

**ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE**

**FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ**

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování



**STANOVENÍ HYDRAULICKÝCH PARAMETRŮ NIVNÍ PŮDY  
A JEJICH ČASO-PROSTOROVÝCH ZMĚN**

Diplomová práce

Vedoucí práce: Ing. Lukáš Jačka, Ph.D

Diplomant: Bc. Qiongyan Liu

Praha 2017

# ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

## ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Bc. Qiongyan Liu

Environmentální modelování

Název práce

**Stanovení hydraulických parametrů nivní půdy a jejich časoprostorových změn**

Název anglicky

**Estimation of soil hydraulic parameters of fluvisol and tempo-spatial changes of these parameters**

---

### Cíle práce

Stanovit hydraulické parametry nivní půdy a časoprostorové změny těchto parametrů.

Dílní cíle jsou následující:

- 1) Vyhodnotit časoprostorové změny nasycené hydraulické vodivosti v měřítku malého pozemku v průběhu jednoho roku s využitím terénní i laboratorní metody.
- 2) Vyhodnotit časoprostorové změny retenční čáry ve stejném časovém i prostorovém měřítku pomocí laboratorních metod.
- 3) Stanovit ve stejném časovém i prostorovém měřítku související fyzikální parametry půd (pórovitost, objemová hmotnost, okamžitá objemová vlhkost a vlhkost při maximálním nasycení).

### Metodika

Provedení terénních měření nasycené hydraulické vodivosti ( $K_s$ ) na nivní půdě pomocí Guelphského permeometru ve více opakováních v průběhu roku a ve vhodném prostorovém uspořádání.

Provedení laboratorní měření retenčních čar a nasycené hydraulické vodivosti na neporušených vzorcích odebraných na této nivní půdě ve stejném časovém kroku jako terénní měření.

Statistické vyhodnocení časové a prostorové variability hydraulických parametrů a doplňujících fyzikálních parametrů.

## Doporučený rozsah práce

50stran

## Klíčová slova

hydraulické vlastnosti půdy, fluvizem, časoprostorové změny, retenční čára, nasycená hydraulická vodivost

---

## Doporučené zdroje informací

- Bormann, H., Klaasen, K., 2008. Seasonal and land use dependent variability of soil hydraulic and soil hydrological properties of two Northern German soils. *Geoderma* 145, 295–302.
- Eijkelkamp, 2011. Operating instructions. 09.07 Guelph permeameter. <https://www.eijkelkamp.com/download.php?file=b2082939>, 11/2011, accessed: 22/06/2016.
- Fodor, N., Sándor, R., Orfanus, T., Lichner, L., Rajkai, K., 2011. Evaluation method dependency of measured saturated hydraulic conductivity. *Geoderma*, 165, 60-68.
- Jačka, L., Pavlásek, J., Kuráž, V., Pech, P., 2014. A comparison of three measuring methods for estimating the saturated hydraulic conductivity in the shallow subsurface layer of mountain podzols. *Geoderma*, 219–220, 82–88.
- Jirku V, Kodesová R, Nikodem A, Mühlhanslová M, Zigová A. 2013. Temporal variability of structure and hydraulic properties of topsoil of three soil types. *Geoderma* 204, 43–58.
- Kutílek, M., Nielsen, D.R., 1994. Soil hydrology. Catena Verlag, Cremlingen – Destedt, Germany.
- Reynolds, W.D., 2008. Saturated hydraulic properties: Well permeameter, in: Carter M.R., Gregorich, E.G. [Eds.], *Soil Sampling and Methods of Analysis*, 2nd ed. CRC Press Taylor & Francis, Boca Raton, USA, pp. 1025-1042.
- 

## Předběžný termín obhajoby

2016/17 LS – FŽP

## Vedoucí práce

Ing. Lukáš Jačka, Ph.D.

## Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 9. 3. 2017

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

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 17. 3. 2017

**prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.**

Děkan

V Praze dne 22. 03. 2017

---

**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně pod vedením Ing. Lukáše Jačky, Ph.D. Uvedl jsem všechny literární prameny a publikace, ze kterých jsem čerpal.

V Praze 28. 3. 2017

.....  
Bc. Qiongyan Liu

## **Poděkování:**

Rád bych poděkoval v první řadě mému vedoucímu diplomové práce Ing. Lukášovi Jačkovi, Ph.D., za jeho čas, pomoc a cenné rady při tvorbě této práce. A všem, kteří se přímo či nepřímo podíleli na vzniku této práce, za jejich trpělivost a rady a také těm, co mi poskytli podklady a důležité informace.

Dále bych chtěl poděkovat Katedře vodního hospodářství a environmentálního modelování Fakulty životního prostředí České zemědělské univerzity v Praze za poskytnutí tvůrčích podmínek a zázemí pro zpracování této práce.

## ABSTRAKT

Tato diplomová práce se zabývá stanovením hydraulických parametrů nivních půd a jejich časoprostorovými změnami. V hydrometeorologické stanici FŽP ČZU Trhové Dušníky byla v průběhu roku provedena terénní měření nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$  pomocí Guelphského permeamtru ve čtyřech obdobích (v květnu, v červenci, v září a v listopadu) a ve vhodném prostorovém uspořádání. Současně zde byly odebrány neporušené půdní vzorky z hloubky 20, 40 a 60 cm pro laboratorní měření  $K_s$ , objemové vlhkosti při odběru, objemové vlhkosti při plném nasycení, objemové hmotnosti a retenčních čar půdní vlhkosti.

Nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$  měřené terénní metodou (v hloubce 40 cm) byly naměřeny v květnu  $5.87E-06$  m/s, v červenci  $1.16E-05$  m/s, v září  $1.27E-05$  m/s a v listopadu  $4.03E-06$  m/s. Dle ANOVA byly nalezeny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci. Ovšem laboratorní metodou nebyly (v hloubce 40 cm) nalezeny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci. Hodnoty byly v červenci  $4.16E-05$  m/s, v září  $1.18E-05$  m/s a v listopadu  $1.03E-05$  m/s. Výsledné hodnoty  $K_s$  měřené oběma metodami byly vzájemně porovnány a nebyly zjištěny významné rozdíly v průměrných hodnotách. Bylo zjištěno, že hodnoty  $K_s$  naměřené laboratorní metodou byly vždy statisticky nevýznamně vyšší než hodnoty stanovené terénní metodou. Příčinou vyšší hodnoty  $K_s$  laboratorní metodou mohla být teplota vody, eliminační vliv uzavřeného vzduchu v pórech a rozdílný způsob vzorkování. Nejvyšší hodnoty  $K_s$  z obou metod byly naměřeny v letních měsících, v období s vysokou vegetační aktivitou a evapotranspirací a nejnižší vlhkostí při odběru. Bylo zjištěno, že půdy s nižší vlhkostí při odběru dosahovaly vyšší hodnoty  $K_s$  u obou metod.

U objemové vlhkosti při odběru byly nalezeny statisticky významné rozdíly mezi jednotlivými měsíci v hloubce 20 cm. Půda v hloubce 20 cm je nejvíce ovlivňována přírodními faktory (evapotranspirace, teplota, srážky, mráz). Bylo zjištěno, že s rostoucí hloubkou rostla průměrná objemová vlhkost při odběru ve všech časových krocích. V hloubce 60 cm byly zjištěny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci u retenčních čar u bodů pF0, pF2, pF2.7 a pF3. Významný rozdíl mezi jednotlivými měsíci mohl být způsoben lokálním odběrem vzorků.

Klíčová slova: Guelphský permeametr, laboratorní permeametr, retenční čára, nasycená hydraulická vodivost, časoprostorová variabilita

## **ABSTRACT**

This thesis deals with the determination of hydraulic parameters of alluvial soils and their spatio-temporal changes. The hydro-meteorological station FES CULS Trhové Dušníky was performed during the current year field measurements saturated hydraulic conductivity  $K_s$  using Guelph permeameter. Simultaneously, there were taken intact soil samples from a depth of 20, 40 and 60 cm for laboratory measurements  $K_s$ , volumetric moisture during sampling, volumetric moisture at full saturation, density and soil water retention curve.

Saturated hydraulic conductivity  $K_s$  measured field method (at a depth of 40 cm) by ANOVA test was statistically significant differences in mean values between each month. However, laboratory methods were not statistically significant differences in mean values between each month.  $K_s$  resulting values measured by the two methods were compared and no significant differences in the average. It was found that measured values of  $K_s$  laboratory method were always insignificantly higher than the values determined by field method. The reason for the higher value  $K_s$  laboratory method could be the water temperature, elimination effect of trapped air in the pores and different sampling method. The highest value  $K_s$  from both methods were measured in the summer months, in periods with high vegetation activity, evapotranspiration and lowest volumetric moisture during sampling.

With volumetric moisture during sampling were found statistically significant differences between individual months at a depth of 20 cm. The depth of 20 cm proximal to the soil surface and is most affected by natural factors (evapotranspiration, temperature, precipitation, frost). It was found that with increasing depth value of average volumetric moisture. At a depth of 60 cm were statistically significant differences in mean values between each month for retention curves for points  $pF_0$ ,  $pF_2$ ,  $pF_{2.7}$  and  $pF_3$ . A significant difference between the months could be local sampling.

**Keywords:** saturated hydraulic conductivity, Guelph permeameter, spatio-temporal changes, water retention curve, hydraulic parameters alluvial soils

## OBSAH

1. ÚVOD .....	10
2. CÍLE PRÁCE .....	11
3. LITERÁRNÍ REŠERŠE .....	12
3.1 Časová a prostorová variabilita půd .....	12
3.2 Nasycená hydraulická vodivost (Ks) .....	12
3.2.1 Definice .....	12
3.2.2 Omezení platnosti Darcyho zákona .....	13
3.2.4 Metody měření Ks .....	14
3.3 Základní hydraulické parametry půdy a pojmy .....	17
3.3.1 Reprezentativní elementární objem .....	17
3.3.2 Půdní potenciál vody .....	18
3.3.3 Pórovitost .....	18
3.3.4 Měrná hustota .....	19
3.3.5 Objemová hmotnost .....	19
3.4 Vlhkost půdy .....	19
3.4.1 Definice půdní vlhkosti .....	19
3.4.2 Půdní hydrolimit .....	20
3.4.3 Metody měření vlhkosti .....	20
3.5 Retenční čára půdní vlhkosti RETC .....	21
3.5.1 Definice RETC .....	21
3.5.2 Hystereze .....	22
3.5.3 Laboratorní metody .....	22
3.5.4 Terénní metody .....	23
4. CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ .....	24
4.1 Zeměpisné, geologické a pedologické poměry .....	24
4.2 Klimatické a vegetační podmínky zájmového území .....	25
4.3 Vizualizace zájmového území .....	25
5. METODIKA .....	26
5.1 Návrh řešení experimentu .....	26
5.2 Statistické řešení experimentu .....	27
5.3 Měření Ks Guelphským permeametrem .....	28
5.4 Vyhodnocování měření Guelphským permeametrem .....	28
5.5 Odběr neporušených vzorků .....	29
5.6 Měření neporušených vzorků laboratorním permeametrem .....	30



5.7	Vyhodnocování neporušených vzorků laboratorním permeametrem .....	32
5.7.1	Laboratorní permeametr s konstantním spádem .....	32
5.7.2	Laboratorní permeametr s proměnným spádem.....	32
5.8	Stanovení retenční čáry půdní vlhkosti .....	33
6.	VÝSLEDKY .....	35
6.1	Výsledné hodnoty $K_s$ .....	35
6.1.1	Terénní metodou .....	35
6.1.2	Laboratorní metoda .....	36
6.2	Související fyzikální parametry půd.....	37
6.2.1	Objemová vlhkost při odběru.....	37
6.2.2	Objemová vlhkost při plném nasycení.....	39
6.2.3	Objemová hmotnost .....	39
6.4	Retenční čára půdní vlhkosti.....	40
6.4.1	Hloubka 20 cm .....	40
6.4.2	Hloubka 40 cm .....	41
6.4.3	Hloubka 60 cm .....	42
7.	DISKUZE.....	44
8.	ZAVĚR .....	49
9.	LITERATURA.....	51
10.	PŘÍLOHY .....	56

## 1. ÚVOD

Půdní voda a její pohyb je jedním z nejdůležitějších faktorů, které v půdě probíhají. Proudění vody určuje transport živin a látek v půdě a má rozhodující vliv a význam na živé organismy (Ács et al., 2008). Nasycená hydraulická vodivost  $K_s$  a retenční čára půdní vlhkosti jsou klíčové charakteristiky popisující proudění vody v půdě. Nasycená hydraulická vodivost (dále jen „ $K_s$ “) charakterizuje schopnost proudění vody v porézním prostředí, konkrétně rychlost proudění při jednotkovém hydraulickém gradientu. Stanovení  $K_s$  je potřebné pro mnoho různých aplikací a je hlavním faktorem v hydropedologii, hydrogeologii a ochraně životního prostředí. Zejména pak v ochraně zemědělské půdy a podzemních vod před znečištěním. Dále také v rekultivaci půd, závlahách a odvodnění pro účely zemědělské i nezemědělské (Bátková, 2013). Retenční čára půdní vlhkosti je graficky zobrazený vztah mezi vlhkostí půdy a vlhkostrním potenciálem. Popisuje tedy schopnost půdy zadržovat vodu. Velmi oblíbené jsou vztahy pro výpočet nenasyčené hydraulické vodivosti z retenčních čar půdy, protože do dnešní doby neexistuje uspokojivá metoda pro určení nenasyčené hydraulické vodivosti určité půdy pro celý rozsah hodnot objemové půdní vlhkosti (Pavlásek et Jačka, 2014). Fyzikální, hydraulické a chemické vlastnosti půd se projevují značnou variabilitou získaných hodnot. Jsou důsledkem časoprostorové heterogenity půdního prostředí (Kodešová, 2005).

Tato práce se zabývá stanovením  $K_s$  laboratorní a terénní metodou, měřením retenčních čar půdní vlhkosti, vlhkostí při odběru, vlhkostí při plném nasycení a objemovou hmotností. Dále pak vyhodnocuje jejich časoprostorovou variabilitu.

V rešeršní části jsou stručně popsány teorie tykající se dané problematiky, metody stanovení  $K_s$  a jejich výhody a nevýhody. Dále jsou zde uvedeny metody určení retenčních čar půdních vlhkostí, vlhkostí při odběru, vlhkostí při plném nasycení a objemových hmotností. V praktické části jsou popsána konkrétní řešení jednotlivých cílů této práce, metodika terénního a laboratorního měření  $K_s$  a její vyhodnocování a porovnávání, způsob použití přístrojů pro stanovení retenčních čar a další související hydraulické parametry a jejich vyhodnocování. V kapitole 6 jsou uvedeny výsledky ve formě popisné statistiky, které jsou pro přehlednost doprovázené grafy. V kapitole 7 je podrobně diskutována problematika řešené práce a porovnání práce s jinými autory.

## 2. CÍLE PRÁCE

Hlavním cílem této práce je stanovení hydraulických parametrů nivních půd na experimentální ploše hydrometeorologické stanice Fakulty životního prostředí České zemědělské univerzity v Praze, která se nachází severně od města Příbram u obce Trhové Dušníky.

Dílčí cíle této práce jsou:

- 1) Vyhodnocení časoprostorové změny nasycené hydraulické vodivosti v měřítku malého pozemku v průběhu jednoho roku s využitím terénních i laboratorních metod a jejich porovnání.
- 2) Vyhodnocení časoprostorových změn retenčních čar ve stejném časovém i prostorovém měřítku pomocí laboratorních metod.
- 3) Stanovení souvisejících fyzikálních parametrů půd – pórovitosti, objemové hmotnosti, objemové vlhkosti při odběru a vlhkosti při plném nasycení.

## 3. LITERÁRNÍ REŠERŠE

### 3.1 Časová a prostorová variabilita půd

Při zkoumání půdních parametrů v přírodních podmínkách se často projevuje variabilita, která je do značné míry ovlivněna prostorovou a časovou proměnlivostí. Velikost a celkový význam variability je ovlivněn měřítkem, v němž jsou dané půdní parametry zkoumány (Císlarová, 1989). Tato variabilita se nejvíce projevuje u změn u nasycené hydraulické vodivosti, protože se jedná o dynamický parametr (Fodor et al., 2011). Rezaei et al. (2016) uvádí, že z tohoto důvodu je velice obtížné získat věrohodné reprezentativní hodnoty pomocí terénních i laboratorních metod nebo pomocí počítačového modelování.

Prostorová variabilita je dána rozdílností půdního typu a krajinného pokryvu (Alletto et Coquet, 2009). Časové změny hydraulických vlastností půd jsou nejvíce ovlivněné lidskou činností (Bodner et al., 2013), kdy jsou tyto změny většinou spojeny se způsobem obhospodaření pozemků, např. se zavlažováním a zhutňováním půd těžkou technikou (Zeng et al., 2013). Obecně platí, že nasycená hydraulická vodivost roste s intenzitou hospodaření a také s mírou biologické aktivity (Mubarak et al., 2009).

Přírodní faktory, ovlivňující hydraulické vlastnosti půd, jsou procesy smáčení, sušení, zmrazování a rozmrazování, déšť a biologická aktivita (růst a rozpad kořenů a činnosti půdní fauny) (Schwen et al, 2011; Zeinalzadeh et al, 2011; Hu et al, 2012). Nasycená hydraulická vodivost se obecně při vegetačním období zvyšuje (objemová hmotnost se snižuje) vlivem biologické aktivity. V případě mrazu se může v zimním období zvýšit nasycená hydraulická vodivost v důsledku tvorby mikrotrhlin (Bodner et al., 2008).

### 3.2 Nasycená hydraulická vodivost ( $K_s$ )

#### 3.2.1 Definice

Veličina  $K_s$  v Darcyho rovnici se nazývá nasycená hydraulická vodivost. V základních jednotkách SI má rozměr  $m \cdot s^{-1}$ . Vyjadřuje schopnost proudění kapaliny v půdě, resp. porézním prostředí. Její velikost je závislá na vlastnostech prostředí i na vlastnostech proudění kapaliny (Pavlásek et Jačka, 2014).  $K_s$  je klíčovým parametrem pro modelování pohybu vody, transportních procesů a rozpouštění látek v půdě (Kutílek et Nielsen, 1994).

Podle Valentové (2007) je možné vyjádřit hydraulickou vodivost jako:

$$K_s = \frac{k \cdot \rho \cdot g}{\mu} \quad (3.1)$$

kde  $K_s$  je nasycená hydraulická vodivost,  $k$  je propustnost porézního prostředí,  $\rho$  je hustota kapaliny,  $g$  je gravitační zrychlení a  $\mu$  je dynamická viskozita.

