoda Geen-Ampta (Green et Ampt 1911). Výchozím bodem této metody je Darcyho rovnice a jedná se o přibližné řešení Richardsovy rovnice při tlakové okrajové podmínce (Kutílek 1978). Tuto metodu lze použít pro řešení infiltrace, pokud voda vstupuje do půdy přes ostře ohraničené čelo zvlhčení, které přísně rozděluje nasycenou oblast od oblasti nenasyčené. Takové rozdělení nastává např. u homogenního prostředí s hrubým zrnitostním složením (Hillel 1998). Mezi často používané a obecnější metody pro popsání průběhu infiltrace rovněž patří metoda Philipa (Philip 1957, 1969). Tato metoda je numerickým řešením difúzní Richardsonovy rovnice (Klípa 2018).

Nezáleží ani tak na tom, jaké řešení infiltrace se použije (numerické, analytické, semianalytické nebo aproximativní). Zjišťované výsledky infiltrace jsou z velké části ovlivněny hlavně tím, jak přesně a kvalitně se stanoví základní hydraulické charakteristiky (Císlerová 1989).

## 5. METODY MĚŘENÍ INFILTRACE

### 5.1 Standardní metoda

#### 5.1.1 Infiltrační válec – jednoválcový a dvouválcový infiltrometr

Intenzita infiltrace (míra infiltrace za daný čas) se měří zejména v polních podmínkách a standardní metodou se měří především vsakovací schopnost půdy na jejím povrchu. Během standardní metody měření infiltrace se využívá kladné tlakové výšky vodního sloupce na povrchu půdy (kladné výtopy). Jde o nejpoužívanější manuální metodu sloužící pro měření infiltrace, při které lze využívat různé tvary půdorysů a velikostí infiltrometru. Nejčastěji se však měří s půdorysem kruhovým o průměru 5-120 cm. Využívá se buď jeden válec nebo dva soustředné kruhové válce. U dvouválcového infiltrometru (viz obr. 5) vnitřní válec měří množství vsáklé vody za čas na určité ploše. Vnější válec zabraňuje roztečení vody z vnitřního válce do okolí, čímž se zajistí svislost proudnic (viz obr. 6) a průběh infiltrace jako jednorozměrně vertikální (Císlarová 1989).



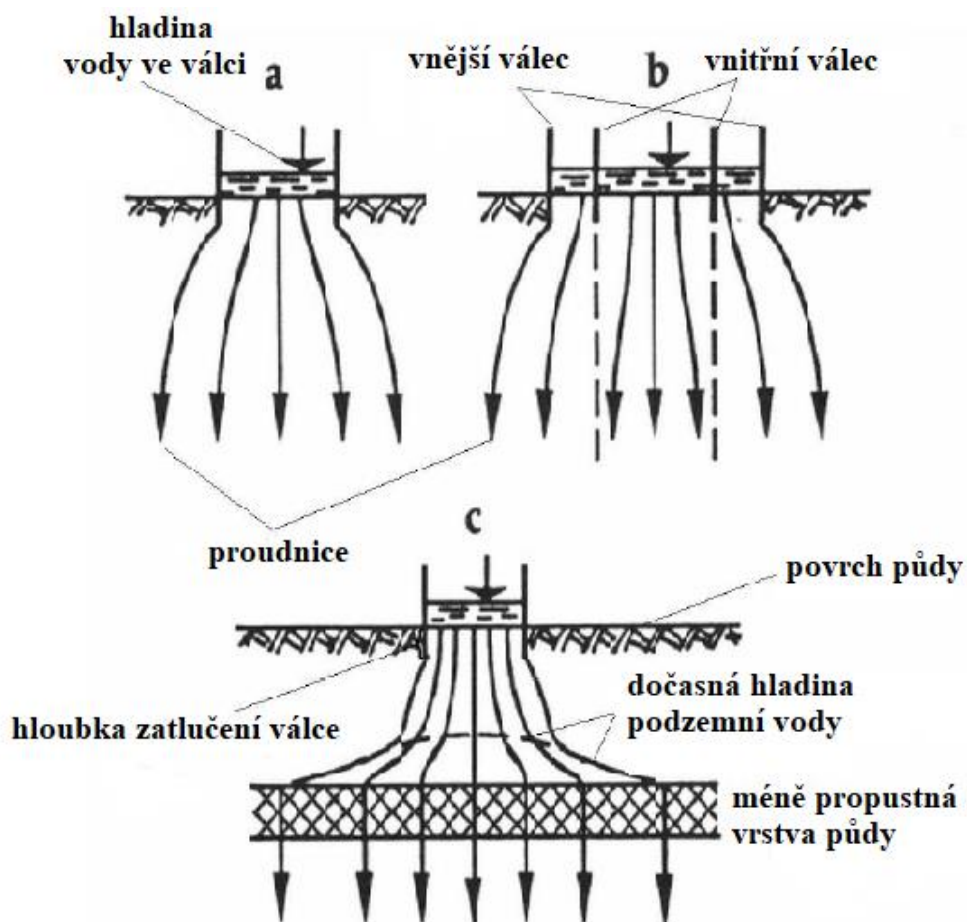
Obrázek 5: Dvouválcový infiltrometr a jeho standardní souprava (převzato ekotechnika.cz).

Nicméně vnější válec pokaždé nezajistí neroztékání vody do okolí, ale spíše podpoří vnější proudnice natolik, až stlačí ty vnitřní, což způsobí významné snížení infiltrační rychlosti. Infiltrační rychlost může být dokonce i zrychlena, pokud voda začne roztékat do stran nebo proudit preferenčními cestami (např. podél stěn válce nebo ve vyhloubených trasách po aktivitě žížal). Je tedy zřejmé, že u terénního měření je obtížné zajistit svislost proudnic, neboť v určitém půdním profilu mohou být i méně propustné vrstvy

či zmiňované preferenční cesty (Krejča et al. 1988). Každopádně válec by měl být zatlučen pomocí trámku a palice do hloubky alespoň 10-20 cm, jelikož tím se více zajistí svislost proudnic (Štibinger et. al. 1998).

Postup měření by měl nejjednodušší vypadat následovně. Voda se do válce nalévá pomalu, aby nebyla porušena struktura povrchu půdy (Hillel 1998). Povrch ani není

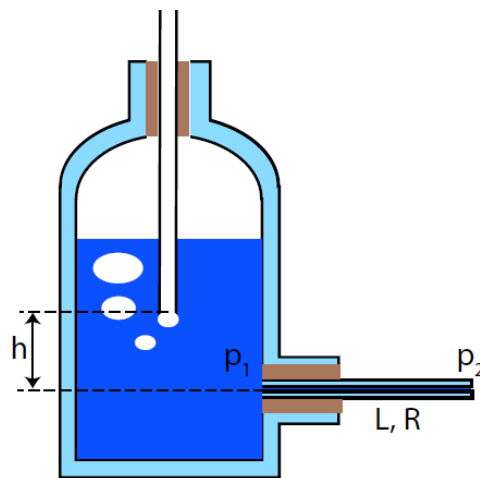
nijak předem upravován (Vašků 2008). Výška výtopy by neměla přesáhnout 2-5 cm, neboť rostoucí výška zvyšuje podíl využití makropórů vodou pro proudění (Kutílek et Nielsen 1994). Výšku výtopy lze označit ryskou na stěně válce nebo pomocí měrného hrotu. Jedná se o tzv. stabilizovanou úroveň. Nad a pod touto úrovní se vyznačují další výškové rozdíly (např. po 0,5 cm). Měření času začíná po naplnění válce vodou na stabilizovanou úroveň. Následně se dolívá známé množství vody a současně se zaznamenává časový interval. Dolítí vody a záznam času probíhá v okamžiku, kdy hladina vody klesne na stabilizovanou úroveň. Voda se dolívá opakovaně do té doby, než přibližně nastane ustálení infiltrační rychlosti (Reynolds 2008). U dvouválcového infiltrometru je žádoucí, aby byla hladina vody udržována na stejné úrovni u obou válců (Krejča et. al 1988). Udržení konstantní hladiny lze zajistit Mariottovou láhví (viz obr. 7), neboť zajišťuje stálý tlakový spád a rychlost výtoku kapaliny se díky ní nemění (Bochníček et al. 2013).



Obrázek 6: Proudnice během infiltračního pokusu s jedním válcem (a), s dvěma válci (b) a s jedním válcem (c), pokud půdní profil obsahuje i méně propustnou vrstvu (převzato a upraveno Kutílek et Nielsen 1994).

## 5.2 Guelphský permeametr

Guelphský permeametr se využívá pro měření infiltrace ve vrtu, kde probíhá měření v nenasycených počátečních podmínkách. Tato metoda k získání informací o dynamice půdní vody funguje na principu Mariottovy láhve. Vrt (vrtaná sonda), ve kterém probíhá měření intenzity infiltrace, má průměr v rozmezí 4-10 cm a výšku hladiny vody 5-50 cm (Krejča et al. 1988). Pomocí Guelphského permeamtru můžeme měřit kombinaci vertikálního i horizontálního proudění. Tedy infiltraci skrze dno i stěny vrtané sondy. Přístroj je však převážně určen pro zjišťování propustnosti a nasycené hydraulické vodivosti (Dorsey et al. 1990).

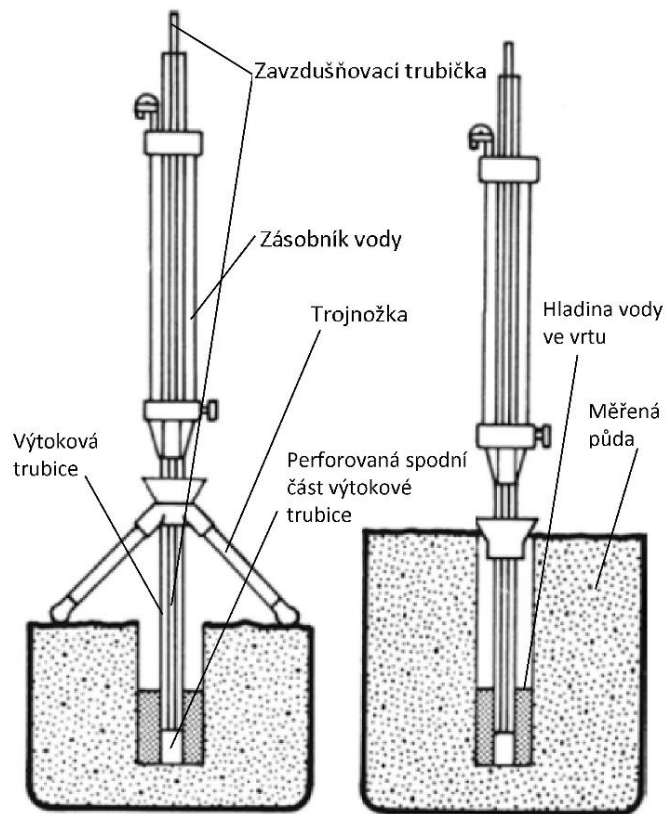


Obrázek 7: Princip Mariottovy láhve – známý objem protéká výtokovou trubicí o délce  $L$  a poloměru  $R$  v čase  $t$  při tlakovém spádu  $p$  mezi konci výtokové trubic ( $p = p_1 - p_2$ ). Písmeno  $h$  značí vzdálenost mezi koncem zavzdušňovací trubice přivádějící vzduch a osou výtokové trubic. Během výtoku vody z výtokové trubic se vytváří podtlak, který odpovídá  $h$ . Známy objem vody lze nastavit pomocí zmenšení nebo zvětšení vzdálenosti mezi konci zavzdušňovací a výtokové trubic (převzato Bochníček et. al 2013).

Guelphský permeametr je složen ze 2 hlavních částí. Jde o zásobník na vodu o objemu několika litrů a výtokovou trubicí, která má spodní část perforovanou. Skrz obě části prochází zavzdušňovací trubice určená pro nastavení hladiny vody ve vrtu (viz obr. 8). Měření obvykle probíhá v hloubce 15-75 cm (Soilmoisture Equipment Corp. ©2010). Během měření se zaznamenává pokles hladiny v zásobníku pomocí stupnice na stěně zásobníku či pomocí tlakového čidla. Měření probíhá až do přibližného ustálení poklesu hladiny vody v zásobníku (Dorsey et al. 1990).

Nicméně touto metodou měření může docházet k podhodnocování nasycené hydraulické vodivosti, neboť v důsledku vrtání sondy může být půda zhutněna a póry zaneseny jemnými částicemi. Zvláště pak, pokud půda má vysokou počáteční vlhkost a jemnozrný materiál obsahuje vysoký podíl jílu (Bagarello 1997). Vrtání sondy by

mělo probíhat opatrně a postupně po malých částech. Vrt by se měl udržovat ve stejném tvaru např. pomocí perforované trubky, do které se přístroj vloží. V průběhu měření by se měl kontrolovat stav dna a stěn vrtu, případně odstraňovat zanesená a zhutnělá místa např. pomocí nože (Reynolds et Lewis 2012).



Obrázek 8: Různé umístění Guelphského permeamtru ve vrtu (převzato Pavlásek et Jačka 2014b).

### 5.3 Laboratorní permeametr

Laboratorní permeametr (viz obr. 9) slouží pro hodnocení nasycené hydraulické vodivosti v laboratorních podmínkách. Pro měření se využívají neporušené půdní vzorky o různé velikosti, nejčastěji ale o průměru a délce 4-20 cm. Vzorky s vysokou nebo střední propustností se měří s konstantním spádem a pro vzorky s nižší propustností se využívá spád proměnlivý. Mezi hlavní výhody laboratorního permeamtru patří následující skutečnosti. Nasycenou hydraulickou vodivost lze určit podle základní definující rovnice,



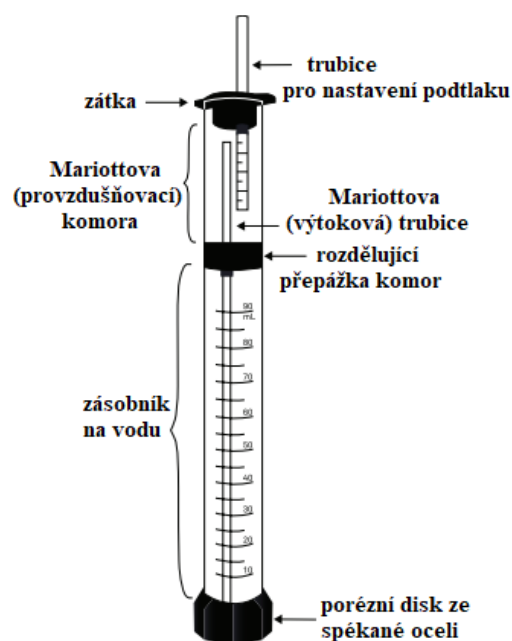
Obrázek 9: Laboratorní permeametr – automatický laboratorní systém pro měření  $K_s$  (převzato ekotechnika.cz).

