

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

KATEDRA GEOENVIRONMENTÁLNÍCH VĚD



**In situ měření půdní vlhkosti na experimentální
ploše Trhové Dušníky pomocí přímých a
nepřímých metod**

DIPLOMOVÁ PRÁCE



Vedoucí práce: Mgr. Lukáš Trakal, Ph.D.

Diplomant: Ing. Václav Barvíř

2017

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Ing. Václav Barvů

Environmentální modelování

Název práce

In situ měření půdní vlhkosti na experimentální ploše Trhové Dušnice pomocí přímých a nepřímých metod

Název anglicky

In situ measuring of volumetric water content on experimental side Trhové Dušnice using direct and indirect methods

Cíle práce

Cílem práce je zhodnotit a porovnat různé metody měření půdní vlhkosti v průběhu dvou hydrologických roků. Konkrétně budou porovnána data vlhkostí měřená nepřímo pomocí elektrické vodivosti a pomocí sacího tlaku. Tyto hodnoty budou srovnány s přímým gravimetrickým měřením půdní vlhkosti.

Metodika

Předmětem tohoto tématu DP je měření půdní vlhkosti v různých úrovních půdního profilu na experimentální ploše (fluviální sedimenty říčky Litavky, Trhové Dušnice okr. Příbram) pomocí různých metod či zařízení. Konkrétně bude pro tyto účely použita přímá metoda tedy gravimetrické laboratorní stanovení odebraných vzorků. Tyto hodnoty (odebrané v několika časových krocích) budou následně porovnány, a verifikovány s nepřímými metodami měření. Nepřímé se nazývají proto, že neměří přímo vlhkost půdy, ale jinou veličinu, která je na vlhkosti půdy závislá, a ze známého vztahu mezi touto měřenou veličinou a vlhkostí lze vlhkost půdy s větší či menší přesností určit. Zde budou konkrétně použity tenzometry a dielektrické senzory matričního potenciálu půdy (měření sacího tlaku) společně s FDR sondami (měření elektrické vodivosti půdy). Veškeré výsledky budou převedeny na hodnotu objemové vlhkosti a vzájemně porovnány.

Doporučený rozsah práce

50-60 stran

Klíčová slova

objemová vlhkost, sací tlak, retenční křivka, tenzometr

Doporučené zdroje informací

BAKER, R S. – WARRICK, A W. – ROSENZWEIG, C. – HILLEL, D. *Environmental soil physics*. San Diego: Academic Press, 1998. ISBN 0-12-348525-8.

Carter M. R., 1993: *Soil Sampling and Methods of Analysis*. Lewis Publishers, USA

Dlouhá Š., Petrovský E., Kapička A., Borůvka L., Ash Ch., Drábek O., 2013: Investigation of Polluted Alluvial Soils by Magnetic Susceptibility Methods: a Case Study of the Litavka River. *Soil and Water Research*, 8. 151-157

HILLEL, D. *Introduction to environmental soil physics*. San Diego: Elsevier, 2004. ISBN 0-12-348655-6.

Jury W. A., Horton R., 2004: *Soil Physics*. Sixth edition. John Wiley & Sons. Hoboken, New Jersey

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

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

Žák K., Rohovec J., Navrátil T., 2009: Fluxes of Heavy Metals from a Highly Polluted Watershed During Flood Events: A Case Study of the Litavka River, Czech Republic. *Water Air Soil Pollut.* 343-358

Předběžný termín obhajoby

2016/17 LS – FŽP

Vedoucí práce

Mgr. Lukáš Trakal, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra geoenvironmentálních věd

Konzultant

RNDr. Václav Šípek, Ph.D.

Elektronicky schváleno dne 28. 3. 2017

prof. RNDr. Michael Komárek, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 28. 3. 2017

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 03. 04. 2017

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci na téma „In situ měření půdní vlhkosti na experimentální ploše Trhové Dušníky pomocí přímých a nepřímých metod“ vypracoval samostatně, pod vedením Mgr. Lukáše Trakala, Ph.D., a že jsem uvedl všechny literární prameny a publikace, ze kterých jsem čerpal.

V Praze dne 1.4.2017

Podpis: 

Poděkování

Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucímu mé diplomové práce Mgr. Lukášovi Trakalovi, Ph.D. za odborné vedení a cenné rady při zpracovávání této práce. Dále děkuji 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.

Abstrakt

Hlavním cílem této diplomové práce bylo porovnání přímých a nepřímých metod měření půdní vlhkosti v průběhu dvou hydrologických roků. Jako experimentální plocha byla zvolena lokalita v blízkosti řeky Litavky nedaleko obce Trhové Dušníky severně od města Příbram. Přímá gravimetrická metoda spočívala ve vážení vlhkých a vysušených půdních vzorků o reprezentativním elementárním objemu a následnému výpočtu objemových vlhkostí. Tyto vzorky byly také využity pro stanovení retenčních křivek potřebných pro převod tlakových výšek na objemové vlhkosti s využitím rovnic van Genuchtena. K nepřímému měření půdní vlhkosti bylo využito tenzometrů T4e uložených v hloubce 30, 55 a 75 cm a dále FDR přístrojů 5TM a MPS-2, založených na měření dielektrické permitivity, v hloubce 20, 40, 60 a 80 cm. Výsledné hodnoty byly porovnány, verifikovány a přehledně zpracovány v textové i grafické podobě. Z grafických srovnání je patrné, že všechny tři metody vykazují podobné odezvy na srážkové úhrny a období bez srážek, ale zároveň se absolutní hodnoty vlhkostí podstatně liší. Při vzájemném porovnání jednotlivých půdních horizontů, byl potvrzen předpoklad vlivu počasí na citlivější reakce v horních vrstvách, ve srovnání s hlouběji uloženými. Jako nejpřesnější a nejvhodnější zařízení pro měření půdní vlhkosti na této lokalitě byl shledán tenzometr T4e, který se po přepočtu naměřených hodnot sacích tlaků na objemové vlhkosti nejvíce přiblížil hodnotám objemových vlhkostí stanovených gravimetrickou metodou.

Klíčová slova: objemová vlhkost, sací tlak, retenční křivka, tenzometr

Abstract

The main aim of this thesis was to compare direct and indirect methods of measurement of soil moisture during two hydrological years. As experimental area was selected locality on the bank of the Litavka river near village Trhové Dušníky north from the town Příbram. The direct method was based of weighing of wet samples immediately after sampling from the ground and their comparing with weighed dried soil samples of the representative elementary volume followed by calculation of volumetric moisture. These samples were also used for determination of retention curves needed for conversion of pressure height into volumetric moisture using van Genuchten's equations. For indirect soil moisture measurement were used tensiometers T4e (UMS, Germany), which measured moisture potentials in depth 30, 55 and 77 cm. Further, there were used FDR instruments 5TM a MPS-2 (Decagon Devices, USA) based of dielectric permittivity measurement, in depth of 20, 40, 60 and 80 cm. Obtained values were compared, verified and summarised in text and also graphic form. From the graphs it is obvious that reactions of all three methods to rainfall and dry season periods are similar, nevertheless, absolute moisture values are significantly different. When comparing individual soil horizons it was confirmed that expected higher sensitivity to weather variations of upper soil layers than the deeper laid ones. As the most precise and the most suitable instrument of soil moisture measurement for this locality was found tensiometer T4e, which provided after conversion of measured suction pressure values into volumetric moistures closest values to volumetric moisture values obtained by gravimetric method.

Keywords: volumetric water content, suction pressure, retention curve, tensiometer

Obsah

1. Úvod	12
2. Cíle diplomové práce.....	13
3. Literární rešerše	14
3.1 Fyzikální vlastnosti půdy	14
3.2 Voda v půdě	15
3.3 Vlhkost půdy	16
3.4 Metody měření půdní vlhkosti	16
3.4.1 Přímé metody	18
3.4.2 Nepřímé metody.....	19
3.4.2.1 Odporová metoda.....	19
3.4.2.2 Dielektrické metody.....	20
3.4.2.3 Radiometrické metody	21
3.4.2.4 Ostatní metody	22
3.5 Potenciál půdní vody.....	25
3.6 Retenční čára půdní vlhkosti.....	26
3.6.1 Stanovení retenční čáry půdní vlhkosti.....	28
3.6.1.1 Laboratorní metody.....	28
3.6.1.2 Terénní metody	29
4. Metodika.....	33
4.1 Charakteristika zkoumaného území	33
4.1.1 Fyzikální vlastnosti půdy	34
4.1.2 Meteorologická stanice	35
4.2 Terénní měření	36
4.2.1 Odběry půdních vzorků.....	36
4.2.2 Kontinuální měření půdní vlhkosti	36
4.2.2.1 5TM.....	36
4.2.2.2 MPS-2	37

4.2.2.3 T4e	38
4.3 Laboratorní měření.....	39
4.3.1 Stanovení objemové vlhkosti.....	39
4.3.2 Stanovení retenčních křivek půdní vlhkosti.....	40
4.3.2.1 Převod měřených hodnot na objemové vlhkosti.....	41
4.4 Statistická analýza dat.....	41
5. Výsledky.....	42
5.1 Retenční křivky půdní vlhkosti.....	42
5.2 Porovnání nepřímých metod měření půdní vlhkosti.....	44
5.2.1 Změna vlhkosti v půdních horizontech.....	44
5.2.1.1 Půdní horizont 20 – 30 cm	44
5.2.1.2 Půdní horizont 30 – 40 cm	45
5.2.1.3 Půdní horizont 40 – 60 cm	46
5.2.1.4 Půdní horizont 60 - 100 cm.....	47
5.2.2 Změna vlhkosti půdního profilu v závislosti na úrovni hladiny podzemní vody.....	47
5.2.3 Rychlost odezvy na srážkový úhrn	49
5.2.4 Kolísání teploty v půdním profilu.....	50
5.3 Přímá metoda měření půdní vlhkosti	51
5.3.1 Verifikace nepřímo měřených objemových vlhkostí.....	51
6. Diskuze.....	53
6.1 Prostorová a časová variabilita	53
6.2 Porovnání půdních vlhkostí vybraných lokalit za rok 2015	55
6.3 Posouzení nepřímých měření půdní vlhkosti	56
6.4 Vhodnost použitých přístrojů pro experimentální plochu.....	57
7. Závěr.....	59
8. Použitá literatura.....	60
9. Přílohy	66

Seznam tabulek

Tabulka 1. Srovnávací kritéria hodnocení pro měření půdní vlhkosti	23
Tabulka 2. Výhody a nevýhody metod měření půdní vlhkosti	24
Tabulka 3. Výhody a nevýhody terénních metod měření vlhkostního potenciálu.....	31
Tabulka 4. Srovnávací kritéria hodnocení pro tenzometrické měření půdní vlhkosti	32
Tabulka 5. Fyzikálně-chemické vlastnosti na experimentální ploše a celkové obsahy kovů.....	34
Tabulka 6. Průměrné hodnoty parametrů retenčních křivek	42
Tabulka 7. Rozsah objemových vlhkostí odebraných vzorků	51

Seznam obrázků

Obrázek 1. Rozdělení metod měření půdní vlhkosti	17
Obrázek 2. Odběrová násada.....	18
Obrázek 3. Sada 24 půdních válečků	18
Obrázek 4. Sádrové bločky	19
Obrázek 5. GMS.....	19
Obrázek 6. FDR sondy	20
Obrázek 7. Závislost retenční čáry na textuře půdy (vlevo) a na struktuře půdy (vpravo).....	26
Obrázek 8. Hystereze retenční čáry	27
Obrázek 9. Pískový tank	29
Obrázek 10. Tlakový extraktor	29
Obrázek 11. Tenzometr	30
Obrázek 12. Lokalizace zájmového území	33
Obrázek 13. Trojúhelníkový diagram zrnitostních tříd.....	34
Obrázek 14: Křivka zrnitosti zeminy	35
Obrázek 15. Meteorologická stanice.....	35
Obrázek 16. Půdní profil.....	36
Obrázek 17. 5TM	37
Obrázek 18: MPS-2.....	37
Obrázek 19. Retenční křivka pro MPS-2	38
Obrázek 20. Tenzometr T4e.....	38
Obrázek 21. Horkovzdušná sušárna	39

Obrázek 22. Neporušené půdní vzorky	40
Obrázek 23. Pískový tank	40
Obrázek 24. Písko-kaolinový tank	41
Obrázek 25. Přetlakové přístroje.....	41
Obrázek 26. Porovnání průběhů reprezentativních retenčních křivek	42
Obrázek 27. Průběhy retenčních křivek v hloubce 20 cm	43
Obrázek 28. Průběhy retenčních křivek v hloubce 40 cm	43
Obrázek 29. Průběhy retenčních křivek v hloubce 60 cm	43
Obrázek 30. Grafické porovnání průběhu půdní vlhkosti v hloubce 20 - 30 cm	45
Obrázek 31. Grafické porovnání průběhu půdní vlhkostí v hloubce 30 - 40 cm	46
Obrázek 32. Grafické porovnání průběhu půdní vlhkosti v hloubce 40 – 60 cm	47
Obrázek 33. Změna vlhkosti půdního profilu v závislosti na úrovni hladiny podzemní vody měřené tenzometry T4e.....	48
Obrázek 34. Rychlost odezvy na srážkový úhrn	49
Obrázek 35. Průměrné teploty půdy v letním období	50
Obrázek 36. Průměrné teploty půdy v zimním období	50
Obrázek 37. Verifikace objemových vlhkostí v jednotlivých horizontech.....	52
Obrázek 38. Průběhy retenčních křivek ve 40 cm (červenec 2016)	54
Obrázek 39. Průběhy retenčních křivek na lokalitě Roklan.....	54
Obrázek 40. Průběh půdní vlhkosti na stanici ČHMU Doksany od 1.4. do 30.9.2015	56
Obrázek 41. Průběh půdní vlhkosti na stanici ČHMU Strážnice od 1.4. do 30.9.2015	56
Obrázek 42. Průběh půdní vlhkosti na stanici ČHMU Kuchařovice od 1.4. do 30.9.2015.....	56

Seznam příloh

Příloha 1. Grafické porovnání průběhů objemových vlhkostí měřených v hloubce 20 - 30 cm v roce 2015 a 2016.....	66
Příloha 2. Grafické porovnání průběhů objemových vlhkostí měřených v hloubce 30 - 40 cm v roce 2015 a 2016.....	67
Příloha 3. Grafické porovnání průběhů objemových vlhkostí měřených v hloubce 40 - 60 cm v roce 2015 a 2016.....	68

Seznam použitých zkratk

ČHMU	Český hydrometeorologický ústav
DPZ	Dálkový Průzkum Země
FD	Frequency Domain
FDR	Frequency Domain Reflectometry
GMS	Granular Matrix Sensor
GPR	Ground Penetrating Radar
REV	Representativní elementární objem
TDR	Time Domain Reflectometry
TDT	Time Domain Transmission

1. Úvod

Půda je životně důležitá pro produkci většiny našich potravin a hraje také významnou roli při tvorbě krajiny kolem nás. Rostoucí globální populace a související poptávka po větším množství jídla způsobuje nebývalý tlak na půdní zdroje. Přičemž tento stejný tlak, často spojený se špatnou správou přírodních zdrojů, vede ke ztrátě půdy prostřednictvím větrné a vodní eroze, ke snižování úrodnosti vlivem zasolování, ztrátě organických látek a znečištění. Voda v půdě hraje důležitou roli ve všech těchto procesech. Měření půdní vlhkosti a její interakce s vegetací a počasím je proto důležité pro zlepšování zemědělské produktivity a životního prostředí (Cooper, 2004). Půdní vlhkost hraje důležitou roli v atmosférickém koloběhu vody, a to jak v malém zemědělském měřítku, tak i ve velkém měřítku modelování půdo/atmosférických interakcí. Vegetace a zemědělské plodiny stále více závisí na vlhkosti disponované v kořenové úrovni než na množství srážek. Znalost míry půdní vlhkosti pomáhá předpovědět riziko přívalových povodní, nebo výskytu mlhy. Klíčem k efektivnímu zemědělskému hospodaření s vodou je znalost množství vody, které má plodina v půdním profilu k dispozici a kolik jej skutečně potřebuje. Měření a pozorování půdní vlhkosti by mělo být nezbytnou součástí zavlažovacího systému v zemědělství.

V současnosti se čím dál více projevuje sucho, jako jeden z hydrometeorologických extrémů, jehož účinky se projevují s určitým zpožděním. Sucho zapříčiněné nedostatkem srážek, často v kombinaci s vysokými teplotami a velkým výparem, se nejprve projeví v deficitu půdní vlhkosti. Následně, po určité době, dochází ke snižování hladin vodních toků a ploch, a na konec dochází ke snižování hladin podzemních vod. Ve stejném pořadí pak také vliv sucha odeznívá. Z tohoto důvodu pak i při výskytu abnormálních srážek může sucho v některých formách přetrvávat nadále (ČHMU, 2015). V rámci kontinuálního měření půdní vlhkosti bylo v této diplomové práci do dat zahrnuto i významné období sucha z roku 2015, které postihlo území západní a střední Evropy, včetně České republiky.

2. Cíle diplomové práce

Hlavním cílem této diplomové práce bylo zhodnocení a porovnání různých metod měření půdní vlhkosti v průběhu dvou hydrologických roků. V rámci hlavního cíle byly řešeny tyto dílčí cíle:

- Tvorba uceleného přehledu metod měření půdní vlhkosti se zaměřením na jejich výhody a nevýhody
- Stanovení objemových vlhkostí z odebraných vzorků
- Stanovení retenčních křivek půdní vlhkosti a proložení naměřených hodnot pomocí rovnic van Genuchtena
- Porovnání nepřímých metod měření půdní vlhkosti
- Verifikace přímých a nepřímých metod měření půdní vlhkosti
- Vyhodnocení měřených dat

3. Literární rešerše

3.1 Fyzikální vlastnosti půdy

Fyzikální vlastnosti půdy jsou souborem charakteristik, vyplývajících ze vzájemných vztahů mezi pevnou, kapalnou a plynnou složkou půdy. Tyto vlastnosti jsou dány strukturou, texturou, pórovitostí, barvou půdy a obsahem vody a vzduchu v půdě. Pomocí těchto vlastností jsou rozdělovány na půdní druhy a typy (Hillel, 1998). Půda je složena ze čtyř základních složek, minerální a organické a dále pak z půdní vody a vzduchu. Organické složky jsou tvořeny především živými organismy rostlinného původu a půdními živočichy, jejichž zbytky tvoří základ půdního humusu. Minerální složky jsou tvořeny různými druhy minerálů a nerostů. Podle množství jednotlivých složek se půdy dělí na minerální a organické. Půdy minerální nejčastěji obsahují do 6 % organických látek, naopak půdy organické více jak 50 % těchto látek (Jury a Horton, 2004).

Hillel (2004) popisuje strukturu půdy jako uspořádání pevných částic v půdním horizontu a jejich shlukování do agregátů, které ovlivňují velikost, tvar a distribuci pórů. Agregáty vznikají především působením tmelivých látek, zejména koloidních částic jílových minerálů a huminových kyselin. Lal a Shukla (2004) klasifikují půdní strukturu podle stupně vývoje, tvaru a vlastností půdních agregátů určitého půdního horizontu. Podle velikosti se agregáty dělí na makroagregáty (agregáty větší než 0,25 mm) a mikroagregáty (agregáty menší než 0,25 mm). Podle stupně vývoje na půdy nestrukturní, se slabě vyvinutou strukturou a strukturní. Půdní struktura určuje velikostní zastoupení pórů a tím značně ovlivňuje vodní a vzdušní poměry v půdě.

Textura půdy vyjadřuje zrnitostní skladbu půdy. Velikosti minerálních částic mají vliv na fyzikální a chemické vlastnosti. Je určena podílovým zastoupením jednotlivých zrnitostních frakcí půdních částic a je vyjádřena hmotnostním procentem. Podle velikosti částic se půdy dělí na jemnozem a skelet, kdy hraniční velikostí jsou 2 mm. Tato hodnota určuje hranici, kdy v půdních pórech přestávají působit kapilární síly (Ledvina a kol., 2000). Rejšek (1999) doplňuje, že textura půdy má také vliv na sorpční vlastnosti půdy. Půdy jílovité a hlinité, které obsahují velké množství jílovitých částic, s velkým specifickým povrchem, mají lepší sorpční vlastnosti než půdy písčité. Z tohoto důvodu střední a těžší půdy lépe zásobují rostliny vodou.

