

# Univerzita Karlova v Praze

## Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoinformatika



Jana Kozáková

Variabilita hydropedologických charakteristik  
v modelových povodích v pramenné oblasti Blanice

Variability of hydropedological characteristics in model  
catchments of Blanice River headwaater area

Bakalářská práce

Praha 2015

Vedoucí bakalářské práce: doc. RNDr. Zdeněk Kliment, CSc.

# Zadání bakalářské práce

## Název práce

Variabilita hydroopedologických charakteristik v modelových povodích v pramenné oblasti Blanice

## Cíle práce

Cílem práce je zhodnotit vybrané hydroopedologické ukazatele v daném území z prostorového a časového hlediska.

## Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Práce bude zahrnovat rešeršní a aplikační část. Rešeršní část bude zaměřena na problematiku definice, stanovení, významu a využití hydroopedologických charakteristik v rámci studia srážko-odtokového procesu na základě odborné vědecké literatury a na seznámení se současným stavem výzkumu v dané lokalitě. Zájmovým územím jsou experimentální párová povodí Zbytiny v pramenné oblasti Blanice. V aplikační části bude provedeno základní statistické vyhodnocení kontinuálního měření vlhkosti půdy na třech stanovištích, jejich porovnání s laboratorně naměřenými daty, shrnutí poznatků z terénních kampaní – měření vlhkosti půdy, infiltrační schopnosti půdy a nasycené hydraulické vodivosti pro vybrané půdní profily, zhodnocení reprezentativnosti výběru měřených lokalit pro objektivní zhodnocení variability půdního a vegetačního krytu v daných povodích a popřípadě doporučení dalších lokalit k měření. Při zpracování budou využita kontinuálně měřená data a data z terénních kampaní.

Datum zadání: 12. listopadu 2014

Vedoucí práce: doc. RNDr. Zdeněk Kliment, CSc.

Student: Jana Kozáková

## **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem svou bakalářskou práci na téma Variabilita hydro-pedologických charakteristik v modelových povodích v pramenné oblasti Blanice vypracovala samostatně a s použitím uvedených zdrojů.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci knihovny

V Praze dne 25. června 2015

.....

Jana Kozáková

## **Poděkování**

Především bych chtěla poděkovat RNDr. Zdeňku Klimentovi, CSc. za cenné rady a připomínky při vypracování této práce. Dále děkuji Mgr Lukáši Vlčkovi za mnohá poučení a rady v oblasti mého tématu.

## **Abstrakt**

V této bakalářské práci jsou na základě odborné literatury definovány vybrané hydropedologické charakteristiky a je popsán jejich vliv na pohyb a množství vody v půdě a též na srážko-odtokový proces. Uvedeny jsou zde metody, kterými lze měřit množství a pohyb vody v půdě. Byla zpracována data, která byla získána na několika předešlých terénních kampaních a kontinuálním měřením půdní vlhkosti přístroji Virrib. Terénní kampaně se uskutečnily v povodích Zbytinského a Tetřívčího potoka, jež jsou experimentální párová srovnávací povodí. Analýza dat byla zaměřena na zhodnocení půdní vlhkosti naměřené Virriby, která byla srovnána s půdní vlhkostí zjištěnou z terénních kampaní. Kontinuální půdní vlhkost byla měřena na třech stanovištích, které se liší svým vegetačním a půdním pokryvem. Z výsledků je patrné, že rozdílnost a podobnost ve vegetačním a půdním prostředí se na půdní vlhkost značně projevuje. Následné porovnání rozdílně získaných vlhkostí půdy mělo ukázat, že hodnoty získané z Virribů jsou reprezentativní. Hodnoty získané z Virribů naopak projevily určité nepřesnosti vzhledem k vlhkosti půdy, která byla zjištěna gravimetrickou metodou.

Klíčová slova: hydropedologické charakteristiky, srážko-odtokový proces, Virrib, půdní vlhkost.

## **Abstract**

In this thesis are based on the scientific literature defined selected hydropedologic characteristics and is described their impact on motion and amount of water in the soil and also on the runoff process. In this thesis are quoted methods that can be used for measuring motion and amount of water. Data obtained on several field campaigns and continuous measurement of soil moisture sensors Virrib was processed. Field campaign took place in catchments of Zbytinský and Tetřívčí stream, which are paired comparative experimental catchments. The continuous soil moisture was measured at three places, which differ in their vegetation and soil cover. Data Analysis was concentrate to evaluate soil moisture measured by Virrib, which were compared to soil moisture determined during field campaigns. The continuous soil moisture was measured at three places, which differ in their vegetation and soil cover. The results show that differences and similarities in the vegetation and soil cover greatly reflect on soil moisture. Subsequent comparison of two differently obtained soil moisture should show that the values obtained from Virrib are representative. But comparisons of values discover, that in Virrib measurement can be found some inaccuracies.

Keywords: hydropedological characteristics, runoff process, Virrib, soil moisture.

# Obsah

1	Úvod a cíl práce .....	12
2	Definice a tvorba srážko-odtokového procesu .....	13
3	Voda v půdě .....	15
3.1	Nenasycená zóna .....	15
3.1.1	Adsorpční voda.....	15
3.1.2	Kapilární voda.....	16
3.1.3	Gravitační voda .....	16
3.2	Nasycená zóna.....	17
4	Základní vlastnosti půdy ovlivňující množství a pohyb půdní vody .....	18
4.1	Zrnitost .....	18
4.2	Pórovitost .....	18
4.3	Půdní vzduch .....	19
4.4	Humus, jeho obsah a hydrofobní vrstvy .....	19
4.5	Struktura .....	21
5	Hydrodynamika půdní vody .....	22
5.1	Pohyb půdní vody v nasycené zóně .....	22
5.2	Pohyb půdní vody v nenasycené zóně .....	22
5.3	Infiltrace vody do půdy .....	23
5.4	Retence vody do půdy.....	24
6	Měření pohybu půdní vody.....	25
6.1	Měření infiltrace.....	25
7	Metody měření obsahu vody v nenasycené půdě .....	26
7.1	Destruktivní metody.....	26
7.1.1	Okamžitá hmotnostní vlhkost - OHV .....	26
7.1.2	Okamžitá objemová vlhkost - OOV .....	26
7.1.3	Plná vodní kapacita PVK (efektivní pórovitost) .....	26
7.1.4	Maximální vodní kapilární kapacita - MVKK.....	27
7.2	Nedestruktivní metody .....	27
7.2.1	Kapacitní metoda .....	27
7.2.2	Odporová metoda .....	28
7.2.3	Tenziometrická metoda a retenční křivka.....	28
7.2.4	Radiometrické metody.....	29

7.2.4.1	Neutronová metoda.....	29
7.2.4.2	Gamaskopická metoda.....	29
8	Monitoring a dosavadní výzkumy ve Zbytinské oblasti.....	30
9	Vymezení a charakteristika území.....	32
9.1	Geologické poměry .....	33
9.2	Hydrogeologické poměry .....	33
9.3	Geomorfologické poměry .....	34
9.4	Pedologické poměry.....	34
9.4.1	Stagnosoly .....	35
9.4.1.1	Pseudoglej.....	35
9.4.1.2	Stagnoglej.....	37
9.4.2	Glejsoly .....	37
9.4.2.1	Glej .....	37
9.4.3	Organosoly .....	38
9.4.3.1	Organozem .....	38
9.4.4	Podzosoly .....	38
9.4.4.1	Kryptopodzol.....	38
9.4.5	Kambisoly .....	39
9.4.5.1	Kambizem.....	39
9.5	Hydrologické a odtokové poměry .....	39
9.6	Vegetační poměry .....	40
9.7	Klimatické poměry .....	41
9.8	Popis jednotlivých stanovišť.....	42
10	Zdroje, zpracovávání a analýza dat .....	45
11	Monitoring obsahu vody v půdě zařízením Virrib.....	47
11.1	Instalace Virribů .....	47
11.2	Horizontální a vertikální poloha Virribů .....	48
12	Výsledky .....	50
12.1	Základní statistická charakteristika půdní vlhkosti Virribů za celé sledované období.....	50
12.2	Základní statistická charakteristika za celé sledované období rozdělené do tří hydrologických let 2012, 2013 a 2014 .....	53
12.3	Průběh půdní vlhkosti v závislosti na srážkách .....	55
12.3.1	Průběh půdní vlhkosti na jednotlivých stanovištích.....	55
12.3.2	Porovnání stanovišť mezi sebou v hydrologických letech 2012, 2013 a 2014.....	62

12.4	Porovnání kontinuálního měření Virribů a dat z terénních kampaní.....	62
12.5	Analýza dat z kampaní, které proběhly.....	66
12.5.1	Porovnávání stanoviště 13 a 14 .....	68
12.6	Doporučení dalších lokalit k měření kontinuální vlhkosti půdy Virriby .....	69
13	Diskuze .....	70
14	Závěr.....	73
15	Použité zdroje.....	74
15.1	Použitá literatura:.....	74
15.2	Mapové a webové zdroje:.....	78
16	Přílohy .....	79



## Seznam obrázků

Obrázek 1: Přehledová mapa srovnávacích experimentálních párových povodí Tetřívčího a Zbytinského (zdroj: ČÚZK (2012), DVEP Zbytiny (2015))	32	
Obrázek 2: Geologická mapa povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka (zdroj: DVEP Zbytiny (2015))	33	
Obrázek 3: Mapa sklonitosti povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka (zdroj: DVEP Zbytiny (2015), ZABAGED (2015))	35	
Obrázek 4: Mapa expozice svahů povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka (zdroj: DVEP Zbytiny (2015), ZABAGED (2015))	35	
Obrázek 5: Mapa pedologických poměrů povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka (zdroj: DVEP Zbytiny (2015))	36	
Obrázek 6: Mapa hydrologických poměrů povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka (zdroj: DVEP Zbytiny (2015), ZABAGED (2015))	40	
Obrázek 7: Mapa vegetačních poměrů povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka (zdroj: DVEP Zbytiny (2015))	41	
Obrázek 8: Stanoviště Les ze dne 2.4.2015	Obrázek 9: Stanoviště Les ze dne 26.4.2015 (zdroj: Foto Jana Kozáková)	42
Obrázek 10: Stanoviště Palouk ze dne 26.4.2015 (zdroj: Foto Jana Kozáková)	43	
Obrázek 11: Instalace Virribů na stanovišti Meliorace ze dne 17.5.2011 (zdroj: Foto Václav Královec)	44	
Obrázek 12: Virrib (zdroj: Foto Zdeněk Kliment)	48	
Obrázek 13: Boxplotový graf průměrné denní půdní vlhkosti na stanovišti Les, celé období v hloubce 15, 30 a 60 cm	51	
Obrázek 14: Boxplotový graf průměrné denní půdní vlhkosti na stanovišti Meliorace celé období v hloubce 15, 30 a 60 cm	51	
Obrázek 15: Boxplotový graf průměrné denní půdní vlhkosti na stanovišti Palouk za celé období v hloubce 15, 30 a 60 cm	52	
Obrázek 16: Boxplotový graf průměrné půdní vlhkosti na stanovišti Les pro hydrologické roky 2012, 2013 a 2014 v hloubce 15, 30 a 60 cm	54	
Obrázek 17: Boxplotový graf průměrné půdní vlhkosti na stanovišti Meliorace pro hydrologické roky 2012, 2013 a 2014 v hloubce 15, 30 a 60 cm	54	
Obrázek 18: Boxplotový graf průměrné půdní vlhkosti na stanovišti Palouk pro hydrologické roky 2012, 2013 a 2014 v hloubce 15, 30 a 60 cm	55	
Obrázek 19: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Meliorace pro hydrologický rok 2012	56	
Obrázek 20: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Meliorace pro hydrologický rok 2013	56	
Obrázek 21: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Meliorace pro hydrologický rok 2014	56	
Obrázek 22: Graf měsíční průměrné vlhkosti	Obrázek 23: Graf měsíční průměrné vlhkosti	57
Obrázek 24: Graf měsíční průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Meliorace pro hydrologický rok 2014	57	
Obrázek 25: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Palouk pro hydrologický rok 2012	58	
Obrázek 26: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Palouk pro hydrologický rok 2013	58	
Obrázek 27: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Palouk pro hydrologický rok 2014	58	
Obrázek 28: Graf měsíční průměrné vlhkosti	Obrázek 29: Graf měsíční průměrné vlhkosti	59

Obrázek 30: Graf měsíční průměrné vlhkosti	Obrázek 31: Graf měsíční průměrné vlhkosti ....	60
Obrázek 32: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Les pro hydrologický rok 2012		60
Obrázek 33: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Les pro hydrologický rok 2013		60
Obrázek 34: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Les pro hydrologický rok 2014		61
Obrázek 35: Graf měsíční průměrné vlhkosti	Obrázek 36: Graf měsíční průměrné vlhkosti ...	61
Obrázek 37: Vztah hodnot půdní vlhkosti	Obrázek 38: Vztah hodnot půdní vlhkosti .....	63
Obrázek 39: Vztah hodnot půdní vlhkosti z kontinuálního měření vlhkosti půdy (Virrib) a z terénních kampaní (OHV) na stanovišti Meliorace s vloženou lineární regresivní přímkou		63
Obrázek 40: Vztah hodnot půdní vlhkosti z kontinuálního měření vlhkosti půdy (Virrib) a z šesti terénních kampaní (OHV) na stanovišti Palouk		64
Obrázek 41: Vztah hodnot půdní vlhkosti z kontinuálního měření vlhkosti půdy (Virrib) a z šesti terénních kampaní (OHV) na stanovišti Meliorace		64
Obrázek 42: Vztah hodnot půdní vlhkosti z kontinuálního měření vlhkosti půdy (Virrib) a z šesti terénních kampaní (OHV) na stanovišti Les		65
Obrázek 43: Vztah hodnot půdní vlhkosti z kontinuálního měření vlhkosti půdy (Virrib) a z terénních kampaní (OHV) na stanovišti Palouk v hloubce 15 cm s vloženou lineární regresivní přímkou		65
Obrázek 44: Vztah hodnot půdní vlhkosti z kontinuálního měření vlhkosti půdy (Virrib) a z terénních kampaní (OHV) na stanovišti Meliorace v hloubce 30 cm s vloženou lineární regresivní přímkou		66
Obrázek 45: Graf znázorňuje PVK, MVKK a OOV na stanovištích z kampaně, která proběhla 28.-29.6. 2011, je uveden horizont a jeho hloubka pokud byla k dispozici data		67
Obrázek 46: Graf znázorňuje PVK, MVKK a OOV na stanovištích z kampaně, která proběhla 3.-4.10. 2011, je uveden horizont a jeho hloubka pokud byla k dispozici data		67
Obrázek 47: Graf znázorňuje PVK, MVKK a OOV na stanovištích z kampaně, která proběhla 21.-22.5. 2012, je uveden horizont a jeho hloubka pokud byla k dispozici data		67
Obrázek 48: Graf znázorňuje PVK, MVKK a OOV na stanovišti 13 v hloubce 15 cm a horizontu A/B ze tří kampaní		68
Obrázek 49: Graf znázorňuje PVK, MVKK a OOV na stanovišti 14 v hloubce 15 cm a horizontu A(p) ze tří kampaní		68
Obrázek 50: Graf průměrné půdní vlhkosti na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2012 v hloubce 15, 30 a 60 cm		79
Obrázek 51: Graf průměrné půdní vlhkosti na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2013 v hloubce 15, 30 a 60 cm		80
Obrázek 52: Graf průměrné půdní vlhkosti na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2014 v hloubce 15, 30 a 60 cm		81
Obrázek 53: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Meliorace za celé sledované období		<b>Chyba! Záložka není definována.</b>
Obrázek 54: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Palouk za celé sledované období		<b>Chyba! Záložka není definována.</b>
Obrázek 55: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Les za celé sledované období		<b>Chyba! Záložka není definována.</b>
Obrázek 56: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 15 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2012		85
Obrázek 57: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 30 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2012		85
Obrázek 58: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 60 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2012		85

Obrázek 59: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 15 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2013.....	86
Obrázek 60: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 30 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2013.....	86
Obrázek 61: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 60 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2013.....	86
Obrázek 62: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 15 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2014.....	87
Obrázek 63: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 30 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2014.....	87
Obrázek 64: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 60 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2014.....	87

## Seznam tabulek

Tabulka 1: Geomorfologické členění povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka.....	34
Tabulka 2: Srážkové a hydrologické charakteristiky povodí.....	40
Tabulka 3: Stratigrafie půdního profilu, kryptopodzol modální.....	42
Tabulka 4: Stratigrafie půdního profilu, kambizem oglejená.....	43
Tabulka 5: Stratigrafie půdního profilu, stagnoglej.....	44
Tabulka 6: Celkový úhrn srážek na stanovištích za hydrologické roky v mm.....	44
Tabulka 7: Data proběhlých terénních kampaní během čtyř let.....	45
Tabulka 8: Základní statistické charakteristiky vlhkosti půdy stanoviště Les za sledované období, v obj. %.....	50
Tabulka 9: Základní statistické charakteristiky vlhkosti půdy stanoviště Meliorace za sledované období, v obj. %.....	52
Tabulka 10: Základní statistické charakteristiky vlhkosti půdy stanoviště Palouk za sledované období, v obj. %.....	52

# 1 Úvod a cíl práce

Změny v hydrologickém režimu se často spojují se změnami krajiny a přírodního prostředí. Vliv mají hlavně změny vegetačního krytu způsobené člověkem a změny využití krajiny. Obě změny ovlivňují půdní pokryv. V něm se nachází velké množství vody, a proto půdní pokryv má velký vliv na průběh hydrologického režimu. Přesto vodní režim půd je zatím z celého hydrologického režimu popsán nejméně. Odtok se vytváří a formuje v pramenných oblastech. V těchto místech by se měly začít studovat krajinné složky, jak uvádí Kocum (2012), aby se pochopily změny v odtokovém režimu, nebo celkově v hydrologickém režimu i v ostatních oblastech.

Cílem této práce je zhodnocení některých hydropedologických charakteristik v oblasti Zbytin. Zpracování a vyhodnocení dat z kontinuálního měření a terénních kampaní. Výsledky z analýzy hodnot budou vysvětleny v závislosti na prostoru a čase.

V první části práce je zpracován teoretický úvod o hydropedologických charakteristikách a jejich vlivu na tvorbu a změny ve srážko-odtokovém procesu. Hlavní důraz je věnován vlastnostem půdy, které ovlivňují množství a pohyb půdní vody, a hydrodynamice půdní vody. Dále jsou zde uvedeny metody měření obsahu vody v půdě. Teoretické znalosti z první části byly využity k analýze dat, která byla získána z některých terénních kampaní, které proběhly od roku 2006 na experimentálních srovnávacích párových povodích ve Zbytinách. Konkrétně se jedná o povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka, které jsou odlišné vegetačními poměry a ve využití krajiny. Velký prostor byl dán analýze dat půdní vlhkosti, které byly naměřeny snímači Virrib. Zařízení byla umístěna v povodích, dohromady na třech místech s odlišným pedologickým a vegetačním pokryvem.

## 2 Definice a tvorba srážko-odtokového procesu

Srážko-odtokový proces je postupná přeměna srážek spadlých na plochu povodí na odtok vody uzávěrovým profilem povodí. Základním vstupním parametrem je samotná atmosférická srážka (Pavelková Chmelová, Frajer, 2013) a odtok probíhá v přímé závislosti na ní (Šanda a kol., 2006). Tento komplikovaný děj je ovlivňován mnoha faktory. Mezi geografické činitele ovlivňující povodí náleží plocha, velikost, střední nadmořská výška, tvar reliéfu, říční síť, půdní a hydrogeologické poměry, vegetační pokryv, klima a další. Do skupiny klimatických činitelů patří například množství, časové a plošné rozdělení, nebo průměrná intenzita srážky, vlhkost ovzduší, výpar, teplota ovzduší, rychlost a směr větru, atmosférický tlak a další (Kemel, 1996). Pořadí fází srážko-odtokového procesu se nemění, ale význam jednotlivých činitelů je rozdílný v závislosti na výběru, množství a pořadí významných faktorů.

Intercepce ovlivňuje srážko-odtokový proces. Je to děj, při kterém se část srážek zachytí na povrchu vegetace. Voda se buď vypaří zpět do atmosféry, nebo po čase steče na zemský povrch (Pavelková Chmelová, Frajer, 2013). Proto všechny srážky nedopadnou na zemský povrch. Mezi další děje, které ovlivňují srážko-odtokový proces, náleží retence, evaporace a transpirace, které snižují odtok z povodí. Retence je schopnost krajiny zadržovat vodu. Vodní režim půd Šír a kol. (2004) označuje jako střídavé plnění půdy srážkami, vyprazdňování půdy transpirací a občasným odtokem vody do podložních vrstev. Ve vegetační sezóně se vodní režim půd dělí na akumulární (akumulace vody v půdě, odběr vody rostlinami) a perkolační, neboli promyvný (odtok velkého množství vody do podloží, neboli transportního kolektoru), (Lichner a kol., 2004). Evaporace neboli výpar vody z půdy je ovlivňován například stavem a vlastnostmi půdy jako jsou vlhkost, struktura, barva, expozice, tvar povrchu atd. (Kemel, 1996). Evaporace a transpirace, která se definuje jako výdej vody povrchem rostlin, dohromady tvoří evapotranspiraci - celkový výpar z půdy i rostlin. Transpirace je konečnou fází transpiračního proudu, který vede od kořenů až k listům rostlin. Eliáš a kol. (2002) uvádí, že  $\frac{1}{3}$  spadlých srážek na povodí se vypaří,  $\frac{1}{3}$  oteče tokem z povodí a  $\frac{1}{3}$  dodává zásoby podzemní vodě. Srážkám, které spadnou na reliéf a podílejí se na povrchovém odtoku, se říká efektivní srážky (Kocum, 2012).

Další fází srážko-odtokového procesu je infiltrace vody do půdy. Voda se během tohoto procesu vsákne do nenasyčeného půdního prostředí. Kovaříček a kol. (2008) uvádí, že oběh infiltrované vody v půdním profilu je velice pomalý ve srovnání s povrchovým odtokem. Tesař a kol. (2001) zmiňuje, že nejméně poznaná část oběhu vody se nachází od dopadu srážky na půdu až do průtoku v toku.

Infiltrovaná voda se v půdě může podílet na hypodermickém neboli podpovrchovém odtoku a poté se dostat do koryta vodního toku. Množství a průběh vody, které se dostane do podpovrchového odtoku a následně i do říčního, závisí hlavně na půdním prostředí (Šanda a kol., 2006). Nebo se dostane do těl rostlin a organismů. Když je vyčerpána retenční a infiltrační kapacita půdy, půda se stává nasycenou a srážky začínají vyplňovat deprese na povrchu terénu

(Kocum, 2012). Šír a kol. (2004) uvádí na základě studií z posledních let, že rychlý odtok vody z povodí může být způsoben nejméně dvěma mechanismy: perkolační proudění v hrubozrnné půdě nebo jemnozrnné s výskytem hydrofobních látek (Pražák a kol., 1992), nebo proudění v makropórech (Císlerová, 2003, Šanda a kol., 2000). V práci Tachecí a kol. (2003), je doloženo, že průtok vody v toku je pevně svázán se sacím tlakem v půdě i ve větší vzdálenosti od toku. Měření probíhalo v Jizerských horách.

Celkový odtok lze definovat jako objem vody, který odečte z povodí za daný čas z území a může se rozdělit do několika přirozených složek (Kříž, 1983). Jedná se o povrchový odtok, při kterém voda stéká po zemském povrchu. Podpovrchový odtok je, když se voda infiltruje do půdy a odtéká v úzkém pruhu pod povrchem do vodních toků, aniž by dosáhla hladiny podzemní vody. Posledním je podzemní odtok neboli základní odtok - infiltrovaná voda odtéká až do pásma nasycení a poté do vodních toků. Povrchový a hypodermický odtok spolu tvoří tzv. přímý odtok (Kříž, 1983), který se podílí na přechodném zvýšení vodnosti řek.

## 3 Voda v půdě

Půda je složitý systém minerální a organické hmoty, která je seskupená do částic, neboli agregátů různé velikosti a struktury (Šefrna, 2004). Tyto agregáty mezi sebou vytvářejí póry, kde může proudit, nebo být zadržena voda, vzduch a další. Existují dvě zóny podpovrchové vody. Pokud se v půdních pórech vyskytuje kromě vody (ve všech třech skupenstvích) i vzduch, jedná se o nenasycenou zónu (zóna aerace). V zóně nasycení (saturace) se v pórech vyskytuje výhradně voda. Výšku hladiny podzemní vody určuje například geologické podloží, hydrogeologické, geomorfologické, klimatické a hydrologické poměry, vegetace a také antropogenní činnost. Nenasycené nebo nasycené prostředí zásadním způsobem ovlivňuje infiltraci srážek a propustnost půdy (Šefrna, 2004).

### 3.1 Nenasycená zóna

Pohyb a zadržování vody v nenasycené zóně podléhá denním, sezónním a ročním cyklům v závislosti na změnách fyzikálních vlastností přízemní vrstvy vzduchu (Netopil, 1970). Vičanová a kol. (2010) uvádí, že obvykle je vlhkost půdy vyšší v podzimním období z důvodu menšího výparu, který je způsoben nižšími teplotami a vyšší relativní vlhkostí vzduchu. Obsah půdní vody závisí na formách poutání, podle Kutílka (1966) na ní působí tři síly - adsorpční, gravitační a kapilární.

#### 3.1.1 Adsorpční voda

Adsorpční voda tvoří na povrchu zrn souvislou blánu tlustou několik molekulárních vrstev, které jsou poutány fyzikálními silami povrchu pevné fáze a silami podmíněnými polárními vlastnostmi molekul vody (Netopil, 1970). Vzniká adsorpcí, kdy suchá půda zvyšuje svůj objem přijímáním vlhkosti ze vzduchu nasyceného vodními parami do té doby, než dojde k rovnováze mezi oběma prostředími. Adsorbentem je nazývána tuhá částice, na jejímž povrchu probíhá adsorpce a adsorptivem adsorbovaná látka (Kutílek, 1966). Pokud nejsou síly přitažlivosti vyrovnané, může dojít k pohybu vody ze zrna se silnější vrstvou vody na tenčí vrstvu, jiný pohyb se u adsorpční vody nevyskytuje. Výskyt adsorpční vody se zvyšuje nízkou teplotou (malý výpar), vysokým tlakem vodních par, vysokou hodnotou specifického povrch půdních částic, nebo výskytem malého kořenového systému (Kutílek, 1966). Adsorpční voda je ve větší hloubce stálejší. Vliv na rozdílný obsah adsorpční vody má i velikost zrn a pórů (Netopil, 1970), kdy v jílovitých půdách se vyskytují více než v písčítých. Jev hystereze adsorpce způsobuje, že se prostředí při vysoušení a zvlhčování chová jinak, viz níže.

Netopil (1970) i Kutílek (1966) uvádějí, že adsorpční voda se dělí na obalovou (filmová), pevně vázanou (poutaná), osmotickou a hydratační vodu.

### 3.1.2 Kapilární voda

Vzniká kapilární silou, která působí až za silou adsorpční. Kapilární síla působí v okamžiku, kdy se vodní obaly protilehlých zrn spojí a dochází ke vzniku menisku (viz níže). Voda je ovlivňována silami rozhraní tuhé, kapalné a plynné fáze. Kapilární síly jsou ovlivňovány tvarem půdních zrn, pórů a smáčivostí tuhé fáze. Kutílek (1966) uvádí, že existují tři druhy styku kapalné fáze s pevnou. Prvním je kapalina, která zcela smáčí povrch tuhé fáze (smáčecí úhel  $\Theta = 0^\circ$ ). U druhého doteku kapalina neúplně smáčí povrch tuhé fáze ( $0 < \Theta < 90^\circ$ ). U posledního kapalina nesmáčí povrch tuhé fáze ( $\Theta > 90^\circ$ ). Třetí případ je typický pro hydrofóbní povrch (Kutílek a kol., 1993). Smáčecím úhlem  $\Theta$  se nazývá úhel sevřený mezi tečnou kapky v bodě dotyku s povrchem a mezi povrchem. Ve skutečnosti se nejedná o povrch pevné fáze, ale o povrch adsorpční vody. Smáčení se zvětšuje se zvětšováním adhezních sil mezi molekulami pevné a kapalné fáze (Kutílek, 1966).

Netopil (1970) píše, že ponoří-li se trubice se smáčecím úhlem  $\Theta < 90^\circ$  do vody, vznikne v trubici zakřivený povrch (konkávní, konvexní), který nazýváme meniskus. Má vliv na změnu povrchového napětí. To vzniká z důvodu vnitřní síly kapalin, která k sobě přitahuje povrchové molekuly. Jedná se tedy o jednostranný pohyb, při kterém konečné síly působí vnitřně do kapaliny. Hodnota povrchového napětí se mění se změnou teploty a křivosti menisku (Kutílek a kol., 1993).

Kapilární voda se dělí na dva druhy. Vodu zavěšenou (kapilární a semikapilární póry) a kapilárně vzlínající (podepřenou).

### 3.1.3 Gravitační voda

Gravitační půdní voda vzniká, když kapilární síly nestačí udržet všechnu vodu a začíná se uplatňovat síla gravitační. Po srážkách se nasatí póry ve svrchní půdní vrstvě, z nekapilárních pórů gravitační voda odteče dolů a uvolní prostor pro další srážky (Kutílek, 1966). Hloubka proniknutí gravitační vody závisí na množství srážek dopadajících na zemský povrch a také na množství vody, která se přemění na největší množství hygroskopické, adhezní a kapilární vody, kterému se říká maximální kapilární kapacita půdy (stav maximálního nasycení půdní vláhou). Maximální kapilární kapacita půdy je závislá na množství vsakující se vody, předešlém stavu půdní vlhkosti, množství a velikosti pórů (Netopil, 1970).

Rychle se pohybující voda se nazývá prosakující gravitační voda. Když prosakující gravitační voda narazí na nepropustnou vrstvu, stává se z ní podepřená gravitační voda. Ta může vytvářet souvislou (je-li mocná, může vytvořit hladinu volné vody) nebo nesouvislou vrstvu (Kutílek, 1966).

Gravitační voda může pozitivně ovlivňovat množství podzemní vody, když pronikne k její hladině. (Netopil, 1970).



## 3.2 Nasycená zóna

Nasycená zóna se dělí na dvě oblasti: pásmo kapilárního zdvihu, které se nalézá nad hladinou podzemní vody, a pásmo zvodnění, které se nachází pod hladinou podzemní vody (Kříž, 1983).

Hladina podzemní vody je nepravidelná a lze ji definovat jako úroveň, v níž se celkový potenciál půdní vody stává nulovým (viz níže). Nad touto hladinou probíhá kapilární vztlínání, kde se nachází převážně voda kapilární a částečně i voda gravitační (Kutílek, 1966).

Podzemní voda zaplňuje v půdě a hornině póry, pukliny nebo větší prostory, anebo jimi volně proudí (Netopil, 1970). Vzniká, když voda přijde do styku s izolátorem, přes který neproteče, a začne se nad ním hromadit. Mezi nepropustné horniny (voda se sem dostává velice pomalu a jen v malém množství) patří například jíly, jílovité hlíny, slínovce a další. Opakem jsou propustné horniny – štěrky, písky, pískovce atd., kde pohyb vody není zastaven. Nepropustnost vody může být způsobena i tektonickou poruchou či zlomem (Kříž, 1983).

## 4 Základní vlastnosti půdy ovlivňující množství a pohyb půdní vody

Pohyb vody v půdním prostředí ovlivňuje zrnitost, horizonty nebo vrstvy, které se odlišují od ostatních svým zrnitostním složením, fyzikálními vlastnostmi atd. Glejové, jílové, zajižené nebo zhutnělé horizonty zadržují nad sebou prosakující vodu. Množství a pohyb půdní vody dále ovlivňuje struktura, hloubka půdy, mineralogické složení, charakter pórů nebo obsah humusu a jeho vlastnosti (Šefrna, 2004).

### 4.1 Zrnitost

Zrnitost nebo též textura, nebo mechanická skladba vznikla při genezi půdy. Zrnitost půdy je dána zastoupením jednotlivých velikostně rozdílných minerálních částic (Tomášek, 2000). Částice jsou seskupeny do jednotlivých kategorií (frakcí). Částice větší než 2 mm se nazývají půdním skeletem a půda bez skeletu je jemnozem. Zrnitost půdy zjišťuje se například přes síta o určitém průměru oka.