Darcyho zákona. Lze také zajistit přesné stanovení okrajových podmínek (např. jedno-dimenzionální proudění či teplota) a jejich kontrolování. Postupným sycením je eliminován vliv uzavřeného vzduchu v pórech. Laboratorní metoda tedy může sloužit jako kontrola, která odhaluje nedostatky jiných metod. Každopádně referenční hodnoty mohou být významně ovlivněny tím, že se do přístroje umisťují v porovnání s polními metodami vzorky o menším objemu. Měření v laboratorním permeamtru má i další nevýhody mezi něž např. patří následující: půdní vzorky nejsou v přímém hydraulickém kontaktu s okolní půdou. Jedno-dimenzionální proudění není vhodné pro všechny struktury půdy. Některé struktury totiž umožňují i boční proudění. Přírodně či uměle vytvořené makropóry mohou způsobit vyšší hodnoty nasycené hydraulické vodivosti, pokud právě díky odběru vzorku makropóry propojují obě strany (Kanwar et al. 1989). Vnitřní stěny Kopeckého válečku, kterým se pečlivě odebírá půdní vzorek, mohou být natřeny silikonem, neboť se tím předejde nežádoucímu preferenčnímu proudění v prasklinách podél stěn (Fodor et al. 2011).

## 5.4 Automatické infiltrometry

### 5.4.1 Automatický mini-diskový infiltrometr

Měření s menší plochou výtopy je třeba opakovat mnohokrát, aby naměřené hodnoty nevykazovali velkou variabilitu (Kutílek et Nielsen 1994). Je tedy vhodnější k provedení většího počtu opakování využít automatické infiltrometry, které mají



Obrázek 10: Manuální mini-diskový infiltrometr (převzato a upraveno Meter Group, Inc. ©2021).

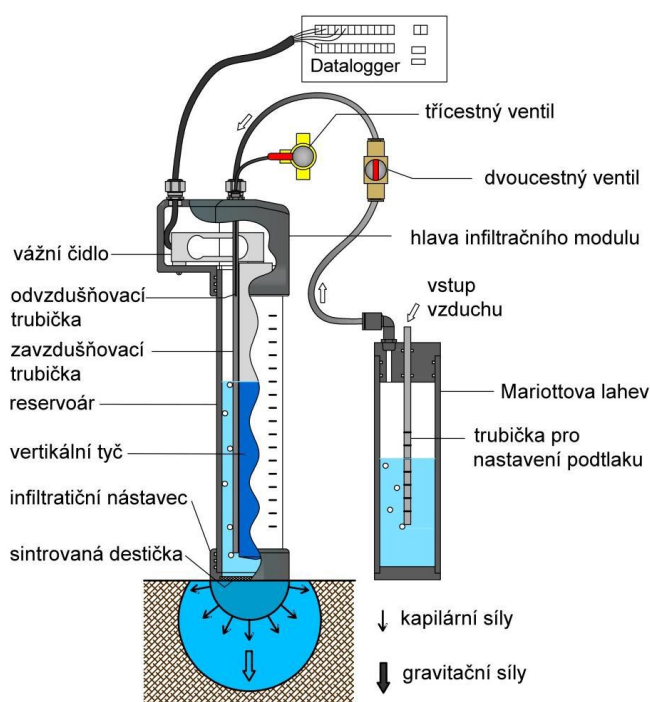
nižší nároky na obsluhu. Automatický mini-diskový infiltrometr (angl. *Automatic minidisk infiltrometr*, zkráceně AMI) patří mezi tzv. podtlakové infiltrometry. Přístroj byl sestaven v Praze na Českém vysokém učení technickém a testován jak v laboratoři, tak i v terénu. AMI je přenosné a levné zařízení sloužící pro stanovení nenasyčené hydr. vodivosti a kumulativní infiltrace. Další jeho výhodou je malá spotřeba vody a snadná příprava měření (Klípa et al. 2014).

Obecně se podtlakové infiltrometry skládají ze třech částí: porézního infiltračního disku,



tzv. sintrované destičky (většinou vyrobené z nylonové membrány nebo nerezové oceli), zásobníku na vodu a Mariottovy láhve (Klípa et al. 2015). Dříve hojně využívaný mini-diskový infiltrometr model S od firmy Decagon ovládaný pouze manuálně může být snadno automatizován, a to po instalaci tlakového snímače (Madsen et Chandler 2007). Tento model s objemem zásobníku 135 ml se díky poréznímu disku, který se nachází na spodu infiltrometru, snadno upevní k povrchu půdy. Podtlak (tlakovou výšku) vodního sloupce lze v Mariottově (provzdušňovací) komoře nastavit na 0,5-7 cm (viz obr. 10). Na mililitrové stupnici zásobníku na vodu se odečítá pokles hladiny za určitý časový úsek, který je odlišný pro písek (2-5 s), hlinité půdy (30 s) a jílovité půdy (30-60 min.) (Decagon Devices, Inc. ©2011).

AMI (viz obr. 12) se v zásadě příliš neliší od popisovaného manuálního mini-diskového infiltrometru, který lze automatizovat. Hlavním rozdílem je, že již od začátku byl konstruován jako automatický, ale také jako infiltrometr vícebodový. Lze tedy terénní měření provést efektivněji, neboť přístroj obsahuje více infiltrometrů v jednom kompaktním celku (Klípa et al. 2014). Postup měření probíhá následovně. AMI se nejprve naplní vodou a poté se umístí na povrch urovnané půdy, která by ideálně měla být ještě pokryta tenkou vrstvou písků, nejlépe zvlhčenou. Vrstva písku totiž zajistí lepší hydraulické propojení půdy a sintrované destičky uskutečňující infiltraci (Klípa et al. 2015). Automatické měření probíhá díky změně vztlakové síly, která působí na vertikální tyč nacházející se uvnitř zásobníku na vodu (rezervoáru) (viz



Obrázek 11: Princip měření kumulativní infiltrace – schéma podtlakového AMI (Klípa et al. 2014).

obr. 11). Vertikální tyč je připojena k vážnímu čidlu, které reaguje na změny sil při poklesu hladiny vody v rezervoáru (Klípa et al. 2012). Pro zaznamenávání změn vztakových sil působících na tyč je ještě k AMI připojen datalogger, který pomocí softwaru zároveň přepočítává změny sil na hodnoty poklesů hladin v rezervoáru. Velikost podtlaku, která působí na půdu pod sintrovanou destičkou, je nastavena pomocí posuvné trubičky umístěné v Mariorrově láhvi. Z provedených testů v laboratoři bylo zjištěno, že AMI je přesný přístroj. Díky terénnímu měření, které proběhlo na třech místech, bylo také zjištěno, že je AMI vhodný i ke stanovení sorptivity (schopnosti absorbovat či propouštět vodu pomocí vztlínivosti) (Klípa et al. 2015).



*Obrázek 12: První prototyp AMI se šesti podtlakovými infiltračními moduly (vlevo) a druhý prototyp AMI rozdělený na dvě samostatné části připojené k datastanici kabelem (vpravo). Oba prototypy obsahují tři infiltrační moduly na jednu Mariottovu láhev (převzato a upraveno Klípa et al. 2014).*

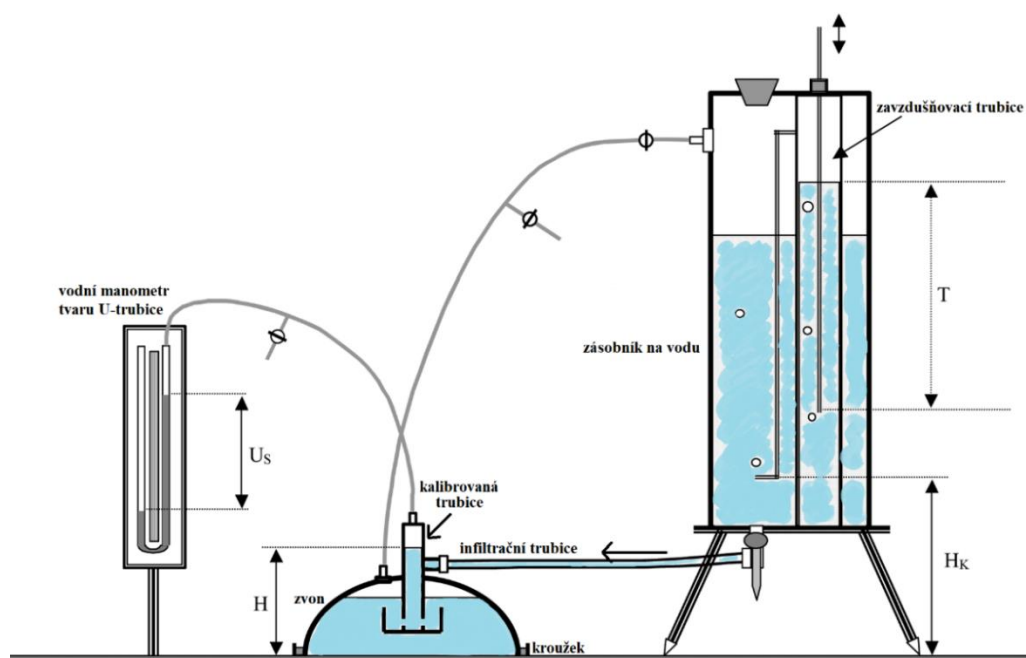
#### 5.4.2 HOOD infiltrometr

Hlavní rozdíl mezi AMI a HOOD infiltrometrem (dále jen „HOODI“) spočívá v tom, že HOODI (viz obr. 13) neobsahuje žádný porézní disk či membránu. Pro kontakt s půdou slouží pouze kryt (tzv. infiltrační zvon), který utěsňuje místo, v němž probíhá infiltrace. Před jeho umístěním je ale potřeba zkrátit vegetační kryt tak, aby dosahoval výšky pouze 5 mm. Poté se zatlačí kovový kroužek do půdy a následně se infiltrační zvon nasadí nad kovový kroužek. Vzniklá mezera mezi kroužkem a zvonom se vyplní navlhčeným pískem, čímž se zajistí utěsnění okrajů zvonu, aby voda nemohla unikat do okolí. Dále se napojí zásobník na vodu, který funguje na principu Mariottovy láhve, vodní manometr (tlakoměr) a datalogger (Schwärzel et Punzel 2007).

Matula et al. (2015) ve své studii zjistili, že měření infiltrace pomocí HOODI je méně ovlivňováno počáteční vlhkost půdy. Měření je celkově stabilnější. Schwärzel et Punzel (2007) navíc ve své studii, ve které porovnávali diskové infiltrometry

s HOODI, tvrdí, že diskové infiltrometry naměří desetkrát nižší hodnoty v porovnání s hodnotami naměřenými s HOODI.

HOODI náleží rovněž mezi tzv. tenzní (podtlakové) infiltrometry. Tenzní infiltrometry měří s nízkou zápornou tlakovou výškou na povrchu půdy a používají se, pokud je retenční křivka pro odhad  $K_s$  půdní matrice známá. Naměřené hodnoty reprezentují půdní matici jako půdu porézní, avšak bez přítomnosti makropórů. V praxi se častěji využívá tenzní infiltrometr (viz obr. 14) v kombinaci s přetlakovým infiltrometrem, jelikož měří s kladnou výškou vodního sloupce na povrchu půdy. Takto totiž lze kvantifikovat i vliv makropórů na  $K_s$  (Pavlásek et Jačka 2014b).



Obrázek 13: Schéma HOOD infiltrometru.  $U_s$  značí podtlak na manometru U-trubice,  $H$  značí výšku hladiny vody v kalibrované trubici,  $H_k$  vyjadřuje výšku infiltrační komory a  $T$  hloubku ponoření zavdušňovací trubice (převzato a upraveno Schwärzel et Punzel 2007).

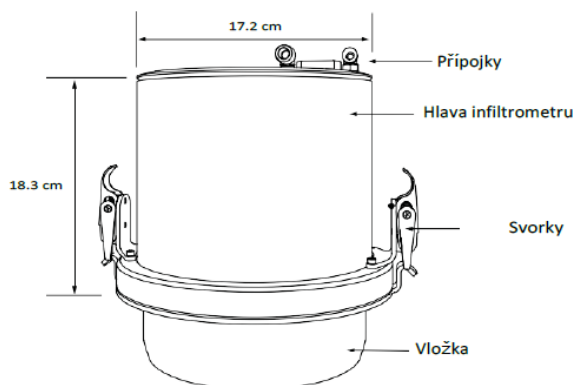


Obrázek 14: Dva typy manuálního tenzního infiltrometru, který lze napojit na snímač tlaku a tím měření automatizovat (převzato ekotechnika.cz).

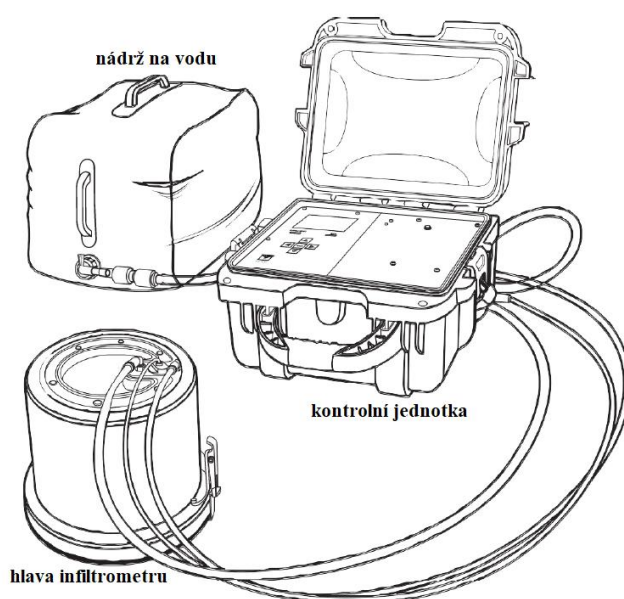
### 5.4.3 SATURO infiltrometr

Přístroj SATURO byl navržen jako automatický jednookruhový přístroj pro měření  $K_s$  a propustnosti půdy. Díky multitlakové hlavici (obr. 15), která slouží k zjednodušení korekcí pro třírozměrný průtok, probíhá měření rychle a zároveň s menší chybovostí (Reynolds et Elrick 1990). SATURO obsahuje 4 hlavní části:

2 kruhové vložky (pro hloubku 5 cm, tedy pro půdy s dobrou strukturou a pro hloubku 10 cm, která je vhodnější pro narušený nebo sypký povrch a pro lesní nebo organické půdy s hlubokou organickou vrstvou), kontrolní jednotku, 2 hlavy infiltrometru (nizkotlaká a vysokotlaká) a nádrž na vodu (viz obr. 16). Nejdříve se kruhová vložka umístí na půdu a na ni se přiloží řídicí deska. Vnitřní kruh řídicí desky se zatluče tak, aby byla v rovině s povrchem, ze kterého se nejdříve odstraní kamínky, větvičky apod. Poté se řídicí deska odejme. Na kruhovou vložku se připevní hlava infiltrometru. Dále se připojí hadičky na přívod vody, odvod vody a odvod vzduchu. Naplněná nádrž na vodu se připojí ke kontrolní jednotce a otevře se vodní ventil. Hydrostatický tlak lze na tomto přístroji regulovat v rozmezí 0-40 cm (Meter Group, Inc. USA ©2019).



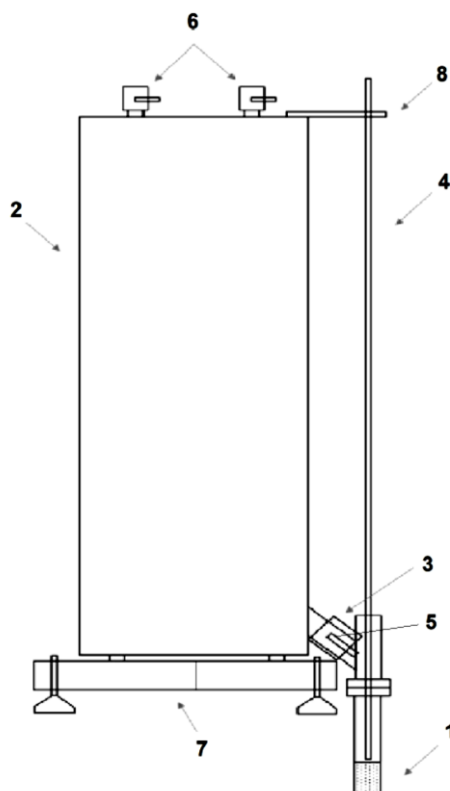
Obrázek 15: Hlava infiltrometru SATURO (převzato Meter Group, Inc. USA ©2019).