Pórovitost nepřímo popisuje, jakou část půdního vzorku zabírají pevné půdní částičky. Je počítána jako poměr objemu půdních pórů k objemu půdy. Jedná se o prostory mezi pevnými částicemi v půdě, které mohou být vyplněny vodou nebo vzduchem. Objem, velikost a tvar půdních pórů ovlivňuje vlastnosti vody obsažené v půdě a rychlost pohybu vody, čímž kromě hydropedologických vlastností půdy ovlivňují i míru intenzity pohybu látek v půdě (Hillel, 1998). Brtnický a kol. (2015) uvádějí, že například ve zhutnělé půdě je půdních pórů nedostatek, a pórovitost se zde pohybuje okolo hodnoty 25 %. V této půdě dochází k omezenému proudění vody a vzduchu. V zemědělských půdách se pak ve svrchních vrstvách pórovitost pohybuje okolo 45 %.

3.2 Voda v půdě

Půdní voda je souhrn veškeré vody nacházející se v půdě. Může se vyskytovat ve všech třech skupenstvích. Kapalná fáze je nejdůležitějším činitelem, jenž uvádí do pohybu fyzikální, chemické, biochemické i biologické pochody. Voda se také podílí na vzniku půdotvorného substrátu, půdy a života v ní. Její přítomnost má velký význam pro růst rostlin i pro veškeré půdní organismy (Klimo, 2003). K půdní vodě náleží také souvislá voda podzemní, jestliže se v půdním profilu vyskytuje nebo do něj zasahuje vztlínáním (Ledvina a kol., 2000).

Bilance vody v půdě

Vodní režim půdy je časové a prostorové uspořádání vody v půdě. Je to souhrn všech jevů příjmu, akumulace a také výdeje vody z půdy. Kvantitativně je charakterizován vodní bilancí, která zahrnuje hodnoty počáteční a koncové zásoby vody v půdě a všechny příjmové a výdajové složky vody za určité časové období (Prax, 2003). Vodní bilanci lze vyjádřit rovnicí:

$$Z_Z + S + P_{PV} + P_{PZ} + K = E + T + O_{PV} + O_{PZ} + Z_K$$

- Z_Z – vyjadřuje zásobu vody v půdě na počátku bilančního období
- S – srážkový úhrn
- P_{PV} , P_{PZ} – povrchový a podzemní přítok
- K – kondenzace
- E – evaporace
- T – transpirace
- O_{PV} , O_{PZ} – povrchový a podzemní odtok
- Z_K – zásoba vody na konci bilančního období

3.3 Vlhkost půdy

Půdní vlhkost lze definovat jako množství vody obsažené v půdě. Její hodnoty v průběhu roku kolísají v širokém rozmezí především v závislosti na výparu a na srážkách. Lze ji vyjádřit dvěma způsoby – **hmotnostní nebo objemová vlhkost**. Prvním vyjádřením je poměr hmotnosti půdní vody ku hmotnosti suché půdy. Druhým způsobem je vyjádření poměru objemu kapalné fáze k objemu celého půdního vzorku (Hillel, 1998). Kutílek a kol. (2004) uvádějí vzorec pro výpočet hmotnostní vlhkosti půdy w :

$$w = \frac{m_w}{m_z},$$

kde m_w je hmotnost vody a m_z je hmotnost zcela vysušené půdy. Hodnota m_z se určí při vysoušení vzorku při 105°C do konstantní hmotnosti. Při vysušování půd s vysokým obsahem organického materiálu je nutné teplotu náležitě snížit, aby nedošlo k odstranění části organické hmoty. Vzorec pro výpočet objemové vlhkosti půdy θ je podle Kutílka a kol. (2004):

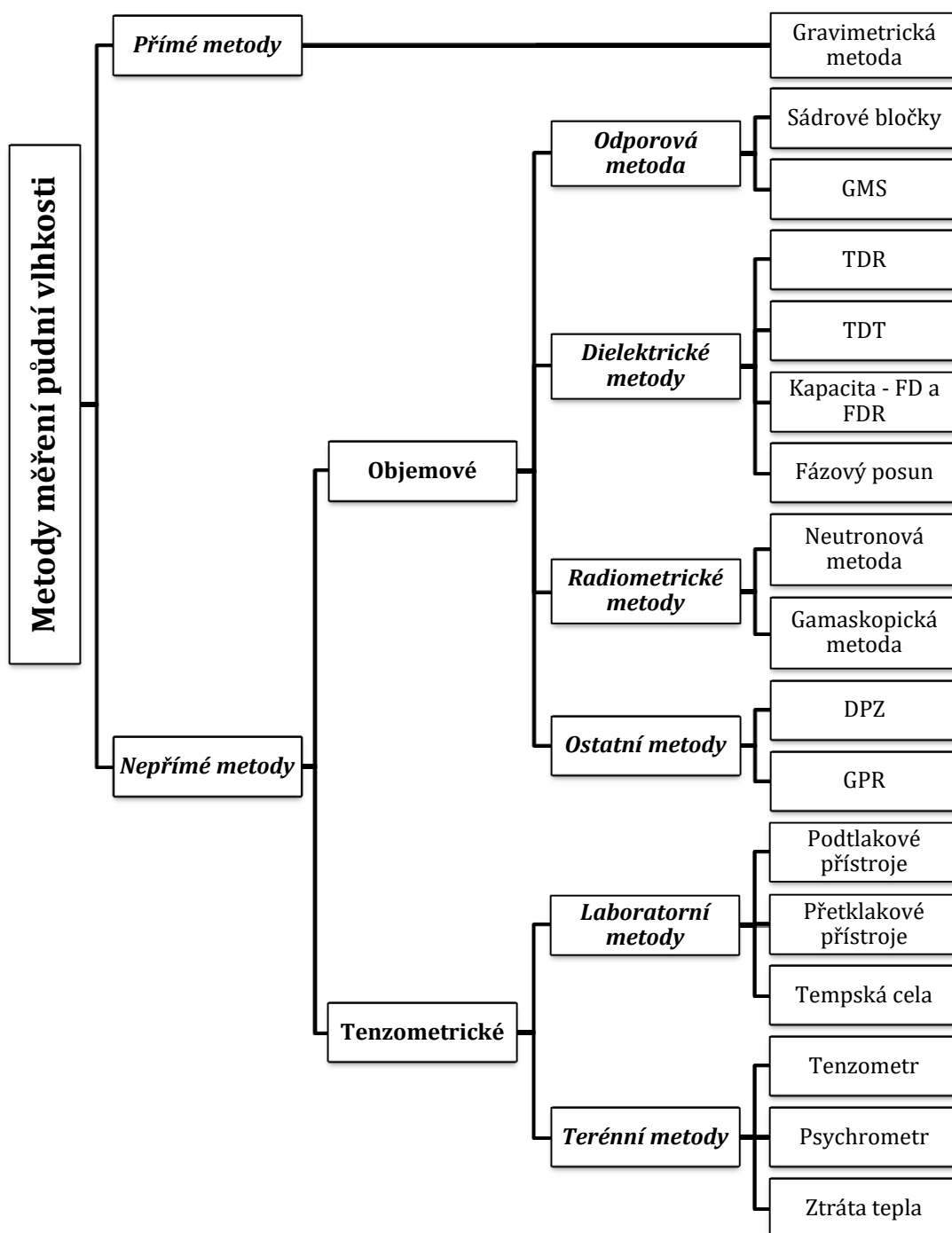
$$\theta = \frac{V_w}{V_s},$$

kde V_w je objem vody a V_s je objem neporušeného půdního vzorku.

3.4 Metody měření půdní vlhkosti

Metody měření půdní vlhkosti lze dělit podle nejrůznějších kritérií. Mohou se dělit podle použitelnosti v laboratorních nebo polních podmínkách, nebo podle nutnosti odběru půdního vzorku na destruktivní a nedestruktivní metody. Některé z metod jsou použitelné jak v laboratoři, tak i v terénu. Nejčastěji je však používáno rozdělení na přímé a nepřímé metody měření (viz Obrázek 1), kde se u přímých metod stanovuje přímo obsah vody v půdě a u nepřímých se měří jiná fyzikální veličina (např. elektrický odpor, dielektrickou konstantu nebo pohlcování γ -záření), která je na vlhkosti závislá. Nepřímé metody se dále dělí na objemové, které měří objemovou vlhkost půdy a na tenzometrické, které měří sací tlak půdní vody.

Obrázek 1. Rozdělení metod měření půdní vlhkosti



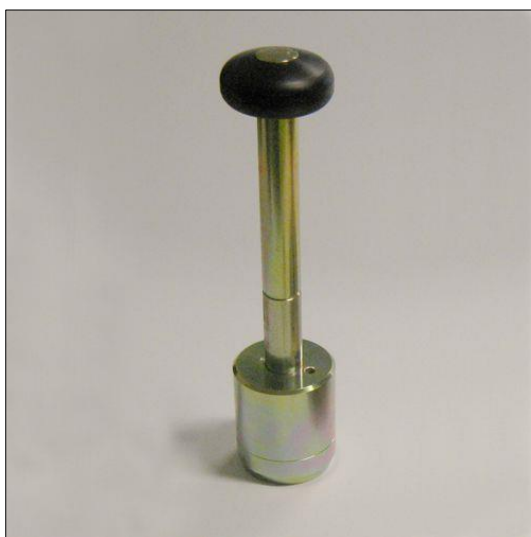
Poznámka: GMS – Granular Matrix Sensors, TDR – Time Domain Reflectometry, TDT – Time Domain Transmission, FD – Frequency Domain, FDR – Frequency Domain Reflectometry, DPZ – Dálkový průzkum Země, GPR – Ground Penetrating Radar

3.4.1 Přímé metody

Tyto metody měření se využívají ke srovnání obsahu vody v různých půdách a především pro kalibraci nepřímých metod měření. Hlavní výhodou přímých metod je jejich přesnost a nízká cena. Avšak nevýhody jsou destruktivita, zdouhavost, časová náročnost a především neschopnost opakování měření na stejném místě (Muñoz-Carpena, 2015). Mohou se odebírat jak porušené vzorky pomocí sondovací tyče z předem určených hloubek, tak vzorky neporušené pomocí Kopeckého fyzikálních válečků (Obrázek 3).

Princip **gravimetrické metody** měření půdní vlhkosti spočívá ve vážení vlhkého (okamžitou půdní vlhkost) a vysušeného půdního vzorku a následného výpočtu vlhkosti dle základních rovnic viz kapitola 3.3. Hillel (2004) zdůrazňuje vhodnost stanovení velikosti *representativního elementárního objemu (REV)*. Vzorek o REV nemění pórovitost v závislosti na centrování i na postupném zvětšování svého objemu.

Obrázek 2. Odběrová násada



Obrázek 3. Sada 24 půdních válečků



Zdroj: (Eijkelkamp Soil & Water, 2016)

Dirksen (1999) uvádí, že vzorek by měl být umístěn do nepropustných, bežešvých, předem zvážených a označených válečků. Z důvodu následného umístění vzorků do pece je důležité, aby nádoba byla schopna odolávat vysokým teplotám bez tavení nebo ztráty hmotnosti. Jako nejčastěji využívaný materiál se používá nerezová ocel.

3.4.2 Nepřímé metody

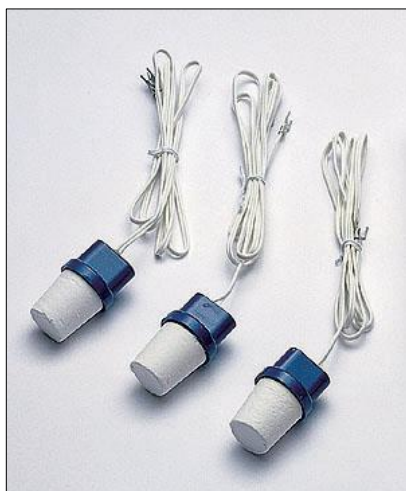
Nepřímé metody měří obsah vody v půdě na základě odhadu vlhkosti půdy podle kalibrovaného vztahu s jinou měřitelnou veličinou. Vhodnost každé metody závisí na mnoha faktorech, jako je například cena, přesnost, doba odezvy, instalace, ovládání a odolnost. Nepřímé metody mohou být děleny na objemové (měří objemovou vlhkost půdy) a tenzometrické (podléhají sacímu talku půdy a vodnímu potenciálu; Muñoz-Carpena, 2015).

3.4.2.1 Odporová metoda

Nielsen (1991) uvádí, že princip metody je založen na vodivosti elektrického proudu materiálem o známé délce, kde se měří velikost odporu prostředí. Výsledné hodnoty jsou ovlivněny množstvím vody v půdě, kde se vysušená půda považuje za nevodič, avšak se zvyšující se vlhkostí elektrická vodivost vzrůstá. Při měření odporu se mohou použít dva přístroje.

Nejčastěji se měří pomocí **sádrových bločků**. Senzory sádrových bločků jsou tvořeny elektrochemickými články, které jsou obklopeny nasyceným roztokem síranu vápenatého, který slouží jako elektrolyt (viz Obrázek 4). Odpor mezi elektrodami se měří pomocí malého střídavého proudu tak, aby se zabránilo polarizaci elektrod (Marshall, Holmes a Rose, 1996). Muñoz-Carpena (2015) doplňuje, že se sádrové bločky ve vlhkém prostředí časem rozpouštějí, čímž ztrácejí svou kalibrovanou přesnost. Také dodává, že naměřené hodnoty jsou značně ovlivněny teplotou, kdy změna teploty o 1°C vyvolá 3% změnu vlhkosti.

Obrázek 4. Sádrové bločky



Obrázek 5. GMS



Zdroj: (Rutgers, 2016)

Druhý přístroj zvaný **GMS** (Granular Matrix Sensor) je založen na podobném principu jako měření se sádrovými bločky. Rozdíl spočívá v umístění elektrod v porézním křemenném materiálu, obklopeném syntetickou membránou a nerezovým perforovaným pouzdrem (Obrázek 5). Vnitřek sond je zde vyplněn sádrou. Využití křemenného porézního materiálu tak umožňuje měření i ve vlhčích půdách v blízkosti plného nasycení (Goyal, 2015).

3.4.2.2 Dielektrické metody

Kutílek a kol. (2004) uvádějí, že základním principem, na kterém je založeno měření vlhkosti dielektrickou metodou, je funkční závislost relativní dielektrické konstanty (relativní permitivity) na vlhkosti půdy.

Kapacitní metody – (FD – Frequency Domain Capacitance a FDR – Frequency Domain Reflectometry)

Metody jsou založeny na závislosti elektrické kapacity kondenzátoru na půdní vlhkosti, kde je jako dielektrikum použita půda. Kondenzátor, který je sestaven z kovových destiček nebo jehel umístěných do půdy tak, aby tvořily elektrický obvod, detekuje změny půdní vlhkosti pomocí vyvolaných změn pracovní frekvence obvodu (Trechsel, 1994). Tyto rozdílné frekvence oproti frekvencím základním jsou základem FD a FDR senzorů pro měření půdní vlhkosti. U kapacitních senzorů FD je relativní permitivita půdy měřena z doby nabíjení kondenzátorů v půdě. U FDR se frekvence oscilátoru reguluje v daném rozmezí pro stanovení rezonanční frekvence odpovídajícímu půdní vlhkosti (Muñoz-Carpena a kol., 2006).

Obrázek 6. FDR sondy



Zdroj: (Decagon, 2016)

Metoda **TDR** (Time Domain Reflectometry) se zakládá na měření rychlosti postupu elektromagnetické vlny o vysoké frekvenci podél dvou až tří paralelních kovových tyčí, které jsou vloženy do půdy a fungují jako vodiče vln. Dielektrikum tvoří půda v okolí tyče, jejíž dielektrická konstanta je závislá na vlhkosti půdy. Naměřená hodnota je přepočítána na půdní vlhkost pomocí empiricky stanovených vzorců (Mohamed, 2006). Půdní salinita nebo vysoce vodivé těžké jílovité půdy mohou ovlivňovat měření TDR, jelikož se podílejí na útlumu odražených impulsů. Ve vysoce zasolených půdách se mohou využívat epoxidem potažené tyčové sondy, které mohou tyto problémy vyřešit. To však způsobuje ztrátu citlivosti a změnu v kalibraci (Muñoz-Carpena, 2015).

Metoda **TDT** (Time Domain Transmission) pracuje na podobném principu jako TDR, avšak měří čas šíření elektromagnetického impulsu pouze jedním směrem podél přenosové linky. Zároveň vyžaduje elektrické připojení na začátku a na konci obvodu. Přesto je však obvod jednodušší ve srovnání s TDR. Sonda má tvar ohnuté kovové tyče, jejíž konce jsou vloženy do elektronického bloku, popřípadě se může senzor skládat z dlouhého pásu s elektronickými bloky na obou koncích (Li, 2007).

Muñoz-Carpena (2015) popisuje metodu založenou na **fázovém posunu**, kde je sonda sestavena ze speciální konstrukce vodičů vln (dva otevřené soustředěné kovové kroužky) tak, že fáze měření elektroniky může být použita na začátku a na konci vodičů. Po cestě na určitou vzdálenost sinusové vlny ukáží fázový posun vztažený k fázi v počátku. Tento fázový posun je závislý na dráze pohybu signálu, frekvenci a rychlosti šíření. Vzhledem k tomu, že je rychlost šíření přímo závislá na obsahu půdní vlhkosti, může být obsah vody v půdě stanoven fázovým posunem při konstantní frekvenci a délce vodičů (Muñoz-Carpena, 2015).

3.4.2.3 Radiometrické metody

(Arnell, 2002) uvádí dvě odlišné radiometrické metody pro měření obsahu vody v půdě. Jedním z nich je široce využívaná neutronová metoda, která měří zpomalení rychlých neutronů při průchodu půdou vlivem jejich srážky s jádry atomů vodíku. Druhá metoda měří absorpci a rozptyl γ -záření při průchodu půdou.

Princip **neutronové metody** je založen na interakci rychlých neutronů s jádry atomů malých atomových hmotností, kdy dochází ke zpomalování pohybu neutronů a následnému vzniku shluku termalizovaných neutronů. Termalizace je největší při

srážce neutronů s atomy vodíku. Jelikož je obsah vodíku v půdě nízký, je možné z naměřené koncentrace shluků určit obsah půdní vody (Charlesworth, 2005). Cooper (2004) doplňuje, že je tato metoda vhodná pro měření v terénu, kde se do připraveného vrtu vystrojeného kovovou pažnicí spouští zdroj rychlých neutronů spolu s detektorem pomalých neutronů. Obsah vody v půdě je získáván z lineární kalibrace mezi počtem pomalých neutronů čtených sondou v zemi a obsahem půdní vlhkosti získané z okolních terénních vzorků.

Princip **gamaskopické metody** je založen na absorpci a rozptylu γ -záření při průchodu půdou vlivem Comptonova jevu (srážení atomů s elektromagnetickým zářením). Měření vlhkosti půdy vychází z předpokladu závislosti obou jevů na vlhkosti při měření s konstantní objemovou hmotností. Tato metoda se využívá jak v laboratorních podmínkách, kde se poskytuje velmi přesné kontinuální měření, tak i v terénním měření často ve spojení s neutronovou metodou (Shukla, 2014). Při používání této metody je třeba dbát na zvýšená bezpečnostní opatření, především nezbytného ochranného oděvu proti radioaktivnímu záření (Carter, 1993).

3.4.2.4 Ostatní metody

Těmito metodami se rozumí všechny způsoby měření, které nejsou při měření v kontaktu se sledovaným objektem, tudíž jsou založeny na detekci z větší vzdálenosti.

Obvyklejší způsob měření založen na **Dálkovém průzkumu Země** využívá podle Chena a kol. (2008) dvou principů. Prvním předpokladem je, že změna obsahu vody v půdě způsobuje podstatné změny v spektrálním chování půdy. Druhým předpokladem je, že rozdílné množství půdní vlhkosti má za následek fyziologické změny vegetačního krytu, což ovlivňuje spektrální charakteristiku listů, a proto i celkovou odrazivost vegetace.

Druhá metoda zvaná **GPR** (Ground Penetrating Radar) je založena na stejném principu jako TDR, ale nevyjadřuje přímý kontakt mezi snímačem a půdou. Na rozdíl od metody TDR, má tento radar připojený na vozidle potenciál pro dosažení rychlého měření půdní vlhkosti na relativně velkých plochách. Tato metoda však v současnosti není tolik používána, jelikož metodika a instrumentace jsou stále ve fázi výzkumu a vývoje (Muñoz-Carpena, 2015).