Zrnitost ovlivňuje pohyb vody v půdě a také infiltraci. Čím lehčí půda, tím je rychlost infiltrace vyšší (Šefrna, 2004). Pro pohyb vody v půdě jsou zrnitostně optimální středně těžké půdy (píščitohlinité až hlinité), díky svým fyzikálním vlastnostem, nižší objemové hmotnosti, dobrému provzdušnění a biologické aktivitě zajišťují dobrý rozvoj humifikace, sorpčního nasycení atd. (Šefrna, 2004). Nepříznivé jsou půdy písčité, které mají vysokou infiltraci a nízkou retenci, nebo vysokou promyvnost, a jílovité, které mají naopak vysokou retenci a nízkou infiltraci povrchu a z důvodu jejich nepříznivých fyzikálních podmínek často dochází k jejich přemokření (Šefrna, 2004).

### 4.2 Pórovitost

Prostory mezi půdními částicemi, které mají různý tvar, velikost a většinou bývají spojené, se nazývají póry (Kutílek, 1966). Póry jsou vyplněny vodou, vzduchem, kořeny atd. Pórovitost je objem všech pórů a vyjadřuje se v procentech k celkovému objemu půdy v přirozeném uložení. Hodnota pórovitosti závisí na struktuře (vzájemné uložení půdních částic) a tvaru částic (rozdílné geometrické a fyzikálně chemické vlastnosti) a je velice důležitá. Objem, tvar a velikost půdních pórů, nebo i aktivita makroedafonu (Šefrna, 2004) má vliv na vlastnosti vody obsažené v půdě, konkrétně na rychlosti pohybu vody (Kutílek, 1966), kdy důležité jsou makropóry, které vedou gravitační vodu. Rychlost pohybu vody zase ovlivňuje hydrologické vlastnosti půdy, migraci látek v půdě a proces pedogeneze.

Hodnota pórovitosti je nejnižší v iluviálních horizontech, z důvodu akumulace translokovaných látek, a v horizontech periodicky nebo trvale zamokřených, kde dochází

k oglejení nebo glejovému procesu vlivem redukčních procesů (nedostatek vzduchu v pórech). V glejových horizontech pórovitost někdy klesá až pod 30 %. Nižší hodnoty se nacházejí v písčitéch půdách (struktura není dostatečně vyvinuta), oproti hlinitým a jílovitým půdám, kde dosahuje hodnot 40 – 50 % (Kutílek a kol., 1993). Jednotlivé póry jsou větší při nepravidelném rozložení částic a u velkých půdních částic, u kterých je ale malá pórovitost. Naopak půda složená z malých částic, má malý obsah pórů, ale velkou pórovitost. Pórovitost s hloubkou klesá (Klimo, 1996).

Proudění vody v půdním profilu se uskutečňuje v pórech. To je velmi variabilní a komplikované, protože závisí na velikosti pórů, vzdálenosti od stěn pórů a výskytu pevně vázané vody (adsorpční vody) na vnějším povrchu částic, která se proudění neúčastní, a proto zmenšuje průtočný profil pórů. Proto se místo pórovitosti používá efektivní pórovitost, která započítává pouze objem pórů, v kterém se vyskytuje pohyblivá voda (Drbal, 1986).

Seskupení pórů někdy vytváří preferenční cesty, kterými voda odtéká snadno a rychle. Vznikají hlavně činností organismů, kořenového systému rostlin apod., proto jsou v lesích, kde je bohatý kořenový systém preferenční cesty častější, jak uvádí Schmocker-Fackel a kol. (2007). Při určitém stupni nasycení, se vytvoří spojitá síť a dochází k preferenčnímu proudění (Císlerová, 2003). Toto proudění může vytvořit dominantní složku odtoku, ke kterému dochází na malé ploše.

### **4.3 Půdní vzduch**

Půdní vzduch ovlivňuje pohyb vody. Hrubé póry jsou dříve zaplněny vzduchem než malé, proto v písčité půdě je pomalejší infiltrace vody než v hlinité (Kutílek a kol., 1993). Pokud se uzavřený vzduch v pórech posouvá směrem dolů před vsakující se vodou a dostane se do míst s menším tlakem, tak nemůže již dál projít. V tomto případě půdní vzduch brání infiltraci vody do půdy. Když se vzduch stlačí v nestrukturní půdě, může dojít k jejímu protržení, úniku vzduchu do atmosféry a následnému zvýšení infiltrace.

Při vlhkosti půdy menší než polní kapacita jsou póry obsahující vzduch ve většině případů navzájem propojeny a tvoří souvislou síť vzdušných pórů. Ta se ničí a jednotlivé póry naplněné vzduchem se izolují při vysoké vlhkosti půdy a při rychlém zvlhčení půdy (Kutílek a kol., 1993). Optimální provzdušenost je 30 % z celkové pórovitosti (Nypl, Kuráž, 1992). Při dostatku půdního vzduchu v půdě probíhají aerobní a oxidační procesy, a pokud je ho nedostatek, dominantními procesy jsou anaerobní a redoxní reakce (Kutílek, 1966).

### **4.4 Humus, jeho obsah a hydrofobní vrstvy**

Humus tvoří vrchní část půdního profilu a vzniká rozkladem opadu, kterým se stávají odumřelé organické látky živočišného a rostlinného původu. Proces vzniku humusu se nazývá humifikace, stupeň rozkladu organických látek je rozdílný, záleží totiž na místních podmínkách

a na vegetačním krytu. Humus ovlivňuje fyzikální vlastnosti půdy, půdní strukturu, provzdušenost půdy, má vliv na retenci, infiltraci, pohyb vody v půdním profilu, vodní a vzdušný režim půdy (Klimo, 1996), příznivě ovlivňuje sorpční vlastnosti půdy a přispívá k vyrovnanosti půdního odtoku (Kutílek, 1966). Poslední tvrzení zmiňuje i Šanda a kol. (2006), uvádí, že mikrotopografie povrchu terénu (i humusu) má významný vliv na tvorbu odtoku.

Sato a kol. (2004) píše, že maximální retenční kapacita nadložního horizontu tvořeného opadem listů, nebo jehličí je proporční hmotnosti opadu nezávisle na jeho tloušťce. Též uvádí, že v nadložním horizontu tvořeném listím (*Lithocarpus edulis*) se vytvářel hlavně laterální odtok a v převážně jehličnatém (*Crypt japonica*) se vyskytoval vertikální odtok. Ale Orfánus a Sándor (2011) pozorovali na mírně zhutnělém nadložním horizontu tvořeném převážně jehličím (*Picea abies*) hlavně výskyt laterálního odtoku. Proto nelze jednoznačně říci, že druh opadu (jehličnatý, nebo listnatý) preferuje vertikální nebo laterální odtok.

Hydrofilní neboli smáčivý povrch vytváří po dopadu vody na svém povrchu spojitý film, na hydrofobním povrchu kapka udělá kulovitý tvar. Smáčivost a nesmáčivost povrchu půdy vzniká na základě vzájemného působení kohezních a adhézních sil na molekulu (Dlapa a kol., 2003). Orfánus, Bedrna (2012) zkoumali sníženou smáčivost u nadložního humusu v lesním prostředí složeného z jehličí, listů borůvčí a lupení ze šišek, se středním až mírným biochemickým rozkladem s vysokou porézností (60 – 80 %). Když se humus vysušil pod hranici vlhkosti cca 25 %, stal se hydrofóbní vlivem vyluhování specifických organických látek (např. vosk) a vlivem živých organismů (mycelia hub). Dlapa a kol. (2003) se též zmiňuje o hydrofóbnosti – vznik vodoodpudivosti dává do souvislosti s hydrofóbními organickým látkami na povrchu původně hydrofilních minerálních částic půdy. Posledně zmiňovaný autor říká, že vodoodpudivost se vyskytuje hlavně u lehkých (písčitých) půd s relativně malým specifickým povrchem a u organozemí s převahou organické hmoty. Ale vyskytuje se i se zvyšujícím obsahem jílu, zatím není vysvětleno proč.

Whipkey (1965) též pozoroval nižší smáčivost podpovrchové vrstvy v lese. Vertikální přenos zanikl, nasýtila se povrchová vrstva a voda odtekla hlavně laterálně. Vysvětloval to uzavřeným vzduchem v pórech. Proto Orfánus, Bedrna (2012) naznačují, že lesní půda v jehličnatém lese nemusí mít ty nejideálnější hydraulické vlastnosti, jak se předpokládá.

Na vodoodpudivost má vliv i vlhkost půdy. Vždy se předpokládalo, že největší hydrofóbnost je ve vysušené půdě a klesá s růstem půdní vlhkosti, až do dosažení kritické vlhkosti, kdy se půda stává hydrofilní (např. DeBano, 1971, Witter a kol., 1991). Ve studiích de Jonge a kol. (1999), Doerr – Thomas (2000) a Lichner a kol. (2002) se uvádí, že tomu tak není. Bylo zjištěno, že půda při poklesu vlhkosti na nulu se stává znova smáčivou a vztah závislosti vodoodpudivosti na vlhkosti není monotónní, ale má 1 až 3 vrcholy (Dlapa a kol., 2003).

Humus se skládá z meziproductů rozkladu (Nypl, Kuráž, 1992) – nehumusových látek a ze specifických humusových látek. Do první skupiny patří sacharidy, pektiny, bílkoviny, aminokyseliny, ligniny, třísloviny, tuky atd., které tvoří energetickou a živinnou zásobní část půdy,

bez které by v humusu nebyla možná biologická aktivita. Specifické humusové látky, jsou na rozdíl od nehumusových látek tmavě zbarveny a neprobíhá v nich skoro žádná biologická aktivita. Tato skupina ovlivňuje sorpci, vzdušný, vodní a tepelný režim půdy a podle Suchary (2007) se dělí na fulvokyseliny, huminové kyseliny, himatomelanové kyseliny a huminy.

Množství uhlíku v humusovém horizontu nám říká o míře rozkladu organické hmoty (Suchara, 2007) a poměr uhlíku a dusíku udává kvalitu humusu (Klím, 1996). Čím vyšší množství uhlíku obsahuje humus, tím vyšší fáze rozkladu zrovna probíhá. Čím je vyšší obsah dusíku v humusu a čím je menší poměr C:N, tím je vyšší kvalita humusu. Barva humusu je většinou mnohem tmavší než u ostatních půdních horizontů, ovlivňuje absorpci vlnových délek a tím i charakter mikroklimatu (Suchara, 2007).

## 4.5 Struktura

Půdní struktura je uspořádání tuhých půdních částic, které se shlukují do agregátů při fyzikálně-chemických, biologických, nebo fyzikálních procesech v půdě. Existují mikro a makroagregáty, hranice mezi nimi je 0,25 mm.

Struktura ovlivňuje pohyb vody v půdě. Infiltrace u strukturních půd trvá déle a dosahuje vyšších hodnot, než u půd nestrukturních, u nichž je zmenšená infiltrace způsobena rozpadem agregátů a častou existencí nepropustné půdní vrstvy neboli čočky. Do vrstvy s nižší propustností voda proudí minimálně nebo vůbec a začne nasycovat vrstvu, která se nachází nad ní (Schmocker-Fackel a kol., 2007). U nestrukturních půd je vyšší povrchový odtok a výpar než u půd strukturních. V nestrukturních půdách se totiž nalézají souvislé kapilární póry, které vedou z hlubších vrstev až k povrchu a umožňují tím snazší výpar (strukturní půdy mají kapiláry přerušeny vytvořením agregátů). Strukturní půdy se vyskytují častěji než půdy nestrukturní. Nestrukturní půdy vznikají z extrémně těžkých půd, které jsou slité, a extrémně lehkých půd, které se zcela rozpadají (Suchara, 2007). Typů struktur je mnoho, např. – kulovitá, hranolovitá, sloupkovitá, polyedrická, deskovitá atd.

Tvorba struktury je neustálý děj (Klím, 1996). Ke změnám dochází během vegetačních období, nebo i srážek. Dopadající kapky způsobují mechanické rozrušení, rozptyl, nebo zhutnění agregátů na povrchu země (až do 6 cm), (Rousseva a kol., 2002). Létal (2010) zmiňuje, že vrstva humusu s vegetačním krytem snižuje sílu nárazu dešťových kapek, a tím brání narušení struktury půdy a vzniku povrchové nepropustné krusty pro vodu. Ale vegetační kryt zároveň strukturu rozrušuje svým kořenovým systémem. Pokud dochází k opakovanému ničení struktury, už nemusí dojít k jejímu vytvoření, např. vlivem zemědělské techniky (Kutílek, 1966). Na tvorbě struktury se podílí i změna vlhkosti (Tomášek, 2000), kdy se mění objemová hmotnost půdy, nebo zooedafon a kořenový systém. Biologická činnost probíhá snadněji ve strukturních půdách než v nestrukturních. Létal (2010) píše, že žížaly vytvářejí vertikální póry, kterými se voda snáze infiltrovala do půdy. Žížala o průměru 5,5 mm může do půdy dostat 1,55 až 2,33 m<sup>3</sup> vody.

## 5 Hydrodynamika půdní vody

Půdní póry umožňují proudění vody v půdě a jejich objem určuje prostor, který je k tomu vymezený. Existují dva druhy proudění. Nasycené proudění probíhá v pásmu nasycení a nenasyčené proudění v nenasyčené zóně, kde se v pórech vyskytuje i vzduch. Proudění v obou zónách způsobuje spád potenciálu. Podle Pařílkové a kol. (2011) se nejvýznamnější změny v množství a pohybu vody v půdě dějí u zemského povrchu.

### 5.1 Pohyb půdní vody v nasycené zóně

Všechny póry jsou vyplněny vodou. Proudění je nestálé, protože velikost i tvar pórů jsou proměnné a celý proces komplikují i neprůtočné (slepé) póry. Kutílek a kol. (1993) píše, že rychlost půdní vody závisí na výšce a délce, která se vyjadřuje Darcyho zákonem:

$$Vf = k \cdot I$$

$Vf$  – objemový tok [ $\text{m s}^{-1}$ ];  $k$  – filtrační koeficient [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ];  $I$  – hydraulický spád [%]

Nasycená hydraulická vodivost  $K_s$  [ $\text{cm} \cdot \text{den}$ ] je schopnost půdního prostředí umožnit proudění vody (Matula a kol., 1989). Proto je  $K_s$  ovlivňována texturou, strukturou půdy a fyzikálně chemickými poměry v půdním roztoku (Kutílek a kol., 1993). Čím větší je velikost pórů, tím je  $K_s$  vyšší. Nejvyšší hodnoty  $K_s$  dosahují u písčítých, poté u hlinitých a nejméně u jílovitých půd.

Velké sezónní změny  $K_s$  záleží na stavu hydrologicky efektivních makropórů (makropóry otevřené na povrchu půdy), které umožňují rychlý přenos vody do větší hloubky. Množství hydrologicky efektivních makropórů se zvyšuje činností zoedafonu, odumíráním kořenů rostlin, snižováním půdní vlhkosti těžkých jílovitých půd, kdy se vytváří vysušené póry a snižuje vlivem agrotechnickým činnostem a intenzivnímu dešti (Nagy a kol., 2003).

Nagy a kol. (2003) zkoumal časovou a prostorovou variabilitu  $K_s$ . Zjistil, že ve většině případů  $K_s$  klesá se zvyšováním podílu pórů, které využívá proudící voda. Z výsledků je též patrné, že čím je půda těžší, tím větší je vliv makropórů na  $K_s$ .

### 5.2 Pohyb půdní vody v nenasyčené zóně

Proudění v nenasyčené zóně je podobné proudění v nasycené zóně, jen je složitější – póry se mohou zvlhčovat, nebo naopak vysušovat. Kutílek a kol. (1993) pro proudění v nenasyčené zóně uvádí rovnici Darcyho-Buckinghamova:

$$v = -K \text{ grad } H$$

$v$  – objemový tok [ $\text{m s}^{-1}$ ];  $K$  – koeficient kapilární vodivosti [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ];  $\text{Grad } H$  – gradient celkového potenciálu půdní vody.

Potenciál půdní vody je hmotnostní jednotka vody momentálně poutané danou půdou. Vyjadřuje se jako energie a skládá se z několika složek – vlhkostní, osmotické a matriční. Voda

v půdě se vždy pohybuje z místa s vyšším do místa s nižším potenciálem. V nenasyčeném proudění se vyskytuje nenasyčená hydraulická vodivost  $K$ , která určuje míru, jak je schopna půda umožnit proudění vody.  $K$  je závislé na vlhkosti a vlhkostním potenciálu a vztah  $K$  na tlakové výšce je ovlivněn hysterezí z retenční křivky.

Písčité půdy jsou pro nenasyčené proudění na rozdíl od nasyceného proudění nepropustné (Kutílek a kol., 1993). Hlinitá půda snáze propouští vodu než písčité půdy, protože v písčité půdě se nalézají více hrubých pórů, které jako první zaplní vzduch.

### 5.3 Infiltrace vody do půdy

Infiltrace vody do půdy je rychlost, kterou se voda vsakuje do půdy. Tato rychlost (též intenzita) se při změně okrajové podmínky (Kutílek a kol., 1993) nazývá rozdílně - infiltrační schopnost, infiltrační kapacita, nebo infiltrabilita (Matula a kol., 1989). Infiltrace ovlivňuje povrchový i podpovrchový odtok, zásoby podzemní vody, celkový vodní režim (Kutílek, 1966) a souvisí s ní i vodní eroze (Nypl, Kuráž, 1992). Z rychlosti infiltrace lze stanovit hydraulickou vodivost (Matula a kol., 1989).

Rychlost infiltrace závisí na charakteru deště - intenzitě a délce trvání deště, dále na samotných vlastnostech půdy (Nypl, Kuráž, 1992), agrotechnickém zpracování povrchu a smáčecí rychlosti povrchu (Liu a kol., 2011), svažitosti, obsahu šterku (Šefrna, 2004), nebo na aktivitě kořenového systému (Vičanová a kol., 2010). Podle Hůly a kol. (2010) se při orbě vytvoří makropóry, půda přijímá srážky snadněji, ale postupem času se infiltrační schopnosti zhoršují. Mezi dešti dochází k vyschnutí povrchové vrstvy půdy a může dojít ke vzniku pro vodu nepropustné krusty. Infiltrační schopnost a retenční kapacita se snižují. Podle Kovaříčka a kol. (2008) při vysoké infiltraci dochází k příznivému zpomalení rychlosti cirkulace vody.

Infiltraci dále ovlivňují preferenční cesty, kterými se voda rychle infiltruje do půdy (Vičanová a kol., 2010) a působí tím na povrchový i podpovrchový odtok (Šanda a kol., 2006). Důležité jsou také počáteční podmínky, do kterých infiltrace vstupuje - množství vody a vzduchu v pórech a jejich vzájemný poměr, nekapilární pórovitost půdy, stabilita a množství agregátů.

Během infiltrace se pohybuje vsakující se voda, ale i kapilární voda umístěná v semikapilárních pórech, která zde byla před začátkem infiltrace (Kutílek, 1966). Když intenzita deště bude vyšší než infiltrační rychlost, po určité době dojde k nasycení, na povrchu země se začne akumulovat voda v podobě kaluží a infiltrační rychlost se bude zpomalovat (Nypl, Kuráž, 1992). Výtopa je infiltrace, kdy se na povrchu půdy nalézají vrstvy vody. Při probíhající infiltraci z výtopy (pod tlakem) je důležité postavení vzduchu v pórech, viz výše (Kutílek, 1966). Podle Kutílka a kol. (1993) existují dva druhy infiltrace - stacionární, při které je rychlost infiltrace i hladina spodní vody konstantní a nestacionární, při níž se na okraji (povrchu) změní okrajová podmínka. Podle Matuly a kol. (1989) jsou dvě - okrajová podmínka vlhkosti (nazývá se Dirichletova) a průtoku (nazývá se Neumannova). Ta první probíhá při výtopě (povrch je

od začátku infiltrace nasycen) a druhá při infiltraci bez výtopy, při dešti, kdy je intenzita deště nižší než infiltrační rychlost.

Mašíček a kol. (2014) měřili po jednu vegetační sezónu infiltraci (Sazomín, okres Žďár nad Sázavou). Došli k závěru, že vzhledem ke složitosti mnoha faktorů, které mají vliv na průběh infiltrace, není možné jednoznačně určit schéma těchto faktorů na infiltrační kapacitu půd.

Po infiltraci nastává redistribuce. V půdě se vytvoří nerovnovážený stav, objevuje se vysoký gradient potenciálu mezi vrchní provlhčenou částí a spodním méně vlhkým pásmem a to způsobuje pohyb vody. Redistribuce na rozdíl od infiltrace přijímá vlhkost pouze z horní části půdy, ne z výtopy, nebo srážek. S postupným přesunem vody do nižších vrstev se snižuje gradient potenciálu a rozdíl vlhkosti v celém profilu (Kutílek a kol., 1993).

## 5.4 Retence vody do půdy

Retence je schopnost půdy zadržet vodu v půdním profilu, respektive celoročně vyrovnávat rozdíly mezi teplým obdobím, kdy déšť doplňuje vodu do půdy a transpirace ji spotřebovává, a studeným, kdy se voda vlivem sněhu nedoplňuje do půdy ve velkém množství a transpirace se uplatňuje málo (Šír a kol., 2004). Retence závisí na zrnitosti, hloubce, skeletovitosti, obsahu humusu a na organických látkách v nadložním humusu (Šefrna, 2004). Orfánus a Bedrna (2012) napsali, že kameny v půdách snižují retenci až o několik desítek procent. Retence půdy může být poškozena zkulturnováním a procesy nebo jevy, které degradují půdu (např.: eroze, akumulace), zhutněním (snížení infiltrace, z důvodu malého množství makropórů), snižováním zastoupení a diverzitou edafonu, který vytváří síť makropórů, drenážním odvodněním, které urychluje odtok vody z povodí (ovlivnění abiotických podmínek v krajině), acidifikací a dalšími (Šefrna, 2004). Při nasycení půdy srážkami může dojít k překročení retenční kapacity půdy a ke vzniku povodňové vlny (Lichner a kol., 2004). Proto je potřeba vytvářet určitá opatření, která přispívají k zachování přirozené retence krajiny. Janský (2004) zmiňuje hlavně zachování přírodních říčních niv, které pak mohou plnit úlohu přirozeného zátopového území, a dále obnovu, či zachovávání mokřadů, které v krajině plní funkci přírodních retenčních prostor.

Eliáš a kol. (2002) studoval retenční kapacitu půd a její vliv na povodně v Krkonoších, Jizerských horách a v Novobystřické pahor. Vyskytují se zde hnědé půdy, kterým byla naměřena retenční kapacita mezi 60 – 90 mm. To je typická retenční kapacita pro převládající půdní pokryv hor a vysočin (stejně klimatické a výškové podmínky vzniku). To vysvětluje, proč srážky o úhrny nad 60 mm v oblastech krystalinika často způsobují povodně (Lichner a kol., 2004).

Retenční kapacitu půd lze zjistit laboratorním měřením retenčních křivek (Šútor a Štekauerová, 2003), které se zjišťují přepočítáváním tenzometrických tlaků na vlhkost půdních horizontů a následně na zásobu vody v půdě (Tesař a kol., 2001), terénními infiltračními pokusy (Lichner, 1986, Šír a kol., 2000), tenzometrickým nebo vlhkoměrným měřením vodního režimu půd (Tesař a kol., 2001) a dalšími.



## 6 Měření pohybu půdní vody

Pohyb půdní vody lze měřit pomocí tenziometru. Toto zařízení funguje na sacím tlaku, viz níže. Nebo pomocí piezometru, který měří vztlak a pórové tlaky ve zkoumaném místě, především v soudržných půdách, nebo hladinu podzemní vody v nesoudržných, propustných a středně propustných půdách. Záleží na konkrétním druhu piezometru (VŠB, 2015).

### 6.1 Měření infiltrace

Infiltrace je měřena jako rychlost průsaku vody do půdy v mm za jednotku času (Šefrna, 2004). Nenasycená infiltrace je měřena pomocí disk infiltrmetrometru (Moret-Fernández, González-Cebollada, 2009), hood infiltrmetru apod. Nасыcená infiltrace je měřena pomocí dvouválcového, jednoválcového (spíše se nepoužívají), přenosného tlakového, jednoduchého tlakového apod. (Pivoňka, 2013).

Zařízení na měření infiltrace nesmí rozrušovat, zhutňovat, nebo jinak pozměňovat půdní horizont. Nejběžnější metoda pro měření rychlosti infiltrace je pomocí dvouválcového kruhového infiltrmetru (Matula a kol., 1989). Oba válce se zarazí libovolně hluboko do země. Uvnitř vnitřního válce je položena kruhová deska s otvory a na ní je upevněno zařízení pro měření výšky hladiny. Vertikální infiltrace (kumulativní) se měří v prostředním válci. V mezikruží vertikální a boční (Mašiček a kol., 2014), a má též zachovat přinejmenším svislé proudnice (Kutílek a kol., 1993). V obou válcích je udržována stejná minimální výška hladiny (cca 1 – 3 cm), aby přetlak zůstal co nejmenší. U lehkých půd totiž vyšší přetlak vyvolává vyšší počáteční infiltraci (Matula a kol, 1989).

Lipiec a kol. (2005) studoval vliv rozdílné velikosti válců na výsledky měření A uvádí, že hloubka smáčecí zóny v centru válce se zvětšuje se zvětšujícím se průměrem infiltrmetru. Pro měření infiltrace v laboratoři se používají dešťové simulátory (Matula a kol, 1989). Infiltraci lze řešit i analyticky, pomocí rovnic (Kutílek a kol., 1993).

## 7 Metody měření obsahu vody v nenasycené půdě

Množství vody v půdě je definováno jako půdní vlhkost. Měření půdní vlhkosti Kutílek a kol. (1993) rozděluje na laboratorní a terénní, na destruktivní a nedestruktivní a na způsoby přímé, kdy měřenou veličinou je vlhkost, a nepřímé. Nepřímé měří jinou veličinu než vlhkost, ale jsou na ní závislé (Bařková a kol., 2012). Používat nepřímé metody má výhody – výsledné měření je hned i dispozici, hodnoty vlhkosti lze zjišťovat opakovaně, nebo kontinuálně na stejném místě a automatizovaně pomocí počítače. Základem přesnosti se stává kvalitní kalibrace.

### 7.1 Destruktivní metody

U destruktivních metod dochází při odběru půdního vzorku k jeho poničení.

#### 7.1.1 Okamžitá hmotnostní vlhkost - OHV

Hmotnostní půdní vlhkost je definována poměrem hmotnosti vody k hmotnosti tuhé fáze (Kutílek a kol., 1993). OHV se měří gravimetrickou metodou - rozdíl hmotnosti aktuálně odebraného vzorku a vysušeného vzorku (Vlček, 2008). Vzorec OHV podle Suchara (2007) zní:

$$OHV = \frac{(G_m - G_s)}{(G_s - G_t)}$$

$G_m$  – hmotnost čerstvého vzorku zeminy s válečkem [g];  $G_s$  – hmotnost sušiny vzorku s válečkem [g];  $G_t$  – hmotnost prázdného válečku [g]

#### 7.1.2 Okamžitá objemová vlhkost - OOV

Jedná se o vlhkost, která je vyjádřena jako rozdíl objemu aktuálně odebraného vzorku půdy a objemu suchého vzorku. Vzorec OOV podle Suchara (2007) zní:

$$OOV = \frac{(G_m - G_s)}{100}$$

Význam členů je stejný jako pro výpočet OHV.

#### 7.1.3 Plná vodní kapacita PVK (efektivní pórovitost)

PVK nebo též maximální vodní kapacita (Kutílek, 1966) je definována jako obsah vody, kterou pojme odebraný půdní vzorek (např. pomocí Kopeckého válečku - 100 cm<sup>3</sup>) v kapilárních a nekapilárních pórech po té, co se nechá dva dny zcela ponořený ve vodě (Suchara, 2007). Kocum (2012) píše, že PVK s hloubkou většinou klesá. Pokud stoupá, v půdním profilu se vyskytuje nepropustná vrstva (Kutílek, 1978, Rousseva a kol., 2002), nebo probíhá pedoturbace (proces, při kterém jsou narušovány a smíchávány jednotlivé půdní horizonty). Též zmiňuje, že PVK klesá s rostoucí intenzitou rozkladu.

Efektivní pórovitost, určuje pouze objem vody v pórech, který se účastní průtoku (Drbal, 1986). Není tudíž pevně svázán s povrchem tuhých částic.

#### **7.1.4 Maximální vodní kapilární kapacita - MVKK**

„MVKK je objemová vlhkost půdy podle Nováka smluvně přesně definována jako množství vody, které nasaje neporušený půdní vzorek z vodou syceného filtračního papíru a zadržuje po následném dvouhodinovém odsávání vody na suchém filtračním papíru pod skleněným zvonem“ (Suchara, 2007). Vztahuje se na objem kapilárních pórů. Objem pórů se ale mění s vlhkostí půdy a objem vody s teplotou (Suchara, 2007).

## **7.2 Nedestruktivní metody**

### **7.2.1 Kapacitní metoda**

Kapacitní metoda používá ke zjištění vlhkosti dielektrickou konstantu, nebo jinou veličinu, která je na ní závislá (Kutílek, 1966). Dielektrická konstanta má velice vysokou hodnotu pro půdní vodu – až 80, oproti ostatním půdním složkám, půdní vzduch má hodnotu pouze okolo 1 a pevná složka 2 – 5 (Suchara, 2007).

Měřicí čidlo tvoří dvě elektrody, které jsou spojeny do elektrického obvodu, který se mění v závislosti na půdní vlhkosti. Pole, které elektrody měří, je poměrně úzké. To se může stát výhodou nebo nevýhodou v závislosti na požadavcích výzkumu. Přilnavost elektrod k zemině je špatná, záleží na půdní textuře, kvalitní instalaci a podmínkách při instalaci. Dále je zde závislost dielektrické konstanty na teplotě, struktuře a zhuštění půdy (Kutílek, 1966). Výhodou je nezávislost na množství a proměnlivosti solí v půdě, nebo snadné převedení signálu měření do sběrných dat (Suchara, 2007).

Kapacitní metoda se dělí na dva způsoby – rezonanční kapacitní vlhkoměr, který měří vlhkost pomocí rezonanční frekvence a TDR (Time domain reflektometry), které funguje na principu postupové rychlosti elektromagnetické vlny (Kutílek a kol., 1993).

TDR měří čas, po který vysokofrekvenční elektrický impuls proběhne tam a zpět podél dvou nebo tří (větší přesnost měření) rovnoběžných elektrod. Půda utváří mezi instalovanými tyčemi dielektrické vlastnosti – relativní permitivitu a elektrickou vodivost, které jsou závislé na půdní vlhkosti (Baťková a kol., 2012).

Pro lepší vnoření tyčí do půdy se používají instalační jehly. V místech s velkým obsahem kamenů by se nemělo měřit. Dnes tato metoda patří mezi nejpoužívanější, i přes svoji vysokou pořizovací cenu.

## 7.2.2 Odporová metoda

Odporová metoda používá k výpočtu vztah mezi elektrickým odporem a vlhkostí půdy (Kutílek a kol., 1993), čím menší elektrický odpor je, tím vyšší je půdní vlhkost (Pařílková a kol., 2011). Elektrody se do půdy umisťují často s přídatným materiálem z důvodu špatného kontaktu se zeminou. Dříve se zalévaly do sádrových bločků, dnes se používá méně rozpustný nebo nerozpustný porézní materiál.

Elektrický odpor závisí na OHV, teplotě, koeficientu teplotní změny odporu, objemové hmotnosti. Nevýhodou této metody je setrvačnost při změně vlhkosti, projevení hystereze u odporu, teplotní závislost (3% změna vlhkosti na 1 °C), nepřesný výsledek u zasolených půd atd. (Suchara, 2007). Např. Pařílková a kol. (2011) studovala vliv zemědělského hnojiva na měření změn vodivosti. Porovnávala rozdíl mezi vodou a 0,5 % roztokem hnojiva – měrný elektrický odpor se zmenšil 20krát, a tím i vodivost. Pomocí elektrického odporu lze interpretovat hranice jednotlivých půdních horizontů, např. na základě propustnosti (Pařílková a kol., 2011). Jílové frakce mají nižší elektrický odpor než písčité nebo štěrkové frakce.