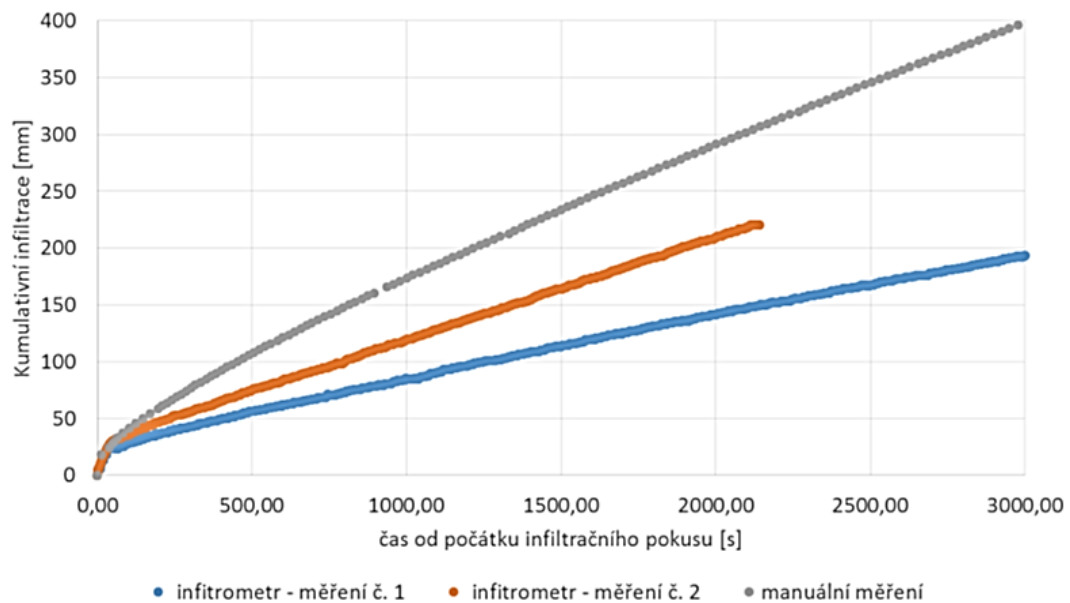
Obrázek 16: Infiltrometr SATURO (převzato a upraveno Meter Group, Inc. USA ©2019).

#### 5.4.4 Automatický infiltrometr vyvíjený na ČZU – 1. prototyp

Další typ automatického infiltrometru byl vyvinut na ČZU (viz obr. 17). Díky terénnímu měření na těžké půdě, které proběhlo v roce 2017, bylo zjištěno, že je mechanická část přístroje velmi spolehlivá a jeho konstrukce stabilní. Dva pokusy ze tří se prováděly pomocí automatického infiltrometru s konstantní hladinou výtoky a jedno měření bylo provedeno pomocí standardní metody za využití jednoválcového infiltrometru. Do zásobníku na vodu bylo umístěno tlakové čidlo, které automaticky měřilo tlak vzduchu nad hladinou vody po jedné sekundě a zároveň byla naměřená data ukládána. Sestavené časové řady změn objemu vody byly hodnoceny jako kumulativní infiltrace (viz obr. 18) (Kovář et Pavlásek 2017). Přesnější popis přístroje je uveden níže v rámci druhého prototypu, jelikož konstrukce prvního prototypu je podobná tomu druhému. Druhý prototyp se od prvního, mimo jeho rozměry, počet ventilů apod., konstrukčně liší hlavně umístěním úzkého válce (perforovaná měřící šachtice) do zásobníku na vodu, do kterého se následně umísťuje tlakové čidlo.



Obrázek 17: První prototyp automatického infiltrometru z ČZU. 1 – výtokový modul;  
2 – uzavíratelný zásobník na vodu; 3 – výtokový otvor; 4 – zavzdušňovací trubička; 5 – ventil;  
6 – uzavíratelné otvory ve víku zásobníku; 7 – stabilizační rám;  
8 – držák zavzdušňovací trubičky (Užitný vzor 32 557).



Obrázek 18: Z grafu lze vypočítat, že naměřená kumulativní infiltrace vykazuje vysokou variabilitu, která je nežádoucí. Sklon přímek by měl být podobný, neboť měření probíhalo v blízkosti sebe na stejné půdě (Kovář et Pavlásek 2017).

#### 5.4.5 Automatický infiltrometr vyvíjený na ČZU – 2. prototyp

První i druhý prototyp byl sestaven tak, aby umožnil měřit infiltraci výtoku ve válci i v mělkém vrtu, neboť výběr metody je často prováděn až na místě měření (Užitný vzor 32 557). Druhý prototyp automatického infiltrometru (viz obr. 19) se odlišuje převážně v konstrukci fungující na principu Mariottovy láhve. Nová konstrukce výrazně zlepšuje problémy s rozvolněnou hladinou, která vznikala díky velmi významnému nežádoucímu protisměrnému proudění vody a vzduchu. Perforovaná měřicí šachtice totiž snižuje rychlé rozkolísání hladiny a rázy, tudíž díky ní by měla být naměřená data přesnější. Hlavní části infiltrometru jsou tvořeny uzavřeným zásobníkem na vodu, který současně funguje na principu Mariottovy láhve, a odděleným výtokovým modulem pro měření infiltrace. Zmiňované části jsou propojeny na dvou místech, a to pro transport vody a k vyrovnání tlaku vzduchu nad hladinou vody. Zásobník musí být hermeticky uzavíratelný a z takového materiálu, aby vydržel tlak jedné atmosféry. Infiltrometry vyvíjené na ČZU mají zásobník z plexiskla a ve tvaru válce. Nicméně zásobník může být vyroben i z jiného materiálu a mít např. čtvercový tvar. Druhá hlavní část infiltrometru, výtokový modul, má svoji spodní část perforovanou. Tato část slouží pro převod vody ze zásobníku před výtokový otvor do zatlučeného válce. Do půdy zatlučený válec může mít rovněž libovolnou velikost (Užitný vzor 32 596).

Dle obrázku 19 přístroj dále obsahuje:

a) Boční výtok (3) umístěný 2 cm ode dna uzavíratelného zásobníku na vodu (1) svírající s vertikální osou zásobníku úhel od 45° do 70° pro snadnější výtok vody z výtokového modulu (2).

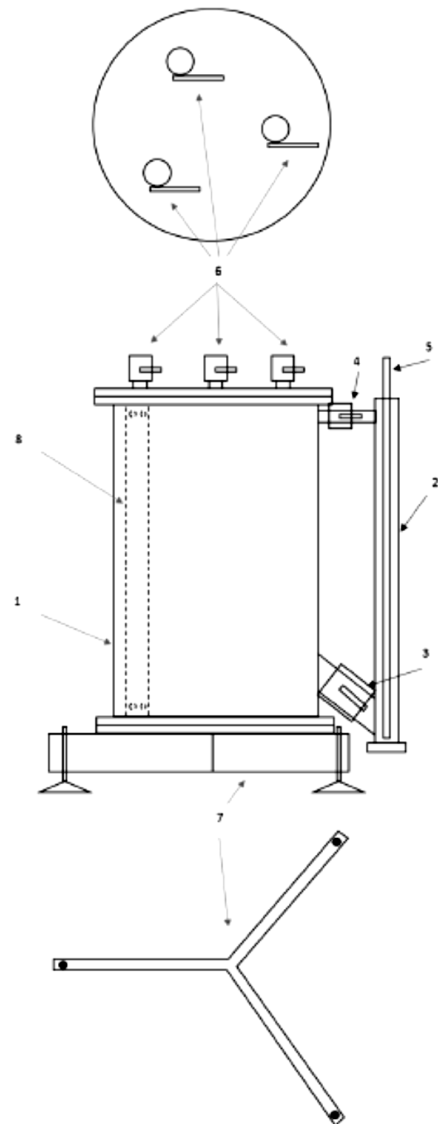
b) Stabilizační rám (7).

c) Otvor ve stěně zásobníku umístěný 5 cm od horní hrany zásobníku (4) pro proudění vzduchu do prostředí nad hladinou, který umožňuje vyrovnávat tlak vzduchu nad hladinou s hydrostatickým tlakem sloupce kapaliny.

d) Zavzdušňovací trubičku (5) procházející výtokovým otvorem pro konstantní tlak v místě výtoku vody z přístroje (konec trubičky je umístěn výše, aby byl nad horním okrajem zásobníku, ale také aby její druhý konec ústil do výtokového modulu). Výška výtoky je nastavitelná právě pomocí této trubičky.

e) Víko zásobníku s ventily (6) pro doplnění vody nebo zavzdušnění prostoru nad hladinou.

f) Barologger pro automatické měření tlaku a ukládání dat, který se umísťuje do perforované měřicí šachtice (8) (Užitný vzor 32 596).



Obrázek 19: Druhý prototyp automatického infiltrometru z ČZU (Užitný vzor 32 596).

## 6. METODIKA

### 6.1 Ruční měření

Ruční měření standardní metodou na principu jednoválcového infiltrometru bylo provedeno za účelem získání referenčních hodnot sloužících pro porovnání přesnosti měření automatickými infiltrometry vyvíjenými na ČZU. Referenční hodnoty totiž umožnily druhý prototyp kalibrovat a navrhnout jeho zlepšení.

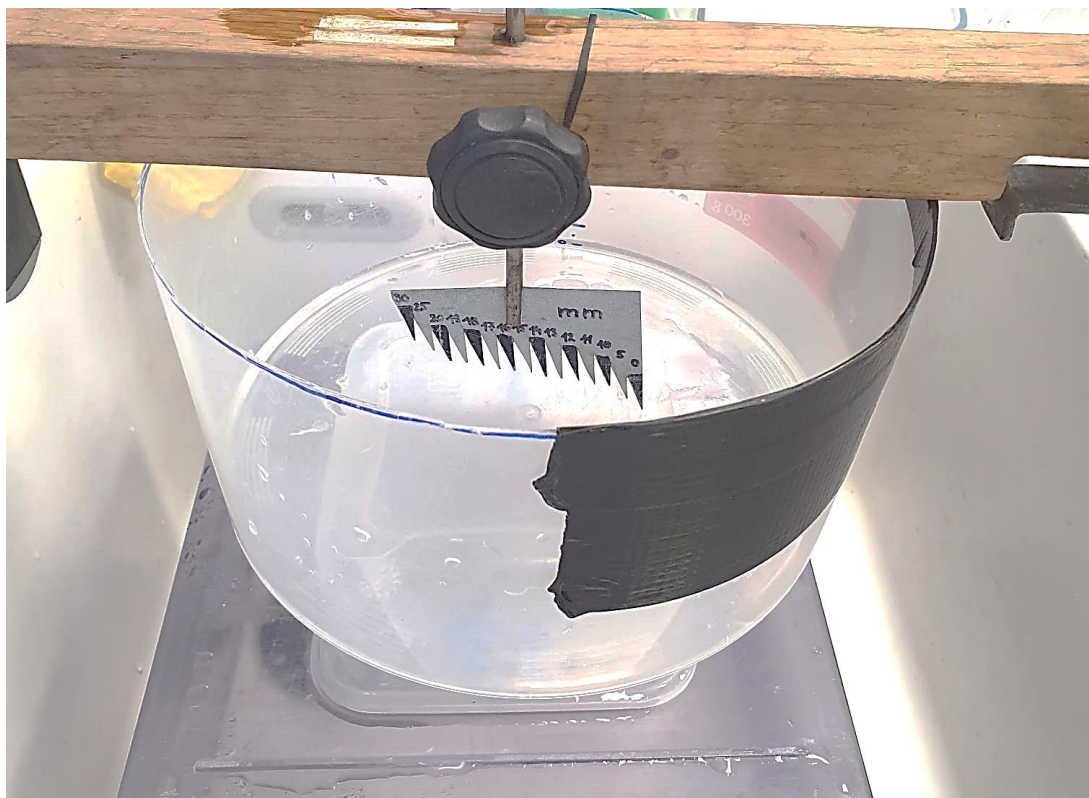
Před měřením byl nejdříve zjištěn, na základě rychlosti klesání hladiny výtopy v infiltrační nádobě (v terénu by se jednalo o zatlučený infiltrační válec), optimální objem vody na dolívání. Bylo určeno 57 ml. Hladina výtopy byla udržována ve výšce 1,5-1,8 cm (stejně jako při měření s prvním a druhým prototypem). Infiltrační nádoba o průměru 19 cm měla infiltrační plochu 283,53 cm<sup>2</sup>. Infiltrační plocha byla vypočtena pomocí vzorce pro výpočet obsahu kruhu.

$$S = \pi r^2$$

*Vzorec 24: Výpočet obsahu kruhu.*

Na infiltrační nádobu bylo umístěno hliníkové měřítko s hroty, tzv. hřebínek (viz obr. 20). Každý hrot měl jinou délku. Nejkratší hrot označoval výšku hladiny výtopy 30 mm a nejdelší hrot byl označen nulou, neboť byl umístěn na dně nádoby. Měření času bylo započato v době, kdy se hladina v infiltrační nádobě „odtrhla“ od hrotu označeného 30 mm. Následně byly zaznamenávány mezičasy, a to vždy po odtržení hladiny od hrotu 25, 20, 19, 18, 17, 16 a 15 mm. Poté byl opatrně doléván známý objem vody tak, aby hladina nebyla výrazně rozkolísána. Opět po poklesnutí hladiny vody těsně pod hrot 15 mm byl zaznamenán mezičas. Tento krok byl opakován několikrát, dokud nebyl přesažen celkový časový interval měření. Doléváním známého objemu vody na hrot 15 mm, byla udržována konstantní hladina výtopy. Tedy výška výtopy 1,5 cm. První až desáté měření bylo provedeno s hladinou výtopy ve výšce 1,5 cm. Jedenácté až dvacáté měření proběhlo s hladinou výtopy ve výšce 1,8 cm (hrot 18 mm). Z toho vyplývá, že od jedenáctého měření byly mezičasy zaznamenávány po odtržení hladiny vody od hrotu 25, 20, 19 a 18 mm. Následně, stejně jako u prvního až desátého měření, po každém dolítí známého objemu vody.





Obrázek 20: Infiltrační nádoba s hřebínkem pro manuální měření kumulativní infiltrace.

#### 6.1.1 Výpočet kumulativní infiltrace u standardní metody

Například u prvního ručního měření byla kumulativní infiltrace počítána tak, že od 25 mm (hrot 25) bylo odečteno 15 mm (hrot 15). K výsledné hodnotě 10 mm byla přičtena hodnota udávající množství zasáknuté vody za naměřený časový interval. Hodnota množství zasáknuté vody za časový interval byla vypočítána:

$$\text{delta } I = \left( \frac{V}{S} \right) * 10$$

Vzorec 25: Výpočet pro určení množství zasáknuté vody za časový interval  $t = 1$  s, kde  $V$  značí známý objem vody a  $S_i$  infiltrační plochu.