Tabulka 1. Srovnávací kritéria hodnocení pro měření půdní vlhkosti

Metody měření	Sádrové bločky	GMS	TDR	TDT	Kapacitní metody (FD a FDR)	Fázový posun	Neutronová sonda
Rozsah měření	3 - 20 dm ³	1 - 20 dm ³	1,6 dm ³ - 16 dm ³	1,6 dm ³ - 16 dm ³ , nebo 0 - 22 dm ³ , v závislosti na přístroji	0 - nasycení	1,6 dm ³ - 16 dm ³	0 - 19 dm ³
Přesnost (po kalibraci)	± 2 %	± 2 %	± 1 %	± 5 %	± 1 %	± 1 %	± 0.5%
Dosah měření	Okruh o poloměru > 10 cm	Okruh o poloměru > 2 cm	Okruh o poloměru cca 3 cm okolo vodiče vln	Válec o poloměru 5 cm (0,75 - 6 dm ³)	Okruh o poloměru 4 cm	Válec (15 -19 dm ³)	Okruh o poloměru 15 - 40 cm
Způsob instalace	Trvale uložen v půdě	Trvale uložen v půdě	Trvale uložen v půdě	Trvale uložen v půdě	Trvale uložen v půdě, nebo v přístupové trubicí	Trvale uložen v půdě	Přístupová trubice
Možnost zápisu dataloggerem	ANO	ANO	V závislosti na přístroji	ANO	ANO	ANO	NE
Ovlivnitelnost salinitou	> 6 dS/m	> 6 dS/m	Ve vysokých hodnotách	Ve vysokých hodnotách	Minimální	> 3 dS/m	NE
Nevhodné půdní typy	Písčité, hrubozrnné nebo bobtnavé půdy	Písčité, hrubozrnné nebo bobtnavé půdy	Organické, zhutnělé, zasolené nebo jílovité půdy	Organické, zhutnělé, zasolené, nebo jílovité (v závislosti na přístroji)	Žádné	Žádné	Žádné
Terénní údržba	NE	Střední	NE	NE	NE	NE	NE
Bezpečnostní riziko	NE	NE	NE	NE	NE	NE	ANO
Použití	Zavlažování	Zavlažování	Zavlažování, výzkum	Zavlažování	Zavlažování, výzkum	Zavlažování	Zavlažování, výzkum
Pořizovací cena (zahrnuje čtečku, záznamník, uživatelské rozhraní)	\$ 400 - 700	\$ 200 - 500	\$ 300 - 8 000	\$ 400 - 1 300	\$ 100 - 3 500	\$ 200 - 400	\$ 10 000 - 15 000

Zdroj: (Muñoz-Carpena, 2015), (Eijkelkamp Soil & Water, 2016), pořizovací ceny jsou pouze orientační

Tabulka 2. Výhody a nevýhody metod měření půdní vlhkosti

Metody měření	Výhody	Nevýhody
Gravimetrická metoda	<ul style="list-style-type: none"> • Přesnost měření • Není závislá na půdním typu • Nenáročnost na vybavení • Jednoduchý výpočet 	<ul style="list-style-type: none"> • Odebraný půdní vzorek nemusí vždy odpovídat REV • Nelze zautomatizovat • Časově náročné
Sádrové bločky	<ul style="list-style-type: none"> • Jednoduchý a levný • Nevyžaduje údržbu • Vhodný do zasolených půd až do 6 dS/m • Vhodný pro řízení závlah 	<ul style="list-style-type: none"> • Nízké rozlišení, limitující při výzkumných aktivitách • Nevhodný pro měření při stavech blízkých nasycení, do bobtnavých půd a písčitéch půd • Změna vlastností s časem vlivem kontaminace jílovitými částicemi a rozpadem materiálu snímače • Výrazná teplotní závislost
GMS	<ul style="list-style-type: none"> • Výhody a nevýhody podobné jako u metody měření sádrovými bločky 	
TDR	<ul style="list-style-type: none"> • Vysoká přesnost • Většinou nevyžaduje kalibraci pro danou půdu • Minimální narušení půdy při instalaci • Možnost ambulantních měření • Umožňuje současně měřit i elektrickou vodivost půdy 	<ul style="list-style-type: none"> • Vyšší pořizovací cena • Omezené možnosti použití v silně zasolených půdách a v půdách s vysokou elektrickou vodivostí • Nižší měrný objem půdy, cca o poloměru 3 - 4 cm podél elektrod
TDT	<ul style="list-style-type: none"> • Vysoká přesnost • Velký rozsah měření • Relativně levný 	<ul style="list-style-type: none"> • Narušení půdy během instalace • Nutná trvalá instalace v zemi
Kapacitní metody	<ul style="list-style-type: none"> • Po kalibraci na danou půdu poměrně vysoká přesnost • Variabilita prostorového uspořádání elektrod, umožňuje měřit současně ve více hloubkách • Vhodné i do zasolenějších půd • Možnost trvalého monitorování anebo řízení závlahy • Nižší pořizovací náklady než TDR 	<ul style="list-style-type: none"> • Malý objem měření zeminy • Vyžaduje dokonalý kontakt mezi zeminou a snímačem, popřípadě pažnicí • Vyšší citlivost na teplotu, obsah jílovitých částic a vzdušné kapsy než TDR • Vyžaduje kalibraci pro danou půdu
Fázový posun	<ul style="list-style-type: none"> • Poměrně vysoká přesnost při použití kalibrace pro danou půdu • Velký objem měřené zeminy • Nízká cena 	<ul style="list-style-type: none"> • Porušení přirozeného půdního profilu při instalaci • Vyžaduje kalibraci pro danou půdu • Citlivost na zasolení > 3 dS/m • Pouze pro trvalé sledování
Neutronová sonda	<ul style="list-style-type: none"> • Stálost a přesnost • Jedna sonda umožňuje měřit v různých hloubkách • Měření půdní vlhkosti v přibližně kulovém tvaru o poloměru 10 - 40 cm • Výsledek není ovlivněn salinitou půdy • Stabilní kalibrace pro danou půdu 	<ul style="list-style-type: none"> • Bezpečnostní riziko, sondu mohou obsluhovat pouze speciálně vyškolení pracovníci • Je zapotřebí kalibrace pro každou půdu • Poměrně velký, těžkopádný přístroj • Nemožnost kontinuálního měření • Měření v blízkosti povrchu půdy jsou zkreslená • Poměrně vysoké pořizovací náklady • Dosah měření závisí na půdní vlhkosti
Gamaskopická metoda	<ul style="list-style-type: none"> • Vhodné pro laboratorní měření • Přesné kontinuální měření 	<ul style="list-style-type: none"> • Poměrně drahé zařízení • Problémy spojené s prací s radioaktivními zářiči
DPZ	<ul style="list-style-type: none"> • Měření větších územních celků • Nedestruktivní automatizované měření 	<ul style="list-style-type: none"> • Nižší přesnost • Složitá kalibrace

Zdroj: (Muñoz-Carpena, 2015), (Webster a Eren, 2014), (Mukhopadhyay, 2013)

3.5 Potenciál půdní vody

Dle Warricka (2002) se jedná o jednu ze základních veličin, jejíž výsledná hodnota reprezentuje energii, kterou je v půdním prostředí vázána voda. Pomocí naměřených hodnot lze určit rychlost a směr proudění vody v půdním prostředí. Dle Darcyho zákona probíhá proudění vždy ve směru gradientu celkového potenciálu (z vyššího do nižšího potenciálu) a jeho rychlost je úměrná jejich rozdílu. Cooper (2004) doplňuje, že se jedná o množství práce, které je zapotřebí pro odtržení a přemístění čisté vody z místa srovnávací roviny do daného místa v půdě.

Kutílek a Nielsen (1994) upřesňují, že rozměr potenciálu vody lze vyjádřit dle volby jednotky takto:

- **Energie na jednotkovou hmotu**, základní způsob definice potenciálu [$J.kg^{-1}$].
- **Energie na jednotkový objem**. Jelikož je voda prakticky nestlačitelná kapalina a její hustota nezávisí na potenciálu, je možné v definici nahradit hmotnost objemem. Jestliže je půda téměř vyschlá, je převod z první definice nepřesný. Někdy se pro tuto jednotku potenciálu používá termín sací tlak [Pa], ($Pa = N.m^{-2}$, dříve bar).
- **Energie na jednotkovou tíhu**. Podle známých vztahů z hydrostatiky se snadno převedou tlakové jednotky na hydraulickou (tlakovou) výšku [cm]. V praktických výpočtech se dává přednost tomuto rozměru potenciálu.

Cepuder (2008) uvádí, že výsledná hodnota celkového potenciálu se skládá s několika dílčích potenciálů:

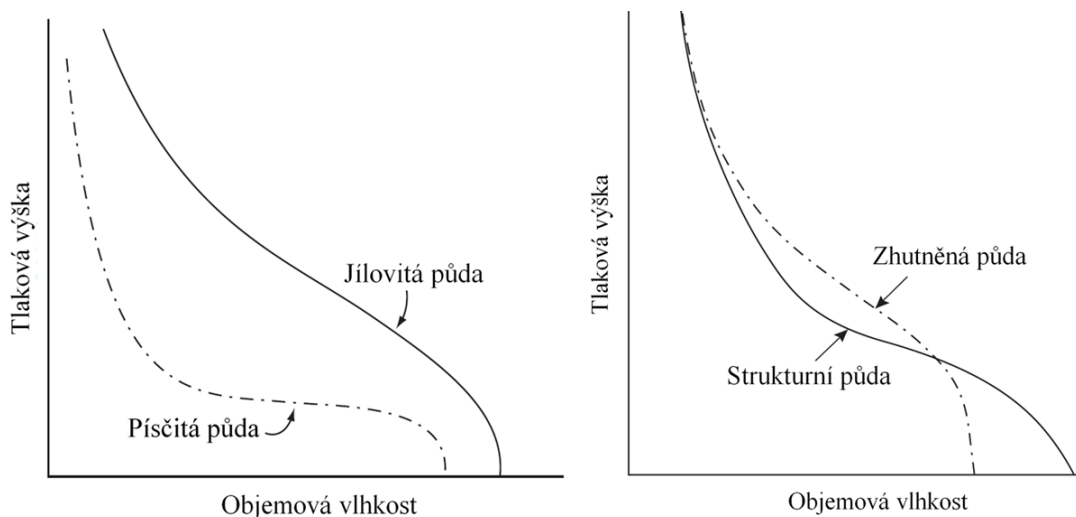
- **Gravitační potenciál** – dán zemskou tíhou
- **Vlhkostní potenciál** – způsoben rozdílnou vlhkostí, projevuje se jako sací tlak
- **Pneumatický potenciál** – rozdílný tlak plynů v půdě a na volné hladině
- **Zátěžový potenciál** – zatížení a deformace půdy
- **Osmotický potenciál** – rozdíl koncentrace rozpuštěných látek

Lal a Shukla (2004) však doplňují, že při metodě tenzometrického měření se využívá pouze tlakového (tenzometrického) potenciálu, který nepočítá s gravitačním a osmotickým potenciálem.

3.6 Retenční čára půdní vlhkosti

Retenční čára půdní vlhkosti graficky vyjadřuje závislost mezi vlhkostí půdy a vlhkostním potenciálem (sacím tlakem půdy). Průběh této křivky je závislý na poměru kapilárních pórů, obsahu humusu, struktuře, objemové hmotnosti, mineralogickém a zrnitostním složení půdy. Z tohoto důvodu je nutné stanovovat pro každý typ půdy čáru novou a nelze její průběh přejímat z jiných měření (Hillel, 1998). Na obrázku 7 jsou schematicky znázorněny tvary retenčních křivek v závislosti na různých vlastnostech půdy. Obecně lze říci, že s rostoucím obsahem jílu stoupá retence vody a tím pádem má křivka pozvolnější spád. Naopak v písčitých půdách je většina pórů relativně velká, a poté co se tyto póry při určitém sacím tlaku vyprázdní, zbyde pouze malý obsah vody.

Obrázek 7. Závislost retenční čáry na textuře půdy (vlevo) a na struktuře půdy (vpravo)



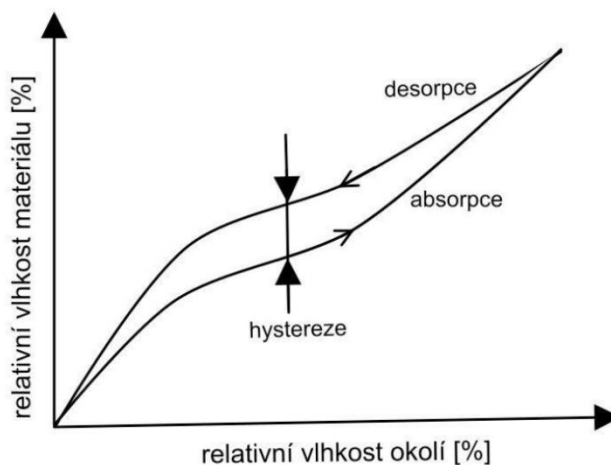
Zdroj: (Hillel, 1998)

Hystereze

Kutílek (1978) uvádí, že retenční čáry půdní vlhkosti podléhají hysterezi, tzn. odlišnému průběhu křivky. Vysvětluje ji tak, že průběh křivky při odvodňování původně vlhké půdy je rozdílný oproti průběhu křivky pro zvlhčování půdy za suchého stavu. Na obrázku 8 jsou znázorněny dvě hlavní desorpční a absorpční větve. Mezi nimi může kdekoli vést retenční čára při opětovném měření. 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 a na zvlhčeném povrchu.

Obrázek 8. Hystereze retenční čáry



Hydrolimity

Jedná se charakteristické hodnoty stanovené pro srovnatelné vyjádření vlhkostních stavů půdy. Využívají se z důvodu jejich rychlejšího a levnějšího stanovení, než je měření retenční čáry půdní vlhkosti (Kutílek, 1978).

Základní druhy hydrolimitů

- *Plná vodní kapacita (maximální vodní kapacita)* – vlhkost půdy při úplném zaplnění všech pórů vodou. V praxi je rovna pórovitosti ($pF = 0$).
- *Polní kapacita* – vlhkost, kterou je půda schopna sama po nasycení zadržet. Obvykle se pohybuje v rozmezí $pF = 2$ až $2,7$; odpovídající tlakové výšce 330 cm (33 kPa).
- *Bod snížené dostupnosti* – vlhkost půdy, kdy se výrazně snižuje pohyblivost půdní vody a tím dostupnost pro kořeny rostlin. Při delším trvání má vliv na snížení výnosů plodin. Pohybuje se v rozmezí $pF = 3$ až $3,3$; odpovídající tlakové výšce 500 cm (50 kPa).
- *Bod vadnutí* – vlhkost půdy, při které absorpce vody kořeny je nižší než míra redukované transpirace, což má za následek vadnutí rostlin. Rozmezí vlhkosti, při níž dochází k vadnutí, je široký, v závislosti na vegetačních podmínkách a druhu. Používá se průměrná hodnota $pF = 4,18$ což odpovídá tlakové výšce 15 000 cm (1 500 kPa).

3.6.1 Stanovení retenční čáry půdní vlhkosti

Pro stanovení retenční čáry půdní vlhkosti lze využívat laboratorní i terénní metody. Při měření je důležité rozlišovat, zdali se stanovuje drenážní nebo zvlhčovací větev a především rozsah měření. V případě stanovování retenční čáry v celém rozsahu půdní vlhkosti využitelné pro rostliny, se obvykle kombinují více metod, například přetlakový aparát s pískovým tankem.

Z důvodu širokého rozmezí hodnot potenciálů se pro grafické zpracování využívá logaritmického měřítka. Pro semilogaritmické vyjádření retenční čáry byl zaveden symbol $pF = \log h$, kde h je tlaková výška v cm v absolutní hodnotě (Kutílek a kol, 2004).

3.6.1.1 Laboratorní metody

Laboratorně lze stanovit retenční čáry půdní vlhkosti na podtlakových a přetlakových přístrojích. Oba přístroje obsahují porézní polopropustnou membránu, která je do určitých hodnot propustná pouze pro vodu, ale nepropustná pro vzduch. Touto membránou je přidávána nebo odebírána voda zemině umístěné na membráně až do vyrovnání aplikovaného tlaku a vlhkosti zeminy. Výsledná vlhkost zeminy lze určit buď vážením půdního vzorku, nebo měřením přitekklého a odteklého objemu vody. Většinou je měřena větev drenážní, a proto vzorky bývají nasyceny v sytící misce až na plnou vodní kapacitu.

Podtlakové přístroje

Mezi podtlakové přístroje je řazen **pískový tank** (viz Obrázek 9), který se využívá pro přesné stanovení pF křivky v nejvlhčím rozsahu u lehkých až středně těžkých půd. Je složen z kontejneru, který je vyplněn dvěma vrstvami písku, hadičkami a nádobkami s destilovanou vodou. Princip měření je založen na postupném drénování neporušených půdních vzorků, kdy jsou vzorky nejprve nasyceny na hodnotu objemové vlhkosti blízké nasycení a následnému drénování vždy do ustálené hladiny v nádobě. Body retenčních čar se určují gravimetricky objemovými vlhkostmi půdních vzorků (Kodešová, 2005). Pískový tank měří v rozsahu od 0 až do 10 kPa. Při měření vyššího podtlaku až do 50 kPa se využívá **písko/kaolinový tank**, který se používá pro přesné stanovení pF křivky v jejím středně vlhkém rozsahu (Klute, 1986).

Přetlakové přístroje

Mezi přetlakové přístroje řadíme tlakové extraktory a aparáty (viz Obrázek 10), které jsou složeny z tlakové nádoby, polopropustné keramické membrány, kompresoru, regulátoru tlaku, manometru, hadičky a byrety. Kompresorem je vytvářen přetlak vzduchu, který působí shora na vzorek. Spodní část extraktoru k nasycené polopropustné membráně je zcela zaplněná vodou. Postupnými změnami tlaku jsou vzorky půdy odvodňovány, kdy je při každém kroku zjištěna hodnota objemové vlhkosti. Body retenční čáry jsou stanoveny pomocí objemových vlhkostí a hodnot příslušného tlaku (Kodešová, 2005).

Obrázek 9. Pískový tank



Obrázek 10. Tlakový extraktor



Zdroj: (Muňoz-Carpena, 2015)

Přístroj, který měří přetlakem i podtlakem je **Tempská cela**. Je vhodná k použití v případech, kdy hrozí vyplavení částic z půdního vzorku. Nejdůležitější součástí je keramická destička, která funguje jako polopropustná membrána. Tlaková výška je určována polohou byrety připojené ke spodní části přístroje, po nasycení keramické destičky a půdního vzorku vodou. Po několika krocích, při kterých je půdní vzorek zvlhčován nebo odvodňován, stanovíme body retenční čáry, které jsou dány poměrem přiteklého a oteklého objemu vody v byretě a dané tlakové výšky (Klute, 1986).

3.6.1.2 Terénní metody

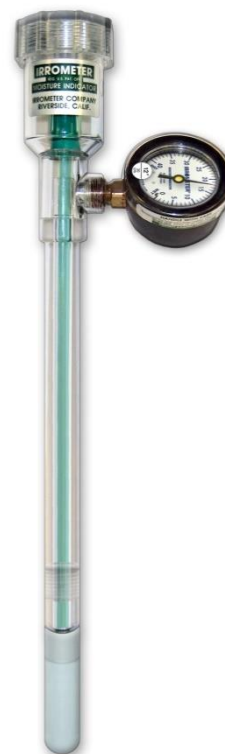
Mezi tyto metody se řadí společné měření pomocí čidel a tenzometrů. Kdy jsou v jednotlivých hloubkách uloženy čidla na měření vlhkosti (např. TDR sondy) a

zároveň tenzometry pro měření sacího tlaku. Na základě naměřených hodnot sacího tlaku a příčné objemové vlhkosti lze vynést body retenční křivky.