Mezi zařízení, které měří vlhkost půdy, patří i Virrib. Těchto devět snímačů půdní vlhkosti je využíváno v povodích Zbytinského a Tetřivčího potoka (podrobnější popis viz níže).

## 7.2.3 Tenzimetrická metoda a retenční křivka

Tenzometrická metoda se jmenuje podle stejnojmenného zařízení. Vlhkost v půdě se určuje pomocí sacího tlaku. To je síla, kterou rostliny překonávají, aby si z půdy vzaly vodu, nebo síla, která určuje distribuci půdní vlhkosti a transport roztoků půdou (Bařková a kol., 2013). Tenzometrický tlak roste se zvyšujícím se množstvím vody v půdě a klesá při odvodňování půdy kořenovým systémem, odtokem do spodních částí půdy, nebo do podloží (Eliáš a kol., 2002).

Tenzometr se skládá z plastové propustné trubičky. Do ní se nalije voda, která může proudit mezi půdou a tenzometrem. Voda je při malé, respektive velké půdní vlhkosti nasávána půdou, respektive tenzometrem, tím vzniká podtlak a výměna vody se zastaví až při vyrovnání sacího tlaku v obou prostředích.

Tachecí a Šanda (2003) pozorovali sací tlak pomocí tenziometrů na kambizemích. Zjistili, že u srážkových epizod se střední a vyšší intenzitou je pokles sacího tlaku okamžitý i v hlubších horizontech. Naopak u dlouhodobějších dešťů s menší intenzitou je snižování sacího tlaku pozvolnější, v hlubších horizontech se neprojevuje od začátku.

Retenční čára vlhkosti je graf vyjadřující závislost sacího tlaku, nebo tlakové výšky, nebo též potenciálu půdní vody na půdní vlhkost (Matula a kol., 1989). Musí se stanovovat pro každou půdu zvlášť (Kutílek a kol., 1993). Projevuje se zde hystereze. To je jev, při kterém se uplatňuje odlišný průběh retenční křivky při odvodňování než při zvlhčování půdy. V grafu vzniknou dvě větve, drenážní a zvlhčovací, které se neprotínají. Hysterezi způsobuje rozdílná hodnota smáčecího úhlu při postupu kapaliny na suchém povrchu a zvlhčeném povrchu, uzavřený vzduch, nebo voda ve slepých pórech atd. (Kutílek a kol., 1993).

## **7.2.4 Radiometrické metody**

### **7.2.4.1 Neutronová metoda**

Neutronová metoda měří půdní vlhkost pomocí pohybu neutronů. Ty se vypouštějí do okolní zeminy a zpomalují se o atomy vodíku, které obsahují vodu. Tento jev se nazývá termalizace neutronů (Matula a kol., 1989). Vodík se ale může vyskytovat i v organických půdách, a proto neutronová metoda ukazuje v rašelinách, nebo zrašeliněných půdách nepřesné hodnoty (Kutílek, 1966). Dále u zhutnělých nebo vrstevnatých půd při skokové změně vlhkosti neměří zařízení přesně a také se nedoporučuje používat tuto metodu pro půdy s vysokou hladinou podzemní vody (Kutílek a kol., 1993).

### **7.2.4.2 Gamaskopická metoda**

Gamaskopická metoda zjišťuje vlhkost pomocí absorpce nebo rozptylu fotonů  $\gamma$ . V laboratorních podmínkách dosahuje přesnost vyšších kvalit, než v terénu. Nevýhodou se stává hloubka měřené zeminy, kdy u záření typu  $^{241}\text{Am}$  dosahuje pouze 5 cm, u záření  $^{137}\text{Cs}$  je to již více – až 15 cm (Kutílek a kol., 1993).

## 8 Monitoring a dosavadní výzkumy ve Zbytinské oblasti

Od roku 2006 je v párových srovnávacích experimentálních povodích Tetřívčího a Zbytinského potoka měřen odtok a automatická monitorovací síť je postupně doplňována. Nyní se zde nacházejí dvě stanice s ultrazvukovými a hydrostatickým tlakovými senzory, jedna plně vybavená meteorologická stanice a tři srážkoměrné stanice (Královec a kol., 2015). Interval záznamu je deset minut. Využívána jsou i data ze srážkoměrné stanice ve Zbytinách, která patří ČHMÚ. V obou povodích probíhá systematické hydrometrické měření průtoků a v roce 2011 na vybraných stanovištích byla nainstalována zařízení, která kontinuálně měří objemovou půdní vlhkost a teplotu půdy.

Touto oblastí se zabývalo několik prací (bakalářských, diplomových) a odborných článků.

Hintnaus (2008) se zabýval stavem a změnou krajinného pokryvu, jejich dopadem na hydrologický, krajinný a ekologický režim a na změnu antropogenního využití obou povodí, mezi lety 1947 až 2008. Analýzu prováděl pomocí leteckých snímků v oblasti povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka. Proběhlo zde zalesnění, zatravnění a výstavba melioračních kanálů a studní. Na dnes zatravněném palouku, který se vyskytuje v povodí Tetřívčího potoka, byla prokázána antropogenní činnosti, konkrétně zde jsou pozůstatky orné půdy (Hintnaus, 2008).

První výzkumnou činností v oblasti párových experimentálních povodí ve Zbytinách zaměřenou na hodnocení srážko-odtokového procesu prováděl Malý (2009), který charakterizoval daná povodí, odvodil hydrologické veličiny (odtokový koeficient, průměrný dlouhodobý průtok atd.) a vytvořil také mapu vegetačního krytu. Malý (2009) se zabýval vlivem vegetace na hydrologické poměry malých povodí, kdy byla použita naměřená data z let 2006 až 2008. Při porovnávání obou povodí se zjistilo se, že největší rozdíly v hydrologickém poměru nastaly v obdobích zimních půlroků a při obdobích nízkých vodních stavů, a že kulminační průtok se dostavuje rychleji u nelesního prostředí, hlavně při déle trvajících srážkách.

Kodádková (2010) sledovala srážko-odtokový režim a fyzicko-geografické poměry povodí a modelovala významné epizody na profilech Českého hydrometeorologického ústavu (povodí Blanice vymezeno po profil ČHMÚ Blanický Mlýn). Neměla pro celé území detailnější informace o půdním prostředí a vegetačním krytu, protože vycházela z map, které měly grid 1x1 km. Z analýzy vyšlo, že lesní prostředí by spíše mělo vyrovnávat srážko-odtokové oblasti, což je v rozporu s výsledky předchozích prací.

Hintnaus (2011) studoval vliv sněhové pokrývky na odtok vody z povodí v zalesněném (povodí Tetřívčího potoka) a nezalesněném prostředí (povodí Zbytinského potoka) a ten modeloval pomocí srážko-odtokového modelu HEC-HMS. Ukázalo se, že z fyzicko-geografických faktorů nejvíce ovlivnila vodní hodnotu sněhové pokrývky a její prostorové rozložení vegetace. Simulované události se uspokojivě shodovaly s naměřenými průtoky.

Na základě modelování bylo potvrzeno, že tání sněhové pokrývky má zcela jiný režim v zalesněném a nezalesněném prostředí.

Kofroňová (2014) popsala evapotranspiraci a její vliv na hydrologickou bilanci povodí Zbytinského potoka. Zabývala se jejím výpočtem z dat, která byla převzata z několika měrných stanic v dané oblasti, následně porovnávala výsledky a zhodnotila použité metody. Např. Penmanova metoda, která je brána jako základ pro výpočet výparu (všechny ostatní rovnice jsou z ní odvozeny), vyšla vyšší než ostatních rovnic. Penman-Monteithova rovnice vyhodnotila výpar naopak nížce. Práce potvrdila obecné tvrzení, že výpar nejvíce ovlivňuje sluneční záření.

V současné době v povodích Tetřivčího a Zbytinského potoka probíhá několik výzkumů. Větší pozornost je věnována vlivu půdního prostředí a jeho variabilitě na odtokový proces, vlivu povrchového odvodnění na odtokový proces, nebo odezvy odtoku na spadlé srážky v dlouhodobých i krátkodobých řadách mezi dvěma párovými experimentálními povodími, které mají rozdílný krajinný a půdní pokryv.

Z vědeckých článků, které byly publikovány a jsou v nějakém vztahu k zájmové lokalitě povodí Blanice jako celku, lze citovat práce Langhammera a kol. (2006, 2008) a jeho samostatnou práci (2009). Výše zmiňované studie se zabývaly povodněmi na území povodí Blanice. Langhammer (2009) použil hydromorfologické monitorování dat z říční sítě k identifikaci říčních prvků, které mohou negativně ovlivnit průběh povodní nebo jsou vhodné pro úpravy, které povedou k udržení přirozené retence nivy. Langhammer a kol. (2008) studoval vliv antropogenních změn říčního kanálu na průběh povodní pomocí hydraulického modelování (model HEC-RAS a metody GIS). Výsledky simulací ukázaly, že antropogenní úpravy koryta mají jen minimální dopad na celkový průběh a vyvrcholení extrémních povodní.

Na jaře v roce 2005 proběhla revitalizace Sviňovického potoka v pramenné oblasti Blanice, kterou sledoval a zhodnotil Kliment a kol. (2008). Kliment a kol. (2011) zhodnotil vývoj srážko-odtokového režimu v povodí horní Blanice a dalších vybraných povodí v oblasti Jeseníků a Krušných hor za posledních 50 let. V článku představil rozdílné metodické nástroje na sledování změn a trendů v hydro-klimatických řadách na ročních a měsíčních hodnotách. Jeníček (2009) použil různé metody pro výpočet odtoku v povodí Blanice, kde se nacházejí oblasti s rozdílným využitím půdy. Královec a kol. (2012) zkoumal vliv rozdílného krajinného a půdního pokryvu na odtokovou odezvu v oblasti Tetřivčího a Zbytinského potoka. Cílem bylo provádět kontinuální měření a sledování hydrologických, pedologických a meteorologických veličin, dále pozorování odezvy odtoku na spadlé srážky v povodích s rozdílným využitím krajiny a antropogenním ovlivněním a určit změny v chování hydrologického systému, jak pro dlouhé časové úseky, tak i krátké epizody. Poslední článek, který byl o této oblasti publikován, se zabýval zhodnocením odezvy odtoku na spadlé srážky v povodích Zbytinského a Tetřivčího potoka, které jsou morfologicky a hydrograficky identická, ale rozdílně využívaná (Královec a kol, 2015).

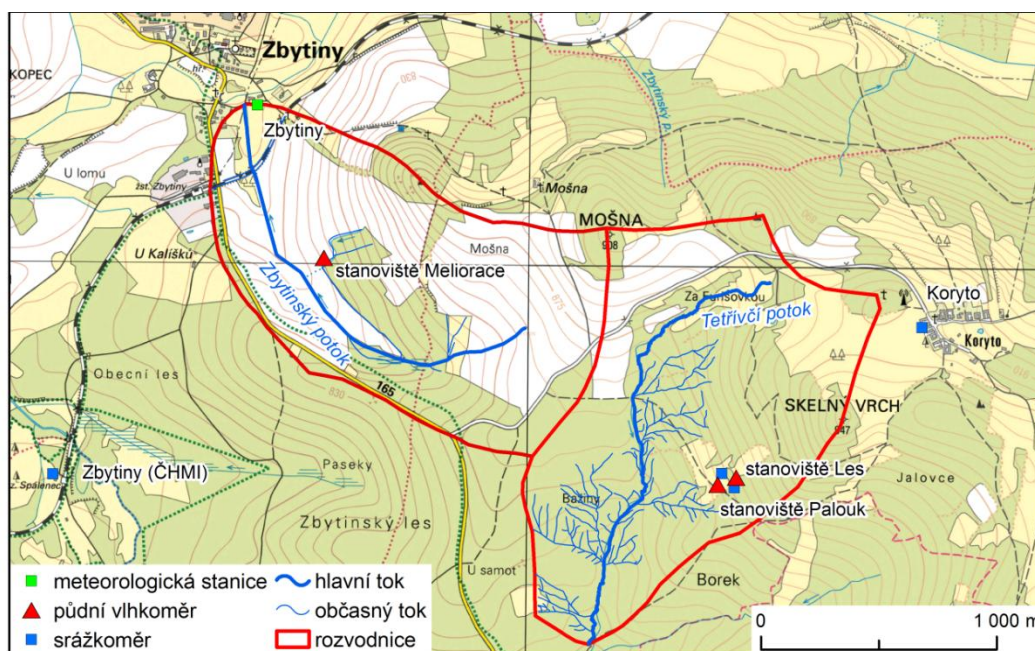
## 9 Vymezení a charakteristika území

Sledované území se nachází na horním úseku řeky Blanice (Jihočeský kraj, okres Prachatice, jihovýchodně od vesnice Zbytiny). Experimentální párové povodí Zbytiny založila na jaře v roce 2006 Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK (Královec a kol., 2012).

Území nedosahuje velké rozlohy, a proto je vhodné pro pochopení fungování hydrologického systému do detailu (Královec a kol., 2012). Párový srovnávací výzkum je vhodné aplikovat na dvě povodí, která jsou si ve fyzicko-geografických podmínkách, co nejvíce podobná, ale s jednou odlišnou vlastností – v tomto případě pedologický pokryv, na který se váže i rozdílné využití krajiny. Dobré pozorování srážko-odtokových událostí se dále nachází v povodích, které mají podobné, ideálně stejné vstupní podmínky (sousedící povodí), (Královec a kol., 2015).

Zkoumaná oblast (viz

Obrázek 1) je složená ze dvou párových srovnávacích experimentálních povodí, protékají jimi hlavní přítoky Zbytinského a Tetřívčího potoka. Jedná se o sousední povodí (oba toky náležejí do VI. řádu), které se shodují rozlohou, sklonitostí, expozicí a také geologickým podložím (Královec a kol., 2015). V povodí Zbytinského potoka je převládající vegetační kryt kulturní louka a v povodí Tetřívčího potoka hospodářský les. Vzhledem k zaměření této práce je věnováno charakteristice půdního a vegetačního krytu více prostoru.



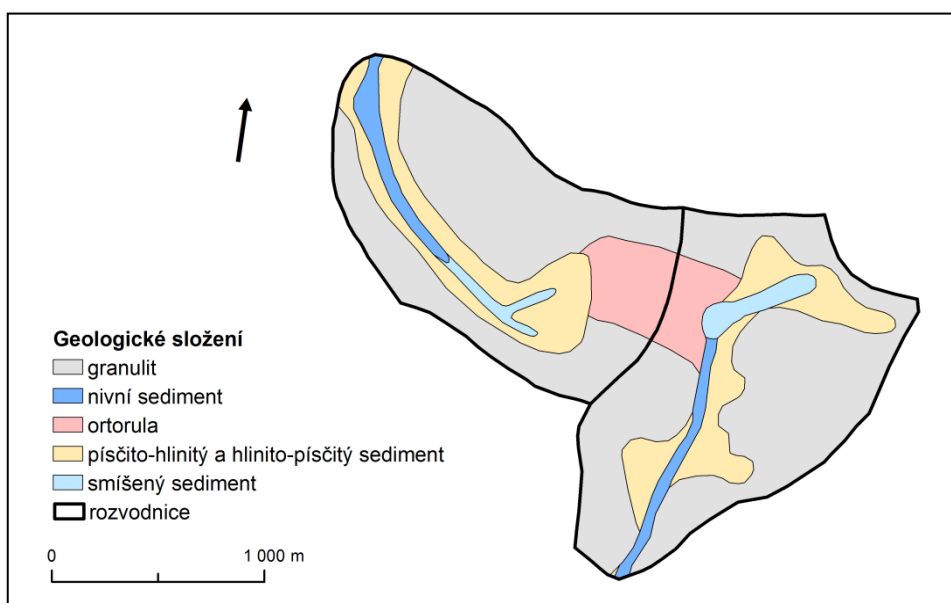
Obrázek 1: Přehledová mapa srovnávacích experimentálních párových povodí Tetřívčího a Zbytinského (zdroj: ČÚZK (2012), DVEP Zbytiny (2015))



## 9.1 Geologické poměry

Podle České geologické služby (2015) se daná oblast nachází v geologické soustavě Český masív – krystalinikum a prevariské paleozoikum, oblasti moldanubické a regionu metamorfních jednotek v moldanubiku.

Povodí Zbytinského potoka je tvořeno křišťanovským granulitovým masívem (Anděra, Zavřel, 2003, Hintnaus, 2011) a z velké části se nalézá na granulitu. Nivní sedimenty, které jsou tvořeny hlínou, štěrkem a pískem a písčito-hlinité až hlinito-písčité sedimenty jsou kvartérního stáří. Zbylé horniny, které se zde nacházejí, pocházejí z prekambriického až paleozoického stáří. Geologické složení je zobrazeno na Obrázku 2.



Obrázek 2: Geologická mapa povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka (zdroj: DVEP Zbytiny (2015))

## 9.2 Hydrogeologické poměry

Obě povodí náleží do hydrogeologického rajonu krystalinikum v povodí horní Vltavy a Úhlavy (Albrecht a kol., 2003) v horninách krystalinika, proterozoika a paleozoika. Podzemní vody se vyskytují v puklinách krystalinika a žuly, v průlinách eluvia, sutí a kvartérních sedimentů a vlivem stejnorodosti geologického podloží jsou hydrogeologické poměry podobné (Hintnaus, 2011). Podle Kříže (1983) krystalinikum patří většinou k oblastem, které jsou chudé na podzemní vodu. Plošné odvodnění a regulace toků podle Hintnause (2011) představuje velké ohrožení podzemních vod. Zemědělství též zhoršuje vlastnosti podzemních vod.

### 9.3 Geomorfologické poměry

Povodí Tetřívčího a Zbytinského potoka patří do podcelku Želnavská hornatina (viz Tabulka 1), který se skládá z poměrně jednotného horského masivu. Křišťanovská vrchovina má členitý reliéf a vyskytují se zde krátké hřbety s kupovitými suký a úvalovitými údolími (Bína, Demek, 2012).

Nejvyšším vrcholem obou povodí je Skelný vrch s 947 m n. m., který se nachází v oblasti povodí Tetřívčího potoka, dalším vrcholem je Mošna (907 m n. m.), která je nejvyšším místem v povodí Zbytinského potoka. Nejnižšími místy jsou ústí povodí – 825 m n. m. (Tetřívčí potok) a 785 m n. m. (Zbytinský potok). Výškové rozpětí je 785 – 947 m n. m. Sklonitostní poměry obou povodí jsou vyobrazeny na Obrázku 3. Průměrný sklon je 4,95° a maximální 13,8°. Expozice je znázorněna na Obrázku 4. Směr toku Tetřívčího potoka je SJ, proto převažující expoziční na pravém břehu je J a JV a na levém Z a JZ. Směr toku Zbytinského potoka je SZ až S, dominantnější expoziční se stává Z a SZ pro pravý břeh a pro levý naopak SV a S expoziční.

Tabulka 1: Geomorfologické členění povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka

Celek	Podcelek	Okrsek	Podokrsek
Šumava	Želnavská hornatina	Křišťanovská vrchovina	Skalinská hornatina
			Arnoštovská pahorkatina

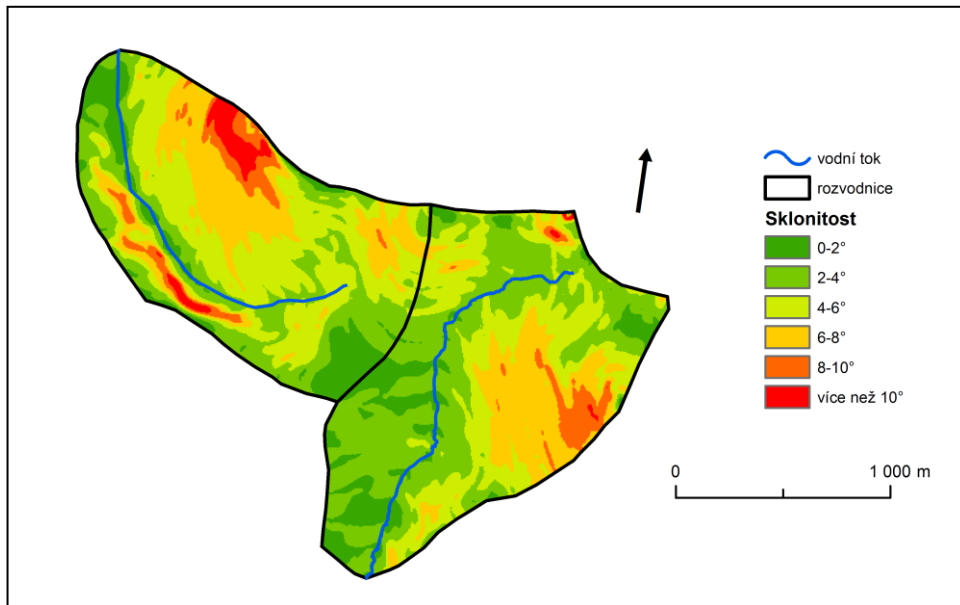
Zdroj: Balatka, Kalvoda (2006)

### 9.4 Pedologické poměry

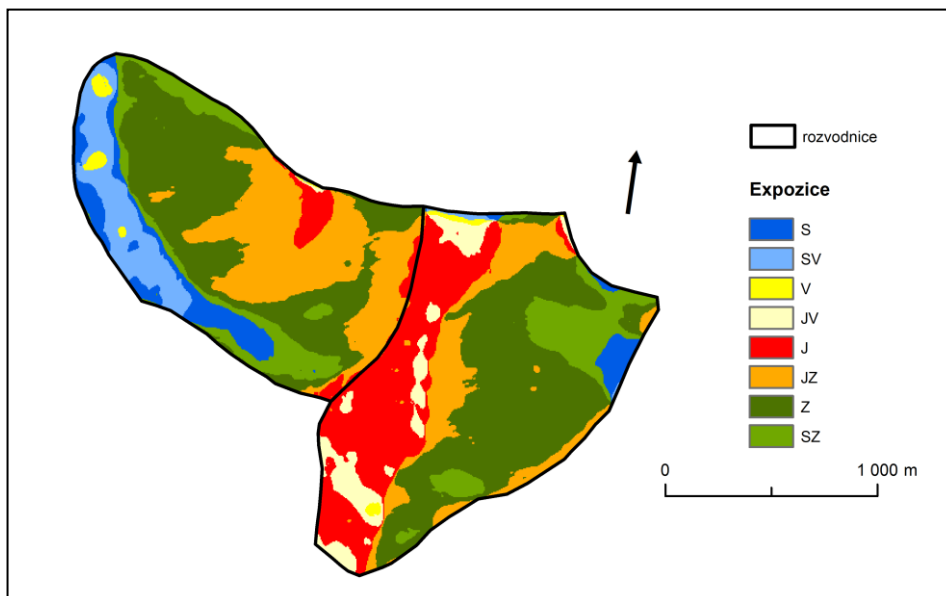
V oblasti obou povodí se zjišťoval výskyt a rozsah půd pomocí půdních sond, ze kterých se vytvořila podrobná mapa půdních typů, viz Obrázek 5.

V povodí Tetřívčího potoka se nejvíce vyskytuje glej (histický a modální), který zabírá až 20 % rozlohy povodí (Královec a kol., 2015). Ten přechází v oglejené půdní typy, jimiž jsou pseudoglej (modální) a stanoglej (fluvický a modální) a v kambizem mesobazickou. Také se zde nalézají kryptopodzol modální a v již v mnohem menší míře kambizem oglejená, organozem mesická a kryptopodzol rankerový. Povodí Zbytinského potoka pokrývá z cca 50 % kambizem mesobazická (Královec a kol., 2015). Skoro po celé délce toku se vyskytuje pás, tvořený glejem modálním, který přechází v stagnoglej a kambizem oglejenou. Též se tu vyskytuje pseudoglej modální a kryptopodzol. Plošná rozloha kryptopodzolu rankerového a gleje histického je malá. Z půdních sond se zjistilo, že hloubka půdních profilů je v průměru o 5 cm vyšší v lese než na louce. Skeletovitost je vyšší na louce a v lese je větší variabilita skeletovitosti.

Charakteristika všech uvedených půd je uvedena níže.



Obrázek 3: Mapa sklonitosti povodí Zbytinského a Tetřívčih potoka (zdroj: DVEP Zbytiny (2015), ZABAGED (2015))



Obrázek 4: Mapa expozice svahů povodí Zbytinského a Tetřívčih potoka (zdroj: DVEP Zbytiny (2015), ZABAGED (2015))

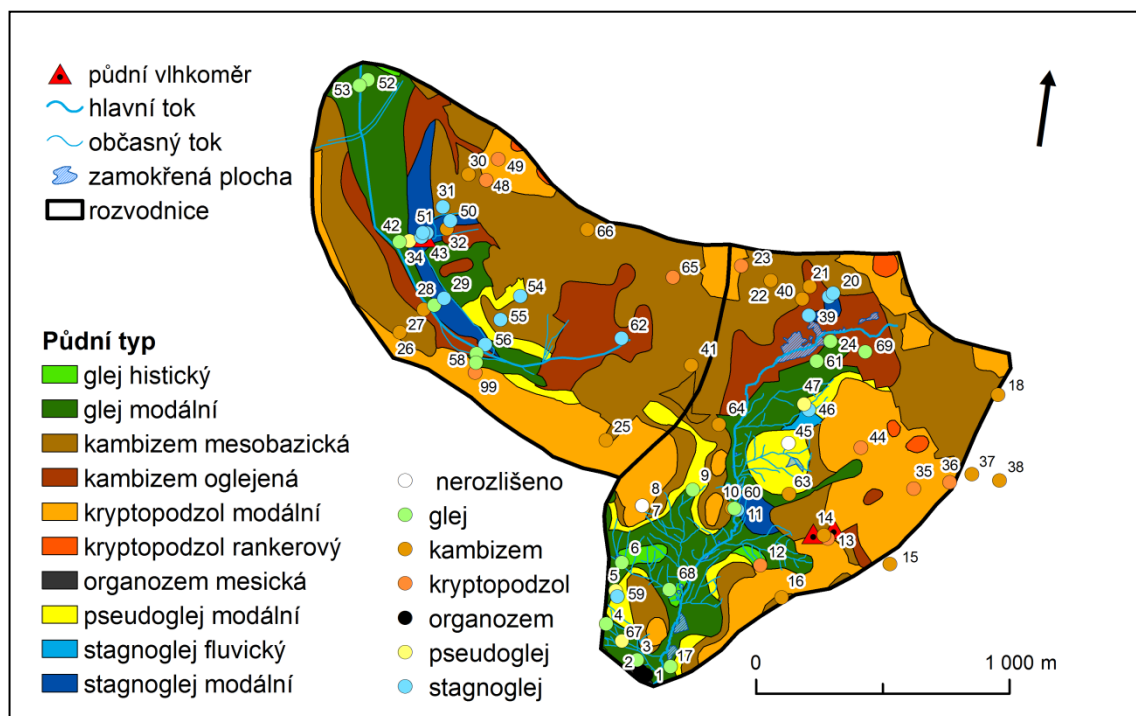
## 9.4.1 Stagnosoly

### 9.4.1.1 Pseudoglej

V celém profilu se vyskytují morfologické znaky oglejení – skvrnité červenohnědé až rezivohnědé barvy, s častým výskytem rezivých konkréci (Kuťálek a kol., 1993). Zrnitostně to je

těžší až těžká půda, hlavně ve spodní části. Před oglejením se může vyskytnout i proces illimerizace (Tomášek, 2000). Během zamokření dochází k redukci a pohybu Fe (Nypl, Kuráž, 1992) a při suchém období k vysrážení a oxidaci Fe (Kutílek, 1983). Konečná podoba profilu, kvalita humusu, hodnota pH závisí na vlastnostech substrátu (Kutílek, 1978).

Pod humusovým horizontem se nalézají několik decimetrů mocný oglejený horizont (šedivá barva s rezivými skvrnami), který může obsahovat i známky iluviace (Tomášek, 2000), které vznikají při vysokých srážkách, kdy se uplatní promyvný vodní režim (Kutílek a kol., 1993). Do hloubky přechází v rezivohnědý, nebo bělošedě mramorovaný horizont (může nést známky



Obrázek 5: Mapa pedologických poměrů povodí Zbytinského a Tetřívčihů potoka (zdroj: DVEP Zbytiny (2015))

iluviace). Převlhčení půdy způsobuje zhutnění spodní části profilu a nedostatek vzduchu (Tomášek, 2000), který ovlivňuje půdní reakce (vysoký obsah organických látek). Půdní reakce je kyselá a sorpční vlastnosti jsou nepříznivé. Zlepšení vlastností půdy se dosáhne odvodněním a neutralizací kyselé reakce. Subtyp pseudogleje modální má základní stratigrafii a souslednost horizontů (Vavříček, Pancová Šimková, 2015).

Půdní sonda č. 34 má typické charakteristiky výše popisovaného pseudogleje. Pod humusovým horizontem se nalézají 26 cm hluboký (19 – 45 cm) horizont Bm (píščito-hlinitý až hlinito-píščitý) s převládající šedivou barvou. Pod ním leží horizont Bvg, který je více zbarven do reziva. Zrnitostně je těžší (píščito-hlinitý, jílovitý), nejspíše došlo ke zhutnění. Sonda číslo 5 má ještě větší rozsah Bm horizontu, sahá od 18 – 50 cm.

Stratigrafie podle Němečka (2004):

O - Ahn nebo Ap - En - Bmt - BCg - C nebo O - Ahn nebo Ap - Bm - Bcg - C.

### 9.4.1.2 Stagnoglej

Nachází se v bezodtokých sníženinách, kde převlhlení povrchovou vodou má trvalejší charakter a zasahuje i do horizontu A (Klimo, 1996). Vyskytuje se ve výraznějších redukčních podmínkách, s mnohem více reduktomorfními znaky než pseudoglej (Vavříček, Pancová Šimková, 2015). Od které se liší v dominantnější bělošedé barvě nad mramorováním ve svrchní vrstvě a ve výraznějším zajilení (Tomášek, 2000). Stagnoglej má kyselou reakci a řadí se do méně produktivních půd s nepříliš kvalitním humusovým horizontem – surový moder až mor (Klimo, 1996). Subtyp modální vzniká ze středně těžkých substrátů a má hydrogenní horizont At do 0,2 m (Němeček, 2004).

U většiny stagnoglejů, které se vyskytují v obou povodí hydromorfismus s hloubkou klesá. Glejový horizont Gr (podrobnější popis níže) se zde vyskytuje v podobě horizontu Gor - zajižený písek, jílovito-hlinitý až hlinitý, nebo jako Gro – písčito-hlinitý s 35 – 40 % skeletu, nebo hlinito-písčité s 10 – 20 % skeletu.

Stratigrafie podle Němečka (2004): Ot - Ahg nebo At- Gro – Bm – Cg.

## 9.4.2 Glejsoly

### 9.4.2.1 Glej

Trvale vysoká hladina podzemní vody a přítomnost většího množství organických látek způsobuje proces oglejení (Nypl, Kuráž, 1992). Pod mělkým humusovým horizontem se nalézají zajižený glejový horizont (Tomášek, 2000). Redukce trojmocného železa na dvojmocné způsobuje typické glejové zbarvení – zelené a modré odstíny, bez rezivých partií (Tomášek, 2000). Redukční procesy se nalézají v horizontu Gr, který sahá do hloubky cca 60 cm (Vavříček, Pancová Šimková, 2015) a oxidační v horizontu Go, které jsou typické svými novotvory (Němeček a kol., 1990). Existují i přechodné horizonty s oxidačně-redukčními procesy – horizont Gor, kde se nachází víc jak 90 % reduktomorfní zóny a horizont Gro, kde oxidační zóny převyšují 10 % (Vavříček, Pancová Šimková, 2015). Při velkém zamokření se organická hmota rozkládá velice málo, dochází k její akumulaci a z gleje se může vyvinout organozem. (Klimo, 1996). Sorpční i fyzikální vlastnosti jsou velice nepříznivé (Tomášek, 2000). Glej modální vzniká ze středně těžkých substrátů se stratografií horizontů Go (Gro) – Gr. Glej histický obsahuje rašelinný horizont T o mocnosti 25 – 50 cm (Němeček, 2004).