Výsledná hodnota činila 2,01 mm. Z uvedeného tedy vyplývá, že po 94 s vsakování vody činila kumulativní infiltrace 12,01 mm a po 105 s 14,02 mm. Stejným způsobem bylo postupováno až do desátého ručního měření. U jedenáctého až dvacátého měření se od 25 mm odečetlo 18 mm. K výsledné hodnotě 7 mm se opět přičetla hodnota 2,01 mm atd.

## 6.2 Měření s 1. a 2. prototypem

Před měřením s prvním i druhým prototypem byl nejdříve zprovozněn tlakový snímač, barologger od firmy Solinst Canada Ltd. (Levelogger 5, Model 3001). Barologger umožňuje každou sekundu měřit v zásobníku na vodu změny atmosférického tlaku nad hladinou vody. Obsahuje jak barometr, tak i datalogger, který zaznamenaná data ukládá. Barologger byl spuštěn přes software nainstalovaný v počítači a umístěn nad nejvyšší možnou úroveň hladiny vody (viz obr. 21). Po připojení barologgeru zpět do počítače, bylo jeho měření a ukládání dat ukončeno. Zaznamenaná data byla z aplikace exportována do programu Excel v podobě textových souborů s oddělovači (CSV), kde byly dále vyhodnocovány. Manuál u zakoupeného barologgeru upřesňuje prostředí v nainstalovaném softwaru a popisuje, jak v něm pracovat.



Obrázek 21: Umístění barologgeru do vika zásobníku na vodu u prvního prototypu.

Spuštěný barologger byl umístěn do otvoru ve stropě zásobníku na vodu. Po otevření horních ventilů byl zásobník napuštěn vodou. Horní ventily byly uzavřeny až po dostatečném naplnění zásobníku. Lihovým fixem byla na zásobníku vyznačena výška hladiny. Poté byl ventil výtokového modulu otevřen a měřen čas do prvního probublání, neboť pro vyhodnocení dat bylo důležité počítat s tímto časem, který značil počátek fungování principu Mariottovy láhve (viz 7. Výsledky a tabulka 3). Po ukončení daného měření, byla opět na zásobníku poznačena výška hladiny vody. Rozdíly ve výškách hladin u několika měření jsou rovněž zobrazeny v tabulce 3.

### 6.2.1 Výpočty u měření s automatickým infiltrometrem

Automaticky zaznamenaná data byla přepočítána na ekvivalent výšky vody v zásobníku. Sestavené časové řady změn objemu vody (množství vody pro udržení konstantní hladiny v infiltrační nádobě) byly hodnoceny jako kumulativní infiltrace. Následovat bude popis kroků pro získání časových řad změn objemu vody. Podrobný popis kroků se týká pouze druhého prototypu, neboť postup získávání nezbytných hodnot pro výpočty a následné zobrazení kumulativní infiltrace je podobný jako u prvního prototypu.

1. Nejdříve byl změřen průměr infiltrační nádoby a vypočítána její infiltrační plocha. Průměr činil 190 mm a infiltrační plocha činila 2835,87 mm<sup>2</sup>. Jedná se o stejné hodnoty jako u ručního měření, jelikož byla použita stejná infiltrační nádoba. Dále bylo zjištěno, že plocha zásobníku na vodu činila 56237,65 mm<sup>2</sup> (u 1. prototypu 28353,00 mm<sup>2</sup>). Plocha zásobníku byla vydělena plochou infiltrační nádoby. Tímto výpočtem byl zjištěn poměr ploch. Ten činil 1,98 (u 1. prototypu 1,00).

2. Přepočet změny atmosférického tlaku nad hladinou vody v zásobníku na ekvivalent výšky vody v zásobníku byl proveden následovně (níže jsou popsány pouze provedené výpočty pro jednu zaznamenanou změnu tlaku, a to pro hodnotu 91,50 kPa):

$$h = \frac{91,50 * 1000}{1000 * 9,81}$$

*Vzorec 26: Přepočet změny atmosférického tlaku na ekvivalent výšky vody v zásobníku, kde ve jmenovateli je hustota vody [kg m<sup>-3</sup>] a gravitační zrychlení [m s<sup>-2</sup>]. Ekvivalent výšky vody (h) je totiž vyjádřen ze vzorce pro výpočet hydrostatického tlaku, tedy  $p_h = h * \rho * g$ , neboť ostatní veličiny jsou známy.*

Výsledná hodnota 9,3275 m byla odečtena od předchozí zaznamenané a zároveň přepočítané změny tlaku, hodnoty 9,3257 m. Hodnota odečtu byla vynásobena tisícem, aby byla získána hodnota výšky vody v zásobníku v milimetrech. Ekvivalent výšky vody v zásobníku tedy činil 1,72 mm. Všechny výpočty probíhaly od prvního probublání ( $t = 0$ ).

3. Výpočet korekce výšky vodního sloupce u každé hodnoty vypadal následovně. Hodnota 1,72 mm byla vynásobena poměrem vodního sloupce, tedy hodnotou 1,04. Hodnota poměru vodního sloupce byla u každého měření odlišná, neboť se ručně změřená infiltrovaná výška vodního sloupce od sebe lišila u každého měření. U prvního měření s druhým prototypem byla infiltrovaná výška vodního sloupce 82 mm (viz 7. Výsledky a tabulka č. 3). Ve výpočtu poměru vodního sloupce byla

infiltrovaná výška vždy vydělena poslední vypočítanou hodnotou  $h$  v rámci každého měření. V tomto případě byla získána hodnota korekce výšky vodního sloupce 1,79.

4. Dále byla provedena korekce plochy, jelikož je velký rozdíl mezi plochou zásobníku na vodu a plochou infiltrační nádoby (viz obr. 22). Tímto krokem byla získána skutečná infiltrační plocha. Tedy hodnota 1,79 byla vynásobena hodnotou udávající poměr ploch.

5. Pro zobrazení průběhu kumulativní infiltrace byla každá hodnota korekce plochy vynesena do bodového grafu s rovnými spojnicemi.

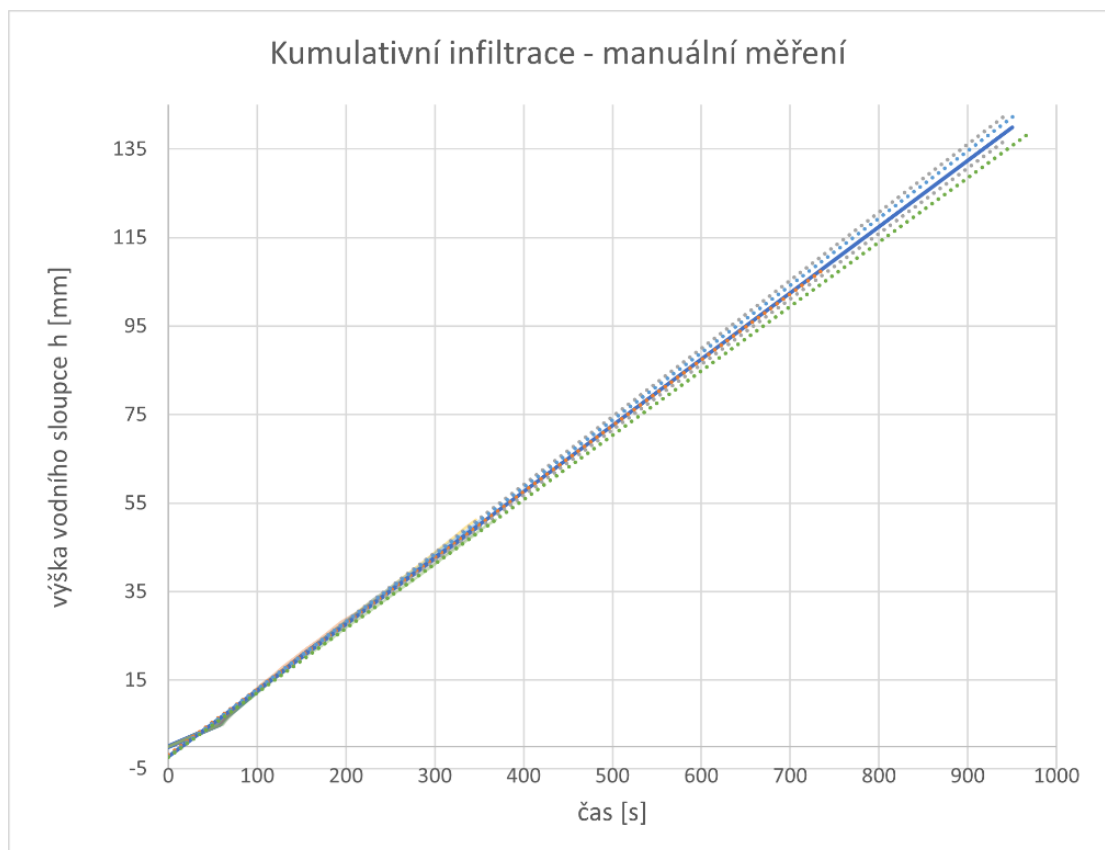
6. Naměřená data byla dále vyhodnocována v programu RStudio. Pomocí jednoduchého statistického testu – ANOVA byly analyzovány rozdíly v kumulativní infiltraci po 200 s mezi starším prototypem, novějším prototypem a standardní metodou. Nulová hypotéza byla stanovena následovně. Použité měření nemá vliv na množství vody, které se vsákne za 200 s. Rozdíly mezi jednotlivými druhy měření byly hodnoceny pomocí Tukeyho testu.



Obrázek 22: Měření s druhým prototypem automatického infiltrometru.

## 7. VÝSLEDKY

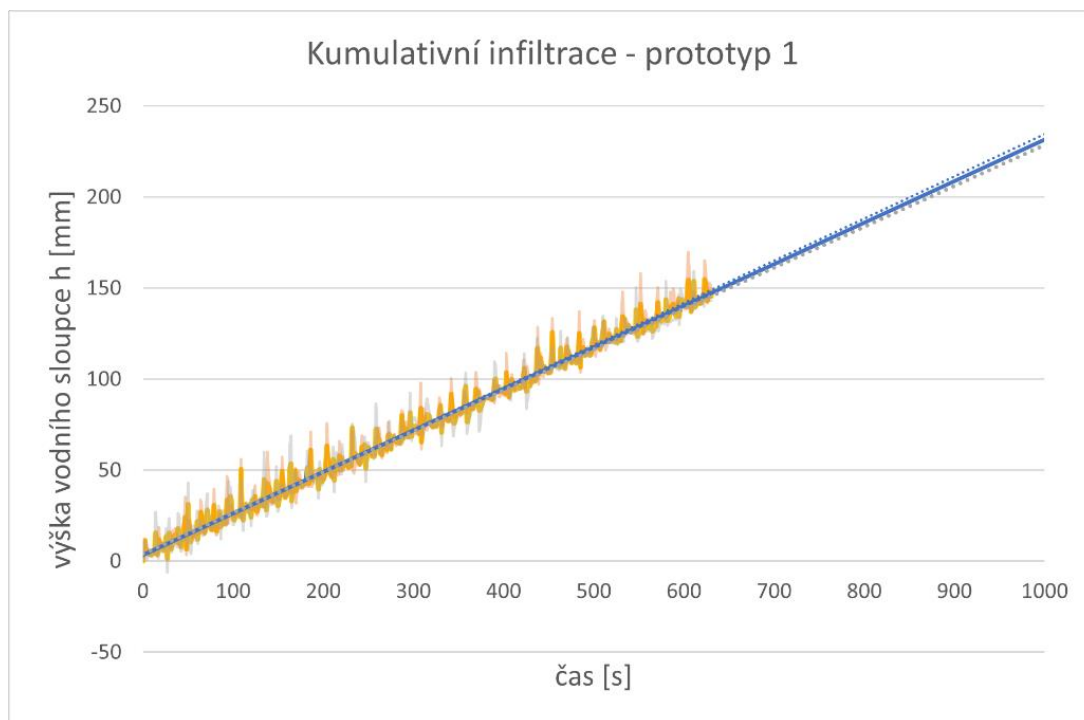
Hodnoty kumulativní infiltrace u manuálního měření provedeného v hydrogeodol. laboratoři byly považovány za referenční, neboť správně provedené ruční měření infiltrace je považováno za přesné. Díky takto získaným hodnotám kumulativní infiltrace mohl být kalibrován již druhý prototyp automatického infiltrometru, jehož vývoj probíhal na ČZU. Obrázek 23 zahrnuje graf s několika manuálními měřeními kumulované infiltrace (přerušované polopřímky) a průměrnou kumulativní infiltrací ze všech provedených měření (plná nepřerušovaná polopřímka). Z grafu je patrné, že infiltrovaná výška vodního sloupce v závislosti na čase roste lineárně. Nepatrné rozdíly v měření jsou způsobeny pouze lidským faktorem. Tedy např. výraznějším rozpochybáním volné hladiny vody v infiltrační nádobě během dolívání známého objemu.



Obrázek 23: Graf zobrazující kumulativní infiltraci manuálního měření.

Pro vyhodnocení vývoje automatického infiltrometru a pro navrhnutí dalšího zlepšení, bylo provedeno i měření kumulativní infiltrace s prvním prototypem (viz obr. 24). V následujících grafech jsou automaticky zaznamenané změny tlaku a zároveň přepočítané na ekvivalent výšky vody v zásobníku, znázorňující množství vody

pro udržení konstantní hladiny v infiltrační nádobě, zobrazeny jako kumulativní infiltrace. Přesněji znázorňují celkové množství vody (osa y – výška vodního sloupce  $h$  [mm]), které se za určitý čas infiltruje (osa x – čas [s]). Grafy jsou proloženy lineární spojnicí trendu, jelikož kumulativní infiltrace by měla být zobrazena jako lineární spojnice trendu, tak jako u manuálního měření.



Obrázek 24: Graf zobrazující průměr kumulativní infiltrace po jedné sekundě získaný pomocí měření s prvním prototypem automatického infiltrometru vyvíjeného na ČZU.

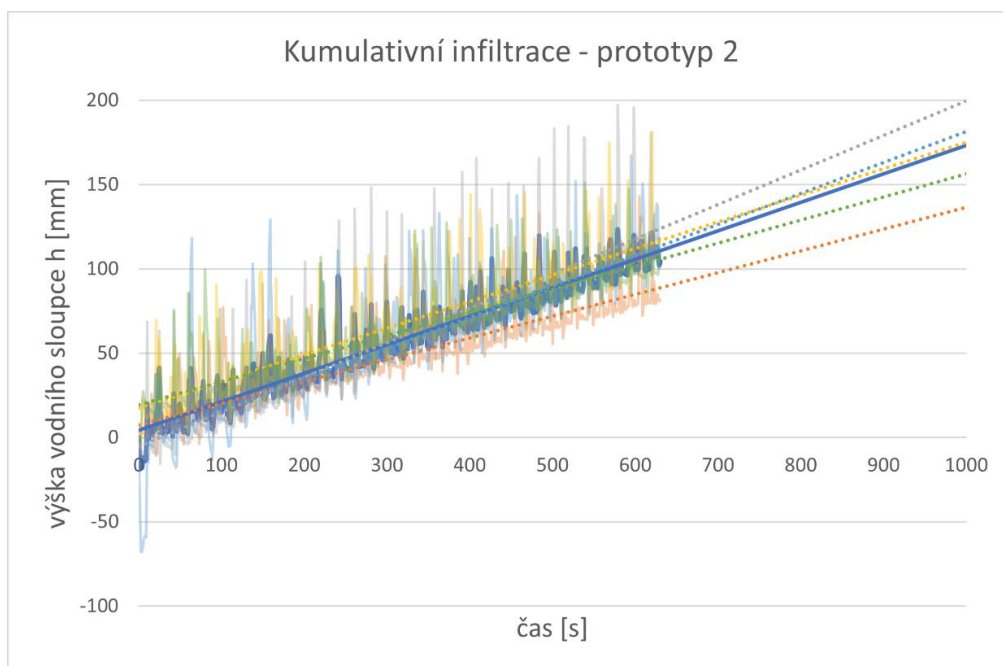
Pro grafické zobrazení kumulativní infiltrace u automatického infiltrometru bylo zapotřebí zaznamenat také celkovou výšku infiltrované vody a čas do prvního probublání, který značil začátek fungování principu Mariottovy láhve. Tabulka 3 zobrazuje zmiňované hodnoty u několika měření s druhým prototypem, které byly zahrnuty do provedených výpočtů (viz 6.2 Měření s 1. a 2. prototypem).

měření	1	2	3	4	5
první probublání	57 s	2 min. 20 s	57 s	48 s	57 s
výška výtopy [mm]	82	72	63	60	53

Tabulka 3: Zobrazení času do prvního probublání a výšek infiltrované vody v zásobníku u několika měření s druhým prototypem.