Tabulka 3.1: Orientační hodnoty nasycené hydraulické vodivosti

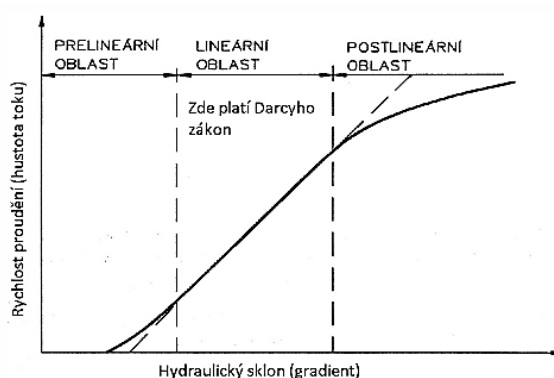
Druh zeminy	Hydraulická vodivost $K_s$ [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ]
Jíl	$< 1 \cdot 10^{-8}$
Písčitá hlína	$< 1 \cdot 10^{-6}$
Hlinitý písek ulehlý	$(1 - 5) \cdot 10^{-6}$
Písek s příměsí jílu	$(1 - 2) \cdot 10^{-6}$
Hlinitý a jemný písek	$(1 - 5) \cdot 10^{-5}$
Hrubozrnný písek	$(1 - 5) \cdot 10^{-4}$
Štěrkopísek	$(2 - 10) \cdot 10^{-4}$
Štěrk	$(1 - 5) \cdot 10^{-3}$

Zdroj: (Valentová, 2007)

### 3.2.2 Omezení platnosti Darcyho zákona

Darcyho zákon je platný pouze, pokud se jedná o lineární oblast proudění.

Obrázek 3.1: Meze platnosti Darcyho zákona



Zdroj: (Jačka, 2014)

Při průsaku vody velmi jemnozrnným materiálem (jílovitý a prachovitý materiál) dochází ke zpomalení až k zastavení pohybu vody, k tzv. prelineárnímu režimu. Vztah mezi rychlostí proudění a hydraulickým gradientem není lineární, tudíž zde neplatí Darcyho zákon. Další místo, kde neplatí Darcyho zákon, je při průsaku velmi

hrubozrnným materiálem. V tomto případě převažují setrvačné síly nad viskózními a přírůstek rychlosti proudění v závislosti na hydraulickém gradientu se snižuje. Tento režim proudění se nazývá postlineární. Pro rozlišení prelineární, lineární a postlineární oblasti proudění se používá Reynoldsovo číslo  $Re$ , které definuje proudění v nasycené zóně (Valentová, 2007).

$$Re = \frac{v \cdot \rho \cdot d}{\mu} \quad (3.2)$$

Kde  $v$  je rychlost proudění kapaliny,  $\rho$  hustota kapaliny,  $d$  efektivní průměr póru nebo efektivní průměr zrna a  $\mu$  dynamická viskozita (Pavlásek et Jačka, 2014).

### 3.2.4 Metody měření $K_s$

Pro stanovení nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$  existují přímé a nepřímé metody. Přímé metody lze rozdělit na laboratorní, které se dále dělí na metody s konstantním a proměnným spádem, a terénní nad hladinou podzemní vody a pod hladinou podzemní vody (Valla et al., 2002). Nepřímými metodami se nasycená hydraulická vodivost určuje ze snáže stanovitelných půdních vlastností, jako je např. textura, objemová hmotnost atd. Určení hodnoty  $K_s$  nepřímými metodami je většinou její nepřesný odhad (Kutílek et al., 2004).

Nasycená hydraulická vodivost  $K_s$  se nejčastěji měří buď na malých vzorcích v laboratoři (Klute et Dirksen, 1986), nebo pomocí různých terénních technik (Angulo-Jaramillo et kol., 2000). Kvůli časové a prostorové variabilitě je obtížné změřit tento parametr (Mallants et kol., 1997). Různé metody často vedou k různým výsledkům. Žádná univerzální metoda pro změření  $K_s$  neexistuje (Dirksen, 1999). Volba vhodné metody závisí na vlastnostech půdy, účelu výzkumu, dostupných zdrojích, časové náročnosti a požadované přesnosti údajů. (Gupta et al., 1993). Bouma (1983) a Banton (1993) také píší, že volba vhodné metody závisí i na typu půdy a vlastnostech území.

Dvě velmi rozšířené metody pro stanovení  $K_s$  jsou Guelphský permeametr a laboratorní permeametr s konstantním spádem (Reynolds et Elrick, 1986). Bagarello et Provenzano (1996) při výzkumu porovnali obě tyto metody a v průměru byl výsledek mezi oběma metodami statisticky významně shodný pouze ve výjimečných případech. Wessolek et al. (1994) se ve výzkumu zmiňuje, že hodnoty z laboratorní metody jsou nižší v porovnání s terénní metodou, ale rozdíly jsou relativně malé. Jačka et al. (2016) ve své studii píše, že průměrné hodnoty získané použitím terénního Guelphského permeamtru, laboratorního permeamtru a infiltračního válce nebyly

statisticky významně rozdílné. Laboratorním permeametrům se získávají mírně vyšší hodnoty než u terénních metod. Z inženýrského hlediska jsou tyto rozdíly nepodstatné.

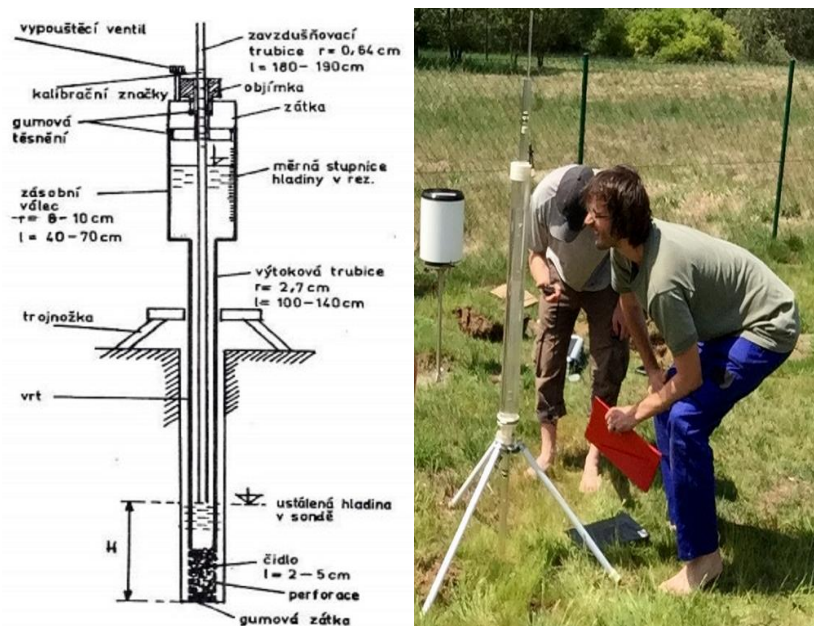
### 3.2.4.1 Terénní metoda

Pro stanovení  $K_s$  v terénních podmínkách nad hladinou podzemní vody se používá Guelphský permeametr, tlakový infiltrometr a výtopové infiltrace. Při měření  $K_s$  v terénu pod hladinou podzemní vody se používá metoda čerpacího pokusu, jednosondová metoda a piezometrická metoda (Kutílek, 1978).

#### Guelphský permeametr

Guelphský permeametr je přístroj, fungující na principu Mariottovy láhve. Přístroj se skládá ze zásobníku vody a perforované výtokové části. Jeho přesný popis uvádí Kutílek et al. (2004).

Obrázek 3.2: Guelphský permeametr a reálné měření v terénu



Zdroj: (Kutílek, 1978)

Guelphský permeametr byl sestaven pro měření  $K_s$  a sorptivity v polním prostředí (Reynolds et Elrick, 1986). Kromě umožnění provádět měření  $K_s$  nad hladinou podzemní vody přímo v terénu, (Reynolds et Elrick, 1985) ještě uvádí následující výhody: přístroj se snadno používá a je ovladatelný jednou osobou; metoda vyžaduje daleko méně času než jiné metody (obvykle 10 minut až 2 hodiny, závisí na typu půdy); objem vody potřebný na měření je malý (v rozmezí 0.25 až 2 litry v závislosti na typu půdy). Elrick et al. (1987) jako další výhodu uvádí, že Guelphský permeametr může být použit i na pomalu propustné půdy pro měření hodnot  $K_s$ , tak nízkých, jako např. 0,0004 cm/h.

Hlavní nevýhodou terénní metody je rozmazání a zhutnění vrtu při vrtání a dotknutí špičky permeamtru spodní části vrtu, to může způsobit snížení hodnoty  $K_s$  (Jačka et al., 2014). Další nevýhodou při používání Guelphského permeamtru v nesoudržných zeminách, jako je např. písek, hrubé písky a štěrkové materiály je, že vrt může být zatížený a dojde k destabilizaci. Tento problém byl vyřešen např. Reynolds a Lewis (2012) pomocí speciálního vrtáku. Gallichand et al. (1990) také píše, že faktorem ovlivňujícím přesnost měření  $K_s$  v terénu může být např. porušení půdní struktury a stěny při vrtání do půdy, které způsobují anizotropii a snížení rychlosti  $K_s$ .

### 3.2.4.2 Laboratorní metoda – laboratorní permeametr

Při laboratorním měření  $K_s$  musí být všechny půdní póry vyplněné vodou, proto je nutné před měřením vzorek půdy pečlivě sytit (Dirksen, 1999). Nasycenou hydraulickou vodivost lze stanovit v laboratoři pomocí permeamtru s konstantním a proměnným spádem (Fodor et al., 2011). Používají se neporušené půdní vzorky, a teoreticky mohou mít libovolnou velikost, které reprezentují dané území (Reynolds, 2008). Obvykle se používají válečky o objemu 100 až 500 cm<sup>3</sup>. Malé vzorkovací objemy mohou způsobovat nízkou reprezentativnost výsledků měření  $K_s$  u heterogenních půd (Kutílek et al., 2004). Hodnota  $K_s$  s přibližně 10<sup>-2</sup> až 10<sup>-7</sup> m/s by měla být měřena s konstantním spádem a málo propustné vzorky s nižší hodnotou  $K_s$  s proměnným spádem (Reynolds, 2008).

Při měření s konstantním spádem se hydraulický spád nemění v čase. Vyjadřuje se dle Darcyho zákona:

$$K_s = \frac{V \cdot L}{A \cdot t \cdot \Delta h} \quad (3.3)$$

kde  $V$  je objem vody proteklé vzorkem,  $A$  je plocha příčného řezu válečku,  $\Delta h$  je rozdíl hydraulických výšek,  $L$  je délka měřeného vzorku a  $t$  je čas, za který natekl objem vody  $V$  (Eijkelkamp, 2013).

Při měření s proměnným spádem se hydraulický spád v čase mění. Vyjadřuje se dle Darcyho zákona:

$$K_s = \frac{a \cdot L}{A \cdot (t_2 - t_1)} * \ln \frac{\Delta h_1}{\Delta h_2} \quad (3.4)$$

kde  $a$  je plocha průřezu vzorku,  $\Delta h_1$  je rozdíl hladin na počátku měření v čase  $t_1$ ,  $\Delta h_2$  je rozdíl hladin měření v čase  $t_2$ ,  $A$  je průřezová plocha držáků vzorků.

Vzhledem k tomu, že doba měření může trvat několik dní za přímého styku vodní hladiny s atmosférou, Eijkelkamp (2013) doporučuje použít korekci výparu a teploty.



Hlavními výhodami laboratorní metody jsou: 1)  $K_s$  je určována dle základní rovnice Darcyho zákona; 2) přesné stanovení a kontrola nad okrajovými podmínkami, např. hydraulickým spádem, teplotou, jedno-dimenzionálním prouděním; 3) vliv uzavřeného vzduchu v pórech je eliminován postupným sycením kvůli vlivu uzavřeného vzduchu (McKenzie et Cresswell 2008). Z těchto důvodů mohou sloužit laboratorní metody jako referenční a odhalit nedostatky jiných metod (Jačka et al., 2014). Podle Pokorné a Zábranské (2008) dáváme pro praktické aplikace vždy přednost stanovení v terénu, laboratorní stanovení na neporušených půdních vzorcích slouží pouze pro hrubou orientaci.

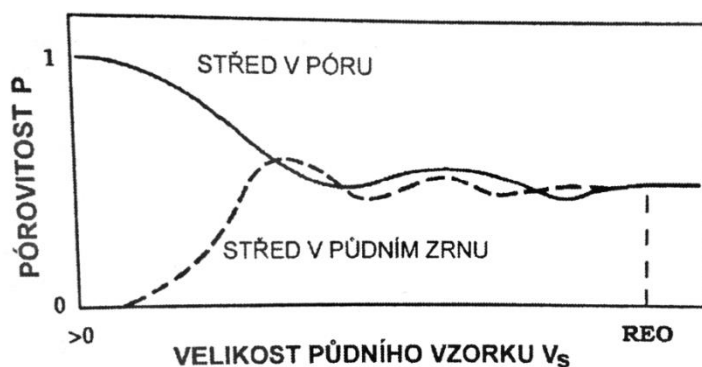
Hlavními nevýhodami laboratorní metody jsou: 1) měření provedené na malých vzorcích, které nemusí správně reprezentovat  $K_s$  terénu kvůli nedostatečné velikosti vzorků (Davis et al., 1999); 2) odebrané vzorky nejsou v přímém kontaktu s okolním prostředím; 3) nežádoucí proudění podél stěny válečku, tento problém se podle Šimek et al. (1990) vyřeší natřením vnitřní strany válečku silikonem; 4) jedno-dimenzionální proudění může být nevhodné pro některé strukturní půdy, kde převažuje boční proudění (Jačka, 2014).

### 3.3 Základní hydraulické parametry půdy a pojmy

#### 3.3.1 Reprezentativní elementární objem

Hydraulické vlastnosti půdy jsou ovlivněny heterogenitou půdního profilu. Při sledování hydraulických vlastností půd se heterogenita mění s variabilitou, a průměrné hodnoty sledované veličiny jsou závislé na velikosti sledového objemu půdy (Jačka, 2014). Objem, při kterém dochází k vyrovnání těchto hodnot, se nazývá reprezentativní elementární objem (Kodešová, 2005). Při tomto objemu se teoreticky neprojevuje lokální heterogenita (McKenzie et Cresswell, 2008).

Obrázek 3.3: Stanovení reprezentativního elementárního objemu



Zdroj: (Kutílek et Nielsen, 1994)

### 3.3.2 Půdní potenciál vody

Potenciál půdní vody je skalární veličina, která nemá směr. Potenciál půdní vody je souhrn silových polí působících na vodu, je to energie potřebná na odtržení, přemístění atd. vodní částičky z místa referenční úrovně, ve které je potenciál roven relativní nule (Kozák et al. 2002). Tzn. energie vztažená na jednotku hmotnosti vody, jednotku objemu nebo jednotku tíhy. Půdní voda je v pohybu díky působení potenciálu půdní vody z míst z vyššího potenciálu na nižší. Pokud je potenciál roven nule, je to rovnovážný stav (Pokorná et Zabranská, 2008).

Celkový potenciál se skládá z několika složek.

$$\Phi = \varphi_g + \varphi_o + \varphi_w + \varphi_a + \varphi_e \quad (3.5)$$

Kde  $\Phi$  je celkový potenciál půdy,  $\varphi_g$  je potenciál gravitační,  $\varphi_o$  je potenciál osmotický,  $\varphi_w$  potenciál vlhkostní,  $\varphi_a$  potenciál pneumatický a  $\varphi_e$  je potenciál zátěžový (Kutílek, 1978).

Způsob měření vlhkostního potenciálu se dělí podle místa měření na laboratorní a polní. K laboratornímu měření se používají podtlakové a přetlakové přístroje, Tempská cela, atd.. Přístroje pro polní měření vlhkostního potenciálu jsou tenzometry a psychrometry (Kodešová, 2005).

### 3.3.3 Pórovitost

Ze základních fyzikálních vlastností půdy je pórovitost považována za nejdůležitější (Lischke et Frank, 1984). Pórovitost je definovaná jako poměr objemu pórů k celkovému objemu zeminy. Objem pórů, jejich tvar a velikost ovlivňují celkový obsah vody v zemině.

$$P = \frac{V_p}{V_s} \quad (3.6)$$

Kde  $P$  je pórovitost,  $V_p$  je objem pórů a  $V_s$  je celkový objem vzorku (Tourková, 1996).

Také lze pórovitost počítat z hodnoty objemové hmotnosti  $\rho_d$  a měrné hmotnosti  $\rho_z$  půdy.

$$P = \frac{\rho_z - \rho_d}{\rho_z} * 100 \quad (3.7)$$

U objemově nestabilních zemin se používá číslo pórovitosti  $e$ , kde  $V_z$  je objem pouze tuhé fáze (Pokorná et Zabranská, 2008).

$$e = \frac{V_p}{V_z} \quad P = \frac{e}{1+e} \quad e = \frac{P}{1-P} \quad (3.8)$$

Z celkového objemu pórů je část pórů volná pro pohyb gravitační vody a část pórů obsahuje vodu vázanou kapilárními a hygroskopickými silami. Poměr tohoto objemu vztaženého k celkovému objemu se nazývá efektivní pórovitost a kapilární pórovitost. Se stoupající velikostí zrna klasického sedimentu obvykle klesá pórovitost, a dále stoupá efektivní pórovitost, naopak kapilární pórovitost klesá (Tourková, 1996).

### 3.3.4 Měrná hustota

Měrná hustota je hmotnost objemové jednotky vysušené zeminy. Hmotnost zjistíme vážením a objem na základě Archimedova zákona v kalibrační nádobce pyknometru.

$$z = \frac{m_z}{V_v} = \frac{m_z}{m_{Pv} - m_z - m_{Ps}} \quad (3.9)$$

Kde  $m_z$  je hmotnost vysušené zeminy,  $m_{Pv}$  je hmotnost pyknometru s vodou,  $m_{Ps}$  je hmotnost pyknometru se suspenzí a  $V_v$  je objem pevné fáze.

### 3.3.5 Objemová hmotnost

Objemová hmotnost  $\rho_d$  je hmotnost objemové jednotky vysušené půdy v přirozeném uložení. Objemová hmotnost se zjišťuje u neporušeného půdního vzorku odebraného do kovového valečku známého objemu.

$$\rho_d = \frac{m_z}{V_c} \quad (3.10)$$

Kde  $m_z$  je hmotnost vysušené zeminy a  $V_c$  je celkový objem (Pokorná et Zabranská, 2008).

## 3.4 Vlhkost půdy

### 3.4.1 Definice půdní vlhkosti

Množství vody v půdě se nazývá půdní vlhkost, a základně se dělí na hmotnostní a objemovou (Kutílek, et al., 1993). Vlhkost půd je důležitým faktorem pro rostlinnou i živočišnou říši.