U ústí Tetřivčího potoka vzniklo dlouhodobé nasycení půdního profilu, při němž docházelo k akumulaci organických látek a vznikl glej rašelinný a organozem. Glej vyskytující se v nivě potoka, nebo v jeho blízkosti obsahuje velké množství jílu (jílovitý, jílovito-hlinitý, nebo zajižený písek) v celém profilu. Hloubka profilu je velice variabilní, od 40 až po 100 cm. Na stanovišti 20 dochází ke střídání horizontů Gr s Gor, kdy Gr horizont je přerušen 4 cm širokým horizontem Gor s rezivými skvrnami, jinak by dosahoval 43 cm.

Stratigrafie podle Němečka (2004): Ot – At až T – Gro – Gr.

## 9.4.3 Organosoly

### 9.4.3.1 Organozem

Tato půda se vyskytuje v silně zvodněném prostředí (Tomášek, 2000), je charakteristická rašelinovým horizontem s hloubkou 50 cm a více (Němeček, 2008) a minimálním obsahem organických látek 12 % Cox (Němeček a kol., 1990), kdy dochází k zřetelnému poklesu objemové hmotnosti půdy. Rašelinový horizont vzniká za anaerobních podmínek, při kterých nedochází k rozkladu organických látek a ty se poté akumulují. Pokud je organozem stále aktivní (živá) na povrchu přirůstá nový rašelinný horizont a půda se směrem do hloubky postupně ulmifikuje - rašeliní (Tomášek, 2000). Podle vzniku dělí Tomášek (2000) organozemě na vrchovištní, přechodové rašeliníště a slatinné. Mesická organozem obsahuje střední podíl humifikovaných organických látek v profilu  $T_m - \frac{1}{3} - \frac{2}{3}$  objemu (Němeček, 2004).

Půdní sonda č. 1 je na pomezí organozemě a gleje organozemního (viz výše). Saprický horizont Ts je organozemní horizont s větší příměsí anorganického materiálu.

## 9.4.4 Podzosoly

### 9.4.4.1 Kryptopodzol

Kryptopodzol se vyskytuje ve vyšších polohách nad 800 m n. m., kde je chladné a vlhké klima. Odehrává se zde intenzivní vnitropůdní zvětrávání, u něhož dochází k uvolňování seskvioxidů (oxidy železa) ve spodickém horizontu, a tím vzniká rezivo až žlutorezivá barva (Vavříček, Pancová Šimková, 2015). Humusový horizont je relativně mělký a překryt vysokou vrstvou surového humusu (Tomášek, 2000). Kryptopodzol nebývá hluboký a blízko u matečné horniny zemina obsahuje vysoké množství skeletu (Tomášek, 2000). Půdní reakce a objemová hmotnost jsou nízké (Šimečková, 2015), sorpční komplex je nasycen hliníkem (Němeček a kol., 1990) a fyzikální stav je dobrý. Kryptopodzol modální se vyskytuje na lehčích přemístěných zvětralinách hornin. Kryptopodzol rankerový se vytvořil ze silně skeletovitých substrátů (více jak 50 %), (Němeček, 2004).

Většina kryptopodzolů v obou povodích má spodický horizont v barvě rezivohnědé, nebo rezivé (stanoviště 7). Hloubka nadložního humusu se pohybuje okolo 10 cm, výjimkou jsou stanoviště 7 a 8, kde je vysoký 5 cm (přechod mezi kryptopodzolem oglejeným a stagnoglejem kryptopodzolovým). U všech kryptopodzolů převažuje hlinito-písčité částice. Mocnost půdního profilu stanoviště č. 12 dosahuje až 90 cm hloubky.

Stratigrafie podle Němečka (2004): O – Ah nebo Ap – Bvs – C.

## 9.4.5 Kambisolý

### 9.4.5.1 Kambizem

Pod humusovým horizontem, který je mělký nebo mocnější a bývá málo kvalitní, leží většinou mocný hnědý horizont Bv (Klimo, 1996), který může být i rezivohnědý. V horizontu hnědnutí, neboli brunifikace (Vavříček, Pancová Šimková, 2015) se odehrává intenzivní vnitropůdní zvětrávání, kde se uvolňují hydráty  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , které zabarvují horizont do hněda (Nypl, Kuráž, 1992). Pod horizontem Bv se nalézá horizont C, často světlejší, který neprošel tak značným zvětráváním a nalézá se zde více skeletu. Pro kambizemě je typický pozvolný přechod mezi horizonty (Klimo, 1996). Zrnitost půd se mění v závislosti na matečné hornině, sorpční vlastnosti a fyzikální vlastnosti na humusu a zrnitosti (Tomášek, 2000), půdní reakce na substrátu (Nypl, Kuráž, 1992). Kambizemě jsou zpravidla periodicky promývány (Nypl, Kuráž, 1992). Kambizem oglejená má středně výrazné mramorování v horizontu Bv (Němeček, 2004).

Kambizemě vyskytující se v povodích Zbytinského a Tetřívčího potoka jsou písčito-hlinité a směrem do hloubky se mění na písčito-hlinité až hlinito-písčité nebo na hlinito-písčité (u subtypu kambizem kryptopodzolová). Mocnost Bv horizontu dosahuje okolo 35 cm, maximálně až 60 cm a humusového horizontu průměrně 20 cm (rozsah od 5 do 35 cm).

Stratigrafie podle Němečka (2004): O - Ah nebo Ap – Bv – IIC.

## 9.5 Hydrologické a odtokové poměry

Již bylo výše zmíněno, že obě povodí jsou sousedícími povodími a náleží do horního povodí řeky Blanice. Plošně jsou velice malá. Povodí Zbytinského potoka se rozkládá na 1,55 km<sup>2</sup> a povodí Tetřívčího potoka na 1,63 km<sup>2</sup>. Povodím Tetřívčího potoka protéká jeden hlavní a mnoho periodicky protékaných vodních toků, viz Obrázek 6. Koryto Zbytinského potoka je skoro na celém úseku sledovaného povodí upraveno a jeho říční síť není tak hustá jako u povodí Tetřívčího potoka (viz Tabulka 2). Délka Tetřívčího potoka je 1,9 km. To je o 200 m méně než délka toku Zbytinského potoka – 2,1 km. V povodích se vyskytují zamokřená místa, jejichž vznik je zapříčiněn sezónní nasyceností povodí, pedologickými poměry, vysokou hladinou podzemní vody, reliéfem a antropogenní činností. Odtokové poměry ovlivňují i meliorační kanály vystavěné v druhé polovině 20. století. Přirozené vodní plochy se zde nenacházejí. V práci Královce a kol., (2015) bylo uvedeno několik hydrologických charakteristik pro obě povodí, viz Tabulka 2.

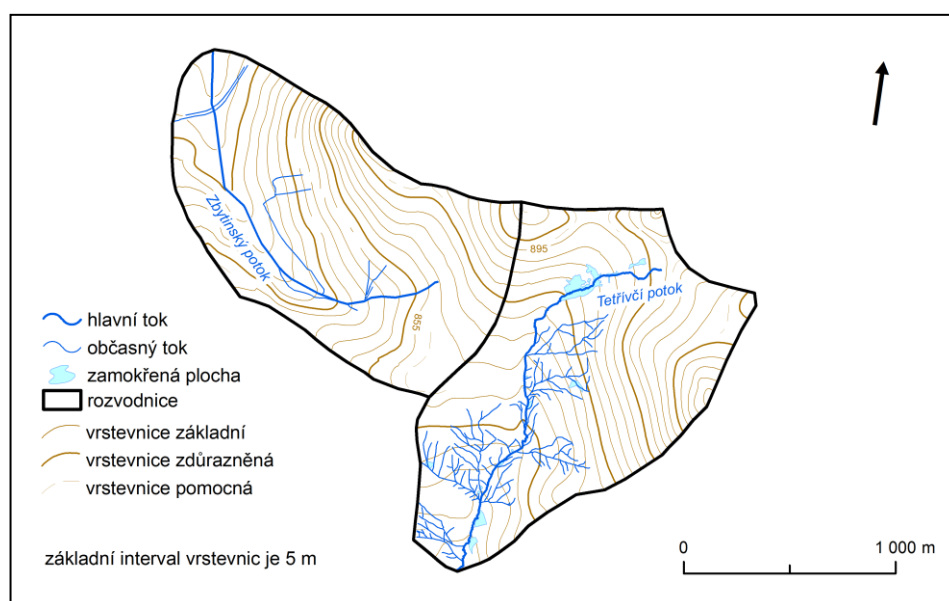
Odtokový koeficient Zbytinského potoka je vyšší než u Tetřívčího potoka a kolísá dle ročních období a vodnosti toků (Kliment a kol., 2011). To potvrzuje obecně platné pravidlo, že odtok z lesnatých povodí je nižší. Na odtokový koeficient má vliv i evapotranspirace v lučním prostředí, kdy v chladnějších obdobích dochází k menším vodním ztrátám (odtokový koeficient vzrůstá), a výpar v lesním prostředí, kdy dochází k větším vodním ztrátám (Kofroňová, 2014).

Tabulka 2: Srážkové a hydrologické charakteristiky povodí

	Povodí Zbytinského p.	Povodí Tetřívčího p.
Hustota říční sítě [ $\text{km} \cdot \text{km}^{-2}$ ]	1,25	1,33
Gravelliův koeficient	1,15	1,18
Specifický odtok [ $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ] ( $\bar{\varnothing}$ z let 2007 - 2012)	13,69	10,27
Odtokový koeficient [%] ( $\bar{\varnothing}$ z let 2007 – 2012)	0,51	0,38
Srážky [mm] ( $\bar{\varnothing}$ z let 2007 - 2012)	845,28	844,92

Zdroj: Královec a kol. (2015)

Specifický odtok je též menší pro lesní povodí než pro luční. Průměrný úhrn srážek pro jednotlivá povodí je vzhledem k jejich malé rozloze a blízkosti téměř totožný, viz Tabulka 2.



Obrázek 6: Mapa hydrologických poměrů povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka (zdroj: DVEP Zbytiny (2015), ZABAGED (2015))

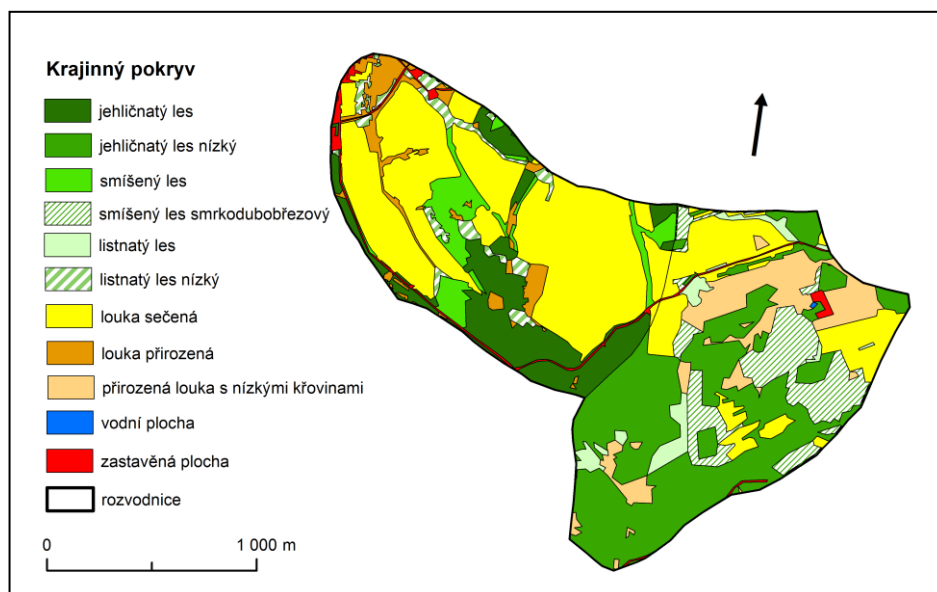
## 9.6 Vegetační poměry

Povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka mají rozdílný krajinný pokryv i rozdílné využití půdy. V povodí Zbytinského potoka se vyskytují louky, které jsou hospodářsky využívány, a probíhá zde antropogenní ovlivňování. Naopak povodí Tetřívčího potoka je pokryto přírodně blízkým lesním pokryvem. Použité mapy vegetačního krytu jsou převzaty z terénního výzkumu, který provedl A. Malý (2009), (viz Obrázek 7).



Využití půdy se v průběhu 2. poloviny 20. století měnilo. V povodí Tetřívčího potoka docházelo hlavně k zalesňování a zatravňování. To pokračuje až do současné doby. V povodí Zbytinského potoka se vyskytovalo větší množství orné půdy a doházelo zde k zatravňování. V současné době se na území obou povodí orná půdy téměř nevyskytuje. Dříve se na území povodí Zbytinského potoka pásli skot, hlavně na loukách a pastvinách. Postupně se všechny antropogenní zásahy potlačily a došlo k vývoji přírodních procesů. Lze zde najít pozůstatky po hospodářském působení – umělé odvodňovací příkopy, kanály a drenážní studny, které dnes nejsou plně funkční (Hitnaus, 2011).

V povodí Zbytinského potoka převládá sečená louka, která zaujímá čtyři velké a několik menších celků, dohromady pokrývá 55,5 % plochy (0,86 km<sup>2</sup>). Druhým nejrozšířenějším vegetačním krytem je jehličnatý les s 19,6 % plochy (0,31 km<sup>2</sup>). Ten se nalézá hlavně na JZ a postupuje směrem do středu povodí. Velké zastoupení má dále smíšený les a listnatý les. Na velice malých plochách se v povodí Zbytinského potoka vyskytuje listnatý les řídký, přírodní louka s křovinami, louky, zastavěná plocha a další. Na ploše povodí Tetřívčího potoka se nejčastěji vyskytuje lesní porost, celkem na 68,28 % (1,11 km<sup>2</sup>) - největší plochu zabírá jehličnatý les (48,34 % rozlohy), sečená louka (16,58 % plochy), smíšený les (15,62 % rozlohy) a méně již listnatý les (4,31 % území). Dále jsou zde časté přirozené louky.



Obrázek 7: Mapa vegetačních poměrů povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka (zdroj: DVEP Zbytiny (2015))

## 9.7 Klimatické poměry

Oblast je podle Quitta (1971) ovlivněna svojí vyšší nadmořskou výškou a polohou v pohoří Šumava (spíše podhůří). Proto je léto krátké, chladné a vlhké. Zima naopak dlouhá, ale mírná, mírně vlhká a s dlouhou dobou, kdy na zemském povrchu leží sníh. Přechodné období

mezi létem a zimou je dlouhé. Po zimě přichází chladné jaro a podzim je mírně chladný. V Quittově klasifikaci (1971) se obě povodí nalézají v chladné klimatické oblasti C7.

Podle Köppenovy klasifikace se území nalézá v klimatické oblasti Dfb, která např. má průměrnou teplotu nejteplejšího měsíce nad 10 °C a teplotu nejchladnějšího měsíce pod -3 °C. (Tolasz, 2007).

Ve stanici ČHMÚ Zbytiny (viz Obrázek 1) je dlouhodobý průměrný roční srážkový úhrn 770 mm (1984 - 2012). V roce 2002 byl naměřen nejvyšší srážkový úhrn – 1386 mm a v roce 1991 nejnižší – 573 mm. Období mezi lety 2007 a 2012 (probíhá výzkumná činnost Katedry) je srážkově nadprůměrné – 751 až 974 mm (stanice ČHMÚ Zbytiny). Sněhová pokrývka se pohybovala mezi 34 a 63 cm a průměrné maximum bylo 46 cm (Královec a kol., 2015).

## 9.8 Popis jednotlivých stanovišť

Stanoviště č. 13 se jmenuje Les. Půdním pokryvem stanoviště je Kryptopodzol modální (viz Tabulka 3) a vegetačním stará smrčina. Reliéf je svažité se zvlněným mikrorelíefem, sklon je 6° a ZZJ expozice svahů. Stanoviště je vybavené meteorologickou stanicí, která měří jen vybrané charakteristiky (platí i pro ostatní stanoviště) a třemi Virriby, které jsou umístěny do hloubek 15, 30 a 60 cm.

Tabulka 3: Stratigrafie půdního profilu, kryptopodzol modální

+10 – 0 cm	OI, Oh	nadložní humus
0 – 5 cm	Ah	skeletovitost 0 %, písčito-hlinitý
6 – 20 cm	A/B	skeletovitost 10 %, písčito-hlinitý, světle hnědý
21 – 75 cm	Bvs	skeletovitost 15 %, písčito-hlinitý, rezivohnědý
76 cm a více	B/C	skeletovitost 30 %, hlinito-písčítý, světlejší barva

Zdroj: DVEP Zbytiny (2015)



Obrázek 8: Stanoviště Les ze dne 2.4.2015 (zdroj: Foto Jana Kozáková)



Obrázek 9: Stanoviště Les ze dne 26.4.2015 (zdroj: Foto Jana Kozáková)

Stanoviště s č. 14 se jmenuje Palouk. To se nalézá jen několik metrů od lesního stanoviště. Je to postkulturální louka, kde roste pcháč, čičorka, zvonek, nebo srha říznačka. Na palouku je půdním typem kambizem oglejená (viz Tabulka 4). Sklon je 6° a expozice svahu ZZJ. Stanoviště je vybavené meteorologickou stanicí a třemi Virriby (hloubka 15, 30 a 60 cm).

*Tabulka 4: Stratigrafie půdního profilu, kambizem oglejená*

0 - 20 cm	Ap	skeletovitost 0 %, písčito-hlinitý, hlinitý
21 – 25 cm	A/B (g)	skeletovitost 10 %, písčito-hlinitý
26 - 55 cm	Bv (g)	skeletovitost 10 %, písčito-hlinitý
56 cm a více	B/C (g)	hlinito-písčitý, písčito-hlinitý

*Zdroj: DVEP Zbytiny (2015)*



*Obrázek 10: Stanoviště Palouk ze dne 26.4.2015 (zdroj: Foto Jana Kozáková)*

Na stanovišti č. 43 se nalézá meliorovaná louka s názvem Meliorace. Vyskytuje se zde stagnoglej (viz Tabulka 5). Stanoviště je vybavené třemi Virriby, které jsou umístěny do hloubek 15, 30 a 60 cm. Sklon svahu je menší než u předešlých stanovišť - 4° a expozice je ZZJ. Meteorologická stanice se nenalézá přímo na místě, ale v obci Zbytiny (cca 700 m daleko).

Tabulka 5: Stratigrafie půdního profilu, stagnoglej

0 - 31 cm	Ap	skeletovitost 15 %, písčito-hlinitý
32 – 45 cm	Gro	skeletovitost 15 %, hlinito-písčítý
46 cm a více	Bm/C	skeletovitost 30 %, hlinito-písčítý

Zdroj: DVEP Zbytiny (2015)



Obrázek 11: Instalace Virribů na stanovišti Meliorace ze dne 17.5.2011 (zdroj: Foto Václav Královec)

Tabulka 6: Celkový úhrn srážek na stanovištích za hydrologické roky v mm

Rok / Stanoviště	Palouk	Meliorace	Les
2012	728,9	773,7	424,3
2013	819,0	778,8	473,4
2014	778,9	751,3	405,0

## 10 Zdroje, zpracování a analýza dat

Ve své práci jsem použila data naměřená devíti Virriby a dvěma srážkoměrnými stanicemi provozovaných Katedrou fyzické geografie a geoekologie na třech uvedených stanovištích Les, Palouk a Meliorace. Naměřená data jsou denně zasílána na internetovou stránku českobudějovické firmy Fiedler-Magr prostřednictvím technologie GPS/GPRS. Data jsou k dispozici ve formátu .xls a interval kontinuálního měření je 10 minut. Virriby zaznamenávají vlhkost (obj. %) a teplotu půdy. Dále je využívána meteorologická stanice ve Zbytinách. Meteorologické a srážkoměrné stanice měří srážky, teplotu a vlhkost vzduchu.

Dalšími využitými daty se stala data z terénních kampaní, které se uskutečnily ve Zbytinách mezi lety 2011 a 2014. Bylo jich 17 a jejich počet se neustále zvyšuje, viz Tabulka 7. Kampaně probíhaly na celém území obou povodí, nejen na stanovištích, kde jsou umístěny snímače půdní vlhkosti. Zjišťovaly se na nich typy půd a jejich vlastnosti (pomocí půdních sond), vlhkosti půdy, infiltrační schopnosti půdy, plná vodní kapacita PVK, neboli teoreticky celková pórovitost, maximální vodní kapilární kapacita MVKK, neboli polní vodní kapacita atd. Na prvních třech kampaních probíhala měření pouze na devíti vybraných stanovištích (šest na území povodí Tetřívčického potoka a tři v povodí Zbytinského potoka). Z půdních vzorků se v laboratoři zjišťovala OOV, OHV, PVK nebo MVKK.

Na pozdějších kampaních se vzorky půdy odebíraly častěji v miskách než v Kopeckého válečcích, a proto dat pro OOV není mnoho. Pro porovnávání kontinuálního měření Virribů s daty z kampaní se muselo využít OHV, i přes to, že Virriby měří v objemových % a OHV je v hmotnostních %. Bohužel během kampaní nedošlo k měření půdní vlhkosti ve všech horizontech, nejčastěji chybí data pro hloubku 60 cm. Při větší četnosti naměřených dat během kampaní by byly výsledky analýzy věrohodnější.

*Tabulka 7: Data proběhlých terénních kampaní během čtyř let*

Rok	Terénní kampaň						
2011	28.–29.6	3.-4.10					
2012	21.-22.5						
2013	29.4.	22.5.	6.6.	15.7.	24.7.	24.9.	31.10.
2014	26.3.	15.6.	21.7.	22.7.	23.8.	14.9.	28.10.

*Zdroj: DVEP Zbytiny (2015)*

Datová řada půdní vlhkosti naměřená Virriby byla zpracována ze tří hydrologických let od 1.11.2011 do 31.10.2014. Období od 1.11.2014 až do současnosti bylo vynecháno, tento hydrologický rok nebyl dokončen. Virriby měří již od května roku 2011, ale tato data také nebyla nevyužita z důvodu pochybnosti o jejich správnosti, viz instalace Virribů a nekompletnosti dat pro

celý rok. Datová řada byla zpracovávána a analyzována přímo z naměřených hodnot (desetiminutové intervaly), nebo z nich byly vytvořeny průměrné denní, měsíční nebo roční hodnoty.

Data byla zpracovávána v programu Microsoft Excel pomocí kontingenčních tabulek, filtrů apod. Výstupem pak jsou tabulky, spojnicové a sloupcové grafy. Roční průběh vlhkosti půdy byl znázorněn přes spojnicové grafy, kde byly použity hodnoty denních průměrů, proto maximální a minimální hodnoty znázorněné v grafech nikdy nedosahují takových extrémů, jako u dat s desetiminutovým intervalem měření. Data s desetiminutovým intervalem měření z důvodu jejich velkého množství byla použita jen pro zpracování kratších časových období. Dále byl roční průběh půdní vlhkosti vyjádřen měsíčními průměry přes sloupcové grafy. Ve většině grafů byla znázorněna vlhkost v závislosti na srážkách. Grafy znázorňují jednotlivá stanoviště s průměrnými hodnotami ve třech různých hloubkách 15, 30 a 60 cm, s maximálními a minimálními hodnotami, nebo všechna tři stanoviště najednou po jednotlivých hloubkách 15, 30, a 60 cm. V programu Microsoft Excel byly též vytvořeny grafy určené k porovnávání půdní vlhkosti naměřené Virriby a půdní vlhkosti zjištěné během kampaní. Data Virribů byla zprůměrována na denní hodnoty.

Základní statické charakteristiky a boxplotové grafy (krabicové grafy) byly získány z programu IBM SPSS Statistics. Vytvořeny byly grafy pro jednotlivá stanoviště ve všech hloubkách za celé období, nebo po třech hydrologických letech. Dohromady vzniklo 27 grafů (tři stanoviště po třech hloubkách ve třech letech). Měření probíhá v 10 minutových intervalech, a proto je množství získaných prvotních dat velké. Základní statistická analýza byla provedena přímo na tomto velkém počtu dat, aby nedošlo k nepřesnostem. Bohužel velké množství dat způsobilo, že boxplotové grafy ne zcela přehledně vykreslily vybočující a extrémní pozorování, kterých bylo mnoho. Proto byly využity ke tvorbě grafů průměrné denní hodnoty. Z tohoto důvodu maximální a minimální hodnoty půdní vlhkosti v grafech nemusí odpovídat skutečnosti (kvartilové rozpětí a hodnota mediánu by měla být stejná).

## 11 Monitoring obsahu vody v půdě zařízením Virrib

Pro měření objemové půdní vlhkosti bylo použito zařízení Virrib. Vyrábí ho společnost Amet (Velké Bílovice, okres Břeclav) již od roku 1990 (Možný, 1999). Výrobce o tomto snímači uvádí, že jeho výhody jsou - přesnost měření, cenová dostupnost, rychlá odezva na změnu vlhkosti prostředí, zobrazování okamžité stacionární hodnoty naměřené v libovolné hloubce, je možná automatizace, má být vyhovující pro všechny druhy půd a též být nezávislý na půdních chemických vlastnostech. (Hybler, 1995). Nevýhodou je nejistota, zda byl dodržen správný postup standardizace při výrobě, která klade zvýšené nároky na kalibraci snímačů (Možný, 1999).

Výrobce Amet (2015a) uvádí, že Virriby měří s přesností cca  $\pm 1$  objemového %. Walker a kol. (2001a) měřil vlhkost půdy pomocí Virribu, a dvou druhů TDR snímačů. U Virribů byly naměřené hodnoty vlhkosti vyšší o 5 až 10 % oproti TDR. Stejný rozdíl vyšel i ve studii uskutečněné o pár let později (Walker a kol. 2004). Virrib měl nejvyšší hodnoty vlhkosti půdy až do hodnoty cca 50 % oproti TDR. Virriby na rozdíl od TDR vyšší hodnotu nezaměřily, i když skutečná vlhkost vyšší byla. V další studii Walkera a kol. (2001b) naměřené hodnoty Virribů ani nepoužil, protože se mu zdály velice nepřesné. Gravalos a kol. (2007) uvedl, že Virriby mají velmi přesné výsledky pro půdní vlhkost mezi 12 a 20 %.

Existují dva tvary – kruhový (viz Obrázek 12) a úzký. Dále se budu zabývat jen kruhovým, který byl instalován ve Zbytinách. Ten se skládá z dvou soustředných kruhů, které jsou vyrobeny z nerezové oceli. Vnější kruh má průměr 28 cm, vnitřní 20 cm a výrobce Amet (2015a) uvádí měření vlhkosti v okolní půdě o objemu 15 - 20 l. Oba kruhy jsou sjednoceny v těle snímače, kde je umístěna vlastní elektronická část. Měření probíhá pomocí elektromagnetické vlny mezi elektrodami. Snímač produkuje výstup v rozpětí 5 až 55 mA pomocí proudové smyčky a intenzita výstupního proudu je přímo úměrná měřenému množství vlhkosti (5 - 55 objemových %), (Líška, Fábri, 2015).

### 11.1 Instalace Virribů

Při instalaci Virribů je nejdůležitější výběr místa a následně i jejich správná instalace, protože od toho se odvíjí korektnost celého měření.

Virrib se instaluje do země, viz Obrázek 12. Do výkopu potřebné hloubky se na dno vloží snímač. Dno by mělo být neporušené, čímž se docílí nejpřesnějších výsledků. Aby se zachovalo správné pořadí půdních horizontů, půda se nepromíchává a vrací se do jámy po malých vrstvách přesně v opačném pořadí, než se vykopala. Vrstvy se postupně utužují. Pokud je půda suchá, respektive vlhká, upevnění musí být silnější, respektive slabší. Změna půdních horizontů by měla vliv např. na pórovitost, strukturu, tvorbu preferenčních cest, změnu infiltrace atd. a to by vedlo ke změně vlhkosti. Pokud se do vykopaného profilu dostane přebytečná zemina, hodnoty vlhkosti se zmenší (nižší pórovitost), nebo naopak půda zůstane, vlhkost bude vyšší (vyšší pórovitost) než

by měla být. Výrobce Amet (2015b) upozorňuje, že snímač by neměl být instalován do hloubky 0 - 10 cm pod povrchem. Mohlo by dojít k ovlivnění měření vzhledem k velkému vlivu horní vrstvy vzduchu. Walker a kol. (2004) to potvrzuje ve svém výzkumu a uvádí stejnou hloubku.

Ze snímače vede kabel, který může znehodnotit měření vlivem možného průsaku vody kolem něj, a proto se při instalaci musí umístit dál od snímače. Příčinou většiny problémů, které brání správnému měření Virribů, je vadný kontakt mezi tělem snímače a kabelem, nebo přímo v samotném kabelu. Předchází se jim tím, že se spoj a kabel navléknou do ochranného plastového pouzdra.

Po instalaci Virribů se musí půda nechat ulehnout, aby získala svoji předchozí strukturu a vlastnosti, které ovlivňují půdní vlhkost. Doba, po které je měření reprezentativní, není přesně dána. Výrobce Amet (2015a) uvádí 2 - 4 týdny a Líška, Fábri (2015) pouze 5 - 10 dní. Walker a kol. (2004) zkoumali, jaký rozdíl ve výsledcích měření bude mít porušená půda při instalaci od neporušené. Srovnání probíhalo mezi Virribem, u jehož instalace došlo k porušení půdy a TDR, který se pouze zatlačí do země. Výsledné hodnoty obou přístrojů se lišily a z části byly zapříčiněny rozdílnou instalací přístrojů. Virrib měl menší hodnoty půdní vlhkosti o cca 2 objemová %. Tento výzkum naznačil, že narušená půda při instalaci získá své původní vlastnosti až po 9 měsících.



Obrázek 12: Virrib (zdroj: Foto Zdeněk Kliment)

## 11.2 Horizontální a vertikální poloha Virribů

Při vertikální instalaci Virribů zařízení pokrývá půdní vrstvu hlubokou 42 – 46 cm a při horizontální 12 - 15 cm (Líška, Fábri, 2015). Vertikální varianta zasahuje do větší hloubky, ale to nemusí být výhodou. Virrib ve vertikální poloze může měřit ve více vrstvách, které budou svými vlastnostmi i obsahem půdní vlhkosti odlišné. Přesto Virrib naměří pouze jednu hodnotu. Nainstalovat více Virribů ve vertikální poloze vyžaduje hluboký půdní profil. Horizontální poloha má užší vertikální rozsah, který je více vypovídající pro vertikální pohyb vody v půdě. Proto je výhodné uložit několik zařízení do rozdílných hloubek. Vykopáním více děr vedle sebe (pro každý



Virrib jedna) se eliminují chyby v měření. Horizontální poloha se instaluje lépe než vertikální, protože při nedostatečném zahrnutí hlíny ke snímači se vytváří vzduchové kapsy okolo Virribu, voda snadněji stéká po zařízení, a tím dochází k negativnímu ovlivnění měření (Amet, 2015b).

V povodích Tetřívčího a Zbytinského potoka bylo nainstalováno celkem devět Virribů na třech stanovištích do tří hloubek – 15, 30 a 60 cm.

## 12 Výsledky

Ve výsledcích bude popsána analýza dat získaných z měření Virribů. Nejdříve budou hodnoty podrobeny základní statistické charakteristice a poté proběhne vyhodnocení průběhu dat v čase. V další podkapitole bude uvedeno porovnání dat z kontinuálního měření a dat z terénních kampaní. V poslední podkapitole budou shrnuty pouze výsledky terénních kampaní.