Měření tenzometrem

Tenzometr (viz Obrázek 11) je přístroj, který může měřit sací tlak půdy (sílu, kterou rostliny musí překonat pro získání vody z půdy) přímo v terénu tak i v laboratoři. Skládá se z porézní polopropustné keramické nádoby, která umožňuje hydraulické spojení mezi půdní vodou a manometrem. Tato nádoba je vzduchotěsně napojena pomocí plastové nebo skleněné trubky na vakuometr nebo jiný tlakový snímač (Evet, 2008). Young a Sisson (2012) doplňují, že se nejčastěji používají jednoduché kapalinové, rtuťové, vakuové, nebo elektrické manometry. Lal a Shukla (2004) uvádějí, že rozsah měření tenzometrů se pohybuje v rozmezí od 0 kPa až do 85 kPa.

Obrázek 11. Tenzometr



Hillel (1998) vysvětluje princip měření na možnosti přenosu záporných a kladných tlaků z okolního prostředí do kapaliny uvnitř tenzometru. Z důvodu uvažované nestlačitelnosti kapaliny v tenzometru se tlak přenáší i na tlakové čidlo, které je v kontaktu s kapalinou. Reakce tlakového čidla tenzometru proto koresponduje s tlakem okolního prostředí. V případě měření tenzometrem v plně nasyceném prostředí nevzniká v přístroji podtlak, tudíž je výsledná hodnota měřená vakuometrem nulová.

Měření psychrometrem

Tento přístroj měří potenciál půdní vody na základě stanovení relativní vlhkosti vzduchu. Skládá se z uzavřené nádoby, ve které je vzduchová komora, ve které je umístěna kombinace suchého a vlhkého teploměru shodného typu. Nádoba vlhkého teploměru je opatřena vlhkou textilií namáčenou v misce s destilovanou vodou. Odpařování vody z textilií má za následek snižování tepla v nádobce. Pomocí naměřeného rozdílu na těchto teploměrech získáme tzv. psychrometrický rozdíl, který určuje relativní vlhkost vzduchu (Stewart a Howell, 2003). Campbell a Garden

(1971) vysvětlují princip psychrometru na přímé závislosti potenciálu půdní vody na tlaku par vzduchu v okolí porézní nádoby, kdy je pomocí pórů třeba dosáhnout rovnováhy mezi vlhkostí vzduchu v nádobce a měřeného vzorku. Lal a Shukla (2004) doplňují, že rozsah měření se pohybuje od 80 kPa do 1 500 kPa.

Ostatní metody

Mezi další způsoby měření vlhkostního potenciálu patří metoda založená na principu tepelné vodivosti vody způsobující **ztrátu tepla**, kdy se při zahřívání vzorku zvýší teplota rychleji u vzorku suchého než u vlhkého. Jinými slovy lze říci, že tepelný tok v porézním materiálu je přímo úměrný obsahu vody ve vzorku (Flint a kol, 2002). Muñoz-Carpena a kol. (2006) popisují přístroj jako tepelnou sondu složenou z porézního bloku, který obsahuje určitý zdroj tepla a teplotní čidlo. Teplota bloku je měřena před a po spuštění ohřevu a z výsledného kolísání teplot se určí vlhkost uvnitř bloku. Vzhledem k tomu, že porézní blok při kontaktu s půdou vyrovnává okolní vlhkost, jeho charakteristická křivka určuje potenciál půdní vody. Z tohoto důvodu musí být sonda opatřena kalibrovaným vztahem mezi naměřenou změnou teploty a potenciálem.

Tabulka 3. Výhody a nevýhody terénních metod měření vlhkostního potenciálu

Metody měření	Výhody	Nevýhody
Tenzometr	<ul style="list-style-type: none"> • Možnost přímého odečtu • Poloměr dosahu měření přibližně 10 cm • Nevyžaduje elektrické napájení • Vhodný pro časté měření a řízení závlahy • Není ovlivněn půdní salinitou • Lze připojit elektronický tlakoměr a provádět záznam hodnot • Nízká cena 	<ul style="list-style-type: none"> • Relativně pomalá doba odezvy • Vyžaduje dokonalý kontakt keramického tělíčka s okolní zeminou • Především v bobtnavých a skeletovitých půdách hrozí ztráta kontaktu s půdou • Relativně pomalá doba odezvy • Vyžaduje časté doplňování vody, zejména v letních měsících • Na zimu je potřeba tenzometry demontovat
Ztráta tepla	<ul style="list-style-type: none"> • Široký rozsah měření • Nevyžaduje pravidelnou údržbu • Vhodný pro nepřetržitě měření • Není ovlivněn půdní salinitou 	<ul style="list-style-type: none"> • Potřebuje sofistikovaný ovladač pro ovládání vytápění a měření • Dlouhý čas odezvy • Nevhodný pro písčité půdy • Vysoká spotřeba baterie v případě častého odečtu
Psychrometry	<ul style="list-style-type: none"> • Vysoká citlivost • Vhodné pro vědecké měření • Vhodné pro nižší půdní vlhkosti 	<ul style="list-style-type: none"> • Nevhodné pro měření v malých hloubkách z důvodu ovlivnitelnosti teplotou • Malý rozsah snímání • Dlouhý čas odezvy • Nízká přesnost ve vlhčích půdách

Zdroj: (Muñoz-Carpena, 2015), (Webster a Eren, 2014), (Mukhopadhyay, 2013)

Tabulka 4. Srovnávací kritéria hodnocení pro tenzometrické měření půdní vlhkosti

Metody měření	Podtlakové přístroje	Přetlakové přístroje	Tempská cela	Tenzometr	Psychrometr	Ztráta tepla
Rozsah měření	0 – 50 kPa	0 – 1 500 kPa	0 – 200 kPa	0 - 85 kPa	80 – 1 500 kPa	10 - 100 kPa
Přesnost (po kalibraci)	± 1 kPa	± 2 kPa, nevhodný k měření v půdách blízko nasycení	± 1 %	± 1 kPa	± 2 kPa	7 % absolutní odchylka
Dosah měření	Až 40 reprezentativních válečků	12 reprezentativních válečků	1 reprezentativní váleček	Okruh o poloměru > 10 cm	Okruh o poloměru > 10 cm	
Způsob instalace	Laboratorní měření	Laboratorní měření	Laboratorní měření	Trvale uložen v půdě	Trvale uložen v půdě	Trvale uložen v půdě
Možnost zápisu dataloggerem	NE – vážení vzorků	NE – vážení vzorků	NE – vážení vzorků	Pouze při použití transduktoru	ANO	ANO
Ovlivnitelnost salinitou	NE	NE	NE	NE	ANO, při použití keramické nádoby	NE
Nevhodné půdní typy	Žádné	Žádné	Žádné	Písčité nebo hrubozrnné půdy	Písčité, hrubozrnné nebo bobtnavé půdy	Hrubozrnné půdy
Terénní údržba	NE	NE	NE	ANO	NE	NE
Bezpečnostní riziko	NE	NE	NE	NE	NE	NE
Použití	Výzkum	Výzkum	Výzkum	Zavlažování, výzkum	Výzkum	Zavlažování, výzkum
Pořizovací cena (zahrnuje čtečku, záznamník, uživatelské rozhraní)	\$ 3 000 – 8 000	\$ 11 000 – 25 000	\$ 300 - 450	\$ 65 - 250	\$ 500 - 1000	\$ 300 - 500

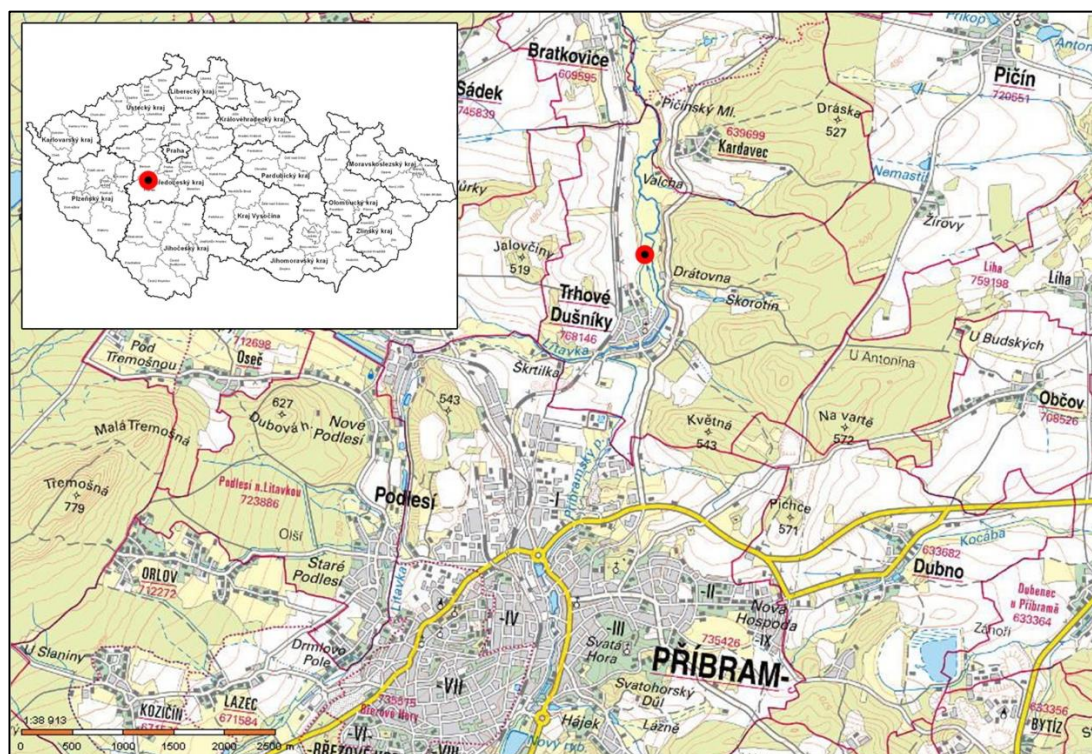
Zdroj: (Muñoz-Carpena, 2015), (Lal a Shukla, 2004), (Eijkelkamp Soil & Water, 2016) pořizovací ceny jsou pouze orientační

4. Metodika

4.1 Charakteristika zkoumaného území

Řešené území se nachází ve Středočeském kraji, v okrese Příbram, severně od obce Trhové Dušnice (viz Obrázek 12). Samotná stanice leží v nivě řeky Litavky, protékající příbramským těžebním regionem, čímž jsou do značné míry ovlivněny měřené hydrogeologické vlastnosti. Dlouhá a kol. (2013) uvádějí, že se lokalita vyskytuje, díky častým záplavám na travnatých fluvizemích a glejových fluvizemích bez zemědělského využití. V nejbližším okolí se dle Půdní mapy (Česká geologická služba, 2012) vyskytují také mezobazické a dystrické kambizemě a modální pseudogleje.

Obrázek 12. Lokalizace zájmového území



Zdroj: (geoportal.cuzk.cz, 2016)

V minulosti byla nivní oblast Litavky považována díky svému organickému bohatství za vhodnou k zemědělství, především pro pastvu. Později však zde byla prokázána kontaminace půdy toxickými kovy, a proto byla tato lokalita prohlášena za zemědělsky nevyhovující (Žák a kol., 2009). Ettler a kol. (2006) uvádějí, že jako hlavním zdrojem znečištění v této oblasti bylo usazování emisí z ložisek v průběhu

těžby a při následném zpracovávání. Značný vliv na kontaminaci půdy v oblasti Příbramska měly také úniky odpadních vod z hutních odkališť během povodní.

Trakal a kol. (2011) ve své práci uvádějí základní charakteristiky půdy, jako je pH, (CEC) – kationtová výměnná kapacita, (TOC) – celkový organický uhlík, (DOC) – rozpuštěný organický uhlík, které se nacházejí na experimentální ploše (viz Tabulka 5)

Tabulka 5. Fyzikálně-chemické vlastnosti na experimentální ploše a celkové obsahy kovů

pH	CEC (mmol/kg)	TOC (%)	DOC (mg/kg)	Dostupná forma živin (mg/kg)				Celkový obsah kovů (mmol/kg)			
				Ca	K	Mg	P	Cd	Cu	Pb	Zn
5.7	134±3	3.72	146	995 ± 68	155 ± 4	125 ± 1	58.8 ± 1	0.41 ± 0.03	1.22 ± 0.05	12.1 ± 0.5	65.6 ± 1.0

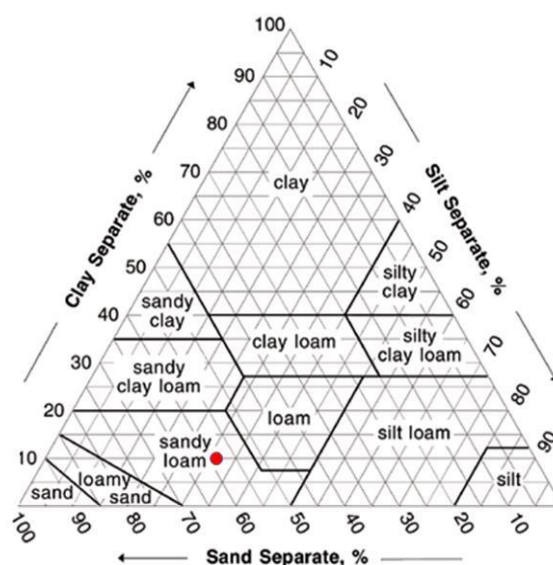
Zdroj: (Trakal a kol., 2011)

4.1.1 Fyzikální vlastnosti půdy

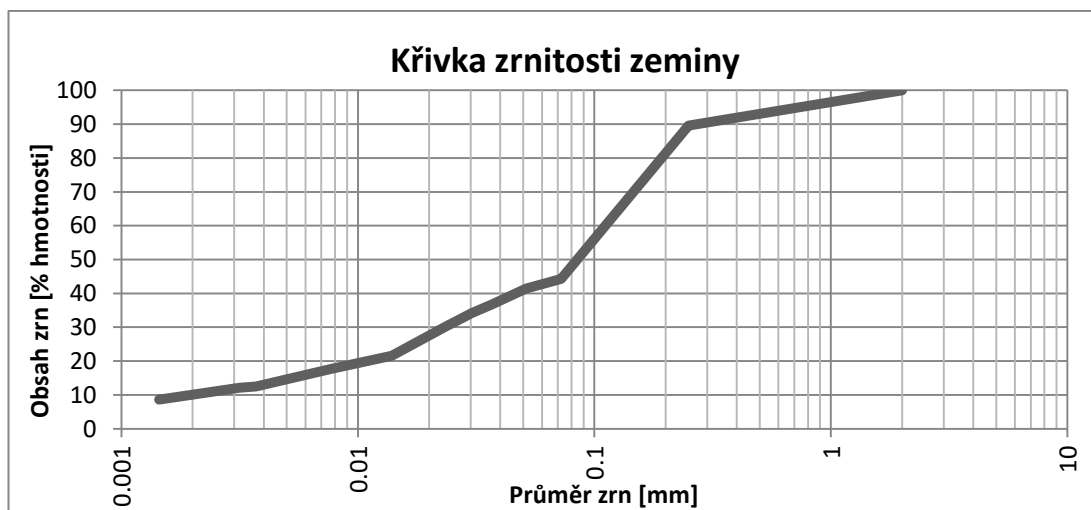
Na vybraném vzorku byl v listopadu 2014 proveden zrnitostní rozbor půdy za účelem stanovení zrnitostních kategorií. Na základě naměřených hodnot byla hustoměrnou metodou určena křivka zrnitosti pro půdní vzorky (viz Obrázek 14).

Z této křivky bylo následně stanoveno procentuální zastoupení jílu, prachu a písku. Na základě zatřídění jednotlivých půdních frakcí byla provedena klasifikace půdy pomocí Trojúhelníkového diagramu zrnitostních tříd (viz Obrázek 13). Z tohoto diagramu je patrné, že se jedná o písčitohlinitou půdu.

Obrázek 13. Trojúhelníkový diagram zrnitostních tříd



Obrázek 14: Křivka zrnitosti zeminy



Autor: Ing. L. Jačka, Ph.D.

4.1.2 Meteorologická stanice

Měřicí systém stanice obsahuje datalogger FIEDLER Hydro Controller H7 zaznamenávající data z elektrických snímačů TSH22 pro měření výšky hladiny podzemní vody [mm], srážkoměr SR03 o ploše 500 cm² [mm], pyranometr pro měření sluneční radiace (příchozí a odchozí) Kipp & Zonen CMP3 [W.m⁻²], čidlo pro měření teploty a vlhkosti vzduchu ve výškách 0,5 m a 2 m nad zemí [°C] resp. [%] (FIEDLER RVT10/RK5) a anemometr pro měření rychlosti a směru větru [m.s⁻¹] resp. [°] (FIEDLER W2t).

Obrázek 15. Meteorologická stanice



4.2 Terénní měření

Při měření v terénu se kromě přímé metody odběru neporušených půdních vzorků využívalo kontinuálně měřících senzorů, které měřily půdní vlhkost na základě kalibrovaného vztahu s jinou měřitelnou veličinou.

4.2.1 Odběry půdních vzorků

Odběry neporušených půdních vzorků byly provedeny 25.11.2015, 26.5.2016, 21.7.2016, 19.9.2016 a 25.11.2016. Vzorky byly odebírány tak, aby docházelo k co nejmenšímu porušení celistvosti materiálu. Postupovalo se tak, že po svislém zatlačení válečku pomocí odběrové násady do potřebné hloubky, došlo k odřezání okolní zeminy a uvolnění vzorku. Odebraný váleček se vzorkem byl opatrně oddělen a přebytečná zemina byla pomocí ostrého nože odkrojena od středu ke kraji válečku. V případě poškození odebraného vzorku bylo potřeba odběr opakovat. V konečné fázi byly odebrané válečky zavičkovány a uloženy do přenosného kufříku. Při odběrech bylo nutné zapisovat do připraveného pedologického zápisníku čísla a váhy válečků se vzorky a hloubky odběrů.

Obrázek 16. Půdní profil



4.2.2 Kontinuální měření půdní vlhkosti

Na experimentální ploše bylo využito tří přístrojů umožňující měření půdní vlhkosti, resp. veličin, které jsou na vlhkosti půdy závislé, a ze známého vztahu mezi touto veličinou a vlhkostí byla možnost vlhkost půdy s větší či menší přesností stanovit.

4.2.2.1 5TM

Přístroje 5TM (Decagon Devices, USA; viz Obrázek 17) nám poskytly kontinuální měření teploty a objemové vlhkosti půdy v hloubkách 20, 40, 60, 80 a 100 cm v průběhu dvou hydrologických roků. Senzor využívá elektromagnetického impulsu pro měření dielektrické permitivity okolního prostředí. Princip měření je

založen na šíření impulsu vodičem s určitou charakteristickou impedancí, obvykle o 70 MHz, kdy je při přechodu do prostředí s jinou impedancí část energie odražena zpět. Zbylý signál se šíří sondou dál v půdě s určitou rychlostí, která je závislá na permitivitě prostředí. Z tvaru a zpoždění odraženého impulsu sondou o známé délce lze určit dielektrickou permitivitu (Decagon, 2010).

Kalibrace

Všechny senzory 5TM jsou výrobcem kalibrovány na měření permitivity prostředí v rozsahu 1 – 80 [-], tedy vzduch – voda. Pro výpočet objemové vlhkosti z dielektrické permitivity prostředí se užívá univerzálního vztahu $\theta[\varepsilon]$ uváděného jako Toppova rovnice (Topp a kol., 1980).

$$\theta = 4.3 * 10^{-6} \varepsilon_a^3 - 5.5 * 10^{-4} \varepsilon_a^2 + 2.92 * 10^{-2} \varepsilon_a - 5.3 * 10^{-2}$$

Tato rovnice poskytuje uspokojivý výsledek pro měření běžných typů půd s měřitelnou vodivostí do 10 dS/m. V tomto případě by senzory měly měřit s přesností do ± 3 % objemové vlhkosti (Decagon, 2010).