Hmotnostní vlhkost půdy  $w$  je poměr hmotnosti vody  $m_w$  ke hmotnosti tuhé fáze  $m_z$  půdy:

$$w = \frac{m_w}{m_z} \quad (3.11)$$

Objemová vlhkost půdy  $\theta$  je poměr objemu vody  $V_w$  k objemu vzorku  $V_s$  půdy:

$$\theta = \frac{V_w}{V_s} \quad (3.12)$$

Pro vzájemný přepočítání mezi hmotnostní a objemovou vlhkostí je nutné znát objemovou hmotnost půdy  $\rho_d$  a hustotu vody  $\rho_w$  (Pokorná et Zabranská, 2008):

$$\theta = w * \frac{\rho_d}{\rho_w} \quad \text{nebo} \quad w = \theta * \frac{\rho_w}{\rho_d} \quad (3.13)$$

### 3.4.2 Půdní hydrolimit

Půdní hydroimunity jsou definovány jako hraniční hodnoty vlhkosti, které oddělují kategorie vody v půdním prostředí. Tyto kategorie se nacházejí v určitém intervalu vlhkosti (Prax et al., 2009).

#### Základní druhy hydrolimitů:

Plná vodní kapacita (maximální vodní kapacita) – vlhkost půdy při úplném zaplnění všech pórů vodou, kdy pF hodnota je rovna 0. Polní kapacita – vlhkost, kterou je půda schopna sama zadržet po nasycení. Z profilu půdy odtéká pouze voda gravitační. Nejčastěji se pohybuje v tlakové výšce 330 cm (pF2 - 2.8). Bod snížené dostupnosti – vlhkost půdy, kdy se výrazně snižuje pohyblivost a dostupnost půdní vody pro kořeny rostlin. Nejčastěji se pohybuje v tlakové výšce 500 cm (pF3.1 - 3.5). Bod vadnutí – vlhkost půdy, při které je absorpce vody kořeny nižší než míra redukované transpirace, 99.99 % rostlin nedokáže využít vodu a dochází k vadnutí. Nejčastěji se pohybuje v tlakové výšce 15 000 cm (pF 4.18).

### 3.4.3 Metody měření vlhkosti

Metody měření vlhkosti půdy se rozdělují podle různých kritérií. Dle užití se metody dělí na laboratorní a polní. Dle způsobu odebrání vzorku půdy se dělí na metodu destruktivní (porušené vzorky) a nedestruktivní (neporušené vzorky). Dle způsobu měření se rozlišují metody přímé, kdy měřenou veličinou je množství vody v půdě, a nepřímé, u kterých je měřena určitá fyzikální veličina, která je funkčně závislá na vlhkosti (Kutílek, et al., 1993).

Přímá gravimetrická metoda je dosud nejpoužívanější způsob měření vlhkosti. Důvodem je, že lze přímo stanovit množství vody odstraněné z půdy sušením. Je používána jako standardní postup ve srovnání s jinými metodami. Dále se užívá pro kalibraci měření nepřímých metod (Kutílek, 1978). Nevýhodou této metody je nutnost odběru vzorků, z tohoto důvodu není použitelná pro dlouhodobá stacionární měření. Navíc jsou odebrané vzorky prakticky vždy menší, než by odpovídalo reprezentativnímu elementárnímu objemu, v důsledku toho není možné měřit

časoprostorovou variabilitu vlhkosti. Z těchto důvodů se pro měření vlhkosti používají ještě nepřímé metody, např. metody elektrické, radiometrické a metody dálkového průzkumu Země (Pokorná et Zabranská, 2008).

Nepřímé metody měření půdní vlhkosti jsou hodně využívané ve výzkumu i praktických aplikacích jako alternativa ke gravimetrickému stanovení. Výhody jsou: nepřímé metody jsou nedestruktivní, výsledky měření jsou okamžitě k dispozici, měření je možné provádět opakovaně na stejném místě anebo provádět stacionární měření řízené počítačem. Při kvalitní kalibraci jsou získaná měření dostatečně přesná pro většinu aplikací. Kalibrace se provádí vždy srovnáním s gravimetrickým stanovením vlhkosti půdy. Dvě v současnosti velmi používané metody nepřímého měření vlhkosti půdy jsou TDR (Time Domain Reflektometry) a FDR (Frequency Domain Reflektometry). Nevýhody těchto metod jsou: vyšší pořizovací cena a omezené možnosti použití v silně zasolených půdách a v půdách s vysokou elektrickou vodivostí (Dirksen, 1999).

### 3.5 Retenční čára půdní vlhkosti RETC

#### 3.5.1 Definice RETC

Retence vody, nebo zásoba vody v půdě, je výsledkem přitažlivých sil mezi pevnou a kapalnou fází, tyto síly umožňují půdě zadržet vodu navzdory gravitaci, výparu a čerpání kořeny rostlin (Bajtes, 1996). Je to graficky zobrazený vztah mezi vlhkostí půdy a vlhkočním potenciálem (sacím tlakem nebo příp. tlakovou výškou). Průběh retenční křivky je závislý na poměru kapilárních pórů, struktuře, objemové hmotnosti, obsahu humusu a mineralogickém a zrnitostním složení půdy. Proto je nutné stanovovat retenční čáru pro každý typ půdy zvlášť a nelze její průběh přejímat z jiných měření (Hillel, 1998). Vzhledem k rozsahu vlhkočního potenciálu je graf často zobrazován v semilogaritmickém měřítku a vlhkoční potenciál je vyjádřen v hodnotách logaritmu sacího tlaku. Proto je označována jako pF čára. Retenční čáry lze stanovit v terénu nebo častěji v laboratoři (Pokorná et Zabranská, 2008).

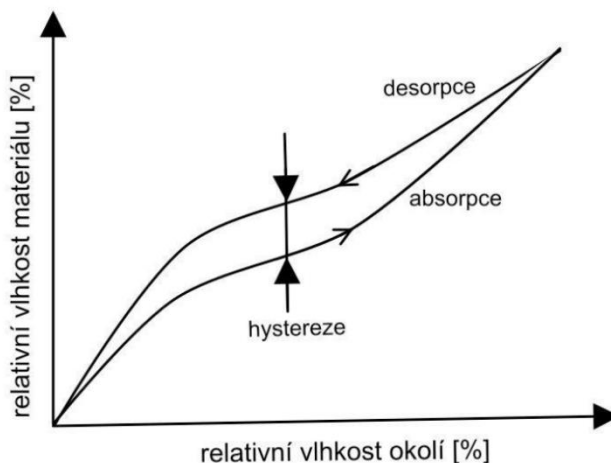
Tabulka 3.2: Přehled metody stanovení RETC

Laboratorní metoda	Terénní metoda
Podtlakové přístroje: >Pískový a Kaolinový tank	Čidla na měření vlhkosti: >TDR senzory >Neutronové a kapacitní sondy
Přetlakové přístroje: >Přetlakové aparáty	
Kombinace přetlak a podtlak: >Tempská cela	Čidla na měření sací tlak: >Tenzometr

### 3.5.2 Hystereze

Retenční čáry půdní vlhkosti podléhají hysterezi. Průběh křivky při odvodňování původně vlhké půdy (desorpce) je rozdílný oproti průběhu křivky pro zvlhčování půdy za suchého stavu (absorpce; viz Obr. 3.4). Hystereze je způsobena především vlivem uzavíratelného vzduchu nebo vody ve slepých pórech, proměnlivostí průřezu pórů a rozdílnou hodnotou smáčecího úhlu při pohybu kapaliny na suchém povrchu a na zvlhčeném (Kutílek, 1978). Velikost hystereze závisí na zrnitostním složení, ovlivňuje rozdělení pórů a tím i velikost hysterezních efektů. U hrubozrnných materiálů se projevuje více než u materiálů jemnozrnných. Při měření bodů retenční čáry na pískovém tanku a přetlakovém přístroji se vyšetřuje pouze odvodňovací větve retenční čáry a vliv hystereze se zanedbává.

Obrázek 3.4. Hystereze retenční čáry

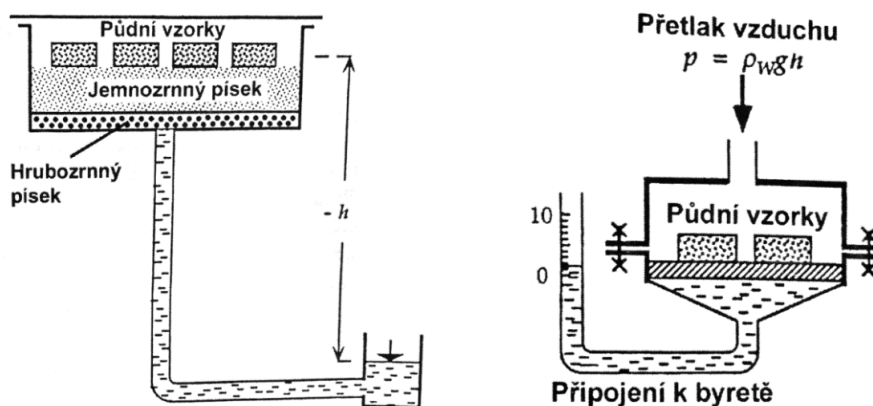


Zdroj: (Kutílek, 1978)

### 3.5.3 Laboratorní metody

Vlhkostní potenciál lze v laboratoři stanovit podtlakovými a přetlakovými přístroji. Podtlakový přístroj pro nižší potenciál je pískový tank (viz Obr. 3.5). Přístroj se skládá z kontejneru vyplněného dvěma vrstvami písku, hadiček a nádob na vodu. Drenážní křivky jsou na neporušených půdních vzorcích stanoveny tak, že jsou vzorky půdy nejdříve nasyceny na hodnotu objemové vlhkosti blízké nasycení a poté jsou umístěny do kontejneru, v několika postupných tlakových krocích daných polohou nádoby s vodou jsou drénovány vždy do ustáleného stavu. Body retenčních čar jsou zajištěny gravimetricky a odpovídají tlakovým výškám pro nastavenou hodnotu podtlaku. Přetlakový přístroj pro vyšší potenciál - přetlakový aparát (viz Obr. 3.5), na rozdíl od podtlakového přístroje využívá přetlak pomocí kompresoru s regulátorem tlaku.

Obrázek 3.5: Schéma pískového tanku (vlevo) a přetlakového aparátu (vpravo)



Zdroj: (Kodešová, 2005)

Univerzální přístroj v laboratoři pro stanovení retenčních čar je Tempská cela, která funguje na podtlak i přetlak. A další možnou metodou je test kapilárního vztlínání. Nevýhodou této metody je, že vzorky půdy jsou porušeny a je vhodná pouze pro písčité nestruturní materiály (Kodešová, 2005).

### 3.5.4 Terénní metody

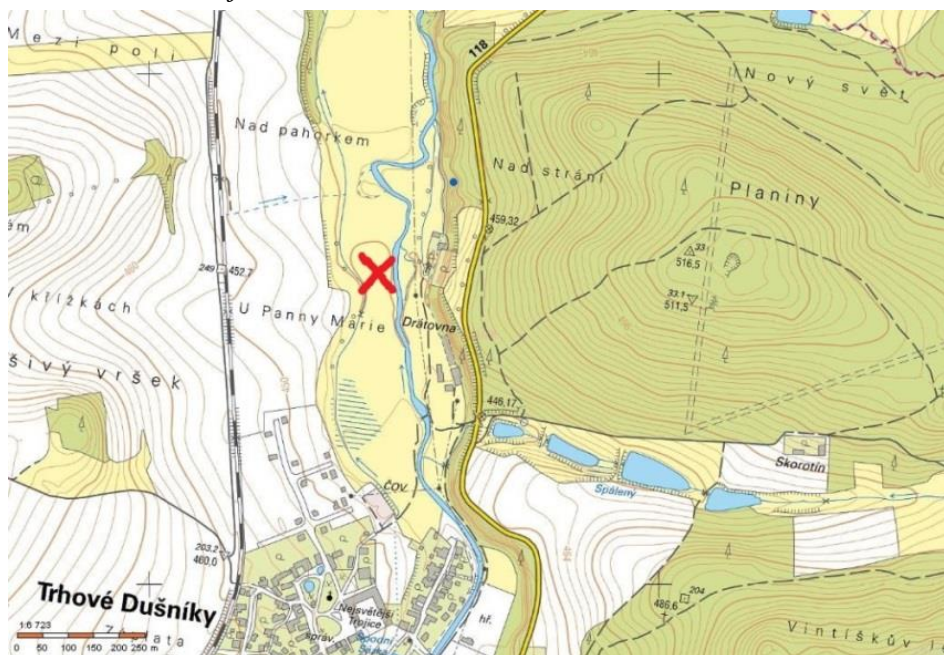
Principem terénního stanovení je současně měření objemové vlhkosti půdy a vlhkostního potenciálu. Při měření potenciálu v terénu se obvykle předpokládá, že složky pneumatická a zátěžová jsou zanedbatelné a měří se pouze vlhkostní potenciál. U této metody je třeba předpokládat, že u obou veličin byla změřena v jednom bodě. Na měření je nutno používat dvou odlišných přístrojů a měření je také zatíženo vlivem prostorové variability (Pokorná et Zabranská, 2008).

## 4. CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

### 4.1 Zeměpisné, geologické a pedologické poměry

Hydrometeorologická stanice FŽP CZU s rozlohou 144 m<sup>2</sup> se nachází na levém břehu řeky Litavky, 735 m severně od městského úřadu obce Trhové Dušňíky (kód: 598429) v okrese Příbram, ve Středočeském kraji. GPS souřadnice jsou 49.7201750 N, 14.0129219E (ČÚZK, 2017).

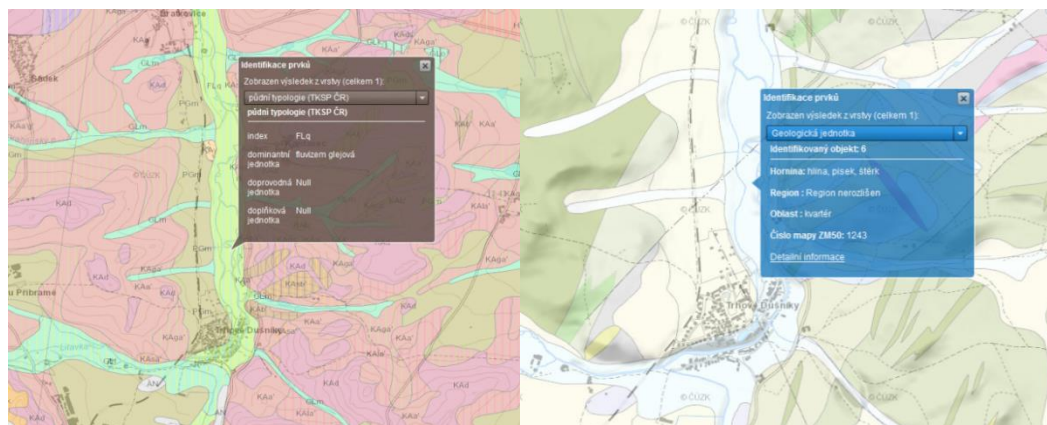
Obrázek 4.1: Umístění zájmového území



Zdroj: (ČÚZK, 2017)

Z hlediska geomorfologického členění je daná oblast součástí provincie Česká vysočina, subprovincie Poberounská, oblast Brdská, vrchovina Brdská. Typy hornin: sediment nezpevněný, zrnitost: hlína, písek a štěrk, jedná se o fluvizem dle Taxonomický klasifikační systém půd ČR (2017).

Obrázek 4.2: Půdní mapa (vlevo) a geologická mapa (vpravo) 1:50000



Zdroj: (ČGS, 2017)



V listopadu 2014 byl proveden zrnitostní rozbor v hloubce 10 až 30 cm. Hustoměrnou metodou byla určena křivka zrnitosti pro půdní vzorky a procentuální zastoupení jemnozeme (jílu, prachu a písku) a skeletu. Na základě zatřídění jednotlivých půdních frakcí byla provedena klasifikace půdy pomocí Trojúhelníkového diagramu zrnitostních tříd USDA a jedná se o písčitohlinitou půdu.

Obrázek 4.3: Půdní profil zájmového území (vpravo)

Tabulka 4.1: Procentuální zastoupení částic v jemnozemi

Rozmezí	Částice	[%]
< 2 $\mu$ m	jíl	8.7 $\pm$ 1.0
2-50 $\mu$ m	prach	34.8 $\pm$ 4.3
0.05-2 mm	písek	56.5 $\pm$ 4.4
$\Sigma$ =		90.8 $\pm$ 4.2

Zdroj: (Jačka, 2014)



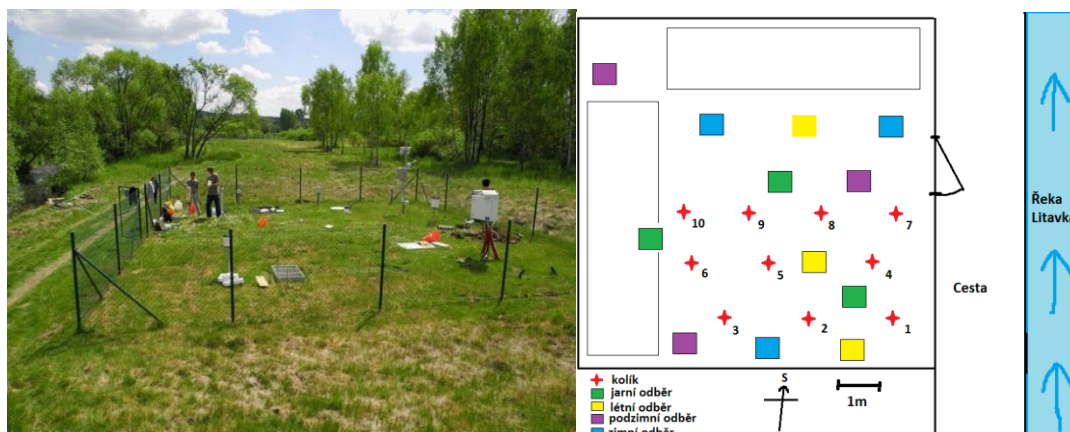
## 4.2 Klimatické a vegetační podmínky zájmového území

Hydrometeorologická stanice se nachází na území klimatické podoblasti B5 mírně teplá, mírně vlhká až vlhká, vrchovinná s ročním průměrem srážek 650 až 750 mm a průměrnou roční teplotou kolem 7 °C. V klimatickém členění území státu dle Quitta spadá tato část řešeného území do mírně teplé oblasti do okrsku MT7 (SISPO, 2017). Vegetační podmínky jsou zde polosečná nivní louka (viz Obr. 4.4).

## 4.3 Vizualizace zájmového území

Podrobnější popis rozmístění Guelphského permeamtru a místa vzorkování, viz kap. 5.1 Návrh řešení experimentu.

Obrázek 4.4: Vegetační podmínky a schéma rozmístění kolíků a místo vzorkování



## 5. METODIKA

### 5.1 Návrh řešení experimentu

Terénní měření  $K_s$  a odběry vzorků byly provedeny ve čtyřech časových krocích: v květnu 26. 5. 2016, v červenci 21. 7. 2016, v září 19. 9. 2017 a v listopadu 25. 11. 2016. Termíny vzorkování byly takto navrženy z důvodu zachycení časové variability v průběhu roku.