### 12.1 Základní statistická charakteristika půdní vlhkosti Virribů za celé sledované období

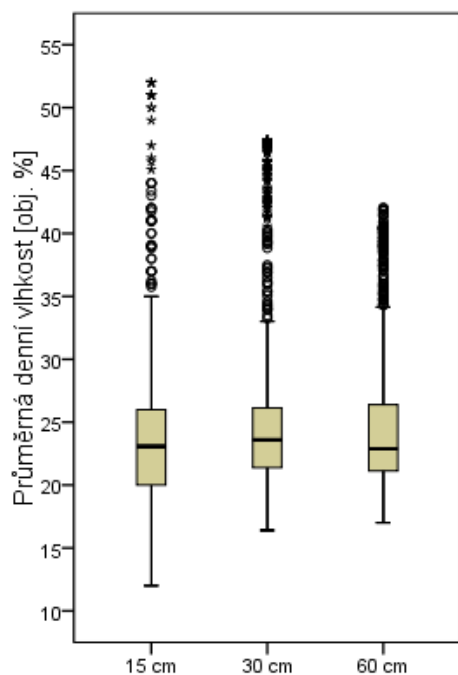
Sledovaným obdobím jsou hydrologické roky 2012, 2013 a 2014. Virriby měří vlhkost půdy v objemových procentech. Základní statistická charakteristika byla provedena na Boxplotových grafech, kde kvartilové rozpětí se nachází v tzv. boxu, v kterém je vyznačený medián a je ohraničen horním a dolním kvantilem. Kolečka značí vzdálená měření a hvězdičky extrémní. „Vousy“ ukazují dolní a horní čtvrtinu dat bez odlehlých hodnot.

Průměrná denní vlhkost půdy na *stanovišti Les* (viz Obrázek 13) má po celé období nejméně rozkolísané kvartilové rozpětí ve všech třech hloubkách (15 cm, 30 cm a 60 cm). Hodnoty mediánů a průměrů pro všechny tři hloubky, nabývají blízkých hodnot, viz Tabulka 8 oproti stanovišti Meliorace a Palouk. Vlhkost půdy na stanovišti Les má největší kvartilové rozpětí v hloubce 15 cm. Kvartilové rozpětí v hloubce 60 cm je větší než v hloubce 30 cm. Minimální hodnoty se s hloubkou zvyšují vzhledem ke snižujícímu se vlivu atmosféry a maximální snižují, kvůli snižování průsaku vody s hloubkou. Odlehlé a extrémní hodnoty se vyskytují ve všech třech hloubkách pouze nad horním kvantilem a jejich počet se s hloubkou snižuje. V Lese v hloubce 15 cm se vyskytuje nejvyšší i nejnižší hodnota vlhkosti za celé období i pro všechny Virriby.

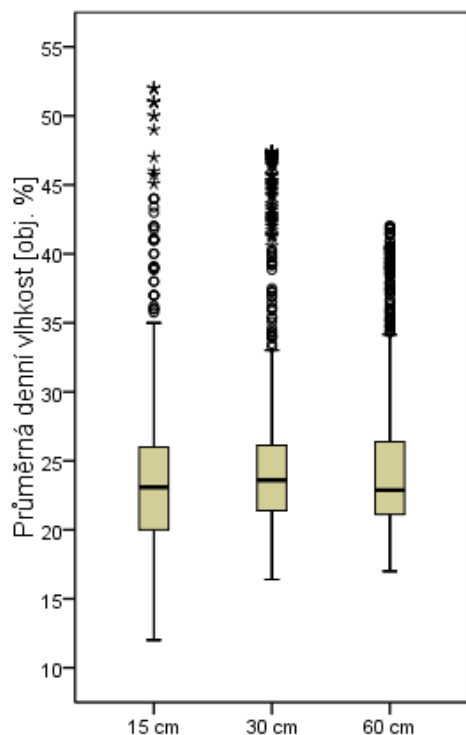
*Tabulka 8: Základní statistické charakteristiky vlhkosti půdy stanoviště Les za sledované období, v obj. %*

Hloubka	Průměr	Medián	Min.	Max.	Rozsah	Kvartilový rozsah
15 cm	23,5	23,3	11,2	51,9	40,7	6,0
30 cm	25,3	23,6	16,0	47,6	31,6	4,7
60 cm	24,8	22,8	17,0	42,1	25,1	5,1

Hodnota mediánu a průměrné denní vlhkosti půdy na stanovišti Meliorace (viz Obrázek 14) v celém sledovaném období se s hloubkou profilu snižuje, viz Tabulka 9. S hloubkou se snižuje také rozkolísanost hodnot. Rozsah kvartilového rozpětí v hloubce 30 cm je stejný jako u stanoviště Palouk v hloubce 15 cm (3,3 obj. %) a je nejnižší pro všechny měřené hloubky. V hloubce 60 cm se nevyskytují žádná odlehlá měření a kvartilové rozpětí je největší ze všech tří



Obrázek 13: Boxplotový graf průměrné denní půdní vlhkosti na stanovišti Les, celé období v hloubce 15, 30 a 60 cm



Obrázek 14: Boxplotový graf průměrné denní půdní vlhkosti na stanovišti Meliorace celé období v hloubce 15, 30 a 60 cm

hloubek. Hloubka 15 cm má druhou nejvyšší a druhou nejnižší hodnotu půdní vlhkosti hned po Lese ve stejné hloubce.

Variabilita hodnot půdní vlhkosti na Palouku (Tabulka 10) za celé sledované období je

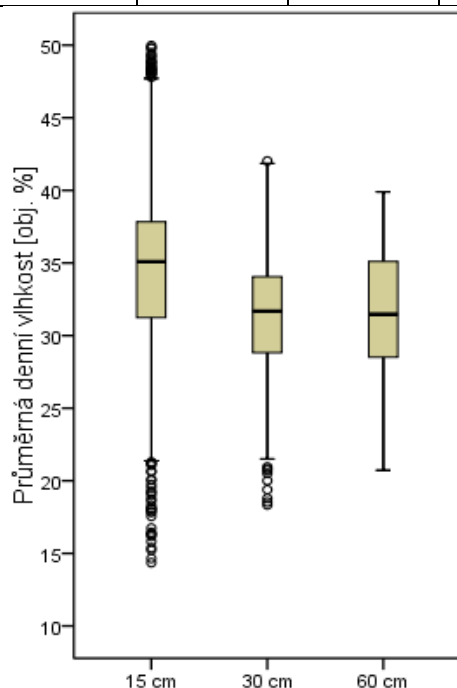
Tabulka 9: Základní statistické charakteristiky vlhkosti půdy stanoviště Meliorace za sledované období, v obj. %

Hloubka	Průměr	Medián	Min.	Max.	Rozsah	Kvartilový rozsah
15 cm	34,6	35,1	13,6	50,8	37,2	6,7
30 cm	31,9	31,8	17,5	42,1	24,6	3,3
60 cm	31,1	30,5	20,2	39,9	18,7	7,7

nejnižší ze všech tří stanovišť. Nejvyšší hodnota se nevyskytuje v hloubce 15 cm, ale ve 30 cm. Stejně jako Meliorace i zde se v hloubce 60 cm nevyskytují žádná odlehlá měření. Minimální hodnoty se s hloubkou zvyšují, při odebrání odlehlých měření se snižují stejně jako hodnota dolního a horního kvartilu. Hranice horního kvartilu je ve všech hloubkách vyrovnanější než u dolního kvartilu.

Tabulka 10: Základní statistické charakteristiky vlhkosti půdy stanoviště Palouk za sledované období, v obj. %

Hloubka	Průměr	Medián	Min.	Max.	Rozsah	Kvartilový rozsah
15 cm	34,4	34,2	21,4	46,1	24,7	3,3
30 cm	34,0	32,8	23,2	47,7	24,5	3,7
60 cm	31,6	29,5	23,3	44,3	21,0	6,7



Obrázek 15: Boxplotový graf průměrné denní půdní vlhkosti na stanovišti Palouk za celé období v hloubce 15, 30 a 60 cm

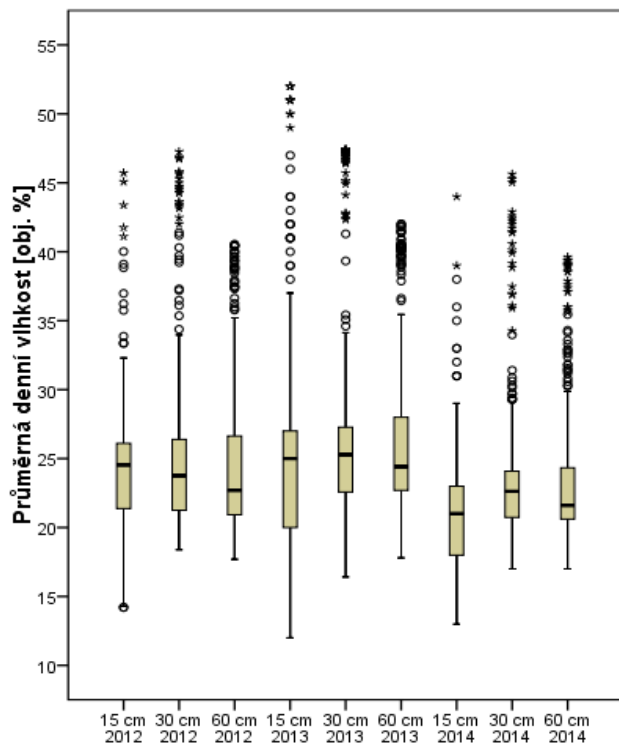
## 12.2 Základní statistická charakteristika za celé sledované období rozdělené do tří hydrologických let 2012, 2013 a 2014

V roce 2012 má Palouk a Meliorace pro jednotlivé hloubky obdobné hodnoty mediánů a průměrných hodnot půdní vlhkost (viz příloha Obrázek 50). V roce 2013 (viz příloha Obrázek 51) jsou téměř všechna kvartilová rozpětí největší, nalézají se zde celkově nejnižší hodnoty půdní vlhkosti pro jednotlivé horizonty (s výjimkou lesa v hloubce 60 cm), dolní čtvrtina hodnot bez odlehlých měření půdní vlhkosti dosahuje většího rozsahu a hodnoty horního kvartilu pro Palouk a Melioraci jsou velice vyrovnané. Nejvyšší hodnoty pro Palouk a Melioraci se vyskytují v roce 2012 a pro Les v roce 2013. Pro roky 2012 a 2013 platí, že kvartilové rozpětí Meliorace má větší rozsah vždy v hloubce 15 cm a Palouku v 30 cm a 60 cm. Boxplotové grafy pro rok 2014 vypadají v porovnání s ostatními roky zcela jinak (viz Obrázek 52). Kvartilové rozpětí je velice malé, počet odlehlých měření je vysoký a vyskytuje se u všech hloubek (kromě horizontu v 30 cm na melioraci), minimální hodnoty na Palouku a Melioraci jsou podobné ve všech hloubkách a dolní a horní kvartil se na Palouku s hloubkou snižují. V celém sledovaném období jsou hodnoty půdní vlhkosti na Palouku podobné s Meliorací. Les má mnohem nižší mediány a průměrné hodnoty půdní vlhkosti ve všech hloubkách, ale přitom se zde nachází nejvyšší a nejnižší hodnota půdní vlhkosti (v 15 cm hloubce). Většina maximálních ale hlavně minimálních hodnot ve všech hloubkách se vyskytuje též v Lese.

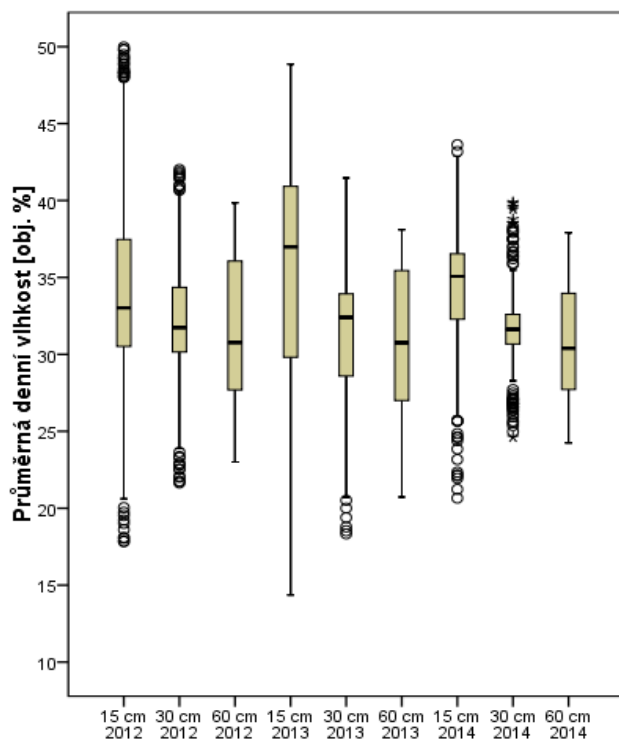
*Stanoviště Les* (viz Obrázek 16) má výskyt odlehlých hodnot pouze nad horním kvartilem jak bylo uvedeno výše. Maximální hodnoty se vyskytují v hloubce 15 cm a směrem do hloubky se postupně snižují i zvyšují. Hodnoty horní čtvrtiny bez odlehlých hodnot jsou nepravidelné. Hodnoty horního kvartilu se s hloubkou zvyšují ve všech letech a pouze v roce 2013 se hranice dolního kvartilu zvyšuje. Pořadí průměrných hodnot půdní vlhkosti mají pro všechny tři roky stejné schéma – nejvyšší se nalézá v hloubce 30 cm, nejnižší v 15 cm a střední hodnota v 60 cm. Hodnoty dolního a horního kvartilu a mediánu jsou za celé sledované období relativně málo rozkolísané. Nejvlhčím obdobím se stal rok 2013 a nejsušším rok 2014 vzhledem k průměrným hodnotám, mediánům a ke kvartilovému rozpětí. Přesto se v roce 2013 vyskytují v hloubce 15 a 30 cm nejnižší vlhkosti půdy oproti ostatním rokům. Kvartilové rozpětí v roce 2012 je téměř totožné pro všechny tři hloubky.

Hodnota mediánu a průměru na *stanovišti Meliorace* (viz Obrázek 17) se s hloubkou snižuje. Maximální hodnoty se snižují s hloubkou a minimální zvyšují, ale při odebrání odlehlých hodnot z vyhodnocení k tomu nedochází. Kvartilové rozpětí je nejmenší pro hloubku v 30 cm. Výše zmíněné charakteristiky platí pro všechny tři roky. V letech 2012 a 2014 se vyskytuje největší kvartilové rozpětí v hloubce 60 cm a nejnižší v 30 cm, v roce 2013 je v 15 cm hloubce. V letech 2012 a 2013 se horní čtvrtina měření s hloubkou snižuje, ale dolní čtvrtina dosahuje nejnižších hodnot již ve 30 cm hloubce, platí bez odlehlých hodnot. V roce 2012 se hodnota mediánu vyskytuje blíže dolnímu kvartilu než hornímu.

Na stanovišti Palouk (viz Obrázek 18) se medián i průměrná hodnota půdní vlhkosti snižuje s hloubkou. Nejvyšší hodnoty jsou v hloubce 30 cm a v letech 2012 a 2013 nejnižší

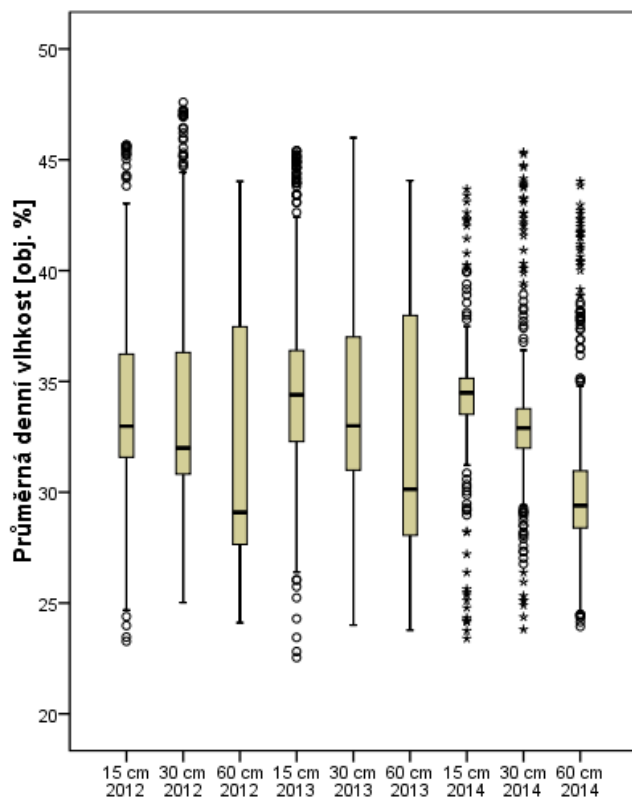


Obrázek 16: Boxplotový graf průměrné půdní vlhkosti na stanovišti Les pro hydrologické roky 2012, 2013 a 2014 v hloubce 15, 30 a 60 cm



Obrázek 17: Boxplotový graf průměrné půdní vlhkosti na stanovišti Meliorace pro hydrologické roky 2012, 2013 a 2014 v hloubce 15, 30 a 60 cm

v 15 cm. Roky 2012 a 2013 jsou si velice podobné, grafy v hloubce 60 cm téměř totožné a existence či absence odlehlých hodnot je stejná. V celém období se kvartilové rozpětí směrem do hloubky zvětšuje a v roce 2012 a 2013 se horní kvartil zvyšuje a dolní kvartil snižuje, protože rozkolísanost dat se s hloubkou snižuje. Dolní a horní kvartil v jednotlivých hloubkách roku 2012 má nižší hodnoty půdní vlhkosti než rok 2013.

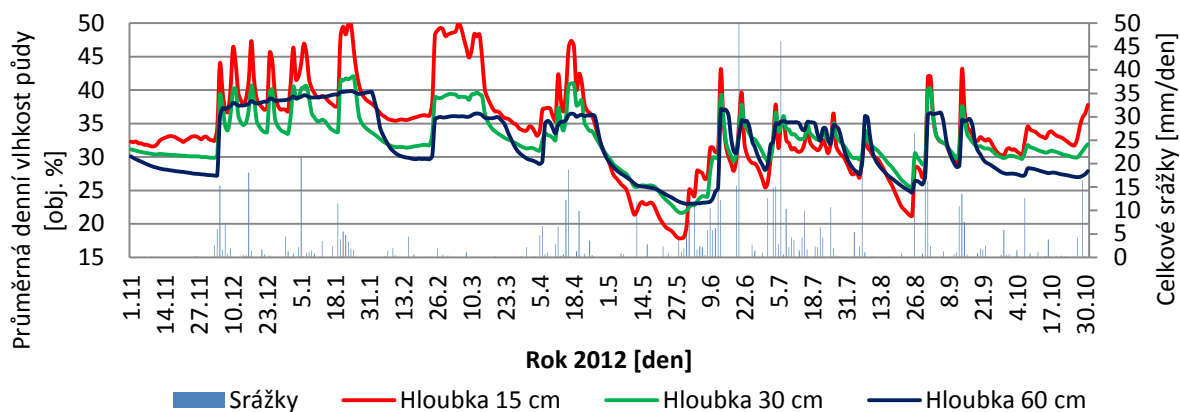


Obrázek 18: Boxplotový graf průměrné půdní vlhkosti na stanovišti Palouk pro hydrologické roky 2012, 2013 a 2014 v hloubce 15, 30 a 60 cm

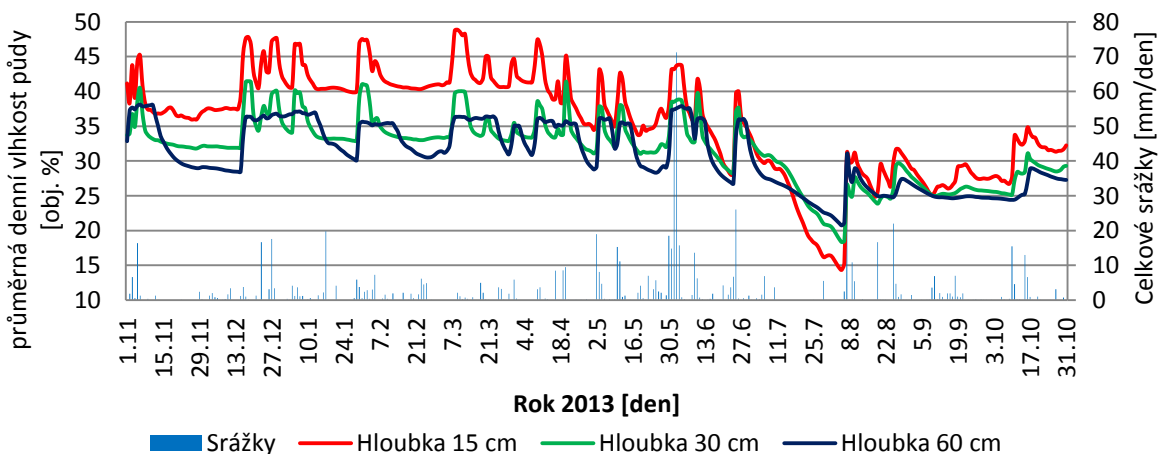
## 12.3 Průběh půdní vlhkosti v závislosti na srážkách

### 12.3.1 Průběh půdní vlhkosti na jednotlivých stanovištích

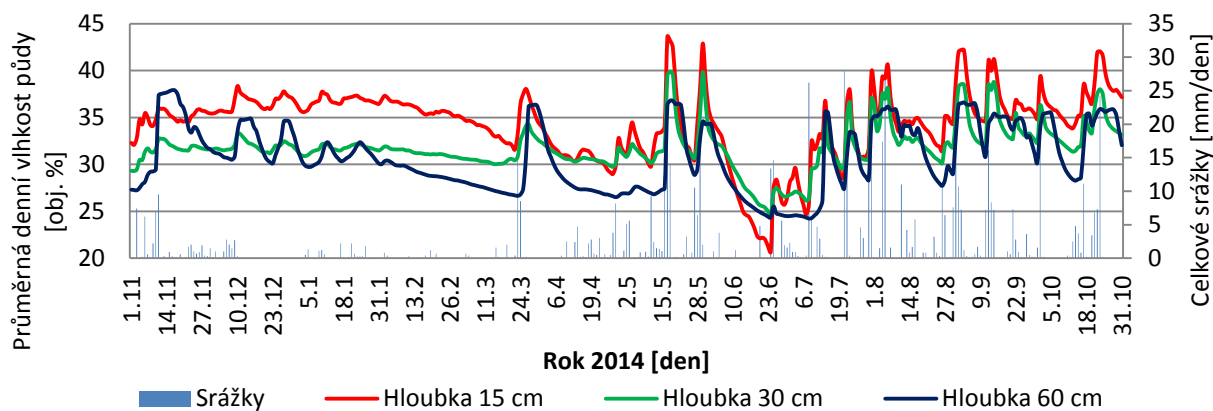
Na všech třech stanovištích má zvyšování půdní vlhkosti časové zpoždění vůči začátku srážkové epizody a zmenšuje se po snížení intenzity srážky, nebo po jejím ukončení. Ovlivnění přichází i od změn hodnoty výparu, teploty vzduchu a půdy atd. Intenzita zvyšování a snižování vlhkosti půdy probíhá rychle a liší se v závislosti na stanovištích a hloubkách, viz níže. Rozkolísanost maximálních a minimálních hodnot se snižuje s hloubkou. Na stanovišti Meliorace a Palouk se nejvyšší průměrné hodnoty půdní vlhkosti se nalézají v hloubce 15 cm a průměrné nejnižší v hloubce 60 cm. Dále třeba poznamenat, že zařízení Virrib má podle výrobce Amet (2015a) měřit půdní vlhkost do hodnoty 55 %. Naměřené hodnoty v grafech se, ale „pozastavují“ již pod hodnotu 50 %, viz Obrázek 19.



Obrázek 19: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Meliorace pro hydrologický rok 2012



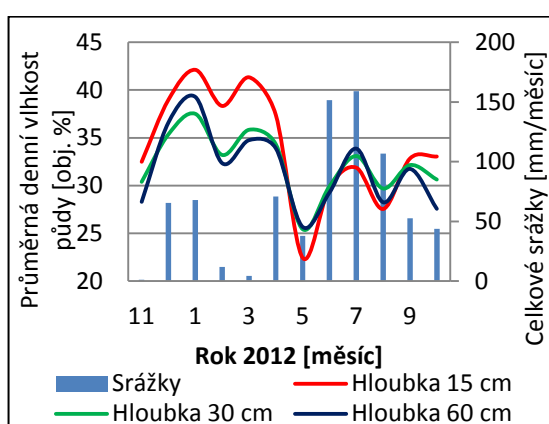
Obrázek 20: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Meliorace pro hydrologický rok 2013



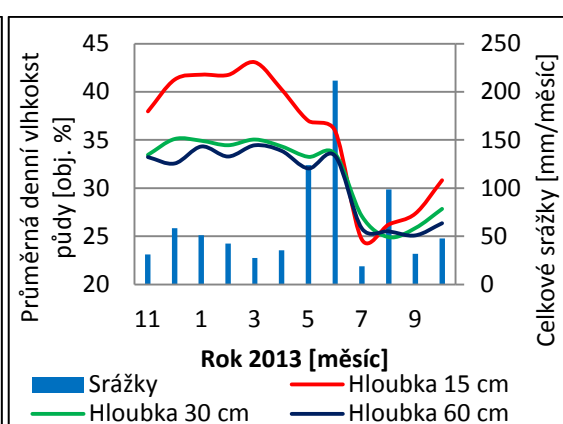
Obrázek 21: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Meliorace pro hydrologický rok 2014



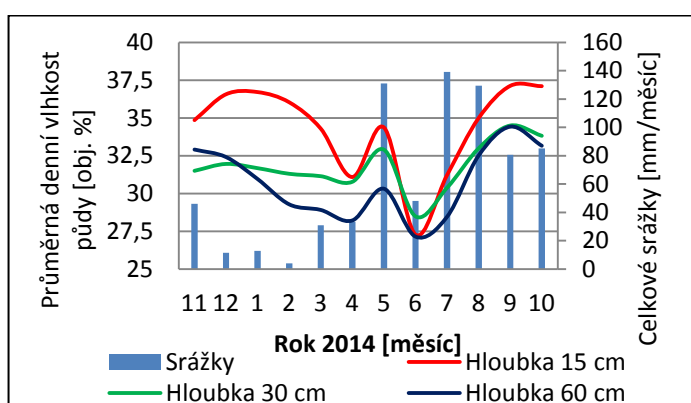
*Meliorace* po téměř celé sledované období má nejvyšší průměrnou vlhkost v hloubce 15 cm (viz příloha Obrázek 53). Časová odezva měření vlhkosti půdy na srážkové události se zvyšuje s hloubkou. Největší množství dat s průměrnými nejnižšími hodnotami se vyskytuje v hloubce 60 cm. Ale zcela nejnižší průměrné hodnoty se nalézají v hloubce 15 cm. Jedná se o čtyři časově velmi krátká období (několik dní) a během tří let se objevují v květnu 2012, srpnu 2012, na přelomu července a srpna 2013 a v červnu 2014 (viz Obrázek 19 - 21). Vlhkost půdy se nejrychleji zvyšuje a snižuje v hloubce 15 cm a nejpomalejší změna nastává v 60 cm. V hloubce 60 cm dochází k rychlému nasycení, ale jeho snížení přichází až později (extrémní případ v období prosinec až leden v hydrologickém roce 2012, únor až březen 2012 a v dubnu 2012). Půda si v této hloubce drží dlouho stálou hodnotu půdní vlhkosti oproti hloubce 15 nebo 30 cm.



Obrázek 22: Graf měsíční průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Meliorace pro hydrologický rok 2012



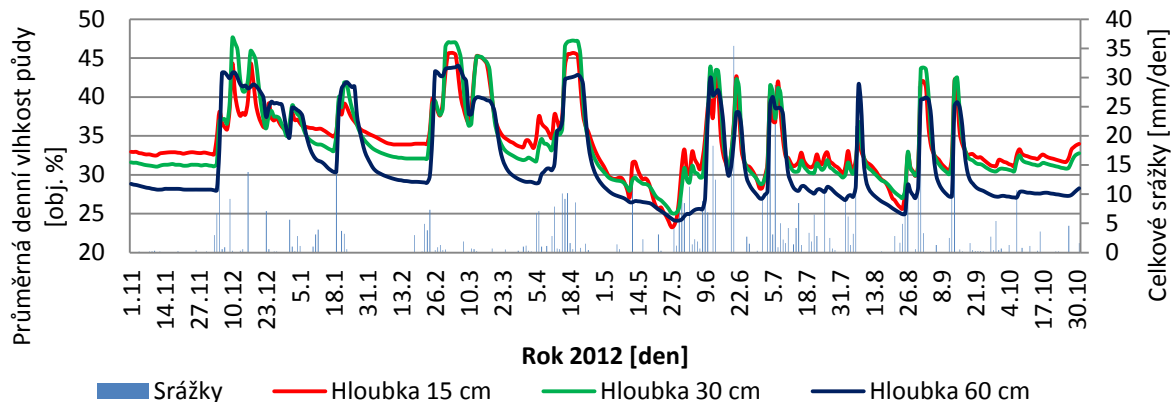
Obrázek 23: Graf měsíční průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Meliorace pro hydrologický rok 2013



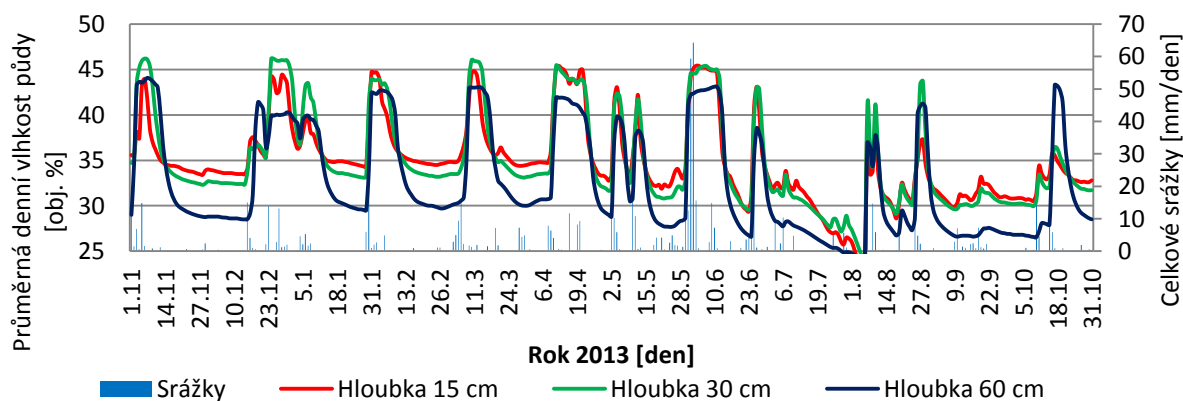
Obrázek 24: Graf měsíční průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Meliorace pro hydrologický rok 2014

V hloubce 30 cm se sice průměrná vlhkost půdy snižuje rychleji než v 60 cm, ale nikdy nedosáhne tak nízkých hodnot. Od listopadu až do prosince roku 2013 (viz Obrázek 23) průměrná vlhkost půdy v hloubce 60 cm pravidelně překračuje hodnoty v 30 cm hloubce. V červenci roku 2012 (viz Obrázek 22) dochází k delšímu období, kdy nejvyšší průměrná vlhkost

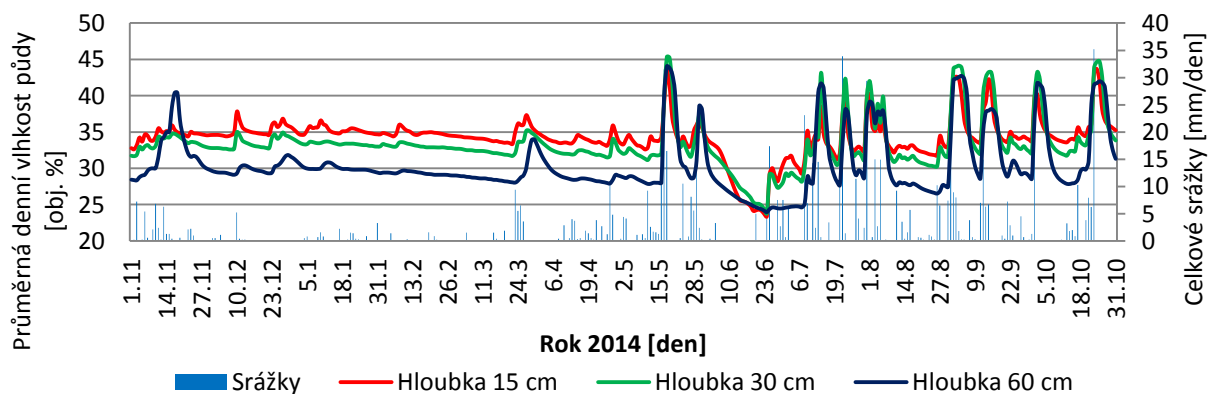
půdy, i pře vysoký úhrn srážek je v hloubce 60 cm a nejnižší v 15 cm. Podle měsíčních průměrných hodnot (viz Obrázek 22 - 24) lze vysledovat, že hodnoty vlhkosti v hloubce 30 a 60 cm jsou si blízké (krom období únor až květen v roce 2014) a data v hloubce 15 cm mají mnohem vyšší průměrné vlhkosti.