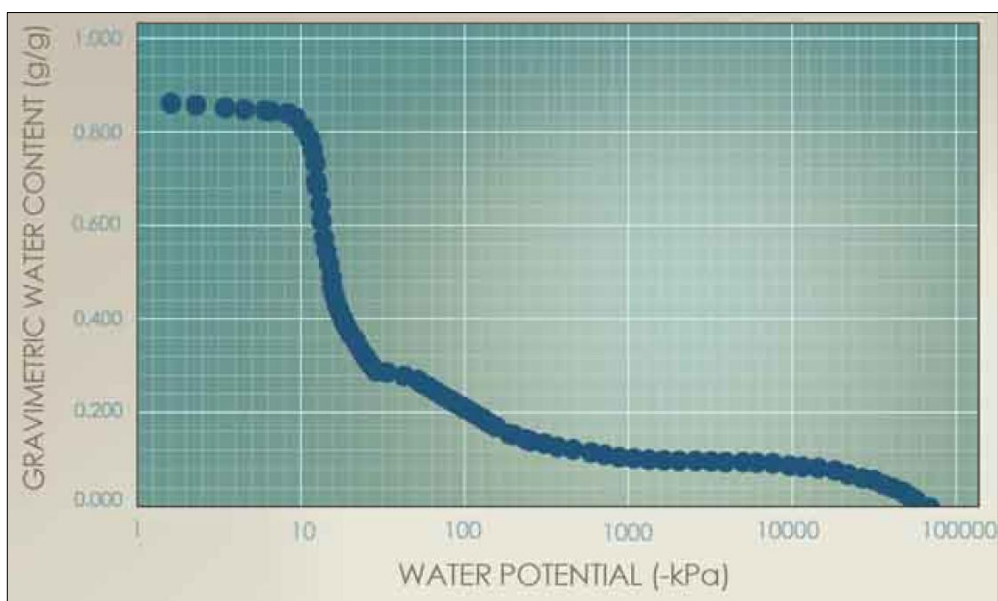
4.2.2.2 MPS-2

Přístroje MPS-2 (Decagon Devices, USA; viz Obrázek 18) nám umožnily kontinuální měření matričního potenciálu půdy a teploty v hloubkách 20, 40, 60, 80 a 100 cm v průběhu dvou hydrologických roků. Výhodou těchto přístrojů je jejich nízká energetická náročnost, která z nich dělá ideální senzory pro trvalé uložení v zemi. Princip měření je založen na vytvoření hydraulické rovnováhy mezi porézní keramickou destičkou o známém materiálu a okolním prostředím založeném na druhém zákonu termodynamiky. Vzhledem k rovnovážnému stavu lze následně v senzoru určit půdní vlhkost, odpovídající vlhkosti půdy okolního prostředí, s využitím dielektrické permitivity, která je závislá na množství vody vyplňující póry porézní destičky. Senzor měřené hodnoty přepočítává na vlhkostní potenciál pomocí retenční křivky keramické destičky (Decagon, 2014).

Obrázek 18: MPS-2



Obrázek 19. Retenční křivka pro MPS-2



Zdroj: (Decagon, 2014)

Touto metodou lze měřit v rozsahu 9 až 100 000 kPa (pF 1,96 až pF 6,01) s přesností na 2 kPa. Problematická je však přesnost měření při nízkých hodnotách objemové vlhkosti půdy, kdy i minimální změna, může vyvolat velkou změnu ve vlhkostním potenciálu. Důvodem je přepočítání přes retenční křivku v úseku s horizontálním tvarem (viz Obrázek 19). Problémy s měřením nastávají také při hodnotách potenciálu půdní vody pod 9 kPa, kdy se do keramické destičky vlivem vysokého nasycení dostává už minimální množství vzduchu póry.

Obrázek 20. Tenzometr T4e



4.2.2.3 T4e

Tenzometry T4e (UMS, Německo; viz Obrázek 20) nám umožnily kontinuální měření vlhkostního potenciálu v hloubkách 30, 55 a 75 cm. Instalace proběhla 26.3.2015, avšak tenzometr uložený v hloubce 30 cm dával špatná měření, tudíž byla část dat vymazána a následně se vycházelo z dat od 26.4.2016. Výhodou tohoto typu tenzometru je jeho možnost doplňování vodou bez nutnosti vyjmutí ze země. Rozsah měření se pohybuje od 0 kPa do 85 kPa

s přesností na $\pm 0,5$ kPa. Jestliže dojde k většímu vysušení půdy než na hodnotu sacího tlaku 85 kPa, tenzometr vyschne a musí se doplňovat vodou, než dojde opět ke zvýšení vlhkosti okolní půdy. Z tohoto důvodu se tyto přístroje nehodí do velmi suchých půd (UMS, 2009).

4.3 Laboratorní měření

Po převezení do laboratoře byla část vzorků použita pro stanovení objemové vlhkosti a část pro stanovení průběhů retenčních křivek půdní vlhkosti.

4.3.1 Stanovení objemové vlhkosti

Odebrané válečky se v laboratoři odvíčkovaly a následně byly zváženy před i po vysušení a výsledné hodnoty byly dosazeny do vzorce uvedeného níže. Postup sušení spočíval v umístění otevřených válečků do elektricky vyhřívané sušárny (viz Obrázek 21) při 105°C , dokud se hmotnost neustálila na konstantní hodnotě. Doba schnutí se většinou pohybovala okolo 24 hodin. Gardner a kol. (2001) a Gee a Dodson (1981) uvádějí, že je možné taky pro vysušení použít mikrovlnné trouby. V této metodě se teplota půdní vody rychle zvýší na teplotu varu, a pak zůstává konstantní po celou dobu odpařování vody.

Obrázek 21. Horkovzdušná sušárna



Pro výpočet objemové vlhkosti půdy byl pak použit tento vztah:

$$\theta = \frac{(m_1 - m_2)}{\rho_w} / V,$$

kde θ je aktuální vlhkost půdy, m_1 hmotnost vzorku při odběru, m_2 hmotnost vzorku po vysušení, ρ_w měrná hmotnost vody [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$] a V je objem válečku [cm^3].

4.3.2 Stanovení retenčních křivek půdní vlhkosti

Další část neporušených půdních vzorků byla využita pro určení hodnot průběhů retenčních křivek. Odebrané válečky se postupně odvíčkovaly, zvážily a na stranu bez břitu se gumičkou připevnily filtrační papírky (viz Obrázek 22). Strana s břitem se přikryla hodinovým sklíčkem. Následně se válečky umístily filtračním papírkem dolů do pískového tanku (viz Obrázek 23), kde se po dobu 2 až 3 dnů nechaly kapilárně sytit. Provlhčení vzorku bylo indikováno leskem horní vrstvy. Plně nasycené vzorky byly nejdříve pečlivě zváženy a následně vráceny zpět do tanku. Pro dokonalý kontakt se jednotlivé vzorky při vkládání do tanku jemně přitlačily a pootočily. Tento proces jsme postupně opakovali pro získání hodnot pro jednotlivé sací tlaky až do 10 kPa, kdy se vzorky musely přeložit do písko/kaolinového tanku (viz Obrázek 24), na kterém byly získány hodnoty sacího tlaku až do 50 kPa. Ke zvážení docházelo vždy po dosažení rovnovážného stavu mezi vzorkem a požadovaným tlakem nastaveným na jezdcí přístroje. Při měření bylo nutné zamezení výskytu vzduchových bublin, které se nejčastěji objevují v hadici. Po dosažení maximálního podtlaku umožněného na písko/kaolinovém tanku byly jednotlivé vzorky přendány do tlakových extraktorů (viz Obrázek 25), kde byly postupně měřeny hodnoty sacího tlaku až do hodnot bodu vadnutí (viz kapitola 3.6.1.1). Přetlakové komory se uzavíraly robustními víky pomocí velkých šroubů. Potřebný přetlak byl zajištěn pomocí výkonného kompresoru, které byl regulován pomocí citlivých ventilů a manometrů. Délka měření závisela na zrnitosti a hodnotě jednotlivých tlaků působící na vzorky v přístroji. Čím vyšší podtlak se nastavil, tím déle trvalo dosažení rovnovážného stavu.

Obrázek 22. Neporušené půdní vzorky



Obrázek 23. Pískový tank



Obrázek 24. Písko-kaolinový tank



Obrázek 25. Přetlakové přístroje



Zdroj: (<http://kvhem.cz>)

4.3.2.1 Převod měřených hodnot na objemové vlhkosti

Naměřené hodnoty byly následně proloženy modelem van Genuchtena (van Genuchten, 1980) pomocí programu RETC. Získané parametry tří reprezentativních retenčních křivek byly dále využity pro přepočítání tlakových výšek měřených pomocí tenzometrů na objemovou vlhkost. Pro přepočítání tlakových výšek na objemovou vlhkost bylo využito obecného vzorce pro retenční čáru půdní vlhkosti a jejího analytického vyjádření podle van Genuchtena.

$$\theta_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r},$$

kde θ_e je ekvivalentní objemová hmotnost [-], θ objemová vlhkost [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$], θ_s nasycená vlhkost [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$] a θ_r reziduální vlhkost zeminy [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$].

$$\theta_e = \frac{1}{(1 + (\alpha|h|)^n)^m}, h < 0,$$

kde $|h|$ je absolutní hodnota tlakové výšky [cm], α převrácená hodnota vstupní hodnoty vzduchu [cm^{-1}] a n, m jsou empirické tvarové koeficienty, kde vztah mezi m a n je: $m=1-1/n$.

4.4 Statistická analýza dat

Datové soubory byly otestovány testem normality Shapiro-Wilk testu, který přijal hypotézu o normalitě dat objemových vlhkostí. Na tato data byl dále použit ANOVA test pro stanovení vlivu významnosti časoprostorové variability, kdy nulová hypotéza předpokládala nulový rozdíl v průměrných hodnotách mezi jednotlivými odběry. V případě zamítnutí hypotézy, byly nalezeny statisticky významné rozdíly.

5. Výsledky

5.1 Retenční křivky půdní vlhkosti

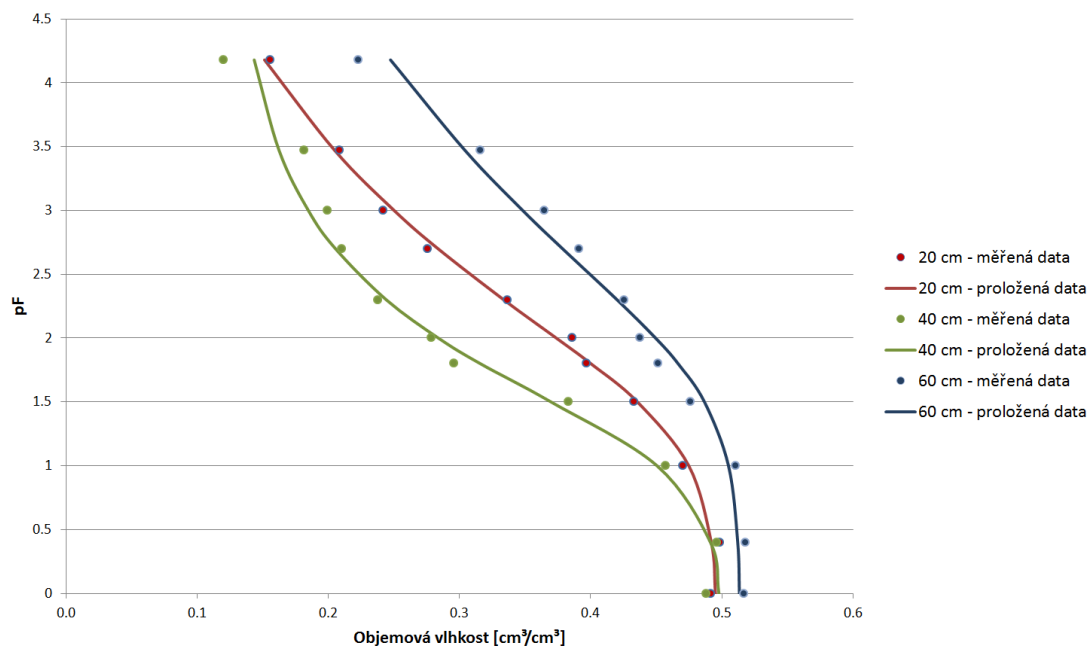
Získané parametry retenčních křivek jsou uvedeny v tabulce 6. Tyto hodnoty jsou vždy určeny jako průměrné hodnoty ze 14 vzorků z každé hloubky.

Tabulka 6. Průměrné hodnoty parametrů retenčních křivek

Parametry	Jednotky	20 cm	40 cm	60 cm
θ_r	[cm ³ /cm ³]	0,028	0,067	0,022
θ_s	[cm ³ /cm ³]	0,519	0,488	0,461
α	[1/cm]	0,074	0,049	0,103
n	[-]	1,223	1,357	0,979
m	[-]	0,180	0,248	0,170

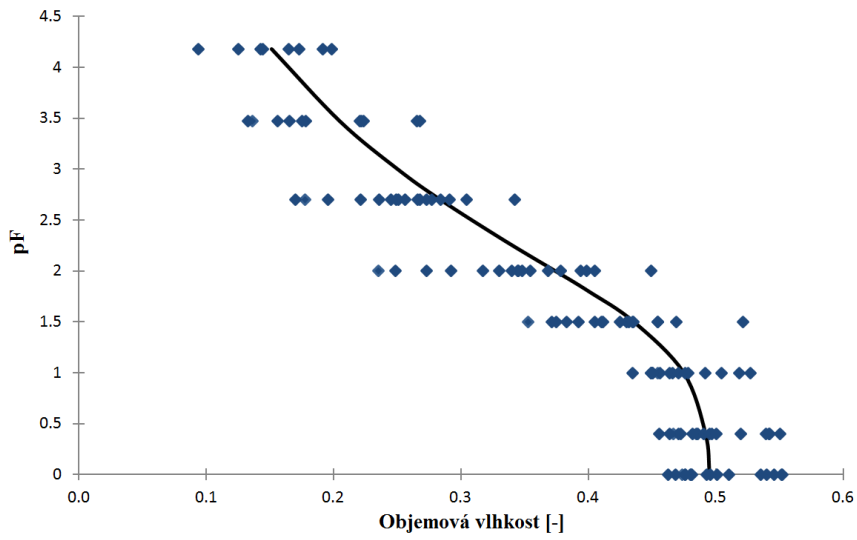
Na obrázku 26 jsou zobrazeny proložené (modelem van Genuchtena) reprezentativní retenční křivky s naměřenými hodnotami. Již zde je patrná jasná heterogenita mezi jednotlivými půdními horizonty, kdy podle tvaru retenční křivky lze určit charakteristiku jednotlivých vrstev. V hloubce 20 cm má půda písčitolhlinítý charakter s rovnoměrným zastoupením obou frakcí. Ve 40 cm se nejčastěji nacházejí písčité ložiska. V 60 cm a hlouběji začíná převládat zastoupení jílu.

Obrázek 26. Porovnání průběhů reprezentativních retenčních křivek

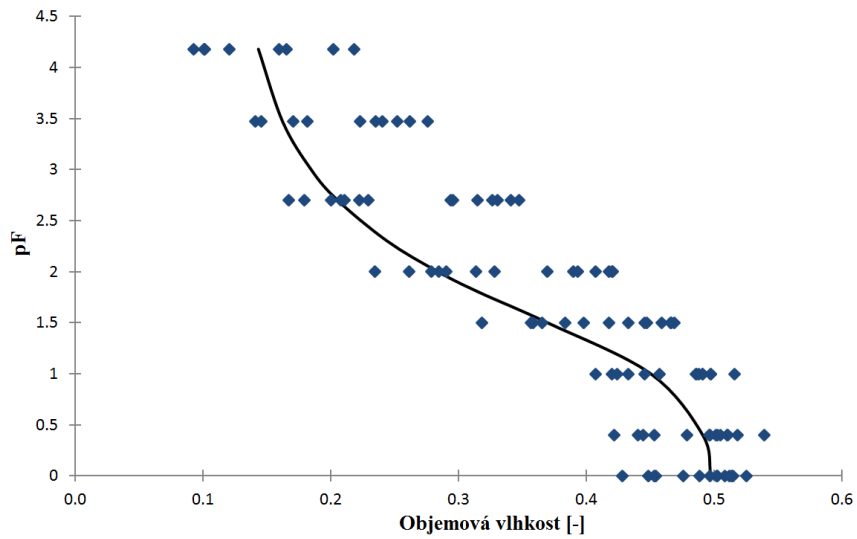


Na obrázcích 27 až 29 jsou vykresleny body průběhů retenčních křivek v jednotlivých hloubkách, na kterých je zřetelně vidět značná časoprostorová variabilita. Nejvyšší divergence je patrná v hloubce 60 cm.

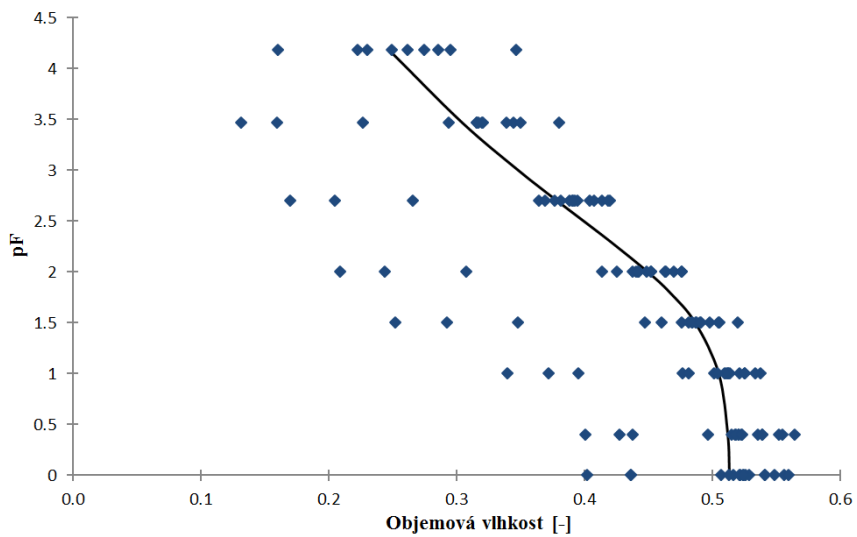
Obrázek 27. Průběhy retenčních křivek v hloubce 20 cm



Obrázek 28. Průběhy retenčních křivek v hloubce 40 cm



Obrázek 29. Průběhy retenčních křivek v hloubce 60 cm



5.2 Porovnání nepřímých metod měření půdní vlhkosti

Pro lepší přehlednost jsou zde porovnávána data z půlročního období od 1. května do 31. října 2016. Sice se jedná o období srážkově podprůměrné, ale z důvodu nekompletnosti dat u tenzometrického měření přístrojem T4e, bylo nutné pro srovnání vybrat tuto časovou řadu. Pro reprezentativní vyhodnocení a porovnání jednotlivých měření se však toto období jeví jako zcela výstižné. Grafické porovnání průběhů objemových vlhkostí v půdním profilu v období dvou hydrologických roků je uvedeno v přílohách.

5.2.1 Změna vlhkosti v půdních horizontech

Tato kapitola je rozčleněna do jednotlivých půdních horizontů, podle hloubky uložení daných senzorů. Dle odebraných půdních vzorků byla zjištěna značná heterogenita mezi těmito dílčími horizonty, která je patrná ze samotných průběhů objemových vlhkostí. V horizontu okolo 20 cm převládaly písčitohlinité půdy, horizont okolo 40 cm byl specifický převládajícím zastoupením písčitých půd a horizont v 60 cm byl typický půdou s vysokým obsahem jílu.

5.2.1.1 Půdní horizont 20 – 30 cm

V tomto půdním horizontu byly senzory přístrojů 5TM a MPS-2 uloženy v hloubce 20 cm a tenzometr T4e byl uložen o 10 cm hlouběji. Tento rozdíl hloubek se měl podle předpokladů odrážet pozdější odezvou tenzometru na srážkový úhrn a také vyššími průměrnými hodnotami objemových vlhkostí. Grafické porovnání průběhů objemových vlhkostí vybrané časové řady je uvedeno na obrázku 30 a grafické znázornění let 2015 a 2016 je uvedeno v příloze 1.

Z obrázku 30 je patrné, že nejnižší objemová vlhkost půdy byla měřena u senzoru MPS-2, kde měl průběh křivky průměrně o 0,07 nižší hodnoty než průběh vlhkostí měřené tenzometrem T4e. Samotný průběh křivky MPS-2 se však velmi podobal průběhu 5TM včetně nepatrných změn reakcí na zanedbatelné srážkové úhrny. Rozdílné tendence jsou mezi nimi znatelné většinou u delších bezsrážkových období, kdy průběh vysoušení u MPS-2 probíhal s vyšší intenzitou než u 5TM a také po srážkovém úhrnu, kdy u MPS-2 docházelo k rychlejšímu nárůstu vlhkosti. Průběh vlhkosti měřený tenzometrem T4e je charakteristický nejvyššími peaky v reakci na srážkové úhrny a zároveň vysokou citlivostí na vysoušení půdního profilu.