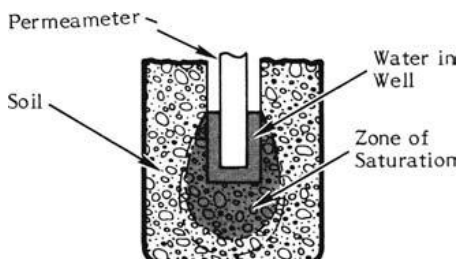
Pro stanovení  $K_s$  terénní metodou (Guelphský permeametr) bylo vzorkováno v blízkosti 10 kolíků (u každého kolíku bylo provedeno 1 měření v každém časovém kroku). Kolíky byly pravidelně rozmístěny po ploše zájmového území (viz Obrázek 9). Měření u 10 kolíků v každém časovém kroku byla provedena vždy v průběhu jednoho dne pro eliminaci časové variability v časovém kroku a zachycení variability prostorové. Vrt byl při každém měření navrtán nový a vzájemná minimální vzdálenost vrtů byla navržena na 40 cm. U každého kolíku byly tedy provedeny čtyři vrty (jeden v květnu, jeden v červenci, jeden v září a jeden v listopadu).

Pro laboratorní stanovení  $K_s$ , bodů retenčních čar a doplňujících fyzikálních parametrů půd (objemová vlhkost při odběru, objemová vlhkost při plném nasycení a objemová hmotnost) byla lokálně navržena tři odběrná místa pro odběr neporušených vzorků. Vzorkování proběhlo v hloubce 20, 40 a 60 cm ve stejných časových krocích jako terénní měření, tzn. květen, červenec, září, listopad. V květnu bylo vzorkováno pouze za účelem stanovení objemové hmotnosti a vlhkosti při odběru z důvodu obsazené kapacity laboratoře.

Laboratorní část výzkumu byla provedena na vzorcích odebraných v průběhu terénních měření  $K_s$  v laboratoři Katedry vodního hospodářství a environmentálního modelování FŽP ČZU v Praze.

Pro porovnání  $K_s$  mezi laboratorní a terénní metodou byly zvoleny odebrané vzorky v hloubce 40 cm (laboratorní metoda), protože střed saturované zóny při měření Guelphským permeametrem (terénní metoda) byl také přibližně v hloubce 40 cm.

Obrázek 5.1: Saturovaná zóna kolem vrtu



Zdroj: (Eikelkamp, 2011)

## 5.2 Statistické řešení experimentu

Datové soubory byly otestovány na normalitu pomocí Shapiro-Wilk testu. U hodnot  $K_s$  byla normalita zamítnuta a u dalších sledovaných charakteristik (objemová vlhkost při odběru, objemová vlhkost při plném nasycení a objemová hmotnost) byla přijata. Hodnoty  $K_s$  byly transformovány logaritmickou transformací a pro tato data byla hypotéza o normálním rozdělení přijata.

Pro stanovení významnosti vlivu časoprostorové variability  $K_s$ , RETC, objemové vlhkosti při odběru, objemové vlhkosti při plném nasycení a objemové hmotnosti byl na datech, u kterých byla přijata hypotéza o normalitě použit ANOVA test. Nulová hypotéza ANOVA testu je následující: Skutečný rozdíl v průměrech je nulový. Pokud byla nulová hypotéza zamítnuta (tzn. přijata alternativní hypotéza = byly nalezeny statisticky významné odchylky v průměrech = faktor časové variability je významný), pak byl použit TukeyHSD test. Statistické porovnání průměru bylo provedeno na hladině významnosti 0.05 v prostředí R software.

Pro statistické řešení časoprostorové variability  $K_s$  terénní metodou byla  $K_s$  porovnána ve čtyřech časových krocích: v květnu, v červenci, v září a v listopadu. Pro statistické řešení časoprostorové variability  $K_s$  laboratorní metodou byl použit stejný způsob jako terénní metodou (bez května z důvodu obsazené kapacity laboratoře). Pro zjištění statistické odlišnosti  $K_s$  mezi terénní a laboratorní metodou byla vzájemně porovnávána  $K_s$  z laboratorních a terénních měření ve třech časových krocích: v červenci, v září a v listopadu.

Objemové vlhkosti při odběru a objemové hmotnosti byl spočítán průměr a směrodatná odchylka z hloubky 20, 40 a 60 cm. Následně byly tyto doplňující fyzikální parametry porovnávány časoprostorovou variabilitou: 1) V hloubce 20 cm ve čtyřech časových krocích. 2) V hloubce 40 cm ve čtyřech časových krocích. 3) V hloubce 60 cm ve čtyřech časových krocích. Objemová vlhkost při plném nasycení byla vyřešena stejným principem, ale pouze ve třech časových krocích.

Pro řešení časoprostorové variability retenční čáry půdní vlhkosti byl spočítán průměr, směrodatná odchylka a koeficient variace objemové vlhkosti v tlakové výšce  $pF_0$ ,  $pF_2$ ,  $pF_{2.7}$ ,  $pF_3$  a  $pF_{4.18}$  z hloubky 20, 40 a 60 cm ve třech časových krocích. Následně byly retenční čáry půdní vlhkosti porovnávány časoprostorovou variabilitou: 1) V hloubce 20 cm. 2) V hloubce 40 cm. 3) V hloubce 60 cm.

### 5.3 Měření $K_s$ Guelphským permeametrem

Pro měření terénních hodnot nasycené hydraulické vodivosti byl používán Guelphský permeametr verze 09.07 od společnosti Eijkelkamp a upravený Guelphský permeametr. Jednotlivé postupy a řešení jsou kompletně popsány v manuálu od odborného výrobce Eijkelkamp. Pro vrtání byly použity speciální ostré vrtáky, vrtalo se pomalu a po malých kusech, aby byly maximálně eliminovány nejčastější chyby terénních metod (kap. 3.2.4).

Konkrétně byly podstoupeny následující kroky:

- 1) Sestavení Guelphského permeamtru podle manuálu od výrobce Eijkelkamp.
- 2) Použití speciálního profesionálního vrtáku pro navrtání vrtu pro Guelphský permeametr (Eijkelkamp) v hloubce 30 až 40 cm o průměru vrtu 5.5 cm a byla udržovaná konstantní výška výtopu 10 cm. A pro upravený Guelphský permeametr v hloubce 35 až 40 cm o průměru vrtu 6 až 6.5 cm byla udržovaná konstantní výška výtopu 16.5 cm.
- 3) Zaznamenávání poklesu hladiny v zásobníku pomocí měřítka, které je nalepené na vnější straně zásobníku za časovou jednotku poklesu hladiny na zvoleném úseku pro určení rychlosti vsakování.
- 4) Vyhodnocení  $K_s$  v Excelu (viz kap. 5.4).

### 5.4 Vyhodnocování měření Guelphským permeametrem

Pro výpočet  $K_s$  byl používán program Excel 2010 od firmy Microsoft.  $K_s$  se vypočítá z naměřené hodnoty ustálené rychlosti poklesu hladiny v zásobníku  $i_{cg}$  podle následujícího vzorce (Reynolds, 2008):

$$K_s = \frac{C_w i_{cg} A_g}{2\pi h_g^2 + C_w \pi r_g^2 + 2\pi h_g / sn} \quad (5.1)$$

Kde  $i_{cg}$  je rychlost poklesu hladiny v zásobníku,  $A_g$  je vnitřní průřezová plocha GP,  $h_g$  je výška výtopu ve vrtu,  $r_g$  je poloměr vrtu,  $sn$  je sorpční číslo, které bylo nastaveno na  $0,12 \text{ cm}^{-1}$  (viz Tabulka 3.1 str. 8 manuál od Eijkelkamp),  $C_w$  je bezrozměrný tvarový parametr vrtu.

Výpočetní vzorec pro  $C_w$  byl podle Zhang et al. (1998):

$$C_w = \left( \frac{\frac{h_g}{r_g}}{22.074 + 0.093 \frac{h_g}{r_g}} \right) \exp 0.754 \quad (5.2)$$

Vzhledem k mírné fluktuaci rychlosti poklesu hladiny v zásobníku  $i_{cg}$  byla hodnota  $K_s$  zprůměrovaná z posledních tří měřených hodnot (Jačka, 2014).

## 5.5 Odběr neporušených vzorků

Neporušený půdní vzorek slouží k určení základních hydraulických vlastností půdy. Neporušený znamená, že půda se nachází ve svém přirozeném uložení (Bátková et al., 2013). Vzorky byly odebírány v hloubce 20, 40 a 60 cm. K odběru byly používány Kopeckého válečky o výšce 4.05 cm a objem 100 cm<sup>3</sup> od firmy Eijkelkamp. Vzorky musí být odebírány v neporušeném stavu a válečky musí být do půdy vtlačovány přes ocelový nástavec.

Konkrétně byly podstoupeny následující kroky (viz Obr. 5.3):

- 1) Tlačení nástavce s válečkem pomocí kladiva do dostatečné hloubky půdy, přičemž se musí dávat pozor, aby nebyla půda pod válečkem stlačována.
- 2) Odstranění okolní zeminy a její následné horizontální vyrýpnutí pod dnem válečku.
- 3) Opatrné přetočení válečku s přebytečnou zeminou o 180 stupňů a odstranění přebytečné zeminy z obou stran.
- 4) Uzavření válečku se zeminou plastovými víčky a okamžité zvážení hmotnosti.
- 5) Zapsání hmotnosti, místa odběru a hloubky do formuláře.
- 6) Uchování odebraných vzorků do chladicího boxu.

*Obrázek 5.3: Odběr neporušených vzorků*





## 5.6 Měření neporušených vzorků laboratorním permeametrem

Pro měření  $K_s$  laboratorní metodou byl používán laboratorní permeametr typu 09.02 od firmy Eikejlkamp. V laboratorním permeamtru může být každý vzorek spočítán s konstantním i proměnným spádem, nezávisí na ostatních vzorcích.

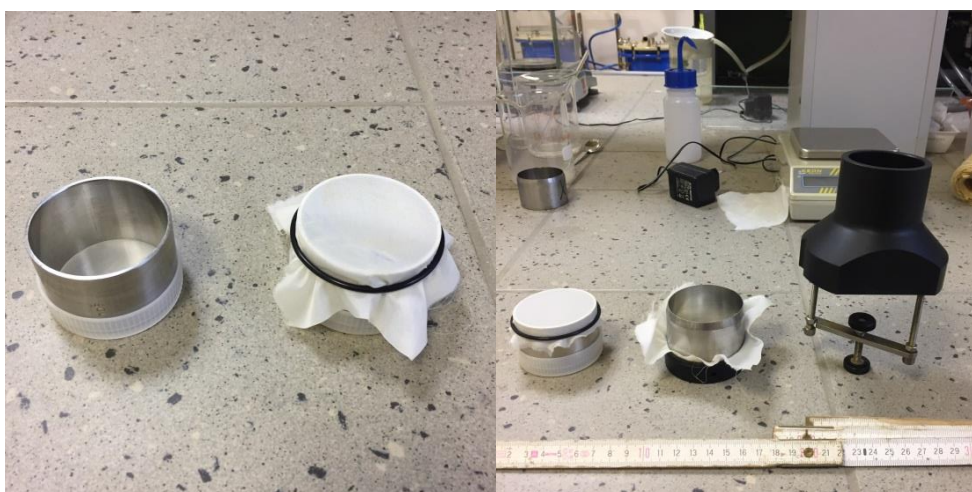
Obrázek 5.4: Laboratorní permeametr



Konkrétně byly podstoupeny následující kroky:

- 1) Přichystání laboratorního permeamtru k měření podle manuálů Eikejlkamp.
- 2) Odstranění víčka z tupé strany válečku, následné očištění válečku, nasazení hydrofilní gázy na jeho tupou stranu a její připevnění gumičkou. Obrácení válečku sítkem dolů a odstranění druhého víčka. Zvážení obou víček. Následné umístění válečku s ostrou stranou nahoře do držáku a jeho utěsnění, aby se předešlo jeho vypadnutí z držáku (viz Obr. 5.5).

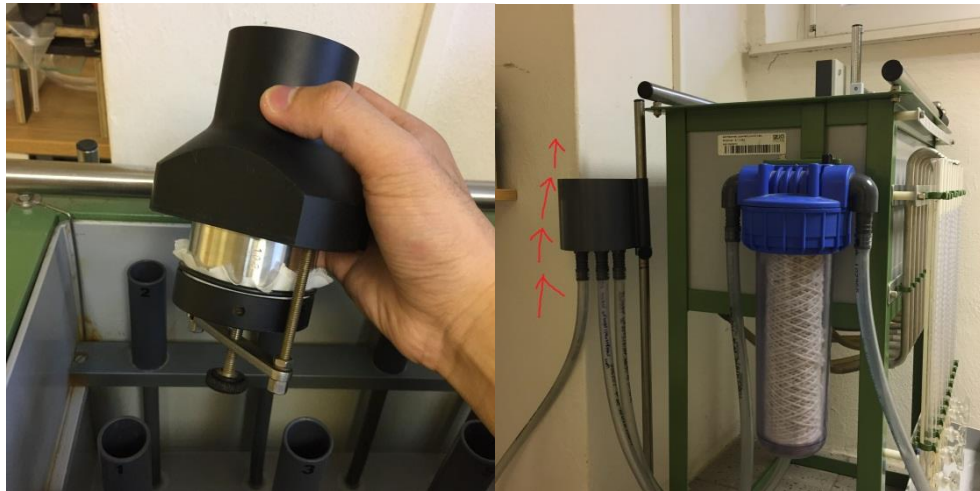
Obrázek 5.5: Váleček, gáza a držák



- 3) Umístění držáku se vzorkem do laboratorního permeamtru (viz Obr. 5.6), ve kterém proběhne proces sycení. Postupné zvyšování hladiny, dokud vnější hladina držáku nedosáhne 4 cm. Frekvence zvýšení hladiny je přibližně 1 cm za 6

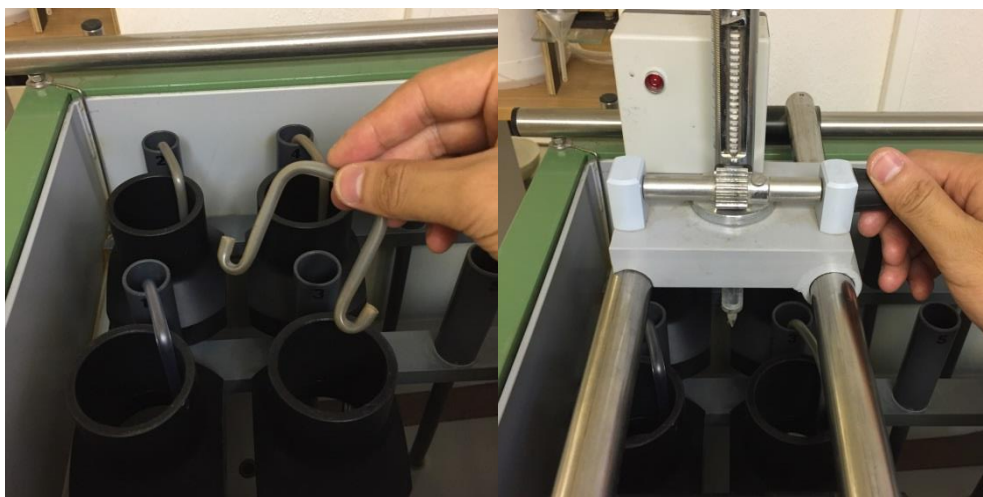
hodin a proces sycení trvá až 2 dny.

*Obrázek 5.6: Umístění držáku v permeamtru*



- 4) Rychlost zvyšování hladiny dosycovaných vzorků by měla přesahovat 1 cm za den, pokud toto nepřesáhne, bude se počítat s proměnným spádem (viz kap. 5.7).
- 5) Změření teploty vody a přiložení plastové násosky (viz Obr. 5.7) a následné čekání na stabilizaci hladiny syceného vzorku. Je důležité, aby v násosce nebyla vzduchová bublina. Zkontrolování vnitřní a vnější hladiny. Uzavření kohoutu u kyrety a zaznamenání proteklého objemu vody za časovou jednotku.
- 6) Druhé měření se měří hodinu po prvním měření a třetí měření zhruba po následujících 12 hodinách. Vždy před měřením znovu změřit teplotu vody, stav hladiny a zaznamenat aktuální čas.

*Obrázek 5.7: Umístění plastové násosky a měření hladin*



## 5.7 Vyhodnocování neporušených vzorků laboratorním permeametrem

### 5.7.1 Laboratorní permeametr s konstantním spádem

Hodnoty  $K_s$  byly vypočítávány z měřeného proteklého objemu vody za časovou jednotku na základě upraveného Darcyho zákona:

$$K_s = \frac{V \cdot L}{A \cdot t \cdot \Delta h} \quad (5.3)$$

kde  $V$  je objem vody proteklé vzorkem,  $A$  je plocha příčného řezu válečku,  $\Delta h$  je rozdíl hydraulických výšek,  $L$  je délka měřeného vzorku a  $t$  je čas, za který natekl objem vody  $V$  (Eijkelkamp, 2013). Další technické parametry jsou velmi podrobně popsány v manuálech. Konečná hodnota  $K_s$  byl vypočítána jako průměr z prvních a druhých měření, třetí měření bylo vyřazeno kvůli kolmotaci.

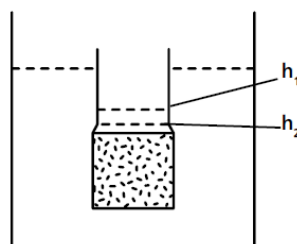
### 5.7.2 Laboratorní permeametr s proměnným spádem

Konkrétně byly podstoupeny následující kroky:

- 1) Pokud hladina dosycených vzorků nepřesáhne 1 cm za den, měří se s proměnným spádem a musí se zajistit, aby hladina sycených vzorků byla vyšší než  $h_2$  (viz Obr. 5.8).
- 2) Zaznamenání aktuálního času a stavu obou hladin, za zhruba 4 až 8 hodin opětovné změření hladin sycených vzorků.
- 3) Pokud neproběhne žádná změna sycených vzorků, budou definovány jako nepropustné nebo porušené.

Obrázek 5.8: Schéma umístění vzorku v permeametru

a surface of cross section of sample ring or ring holder



A surface of cross section of sample in cm<sup>2</sup>

Zdroj: (Eijkelkamp, 2011)

Při měření s proměnným spádem se hydraulický spád v čase mění. Vyjadřuje se dle Darcyho zákona:

$$K_s = \frac{a \cdot L}{A \cdot (t_2 - t_1)} * \ln \frac{\Delta h_1}{\Delta h_2} \quad (5.4)$$

kde  $a$  je plocha průřezu vzorku,  $\Delta h_1$  je rozdíl hladin na počátku měření v čase  $t_1$ ,  $\Delta h_2$  je rozdíl hladin měření v čase  $t_2$ ,  $A$  je průřezová plocha držáků vzorků.