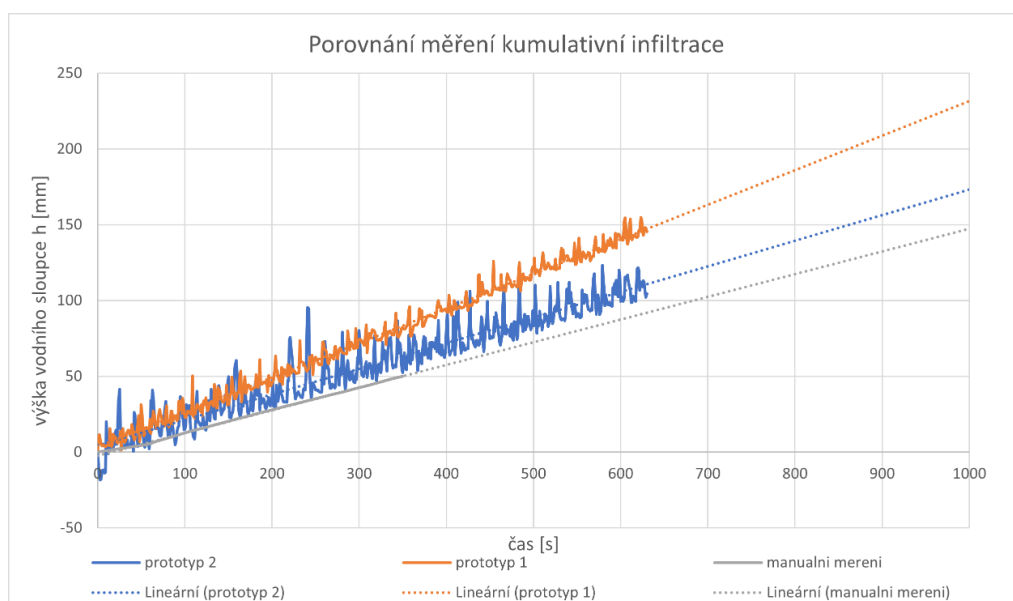
Graf kumulativní infiltrace naměřené s novějším prototypem poukazuje na to, že u tohoto prototypu nedošlo k očekávanému snížení rozkolísanosti hladiny vody

v zásobníku (viz obr. 25). Naopak lze vypožorovat, že došlo k větší rozkolísanosti dat než u měření se starším prototypem.



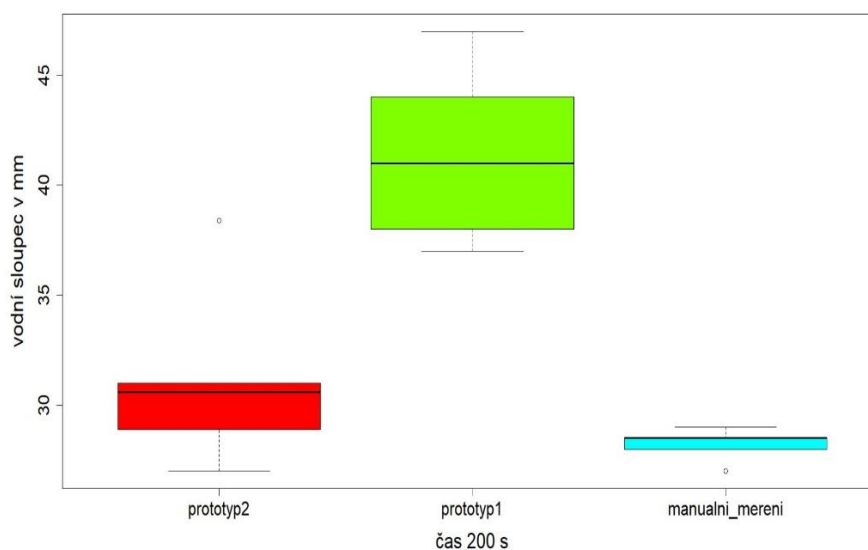
Obrázek 25: Graf zobrazující kumulativní infiltraci po jedné sekundě získané pomocí měření s druhým prototypem automatického infiltrometru. Silná modrá polopřímka zobrazuje průměr lineárních spojnic trendů.

Laboratorní měření dále ukázalo, že druhý prototyp je přesnější než první (viz obr. 26). Také bylo zjištěno, že druhý prototyp se v přesnosti měření přibližuje standardní metodě. U prvního prototypu byla infiltrovaná výška vodního sloupce výrazněji nadhodnocena.



Obrázek 26: Kumulativní infiltrace naměřená pomocí standardní metody a pomocí prvního a druhého prototypu automatického infiltrometru.

Data nahraná do programu RStudio, kvůli analyzování rozdílu v kumulativní infiltraci po 200 s mezi starším prototypem, novějším prototypem a standardní metodou, byla nejdříve vizualizována pomocí boxplotu (krabicového grafu). Z krabicového grafu lze vypožorovat, že objem vsáknuté vody za 200 s je podobný u standardní metody a u druhého prototypu (viz obr. 27). Lze vidět, že první prototyp propustil více vody. Také lze vypožorovat, že kumulativní infiltraci nejpřesněji měří standardní metoda, neboť má nejmenší rozptyl (varianci) v objemu vsáknuté vody za 200 s v rámci několika měření.



Obrázek 27: Krabicový graf zobrazující kumulativní infiltraci v čase 200 s u jednotlivých treatmentů (manuální měření, první prototyp, druhý prototyp).

Pomocí statistického testu – ANOVA – byl analyzován rozdíl mezi treatmenty (viz níže). Nulová hypotéza – použité měření nemá vliv na množství vody, které se vsákne za 200 s – byla zamítnuta. P-hodnota byla pod hranicí významnosti (nižší než 0,05), protože její hodnota činila 0,000165. Výsledek statistického testu byl signifikantní, tudíž použité měření má vliv na množství vody, které se vsákne za 200 s.

	Df	Sum Sq	Mean Sq	F value	Pr(>F)
ind	2	479.3	239.64	19.61	0.000165 ***
Residuals	12	146.7	12.22		

Rozdíly mezi jednotlivými treatmenty byly dále hodnoceny pomocí Tukeyho testu (viz níže). Tento následný (post-hoc) test, díky mnohonásobnému porovnání, našel signifikantní rozdíl mezi prvním a druhým prototypem a také mezi manuálním měřením a prvním prototypem, neboť zjišťuje rozdíly mezi středními hodnotami treatmentů. Druhý prototyp tedy měřil podobně přesně jako standardní metoda, jelikož



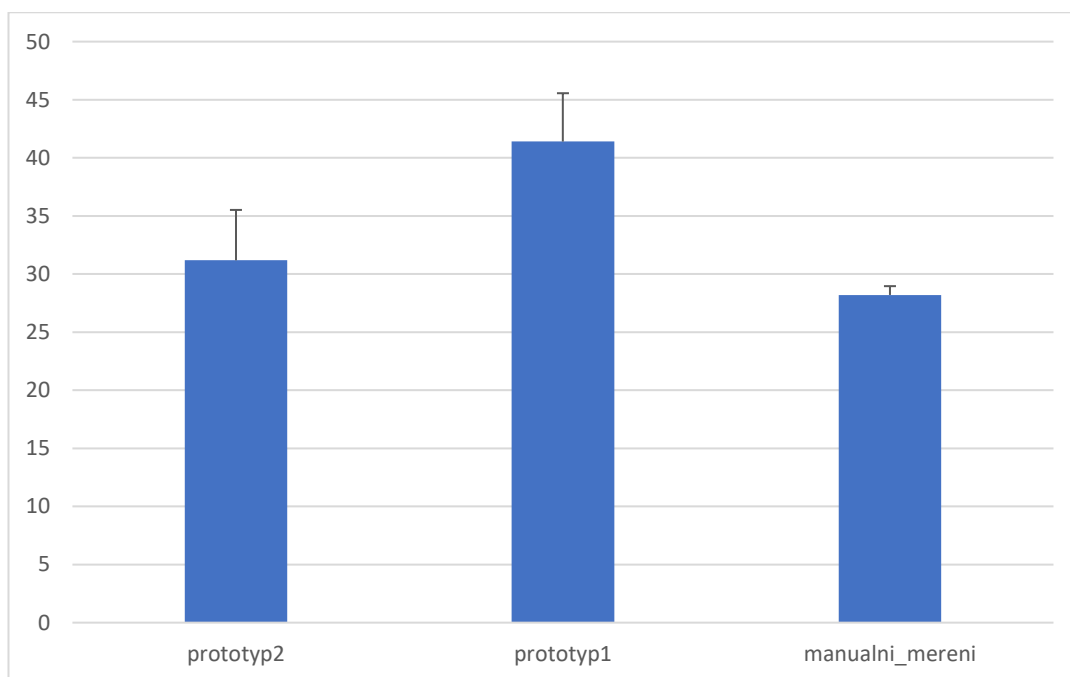
P-hodnota 0,3973509 byla nad hranicí významnosti, a tím pádem v tomto případě nebyla zamítnuta nulová hypotéza ( $H_0$ : Mezi jednotlivými treatmenty neexistuje rozdíl v objemu vsáknuté vody.).

```
Tukey multiple comparisons of means
 95% family-wise confidence level

Fit: aov(formula = values ~ ind, data = d)

$ind
              diff      lwr      upr    p adj
prototyp1-prototyp2  10.22  4.321105 16.118895 0.0015737
manualni_mereni-prototyp2 -2.98 -8.878895  2.918895 0.3973509
manualni_mereni-prototyp1 -13.20 -19.098895 -7.301105 0.0001780
```

Pomocí sloupcového grafu byla vizualizována směrodatná odchylka a průměrný objem vsáknuté vody za 200 s (viz obr. 28). Z tohoto grafu lze usoudit, že se od průměrné (střední) hodnoty – průměrného objemu vsáknuté vody – nejvíce liší měření pomocí starého a nového prototypu.



Obrázek 28: Sloupcový graf pro porovnání průměrného objemu vsáknuté vody za 200 s a směrodatné odchylku mezi treatmenty.

## 8. DISKUSE

V současné praxi je stále za přesnější metodu měření infiltrace považována zdlouhavá a náročná ruční metoda, standardní metoda, pomocí jednoválcového nebo dvouválcového infiltrometru. Přímé měření v terénu je nenahraditelné, tudíž do vývoje přístrojů měřících infiltraci byla zahrnuta automatizace. Díky ní se sice měření infiltrace usnadnilo, ale zároveň se objevil prostor pro chybovost a zvýšení ceny. Vývoj automatického infiltrometru na ČZU započal právě kvůli cenové dostupnosti a využitelnosti pro více druhů měření. Již první jeho prototyp umožňuje měřit infiltraci, jak výtopou v uzavřeném prostoru (infiltračním válci), tak i v mělkém vrtu. Technické řešení prvního a druhého prototypu automatického infiltrometru vyvíjeného na ČZU tedy přináší cenově dostupné a univerzální zařízení, neboť umožňuje výběr metody až na místě měření, kde se nejčastěji o použité metodě rozhoduje.

Na českém trhu je k dispozici řada infiltrometrů. Například Guelphský permeametr umožňuje provést měření ve vrtu. Nicméně jemnozrnné půdy či nesoudržné materiály mohou být během hloubení vrtu utuženy. Póry mohou být zcela zničeny nebo zaneseny. Následné měření tím pádem může být podhodnocováno. Měření ve vrtu tedy není pro každou strukturu a zrnitostní složení půdy ideální, neboť se může během měření změnit i tvar vrtu (hrubozrnné písky). Navíc při vysoké počáteční vlhkosti půdy se může přístroj propadnout. Další nevýhodou je, že se permeametr nedá použít, pokud se pod ním nachází podzemní voda. Každopádně se s tímto zařízením dobře manipuluje a nároky na spotřebu vody jsou nízké. Rovněž s ním lze měřit ve větších hloubkách (Bagarello 1997). Avšak nejde o automatický přístroj.

Laboratorní permeametr také není automatickým přístrojem pro stanovení infiltrace. Přesto může dobře sloužit k získání referenčních hodnot, díky kterým lze zjistit nedostatky jiných metod měření. Nevýhodou je, že měření infiltrace probíhá s mnohem menšími objemy. Menší objem půdních vzorků totiž nemusí být vždy dostatečný pro získání správných referenčních hodnot (Kanwar et al. 1989). Podle mého názoru je však největší nevýhodou tohoto přístroje skutečnost, že ho nelze použít v terénu. Vždy se totiž nejdříve musí půdní vzorek odebrat do Kopeckého válečku a převést do laboratoře. Už jen pouhým odebráním a převozem se může ovlivnit sktruktura vzorku.

Za hlavní nevýhodu u komerčně dostupného mini-diskového infiltrometru, který lze v současné době již automatizovat, považují menší průměr porézního infiltračního disku, neboť je zapotřebí provést více měření, oproti měření s větším průměrem infiltrační plochy (Alagna et al. 2015). Jedná se o podtlakový infiltrometr, u kterého je spotřeba vody nízká. Přesto usuzují, že měření pomocí záporné tlakové výšky není ideální, jelikož nezahrnuje makropóry. Podobné je to u HOOD infiltrometru, který je rovněž podtlakový. Navíc se před měřením musí zkrátit vegetace. Jak zmiňuje Vašků (2008) povrch zeminy by se neměl nijak upravovat, jinak není zachován skutečný stav povrchu půdy.

Plně automatizovaný komerčně dostupný infiltrometr SATURO se snadno obsluhuje a také spotřebuje málo vody. Nicméně infiltrační plocha o průměru 14,4 cm nemusí být pokaždé dostatečná a hladinu výtopy lze nastavit nejnižší na 5 cm, což také není vždy ideální (viz níže). Dle mého názoru je nevýhodou i častá kalibrace, jelikož výrobce doporučuje přístroj kalibrovat jednou za 6-12 měsíců (Meter Group, Inc. USA ©2019).