Obrázek 25: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Palouk pro hydrologický rok 2012

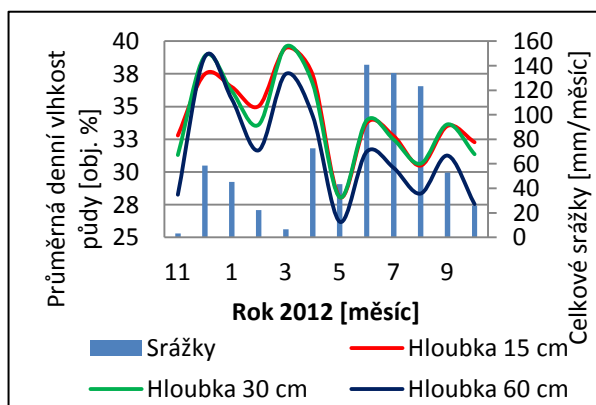


Obrázek 26: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Palouk pro hydrologický rok 2013

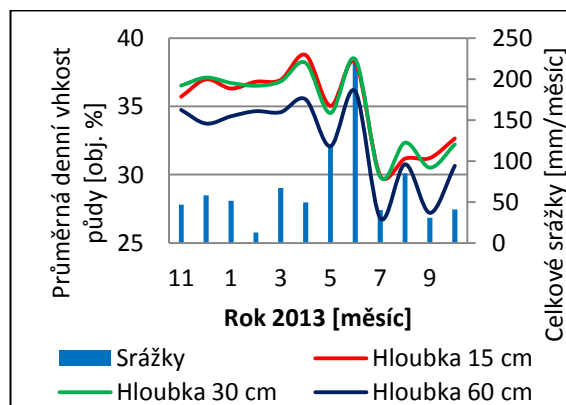


Obrázek 27: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Palouk pro hydrologický rok 2014

Na *stanovišti Palouk* (viz příloha Obrázek 54) při vysokých srážkových událostech se nejčastěji vyskytuje nejvyšší průměrná vlhkost půdy v hloubce 30 cm, v 15 cm již mnohem méně. Během těchto srážkových epizod je většinou nejnižší průměrná vlhkost půdy v hloubce 60 cm, ale někdy i v 15 cm. Hloubka 15 cm má nejvyšší průměrné hodnoty v obdobích s podprůměrným výskytem srážek (např. listopad až květen v hydrologickém roce 2014, viz Obrázek 27), nebo po ukončení samotné srážky. V těchto obdobích se průměrná vlhkost půdy snižuje s hloubkou. Ve třech letech se nejčastěji nejnižší průměrné vlhkosti půdy vyskytují v hloubce 60 cm – v obdobích s malým úhrnem srážek, nebo po skončení srážek. 25.7.2012, 6.8.2013 a 24.6.2014 se nejnižší průměrné hodnoty vyskytly v hloubce 15 cm (viz Obrázek 25 - 27) a jsou to též nejnižší hodnoty za celé sledované období. Všechny období se vyskytují v letním období. Reakce v hloubce 60 cm na začátek několika srážkových epizod byla rychlejší než ve zbylých horizontech, ale nedosáhla nejvyšších hodnot. Jinak rychlost reakce na srážky je ve všech hloubkách velice podobná. Na Melioraci a Palouku se rozkolísanost průměrné vlhkosti snižuje s hloubkou, kde se nasycení půdy srážkami drží stálejší hodnotu a nedochází zde k výparu vzhledem k vysokým teplotám vzduchu. Za celé sledované období jsou si průměrné hodnoty půdní vlhkosti v hloubce 15 a 30 cm blízké, oproti 60 cm, které jsou podstatně nižší (hlavně při bezsrážkových nebo srážkově chudších obdobích). Půdní horizonty v 15 a 30 cm mají pravděpodobně podobné půdní vlastnosti a charakteristiky. Měsíční průměrné hodnoty vlhkosti vztažené ke srážkám jsou zobrazené na Obrázku 29 - 30



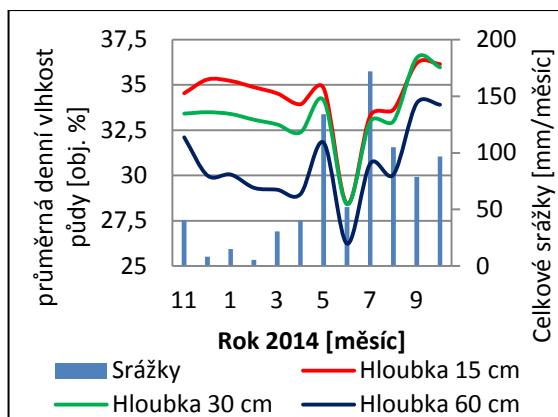
Obrázek 28: Graf měsíční průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Palouk pro hydrologický rok 2012



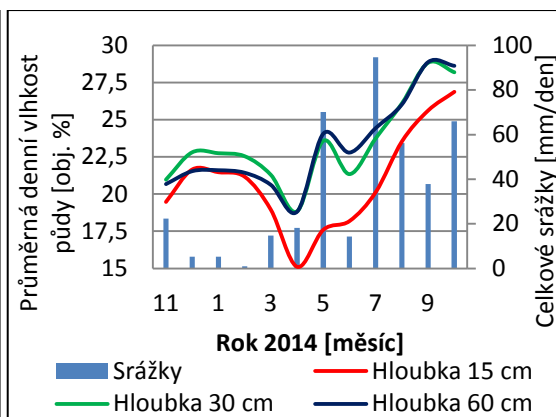
Obrázek 29: Graf měsíční průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Palouk pro hydrologický rok 2013

Průměrná půdní vlhkost se na *stanovišti Les* (viz příloha Obrázek 55) mění ve všech třech hloubkách dost nepravidelně. Je velice složité vysledovat nějaké pravidelné schéma průběhů vlhkostí půdy ve všech třech hloubkách oproti stanovištím Meliorace a Palouk. Během srážkových událostí převažují nejvyšší průměrné vlhkosti půdy u hloubky 30 cm, druhé nejvyšší hodnoty se nalézají u hloubky 15 cm v hydrologickém roce 2012 (viz Obrázek 32) a nejméně jich je v 60 cm v hydrologickém roce 2014 (viz Obrázek 34). Nejvyšší průměrné hodnoty půdní

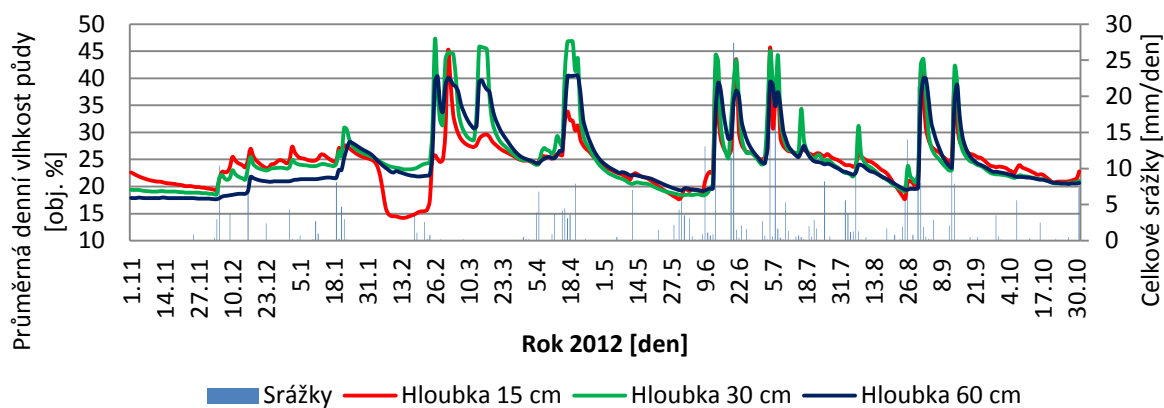
vlhkosti pro hloubku 15 cm se vyskytují velice nepravidelně, vliv nemá teplota vzduchu ani srážky (shoda nastává pouze na začátku hydrologického roku 2012 a 2013, viz Obrázek 32 a 33).



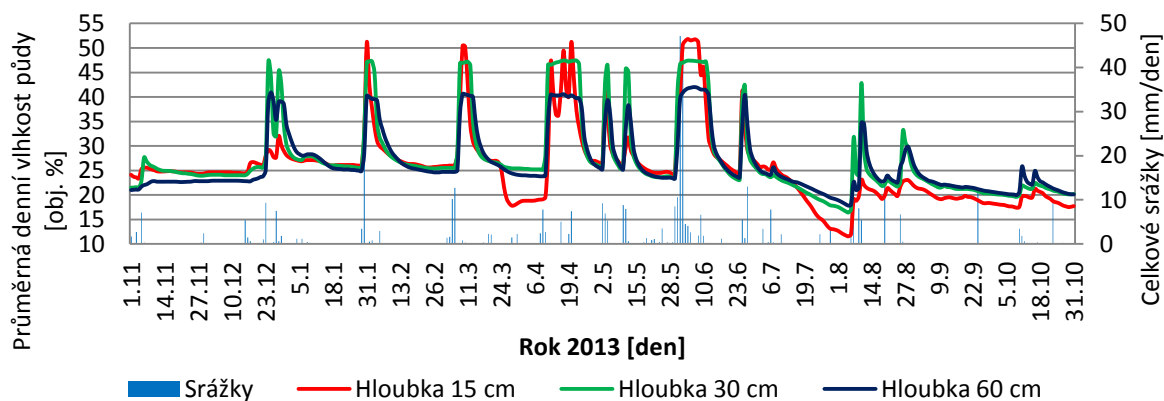
Obrázek 30: Graf měsíční průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Palouk pro hydrologický rok 2014



Obrázek 31: Graf měsíční průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Les pro hydrologický rok 2014

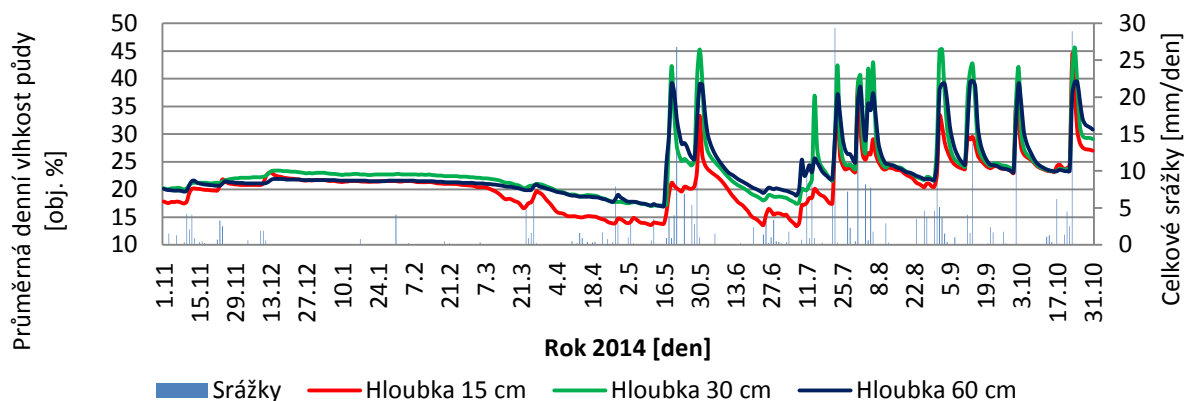


Obrázek 32: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Les pro hydrologický rok 2012

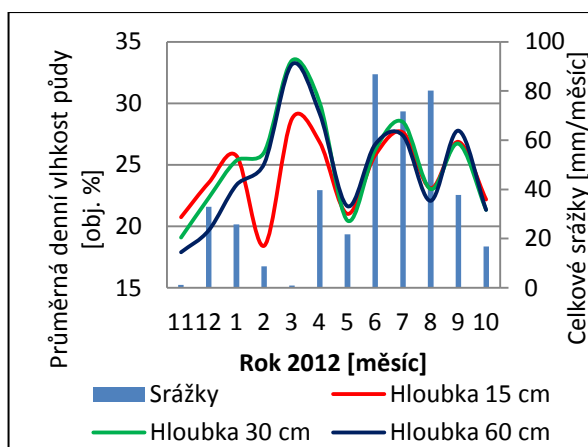


Obrázek 33: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Les pro hydrologický rok 2013

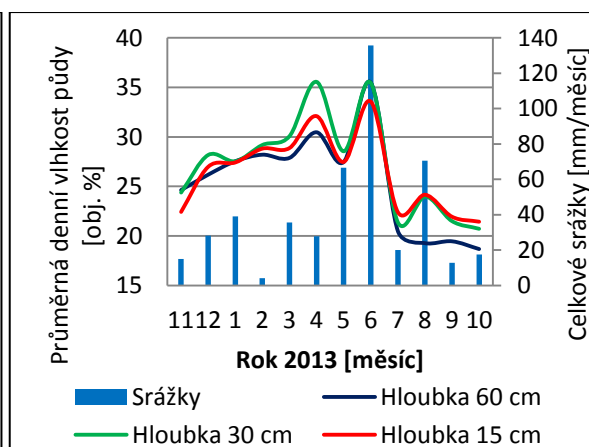
V hydrologickém roce 2014 naopak hloubka 15 cm vykazuje průměrně nejvíce nejnižších hodnot ze všech tří hloubek - začátek listopadu a od ledna až po srpen. Normálně by vysoké teploty způsobily zvýšení nasycení půdy vodou ze sněhové pokrývky, ale během této zimy se téměř žádné sněhové srážky a sněhová pokrývka nevyskytovala. Na konci ledna roku 2012 se hodnoty v hloubce 15 cm přelomí a z doposud nejvyšších průměrných hodnot se stanou nejnižší, které vydrží až do konce března. Pravděpodobně je to působeno radikálním snížením teploty vzduchu (denní průměry pod  $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Hloubka 15 cm má téměř celý únor v roce 2012 extrémně nízké hodnoty oproti zbylým horizontům. Na konci února roku 2012 dochází ke značnému zvyšování průměrné vlhkosti půdy ve všech horizontech, i přes velice malé srážkové úhrny. Zvýšení teploty vzduchu nad bod mrazu totiž zapříčinilo roztátí sněhové pokrývky a následné zvýšení vlhkosti půdy. Hloubka 15 cm má mnohem více extrémně nízkých hodnot než tomu bylo na Palouku a Melioraci. Nejedná se jen o několikadenní události, ale o týdenní až měsíční. Měsíční průměrné hodnoty jsou vyobrazeny na Obrázku 31, 35 a 36.



Obrázek 34: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Les pro hydrologický rok 2014



Obrázek 35: Graf měsíční průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Les pro hydrologický rok 2012



Obrázek 36: Graf měsíční průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Les pro hydrologický rok 2013

### **12.3.2 Porovnání stanovišť mezi sebou v hydrologických letech 2012, 2013 a 2014**

Podle průměrných denních hodnot se **nejvyšší hodnoty** většinou vyskytují v Lese, ale i na zbylých stanovištích. Ve všech letech pro hloubku 30 cm se vyskytují na Palouku (viz příloha Obrázek 57, 60 a 63) a pro 60 cm na Melioraci (viz příloha Obrázek 58, 61 a 64). Nejvyšší hodnoty hloubky 15 cm jsou rozděleny mezi Melioraci a Palouk (viz příloha Obrázek 56, 59 a 62).

Reakce půdní vlhkosti na srážky a celkový průběh vlhkosti půdy je podobný ve stejných hloubkách pro všechna stanoviště. Rozsah dat a rozdíly mezi jednotlivými stanovišti se s hloubkou zmenšují. Rozkolísanost půdní vlhkosti v jednotlivých horizontech je většinou nejmenší u Meliorace a nejvyšší u Lesa. Hodnoty půdní vlhkosti v Lese ve všech třech hloubkách jsou si nejvíce blízké, oproti Melioraci, kde hodnoty v hloubce 15 cm jsou mnohem vyšší, a Palouku, kde hodnoty v hloubce 60 cm jsou mnohem nižší. Les vykazuje mnohem menší průměrné hodnoty půdní vlhkosti než palouk a Meliorace. Ale během významných srážkových epizod se dostává v Lese vlhkost půdy do stejných hodnot, to značí velkou variabilitu, která je největší ze všech stanovišť. Nejvyšší hodnoty půdní vlhkosti má Les pouze během velkých srážkových epizod několikrát do roka.

Pokud zrovna neprobíhají velké srážkové události, jsou nejnižší průměrné hodnoty půdní vlhkosti v hloubce 15 cm vždy v Lese, krom pár dní na konci května roku 2012, kdy jsou hodnoty nižší na Melioraci.

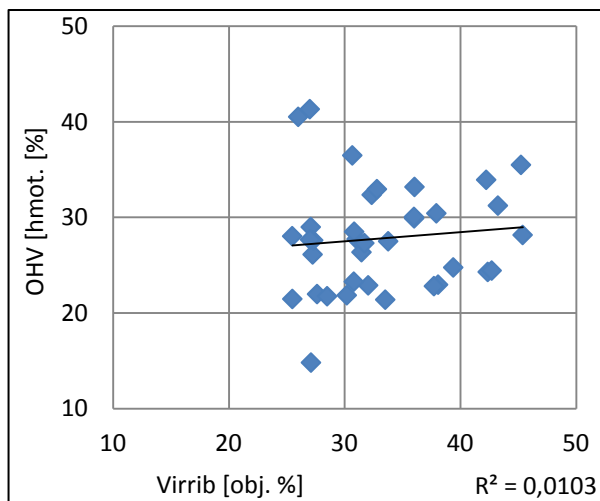
Vlhkost půdy v hydrologických letech 2012 a 2013 v hloubce 30 cm vykazuje jistou podobnost, rok 2014 se liší, jak již bylo zmíněno výše. V letech 2012 a 2013 se průměrně nejvyšší hodnoty půdní vlhkosti vyskytují na Melioraci, hodnoty na Melioraci se po srážkách snižují mnohem pomaleji než v Lese a na Palouku. Meliorace má během srážkových epizod nejmenší rozkolísanost měření. Oproti tomu v roce 2014 se průměrně nejvyšší hodnoty vyskytují na Palouku, po srážkách se vlhkost snižuje nejpomaleji na Palouku a nejmenší variabilitu dat má Meliorace.

Ve hloubce 60 cm se na všech stanovištích hodnota půdní vlhkosti po nasycení půdy srážkami v porovnání s ostatními hloubkami po delší dobu příliš nemění. V letech 2012 a 2014 se během významných srážkových epizod průměrně nejvyšší hodnoty vyskytují na Palouku, nejnižší na Melioraci, ale po odeznění srážek hodnoty na Palouku klesnou pod hodnoty na Melioraci.

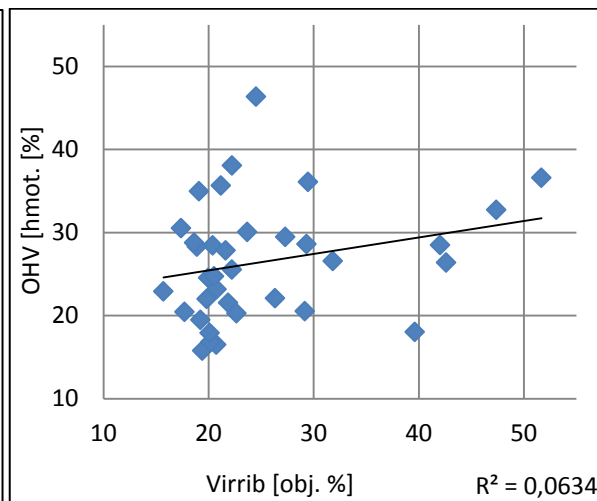
## **12.4 Porovnání kontinuálního měření Virribů a dat z terénních kampaní**

Porovnání hodnot vlhkostí půdy naměřených Virriby jsem provedla s OHV, vysvětleno výše. V bodových grafech (viz Obrázek 37 – 39) s vloženou regresivní křivkou se nacházejí všechna pořízená data OHV a k nim časově shodná data z kontinuálního měření Virribů, která byla zprůměrována pro daný den. Největší shoda je na Melioraci. Zde se zvyšují hodnoty téměř

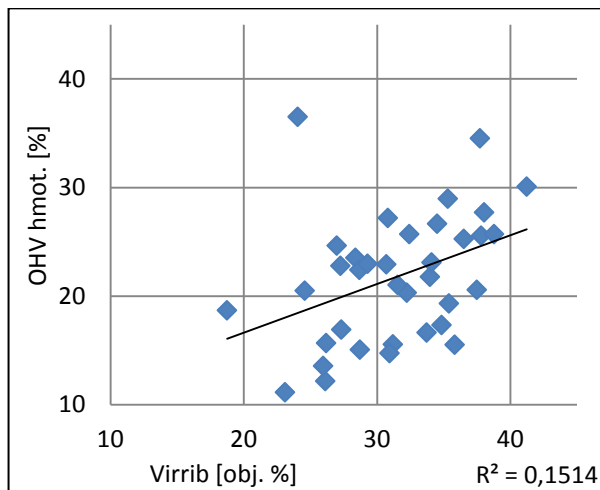
pravidelně u Virribů i OHV zároveň, ale u Virribů jsou vždy vyšší. Na všech třech stanovištích je vidět, že Virriby mají vyšší rozkolísanost dat (hlavně v Lese, méně na Palouku). V Lese a na Palouku se zvyšují hodnoty neúměrně oproti zvyšujícím se hodnotám OHV. Na grafu Lesa se vyskytuje mnoho měření okolo hodnoty 20 (naměřeno Virriby).



*Obrázek 37: Vztah hodnot půdní vlhkosti z kontinuálního měření vlhkosti půdy (Virrib) a z terénních kampaní (OHV) na stanovišti Palouk s vloženou lineární regresivní přímkou*



*Obrázek 38: Vztah hodnot půdní vlhkosti z kontinuálního měření vlhkosti půdy (Virrib) a z terénních kampaní (OHV) na stanovišti Les s vloženou lineární regresivní přímkou*

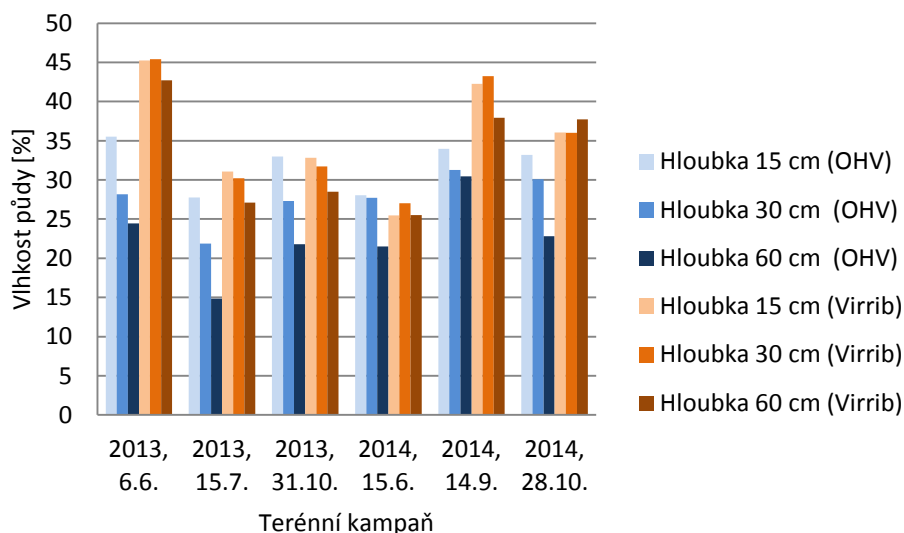


*Obrázek 39: Vztah hodnot půdní vlhkosti z kontinuálního měření vlhkosti půdy (Virrib) a z terénních kampaní (OHV) na stanovišti Meliorace s vloženou lineární regresivní přímkou*

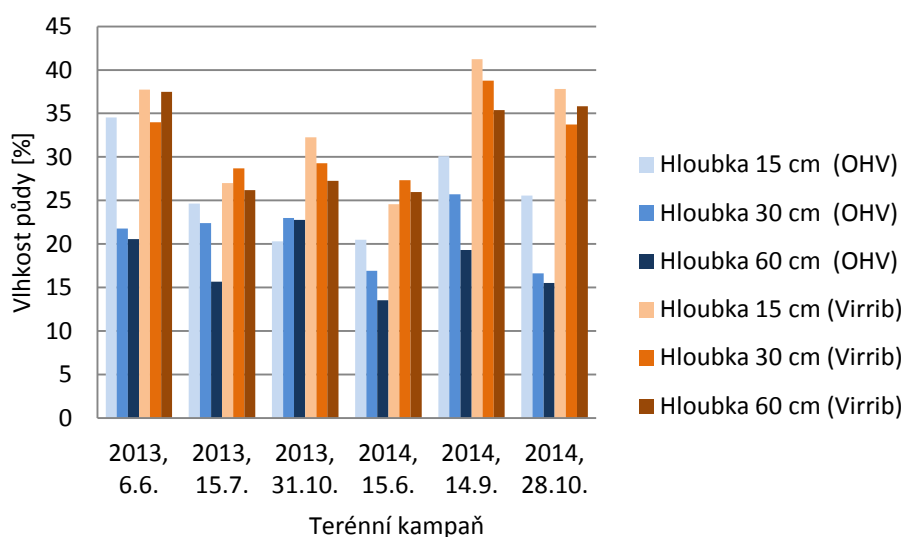
Sloupcové grafy znázorňují (viz Obrázek 40 – 42) znázorňují výstupy z kampaní, ze kterých byla k dispozici data ze všech tří horizontů (15, 30 a 60 cm). Data vlhkosti půdy naměřená Virriby v daných hloubkách na všech stanovištích jsou vyšší a mnohem méně rozkolísaná v porovnání s daty OHV. Variabilita Virribů je oproti OHV v jednotlivých horizontech

během všech kampaní nejvyšší na Palouku a nejmenší v Lese. Vztah hodnot Virribů a OHV nejméně koreluje v hloubce 15 cm (na Melioraci nejvíce).

Na stanovišti Palouk (viz Obrázek 40) je průběh vlhkosti půdy s hloubkou v horizontech většinou podobný (ze všech stanovišť nejvíce). Virriby mají vždy vyšší hodnoty ve všech horizontech, kromě jedné kampaně (15.6. 2014).



Obrázek 40: Vztah hodnot půdní vlhkosti z kontinuálního měření vlhkosti půdy (Virrib) a z šesti terénních kampaní (OHV) na stanovišti Palouk

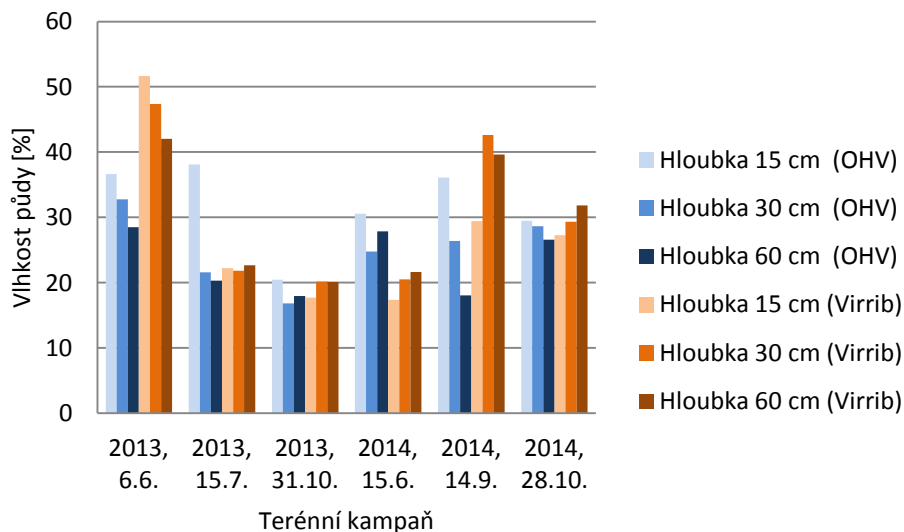


Obrázek 41: Vztah hodnot půdní vlhkosti z kontinuálního měření vlhkosti půdy (Virrib) a z šesti terénních kampaní (OHV) na stanovišti Meliorace

Rozkolísanost dat Virribů v jednotlivých dnech je menší než u dat OHV. Na rozdíl od Palouku je na stanovišti Meliorace průběh vlhkosti půdy s hloubkou mezi Virriby a OHV většinou rozdílný. Pouze na kampani, která proběhla 14.9.2014, je průběh vlhkosti půdy u Virribů a OHV

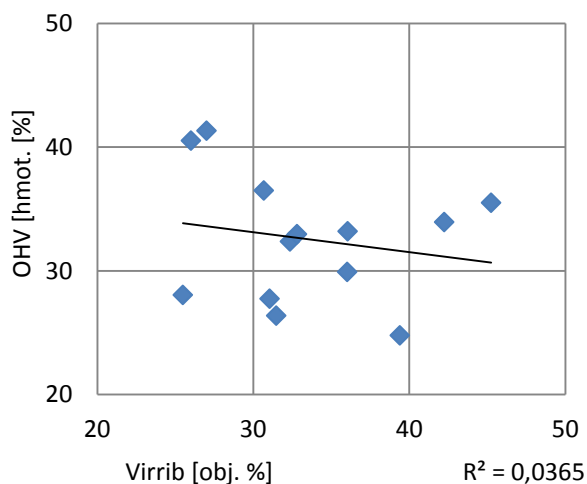


stejný. V porovnání s ostatními stanovišti jsou zde hodnoty vlhkosti půdy naměřené Virriby v jednotlivých hloubkách nejvíce vzdálené od hodnot OHV. Oproti ostatním stanovištím je v Lese průběh hodnot vlhkosti půdy s hloubkou Virribů podobný s OHV nejméně (viz Obrázek 42). Na jediné kampani z 6.6. 2013 se průběh shoduje. V lese se vyskytují hodnoty vlhkosti půdy naměřené Virriby, které jsou stejné nebo dokonce menší než hodnoty OHV. U Palouku i Meliorace byly vždy vyšší.



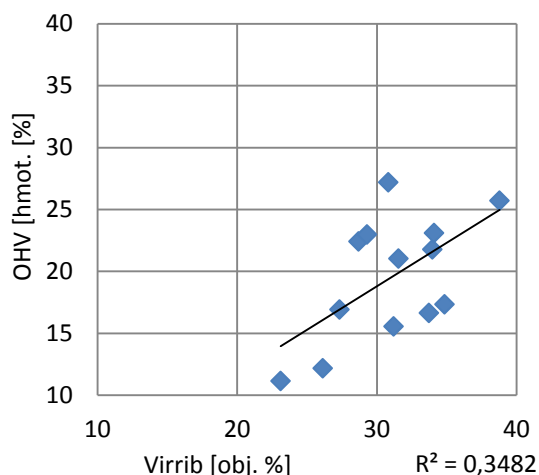
Obrázek 42: Vztah hodnot půdní vlhkosti z kontinuálního měření vlhkosti půdy (Virrib) a z šesti terénních kampaní (OHV) na stanovišti Les

Nejpřesnější vztah vlhkosti půdy Virribů a OHV je pro stanoviště Les a Meliorace v hloubce 30 cm (viz Obrázek 44) a Palouk v hloubce 60 cm. Průběh hodnot je obdobný, ale naměřené hodnoty dat Virribů jsou vždy vyšší. I přes to hodnota spolehlivosti R na regresivní přímce není vyšší než 0,5. Nejméně přesný vztah mezi daty OHV a Virribů je pro hloubku 60 cm



Obrázek 43: Vztah hodnot půdní vlhkosti z kontinuálního měření vlhkosti půdy (Virrib) a z terénních kampaní (OHV) na stanovišti Palouk v hloubce 15 cm s vloženou lineární regresivní přímkou

pro stanoviště Les a Meliorace a pro hloubku 15 cm pro stanoviště Palouk (viz Obrázek 43).