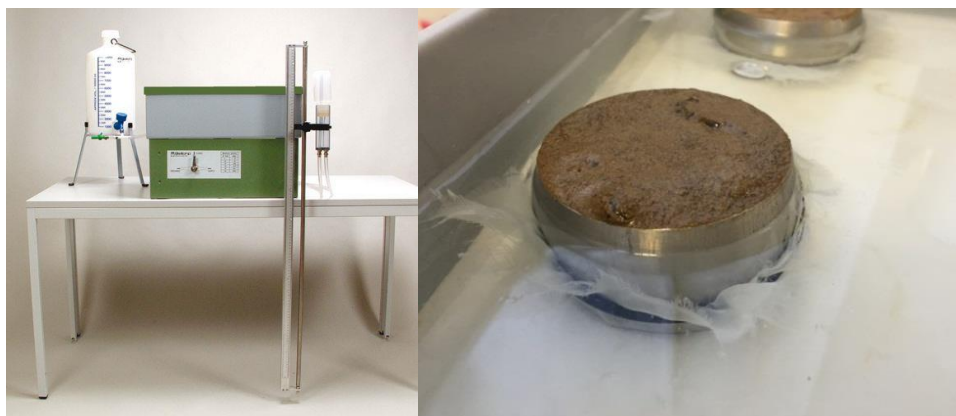
## 5.8 Stanovení retenční čáry půdní vlhkosti

Pro stanovení retenční čáry půdní vlhkosti byl používán přístroj Pískový tank 08.01 pro pF 0 - 2.0, Písko/kaolinový tank 08.02 pro pF 2.0 - 2.7, Přetlakový aparát 1600 pro pF 3.0 - 3.47 a Přetlakový aparát 1500F2 pro pF 4.18, všechny přístroje jsou od firmy Eijkelkamp.

Konkrétně byly podstoupeny následující kroky:

- 1) Přípravení Pískového tanku podle manuálu od Eijkelkamp.
- 2) Odstranění víčka z tupé strany válečku, pečlivé očištění válečku, nasazení hydrofilní gázy na jeho tupou stranu a její připevnění gumičkou. Obrácení válečku sítkem dolů a odstranění druhého víčka. Zvážení obou víček.
- 3) Vložení válečků se vzorky do Pískového tanku, nastavení pF 0 a zapnutí tlačítka CHARGE - napumpovat vodu až ke krku válečku (viz Obr. 5.9). Při přiložení vždy lehce tlačít vzorky, aby byly fyzicky kontaktovány s pískovým podkladem.

*Obrázek 5.9: Pískový tank a nasycené vzorky*



*Zdroj: (Eijkelkamp, 2016a)*

- 4) Za týden zvážit nasycené vzorky. Při vážení vždy nechat vzorky nakapat 5 sekund a pak položit na sklíčko, zvážit a vrátit zpět do Pískového tanku. Nastavit pF na 0.4 (snížit hydraulický potenciál). Přepnout na DISCHARGE.
- 5) Za týden zvážit nasycené vzorky a nastavit pF na 1.0.
- 6) Za týden zvážit nasycené vzorky a nastavit pF na 1.5.
- 7) Za týden zvážit nasycené vzorky a nastavit pF na 1.8.
- 8) Za týden zvážit nasycené vzorky a nastavit pF na 2.0.
- 9) Za týden zvážit nasycené vzorky, přemístit do písko/kaolinového tanku a nastavit pF na 2.3.
- 10) Za týden zvážit nasycené vzorky, přemístit do písko/kaolinového tanku a nastavit pF na 2.7.
- 11) Za 14 dnů zvážit nasycené vzorky, přemístit do přetlakového aparátu 1600 a nastavit pF na 3.0

- 12) Za tři týdny zvážit nasycené vzorky a nastavit pF na 3.47.
- 13) Za měsíc zvážit nasycené vzorky, přemístit do přetlakového aparátu 1500F2 a nastavit pF na 4.18.
- 14) Za měsíc zvážit nasycené vzorky a vložit vzorky do sušárny při 105 °C minimálně na 24 hodin pro zjištění další hydraulických parametrů.

*Obrázek 5.10: Písko/kaolinový tank (vlevo) a Přetlakové aparáty (vpravo)*



*Zdroj: (Eijkelkamp, 2016b)*

## 6. VÝSLEDKY

### 6.1 Výsledné hodnoty Ks

Měřené hodnoty Ks jsou uvedeny v příloze 1 a 2.

#### 6.1.1 Terénní metodou

Z tabulky 6.1 je patrné, že průměrně vyšší hodnoty Ks terénní metodou se vyskytují v letních měsících a to v červenci  $1.16\text{E-}05$  m/s a v září  $1.27\text{E-}05$  m/s. Tyto hodnoty jsou téměř dvojnásobně vyšší než v květnu  $5.87\text{E-}06$  m/s a trojnásobně vyšší než v listopadu  $4.03\text{E-}06$  m/s. Mezi jednotlivými měsíci byly dle ANOVA testu ( $p = 0.028$ ) zjištěny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách. Ale TukeyHSD test neukázal statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci (viz Tab. 6.2). Nulová hypotéza nebyla zamítnuta jako u ANOVA testu, přičemž příčinou je konzervativnost testu. Konzervativní v tomto případě znamená, že TukeyHSD test v porovnání s ANOVA testem s nižší pravděpodobností odmítne nulovou hypotézu. Větší rozdíl podle TukeyHSD testu se objevuje mezi zářím a listopadem, zářím a květnem a listopadem a červencem.

Tabulka 6.1: Popisná statistika hodnot Ks měřených terénní metodou v hloubce 40 cm

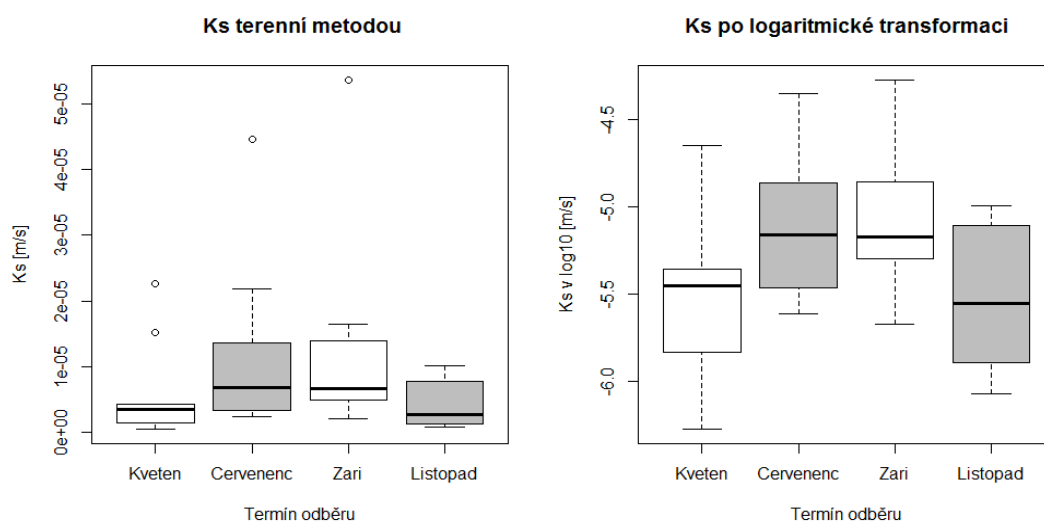
[m/s]	Květen	Červenec	Září	Listopad
Minimum	5.30E-07	2.44E-06	2.13E-06	8.45E-07
Maximum	2.26E-05	4.45E-05	5.36E-05	1.02E-05
Medián	3.55E-06	6.89E-06	6.73E-06	2.83E-06
Průměr	5.87E-06	1.16E-05	1.27E-05	4.03E-06
Směr. odchylka	7.22E-06	1.30E-05	1.51E-05	3.34E-06
Koef. variace	1.23E+00	1.12E+00	1.18E+00	8.30E-01

Tabulka 6.2: Hodnocení pomocí TukeyHSD testu

Tukey multiple comparisons of means 95% family-wise confidence level				
	diff	lwr	upr	p adj
Květen-Červenec	0.374	-0.131	0.879	0.209
Listopad-Červenec	0.42	-0.085	0.925	0.132
Září-Červenec	-0.047	-0.553	0.458	0.994
Listopad-Květen	0.046	-0.459	0.551	0.995
Září-Květen	-0.422	-0.927	0.084	0.13
Září-Listopad	-0.468	-0.973	0.038	0.078

Pro přehlednost byla popisná statistika hodnot  $K_s$  měřených terénní metodou v hloubce 40 cm znázorněna v boxplotu (viz Obr. 6.1). Střední “krabicová” část diagramu je shora ohraničena 3. kvantilem, zespodu 1. kvantilem a mezi nimi se nachází linie vymežující medián. Linie vycházející ze střední části diagramu kolmo nahoru a dolů vyjadřující variabilitu dat pod prvním a nad třetím kvantilem. Jako jednotlivé body to jsou odlehle hodnoty (outliery).

Obrázek 6.1: Graficky zobrazená popisná statistika hodnot  $K_s$  měřených terénní metodou v hloubce 40 cm



### 6.1.2 Laboratorní metoda

Z tabulky 6.3 je vidět, že v hloubce 20 cm byla naměřena nejvyšší  $K_s$  v listopadu  $2.49E-05$  m/s a je o 3.5 krát vyšší než v září  $7.06E-06$  m/s a 3 krát vyšší než červenci  $8.15E-06$  m/s. Podle ANOVA testu ( $p = 0.04$ ) byl nalezen statisticky významný rozdíl v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci. Dle TukeyHSD testu statisticky významný rozdíl se objevuje mezi listopadem a červencem.

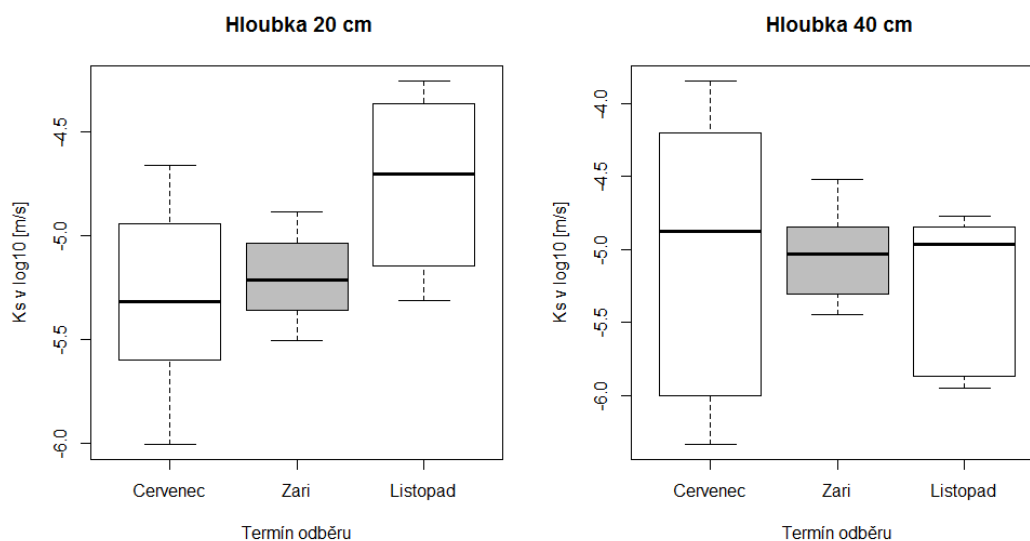
V hloubce 40 cm byla nejvyšší  $K_s$  naměřená v červenci  $4.16E-05$  m/s a je 3.5 krát vyšší než v září  $1.18E-05$  m/s a 4 krát vyšší než listopadu  $1.03E-05$  m/s. Podle ANOVA testu ( $p = 0.84$ ) nebyl nalezen statisticky významný rozdíl v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci.

Tabulka 6.3: Popisná statistika hodnot  $K_s$  laboratorní metodou

[m/s]	20 cm			40 cm		
	Červenec	Září	Listopad	Červenec	Září	Listopad
Minimum	9.87E-07	3.13E-06	4.86E-06	5.24E-07	4.12E-06	1.37E-06
Maximum	2.17E-05	1.30E-05	5.54E-05	1.50E-04	2.78E-05	1.90E-05
Medián	4.78E-06	6.34E-06	1.97E-05	1.77E-05	9.47E-06	1.26E-05
Průměr	8.15E-06	7.06E-06	2.49E-05	4.16E-05	1.18E-05	1.03E-05
Směr. odchylka	5.87E-11	1.39E-11	4.06E-10	2.64E-09	8.02E-11	5.27E-11
Koef. variace	7.66E-06	3.73E-06	2.01E-05	5.13E-05	8.95E-06	7.26E-06

Dále pro přehlednost byla popisná statistika hodnot  $K_s$  měřené laboratorní metodou znázorněna v boxplotu (viz Obr. 6.2). Hodnoty byly transformovány logaritmicovou transformací.

Obrázek 6.2: Grafické zobrazení popisné statistiky hodnot  $K_s$  měřených laboratorní metodou v hloubce 20 (vlevo) a 40 cm (vpravo)



## 6.2 Související fyzikální parametry půd

### 6.2.1 Objemová vlhkost při odběru

Měřené hodnoty objemová vlhkost jsou uvedeny v příloze 3.

Z tabulky 6.4 je patrné, že nejvyšší objemová vlhkost při odběru v hloubce 20 cm byla naměřena v květnu 37 %, naopak nejnižší v září 26 %. Směrodatná odchylka se pohybovala mezi 4 až 5 %. V hloubce 40 cm byla nejvyšší vlhkost zjištěna také v květnu 41 % a nejnižší v září 34 %. Směrodatná odchylka se pohybovala mezi 2 až 7 %. V hloubce 60 cm byla nejvyšší vlhkost naměřena v červenci 47 % a v listopadu 47 %. Nejnižší hodnoty byly naměřeny opět v září 34 %, kdy se směrodatná odchylka

pohybovala mezi 1 až 9 %. Je patrné, že s rostoucí hloubkou rostly i průměrné objemové vlhkosti ve všech časových krocích. A směrodatná odchylka s rostoucí hloubkou se zvětšovala.

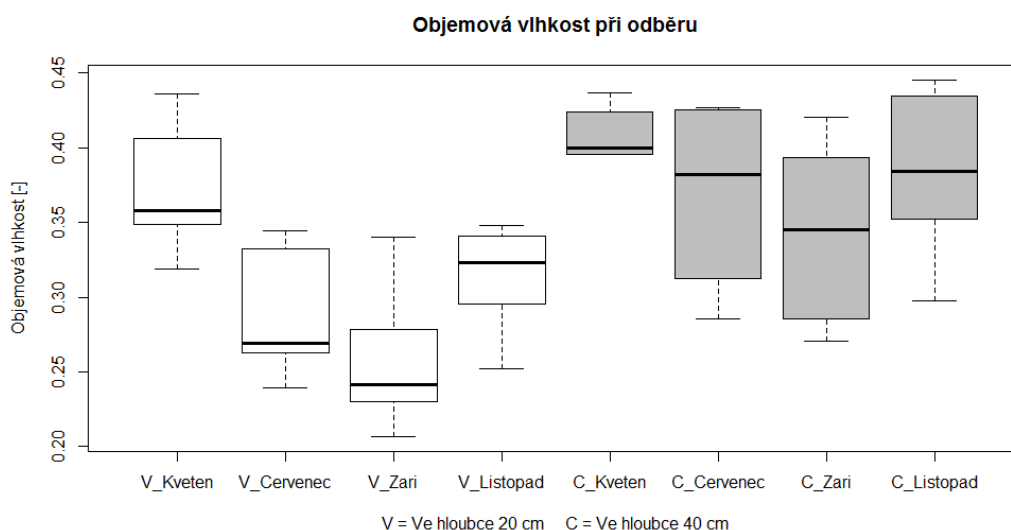
Dle ANOVA testu byl zjištěn statisticky významný rozdíl v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci v hloubce 20 cm ( $p = 0.001$ ). V hloubce 40 cm ( $p = 0.275$ ) a 60 cm ( $p = 0.076$ ) nebyly zjištěny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci.

Tabulka 6.4: Časoprostorová variabilita objemové vlhkosti při odběrech.

Objemová vlhkost při odběru [%]		Květen	Červenec	Září	Listopad	ANOVA
20cm	Průměr	37	29	26	31	$p = 0.001$
	Směr. odchylka	4	4	5	4	
40cm	Průměr	41	37	34	38	$p = 0.275$
	Směr. odchylka	2	7	7	6	
60cm	Průměr	42	47	39	47	$p = 0.076$
	Směr. odchylka	7	1	9	3	

Pro přehlednost byla popisná statistika objemové vlhkosti při odběrech znázorněna v boxplotu (viz Obr. 6.3).

Obr. 6.3: Graficky zobrazená objemová vlhkost při odběru v 20cm (bílá) a 40 cm (šedá) hloubky



### 6.2.2 Objemová vlhkost při plném nasycení

Měřené hodnoty vlhkosti při plném nasycení jsou uvedeny v příloze 4.

Z tabulky 6.5 lze vyčíst, že objemová vlhkost při plném nasycení se v hloubce 20 cm pohybuje mezi 49 až 51 % a směrodatná odchylka okolo 3 %. V hloubce 40 cm se objemová vlhkost pohybuje mezi 48 % až 50 % a směrodatná odchylka se pohybuje mezi 3 až 4 %. V hloubce 60 cm se nejvyšší vlhkost vyskytuje v květnu 55 % a nejnižší v září 47 %.

Dle ANOVA testu byl zjištěn statisticky významný rozdíl v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci v hloubce 60 cm ( $p = 0.006$ ). A v hloubce 20 cm ( $p = 0.399$ ) a 40 cm ( $p = 0.647$ ) nebyly zjištěny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci.

Tabulka 6.5: Časoprostorová variabilita objemové vlhkosti při plném nasycení

Objemová vlhkost při plném nasycení [%]		Červenec	Září	Listopad	ANOVA
20cm	Průměr	51	49	50	$p = 0.399$
	Směr. odchylka	3	3	3	
40cm	Průměr	48	50	48	$p = 0.647$
	Směr. odchylka	4	3	3	
60cm	Průměr	55	47	53	$p = 0.006$
	Směr. odchylka	2	5	2	

### 6.2.3 Objemová hmotnost

Měřené hodnoty objemové hmotnosti jsou uvedeny v příloze 5.