Pro podrobnější popis vlivu hloubky uložení senzorů na průběh vlhkosti jsou zde popsány dvě epizody. Obě byly chudé na srážky, kdy během první od 1. do 23. května 2016 spadlo pouhých 7,2 mm srážek a v průběhu druhé od 8. do 30. října 2016 spadlo 17,8 mm srážek. Z grafu je zřetelně vidět, že během první epizody dochází ke kontinuálnímu poklesu objemové vlhkosti v celém půdním horizontu. Rozdílný je průběh druhé epizody, kde dochází k drobným srážkovým úhrnům, které udržují půdu v hloubce 20 cm ve stabilní vlhkosti, ale půda o 10 cm hlouběji postupně prosychá vlivem drénování.

Obrázek 30. Grafické porovnání průběhu půdní vlhkosti v hloubce 20 - 30 cm



5.2.1.2 Půdní horizont 30 – 40 cm

V tomto horizontu byly porovnány průběhy objemových vlhkostí v rozmezí od 30 cm, měřené tenzometrem T4e, do 40 cm, měřené senzory 5TM a MPS-2. Grafické porovnání průběhů objemových vlhkostí vybrané časové řady je uvedeno na obrázku 31 a grafické znázornění let 2015 a 2016 je uvedeno v příloze 2.

Z obrázku 31 je zřejmá obdobná odchylka převodu měřených hodnot přístrojem MPS-2, jako u předešlého horizontu, kde se průběh objemové vlhkosti pohybuje průměrně o 0,08 níže oproti hodnotám 5TM. Oproti senzorům uložených v hloubce 20 cm jsou zde evidentní nižší odezvy na srážkové úhrny a období sucha. Při porovnání těchto přístrojů je znatelná vyšší citlivost 5TM, která více koreluje s hodnotami měřenými tenzometrem T4e.

Z grafického porovnání průběhu vlhkosti v jednotlivých hloubkách je jasně vidět pozvolnější nástup reakcí na srážkový úhrn ve 40 cm a především jejich omezení jen na ty vydatnější. Také pokles hodnot objemových vlhkostí vlivem drénování má pozvolnější charakter a dochází k němu i při méně vydatných srážkách.

Obrázek 31. Grafické porovnání průběhu půdní vlhkosti v hloubce 30 - 40 cm



5.2.1.3 Půdní horizont 40 – 60 cm

V tomto horizontu byly porovnány průběhy objemových vlhkostí měřené přístroji MPS-2 a 5TM ve 40 a 60 cm s průběhem objemové vlhkosti měřeným tenzometrem T4e, uloženým v hloubce 55 cm. Grafické porovnání průběhů objemových vlhkostí vybrané časové řady je uvedeno na obrázku 32 a grafické znázornění let 2015 a 2016 je uvedeno v příloze 3.

Z obrázku 32 je patrné, že jediné relevantní hodnoty objemové vlhkosti jsou měřeny v 55 cm pomocí tenzometru T4e. V této hloubce je stále vysoce citlivý na srážkové úhrny a období beze srážek. Naopak FDR přístroje v hloubce 60 cm vlivem zvýšení průměrné vlhkosti půdy zaznamenávají nevyhovující hodnoty.

Obrázek 32. Grafické porovnání průběhu půdní vlhkosti v hloubce 40 – 60 cm



5.2.1.4 Půdní horizont 60 - 100 cm

V tomto rozmezí byly sice uloženy v hloubkách 60, 80 a 100 cm senzory obou FDR přístrojů, ale ve výsledku reálná data zaznamenával pouze tenzometr uložený v hloubce 75 cm. Z tohoto důvodu byl tento horizont s neadekvátními daty z porovnávání vyřazen.

5.2.2 Změna vlhkosti půdního profilu v závislosti na úrovni hladiny podzemní vody

Na obrázku 33 jsou znázorněny průběhy objemových vlhkostí měřené tenzometry T4e v hloubkách 30, 55 a 75 cm. Zároveň je zde zobrazen průběh a kolísání hladiny podzemní vody.

Pro podrobnější popis režimu půdní vlhkosti a hladiny podzemní vody jsou zde znázorněny tři reprezentovatelné srážkové epizody. První epizoda je z 16. června 2016, při které došlo k úhrnu 28,2 mm srážek. Tuto epizodu předcházelo 10 dní s jednou vydatnější srážkou, při které spadlo 17 mm srážek. Poté následovalo období beze srážek. Druhé epizodě z 27. července 2016, při které spadlo 32 mm srážek, předcházelo srážkově bohatší období s podobně vydatnými dešti o celkovém úhrnu 26,6 mm. Při třetí epizodě z 16. a 17. září, spadlo celkem 40 mm srážek. Tuto epizodu přecházelo období zcela beze srážek. Na obrázku 33 jsou znázorněny všechny tři epizody.

Při první epizodě vlivem předcházejícího vydatného deště došlo k nejvyššímu nasycení půdy, kdy objemová vlhkost půdy ve 30 cm dosáhla 0,42, v 55 cm 0,41 a v 75 cm dosáhla 0,47. V této epizodě dosáhla také hladina podzemní vody s dvoudenním zpožděním svého maxima 100 cm. Z celkového pohledu na průběh vlhkostí je patrné, že k nejmenším změnám docházelo u tenzometru v 55 cm.

Druhou srážkovou epizodu předcházelo nejdeštivější období, které však bylo rozděleno mezi méně vydatné srážkové úhrny ve více dnech. Což mělo sice za následek zvýšení vlhkosti ve 30 cm jako u předcházející epizody, ale v 75 cm vlivem postupného drénování nedošlo k takovému přemokření půdy jako u předešlé epizody.

Třetí epizodě předcházelo delší období beze srážek, což mělo za následek nejvyšší proschnutí půdy v celém profilu. I hladina podzemní vody se blížila měřenému minimu k 160 cm pod povrchem. Při tomto dvoudenním úhrnu srážek došlo k nejvyššímu nárůstu objemové vlhkosti u senzorů uložených ve 30 cm, kdy se hodnota objemové vlhkosti zvýšila z 0,19 na 0,33. V hloubce 55 cm se objemová vlhkost zvýšila z 0,61 na 0,72. V hloubce 75 cm se změna vlhkosti půdy projevila se značným opožděním a s porovnáním s ostatními časovými epizodami nejméně.

Obrázek 33. Změna vlhkosti půdního profilu v závislosti na úrovni hladiny podzemní vody měřené tenzometry T4e



5.2.3 Rychlost odezvy na srážkový úhrn

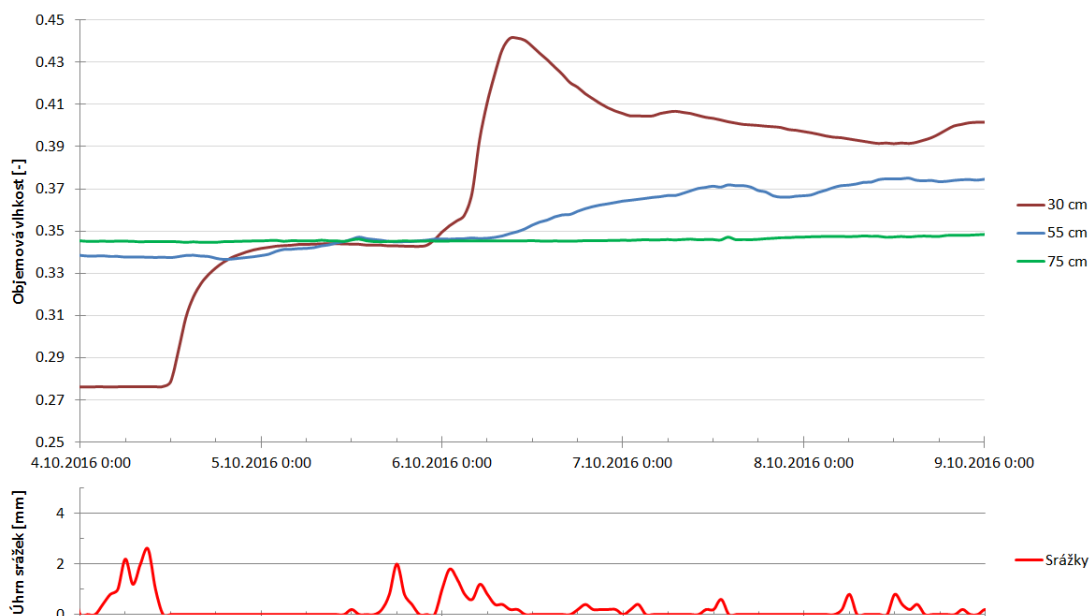
Na obrázku 34 je detailně zobrazena srážková epizoda ze 4. až 9. října 2016. Během 4. října napadlo nejprve v průběhu 6 hodin 12,2 mm srážek, které o dva dny později následovalo dalších 13,2 mm srážek. Před touto srážkovou epizodou se objemová vlhkost pohybovala ve 30 cm okolo 0,28, v 50 cm okolo 0,34 a v 75 cm okolo 0,35.

Odezva na první srážkový úhrn se projevila po čtyřech hodinách nejprve ve 35 cm razantním zvýšením objemové vlhkosti na 0,345, kde se dále udržovala ve vyrovnaném stavu až do druhého srážkového úhrnu, kdy se po podobně rychlé odezvě zvýšila na 0,441. Doba od počátku růstu vlhkosti po kulminaci trvala okolo 8 hodin. Po kulminaci došlo velice rychle v řádu dvou hodin k poklesu vlhkosti.

V 55 cm začalo docházet k prvním projevům přibližně po 15 hodinách a měly pomalý průběh. Reakce na druhý úhrn srážek měla rychlejší odezvu i samotný průběh nárůstu vlhkosti, což bylo způsobené nasycením půdy z minulého úhrnu. V 75 cm nebyla zaznamenána žádná reakce na první srážkový úhrn a k prvním projevům došlo až po 48 hodinách od druhého srážkového úhrnu vlivem nedostatečného proschnutí půdy z předchozího úhrnu.

Při zkoumání okamžité reakce na srážkový úhrn je nutné brát v úvahu především intenzitu a vydatnost srážky, a také to, jaké počasí dlouhodobě předcházelo a jaký mělo vliv na půdní profil.

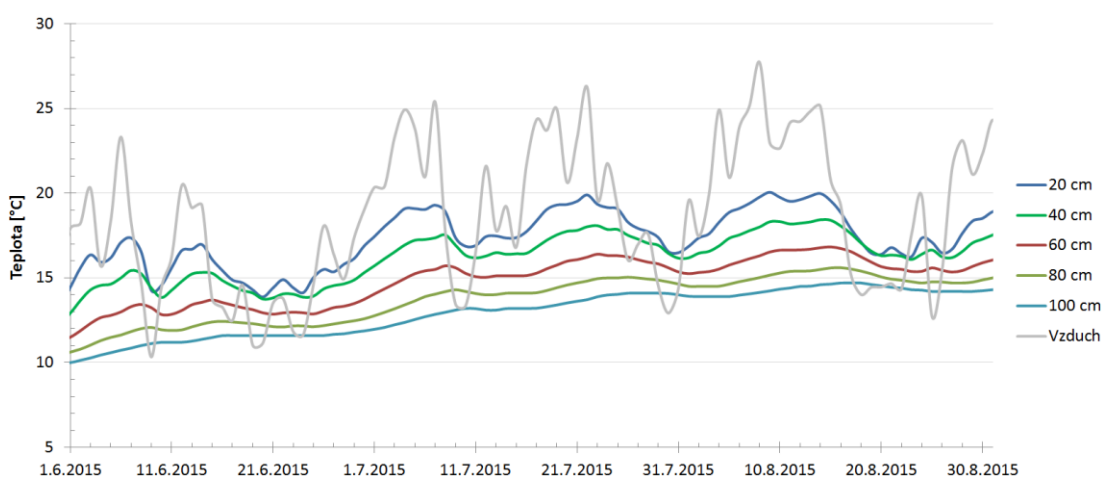
Obrázek 34. Rychlost odezvy na srážkový úhrn



5.2.4 Kolísání teploty v půdním profilu

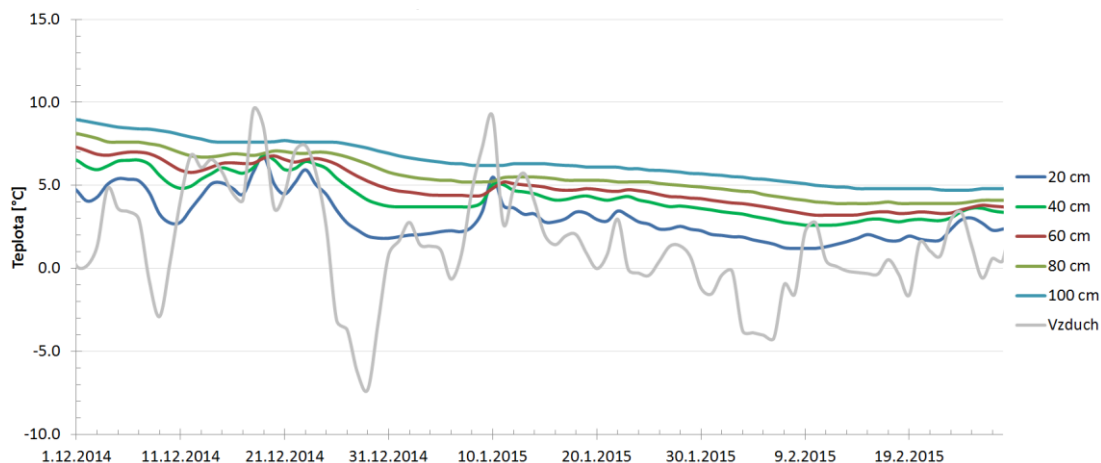
Na obrázcích 35 a 36 jsou graficky znázorněny průměrné teploty během letního a zimního období. V letním období se rozdíl teplot mezi jednotlivými hloubkami pohyboval v průměru od 1,5 °C u horních vrstev do 0,6 °C v hloubce jednoho metru. Krátkodobá změna teploty vzduchu s rychlou odezvou ovlivňovala teplotu půdy do 40 cm. Ve větších hloubkách došlo k teplotním změnám pouze u výraznějších a dlouhodobějších změn teplot vzduchu. Teplota půdy v hloubce jednoho metru si většinou zachovávala vyrovnané hodnoty i při větších a delších výkyvech.

Obrázek 35. Průměrné teploty půdy v letním období



V zimním období se rozdíl teplot mezi jednotlivými hloubkami pohyboval v průměru od 0,8 °C u spodních vrstev do 1,8 °C u vrstev horních. Při celé délce zimního období nedošlo k promrznutí půdy ani v hloubce 20 cm. Teplotní výkyvy měly podobnou tendenci jako v letních měsících, kdy se při zvýšení teploty vzduchu prohřála půda až do hloubky 40 cm.

Obrázek 36. Průměrné teploty půdy v zimním období



5.3 Přímá metoda měření půdní vlhkosti

V tabulce 7 jsou uvedeny průměrné hodnoty objemových vlhkostí s rozsahem směrodatných odchylek určené přímou metodou v jednotlivých půdních horizontech. Je zde patrné, jak značný byl rozsah naměřených hodnot.

Tabulka 7. Rozsah objemových vlhkostí odebraných vzorků

Hloubka	25.11.2015	26.5.2016	21.7.2016	19.9.2016	25.11.2016	ANOVA
20 cm	0.31 ± 0.03	0.37 ± 0.04	0.29 ± 0.04	0.26 ± 0.05	0.31 ± 0.04	p = 0.001
40 cm	0.43 ± 0.02	0.41 ± 0.02	0.37 ± 0.07	0.34 ± 0.07	0.38 ± 0.06	p = 0.275
60 cm	0.55 ± 0.05	0.42 ± 0.02	0.47 ± 0.01	0.36 ± 0.11	0.47 ± 0.03	p = 0.076

Dle ANOVA testu byl zjištěn statisticky významný rozdíl v průměrných hodnotách mezi jednotlivými měsíci v hloubce 20 cm. Naopak v hloubce 40 a 60 cm nebyly mezi průměrnými hodnotami žádné statisticky významné rozdíly zjištěny.

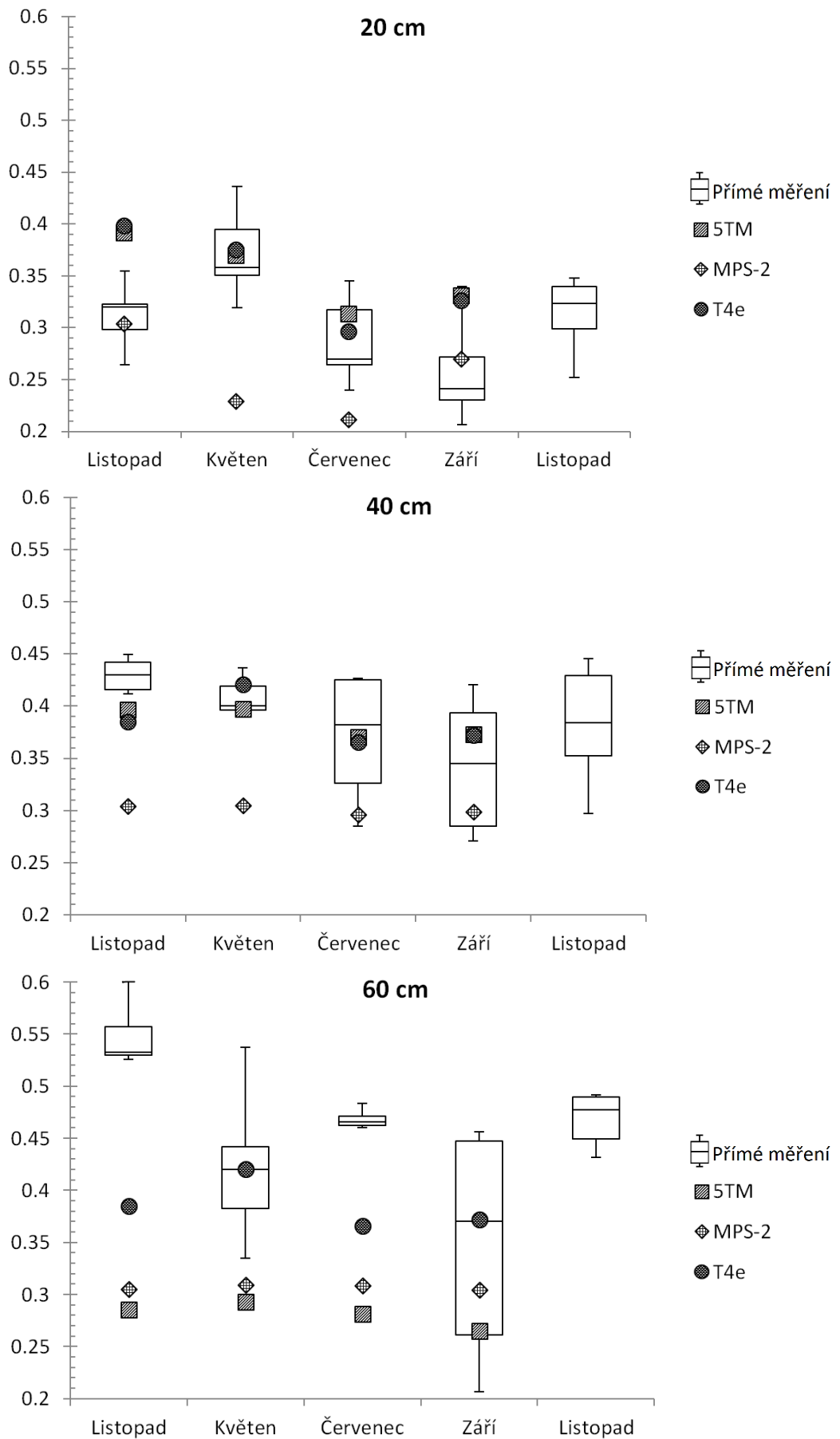
5.3.1 Verifikace nepřímo měřených objemových vlhkostí

Na obrázku 37 jsou graficky porovnány objemové vlhkosti vzorků odebraných přímou metodou s metodami nepřímými. U přímých metod jsou v jednotlivých sloupcích uvedeny minima, maxima, hranice 25 a 75 percentilů a mediány. Pro listopadová data objemových vlhkostí měřených přímou metodou již není porovnání nepřímého měření.