První i druhý prototyp automatického infiltrometru vyvíjený na ČZU zjednodušuje měření infiltrace, neboť není náročný na obsluhu. Prototypy navíc umožňují měřit infiltraci s relativně nízkou hladinou výtopy, se kterou jsou manuální odečty pomocí standardní metody obtížně proveditelné. Díky nízké výšce výtopy se měření přibližuje přirozeným podmínkám, jež se vyskytují během srážek (Kovář et Pavlásek 2017). Výška hladiny výtopy by se měla udržovat co nejnižší, neboť vyšší výška výtopy může zvyšovat naměřené hodnoty v důsledku zvýšeného podílu makropórů k proudění vody (Kutílek et Nielsen 1994; Jarvis et al. 2013). Výška výtopy totiž ovlivňuje geometrii toku (Lai et Ren 2007). Za výhodu lze označit i řízení výšky výtopy, jelikož je díky zavzdušňovací trubičce velice snadno nastavitelná. Ovšem nevýhodou je počáteční zaplavení infiltrační plochy vodou, neboť je vždy o trochu přesazena nastavená výška hladiny výtopy. Tento počáteční výkyv nastává kvůli vyrovnávání tlaků v infiltrometru (tzn. než začne fungovat Mariottova láhev) a zkresluje naměřená data.

Výhodou je i možnost využívat pro měření různé průměry infiltračních válců, jelikož je zapotřebí dle heterogenity půdního prostředí měnit velikost infiltrační plochy. Průměr infiltrační plochy se totiž zvětšuje v závislosti na zvětšující se heterogenitě půdy (Lai et Ren 2007). Reynolds (2008) například u strukturované jílovité hlíny doporučuje využívat infiltrační plochu o průměru  $\geq 50$  cm. Podle půdní heterogenity

České republiky lze obecně doporučit válce o průměru větším než 50 cm. Nicméně v praxi se spíše využívají válce o menším průměru, protože se během měření spotřebuje méně vody a snadněji se do půdy zatloukají (Pavlásek et Jačka 2014a).

Výhodou u staršího prototypu je jeho relativně nízká hmotnost, a to díky použitému materiálu, plexisklu. Novější prototyp je ale díky většímu rozměru a použitému robustnímu litinovému ventilu s přírubami o dost těžší. Aby s tímto přístrojem mohl měření v terénu provést kdokoliv, je zapotřebí do konstrukce dalšího prototypu nezahrnovat těžké přírubové a nerezové kulové ventily. S tím souvisí i fakt, že kovové ventily našroubené do závitů z plexiskla se po čase začnou protáčet, a tím pádem vznikne netěsnost. Ta, díky unikajícímu vzduchu, velmi ovlivňuje přesnost měření. Navrhují další prototyp sestavit buď s plastovými ventily nebo co „nejjednodušší“ – s co nejméně spoji. Čím více natavených spojů, místo našroubovaných, u infiltrometru z plexiskla, tím méně možností k nežádoucímu úniku vzduchu. Výsledky laboratorního měření s prvním prototypem totiž tento zmiňovaný problém odhalily, jelikož starší prototyp výrazně nadhodnocoval množství zasáknuté vody. Pravděpodobně došlo, již po pár letech užívání, k výraznému opotřebení přístroje. Před samotným měřením sice proběhla pečlivá revize, ale opotřebení nejspíše způsobilo lehce přehlédnutelné vady na materiálu v oblasti spojů, a tím pádem kvůli nedostatečné těsnosti docházelo k nadhodnocování kumulativní infiltrace. Další nevýhodou, která souvisí s hmotností prototypů, je chybějící výpust umožňující snadné vypuštění vody ze zásobníku na vodu. Na výpust by se nemělo v dalším prototypu opomenout hlavně proto, že pár litrů zbytkové vody v zásobníku zbytečně zvyšuje jeho hmotnost.

Oba prototypy, i když jsou vyrobeny z plexiskla, mají další výraznou nevýhodu, a tou je jejich rozměr, neboť díky němu je přeprava na místo měření složitější. Dále tedy usuzují, že by bylo vhodné sestavit, místo jednoho velkého infiltrometru, více typů infiltrometrů. Například jeden menší na těžší půdy, protože v tomto případě je spotřeba vody nízká, a jeden rozměrnější na lehké půdy, kde je spotřeba vody značná. Tím by se navíc mohlo regulovat množství dopravované vody. Navíc u staršího prototypu nebyla spodní část konstrukce řešena optimálně, protože přístroj byl upevněn ke stabilizačnímu rámu, který má 4 opěrné nohy. Na nerovném povrchu se takové řešení ukázalo jako nepraktické, jelikož takto konstruovaný stabilizační rám velmi komplikuje umístění přístroje do vodorovné polohy s určitým povrchem. Druhý

prototyp byl proto umístěn na stabilizační rám obsahující 3 opěrné nohy. Dle mého názoru není ani toto řešení praktické, protože i stabilizační rám zvyšuje hmotnost přístroje a při převozu je díky němu hůře uskladňován. Odmontování stabilizačního rámu od infiltrometru totiž není snadné. Vhodnějším řešením se zdá použití teleskopických nožek.

K výhodám obou prototypů lze ještě přiřadit konstrukční řešení umožňující využívat princip Mariottovy láhve, a tím pádem hodnotit infiltraci pomocí jednoduché fyziky. U složitějších zařízení / měření bývá více příležitostí pro chyby (Alagna et al. 2015). Nicméně konstrukční řešení prvního prototypu nebylo ideální, jelikož proudění vody ze zásobníku bylo narušováno bublinami vzduchu, které dosycovaly atmosférický tlak v zásobníku nad hladinou vody. Protisměrné proudění vody a vzduchu pokaždé výrazně rozpohybuje hladinu vody v zásobníku, a tím negativně ovlivní měření infiltrace, jelikož často dochází k výrazným změnám tlaku nad hladinou vody v zásobníku. U druhého prototypu bylo předpokládáno, že perforovaná měřicí šachtice umístěná do zásobníku na vodu, do které se vkládá barologger, rozkolísanost naměřených dat výrazně sníží. Každopádně ani toto řešení není ideální, neboť rozkolísanost dat byla dokonce výraznější než u staršího prototypu.

U prvního prototypu se rozkolísanost pohybovala kolem 3 cm a u druhého až kolem 10 cm. Důvodem zvýšení rozkolísanosti dat může být to, že novější prototyp má větší plochu hladiny vody v zásobníku, tudíž trvá déle, než se hladina uklidní. Důvodem ale také může být větší průměr bočního výtoku díky použitému robustnímu litinovému ventilu s přírubami, jelikož propustí větší množství vzduchu. První prototyp měl totiž menší průměr bočního výtoku, a tím pádem do zásobníku procházely menší bubliny vzduchu. Bylo by tedy vhodné nalézt jiné řešení, které by umožňovalo měřit pokles hladiny i na milimetry přesně, což momentálně není běžné ani u komerčně dostupných infiltrometrů. Nabízí se také možnost umístit do zásobníku na vodu další senzory, díky kterým by se mohlo měření infiltrace zpřesnit. Například by se do zásobníku mohl umístit i levelogger, který měří výšku hladiny vody. Rovněž by se mohla infiltrace, resp. pokles vodního sloupce, měřit ultrazvukem. Nejenom řešení vedoucí ke zmírnění probublání bude hlavním předmětem dále pokračujícího vývoje.

## 9. ZÁVĚR A PŘÍNOS PRÁCE

Zkoumaní infiltrace, procesu, který umožňuje zasakování dešťových srážek do půdního prostředí, je čím dál důležitější, neboť v poslední době se u nás častěji vyskytují období sucha. Všechny půdní procesy jsou velmi úzce spojeny s vodou. Voda je hlavní podmínkou pro kvalitní úrodnost polí. Informace o jejím pohybu v půdním prostředí jsou hojně využívány pro ochranu přírody, vodní hospodářství, lesnictví atd. Nicméně v současné době se stále nejčastěji schopnost infiltrace dané půdy zjišťuje pomocí standardní metody. Tedy pomocí jednoválcové či dvouválcové manuální metody, jelikož jsou považovány za přesné. Měření standardní metodou, kdy se zjišťuje např. schopnost infiltrace určitého pole, je však velmi časově a manuálně náročné. Je totiž nezbytné provést mnoho ručních měření, u kterých se vždy nejprve jednoválcový nebo dvouválcový infiltrometr zatluče do země. Následně se musí velmi pečlivě měřit a zapisovat čas a současně dolévat známý objem vody. Seběmenší neopatrnost zapříčiní ukončení měření a jeho znovuzahájení na jiném místě. Pro snadnější měření infiltrace byla použita automatizace. Avšak komerčně dostupné automatické infiltrometry mají svá úskalí, tudíž byl zahájen vývoj automatického infiltrometru i na České zemědělské univerzitě v Praze.

Hlavním cílem této diplomové práce bylo laboratorní měření kumulativní infiltrace pomocí standardní jednoválcové metody a pomocí staršího a novějšího prototypu automatického infiltrometru, jelikož byla porovnávána a hodnocena přesnost měření infiltrace u vyvíjených prototypů. Díky laboratornímu měření bylo navrženo zlepšení infiltrometru vyvíjeného na ČZU, neboť návrh jeho dalšího vývoje byl také hlavním cílem práce.

Literární rešerše této práce popisuje hydrofyzikální vlastnosti, které ovlivňují infiltraci. Měření v terénu s prvním prototypem v roce 2017 pod vedením Martina Kováře a Jiřího Pavláška ukázalo, že referenční hodnoty získané v laboratorních podmínkách jsou velmi důležité, jelikož naměřené terénní hodnoty nebylo možné porovnat s hodnotami, které nejsou nijak ovlivněny proměnnými (vnějšími faktory ovlivňujícími měření). Naměřená kumulativní infiltrace u prvního prototypu byla totiž výrazně odlišná od naměřené kumulativní infiltrace u ručního měření, a to i když měření probíhalo na stejné lokalitě. Kumulativní infiltrace naměřená v terénu s prvním prototypem tedy nemohla být dostatečně posouzena, jelikož nebylo možné zjistit důvod její odlišnosti. Získané referenční hodnoty umožnily novější prototyp

kalibrovat, tím pádem zjistit jeho nedostatky a navrhnout účinnější zlepšení. Výsledky a zjištění z této diplomové práce budou sloužit pro vývoj dalšího prototypu.

Další vývoj by se měl převážně zaměřit na snížení hmotnosti a zmenšení rozměru přístroje, neboť je důležité, aby měření infiltrace mohl provést kdokoliv bez asistence dalších osob. Vhodným řešením se jeví jednodušší konstrukce s tavenými spoji. Toto řešení navíc umožní, že přístroj bude správně těsnit a měřit i po několika letech užívání. Dalším vhodným řešením může být použití teleskopických stabilizačních nožek, zahrnutí ventilu na vypouštění zbytkové vody ze zásobníku a výroba alespoň dvou velikostí přístroje v závislosti na propustnosti hodnoceného půdního profilu.

Během vývoje se musí věnovat pozornost i konstrukci zahrnující princip Mariottovy láhve, protože díky protisměrnému proudění vody a vzduchu (vyrovnávání tlaku uvnitř zásobníku na vodu) je silně rozpořbována hladina vody. Důsledkem je rozkolísanost hodnot naměřené kumulativní infiltrace. Bylo předpokládáno, že konstrukční řešení novějšího prototypu rozkolísanost dat sníží. Tento předpoklad nebyl potvrzen. Naopak došlo ke zvýšení rozkolísanosti. Mělo by se zjistit, zda tento problém způsobuje větší plocha hladiny nebo větší průměr bočního výtoku. Do dalšího prototypu by pro kontrolu měření mohly být zahrnuty i jiné typy senzorů, např. levellogger či měření ultrazvukem. Také by mohl být vývoj zaměřen na software, který zaznamenaná data po připojení senzoru do počítače rovnou přepočítá a vyhodnotí.

Každopádně druhý prototyp infiltrometru vyvíjeného na ČZU se v přesnosti měření velmi přibližuje standardní metodě, a to i přes větší rozkolísanost naměřených dat. Vývoj se bude dále zaměřovat na zvyšování přesnosti měření kumulativní infiltrace, i když pokles hladiny vody v zásobníku není snadné určovat v milimetrech. Následující prototyp by rovněž neměl mít tak vysoký rozptyl v naměřených datech kumulativní infiltrace, jaký byl zjištěn u prvního a druhého prototypu.

## 10. PŘEHLED LITERATURY A POUŽITÝCH ZDROJŮ

Alagna V., Bagarello V., Di Prima S., Iovino M., 2015: Determining Hydraulic Properties of a Loam Soil by Alternative Infiltrometer Techniques. *Hydrological Processes* 30 (2), 263–275.

Bagarello V., 1997: Influence of well preparation on Field-saturated Hydraulic Conductivity measured with the Guelph Permeameter. *Geoderma* 80, 169–180.

Bagarello V., Castellini M., Iovino M., 2007: Comparison of unconfined and confined Unsaturated Hydraulic Conductivity. *Geoderma* 137 (3-4), 394–400.

Bičík I., Hauptman I., Kukul Z., Němec J., Němeček J., Pošmourný K. [eds.], 2009: Půda v České republice. Pro Ministerstvo životního prostředí a Ministerstvo zemědělství vydal Consult, Praha.

Blake G., Schlicht E., Zimmerma U., 1973: Water Recharge in a Soil with Shrinkage Cracks. *Soil Science Society of America Journal* 37 (5), 669–672.

Bochníček Z., Hališka J., Kobíková Z., Šimoník O., Krupka P., Rotreklová O., Papírník T., Mareček A., Herber V., Herman J., 2013: Na pomoc pedagogické praxi. Masarykova univerzita, Brno.

Brady C. N., Buckman H. O., 1990: *The Nature and Properties of Soils*. Macmillan publishing company, New York.

Buttle J. M., McDonald D. J., 2002: Coupled Vertical and Lateral Preferential Flow on a Forested Slope. *Water Resources Research* 38 (5), 18-1–16.

Císlarová M., 1989: *Inženýrská hydroopedologie*. České vysoké učení technické, Praha.

Císlarová M., Vogel T., 2008: *Transportní procesy ve vadózní zóně*. Vysoké učení technické v Praze, Praha.

Čermák, P., 2012: *Vliv půdní struktury na hydraulické vlastnosti půdy*. Vysoké učení technické, Fakulta stavební, Brno. 62 s. (bakalářská práce). „nepublikováno“. Dep. Digitální knihovna VUT v Brně.

Decagon Devices, Inc., ©2011: *Mini Disk Infiltrometr – User’s Manual*. Washington, USA.

Dodds, W. K., Whiles, M. R., 2020: *The Hydrologic Cycle and Physiography of Groundwater Habitats*. In: Dodds, W. K., Whiles, M. R.: *Freshwater Ecology. Aquatic Ecology*, Elsevier: 74–93.



Dorsey J. D., Ward A. D., Fausey N. R., Bair E. S., 1990: A Comparison of Four Field Methods for Measuring Saturated Hydraulic Conductivity. *American Society of Agricultural and Biological Engineers* 33 (6), 1925–1931.

Elhakim A. F., 2016: Estimation of soil permeability. *Alexandria Engineering Journal* 55 (3), 2631–2638.

Fodor N., Sándor R., Orfanus T., Lichner L., Rajkai K., 2011: Evaluation Method Dependency of Measured Saturated Hydraulic Conductivity. *Geoderma* 165 (1), 60–68.

Green W. H., Ampt G. A., 1911: Studies on Soil Physics. The flow of air and water through soils (Part 1). *Journal of Agricultural Science* 4 (1), 1–24.

Hillel, D., 1998: Features on Variability of Saturated Hydraulic Conductivity. In: Hillel, D., Warrick, A. W., Baker, R. S., Rosenzweig, C. [eds.]: *Environmental Soil Physics*. Academic Press, San Diego: 378–386.