Z tabulky 6.6 je vidět, že nejvyšší objemová hmotnost byla v hloubce 20 cm naměřena v květnu ( $1,36 \text{ g/cm}^3$ ) a nejnižší byla naměřena v listopadu ( $1,29 \text{ g/cm}^3$ ), směrodatné odchylky se pohybovaly od 4 do 9 %. V hloubce 40 cm byla naopak nejvyšší objemová hmotnost naměřena v listopadu ( $1.35 \text{ g/cm}^3$ ) a nejnižší v květnu ( $1.26 \text{ g/cm}^3$ ), směrodatná odchylka se pohybovala od 6 do 13 %. V hloubce 60 cm byla nejvyšší objemová hmotnost měřena v září ( $1.35 \text{ g/cm}^3$ ) a nejnižší v červenci ( $1.22 \text{ g/cm}^3$ ), směrodatná odchylka se pohybovala od 6 do 14 %. Je patrné, že směrodatná odchylka se s rostoucí hloubkou zvětšuje.

U objemových hmotností nebyl zjištěn statisticky významný rozdíl v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci v hloubce 20, 40 a 60 cm.

Tabulka 6.6: Časoprostorová variabilita objemové hmotnosti

Objemová hmotnost [g/cm <sup>3</sup> ]		Květen	Červenec	Září	Listopad	ANOVA
20cm	Průměr	1.36	1.34	1.34	1.29	p = 0.334
	Směr. odchylka	4 %	6 %	9 %	8 %	
40cm	Průměr	1.26	1.33	1.28	1.35	p = 0.369
	Směr. odchylka	6 %	13 %	8 %	9 %	
60cm	Průměr	1.32	1.22	1.35	1.26	p = 0.089
	Směr. odchylka	6 %	7 %	14 %	5 %	

#### 6.4 Retenční čára půdní vlhkosti

Měřené hodnoty retenční čáry půdní vlhkosti jsou uvedeny v příloze 6, 7 a 8.

##### 6.4.1 Hloubka 20 cm

V tabulce 6.7 lze vidět, že nejvyšší hodnoty byly naměřeny vždy červenci a nejnižší v září. V září je významně nejvyšší směrodatná odchylka a koeficient variace oproti červenci a listopadu (kromě pF0). Dle ANOVA testu nebyly v hloubce 20 cm nalezeny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci. Při hodnotě pF2 p-hodnota = 0.058, což je na hranici statistické významnosti ( $p = 0.05$ ).

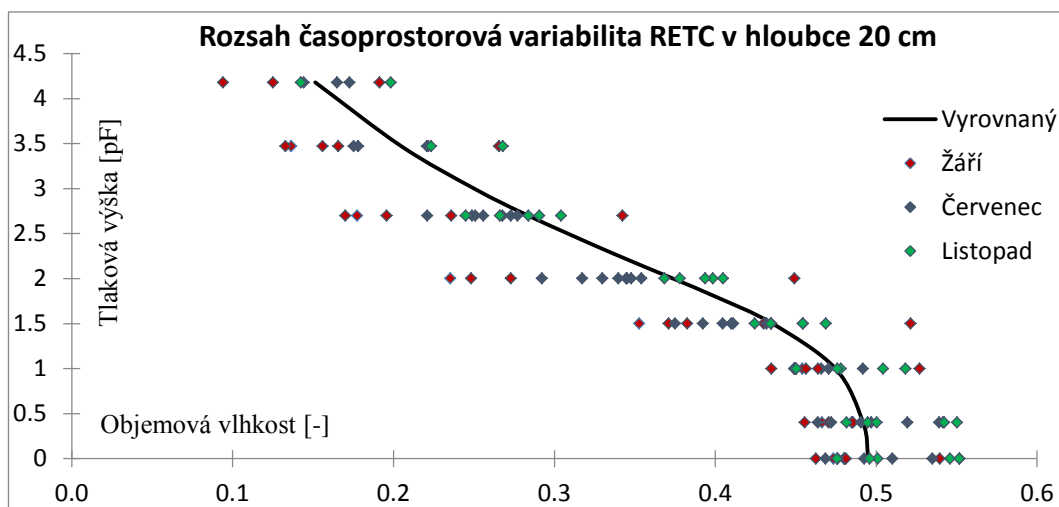
Tabulka 6.7: Časoprostorová variabilita RETC v hloubce 20 cm

RETC 20 cm [%]		Červenec	Září	Listopad	ANOVA
pF0	Průměr	51	49	50	p = 0.43
	Směr. odchylka	3	3	3	
	Koef. variace	6	6	6	
pF2	Průměr	39	32	33	p = 0.058
	Směr. odchylka	1	8	2	
	Koef. variace	3	26	6	
pF2.7	Průměr	28	23	25	p = 0.19
	Směr. odchylka	2	7	2	
	Koef. variace	7	28	8	
pF3	Průměr	25	21	23	p = 0.18
	Směr. odchylka	2	6	2	
	Koef. variace	8	29	8	
pF4.18	Průměr	17	14	16	p = 0.52
	Směr. odchylka	3	5	1	
	Koef. variace	18	36	9	



Pro přehlednost byl rozsah časoprostorové variability RETC v hloubce 20 cm znázorněn v grafu (viz Obr. 6.4).

Obrázek 6.4: Rozsah časoprostorové variability RETC v hloubce 20 cm



#### 6.4.2 Hloubka 40 cm

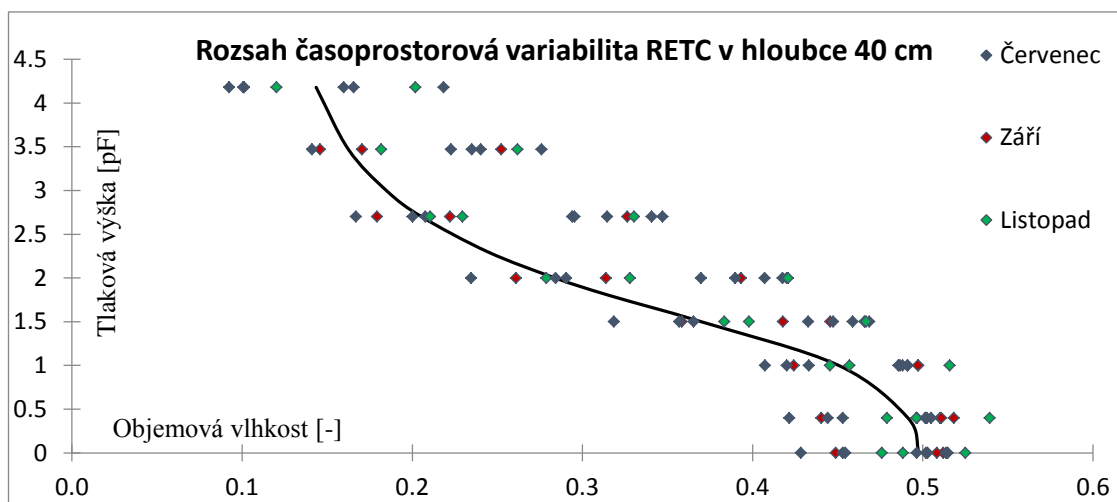
Z tabulky 6.8 je patrné, že nejvyšší hodnota se vždy vyskytuje v září (listopad je srovnatelný se zářím) a nejnižší v červenci s nejvyšší směrodatnou odchylkou a koeficientem variace. Dle ANOVA testu nebyly v hloubce 40 cm nalezeny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci.

Tabulka 6.8: Rozsah časoprostorové variability RETC v hloubce 40 cm

RETC 40 cm [%]		Červenec	Září	Listopad	ANOVA
pF0	Průměr	48	50	48	p = 0.65
	Směr. odchylka	4	3	4	
	Koef. variace	9	5	7	
pF2	Průměr	27	35	34	p = 0.45
	Směr. odchylka	15	6	8	
	Koef. variace	54	18	23	
pF2.7	Průměr	20	27	25	p = 0.43
	Směr. odchylka	12	7	7	
	Koef. variace	57	26	28	
pF3	Průměr	19	24	23	p = 0.48
	Směr. odchylka	11	6	7	
	Koef. variace	58	24	30	
pF4.18	Průměr	12	14	14	p = 0.93
	Směr. odchylka	8	4	7	
	Koef. variace	63	25	51	

Pro přehlednost byl rozsah časoprostorové variability RETC v hloubce 40 cm znázorněn v grafu (viz Obr. 6.5).

Obrázek 6.5: Rozsah časoprostorové variability RETC v hloubce 40 cm



#### 6.4.3 Hloubka 60 cm

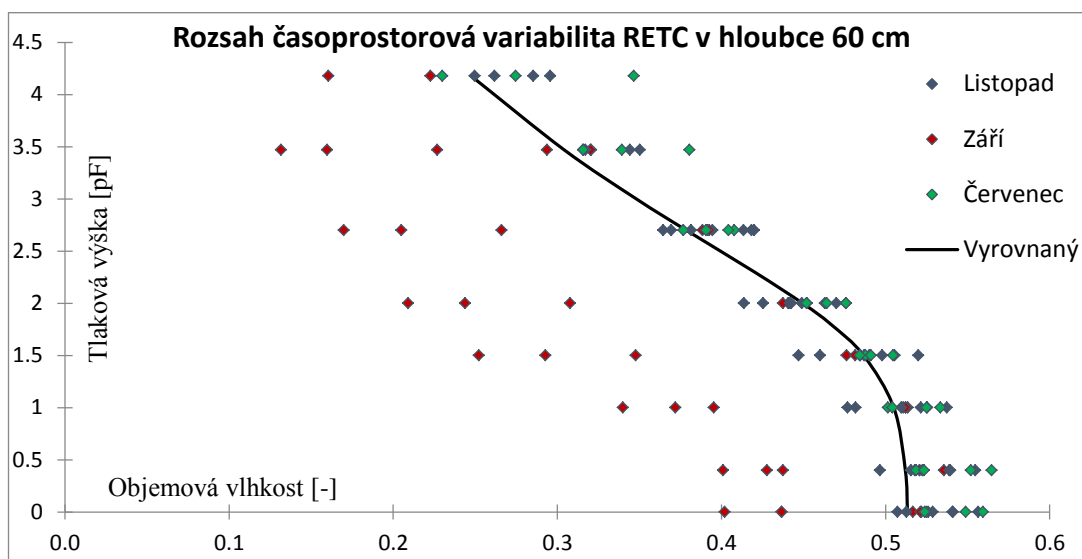
Z tabulky 6.9 je patrné, že vyšší hodnoty se vždy vyskytují v červenci a v listopadu. A v září je významně vyšší směrodatná odchylka a koeficient variace oproti červenci a listopadu (kromě pF4.18). Dle ANOVA testu byly nalezeny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci (kromě pF4.18).

Tabulka 6.9: Časoprostorová variabilita RETC v hloubce 60 cm.

RETC 60 cm [%]		Červenec	Září	Listopad	ANOVA
pF0	Průměr	55	47	53	p = 0.01
	Směr. odchylka	2	5	2	
	Koef. variace	3	12	4	
pF2	Průměr	46	35	45	p = 0.02
	Směr. odchylka	1	11	3	
	Koef. variace	2	31	6	
pF2.7	Průměr	39	30	39	p = 0.03
	Směr. odchylka	1	10	3	
	Koef. variace	3	34	6	
pF3	Průměr	37	28	37	p = 0.02
	Směr. odchylka	2	9	2	
	Koef. variace	5	34	6	
pF4.18	Průměr	28	22	28	p = 0.23
	Směr. odchylka	6	5	2	
	Koef. variace	21	24	9	

Pro přehlednost byl rozsah časoprostorové variability RETC v hloubce 60 cm znázorněn v grafu (viz Obr. 6.6).

Obrázek 6.6: rozsah časoprostorové variability RETC v hloubce 60 cm



## 7. DISKUZE

Údolní nivy jsou dynamickým ekosystémem s neustálou interakcí mezi vodním a půdním prostředím. Systém nivních půd je součástí obecného transportně akumulacího cyklu zahrnující procesy erozí, zvětrávání, sedimentací, říčních transportů, redistribuce sedimentů a pedogenezí. Charakteristickým znakem těchto systémů je přirozeně vysoká heterogenita projevující se v prostoru i v čase (Skála a kol. 2013).

### Ks terénní metodou

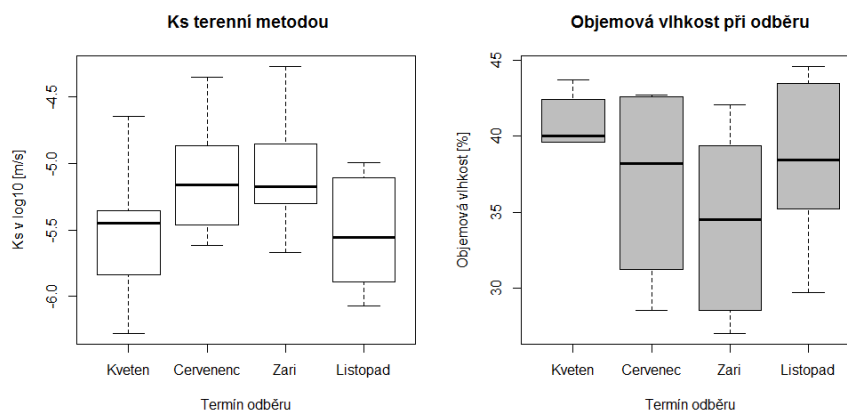
Z tabulky 6.1 je patrné, že výsledek Ks hodnot získaných terénní metodou (v hloubce 40 cm) byl statisticky významně vyšší v letním měsíci (červenec a září). Vyšší Ks hodnoty v letních měsících mohou být způsobeny:

1) Vlhkostí půdy – načež bylo zjištěno, že půda s nižší vlhkostí při odběru dosahuje vyšších hodnot Ks. Z obrázku 7.1 je zřejmé, že v červenci a v září byly hodnoty Ks mnohem vyšší než v květnu a v listopadu. Ale vlhkosti při odběru právě naopak, nižší hodnoty byly naměřeny v červenci a v září a vyšší hodnoty v květnu a v listopadu. To může být způsobeno bobtnáním půdy.

2) Vegetační aktivita – dle získaných dat evapotranspirace (viz Příloha 9) rostliny byly neaktivnější v letním období. Při růstu a zvětšování kořenů rostlin dochází ke vzniku makropórů a tím pádem ke zvýšení hodnot Ks. Mubarak et al., (2009) ve výzkumu také zjistili, že Ks roste s mírou biologické aktivity.

3) Teplota vody (půdy) – podle měřené teploty půdy v hloubce 40 cm (viz Příloha 10) bylo zjištěno, že v letním období byly vyšší teploty vody, teplota vody má přímý vliv na její dynamickou viskozitu. S rostoucí teplotou klesá dynamická viskozita, při níž dochází ke zvyšování hodnot Ks (viz Vzorec 3.1).

Obrázek 7.1: Grafické znázornění hodnot Ks terénní metodou v hloubce 40 cm (vlevo) a vlhkosti při odběru v hloubce 40 cm (vpravo)



### Ks laboratorní metodou

Z tabulky 6.3 je patrné, že nejvyšší hodnoty Ks v hloubce 20 cm byly v listopadu, podle předchozí teorie (viz Kap. 7.1) by neměly být v zimě nejvyšší hodnoty Ks. Ale Bodner et al., (2008) ve výzkumu zjistili, že v případě mrazu se může v zimním období zvýšit Ks v důsledku tvorby mikrotrhlin.

V hloubce 40 cm byly nejvyšší hodnoty Ks měřeny v letních měsících jako v terénních metodách, v období s vysokou vegetační aktivitou a evapotranspirací a nejnižší vlhkostí při odběru (viz Kap. 7.1).

V hloubce 60 cm 65 % (15 z 23) vzorků nebyla Ks v laboratorním permeamtru úspěšně stanovena. Příčinou byla půdní heterogenita, kdy v hloubce 60 cm převládá půda jílovitohlinitá, kde dochází ke zpomalení až k zastavení pohybu vody (prelineární oblast, zde neplatí Darcyho zákon viz Kap. 3.2.2). Zrnitostní rozbor ovšem máme pouze v hloubce 10 až 30 cm. Proto byl půdní druh v hloubce 60 cm určen nepřímou metodou pomocí objemové hmotnosti (viz Tab. 6.6), polní kapacity a bodu vadnutí (viz Tab. 6.9) podle tabulka 7.1 viz níže. Pro ověření přesnosti nepřímé metody byl půdní druh v hloubce 20 a 40 cm určen také pomocí nepřímé metody a výsledek je shodný se zrnitostním rozbohem.

Tabulka 7.1: Hodnoty hydrofyzikálních charakteristik jednotlivých půdních druhů

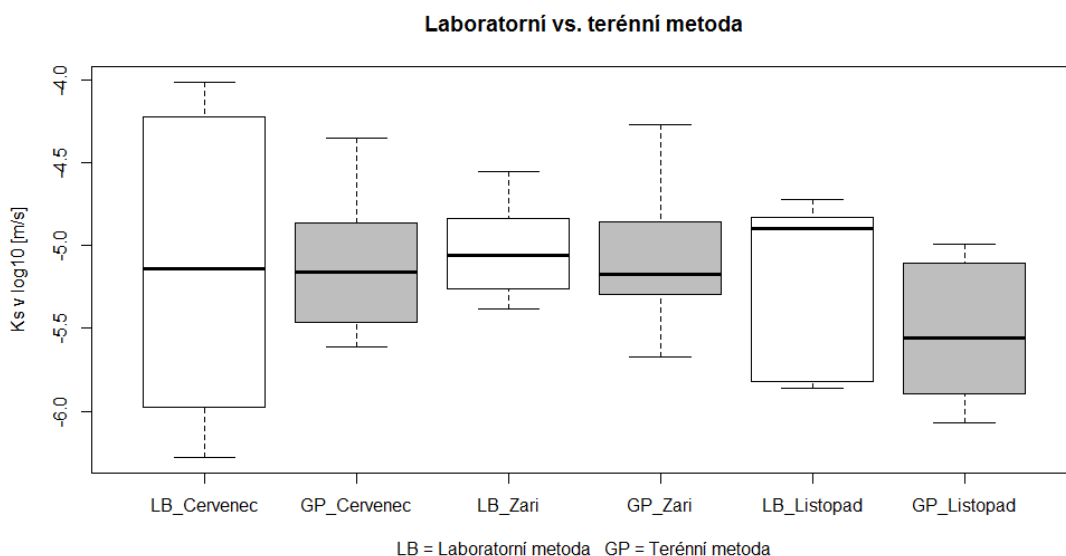
Půdní druh		Objemová hmotnost [g/cm <sup>3</sup> ]	Polní kapacita [%]	Bod vadnutí [%]
písčítá	průměr	1.65	15	7
	rozpětí	1.55 - 1.8	19 - 20	4 - 10
hlinitopísčítá	průměr	1.5	21	9
	rozpětí	1.4 - 1.6	15 - 27	6 - 12
písčítohlinitá	průměr	1.4	31	14
	rozpětí	1.35 - 1.5	25 - 36	11 - 17
hlinitá	průměr	1.35	36	17
	rozpětí	1.3 - 1.4	31 - 41	15 - 20
jílovitohlinitá	průměr	1.3	40	19
	rozpětí	1.25 - 1.35	35 - 46	17 - 23

Zdroj: (Skalová et Štekauerová, 2001)

### Ks terénní vs. laboratorní metoda

Hodnoty Ks (v hloubce 40 cm) z obou metod byly vzájemně porovnány a nebyly nalezeny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách. Pro přehlednost byly graficky znázorněny popisné statistiky hodnot z obou metod v boxplotu (viz Obr. 7.2). Hodnoty Ks byly transformovány logaritmickou transformací.