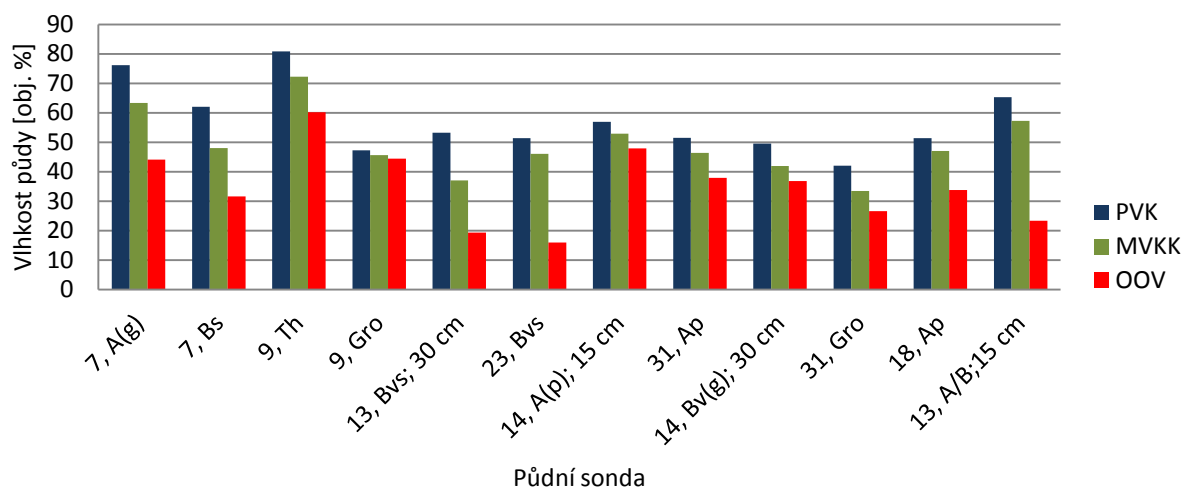


Obrázek 44: Vztah hodnot půdní vlhkosti z kontinuálního měření vlhkosti půdy (Virrib) a z terénních kampaní (OHV) na stanovišti Meliorace v hloubce 30 cm s vloženou lineární regresivní přímkou

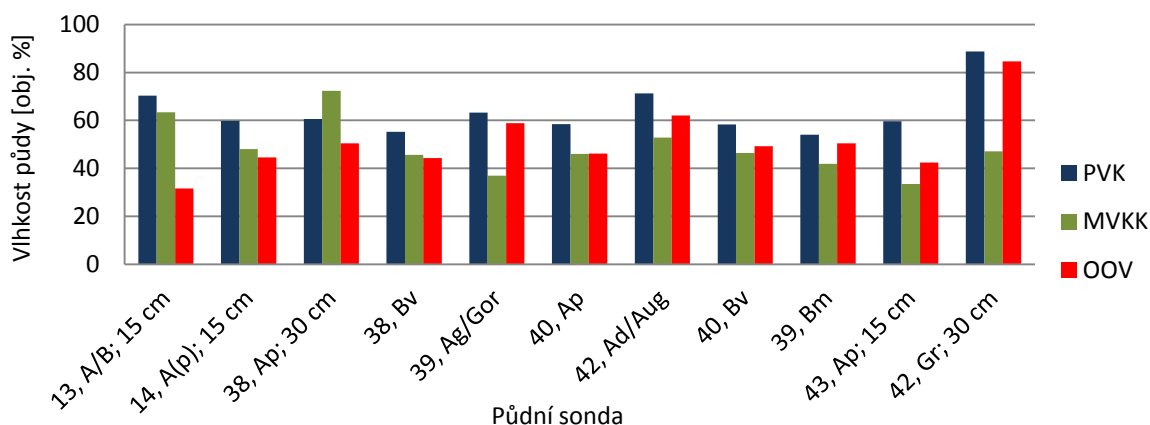
## 12.5 Analýza dat z kampaní, které proběhly

Kampaně proběhly 28.-29.6. a 3.-4.10. 2011 a 21.-22.5. 2012. Tři grafy (každý je pro jinou kampaň, viz Obrázek 45 - 47) znázorňují PVK, MVKK a OOV (vše v obj. %) na jednotlivých stanovištích. Střední hodnoty PVK pro minerální půdy podle Kutílka (1966) mají mít rozmezí vlhkosti půdy mezi 25 – 60 hmot.%. Tomu odpovídá většina naměřených hodnot OHV. Suchara (2007) uvádí, že střední hodnoty MVKK se nalézají mezi 11 – 30 % a nad 50 % velmi vysoké. Během všech tří kampaní se nejčastěji vyskytovali hodnoty vysoké a velmi vysoké. MVKV nikdy nekleslo pod 30 %. To znamená, že v těchto půdách je vododržnost vody silná až velmi silná.

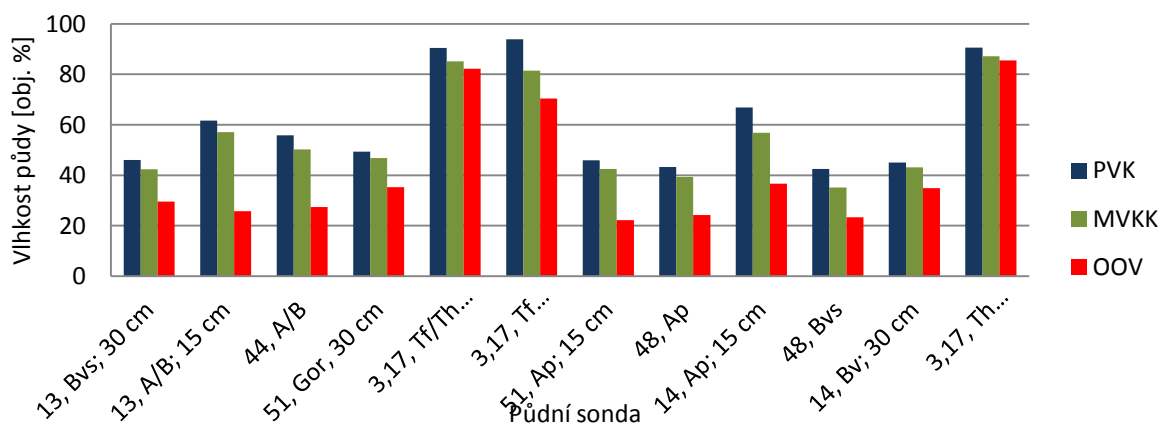
Grafy (viz Obrázek 45 a 47) mají totožné vztahy mezi měřenými veličinami – PVK je vyšší než MVKK a OOV je nejmenší. V posledním grafu (viz Obrázek 46) je hodnota OOV často vyšší než MVKK. PVK by vždy mělo být vždy vyšší než MVKK. V grafu na Obrázku 46 je u stanoviště 38, horizontu Ap hodnota PVK menší než MVKK. Pravděpodobně došlo k chybě měření. Rozdíl mezi PVK a MVKK znázorňuje procentuální zastoupení vlhkosti v nekapilárních pórech. Kolik vody se ještě může vejít do pórů, ukazuje rozdíl mezi PVK a OOV. Pokud si je OOV a MVKK rovno, znamená to, že voda v půdě se nalézala ve všech kapilárních pórech a v žádných jiných.



Obrázek 45: Graf znázorňuje PVK, MVKK a OOV na stanovištích z kampaně, která proběhla 28.-29.6. 2011, je uveden horizont a jeho hloubka pokud byla k dispozici data



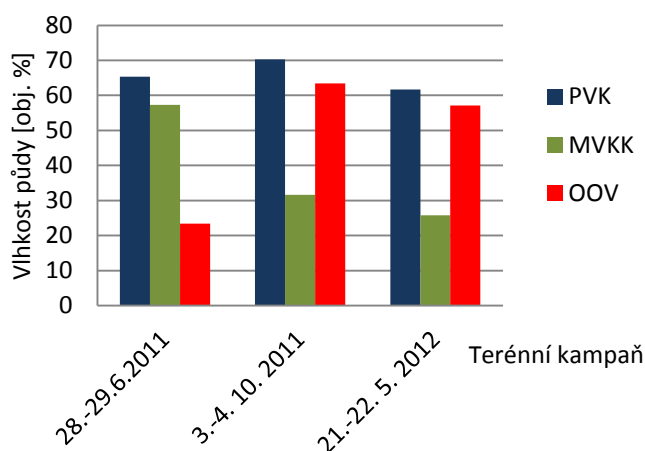
Obrázek 46: Graf znázorňuje PVK, MVKK a OOV na stanovištích z kampaně, která proběhla 3.-4.10. 2011, je uveden horizont a jeho hloubka pokud byla k dispozici data



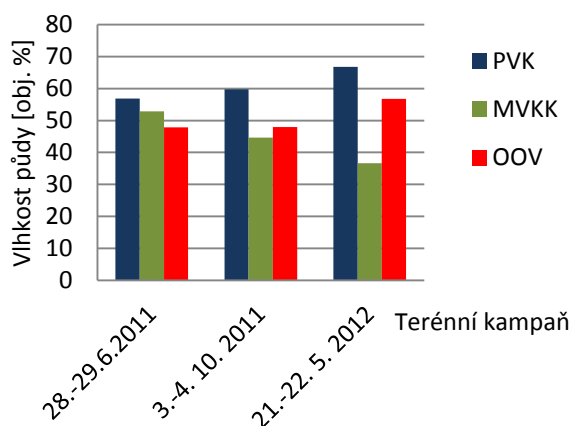
Obrázek 47: Graf znázorňuje PVK, MVKK a OOV na stanovištích z kampaně, která proběhla 21.-22.5. 2012, je uveden horizont a jeho hloubka pokud byla k dispozici data

### 12.5.1 Porovnávání stanoviště 13 a 14

Pouze na stanovištích 13 (Les) a 14 (Palouk) pro hloubku 15 cm byla měřena data PVK, MVKK a OOV na všech třech kampaních. Na grafu (viz Obrázek 48) pro stanoviště 13 je PVK nad hodnotou 60 % během všech terénních kampaní, jednou dosahuje až 70 %. Variabilita PVK je stejná jako u stanoviště 14 (viz Obrázek 49), kde ale dosahuje menších hodnot, pod 60 %. Pravděpodobně je zde vyšší pórovitost. Oproti první kampani jsou si hodnoty MVKK na stanovišti 13 bližší než na dvou pozdějších kampaních, kde dosahuje až 57 %. Na OOV lze vidět vztah mezi jednotlivými kampaněmi. Na obou stanovištích je největší OOV na první kampani a nejmenší na poslední. Menší rozkolísanost PVK je na stanovišti 13 a naopak MVKK na stanovišti 14.



Obrázek 48: Graf znázorňuje PVK, MVKK a OOV na stanovišti 13 v hloubce 15 cm a horizontu A/B ze tří kampaní



Obrázek 49: Graf znázorňuje PVK, MVKK a OOV na stanovišti 14 v hloubce 15 cm a horizontu A(p) ze tří kampaní

## 12.6 Doporučení dalších lokalit k měření kontinuální vlhkosti půdy Virriby

V případě navýšení počtu míst pro kontinuální měření vlhkosti půdy oproti současnému stavu bude k dispozici větší množství dat pro následné analytické zpracování, které bude určitě vykazovat přesnější a více vypovídající výsledky.

K pochopení srážko-odtokového procesu v obou sledovaných povodích by bylo vhodné získat data pro všechny kategorie půdního a vegetačního krytu, protože ty mají největší vliv na půdní vlhkost. V povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka se nalézají několik referenčních tříd půd – kambisoly, podzosoly, stagnosoly, glejsoly a organosoly. Virriby měří v prvních třech uvedených třídách. Organosoly se v povodích vyskytují velice málo. Naopak glejsoly, konkrétně půdní typ glej, se zde vyskytuje poměrně často. Bohužel glej se vyskytuje na místě, kde je poměrně stálá a vysoká hladina podzemní vody, a proto není vhodné zde měření pomocí Virribů provádět. Zbývá tedy už jen jediný půdní typ, kde by se další měření mohlo provádět – v pseudogleji. Dále by se mohlo uvažovat o měření na rozdílných půdních subtypech. Největší zastoupení vegetačního krytu mají v povodích louka sečená a jehličnatý les, na obou těchto kategoriích se již měří. Proto dalším vhodným místem pro měření půdní vlhkosti by mohly být kategorie listnatý les nebo přirozená louka s vyšším porostem (viz Obrázek 7). Naopak by se mohlo vybrat místo s vegetačním krytem, kde se již měří, ale s jiným typem půdy a obráceně. Nebo stanoviště se stejným vegetačním a půdním krytem, ale s jinou expozicí svahů. Možností je mnoho, závisí na konkrétním cíli výzkumu.

## 13 Diskuze

Vlhkost půdy je ovlivňována mnoha faktory, které jsou spolu úzce i vzdáleně propojeny. Proto je velice složité definovat jednoznačné vysvětlení pro hodnoty nebo průběh vlhkosti půdy. Vlhkost půdy ovlivňují jednak meteorologické podmínky, ale i např. vegetační kryt, expozice svahů apod. Meteorologické podmínky v letech 2012 a 2013 byly obdobné, a podobnost grafů z těchto let to dokazuje (viz příloha Obrázek 53 – 55). Dle výsledků největší vliv na pohyb a množství vlhkosti půdy mají samotné půdy a jejich vlastnosti. Ve shodě se Šefrnou (2004). Konkrétně se jedná o zrnitost, pórovitost, strukturu, množství a obsah humusu a další.

Z grafů vyplývá, že hodnoty půdní vlhkosti a jejich rozkolísanost se snižují s hloubkou. To lze potvrdit práci Vičanové a kol. (2010). Z výsledků je vidět, že snižování hodnot půdní vlhkosti s hloubkou ve sledované lokalitě je způsobeno snižujícím se průsakem srážek s hloubkou. Maximální hodnoty půdní vlhkosti se ale mohou vyskytovat i v hlubších horizontech. Šefrna (2004) nebo Rousseva a kol. (2002) uvádějí, že to způsobuje také výskyt zhutnělé vrstvy, vrstvy s vysokým obsahem jílu, které nad sebou akumulují vodu. Z půdních sond bylo zjištěno, že na Palouku se v půdním profilu vyskytuje jíl, a tedy maximální vlhkosti v hloubce 30 cm tím mohou být způsobeny. Rychlejší odtok většího množství vody do nižších vrstev, může způsobovat i preferenční proudění.

Extrémně nízké hodnoty vlhkosti půdy ve vrchním horizontu jsou nejčastěji způsobeny vysokými teplotami vzduchu. Závěr je vyvozen z vyšších teplot (nejčastěji v letním období), které byly v těch obdobích naměřeny a které způsobují vysoký výpar, a tím i snížení vlhkosti půdy. Pařílková a kol. (2011) uvádí, že nejvýznamnější změny v množství a pohybu vody v půdě se dějí u zemského povrchu, protože zde má největší vliv na půdní vlhkosti spodní vrstva atmosféry (to potvrzuje mé předešlé tvrzení). To a další faktory zapříčiňují snižování rozkolísanosti hodnot s hloubkou, např. snižující se průsak vody ze srážek s hloubkou. Kutílek a kol. (1993) uvádí navíc ještě další důvod - snižování gradientu potenciálu s hloubkou. Tyto tvrzení jen potvrzuje největší kvartilové rozpětí v hloubce 60 cm (viz Obrázek 18) a hodnota půdní vlhkosti, která zůstává v hloubce 60 cm po ukončení srážek relativně stejná po delší dobu než je tomu u ostatních horizontů.

Průběh infiltrace vody do půdy se na většině grafů vyznačuje snižováním infiltrační rychlosti s časem a s hloubkou. To potvrzuje i Kutílek (1966). Proto by se odezva na srážkové události měla zvyšovat s hloubkou. Výskyt opačného průběhu ve sledované lokalitě, který je možné vyčíst z některých grafů, podle mého názoru vzniká s největší pravděpodobností zase vlivem půd a jejich vlastností (např. Vičanová (2010) z vlastností půd vyzdvihuje hlavně preferenční cesty).

Z výsledků grafů vyplývá, že stanoviště Palouk a Meliorace mají bližší hodnoty a průběh vlhkosti půdy. Příčina může být v podobném vegetačním krytu na Palouku a Melioraci a také protože lesní prostředí má zcela odlišný vodní režim, tím i obsah půdní vlhkosti. Kantor (2003) uvádí, že lesní půda má vyšší infiltrační kapacitu než zemědělské půdy. To by šlo dát do

souvislosti s vysokým výskytem hrubých pórů a preferenčních cest v lesních půdách, zmiňuje to ve své práci i Schmocker-Fackel a kol. (2007). Ty totiž podle Kutílka (1966) mají vliv na rychlost vsaku a množství srážek do půdy. Proto se v lese nacházejí i nejvyšší maximální hodnoty půdní vlhkosti za celé sledované období i za všechna stanoviště. Dále je na grafech vidět, že Les má průměrně mnohem nižší hodnoty půdní vlhkosti než ostatní stanoviště. Pravděpodobně je to způsobeno nižším úhrnem srážek (viz Tabulka 6), ke kterému dochází vlivem intercepce, zvýšenou transpirací vzhledem k lesnímu pokryvu, ale hlavně půdním prostředím, kdy se v Lese v půdním horizontu nevyskytuje jíl (oproti ostatním stanovištím), který zadrží v půdě větší množství vody.

Průměrné denní hodnoty vlhkosti půdy naměřené Virriby jsem porovnála s hodnotami OHV z kampaní. Z grafů nevyplýval blízký vztah. Může to být způsobeno destrukcí půdního profilu během instalace. Walker a kol. (2004) uvádí, že chyba v měření po instalaci může být patrná až 9 měsíců. Odporové metody mají obecně problém se setrvačností při změně hodnot, s projevy hystereze, nebo teplotní závislostí, kdy změna teploty o 1 °C způsobí změnu vlhkosti půdy o 3 % (Suchara, 2007). Výrobce Amet (2015a) uvádí, že Virriby mají měřit s odchylkou  $\pm 1\%$ , ale výsledky dalších výzkumů ukazují spíše na mnohem vyšší odchylku Walker a kol., (2001a), Walker a kol., (2001b). Chyba může být i na straně druhé, u OHV. Data nemusí být korektně změřena anebo srovnávání hmotnostních a objemových procent nemusí být nejlepší způsob analýzy.

Hodnoty Virribů jsou mnohem vyšší a rozkolísanost mezi jednotlivými horizonty je velice malá oproti OHV. Naopak variabilita všech dat je vyšší u Virribů. Nejlepší shoda je celkově u Meliorace, kdy zvyšování hodnot probíhá u Virribů a OHV téměř současně, jen hodnoty Virribů jsou zase vyšší. Jeden z nejhorších vztahů mezi Virriby a OHV se nachází na Palouku v 15 cm. Problémem se stává, že Virriby nedokáží vždy změřit maximální vlhkost půdy. Pokud se hodnota půdní vlhkosti vyskytuje okolo 50 % (záleží na konkrétním snímači) je možné, že Virrib už vyšší hodnotu nenaměří. Dobře je to patrné na spojnicových grafech, kde jsou zobrazeny průměrné denní hodnoty.

Z analýzy dat terénních kampaní byly vytvořeny grafy (viz Obrázek 45 - 47) na nichž je znázorněno PVK, MVKK a OOV. PVK by nikdy neměla být menší než MVKK. Protože Kutílek (1966) uvádí, že PVK je hodnota vlhkosti při úplném zaplnění půdních pórů a dutin vodou a Suchara (2007) o MVKK píše, že tato vlhkost je hodnota, která je zadržována v kapilárních pórech. Pouze u jednoho měření bylo PVK menší než MVKK. Domnívám se, že se jedná o chybu v měření. Z definic vyplývá, že rozdíl mezi PVK a MVKK ukazuje, že celkový obsah gravitačních pórů je mnohem menší než obsah kapilárních. Množství vody, které se ještě může dostat do pórů, ukazuje rozdíl mezi PVK a OOV. Ten se liší pro jednotlivá stanoviště. Největší nasycenost pórů byla zjištěna při měřeních druhé a třetí kampaně. Pravděpodobně to bylo způsobeno srážkami, které spadly před měřením. Šanda (2006) upozorňuje na důležitost počátečních vlhkovitých podmínek při měření infiltrace, ty totiž na ní mají vliv. Na druhé kampani byla OOV

naměřena i v nekapilárních pórech. Pravděpodobně voda ze srážky ještě nestačila odtéct z gravitačních pórů níž do půdního profilu. Kutílek (1966) uvádí, že po nějaké době po srážce gravitační voda odteče dolů. Těž je to ovlivněno srážkami, kdy všechna gravitační voda ještě nestačila odtéct pryč. Z výše uvedeného vyplývá, že pokud je retenční schopnost půd vysoká, nemusí to znamenat i vysokou infiltrační schopnost. Póry mohou být neustále zaplněny vodou a další vodu ze srážek již nemohou pojmout.



## 14 Závěr

Pohyb a množství vody v půdě je ovlivňováno mnoha faktory. Mezi nejvýznamnější patří samotná půda a její vlastnosti - zrnitost, struktura, výskyt horizontů se zcela odlišnými rysy (struktura, obsah jílu a další), pórovitost apod. Velký vliv, který se však s hloubkou snižuje, má přízemní vrstva atmosféry v podobě teploty a vlhkosti vzduchu a hlavně množství srážek. Vegetační kryt způsobuje odlišný pohyb půdní vody, a tím i změnu jejího množství. Např. lesní prostředí je velice odlišné oproti ostatním, potvrzují to i výsledky této práce, což je uvedeno dále. Reliéf, především expozice a sklon svahů, nebo nadmořská výška též ovlivňují půdní vlhkost. Jmenovaných faktorů je mnoho a rozhodně nejsou všechny. Z toho lze vyvodit, že změna vlhkosti půdy v čase a prostoru není jednoduše definovatelná. Z výsledků vyplývá, že nelze učinit závěry, které by byly obecně aplikovatelné, např. snižování množství a rozkolísanosti hodnot půdní vlhkosti s hloubkou, výskyt maximálních hodnot ve svrchním horizontu atd.

Z analýzy dat vyšlo, že stanoviště Les má nejsložitější průběh a hodnoty jsou nejhůře definovatelné za celé sledované období. Je to důsledkem specifického lesního prostředí, které se v mnohém liší od kulturní, nebo meliorované louky. V Lese se nacházejí průměrně nejnižší hodnoty vlhkosti půdy i minimální hodnoty, ale i maximální hodnoty pro všechna stanoviště. Palouk a Meliorace mají vzájemně obdobný průběh a chování s jistými výjimkami. Např. časový průběh vlhkosti půdy na Palouku v hloubkách 15 a 30 cm si je více podobný, než v 60 cm. U meliorace je shodnější průběh hodnot u hloubek 30 a 60 cm.

Bohužel při porovnávací analýze dat z kontinuálního měření Virribů s daty OHV naměřenými během kampaní nedošlo ke shodě. Je proto potřeba zjistit, jestli odlišné výsledky z měření jsou způsobeny samotnými přístroji, špatnou kalibrací a instalací, destrukcí půdního profilu při instalaci, nepřesnou hodnotou OHV, nebo zcela jinou chybou. Vliv na rozdílná data může mít i celkem krátká řada hodnot OHV. Bylo by vhodné uvedené potenciální příčiny co nejpřesněji zjistit, odstranit a poté z nového měření data znova zanalyzovat.

## 15 Použité zdroje

### 15.1 Použitá literatura:

- ANDĚRA, M., a ZAVŘEL, P. (2003): Šumava: příroda, historie, život. Baset, Praha. 799 s.
- BALATKA, B. a KALVODA, J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie Praha, Praha, 79 s
- BAŤKOVÁ, K., MATULA, S. a MIHÁLIKOVÁ, M. (2012): Odběr neporušeného půdního vzorku. In: Multimediální učebnice hydroopedologických terénních měření. [Online] Česká zemědělská univerzita v Praze, 2. 1 2012. (9.5. 2015). Dostupné z: <http://hydroopedologie.agrobiologie.cz>
- BÍNA, J. a DEMEK, J. (2012): Z nížin do hor: geomorfologické jednotky České republiky. Academia, Praha. 343 s.
- CÍSLEROVÁ, M. (2003): Preferenční proudění ve vadózní zóně a formování hydrogramu odtoku. In: Hydrologie půdy v malém povodí. Ústav pro hydrodynamiku AVČR. Praha. 103 – 110 s.
- DEBANO, L. F. (1971): The effect of hydrophobic substances on water movement in soil during infiltration. Soil Science Society of America Proceedings. 35, 1971. 2, 340–43 s.
- DLAPA, P., ĎURIŠ, M., LICHNER, L. a ŠÍR, M. (2003): Vodoodpudivost půdy a její hydrologické důsledky. In: Hydrologie půdy v malém povodí. Ústav pro hydrodynamiku AVČR. Praha. 9-16 s.
- DRBAL, J. (1986): Geologie a půdoznalství III: určeno pro stud. oboru zeměd. meliorace. B, Půdoznalství. Videopress MON, Praha. 175 s.
- ELIÁŠ, V., ŠÍR, M. a SYROVÁTKA, O. (2002): Stabilita a extremalizace hydrologického cyklu pramenných oblastí. In: Povodně: prognózy, vodní toky a krajina. Fakulta stavební ČVUT v Praze a Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost, Praha, 363-385 s.
- GRAVALOS, I., GIALAMAS, T., KATERIS, D., XYRADAKIS, P., TSIROPOULOS, Z., a RALLI, M. (2007): A control system to achieve optimum soil water conditions for plant growth. In: 3rd International Conference TAE2007, Czech University of Life sciences Prague. 12.-14. September 2007. Prague. 6 s.
- HINTNAUS, I. (2008): Změny ve vývoji krajiny v pramenné oblasti Blanice. Bakalářská práce. Karlova Univerzita v Praze. Přírodovědecká fakulta. Praha. 59 s
- HINTNAUS, I. (2011): Vliv sněhové pokrývky na odtok vody z povodí v zalesněném a nezalesněném prostředí. Diplomová práce. Karlova Univerzita v Praze. Přírodovědecká fakulta. České Budějovice. 143 s
- HŮLA, J., KOVAŘÍČEK, P. a KROULÍK M. (2010): Vsakování vody do půdy a povrchový odtok vody u širokořádkových plodin. Listy Cukrovarnické a Řepařské, 126 (1). Praha. 5 s.
- HYBLER, V. (1995): Kalibrace přístroje Virrib. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Brno. 4 s.
- JANSKÝ, B. (2004): Retence vody v povodí. Sborník příspěvků semináře grantu GAČR 205, Z052. 12 s.

- JENÍČEK, M. (2009): Runoff changes in areas differing in land-use in the Blanice river basin-application of the deterministic model. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 57(3). 154 – 161 s.
- KANTOR, P., KREČMER, V., ŠACH, F., ŠVIHLA, V., a ČERNOHOUS V. (2003): Lesy a povodně: souhrnná studie. Ministerstvo životního prostředí, Praha. 48 s.
- KEMEL, M. (1996): Klimatologie, Meteorologie, Hydrologie. ČVUT, Praha. 289 s.
- KLIMO, E. (1996): Lesnická pedologie. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, Brno. 256 s.
- KOFROŇOVÁ, J. (2014): Význam evapotranspirace v hydrologické bilanci malého povodí. Bakalářská práce. Karlova Univerzita v Praze. Přírodovědecká fakulta. Praha. 47 s.
- KOCUM, J. (2012): Tvorba odtoku a jeho dynamika v pramenné oblasti Otavy. Disertační práce. Karlova Univerzita v Praze. Přírodovědecká fakulta. Praha. 203 s.
- KODÁDKOVÁ, I. (2010): Hodnocení srážko-odtokového režimu v pramenné oblasti Blanice se zřetelem na významné epizody. Bakalářská práce. Karlova Univerzita v Praze. Přírodovědecká fakulta. Praha. 65 s.
- KLIMENT, Z., KRÁLOVEC, V., MALÝ, A., MATOUŠKOVÁ, M. a ČESÁK, J. (2011): Experimentální párová povodí Zbytiny. In: Šír, M., Tesař, M. (2011): Hydrologie malého povodí. Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Praha, s. 249-258.
- KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M., LEDVINKA, O., a KRÁLOVEC, V. (2011): Hodnocení trendů v hydro-klimatických řadách na příkladu vybraných horských povodí. In: Sborn. Mikroklima a mezoklima krajinných struktur a antropogenních prostředí. Skalní mlýn, 2(4.2), 2011. 11 s.
- KRÁLOVEC, V., KLIMENT, Z., HINTNAUS, I. a MATOUŠKOVÁ, M. (2015): Evaluation of runoff response on the base of comparative paired catchment research in mountain catchments with the different land use. Case study of the Blanice River, Czechia. In: *Geografie*, 2015.
- KRÁLOVEC, V., KLIMENT, Z. a VLČEK, L. (2012): Vliv rozdílného krajinného a půdního pokryvu na odtokovou odezvu v malých povodích. In: *Voda a krajina*, Sborník příspěvků konference Voda a krajina 19. 9. 2012, ČVUT. 151-158 s.
- KŘÍŽ, H. (1983): Hydrologie podzemních vod. Academia, Praha. 292 s.
- KUTÍLEK, M. (1978): Vodohospodářská pedologie. SNTL, Praha. 275 s.
- KUTÍLEK, M., CÍSLEROVÁ, M. a KURÁŽ, V. (1993): *Hydropedologie*. ČVUT, Praha. 150 s.
- KUTÍLEK, M. (1983): Půdní hospodářství: určeno pro stud. fak. stavební. ČVUT, Praha. 115 s.
- LANGHAMMER, J. (2009): Applicability of hydromorphological monitoring data to locate flood risk reduction measures: Blanice River basin, Czech Republic. *Environmental Monitoring and Assessment*, 152(1-4). 379-392 s.
- LANGHAMMER, J. a MATOUŠKOVÁ, M. (2006): Mapping and analysis of river network modification as a factor of flood risk in the Blanice river basin. *Geografie - Sborník ČGS* 111 (3). 274–291 s.

- LANGHAMMER, J. a SITAŘ, J. (2008): Modelling the impact of stream modifications on the course of extreme floods. Case study: Blanice river, flood in August 2002. *Geografie - Sborník ČGS* 113(3). 124-136 s.
- LÉTAL, A. (2010): Retention in the floodplain forest in Litovelské Pomoraví. *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis – Geographica*, Vol. 41, No. 2. 53–64 s.
- LICHNER, Ľ., ŠÍR, M. a TESAŘ, M. (2004): Testování retenční schopnosti půdy. *Aktuality Šumavského výzkumu II.*, 4. – 7. 10. 2004. Srní. 63–67 s.
- LIPIEC, J., KUŠ, J., SLOWIŃSKA-JURKIEWICZ, A. a NOSALEWICZ, A. (2005): Soil porosity and water infiltration as influenced by tillage methods. *Soil & Tillage Research* 89 (2006) 210–220. 11 s.
- LITSCHMANN, T. (1991): VIRRIB: A soil moisture sensor and its application in agriculture. *Communications in soil science and plant analysis.*, 22 (5 & 6) 1991. 409–418 s.
- LIU, H., LEI, T. W., ZHAO, J., YUAN, C. P., FAN, Y. T. a QU, L. Q. (2011): Effects of rainfall intensity and antecedent soil water content on soil infiltrability under rainfall conditions using the run off-on-out method. *Journal of Hydrology* 396 (2011). 24 – 32 s.
- NĚMEČEK, J., SMOLÍKOVÁ, L. a KUTÍLEK, M. (1990): *Pedologie a paleopedologie*. Academia, Praha. 546 s.
- MALÝ, A. (2009): Vliv rozdílného využití krajiny na srážko-odtokový proces v experimentálních povodích Zbytiny. Diplomová práce. Karlova Univerzita v Praze. Přírodovědecká fakulta. Praha. 151 s
- MAŠÍČEK, T., TOMAN, F., VIČANOVÁ, M. a HUBAČÍKOVÁ, V. (2014): Evaluation of the infiltration capacity of soil in a winter wheat stand during the growing season 2010. *Acta Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendelianae Brunensis*, 59(6), 225-234 s.
- MATULA, s., SEMOTÁN, J. a VESELÁ, J. (1989): *Hydropedologie - praktikum*. ČVUT, Praha. 144 s.
- MORET-FERNÁNDEZ, D. a GONZÁLEZ-CEBOLLADA, C. (2009): New method for monitoring soil water infiltration rates applied to a disc infiltrometer. *Journal of Hydrology* october 2009. 8 s.
- MOŽNÝ, M. (1999): Zkušenosti s měřením vlhkosti půdy snímači VIRRIB. In: *Meteorologické zprávy*, 52, 1999, č. 5, ČHMÚ. 140–143 s.
- ORFÁNUS, T. a BEDRNA, Z.. (2012): Nová klasifikácia pôdnej textúry a jej význam pre hydroopedológiu. Časť II. *Hydropedologické aplikácie*. *Acta Hydrologica Slovaca*, ročník 13, č. 1, 2012. 9–18 s.
- NAGY, V., HOUŠKOVÁ, B. a LICHNER, Ľ. (2003): Priestorová a časová variabilita hydraulických vlastností pôdy. In: *Hydrologie půdy v malém povodí*. Ústav pro hydrodynamiku AVČR. Praha. 21–28 s.
- NETOPIL, R. (1970): *Základy hydrologie povrchových a podpovrchových vod*. Státní pedagogické nakladatelství, Praha. 212 s.
- NYPL, V. a KURÁŽ, V. (1992): *Hydrologie a pedologie*. Ediční středisko VŠCHT, Praha. 150, 143 s.