Hůla J., Abrham Z., Bauer F., 1997: *Zpracování půd. Brázda*, Praha.

Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions, American Geophysical Union* 14, 446-460.

Jandora J., 2005: *Hydraulika a hydrologie. Vysoké učení technické v Brně*, Brno.

Jarvis N., Koestel J., Messing I., Moeys J., Lindahl A., 2013: Influence of Soil, Land use and Climatic Factors on the Hydraulic Conductivity of Soil. *Hydrology and Earth System Sciences* 17 (12), 5185–5195.

Kameníčková I., 2005: *Vodní hospodářství krajiny I-M02 Pedologie. Vysoké učení technické v Brně*, Brno.

Kanwar R. S., Rizvi H. A., Ahmed M., Horton R., Marley S. J., 1989: Measurement of field-saturated Hydraulic Conductivity by using Guelph and Velocity Permeameters. *Transactions of the ASAE* 32 (6), 1885–1890.

Karu H., Szava-Kovats R., Pensa M., Kull O, 2009: Carbon Sequestration in a Chronosequence of Scots Pine Stands in a Reclaimed Opencast Oil Shale Mine. *Canadian Journal of Forest Research* 39 (8), 1507–1517.

Klípa, V., 2018: *Pokročilé metody měření nenasycené hydraulické vodivosti půd. Vysoké učení technické v Praze, Fakulta stavební, Praha. 92 s. ( disertační práce). „nepublikováno“.* Dep. ČVUT DSpace.

Klípa V., Zumr D., Sněhota M., 2012: Automated minidisk infiltrometer module with an immovable float and a load cell water level logging. *Geophysical Research Abstracts* 4.

Klípa V., Zumr D., Sněhota M., Tachecí P., 2014: Porovnání sezónních změn nenasycené hydraulické vodivosti na dvou zemědělsky obdělávaných povodích. 21<sup>th</sup> International Poster Day. Transport of water, Chemicals and Energy in the Soil-Plant-Atmosphere System, Bratislava: Ústav hydrologie SAV, 135–144.

Klípa V., Sněhota M., Dohnal M., 2015: New automatic minidisk infiltrometer: design and testing. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 63 (2), 110–116.

Kotrbová, G., 2011: Kvantifikace zásoby uhlíku v půdě pro účely inventarizace krajiny. Jihočeská univerzita, Přírodovědecká fakulta, České Budějovice. 24 s. (bakalářská práce). „nepublikováno“. Dep. Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, přírodovědecká fakulta.

Kovář M., Pavlásek J., 2017: Měření infiltrací s využitím automatického infiltrometru. Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí, Praha.

Krejča M., Veselá J., Alexandrová J., 1988: Poznámky k vyhodnocování infiltračních testů. *Vodní hospodářství* 9, 230–235.

Kučera J., Podhrázská J., Szturc J., Karásek P., 2021: Infiltrační vlastnosti půd na erozně ohrožených pozemcích při pěstování širokořádkových plodin. *Listy cukrovarnické a řepařské* 137 (7-8), 260–262.

Kuráž, V., 1996: Soil Moisture Models in Hydrological Modelling – Evaluation of Soil Physical Parameters. In: Kovář, P. H., Kuráž, P. V. [eds.]: *Nachtnebel, Rainfall-runoff models (Lecture Notes on the Workshop)*. Czech University of Life Sciences Prague, Prague: 1–14.

Kutílek M., 1978: *Vodohospodářská pedologie*. České vysoké učení technické v Praze, Praha.

Kutílek M., Nielsen D. R., 1994: *Soil hydrology*. GeoEcology textbook, Catena Verlag, Cremlingen-Destedt.

Kurková Nožičková M., 2018: *Půda*. Národní zemědělské muzeum, Praha.

Lai J., Ren L., 2007: Assessing the Size Dependency of Measured Hydraulic Conductivity Using Double-Ring Infiltrometers and Numerical Simulation. *Soil Science Society of America Journal* 71 (6), 1667–1675.

Lal R., Shukla M. K., 2004: *Principles of Soil Physics*. Marcel Dekker, Inc., New York.

Lorenz K., Lal, R., 2007: Stabilization of Organic Carbon in Chemically Separated Pools in Reclaimed Coal Mine Soils in Ohio. *Geoderma* 141 (3-4), 294–301.

Madsen M. D., Chandler D. G., 2007: Automation and use of Mini disk infiltrometers. *Soil Science Society of America Journal* 71 (5), 1469–1472.

Malik A., Scullion J., 1998: Soil Development on Restored Opencast Coal Sites with Particular Reference to Organic Matter and Aggregate Stability. *Soil Use Manage* 14 (4), 234–239.

Marshall S. J., 2014: *The Water Cycle*. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier.

Matula S., Miháliková M., Lufinková J., Bářková K., 2015: The role of the Initial Soil Water Content in the Determination of Unsaturated Soil Hydraulic Conductivity Using a Tension Infiltrometer. *Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha*.

Mendelu, ©2018: Definice půdy (online) [cit.2021.11.26], dostupné z <[https://is.mendelu.cz/eknihovna/opory/zobraz\\_cast.pl?cast=55088](https://is.mendelu.cz/eknihovna/opory/zobraz_cast.pl?cast=55088)>.

Meter Group, Inc. USA, ©2019: SATURO. Washington, USA.

Meter Group, Inc., ©2021: Mini Disk Infiltrometer. Washington, USA.

Miyazaki T., 2006: *Water Flow in Soils*. Taylor & Francis group, Boca Raton.

MŽP, ©2019: Definice půdy (online) [cit.2022.08.25], dostupné z <[https://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/definice\\_pudy/\\$FILE/OOHPP-Definice\\_pudy-20080820.pdf](https://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/definice_pudy/$FILE/OOHPP-Definice_pudy-20080820.pdf)>.

Národní zemědělské muzeum, s. p. o. ©2018: *Půda*. Obrázková statistika o tom, co se děje v půdě, a o tom, proč by měla být půda národním bohatstvím. Národní zemědělské muzeum, státní příspěvková organizace zřízená Ministerstvem zemědělství ČR, Praha.

Němeček J., Smolíková L., Kutílek M., 1990: *Pedologie a paleopedologie*, Academia, Praha.

Němeček J., Rohošková M., Macků J., Vokoun J., Vavříček D., Novák P., 2008: *Taxonomický klasifikační systém půd České republiky*. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha.

Novák V., 1953: *Základy rozboru a výzkumu půd*. Státní nakladatelství v Praze, Praha.

Oades J. M., 1993: The Role of Biology in the Formation, Stabilization and Degradation of Soil Structure. *Geoderma* 56 (1-4), 377–400.

Pachepsky Ya. A., Timlin D. J., Rawls W. J., 2001: Soil Water Retention as Related to Topographic Variables. *Soil Science Society of America Journal* 65 (6), 1787–1795.

- Pavlásek J., Jačka L., 2014a: Válcový infiltrometr. Manuál pro terénní cvičení. Česká zemědělská univerzita v Praze. Praha.
- Pavlásek J., Jačka L., 2014b: Hydropedologie. Česká zemědělská univerzita v Praze. Praha.
- Pavlu L., 2018: Základy pedologie a ochrany půdy. Česká zemědělská univerzita v Praze. Praha.
- Penížek V., Zádorová T., Vaněk A., 2019: Popis půdního profilu. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha.
- Petránek J., Březina J., Břízová E., Cháb J., Loun J., Zelenka P., 2016: Encyklopedie geologie. Česká geologická služba, Praha.
- Philip J. R., 1957: Numerical Solutions of Equations of the Diffusion Type with Diffusivity Concentration? Dependent. II. Australian Journal of Physics 10 (1), 29–42.
- Philip J. R., 1969: Theory of Infiltration. Advances of Hydrosience 5, 215–305.
- Piron D., Pérès G., Hallaire V., Cluzeau D., 2012: Morphological Description of Soil Structure Patterns Produced by Earthworm Bioturbation at the Profile Scale. European Journal of Soil Biology 50, 83–90.
- Rawles W. J., Brakensiek D. L., 1982: Estimating Soil Water Retention from Soil Properties. Journal of Irrigation and Drainage Division, 108 (2), 166–171.
- Reynolds, W. D., 2008: Saturated Hydraulic Properties: Ring infiltrometer. In: Carter, M. R., Gregorich, E. G. [eds.]: Soil Sampling and Methods of Analysis. CRC Press Taylor & Francis, Boca Raton: 1043–1056.
- Reynolds W. D., Elrick D. E. 1990: Ponded Infiltration from a Single Ring. I. Analysis of Steady Flow. Soil Science Society of America Journal 54 (5), 1233–1241.
- Reynolds W. D., Lewis K. L., 2012: A Drive Point Application of the Guelph Permeameter Method for Coarse-textured Soils. Geoderma 187-188, 59–66.
- Richards L. A., 1931: Capillary Conduction of Liquids through Porous Media. Physics 1 (5), 318–333.
- Sánka M., Materna J., 2004: Indikátory kvality zemědělských a lesních půd ČR. Planeta 7 (11), 6–54.
- Schwärzel K., Punzel J., 2007: Hood Infiltrometer – A New Type of Tension Infiltrometer. Soil Science Society of America Journal 71 (5), 1438.

Simpson M. J., Simpson, A. J., 2012: The Chemical Ecology of Soil Organic Matter Molecular Constituents. *Journal of Chemical Ecology* 38 (6), 768–84.

Six J., Bossuyt H., Degryze S., Deneff K., 2004: A History of Research on the Link between (micro)aggregates, Soil Biota, and Soil Organic Matter Dynamics. *Soil and Tillage Research* 79 (1), 7–31.

Smolíková L., 1988: *Pedologie*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

Smolová I., 2019: *Pedografické poměry ČR*. Univerzita Palackého, Olomouc.

Snehota M., Jelinkova V., Sacha J., Frycova M., Cislerova M., Vontobel P., Hovind J., 2015: Experimental Investigation of Preferential Flow in a Near-saturated Intact Soil Sample. *Physics Procedia* 69, 496–502.

Soilmoisture Equipment Corp., ©2010: Model 2800K1 Guelph Permeameter: Operating Instructions. Santa Barbara, USA.

Starr J. L., Deroo H. C., Frink C. R., Parlange J. Y., 1978: Leaching Characteristics of a Layered Field Soil. *Soil Science Society of America Journal* 42 (3), 386–391.

Stewart V. I., Scullion J., 1989: Principles of Managing Man-made Soils. *Soil Use Manage* 5 (3), 109–116.

Šantrůčková H., 2014: *Základy ekologie půdy*. Jihočeská univerzita, České Budějovice.

Šantrůčková H., Kaštovská E., Bárta J., Miko L., Tajovský K., 2018: *Ekologie půdy*. Nakladatelství Jihočeské univerzity, České Budějovice.

Šimek M., Borůvka L., Baldrian P., Bryndová M., Devetter M., Drábek O., Elhottová D., Háněl L., Houška J., Hynšt J., Chroňáková A., Jílková V., Konvalina P., Kopecký M., Kopecký J., Koubová A., Kováč L., Kyselková M., Lukešová A., Macková J., Malý S., Marečková M., Moudrý J., Pavlů L., Penížek V., Pižl V., Semančíková E., Schlaghamerský J., Starý J., Šimek P., Šustr V., Tajovský K., Tejnecký V., Tkadlec E., Tuf H. I., Tůma J., Uhlík O., Vosátka M., Zádorová T., 2019: *Živá půda: ekologie, využívání a degradace půdy*. Academia, Praha.

Štibinger J., Jičínský K., Horáček V., 1998: *Metodické pokyny pro terénní stanovení koeficientu filtrace dvouválcovou metodou*. Aquafond, Praha.

Tindall J. A., Kunkel J. R., Anderson D. E., 1999: *Unsaturated Zone Hydrology for Scientists and Engineers*. Prentice-Hall. New Jersey.

Tisdall J. M., Oades J. M., 1982: Organic Matter and Water Stable Aggregates in Soils. *Journal of Soil Science* 33 (2), 141–163.

- Tomášek M., 2003: Půdy České republiky. Česká geologická služba, Praha.
- Ussiri D. A. N., Lal R., 2008: Method for Determining Coal Carbon in the Reclaimed Minesoils Contaminated with Coal. *Soil Science Society of America Journal* 72 (1), 231–237.
- Užitný vzor 32 557: Zařízení pro měření výtopou. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha.
- Užitný vzor 32 596: Zařízení pro měření infiltrace výtopo. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha.
- Vašků, Z., 2008: Hydrologicky a funkčně stabilizované infilukčně infiltrační útvary v zemědělské krajině. In: Vrána, K., Jakubíková, A. [eds.]: *Krajinné inženýrství (Sborník z konference)*. Praha: 154–164.
- Vepraskas M. J., Lindbo D. L., Lin H., 2012: Redoximorphic Features as Related to Soil Hydrology and Hydric Soils. *Hydropedology: Synergistic Integration of Soil Science and Hydrology*. Elsevier, Oxford.
- Vopravil J., Khel T., Vrabcová T., Novák P., Novotný I., Hladík J., Vašků Z., Jacko K., Rožnovský J., Janeček M., Vácha R., Pivcová J., Kvítek T., Novák P., Fučík P., Čermák P., Janků J., Papaj V., Pírková I., Banýrová J., 2009: Půda a její hodnocení v ČR. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Praha.
- Vráblíková J., Vráblík P., 2006: *Základy pedologie*. Univerzita Jana Evangelisty Purkyně v Ústí nad Labem, Ústí nad Labem.
- Zdralek M., 1999: Eroze půdy a její význam při hodnocení stability krajiny. VŠB – Technická univerzita Ostrava, Ostrava.
- Zehe E., Fluhler H., 2001: Preferential Transport of Isoproturon at a Plot Scale and a Field Scale Tiledrained Site. *Journal of Hydrology* 247 (1-2), 100–115.
- Ziegler V., 2006: *Základy praktické pedologie*. Univerzita Karlova v Praze, Praha.