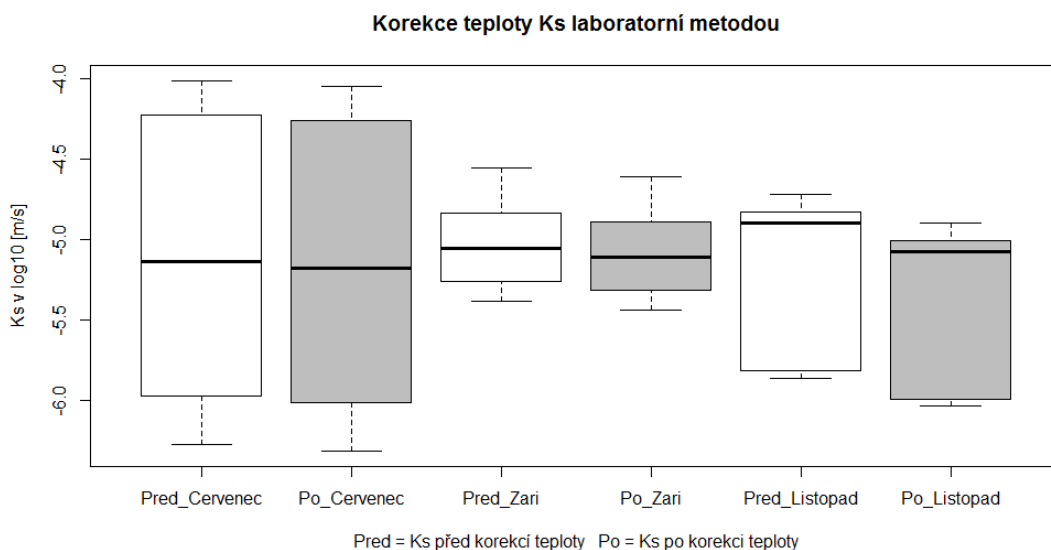
Obrázek 7.2: Graficky zobrazena popisná statistika hodnot z obou metod (bílá – laboratorní, šedá – terénní)



Bylo zjištěno, že hodnoty Ks naměřené laboratorní metodou byly vždy statisticky nevýznamně vyšší než hodnoty určené terénní metodou (viz Kap. 6.1). Hlavní příčinou byla teplota vody, kdy se teplota laboratorní vody pohybovala od 18 až 22 °C, přičemž průměrná teplota podzemní vody byla kolem 12 °C, v zimním období může teplota klesnout na 5 °C. Po korekci teploty vody se hodnoty Ks laboratorní metodou statisticky nevýznamně snížily, ale stále byly vyšší než terénní metodou. Největší změna Ks před a po korekci se objevuje v listopadu, kdy byl největší rozdíl teploty v terénu (6 °C) a v laboratoři (18 °C). Vyšší průměrné hodnoty měřené laboratorní metodou mohou být vysvětleny eliminací vlivu uzavřeného vzduchu v pórech, protože vzorky byly pomalu a postupně syceny (viz Fodor et al., 2011; Jačka et al., 2014). Dalším důvodem rozdílů mezi metodami byl rozdílný způsob vzorkování. Laboratorní metodou bylo vzorkováno vždy na jiném místě, aby nedocházelo k porušení neporušených vzorků.

Z obrázku 7.3 je patrné, že průměrné hodnoty  $K_s$  laboratorní metodou se po korekci teploty statisticky nevýznamně snížily.

Obrázek 7.3: Graficky zobrazena hodnoty  $K_s$  laboratorní metodou před a po korekce teploty (bílá – před korekce, šedá – po korekce teploty)



Při stanovení časoprostorové variability  $K_s$  v nivní půdě byly používány terénní a laboratorní metody. Dle mého názoru jsou výsledky z terénní metody věrohodnější. Terénní metoda byla prostorově rozmístěna s určitou pravidelností po celém území, které odpovídalo reálnému prostředí, což je nejdůležitější pro zachycení časoprostorové variability. Laboratorní metoda byla vzorkována v každém měsíci vždy v malé části lokality, což úplně nezachycuje časoprostorovou variabilitu.

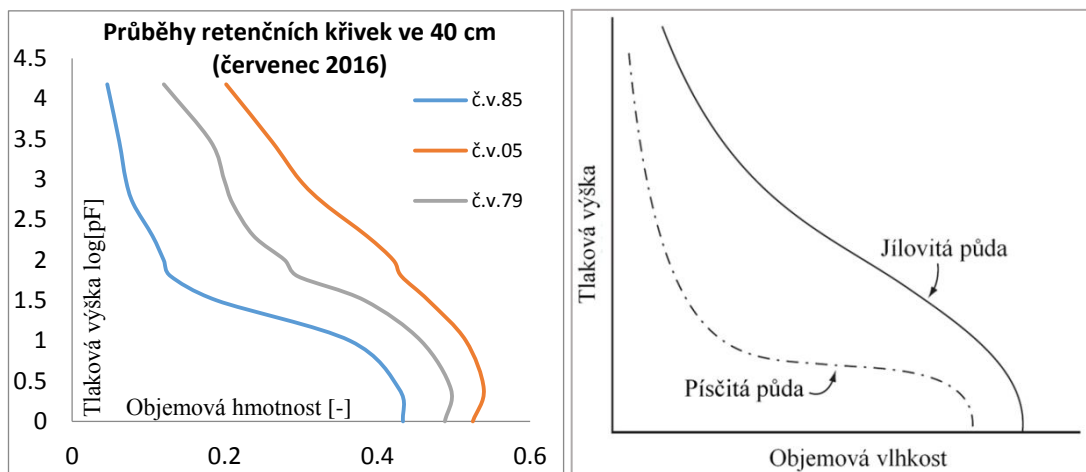
### Retenční čára půdní vlhkost

Z tabulky 6.7 lze vidět, že retenční čára půdní vlhkost dle ANOVA testu nebyly v hloubce 20 cm nalezeny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci. Tlaková výška  $pF_2$  ( $p = 0.058$ ) je na hranici statistické významnosti ( $p = 0.05$ ). Při hodnotě  $pF_2$  je ustálený stav vlhkosti přirozeného půdního profilu, odebrané vzorky byly ovlivňovány vegetační aktivitou rostlin v průběhu experimentu, proto jsou na hranici statistické významnosti mezi jednotlivými měsíci.

V hloubce 40 cm byly vybírány tři ukázkové neporušené vzorky, které byly odebírány v červenci v roce 2016. Z obrázku 7.4 je patrné, že vzorek č. 85 podle závislosti retenční čáry na textuře půdy je nejspíše písčítá půda. A vzorek č. 79 je s největší pravděpodobností jílovitá půda. Příčinou vysoké heterogenity odebraných vzorků je, že naše experimentální území se nacházelo ve vysoce heterogenní nivní

půdě (což bylo i vizuálně zřejmé při samotných odběrech). Hybler et al. (2004) ve výzkumu zkoumali průběh retenčních čar a hodnoty hydrolimitu v nivní půdě na Moravě v hloubce 5 - 10 a 25 - 30 cm a výsledky se od sebe také významně lišily.

Obrázek 7.4: Průběhy retenčních křivek ve 40 cm (vlevo) a závislost retenční čáry na textuře půdy (vpravo)



Zdroj: (Hillel, 1998)

V hloubce 60 cm byly dle ANOVA testu nalezeny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci (kromě pF4.18). Z obrázku 6.6 je patrné, že odebírané vzorky v hloubce 60 cm byly heterogennější než v hloubce 20 a 40 cm. Příčinou může být různé lokální vzorkování v jednotlivých měsících.



## 8. ZAVĚR

Hlavním cílem této práce je stanovení hydraulických parametrů nivních půd na experimentální ploše hydrometeorologické stanice FŽP ČZU v Praze, která se nachází severně od města Příbram u obce Trhové Dušníky.

Z výsledků vyplývají následující závěry:

Průměrné hodnoty  $K_s$  měřené terénní metodou (v hloubce 40 cm) byly v květnu  $5.87E-06$  m/s, v červenci  $1.16E-05$  m/s, v září  $1.27E-05$  m/s a v listopadu  $4.03E-06$  m/s. Mezi jednotlivými měsíci byly dle testu ANOVA ( $p = 0.028$ ) nalezeny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách. Významný rozdíl mohl být způsobený vlhkostí půdy při odběru, vegetační aktivitou rostlin během experimentu a teplotou vody při měření. Proto se větší rozdíl podle TukeyHSD testu objevuje mezi zářím a listopadem, zářím a květnem a listopadem a červencem. Ovšem laboratorní metodou nebyly (v hloubce 40 cm) dle ANOVA testu ( $p = 0.84$ ) nalezeny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci. Hodnoty  $K_s$  měřené laboratorní metodou byly v červenci  $4.16E-05$  m/s, v září  $1.18E-05$  m/s a v listopadu  $1.03E-05$  m/s. Výsledné hodnoty  $K_s$  měřené oběma metodami byly vzájemně porovnány a nebyly zjištěny významné rozdíly v průměrných hodnotách. Ale hodnoty  $K_s$  naměřené laboratorní metodou byly vždy statisticky nevýznamně vyšší než hodnoty určené terénní metodou. Příčinou vyšší hodnoty  $K_s$  laboratorní metodou mohou být teplota vody, eliminační vliv uzavřeného vzduchu v pórech a rozdílný způsob vzorkování. Nejvyšší hodnoty  $K_s$  z obou metod byly naměřeny v letních měsících, v období s vysokou vegetační aktivitou a evapotranspirací a nejnižší vlhkostí při odběru. Bylo zjištěno, že půdy s nižší vlhkostí při odběru dosahovaly vyšší hodnoty  $K_s$  u obou metod (hlavně při terénních měřeních  $K_s$ ).

Hodnoty  $K_s$  byly naměřeny laboratorní metodou i v hloubce 20 cm. Hodnoty byly v červenci  $8.15E-06$  m/s, v září  $7.06E-06$  m/s a nejvyšší v listopadu  $2.49E-05$  m/s. V listopadu byly hodnoty  $K_s$  nejvyšší, což je pravděpodobně ovlivněno tvorbou mikrotrhlin v půdě při mrazivém počasí. Dle ANOVA testu ( $p = 0.04$ ) byl nalezen statisticky významný rozdíl v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci, a to konkrétně mezi listopadem a červencem. V hloubce 60 cm nebyla u 65 % (15 z 23) odebraných vzorků  $K_s$  v laboratorním permeamtru úspěšně stanovena. Příčinou byla převaha jílovitohlinitých půd v hloubce 60 cm, kde dochází ke zpomalení až k zastavení pohybu vody (prelineární oblast, zde neplatí Darcyho zákon).

Objemová vlhkost při odběru v hloubce 20 cm byla naměřena nejvyšší v květnu (37 %) a nejnižší v září (26 %). V hloubce 40 cm byla nejvyšší vlhkost zjištěna také v květnu (41 %) a nejnižší v září (34 %). V hloubce 60 cm byla nejvyšší vlhkost naměřena v červenci (47 %) a v listopadu (47 %) a nejnižší hodnoty byly naměřeny opět v září (34 %). Dle ANOVA testu byl zjištěn statisticky významný rozdíl v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci pouze v hloubce 20 cm ( $p = 0.001$ ). Půda v hloubce 20 cm je nejvíce ovlivňována přírodními faktory (evapotranspirace, teplota, srážky, mráz). Je patrné, že s rostoucí hloubkou rostly průměrné objemové vlhkosti ve všech časových krocích.

U retenční čáry půdní vlhkosti v hloubce 20 cm nebyly dle ANOVA testu nalezeny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci. P-hodnota byla u bodu pF0 ( $p = 0.43$ ), pF2 ( $p = 0.058$ ), pF2.7 ( $p = 0.19$ ), pF3 ( $p = 0.18$ ) a pF4.18 ( $p = 0.52$ ). Hodnota pF2 (polní kapacita) je ovlivňována vegetační aktivitou rostlin v průběhu experimentu, proto se p-hodnota ( $p = 0.058$ ) blíží k statistické významnosti ( $p = 0.05$ ). Při naměřené hloubce 40 cm nebyly nalezeny statisticky žádné významné rozdíly v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci. V hloubce 60 cm byly zjištěny statisticky významné rozdíly v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci u bodů pF0 ( $p = 0.01$ ), pF2 ( $p = 0.02$ ), pF2.7 ( $p = 0.03$ ) a pF3 ( $p = 0.02$ ). Významný rozdíl mezi jednotlivými měsíci mohl být způsoben lokálním odběrem vzorků. V jednotlivých měsících bylo vzorkováno vždy na jiném místě, aby nedocházelo k porušení neporušených vzorků.

Výsledek mojí práce bude dále využíván pro diplomové práce *In situ měření půdní vlhkosti na experimentální ploše Trhové Dušníky pomocí přímých a nepřímých metod* (Barvíř, 2017) a *Stanovení míry potenciální evapotranspirace na experimentální ploše Trhové Dušníky pomocí různých metod výpočtu* (Píchal, 2017).

## 9. LITERATURA

**Ács, F., Horváth, Á., Breuer, H., 2008:** The role of soil on weather. *Agrokém. Talajt. Hungarian*, 57, 225 - 238.

**Alletto, L., & Coquet, Y., 2009:** Temporal and spatial variability of soil bulk density and near-saturated hydraulic conductivity under two contrasted tillage management systems. *Geoderma*, 152(1), 85-94.

**Angulo-Jaramillo, R., Vandervaere, J. P., Roulier, S., Thony, J. L., Gaudet, J. P., Vauclin, M., 2000:** Field measurement of soil surface hydraulic properties. A review and recent developments, *Soil Till. Res.*, 55, 1–29.

**Batjes, N. H., 1996:** Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European journal of soil science*, 47(2), 151-163.

**Bagarello, V., Provenzano, G., 1996:** Factors affecting field and laboratory measurement of saturated hydraulic conductivity, *Trans. ASAE*, 39, 153-159.

**Banton, O., 1993:** Field- and laboratory-determined hydraulic conductivities considering anisotropy and core surface area. *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 57(1): 10-15.

**Bát'ková, K., Matula, S., Miháliková, M., 2013:** *Multimediální učebnice hydrogeologických terénních měření. Česká zemědělská univerzita v Praze. Praha.*

**Bodner, G., Loiskandl, W., Buchan, G., & Kaul, H. P., 2008:** Natural and management-induced dynamics of hydraulic conductivity along a cover-cropped field slope. *Geoderma*, 146(1), 317-325.

**Bodner, G., Scholl, P., Loiskandl, W., & Kaul, H. P., 2013:** Environmental and management influences on temporal variability of near saturated soil hydraulic properties. *Geoderma*, 204, 120-129.

**Bouma, J., 1983:** Use of soil survey data to select measurement techniques for hydraulic conductivity. *Agric. Water Mgmt.* 6:177-190.

**Česká geologická služba, 2017a:** Geologické mapy 1: 50000 Online: [http://mapy.geology.cz/geocr\\_25/](http://mapy.geology.cz/geocr_25/), cit. 3. 2. 2017.

**Česká geologická služba, 2017b:** Půdní mapa 1: 50000 Online: <http://mapy.geology.cz/pudy/>, cit. 3. 2. 2017.

**Davis, S.H., Vertessy, R.A., and Silberstein, R.P., 1999:** The sensitivity of a catchment model to soil hydraulic properties obtained by using different measurement techniques, *Hydrol. Process.*, 13, 677–688.

**Dirksen, Ch., 1999:** Soil physics measurements. GeoEcology paperback. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany. 154 pp.

**Eijkelkamp, 2013:** Operating instructions - 09.02 laboratory permeameters. online: <https://www.eijkelkamp.com/download.php?file=f04e24de>, staženo: 12.10.2016.

**Eijkelkamp, 2016a:** Sample box with lid for sand pf-curves Online: <https://en.eijkelkamp.com/products/laboratory-equipment/sample-box-with-lid-for-sand-pf-curves-73598.html>, cit 11. 12. 2016

**Eijkelkamp, 2016b:** Sand-/kaolinbox for pf determination Online: <https://en.eijkelkamp.com/products/laboratory-equipment/sand-kaolin-box-for-pf-determination.html>, cit 11. 12. 2016

**Elrick, D.E., Reynolds, W.D., Baumgartner, N., Tan, K.A., Bradshaw, K.L., 1987:** In-situ measurements of hydraulic properties of soils using the Guelph permeameter and the Guelph infiltrometer. In *Proceedings Third International Workshop on Land Drainage*, G13-G23. Ohio State University, Columbus.

**Fodor, N., Sándor, R., Orfanus, T., Lichner, L., Rajkai, K., 2011:** Evaluation method dependency of measured saturated hydraulic conductivity *Geoderma* 165 (2011) 60 - 68.

**Gupta, R.K., Rudra, R.P., Dickinson, W.T., Patni, N.K., Wall, G.J., 1993:** Comparison of saturated hydraulic conductivity measured by various field methods. *Trans. ASAE* 36 (1), 51–55.

**Gallichand, J., Madramootoo, C.A., Emight, P., Barrington, S.F., 1990:** An evaluation of the Guelph permeameter for measuring saturated hydraulic conductivity. *Transactions of the ASAE*, 33(4), 1179-1184.

**Mubarak, I., Mailhol, J. C., Angulo-Jaramillo, R., Ruelle, P., Boivin, P., Khaledian, M., 2009:** Temporal variability in soil hydraulic properties under drip irrigation. *Geoderma*, 150(1), 158-165.

**Jačka, L., 2014:** Odhad vybraných infiltračních parametrů podzolových půd v centrální části NP Šumava, Disertační práce, ČZU v Praze, Praha.

**Jačka, L., and Pavlásek, J., 2010:** Vybrané hydropedologické charakteristiky podzolů v centrální oblasti NP Šumava. Vodohospodářské technicko-ekonomické informace, č. 5, s. 17–19.

**Jačka, L., Pavlásek, J., Kuráž, V., Pech, P., 2014:** A comparison of three measuring methods for estimating the saturated hydraulic conductivity in the shallow subsurface layer of mountain podzols. *Geoderma* 219 - 220, 82 - 88.