Z obrázku je zřejmé, že s objemovými vlhkostmi naměřenými přímou metodou nejvíce koreluje data měřená tenzometry T4e. Na druhou stranu je znepokojující skutečnost, že ne všechny hodnoty měřené tenzometry se nachází v rozsahu objemových vlhkostí naměřených přímou metodou. Z čehož vyplývá, že se na experimentální ploše vyskytuje opravdu vysoká půdní heterogenita. Především v listopadu 2015 v hloubkách 40 a 60 cm a v červenci v hloubce 60 cm dochází k velkým rozdílům mezi jednotlivými metodami měření, což pravděpodobně souvisí s nižším počtem odebraných vzorků.

Na grafech jsou také potvrzeny předpoklady posunu hodnot přístroje MPS-2 a nepřesnosti měření obou přístrojů založených na dielektrické permitivitě v hloubce 60 cm s vyšší průměrnou hodnotou objemových vlhkostí.

Obrázek 37. Verifikace objemových vlhkostí v jednotlivých horizontech



6. Diskuze

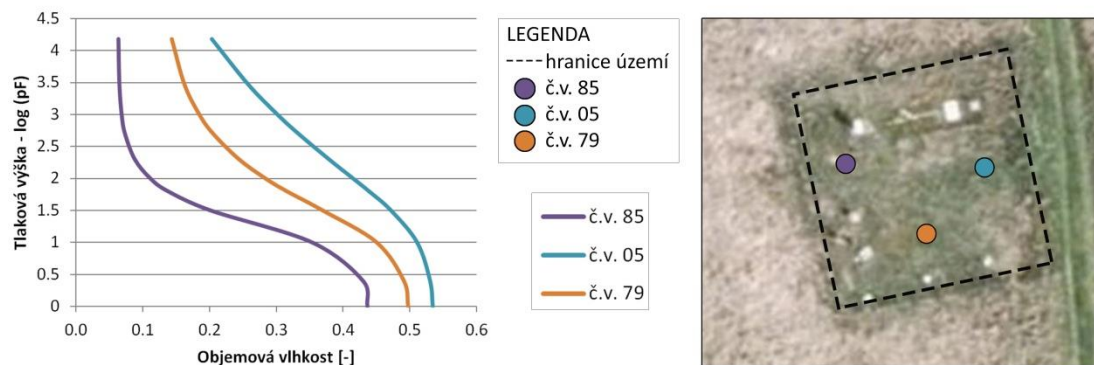
6.1 *Prostorová a časová variabilita*

Při výpočtu objemových vlhkostí a při stanovování retenčních křivek byla zjištěna značná variabilita, jak mezi jednotlivými půdními profily, tak i mezi jednotlivými odběrnými místy, což bylo i vizuálně zřejmé, při samotných odběrech. Skála a kol. (2013) vysvětluje, že údolní nivy jsou dynamickým ekosystémem s neustálou interakcí mezi půdním a vodním prostředím. Systém nivních půd je součástí obecného transportně-akumulačního cyklu, zahrnující procesy zvětrávání, eroze, říčního transportu, sedimentace, redistribuce sedimentů či pedogeneze. Charakteristickým znakem těchto systémů je přirozeně vysoká heterogenita, projevující se v prostoru i v čase. Určení fyzikálních vlastností půd, proto patří k nejnáročnějším procesům, při určování vstupních podkladů do všech rovnic a modelů. Lokální heterogenita často způsobuje značné rozdíly v chování půdy a tím i ovlivňuje výsledky výpočtu. Sánka a kol. (2004) doplňují, že každá složka ekosystémů se projevuje určitou variabilitou, která lze matematicky, statisticky a geograficky popsat v čase i prostoru. Variabilita pedosféry je v porovnání s dalšími složkami ekosystémů vysoká, což způsobuje složitá stavba půd a také mnoho faktorů, které se na vývoji půd podílejí. Oproti tomu časová variabilita představovala změnu naměřených vlhkostí v čase. Příčinou byla zpravidla proměnlivost počasí, jako srážkové úhrny, období beze srážek a v horních vrstvách také průběh povětrnostních podmínek. Dle Balíka a kol. (2006) úroveň časových změn prostorové variability velmi kolísá od zvoleného pozemku či oblasti, způsobu hospodaření nebo půdních vlastností.

Rozsahy momentálních objemových vlhkostí odebraných vzorků, v daných hloubkách a měsících, jsou uvedeny v tabulce 7. Z této tabulky vyplývá, že nejnižší průměrné hodnoty objemových vlhkostí byly podle předpokladů zaznamenány v červenci a září, projevující se ve všech hloubkách odběrů. Naopak nejvyšší hodnoty byly zaznamenány v listopadu. Je však nutné brát v úvahu okamžité odezvy na srážkové úhrny, které mohou výsledné hodnoty signifikantně ovlivnit. Pro ilustraci jsou také na reprezentativním obrázku 38 uvedeny možné průběhy retenčních křivek odebraných 21. července 2016 v hloubce 40 cm. Důležité je upozornit, že kopané sondy byly od sebe vzdáleny okolo 5 metrů, a proto je až

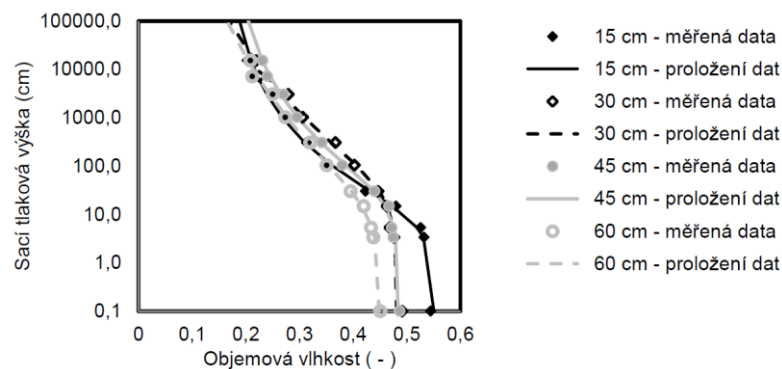
překvapující odlišnost vzorků, kdy vzorek č. 85 obsahoval velké množství písku a naopak vzorek č. 05 byl odebrán z půdy s vysokým obsahem jílu. Z průběhu křivek je patrné, jak důležitá byla volba vhodné retenční křivky pro přepočty tlakových výšek na objemové vlhkosti, kde by v opačném případě po volbě nevhodné křivky, vznikaly po přepočtu neadekvátní výsledky. Z toho vyplývá, že pro určení parametrů hodnot potřebných pro převody nepřímých měření je zapotřebí používat půdní vzorky, které mají stejné vlastnosti, jako je půda v okolí senzorů. Logické se můžou jevit odběry vzorků půdy z bezprostřední blízkosti uložených senzorů pro nepřímé měření. Tímto postupem však může dojít k porušení celistvosti materiálu a tím k tvorbě preferenčních cest, které by mohly celé měření znehodnotit.

Obrázek 38. Průběhy retenčních křivek ve 40 cm (červenec 2016)



Čejková a kol. (2014) ve svém vědeckém článku pro konferenci „Hydrologie malého povodí“ vyhodnocovali monitoring vodního režimu půdy v lokalitě Roklan, která se nachází v první zóně Národního parku Šumava. Jedná se o lokalitu smrkové monokultury, která byla v minulých letech napadena kůrovcem a poté ponechána přirozené regeneraci. V rámci měření určili půdní druh (písečtá hlína), který je totožný s lokalitou v Trhových Dušníkách. Také získali čtyři reprezentativní retenční křivky, které jsou uvedeny na obrázku 39.

Obrázek 39. Průběhy retenčních křivek na lokalitě Roklan



Z obrázku 39 je patrná nižší heterogenita mezi jednotlivými horizonty v porovnání s lokalitou v Trhových Dušníkách, ve které vlivem interakcí mezi půdním a vodním prostředím dochází ke změnám projevující se v prostoru i v čase.

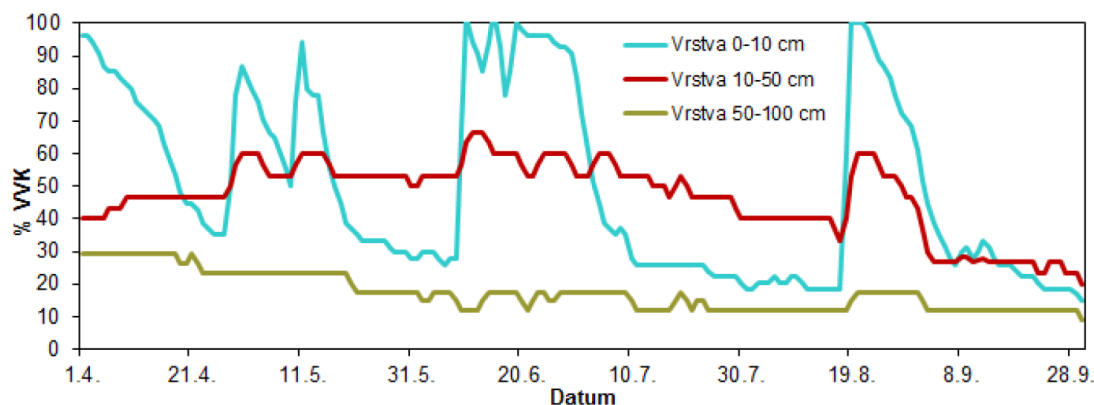
6.2 Porovnání půdních vlhkostí vybraných lokalit za rok 2015

Pozitiva této práce spočívají také v porovnání dvou odlišných roků, co se srážkové vydatnosti týče. Rok 2015, při kterém měření probíhalo, je považován za jeden z nejsušších a nejteplejších roků. Extrémy letního období 2015 popisuje mimo jiné také fakt, že průběh měřených vlhkostí měl kontinuálně sestupný charakter i u hlouběji uložených vrstev.

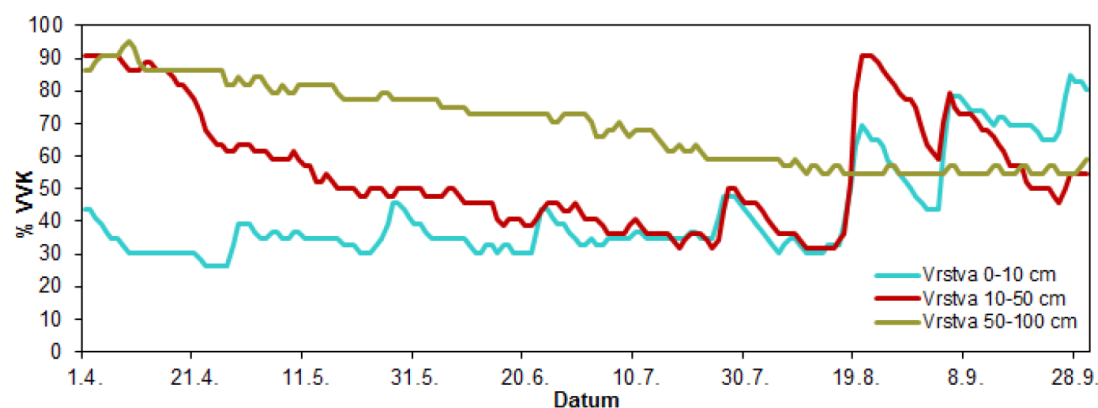
Český hydrometeorologický ústav v současnosti provádí měření půdní vlhkosti na 42 meteorologických stanicích po celé České republice. Senzory uložené v půdě zde měří průběhy vlhkostí ve třech vrstvách, a to v 0 až 10 cm, 10 až 50 cm a 50 až 100 cm. Z naměřených průběhů vlhkostí v jednotlivých profilech z roku 2015 (viz Obrázek 40 a 42) je možné vyčíst tendenci vysušování celého půdního profilu až do letních měsíců. Ještě na konci června byla pouze u 25 % meteorologických stanic naměřena hodnota objemových vlhkostí v hloubce 0 – 100 cm nižší než 0,3, což znázorňuje hranici sucha, při které se významně snižuje dostupnost vody pro kořenový systém rostlin. V polovině července na tuto hranici nedosáhlo 35 % stanic, v závěru července 57 % stanic a v polovině srpna již 75 % všech stanic. V druhé polovině srpna přišlo ochlazení a vydatnější srážky, po kterých se celkový počet snížil na 28 % (ČHMU, 2015).

Na obrázcích 40 až 42 jsou graficky znázorněny průběhy půdních vlhkostí na stanicích ČHMU v Doksanech, Strážnici a Kuchařovicích za extrémního sucha od 1.4. do 31.8.2015. Stanice v Doksanech reprezentuje nížinaté polohy povodí Labe a Ohře, stanice ve Strážnici reprezentuje stav půdní vlhkosti v oblasti jižní a jihovýchodní Moravy a stanice v Kuchařovicích reprezentuje suchou oblast jižní Moravy. Experimentální ploše v Trhových Dušníkách nejvíce odpovídají průběhy vlhkostí měřené na stanici ČHMU v Kuchařovicích, kde průběhy objemových vlhkostí měly podobnou intenzitu prosychání v celém půdním profilu.

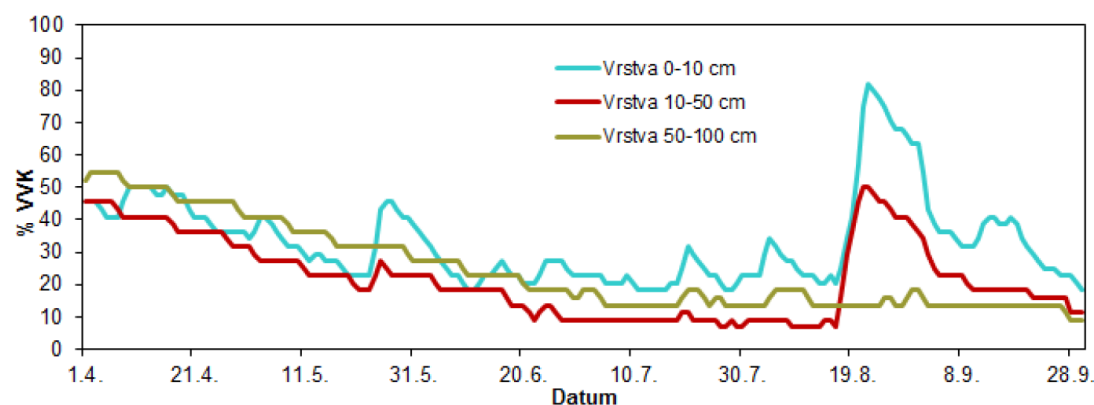
Obrázek 40. Průběh půdní vlhkosti na stanici ČHMU Doksany od 1.4. do 30.9.2015



Obrázek 41. Průběh půdní vlhkosti na stanici ČHMU Strážnice od 1.4. do 30.9.2015



Obrázek 42. Průběh půdní vlhkosti na stanici ČHMU Kuchařovice od 1.4. do 30.9.2015



6.3 Posouzení nepřímých měření půdní vlhkosti

Nejnižší hodnoty objemových vlhkostí byly měřeny senzory MPS-2, což je také patrné na obrázcích 30 a 31. Tento posun však byl pravděpodobně zapříčiněn způsobem měření přístroje, kdy přepočtení naměřeného vlhkostního potenciálu na objemovou vlhkost probíhal přes výrobcem definovanou pF křivku (viz Obrázek 19), která podle všeho neodpovídala místním půdním podmínkám. Naopak intenzita vysoušení byla vyšší u senzoru MPS-2, než u ostatních sensorů, což však mohlo být

způsobeno vlivem přirozené půdní heterogenity, ve které byly tyto senzory uloženy. Hodnoty objemových vlhkostí měřených přístrojem 5TM dosahovaly vyšších hodnot, v průměru o 0,02, než hodnoty měřené tenzometrem T4e, což však mohlo být zapříčiněno vysokým obsahem kovů v půdě, které zvyšovaly vodivost a tím způsobovaly vyšší senzibilitu těchto senzorů, založených na dielektrické permitivitě. Průběhy objemových vlhkostí měřených tenzometry T4e byly charakteristické nejvyššími peaky v odezvách na srážkové úhrny a zároveň vysokou citlivostí na prosychání půdního profilu, což mohlo být způsobené přímým měřením sacího tlaku, na rozdíl od ostatních metod založených na měření dielektrické permitivity. Při porovnání průběhů vlhkostí v jednotlivých hloubkách, měřených tenzometry T4e, bylo patrné, že k nejmenším změnám vlhkostí docházelo u tenzometru uloženého v hloubce 55 cm, což je také vidět na obrázku 33. To bylo pravděpodobně způsobené okolní půdou s vysokým zastoupením písku, u kterého nedocházelo k takovému nasycení.

Při vzájemném porovnání senzorů uložených v hloubce 20 a 40 cm, jsou evidentní nižší odezvy na srážkové úhrny a období sucha u hlouběji uložených senzorů. To bylo způsobeno jak vlivem zpoždění srážky při průchodu půdou do větších hloubek, tak i vyššími průměrnými hodnotami objemových vlhkostí v řádu o 0,02, měřenými oběma přístroji založenými na dielektrické permitivitě. V hloubce 75 cm se změna vlhkosti půdy projevovala se značným opožděním a s porovnáním s ostatními časovými epizodami nejméně. To bylo většinou způsobené předcházející nízkou hodnotou objemové vlhkosti v celém profilu, ve které byla velká část objemu vody zachycena a do nižšího horizontu se pak dostávala postupně vlivem drénování.

6.4 Vhodnost použitých přístrojů pro experimentální plochu

V současnosti se na trhu nabízí velké množství senzorů, se kterými lze kontinuálně měřit vlhkost půdy v celém profilu. Nejčastěji používané senzory jsou založeny na měření elektrických vlastností vlhké půdy. Některé senzory je možné instalovat do půdy přímo z povrchu, ale běžněji se však pro instalaci využívá kopaných sond. Většina z kontinuálně měřících senzorů musí být připojena k záznamovým zařízením zapisujícím naměřené hodnoty, což je značně omezující při měření na pozemcích, které jsou využívány k běžnému zemědělství. Rozhodujícím faktorem při výběru přístroje je však cena čtecího zařízení i samotného senzoru (Kodešová a kol., 2015).

Jako nejvhodnější typ přístroje pro nepřímé měření půdní vlhkosti v této lokalitě byl tenzometr T4e s možností doplňování vody. Tento přístroj adekvátně a nejcitlivěji reagoval na všechny srážkové úhrny a rozumně reagoval na postupné drénování půdy ve všech hloubkách uložení. Jako jedinou nevýhodu tohoto přístroje, resp. všech tenzometrů je jejich nevhodnost do aridních oblastí a lokalit s velmi suchou půdou. Což v našem případě na břehu řeky Litavky neplatilo.

Problematické se v našem případě jevílo měření pomocí přístrojů založených na dielektrické permitivitě. Zejména u přístroje MPS-2 již výrobce uvádí omezený rozsah měření od pF 1,96 do pF 6,01. Z tohoto důvodu průběhy objemových vlhkostí měřené tímto přístrojem na experimentální ploše jsou relevantní pouze za suššího období, v našem případě převážně v letních měsících. Tam, kde se objemová vlhkost půdy zvýšila nad 0,31, tak už senzory přestávaly měřit adekvátně. To je znatelné i u senzorů uložených v hloubce 80 a 100 cm, které při měření uváděly pouze jednu stálou hodnotu.

Nutné je také upozornit na problematiku místních podmínek v kontaminaci těžkými kovy. Experimentální plocha, ve které bylo měření prováděno, patří vlivem těžby k nejvíce zasaženým oblastem kontaminací olova a zinku ve střední Evropě (Trakal a kol., 2011; viz Tabulka 5). Přítomnost těchto kovů v půdě mohla do jisté míry nadhodnocovat naměřené hodnoty dielektrické permitivity. Do jaké míry ovlivnění při měření docházelo, však není v rozsahu této diplomové práce. Podobnou tematikou se ve své práci zabývala Kodešová a kol. (2011), kde porovnávala dva typy senzorů pro měření půdní vlhkosti, a to senzor ECH₂O EC-5 a SM200. Hlavním cílem zmiňované práce bylo, na vybraných půdních typech, ověření kalibračních rovnic pro tyto senzory. Mnohonásobnou lineární analýzou byl prokázán vliv objemové hmotnosti, půdní frakce a salinity na parametry kalibračních rovnic. Součástí této práce bylo také ověření míry vlivu salinity na měření, přidáním roztoku bromidu draselného do půdy. Bylo zjištěno, že měření senzoru ECH₂O bylo přidáním tohoto roztoku více ovlivněno, než měření FDR senzoru SM200, u kterého byl rozpoznatelný vliv zaznamenán, až při použití roztoku o vyšší koncentraci.