## 10.1 Seznam obrázků

Obrázek 1: Schéma půdního profilu a základní složky půdy (převzato a upraveno Pavlů 2018).....	6
Obrázek 2: Trojúhelníkový diagram zrnitosti půd (převzato a upraveno Němeček et al. 2008).....	11
Obrázek 3: Schéma laboratorního permeometru pro měření nasycené hydraulické vodivosti s konstantním spádem, ve kterém šipky znázorňují směr proudění vody a malé písmeno $h$ značí zmiňovaný rozdíl hladin $\Delta H$ (převzato a upraveno Pavlásek et Jačka 2014b).....	21
Obrázek 4: Retenční čáry u odlišných půdních druhů... (převzato Pavlů 2018) .....	23
Obrázek 5: Dvouválcový infiltrometr a jeho standartní souprava (online) [cit. 2023.01.21], dostupné z < <a href="https://ekotechnika.cz/kategorie/vyrobky/mereni-infiltrace">https://ekotechnika.cz/kategorie/vyrobky/mereni-infiltrace</a> > .....	27
Obrázek 6: Proudnice během infiltračního pokusu s jedním válcem (a), s dvěma válci (b) a s jedním válcem (c), pokud půdní profil obsahuje i méně propustnou vrstvu (převzato a upraveno Kutílek et Nielsen 1994).....	28
Obrázek 7: Princip Mariottovy láhve... (převzato Bochníček et. al 2013).....	29
Obrázek 8: Různé umístění Guelphského permeometru ve vrtu (převzato Pavlásek et Jačka 2014b) .....	30
Obrázek 9: Laboratorní permeometr – automatický laboratorní systém pro měření $K_s$ (online) [cit. 2023.01.21], dostupné z < <a href="https://ekotechnika.cz/vyrobek/meter-group-ksat-laboratorni-permeometr">https://ekotechnika.cz/vyrobek/meter-group-ksat-laboratorni-permeometr</a> >.....	30
Obrázek 10: Manuální mini-diskový infiltrometr (převzato a upraveno METER Group, Inc. ©2021).....	31
Obrázek 11: Princip měření kumulativní infiltrace – schéma podtlakového AMI (Klípa et al. 2014). .....	32
Obrázek 12: První prototyp AMI se šesti podtlakovými infiltračními moduly (vlevo) a druhý prototyp AMI rozdělený na dvě samostatné části připojené k datastanici kabelem (vpravo). Oba prototypy obsahují tři infiltrační moduly na jednu Mariottovou láhev (převzato a upraveno Klípa et al. 2014) .....	33
Obrázek 13: Schéma HOOD infiltrometru. $U_s$ značí podtlak na manometru U-trubice, $H$ značí výšku hladiny vody v kalibrované trubici, $H_K$ vyjadřuje	

výšku infiltrační komory a $T$ hloubku ponoření zavzdušňovací trubice (převzato a upraveno Schwärzel et Punzel 2007) .....	34
Obrázek 14: Dva typy manuálního tenzního infiltrometru, který lze napojit na snímač tlaku a tím měření automatizovat (online) [cit. 2023.01.21], dostupné z < <a href="https://ekotechnika.cz/kategorie/vyrobky/mereni-infiltrace">https://ekotechnika.cz/kategorie/vyrobky/mereni-infiltrace</a> > .....	34
Obrázek 15: Hlava infiltrometru SATURO (převzato METER Group, Inc. USA ©2019) .....	35
Obrázek 16: Infiltrometr SATURO (převzato a upraveno METER Group, Inc. USA ©2019).....	35
Obrázek 17: První prototyp automatického infiltrometru z ČZU... (Užitný vzor 32 557) .....	36
Obrázek 18: Z grafu lze vyzorovat, že naměřená kumulativní infiltrace vykazuje vysokou variabilitu, která je nežádoucí. Sklon přímek by měl být podobný, neboť měření probíhalo v blízkosti sebe na stejné půdě (Kovář et Pavlásek 2017) ..	37
Obrázek 19: Druhý prototyp automatického infiltrometru z ČZU (Užitný vzor 32 596) .....	38
Obrázek 20: Infiltrační nádoba s hřebínkem pro manuální měření kumulativní infiltrace (vlastní fotografie) .....	40
Obrázek 21: Umístění barologgeru do víka zásobníku na vodu u prvního prototypu (vlastní fotografie) .....	41
Obrázek 22: Měření s druhým prototypem automatického infiltrometru (vlastní fotografie).....	43
Obrázek 23: Graf zobrazující kumulativní infiltraci manuálního měření.....	44
Obrázek 24: Graf zobrazující průměr kumulativní infiltrace po jedné sekundě získaný pomocí měření s prvním prototypem automatického infiltrometru vyvíjeného na ČZU .....	45
Obrázek 25: Graf zobrazující kumulativní infiltraci po jedné sekundě získaný pomocí měření s druhým prototypem automatického infiltrometru. Silná modrá polopřímka zobrazuje průměr lineárních spojnic trendů .....	46
Obrázek 26: Kumulativní infiltrace naměřená pomocí standardní metody a pomocí prvního a druhého prototypu automatického infiltrometru .....	46
Obrázek 27: Krabicový graf zobrazující kumulativní infiltraci v čase 200 s u jednotlivých treatmentů (manuální měření, první prototyp, druhý prototyp) .....	47



Obrázek 28: Sloupcový graf pro porovnání průměrného objemu vsáknuté vody za 200 s a směrodatné odchylku mezi treatmenty .....	48
---	----

## 10.2 Seznam tabulek

Tabulka 1: Porovnání vlastností půdy se strukturním a nestrukturním humusovým horizontem (převzato Kutílek 1978).....	9
Tabulka 2: Zrnitostní složení dle obsahu frakce pod 0,02 mm (procentuální podíl) v jemnozemi (převzato a upraveno Novák 1953) .....	10
Tabulka 3: Zobrazení času do prvního probublání a výšek infiltrované vody v zásobníku u několika měření s druhým prototypem .....	45

## 10.3 Seznam vzorců

Vzorec 1: Výpočet pórovitosti v určitém půdním vzorku. Další vzorce, uvedené v literární rešerši, jsou převzaty ze skriptu Hydropedologie od Jiřího Pavláška a Lukáše Jačky z roku 2014.....	12
Vzorec 2: Více užívaný výpočet pórovitosti, kde $\rho_M$ značí zdánlivou hustotu půdních částic a $\rho_S$ hustotu půdy.....	12
Vzorec 3 a 4: Výpočty pro hodnotu pórovitosti u objemově nestálých (bobtnavých) půd, kde pórovitost značená malým písmenem $e$ se vypočte buď jako poměr objemu pórů ku objemu pevné fáze anebo na základě porovnání hustoty půdy se zdánlivou hustotou půdních částic.....	12
Vzorec 5: Výpočet aktivní pórovitosti.....	13
Vzorec 6: Výpočet efektivní pórovitosti.....	13
Vzorec 7: Výpočet vlhkosti půdy, kde výsledná hodnota $w$ nese název hmotnostní vlhkost.....	16
Vzorec 8: Výpočet objemové vlhkosti.....	16
Vzorec 9: Výpočet čísla vlhkosti.....	17
Vzorec 10: Výpočet pro převod hmotnostní a objemové vlhkosti.....	17
Vzorec 11: Výpočet pro vzájemný převod objemové vlhkosti na číslo vlhkosti.....	17
Vzorec 12: Výpočet míry saturace daného půdního vzorku.....	19
Vzorec 13: Rovnice kontinuity, kde $q$ značí vektor objemového toku a objevuje se i v Darcy-Buckinghamově rovnici (Klípa 2018).....	19

Vzorec 14: Darcy-Buckinghamova rovnice, kde $K(\theta)$ znázorňuje hydraulickou vodivost a $H$ celkový potenciál (Klípa 2018).....	19
Vzorec 15: Richardsova rovnice (Klípa 2018).....	20
Vzorec 16 a 17: Vztahy pro vyjádření $K_S$ , kde $g$ je gravitační konstanta zrychlení se základní jednotkou $m \cdot s^{-2}$ a $\nu$ je viskozita kinematická. ....	20
Vzorec 18: Kinematická viskozita udávaná v jednotkách $m^2 \cdot s^{-1}$ .....	20
Vzorec 19: Jeden z mnoha výrazů pro vyjádření propustnosti, kde $c$ značí empirický koeficient a $d$ efektivní průměr zrna. Užívaná jednotka je 1 Darcy, což se rovná $1 m^2$ .....	20
Vzorec 20: Rovnice pro výpočet $K_S$ s konstantním spádem.....	21
Vzorec 21: Rovnice pro výpočet $K_S$ s proměnným spádem. Jako u předchozí rovnice se jedná o upravený Darcyho zákon, kde $\Delta H_1$ udává v čase $t_1$ rozdíl hladin na začátku měření, $\Delta H_2$ značí jaký je rozdíl hladin u měření v čase $t_2$ , $A_d$ reprezentuje průřezovou plochu trubice držáku vzorku při stoupající hladině, kdy se měří její změna (Pavlásek et Jačka 2014b).....	22
Vzorec 22: Výpočet $K$ , ve kterém $a$ značí empirický součinitel (Kutílek et Nielsen 1994).....	22
Vzorec 23: Výpočet kumulativní infiltrace, kde $z$ značí hloubku čela zvlhčení a $d$ již zmiňovaný efektivní průměr zrna. Obvykle se využívá průměru, který odpovídá 10 % na čáře zrnitosti ( $d_{10}$ ) (Pavlásek et Jačka 2014b).....	25
Vzorec 24: Výpočet obsahu kruhu.....	39
Vzorec 25: Výpočet pro určení množství zasáknuté vody za časový interval $t = 1 s$ , kde $V$ značí známý objem vody a $S_i$ infiltrační plochu.....	40
Vzorec 26: Přepočet změny atmosférického tlaku na ekvivalent výšky vody v zásobníku, kde ve jmenovateli je hustota vody [ $kg \cdot m^{-3}$ ] a gravitační zrychlení [ $m \cdot s^{-2}$ ]. Ekvivalent výšky vody ( $h$ ) je totiž vyjádřen ze vzorce pro výpočet hydrostatického tlaku, tedy $p_h = h * \rho * g$ , neboť ostatní veličiny jsou známy.....	42

# 11. PŘÍLOHY

## 11.1 Seznam použitých zkratk a symbolů

$P$	- pórovitost [% obj.]
$P_A$	- aktivní pórovitost [% obj.]
$P_E$	- efektivní pórovitost [% obj.]
$V_P$	- objem půdních pórů v půdním vzorku [ $m^3$ ]
$V_S$	- objem půdního vzorku [ $cm^3$ ]
$V_A$	- objem plynné fáze půdního vzorku [ $cm^3$ ]
$V_W$	- objem kapalné fáze půdního vzorku [ $cm^3$ ]
$V_M$	- objem pevné fáze v půdním vzorku [ $cm^3$ ]
$V_E$	- objem vody pohybující se při proudění [ $m^3$ ]
$V_G$	- objem vody, který vyteče z nasyceného půdního vzorku [ $m^3$ ]
$\rho$	- hustota kapaliny [ $kg \cdot m^{-3}$ ]
$\rho_M$	- zdánlivá hustota půdních částic [ $g \cdot cm^{-3}$ ]
$\rho_S$	- hustota půdy [ $g \cdot cm^{-3}$ ]
$\rho_d$	- hustota vysušené půdy obsahující póry [ $g \cdot cm^{-3}$ ]
$\rho_z$	- specifická hmotnost půdy [ $g \cdot cm^{-3}$ ]
$e$	- pórovitost u objemově nestálých půd [% obj.]
$m_W$	- hmotnost půdní vody [g]
$m_M$	- hmotnost pevné fáze půdy [g]
$w$	- vlhkost půdy [% obj.]
$\theta$	- objemová vlhkost [% obj.]
$\omega$	- číslo vlhkosti
$\varphi_g$	- gravitační potenciál [Pa]
$\varphi_w$	- vlhkostní (kapilární) potenciál [Pa]
$\varphi_O$	- osmotický potenciál [Pa]
$\varphi_e$	- zátěžový potenciál [Pa]
$\varphi_a$	- pneumatický potenciál [Pa]
$\phi$ (také $H$ )	- celkový potenciál [hPa]
$S$	- míra saturace [% obj.]
$q$	- vektor objemového toku
$K(\theta)$	- hydraulická vodivost [ $m \cdot s^{-1}$ ]
$1D$	- jedno-rozměrné proudění
$2D$	- dvou-rozměrné proudění
$K_S$	- nasycená hydraulická vodivost [ $m \cdot s^{-1}$ ]
$K$	- nenasycená hydraulická vodivost [ $m \cdot s^{-1}$ ]

$K_P$	- propustnost půdy [1 Darcy = 1 m <sup>2</sup> ]
$\mu$	- dynamická viskozita [kg·m <sup>-1</sup> ·s <sup>-1</sup> ]
$g$	- gravitační konstanta zrychlení [m·s <sup>-2</sup> ]
$\nu$	- kinematická viskozita [m <sup>2</sup> ·s <sup>-1</sup> ]
$c$	- empirický koeficient
$d$	- efektivní průměr zrna [mm]
$t$	- čas [s]
$L_V$	- délka válečku u laboratorního permeometru [cm]
$A_V$	- průtočná plocha válečku u laboratorního permeometru [cm <sup>2</sup> ]
$\Delta H$	- rozdíl hladin před vtokem a po výtoku vody z půdy u laboratorního permeometru [m]
$A_d$	- průřezová plocha trubice držáku vzorku u laborat. permeometru
$\alpha$	- empirický součinitel
$\theta_{RK}$	- retenční kapacita [% obj.]
$PK$	- polní kapacita
$BV$	- bod vadnutí
$pF$	- zlogaritmované hodnoty tlakových výšek
$I$	- kumulativní infiltrace
$i_c$	- kvazi-stacionární hodnota / ustálená infiltrační rychlost
$z$	- hloubka čela zvlhčení
$L$	- délka výtokové trubice u Mariottovy láhve [mm]
$R$	- poloměr výtokové trubice u Mariottovy láhve [mm]
$p$	- tlakový spád mezi konci výtokové trubice u Mariottovy láhve
$AMI$	- automatický mini-diskový infiltrometr
$HOODI$	- HOOD infiltrometr
$H$	- výška hladiny vody v kalibrované trubici u HOOD infiltrometru [mm]
$H_K$	- výška infiltrační komory u HOOD infiltrometru [mm]
$T$	- hloubka ponoření zavzdušňovací trubice u HOOD infiltrometru [mm]
$r$	- poloměr [mm]
$\pi$	- Ludolfovo číslo (matematická konstanta)
$delta I$	- množství zasáknuté vody za čas $t$
$V$	- známý objem vody [ml]
$S_i$	- infiltrační plocha [cm]
$CSV$	- textový soubor s oddělovači
$h$	- ekvivalent výšky vody v zásobníku / výška vodního sloupce [mm]
$p_h$	- hydrostatický tlak [Pa]
$ANOVA$	- analýza rozptylu (variance)

- Tukey test* - metoda vícenásobného porovnání  
*SOM* - půdní organická hmota  
*TKSP* - taxonomický klasifikační systém půd  
*USDA* - United States Department of Agriculture – Americké ministerstvo zemědělství

## 11.2 Skript pro analýzu dat v programu RStudio

```
dat=read.table("kumulativni.txt",header=TRUE)
infiltrace=as.matrix(dat)
install.packages("pastecs")
library(pastecs)
z=stat.desc(data,norm=T)
boxplot (infiltrace, col=rainbow(4), xlab="čas 200 s", ylab="vodní sloupec v mm",
legend=T)
d=stack(list(prototyp2=A,prototyp1=B,manualni_mereni=C))
aov=summary(aov(values~ind,data=d))
Tukey=TukeyHSD(aov(values~ind,data=d))
```

## 11.3 Kompletní statistické výsledky

> z	prototyp2	prototyp1	manualni_mereni
nbr.val	5.0000000	5.0000000	5.0000000
nbr.null	0.0000000	0.0000000	0.0000000
nbr.na	0.0000000	0.0000000	0.0000000
min	27.0000000	37.0000000	27.0000000
max	38.4000000	47.0000000	29.0000000
range	11.4000000	10.0000000	2.0000000
sum	155.9000000	207.0000000	141.0000000
median	30.6000000	41.0000000	28.5000000
mean	31.1800000	41.4000000	28.2000000
SE.mean	1.9386593	1.8601075	0.33911650
CI.mean.0.95	5.3825812	5.1644864	0.94153834
var	18.7920000	17.3000000	0.57500000
std.dev	4.3349740	4.1593269	0.75828754
coef.var	0.1390306	0.1004668	0.02688963
skewness	0.7151215	0.1907823	-0.53667837
skew.2SE	0.3916882	0.1044958	-0.29395085
kurtosis	-1.2727537	-1.9724909	-1.48710775
kurt.2SE	-0.3181884	-0.4931227	-0.37177694
normtest.W	0.8693448	0.9468466	0.91407814
normtest.p	0.2637809	0.7146523	0.49248104