**Klute, A., Dirksen, C., 1986:** Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In: Klute, A. (Ed.), *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods*, 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA, Madison, WI, pp. 687–73

**Kodešová, R., 2005:** Modelování v pedologii, ČZU, Praha.

**Kozák J., Němeček, J., Matula, S., Valla, M., Borůvka, K., 2002:** *Pedologie*. ČZU, Praha

**Kutílek, M., 1978:** *Vodohospodářská pedologie* SNTL, Praha.

**Kutílek, M., Kuráž, V., Císlerová, M., 2004:** *Hydropedologie 10*. Skriptum ČVUT, Praha.

**Kutílek, M., Nielsen, D.R., 1994:** *Soil Hydrology*. Catena Verlag, Cremlingen, Destedt, Germany.

**Kutílek, M., Kuráž, V., Císlerová, M., 1993:** *Hydropedologie*. ČVUT, Praha.

**Hillel D., 1998:** *Environmental soil physics*. Academic Press, San Diego, USA.

**Hybler, V., Prax, A., Palánt, M., 2004:** Průběh pF čar a hodnoty půdních hydrolimitů charakterizující fluvizemě v nivě řeky Moravy. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Brno

**Hu, W., Shao, M. A., Si, B. C., 2012:** Seasonal changes in surface bulk density and saturated hydraulic conductivity of natural landscapes. *European Journal of Soil Science*, 63(6), 820-830.

**Lischke, P., Frank, V., 1984:** *Hydrologie, meteorologie, pedologie I*. SNTL, Praha.

**Mallants, D., Jacques, D., Tseng, P.H., van Genuchten, M.T., Feyena, J., 1997:** Comparison of three hydraulic property measurement methods. *J. Hydrol.* 199, 295-318.

**McKenzie, N., Cresswell, H., 2008:** Field sampling, in: McKenzie N., Couglan K., Cresswell H.[Eds.]: Soil Physical Measurement and Interpretation for Land Evaluation.

**Pavlásek, J., Jačka, L., 2014:** Hydropedologie. ČZU, Praha.

**Píchal, M., 2017:** Stanovení míry potenciální evapotranspirace na experimentální ploše Trhové Dušínky pomocí různých metod výpočtu, Diplomová práce, ČZU v Praze, Praha.

**Pokorná, D., Zabranská, J., 2008:** Hydrologie a hydropedologie. VSCHT, Praha.

**Prax, P., Jandák, J., Pokorný, E., 2009:** Půdoznalství, 1. vydání, Skriptum MZLU v Brně, Brno.

**Reynolds, W.D., Elrick, D.E., 1985:** Measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the conductivity-pressure head relationship using the "Guelph permeameter". In Proceedings National Water Well Association Conference on Characterization and Monitoring of the Vadose Zone. Denver, CO.

**Reynolds, W.D., 2008:** Saturated hydraulic properties: Laboratory methods, in: Carter M.R., Gregorich, E.G. [Eds.], Soil Sampling and Methods of Analysis, 2nd ed. CRC Press Taylor & Francis, Boca Raton, USA, pp. 1013-1024.

**Reynolds, W.D., Bowman, B.T., Brunke, R.R., Drury, C.F., Tan, C.S., 2000:** Comparison of tension infiltrometer, pressure infiltrometer, and soil core estimates of saturated hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Am. J. 64, 478–484.

**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.

**Reynolds, W.D., Elrick, D.E., 1986:** A method for simultaneous in-situ measurement in the vadose zone of field saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the conductivity–pressure head relationship. Ground Water Monit. Rev. 6, 84–95.

**Šimek, J., Jesenák, J., Eichler, J., Vaníček, I., 1990:** Mechanika zemin. SNTL, Praha.

**SISPO, 2017:** Svaz pro integrované systémy pěstování ovoce Holovousy, dostupné z: <http://www.ovocnarska-unie.cz/sispo/klimreg/mapa.jpg>, citováno dne: 12.4.2017

**Skalová, J., Štekauerová, V., 2001.** Pedotransferové funkcie a ich aplikácia pri modelovaní vodného režimu pôd. SvF STU, Bratislava.

**Státní správa zeměměřictví a katastru, 2016:** Katastrální mapa 1:5000 Online: [http://nahlizenidokn.cuzk.cz/VyberKatastrMapa.aspx /](http://nahlizenidokn.cuzk.cz/VyberKatastrMapa.aspx/), cit. 3. 2. 2017.

**Schwen, A., Bodner, G., Scholl, P., Buchan, G. D., & Loiskandl, W., 2011:** Temporal dynamics of soil hydraulic properties and the water-conducting porosity under different tillage. *Soil and Tillage Research*, 113(2), 89-98.

**Tourková, J., 1996.** Hydrogeologie. CVUT, Praha.

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

**Valla, M., Kozák, J., Němeček, J., Matula, S., Borůvka, L., Drábek, O., 2002:** Pedologické praktikum. ČZU, Praha.

**Wessolek, G., Plagge, R., Leij, F.J., van Genuchten, M.T., 1994:** Analysing problems in describing field and laboratory measured soil hydraulic properties. *Geoderma* 64: 93-110

**Zeinalzadeh, K., Kashkuli, H. A., Naseri, A. A., Dadmehr, R., 2011:** Temporal variation of soil hydraulic parameters under different land uses. *Journal of Food, Agriculture & Environment*, 9(2), 693-698.

**Zhang, W., An, S., Xu, Z., Cui, J., Xu, Q., 2011:** The impact of vegetation and soil on runoff regulation in headwater streams on the east Qinghai–Tibet Plateau, China. *Catena*, 87(2), 182-189.

**Zeng, C., Wang, Q., Zhang, F., & Zhang, J., 2013:** Temporal changes in soil hydraulic conductivity with different soil types and irrigation methods. *Geoderma*, 193, 290-299.

## 10. PŘÍLOHY

### Seznam příloh

Příloha 1: Měřené hodnoty  $K_s$  terénní metodou

Příloha 2: Měřené hodnoty  $K_s$  laboratorní metodou

Příloha 3: Měřené hodnoty objemové vlhkosti při odběru

Příloha 4: Měřené hodnoty objemové vlhkosti při plném nasycení

Příloha 5: Měřené hodnoty objemové hmotnosti

Příloha 6: Měřené hodnoty retenčních čar půdní vlhkosti v hloubce 20 cm

Příloha 7: Měřené hodnoty retenčních čar půdní vlhkosti v hloubce 40 cm

Příloha 8: Měřené hodnoty retenčních čar půdní vlhkosti v hloubce 60 cm

Příloha 9: Získané hodnoty evapotranspirace

Příloha 10: Teplota půdy v hloubce 20, 40 a 60 cm



Příloha 1: Měřené hodnoty Ks terénní metodou.

Hodnot Ks terénní metodou [m/s]				
Číslo vrtu	Květen	Červenec	Září	Listopad
GP1	5.30E-07	8.79E-06	2.13E-06	1.78E-06
GP2	1.46E-06	2.44E-06	5.00E-06	1.28E-06
GP3	4.00E-06	2.19E-05	1.40E-05	8.45E-07
GP4	1.52E-05	6.65E-06	1.24E-05	1.22E-06
GP5	4.39E-06	4.46E-06	7.17E-06	2.33E-06
GP6	8.23E-07	7.14E-06	6.29E-06	3.66E-06
GP7	2.56E-06	3.30E-06	5.04E-06	3.33E-06
GP8	3.36E-06	3.44E-06	5.32E-06	7.80E-06
GP9	3.73E-06	1.37E-05	1.65E-05	7.87E-06
GP10	2.26E-05	4.45E-05	5.36E-05	1.02E-05

Příloha 2: Měřené hodnoty Ks laboratorní metodou.

Hodnot Ks laboratorní metodou [m/s]						
Hloubka [cm]	Červenec 1. měření	Červenec 2. měření	Září 1. měření	Září 2. měření	Listopad 1. měření	Listopad 2. měření
20	2.62E-05	1.91E-05	3.78E-06	4.07E-06	8.40E-05	3.99E-05
20	7.88E-06	6.39E-06	1.20E-05	1.10E-05	7.08E-06	5.54E-06
20	3.04E-06	2.26E-06	9.24E-06	9.12E-06	3.00E-05	2.37E-05
20	1.64E-06	1.10E-06	1.80E-05	1.05E-05	2.32E-05	2.13E-05
20	5.12E-06	4.22E-06	3.42E-06	3.42E-06	8.71E-05	6.69E-05
20	1.71E-06	1.73E-06	4.72E-06	4.82E-06	9.11E-06	8.04E-06
20	3.83E-06	3.08E-06				
20	5.15E-06	4.86E-06				
20	1.12E-06	9.38E-07				
20	2.40E-05	2.20E-05				
20	1.26E-05	1.11E-05				
20	7.40E-06	7.50E-06				
20	2.10E-05	1.90E-05				
40	1.10E-04	8.50E-05	5.82E-06	5.80E-06	1.52E-06	1.52E-06
40	1.50E-04	1.50E-04	2.96E-05	2.61E-05	1.22E-06	1.52E-06
40	7.30E-05	6.20E-05	5.55E-06	5.40E-06	1.52E-05	1.43E-05
40	3.46E-05	2.19E-05	1.50E-05	1.40E-05	1.26E-05	1.14E-05
40	6.44E-05	5.53E-05	1.40E-05	1.22E-05	2.79E-05	1.01E-05
40	3.21E-06	3.14E-06	4.27E-06	3.98E-06	1.40E-05	1.23E-05
40	1.12E-06	9.90E-07				
40	8.01E-06	6.43E-06				
40	9.72E-07	4.75E-07				
40	6.35E-07	4.12E-07				

Příloha 3: Měřené hodnoty objemové vlhkosti při odběru

Objemová vlhkost při odběru [-]			
20 cm			
Kveten	Červenec	Září	Listopad
0.319	0.3321	0.231	0.341
0.36	0.3448	0.2301	0.2952
0.406	0.2719	0.34	0.3481
0.356	0.2395	0.2066	0.2522
0.349	0.2629	0.2787	0.3101
0.436	0.267	0.2514	0.3361
40 cm			
Kveten	Červenec	Září	Listopad
0.424	0.3393	0.4203	0.352
0.396	0.4248	0.3934	0.2974
0.404	0.4268	0.2705	0.4344
0.396	0.2853	0.2852	0.3544
0.437	NA	0.3452	0.4456
0.396	NA	NA	0.4144
60 cm			
Kveten	Červenec	Září	Listopad
0.537	0.4835	0.4563	0.4691
0.335	0.4646	0.4538	0.4852
0.435	0.4726	0.2447	0.4428
0.405	0.4599	0.3118	0.4917
0.444	0.4665	0.4286	0.4316
0.375	0.4618	0.4398	0.4906

Příloha 4: Měřené hodnoty objemové vlhkosti při plném nasycení

Objemová vlhkost při plném nasycení [%]		
20 cm		
Červenec	Září	Listopad
0.476	0.474	0.493
0.492	0.463	0.476
0.552	0.48	0.468
0.501	0.48	0.49
0.496	0.54	0.552
0.546	0.481	0.518
40 cm		
Červenec	Září	Listopad
0.476	0.515	0.428
0.525	0.512	0.453
0.535	0.449	0.503
0.443	0.508	0.454
0.488	0.496	0.502
0.434	NA	0.514
60 cm		
Červenec	Září	Listopad
0.559	0.522	0.529
0.525	0.526	0.541
0.562	0.437	0.507
0.524	0.436	0.541
0.567	0.402	0.513
0.549	0.517	0.556

Příloha 5: Měřené hodnoty objemové hmotnosti

<b>Objemová hmotnost [g/cm<sup>3</sup>]</b>			
20 cm			
Květen	Červenec	Září	Listopad
1.36	1.40	1.40	1.34
1.33	1.35	1.42	1.31
1.32	1.24	1.37	1.39
1.32	1.35	1.36	1.18
1.41	1.38	1.18	1.23
1.41	1.31	1.30	1.27
40 cm			
Květen	Červenec	Září	Listopad
1.35	1.32	1.24	1.45
1.29	1.22	1.20	1.38
1.24	1.19	1.41	1.29
1.23	1.45	1.32	1.44
1.30	1.30	1.26	1.27
1.18	1.52	NA	1.27
60 cm			
Květen	Červenec	Září	Listopad
1.30	1.23	1.21	1.23
1.31	1.33	1.21	1.24
1.32	1.17	1.41	1.31
1.41	1.27	1.51	1.26
1.36	1.15	1.51	1.34
1.23	1.16	1.25	1.20

Příloha 6: Měřené hodnoty retenčních čar půdní vlhkosti v hloubce 20 cm

Červenec	Září	Listopad	Červenec	Září	Listopad
pF 0			pF 3		
0.476	0.474	0.493	0.2323	0.157	0.240
0.492	0.463	0.476	0.2419	0.152	0.216
0.552	0.480	0.468	0.2493	0.207	0.230
0.501	0.480	0.490	0.2367	0.247	0.203
0.496	0.540	0.552	0.2617	0.308	0.223
0.546	0.481	0.518	0.2839	0.178	0.254
pF 2			pF 4.18		
0.378	0.235	0.340	0.1557	0.094	0.165
0.3857	0.248	0.330	0.1424	0.125	0.173
0.4048	0.345	0.317	0.1983	0.191	0.144
0.3685	0.354	0.292			
0.3936	0.449	0.345			
0.3984	0.273	0.348			
pF 2.7					
0.2661	0.178	0.273			
0.2757	0.170	0.249			
0.2839	0.236	0.251			
0.2449	0.268	0.221			
0.2907	0.342	0.256			
0.3042	0.196	0.277			

Příloha 7: Měřené hodnoty retenčních čar půdní vlhkosti v hloubce 40 cm

Červenec	Září	Listopad	Červenec	Září	Listopad
pF 0			pF 3		
0.476	0.515	0.428	0.211	0.294	0.177
0.525	0.512	0.453	0.298	0.297	0.146
0.535	0.449	0.503	0.292	0.165	0.284
0.443	0.508	0.454	0.043	0.202	0.179
0.488	0.496	0.502	0.199	0.266	0.308
0.434	NA	0.514	0.070	NA	0.270
pF 2			pF 4.18		
0.328	0.418	0.284	0.202	0.166	0.092
0.421	0.393	0.235	0.120	0.101	0.218
0.424	0.261	0.407	0.046	0.160	0.101
0.077	0.314	0.290			
0.279	0.370	0.420			
0.120	NA	0.390			
pF 2.7					
0.230	0.347	0.200			
0.330	0.326	0.167			
0.318	0.179	0.315			
0.053	0.222	0.208			
0.211	0.294	0.341			
0.080	NA	0.295			

Příloha 7: Měřené hodnoty retenčních čar půdní vlhkosti v hloubce 40 cm

Červenec	Září	Listopad	Červenec	Září	Listopad
pF 0			pF 3		
0.559	0.522	0.529	0.398	0.354	0.348
0.525	0.526	0.541	0.378	0.359	0.381
0.562	0.437	0.507	0.347	0.188	0.347
0.524	0.436	0.541	0.367	0.249	0.389
0.567	0.402	0.513	0.369	0.156	0.350
0.549	0.517	0.556	0.345	0.365	0.387
pF 2			pF 4.18		
0.476	0.449	0.442	0.346	0.262	0.250
0.464	0.441	0.463	0.275	0.160	0.285
0.465	0.244	0.425	0.230	0.223	0.296
0.452	0.308	0.470			
0.462	0.209	0.414			
0.452	0.437	0.476			
pF 2.7					
0.408	0.394	0.381			
0.404	0.388	0.413			
0.397	0.205	0.365			
0.391	0.266	0.420			
0.385	0.170	0.369			
0.377	0.391	0.418			



Příloha 8: Hodnoty evapotranspirace

Evapotranspirace v roce 2016 [mm/den]					
May	June	July	October	September	October
2.123	3.426	4.187	3.005	2.801	1.799
2.145	3.450	3.905	3.361	2.614	1.335
2.564	3.271	3.284	3.563	2.636	1.305
1.746	3.733	3.369	4.033	2.823	0.972
2.142	3.825	4.346	2.880	2.342	0.918
2.562	3.700	3.257	2.989	2.424	0.954
2.629	3.537	3.450	3.262	2.475	0.796
2.594	4.014	4.330	3.674	2.507	0.904
2.715	3.301	3.759	2.711	2.578	0.748
3.161	3.578	4.526	2.168	2.588	0.860
2.787	3.476	5.063	2.487	2.498	0.821
2.775	3.475	3.933	2.881	2.570	0.794
3.033	3.564	3.608	3.111	2.446	0.817
2.348	3.728	2.823	3.293	2.397	0.873
1.925	3.218	2.965	2.959	2.354	1.023
1.979	3.998	3.399	2.761	2.463	0.866
2.357	3.174	3.618	2.372	2.032	0.892
2.436	3.580	3.742	2.754	1.939	1.024
3.044	3.684	3.922	2.990	1.601	0.845
2.963	3.445	4.043	3.532	1.277	0.748
3.129	3.605	4.111	2.749	1.442	0.475
3.929	4.153	4.200	2.630	1.369	0.568
3.327	4.592	4.226	3.054	1.502	0.682
3.139	5.056	3.808	2.957	1.433	0.874
3.195	4.668	4.008	2.986	1.434	0.926
3.409	3.858	4.038	2.979	1.517	0.673
3.568	3.407	3.691	3.042	1.385	0.685
3.519	3.985	3.834	3.530	1.857	0.822
3.805	4.122	3.702	2.661	1.882	0.735
3.692	4.082	3.947	2.115	1.792	0.406
3.144	NA	3.475	2.305	NA	0.444

*Zdroj: (Pichal, 2017)*

Příloha 8: Teplota půdy v hloubce 20, 40 a 60 cm

Rok	Měsíc	Teplota půda [°C]		
		20 cm	40 cm	60 cm
2015	Leden	2.1	3.0	3.9
2015	Únor	1.3	2.1	2.9
2015	Březen	4.3	4.1	4.3
2015	Duben	7.6	6.9	6.6
2015	Květen	12.7	11.2	10.4
2015	Červen	15.9	14.1	13.1
2015	Červenec	18.0	16.6	15.4
2015	Srpen	17.9	16.7	15.8
2015	Září	13.7	13.6	13.5
2015	Říjen	9.3	9.7	10.2
2015	Listopad	6.8	7.4	8.1
2015	Prosinec	5.0	5.6	6.3
2016	Leden	2.6	3.5	4.5
2016	Únor	3.5	4.1	4.6
2016	Březen	2.8	3.2	3.7
2016	Duben	8.3	7.8	7.6
2016	Květen	12.0	10.9	10.1
2016	Červen	16.4	15.0	13.9
2016	Červenec	17.6	16.6	15.6
2016	Srpen	16.3	15.7	15.3
2016	Září	14.4	14.1	14.0
2016	Říjen	9.9	10.3	10.8
2016	Listopad	5.4	6.3	7.2
2016	Prosinec	2.4	3.4	4.4

*Zdroj: (Píchal, 2017)*