7. Závěr

Při vyhodnocování dat z experimentální plochy Trhových Dušníků byly porovnány tři způsoby měření objemových vlhkostí. Měření senzory FDR, konkrétně 5TM a MPS-2, byly porovnány s přepočtem hodnot tlakových výšek tenzometrickým měřením T4e, za použití laboratorně stanovených retenčních křivek. Z grafických srovnání je patrné, že všechny tři metody vykazují stejné tendence reakcí na úhrny srážek a období sucha, ale zároveň se absolutní hodnoty vlhkostí značně liší.

Při porovnání jednotlivých půdních horizontů je patrné, že vrchní vrstvy ve srovnání s hlubšími reagují citlivěji na průběh počasí. To znamená, že i relativně malé srážkové úhrny mohou dočasně zastavit prosychání a zároveň při delším období beze srážek může vlhkost v horních vrstvách klesnout výrazněji než vlhkost hlouběji položeného půdního profilu.

Jako nejpřesnější a nejvhodnější typ přístroje pro měření půdní vlhkosti se jevil tenzometr T4e, který se naměřenými hodnotami nejvíce přiblížil hodnotám objemových vlhkostí, určených přímou metodou měření, pomocí odebraných půdních vzorků. Jako nevhodný typ přístroje, do půdních podmínek vyskytující se na experimentální ploše, lze považovat přístroj MPS-2, který je vhodnější spíše do sušších oblastí. V naší lokalitě, v blízkosti vodního toku, s vysokou průměrnou hodnotou objemové vlhkosti, nebyl vhodnou volbou.

8. Použitá literatura

- Arnell N., 2002:** Hydrology and Global Environmental Change. Routledge, Taylor and Francis Group, London, UK.
- Balík J., Štípek K., Černý J., 2006:** Precizní zemědělství. II. Část: Výživa rostlin a hnojení v systému precizního hospodaření
- Brtnický M. 2015:** půdoznalství v kostce. První vydání. Brno: Mendelova univerzita v Brně.
- Campbell G. S., Garden W. H., 1971:** Psychrometric measurement of soil water potential: temperature and bulk density effects. Soil Science Society of America Journal.
- Carter M. R., 1993:** Soil Sampling and Methods of Analysis. Lewis Publishers, USA.
- Čejková E., Sněhota M., Tesař M., Dohnal M., 2014:** Vyhodnocení monitoringu vodního režimu půdy v lokalitě Roklan v Hydrologie malého povodí 2014. Ústav pro hydrodynamiku AV ČR.
- Cepuder P., Evett S., Heng L. K., Hignett C., Laurent J. P., Ruelle P., 2008:** Field Estimation of Soil Water Content. A Practical Guide to Methods, Instrumentation and Sensor Technology. International Atomic Energy Agency, Vienna.
- Česká Geologická Služba, 2016:** Půdní mapa 1:50 000 edice od 2012. Ministerstvo životního prostředí.
- Charlesworth P., 2005:** Soil water monitoring. An information package, 2nd edition. Land and Water Australia on behalf of the National Program for Sustainable Irrigation, Canberra, Australia.
- Chen Z., Li S., Ren J., Gong P., Zhang M., Wang L., Xiao S., Jiang D., 2004:** Monitoring and Management of Agriculture with Remote Sensing. In: Advances in Land Remote Sensing: System, Modeling, Inversion and Application.

ČHMU - Daňhelka J., Boháč M., Crhová L., Čekal R., Černá L., Fiala R., Chuchma F., Kohut M., Kourková H., Kubát J., Kukla P., Kulhavá R., Možný M., Reitschläger J.D., Sandev M., Sřivánková P., Šercl P., Štěpánek M., Valeriánová A., Vlnas R., Vrabec M., Vráblík M., Zahradníček P., Zrzavecký M., 2015: Vyhodnocení sucha na území České republiky v roce 2015. Český hydrometeorologický ústav, Ministerstvo životního prostředí.

Cooper D. J., 2004: Soil water measurement. Centre for Ecology and Hydrology. Wallingford, UK.

Decagon devices, 2015: Pullman, USA. (<https://www.decagon.com/en/>)

Decagon Devices, Inc., 2010: 5TM – Water Content and Temperature Sensor. Operator's Manual. Pullman, Washington, USA.

Decagon Devices, Inc., 2014: MPS-2 & MPS-6. Dielectric Water Potential Sensors. Operator's Manual. Pullman, Washington, USA.

Dirksen c., 1999: Soil Physics Measurements. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany.

Dlouhá Š., Petrovský E., Kapička A., Borůvka L., Ash Ch., Drábek O., 2013: Investigation of Polluted Alluvial Soils by Magnetic Susceptibility Methods: a Case Study of the Litavka River. Soil and Water Research, 8. 151-157 s.

Eijkelkamp Soil & Water, 2016: The Netherlands, Giesbeek. Online: <https://en.eijkelkamp.com/>

Ettler V., Mihaljevič M., Šebek O., Molek M., Grygar T., Zeman J., 2006: Geochemical and Pb isotopic evidence for sources and dispersal of metal contamination in stream sediments from the mining and smelting district of Příbram, Czech Republic. Environmental Pollution, 142,409–417 s.

- Evet S., 2008:** Field Estimation of Soil Water Content. A Practical Guide to Methods, Instrumentation and Sensor Technology. IAEA, Vienna, Austria.
- Evet S. R., 2003:** Soil Water Measurement by Time Domain Reflectometry. Conservation and Production Research Laboratory, Marcel Dekker. Bushland, Texas, USA
- Flint A. L., Campbell G. S., Ellett K. M., Calissendorff C., 2002:** Calibration and Temperature Correction of Heat Dissipation Matrix Potential Sensors. Soil Science Society of America Journal.
- Gardner C. M. K., Robinson D. A., Blyth K., Cooper J. D., 2001:** Soil water content. In Smith K. A., Mullins C. E., Soil and Environmental Analysis: Physical Methods, Marcel Dekker, New York, USA.
- Gee G. W., Dodson M. E., 1981:** Soil water content by microwave drying: A routine procedure. Soil Science Society of America Journal.
- Goyal M. G., 2015:** Sustainable Practices in Surface and Subsurface Micro Irrigation. Apple Academic Press, Waretown, USA.
- Hillel D., 1998:** Environmental soil physics. Academic Press, San Diego, USA.
- Hillel D., Warrick A. W., Baker R. S., Rosenzweig C., 2004:** Introduction to Environmental Soil Physics. Academic Press, San Diego, USA.
- Jury W. A., Horton R., 2004:** Soil Physics. Sixth edition. John Wiley & Sons. Hoboken, New Jersey.7
- Klimo E., 2003:** Lesnická pedologie. 2. vydání. MZLU v Brně.
- Klute A., 1986:** Water Retention: Laboratory methods. In Klute, A. (Ed): Methods of Soil. Analysis: Part 1. Physical and Mineralogical Methods, 9. Second Edition. Madison, Wisconsin USA, American Society of Agronomy - Soil Science Society of America.

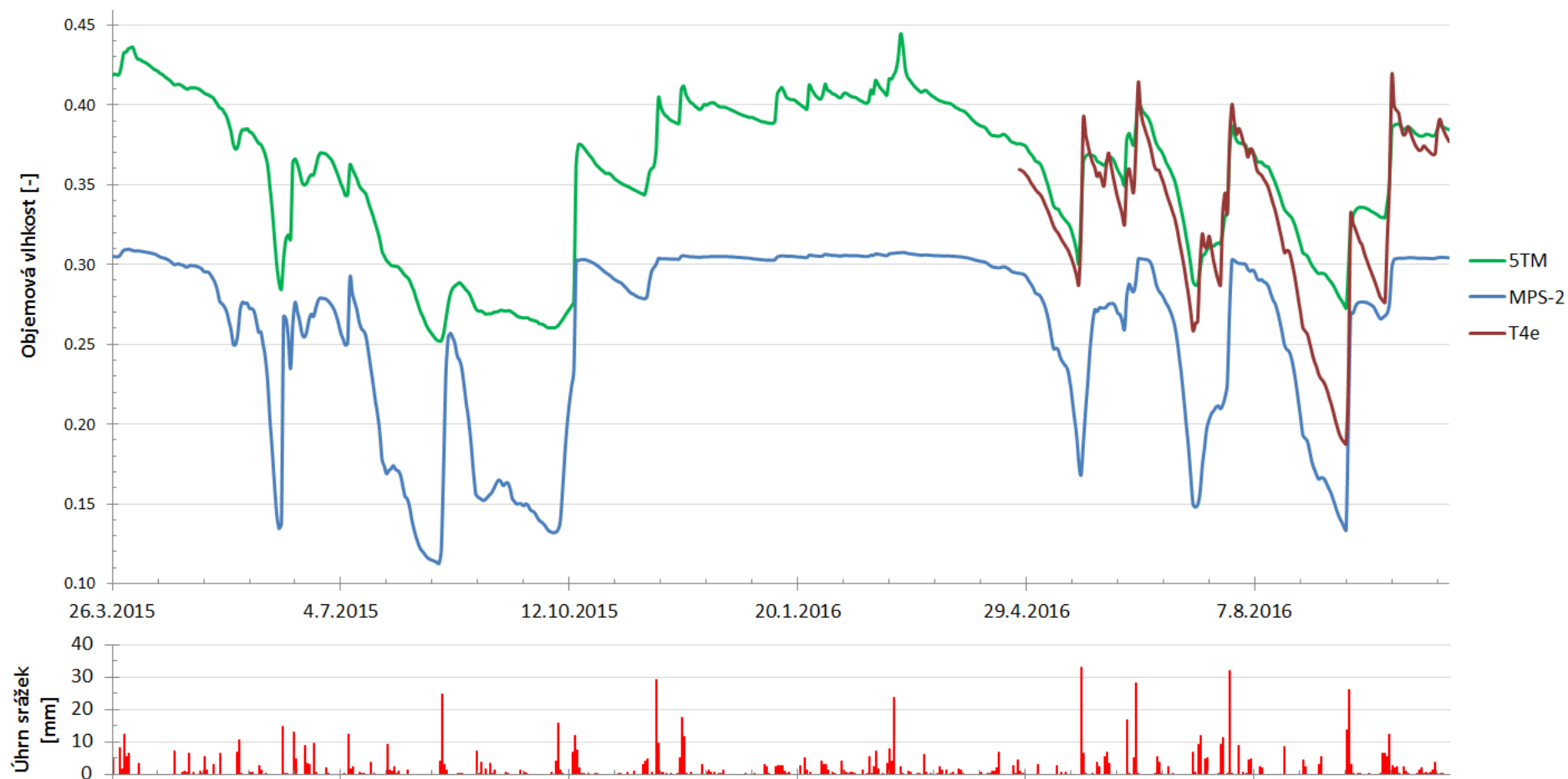
- Kodešová R., 2005:** Modelování v pedologii. 1. vyd. Česká zemědělská univerzita. Praha.
- Kodešová R., Jakšík O., Klement A., Fér M., Nikodem A., Brodský L., 2015:** Metodika lokálního monitoring půdních vlhkostí na zemědělských pozemcích ohrožených suchem – Certifikovaná metoda. ČZU, Praha.
- Kodešová R., Kodeš V., Mráz A., 2011:** Comparison of Two Sensors ECH₂O and SM200 for Measuring Soil Water Content. Soil & Water Res., ČZU, Prague.
- Kutílek M., 1978:** Vodohospodářská pedologie. SNTL, Praha.
- Kutílek M., Kuráž V., Císlarová M., 2004:** Hydropedologie 10. Skriptum CVUT.
- Kutílek M., Nielsen D. R., 1994:** Soil Hydrology. GeoEcology Textbook Cremlingen Destedt: Catena Verlag, Germany.
- Lal R., Shukla M. K., 2004:** Principles of Soil Physics. Marcel Dekker, New York, USA.
- Ledvina R., Horáček J., Šindelářová M., 2000:** Geologie a půdoznalství. JU ZF České Budějovice.
- Li J., 2007:** Theory and application methods of Time Domain Reflectometry/Time Domain Transmission Computed Tomography (TDR/TDT CT). University of Delaware, USA.
- Marshall T. J., Holmes J. W., Rose C.W., 1996:** Soil Physics. Third Edition. Cambridge University Press, United Kingdom.
- Mohamed A. M. O., 2006:** Principles and Applications of Time Domain Electrometry in Geoenvironmental Engineering. CRC Press, Taylor and Francis Group, London, UK.
- Mukhopadhyay S. Ch., 2013:** Intelligent Sensing, Instrumentation and Measurements. Springer – Verlag, Berlin.

- Muñoz-Carpena R., 2015:** Field Devices For Monitoring Soil Water Content. EDIS, University of Florida IFAS Extension. (http://edis.ifas.ufl.edu/ae266#FOOTNOTE_2)
- Muñoz-Carpena R., Shukla S., Morgan K., 2006:** Field devices for monitoring soil water content for The Irrigation Water Management Program. Team of the Southern Regional Water Program. USDA-CSREES.
- Nielsen D. M., 1991:** Practical Handbook of Ground-Water Monitoring. Lewis publishers, CRC Press LLC, USA.
- Prax A., 2003:** Voda v lesních ekosystémech. In: Kulhavý J. a kol.: Ekologie lesa. MZLU v Brně, 1. Vydání.
- Rejšek K., 1999:** Lesnická pedologie: cvičení. 1. vydání. Brno, Mendelova zemědělská a lesnická univerzita.
- Rutgers, 2016:** School of Environmental and Biological Sciences. The State University of New Jersey. Online: <https://sebs.rutgers.edu/>
- Sáňka M., Kulhavý J., Klimo E., 2004:** Variabilita půd, půdotvorných procesů a faktorů ve Sborníku konference na téma PEDODIVERITA. Roztoky u Křivoklátu. Česká zemědělská univerzita v Praze, Česká pedologická společnost, Geologický ústav akademie věd ČR.
- Shukla M. K., 2004:** Soil Physics An Introduction. CRC Press, Taylor and Francis Group, London, UK.
- Skála J., Čechmánková J., Vácha R., Horváthová V., Sáňka M., Sáňka O., 2013:** Regionální struktura půdního pokryvu zemědělsky využívaných půd ve vztahu k povodňové zonaci. Masarykova univerzita, Brno.
- Stewart B. A., Howell T. A., 2003:** Encyclopedia of Water Science. Marcel Dekker, New York, USA.
- Thompson E., 2016:** EGS Field Practice Report. Soil Contamination in Příbram. Environmental Sciences Faculty, Czech Republic.

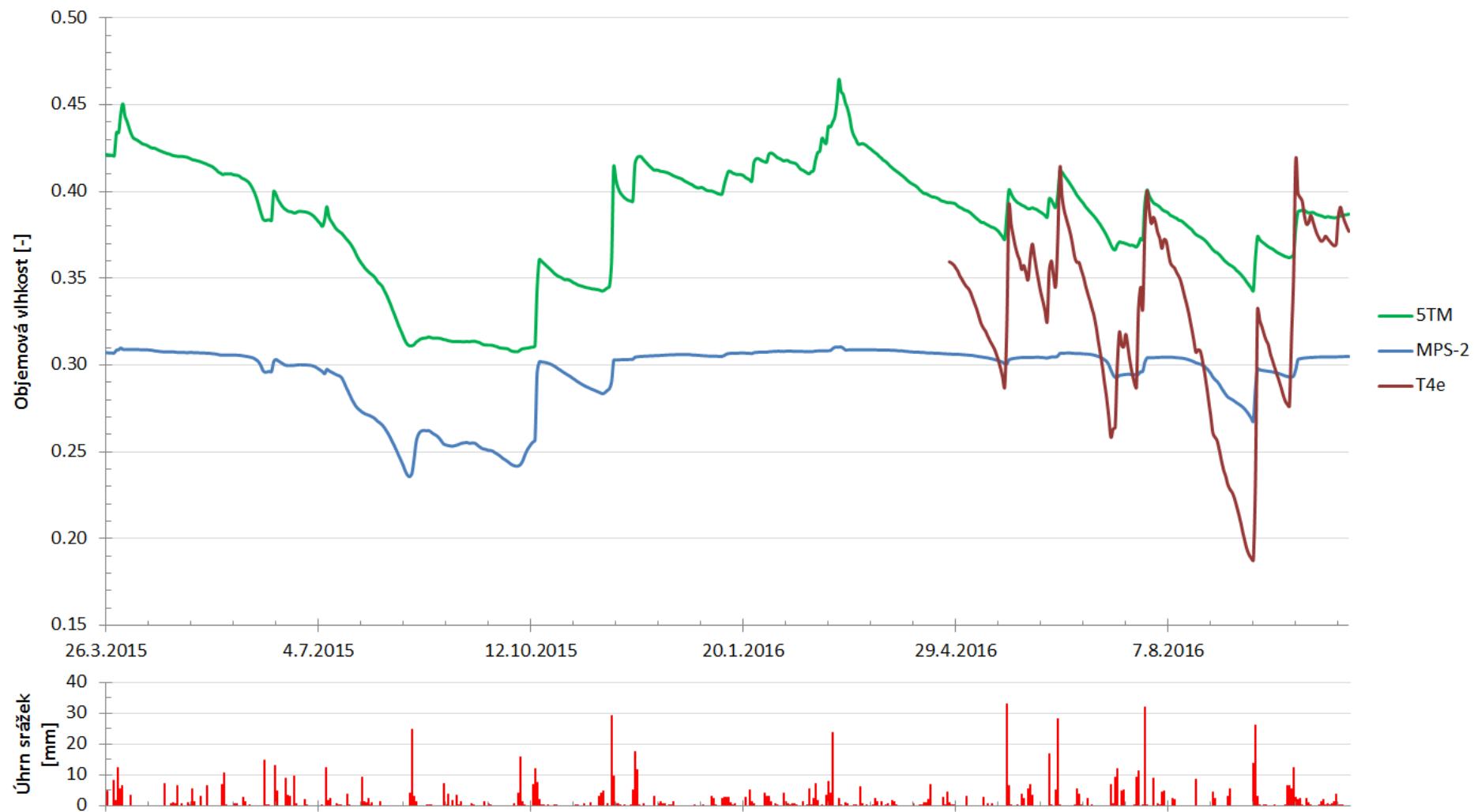
- Topp G. C., Davis J. L., Annan A. P., 1980:** Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*.
- Trakal L., Komárek M., Száková J., Zemanová V., Tlustoš P., 2011:** Biochar application to metal-contaminated soil: Evaluating of Cd, Cu, Pb and Zn sorption behavior using single- and multi-element sorption experiment. *Plant, soil and environment* 57, 8: 372–380.
- Trechsel H. R., 1996:** *Moisture Control in Buildings*. American society for testing and materials, Philadelphia. USA.
- UMS AG, 2009:** User manual. T4/T4e – Pressure Transducer Tensiometer. München.
- Warrick A. W. 2002:** *Soil Physics companion*. Boca Raton: CRC Press.
- Webster J. G., Eren H., 2004:** *Measurement, Instrumentation and Sensors Handbook*. Electromagnetic, Optical, Radiation, Chemical and Biomedical Measurement. CRC Press, Taylor and Francis Group, London, UK.
- Yong M. H., Sisson J. B., 2002:** Tensiometry. In: Dane J. H. a Topp G. C. (ed.): *Methods of Soil Analysis, Part 4: Physical Methods*. Soil Science Society of America, Madison.
- Žák K., Rohovec J., Navrátil T., 2009:** Fluxes of Heavy Metals from a Highly Polluted Watershed During Flood Events: A Case Study of the Litavka River, Czech Republic. *Water Air Soil Pollut.* 343-358 s.

9. Přílohy

Příloha 1. Grafické porovnání průběhů objemových vlhkostí měřených v hloubce 20 - 30 cm v roce 2015 a 2016



Příloha 2. Grafické porovnání průběhů objemových vlhkostí měřených v hloubce 30 - 40 cm v roce 2015 a 2016



Příloha 3. Grafické porovnání průběhů objemových vlhkostí měřených v hloubce 40 - 60 cm v roce 2015 a 2016