- PAŘÍLKOVÁ, J., FEJFAROVÁ, M., ZACHOVAL, Z. a PAVLÍK I. (2011): Monitorování změn vlhkosti půdy metodou EIS. ACTA HYDROLOGICA SLOVACA, ročník 12, č. 2, 2011. 229-424 s.
- PAVELKOVÁ CHMELOVÁ, R. a FRAJER, J. (2013): Základy fyzické geografie 1 – Hydrologie. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc. 141 s.
- PIVOŇKA, J. (2013): Metody měření rychlosti infiltrace vody do půdy. Bakalářská práce. Jihočeská Univerzita v Českých Budějovicích. Zemědělská fakulta. České Budějovice, 63 s.
- ROUSSEVA, S., TORRI, D. a PAGLIAI, M. (2002): Effect of rain on the macroporosity at the soil surface. European journal of soil science, 53(1), 83–93 s.
- KOVAŘÍČEK, P., ŠINDELÁŘ, R., HŮLA, J., HONZÍK, I. (2008): Measurement of ater infiltration in soil using the rain simulation method. Research in Agricultural Engineering, 54(3), 123–129 s.
- SCHMOCKER-FACKEL, P., NAEF, F., a SCHERRER, s. (2007): Identifying runoff processes on the plot and catchment scale. Hydrology and Earth System Sciences, 11, 891-906 s.
- SUCHARA, I. (2007): Praktikum vybraných ekologických metod. Karolinum, Praha. 134 s.
- ŠANDA, M., HRNČÍŘ, M., NOVÁK, L. a CÍSLEROVÁ, M. (2006): Vliv půdního profilu na srážkoodtokový proces. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 54(2), 183–191 s.
- ŠÍR, M., LICHNER, L. a SYROVÁTKA, O. (2004): Vegetační porost krajiny a vodní hospodářství. In: Vodní hospodářství, 8. 234 – 237 s.
- TACHECÍ, P. a ŠANDA, M. (2003): Dynamika půdní vody na svazích povodí Uhlířská. In: Hydrologie půdy v malém povodí. Ústav pro hydrodynamiku AVČR. Praha. 111–118 s.
- TESAŘ, M., ŠÍR, M., SYROVÁTKA, O. a BAYER, T. (2001): Dešťový odtok z malého horského povodí. In: Sborník konference „IX Posterový deň s medzinárodnou účasťou: Transport vody, chemikálií a energie v systéme pôda-rastlina-atmosféra“, vol. 29, No. 11. Bratislava. 11 s.
- TOLASZ, R. a kol. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMU Praha a UP Olomouc, Praha. 256 s.
- TOMÁŠEK, M. (2000): Půdy České republiky. Český geologický ústav, Praha. 67 s.
- VIČANOVÁ, M., TOMAN, F., STEJSKAL, B., MAŠÍČEK, T., KNOTEK J. a KOTOVICOVÁ, J. (2010): Rychlost vsaku vody do půdy na vybrané lokalitě v Žabčích v průběhu vegetační sezony 2008. Acta universitatis agriculturae et silviculturae Mendelianae Brunensis, ročník LVIII, číslo 5, 2010. Brno. 399-406 s.
- QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Geografický ústav ČSAV, Brno. 73 s.
- WALKER, J. P., WILLGOOSE, G. R., a KALMA, J. D. (2001a): The Nerrigundah data set: Soil moisture patterns, soil characteristics, and hydrological flux measurements. Water Resources Research, 37(11), 2653-2658 s.
- WALKER, J. P., WILLGOOSE, G. R., a KALMA, J. D. (2001b): One-dimensional soil moisture profile retrieval by assimilation of near-surface measurements: A simplified soil moisture model and field application. Journal of Hydrometeorology, 2(4), 356-373 s.
- WALKER, J. P., WILLGOOSE, G. R., a KALMA, J. D. (2004): In situ measurement of soil moisture: a comparison of techniques. Journal of Hydrology volume 293, June 2004. Elsevier. 85–99 s.

WITTER, J. V., JUNGERIUS, P. D., a TEN HARKEL, M. J. (1991): Modeling water erosion and the impact of water repellency. *Catena*, 18, 1991. 115–124 s.

## 15.2 Mapové a webové zdroje:

LÍŠKA, E., a FÁBRI, A. (2015): Přístroj Virrib/p Amet na kontinuálně měření vlhkosti půdy (W obj. %). Sdružení Litschmann & Suchý Velké Bílovice. [online]. (cit. 3.5. 2015). Dostupné z: <http://www.amet.cz/NitraVIRRIB.pdf>

AMET (2015a): Sdružení Litschmann & Suchý. Registrátor půdní vlhkosti VIRRIBLOGGER USB. [online]. (cit. 3.5. 2015). Dostupné z: <http://www.amet.cz/VirribloggerUSB.pdf>

AMET (2015b): Sdružení Litschmann & Suchý. Virrib - snímač půdní vlhkosti. [online]. (cit. 3.5. 2015). Dostupné z: <http://www.amet.cz/VIRNAV03.pdf>

BAŤKOVÁ, K., MATULA, S. a MIHÁLIKOVÁ, M. (2013): Multimediální učebnice hydrologických terénních měření. 2. doplněné vydání [on-line]. (cit. 9.6. 2015). Česká zemědělská univerzita v Praze. Praha. Neustráňováno. Dostupné z: <http://hydrologie.agrobiologie.cz>.

ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA (2015): Mapové aplikace. [online]. (cit. 11.6. 2015). Dostupné z: <http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/mapove-aplikace>

ČÚZK (2014): Prohlížeč služba WMS – ZM 25, 1:25 000. [online]. (cit. 16.6. 2015). Dostupné z: [http://geoportal.cuzk.cz/WMS\\_ZM25\\_PUB/WMSservice.aspx](http://geoportal.cuzk.cz/WMS_ZM25_PUB/WMSservice.aspx)

DVEP Zbytiny (2015): Databáze výzkumu experimentální povodí Zbytiny.

FIEDLER (2015): Web prohlížeč měřených dat. [online]. (cit. v období od listopadu 2014 až do května 2015). Dostupné z: <https://stanice.fiedler-magr.cz/index2.php>

NĚMEČEK, K. (2004): Taxonomický klasifikační systém půd ČR. [online]. (cit. 11.6. 2015). Dostupné z: <http://klasifikace.pedologie.cz/index.php?action=showHomePage>

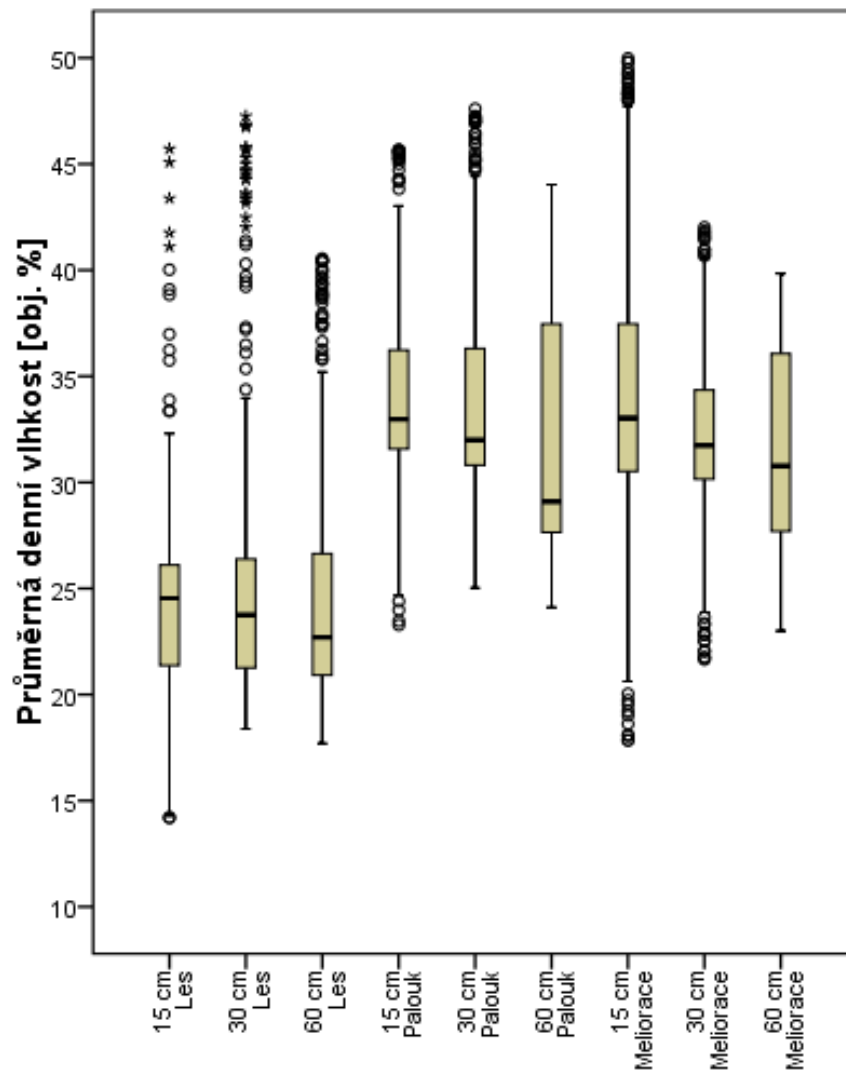
ŠIMEČKOVÁ, J. (2015): Půdní typy. [online]. (cit. 3.5. 2015). Dostupné z: [http://web2.mendelu.cz/af\\_291\\_projekty2/vseo/stranka.php?kod=4272](http://web2.mendelu.cz/af_291_projekty2/vseo/stranka.php?kod=4272)

VAVŘÍČEK, D. a PANCOVÁ ŠIMKOVÁ, P. (2015): Atlas lesních půd. [online]. (cit. 3.5. 2015). Dostupné z: [http://ldf.mendelu.cz/ugp/wp-content/ugp-files/atlas\\_pud/](http://ldf.mendelu.cz/ugp/wp-content/ugp-files/atlas_pud/)

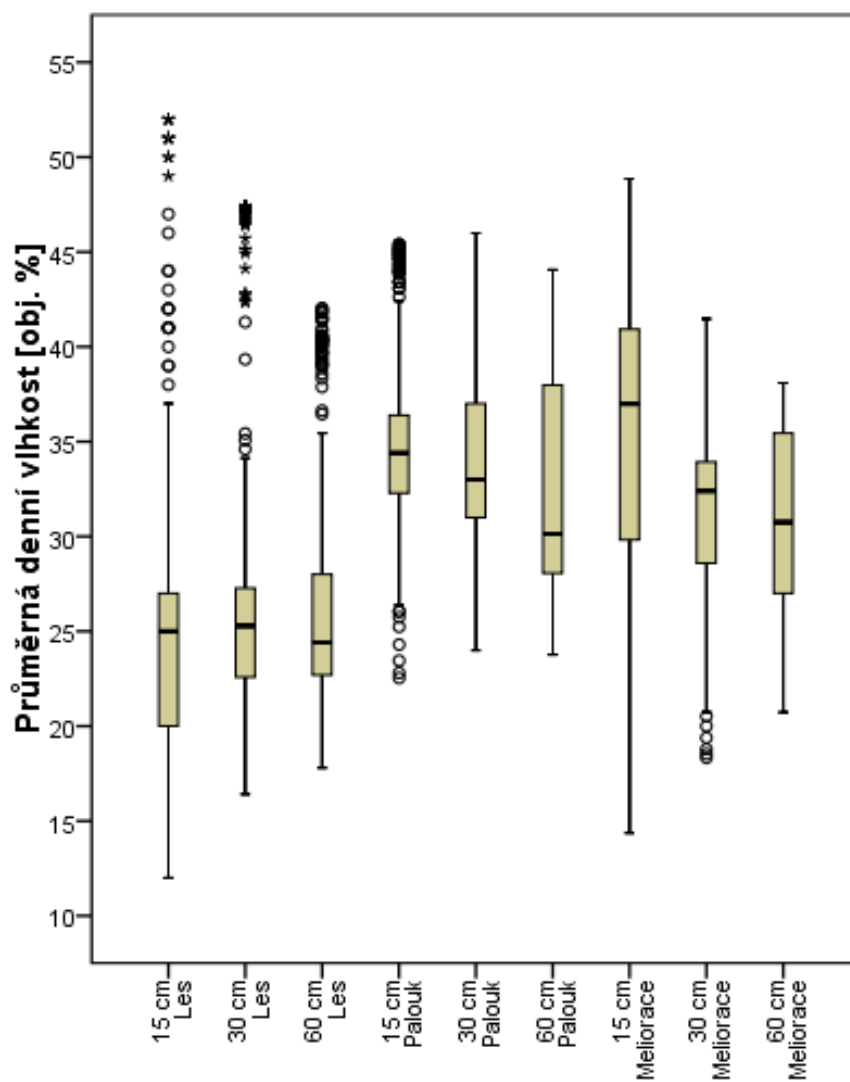
VYSOKÁ ŠKOLA BÁŇSKÁ, INSTITUT GEOLOGICKÉHO INŽENÝRSTVÍ (2015): Metody inženýrskogeologického průzkumu svahových deformací. [online]. (cit. 31.5. 2015). Dostupné z: [http://geologie.vsb.cz/svadef/Text/5\\_pruzkum.htm](http://geologie.vsb.cz/svadef/Text/5_pruzkum.htm)

ZABAGED (2015): ZABAGED – Výškopis.

## 16 Přílohy

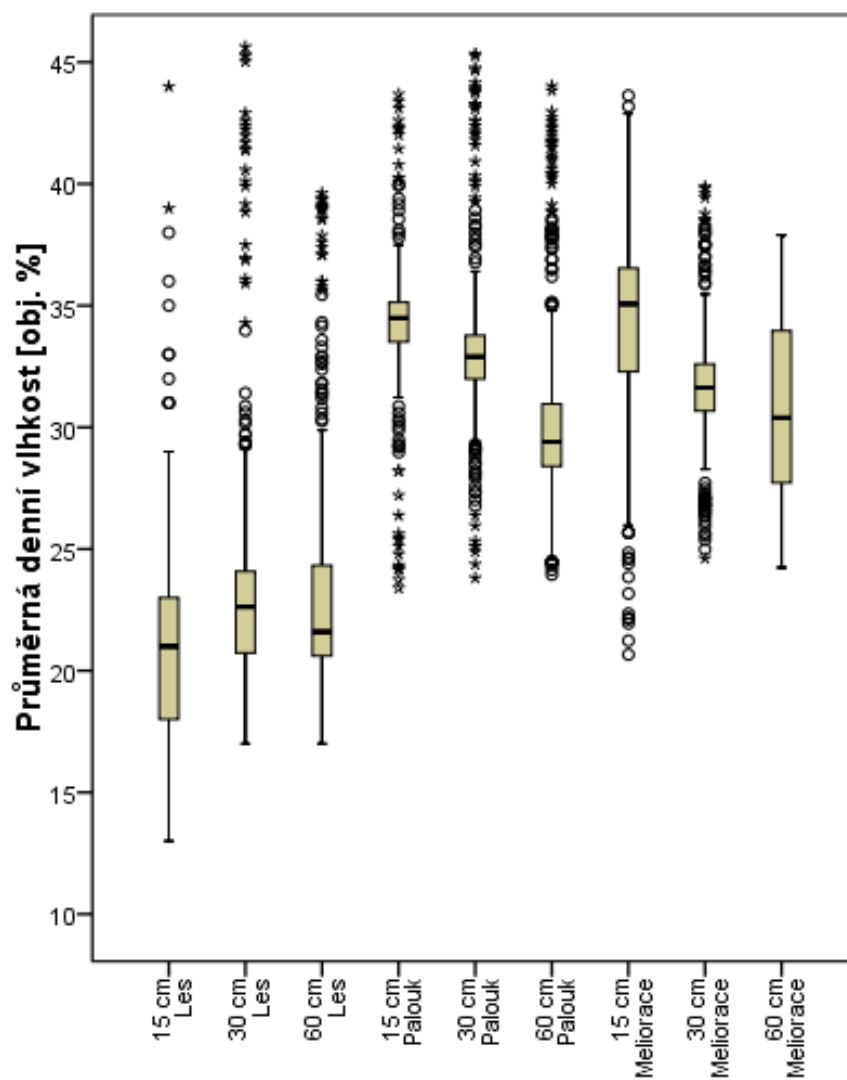


Obrázek 50: Graf průměrné půdní vlhkosti na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2012 v hloubce 15, 30 a 60 cm.

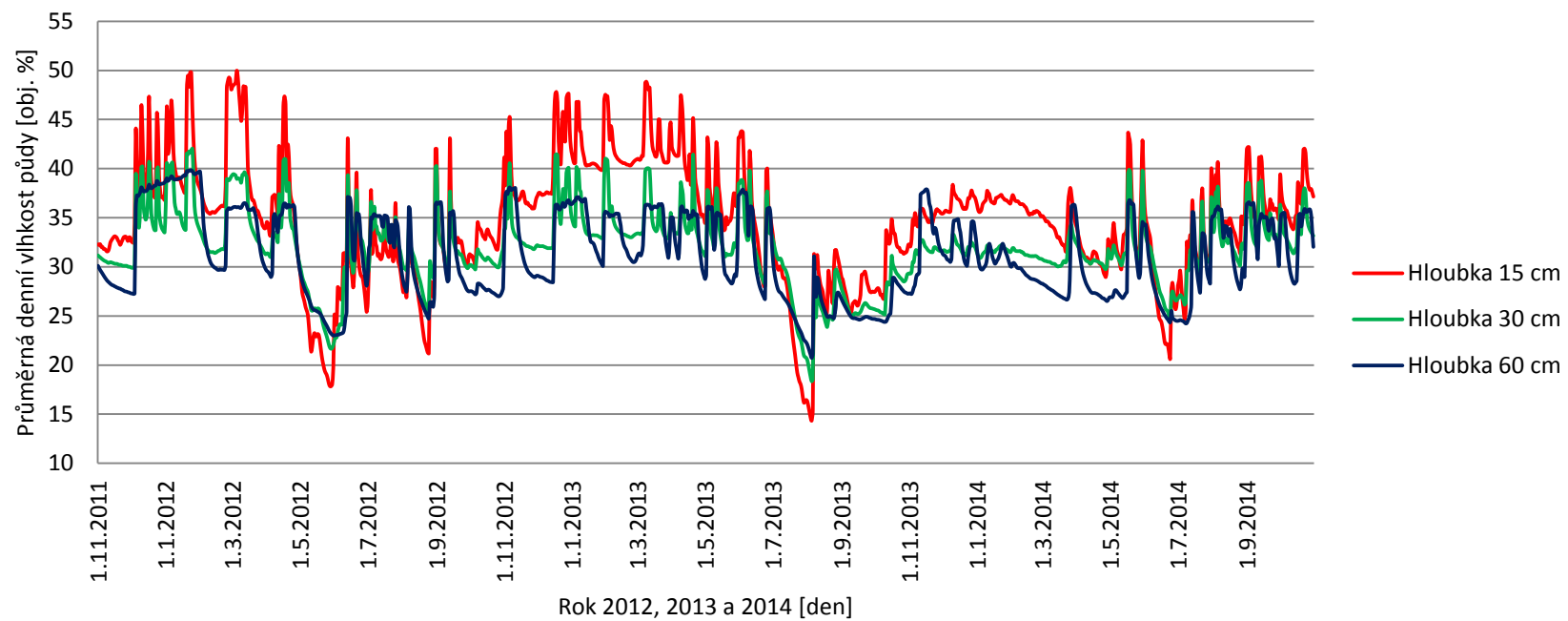


Obrázek 51: Graf průměrné půdní vlhkosti na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2013 v hloubce 15, 30 a 60 cm

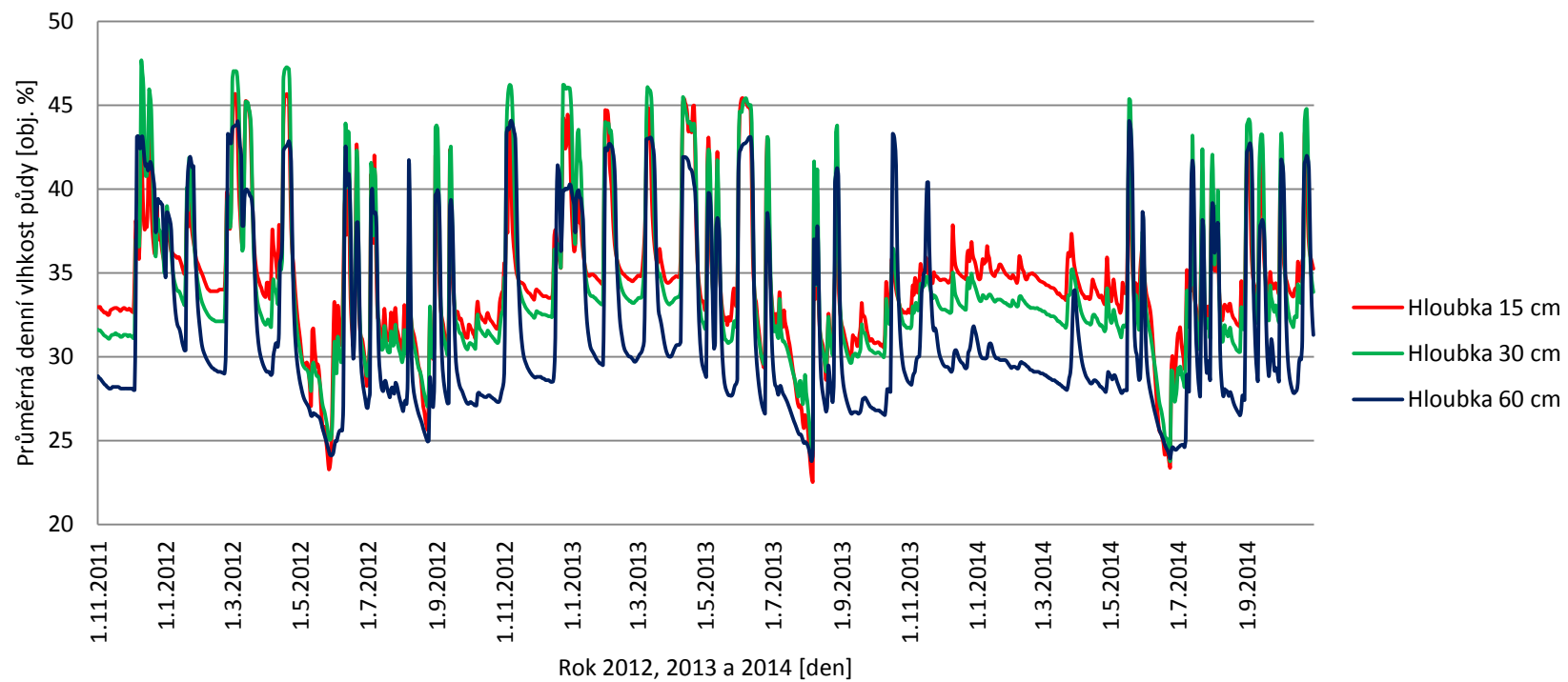




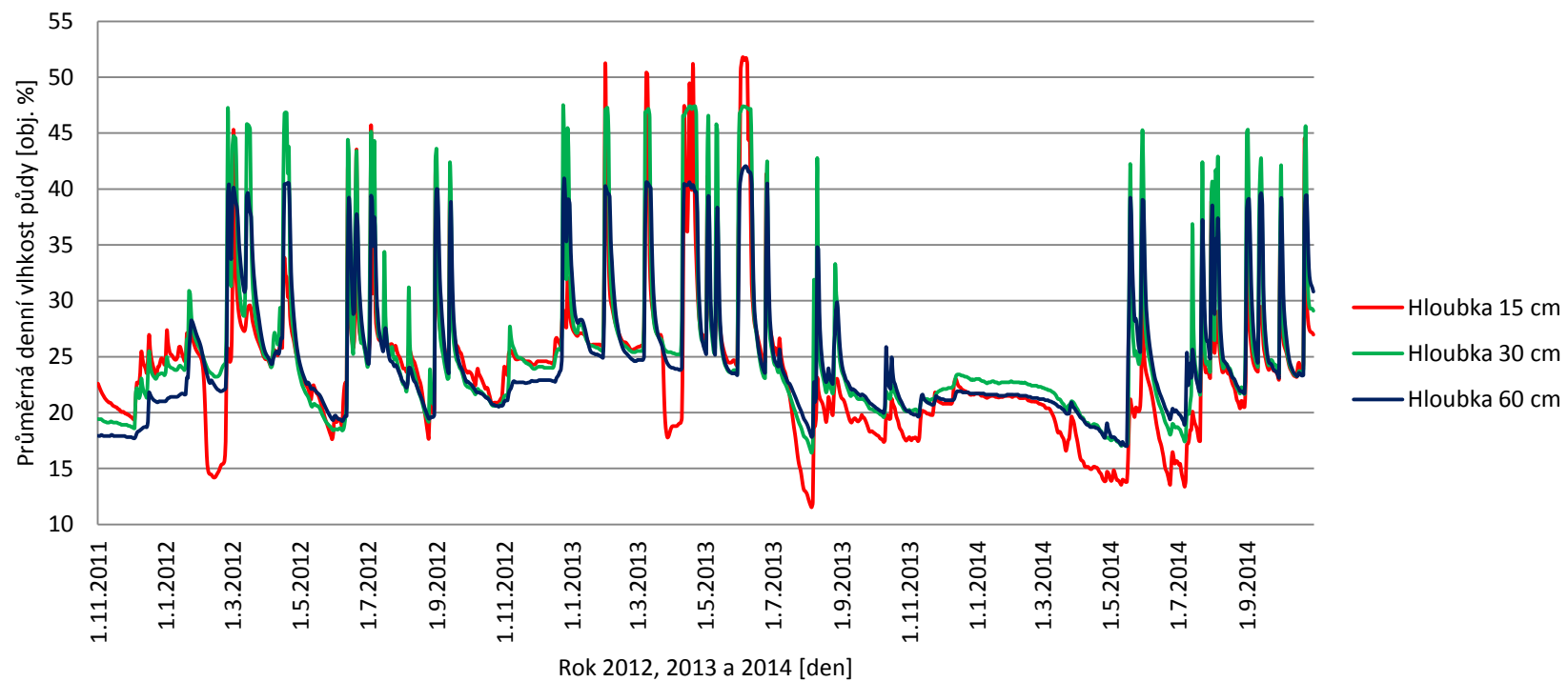
Obrázek 52: Graf průměrné půdní vlhkosti na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2014 v hloubce 15, 30 a 60 cm



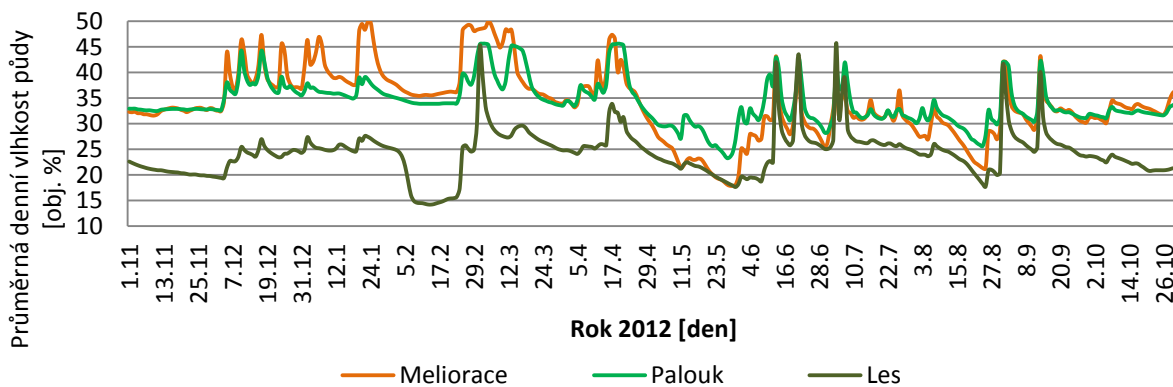
Obrázek 53: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Meliorace za celé sledované období



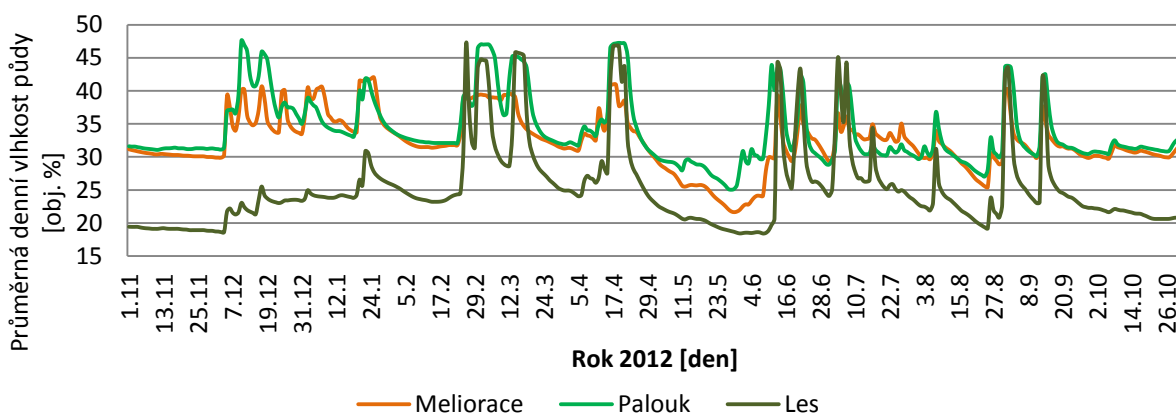
Obrázek 54: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Palouk za celé sledované období



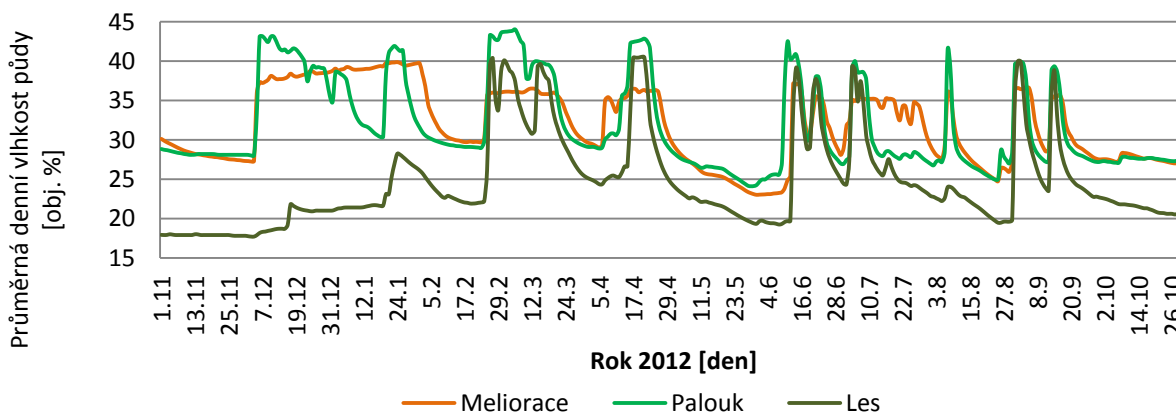
Obrázek 55: Graf denní průměrné vlhkosti půdy na stanovišti Les za celé sledované období



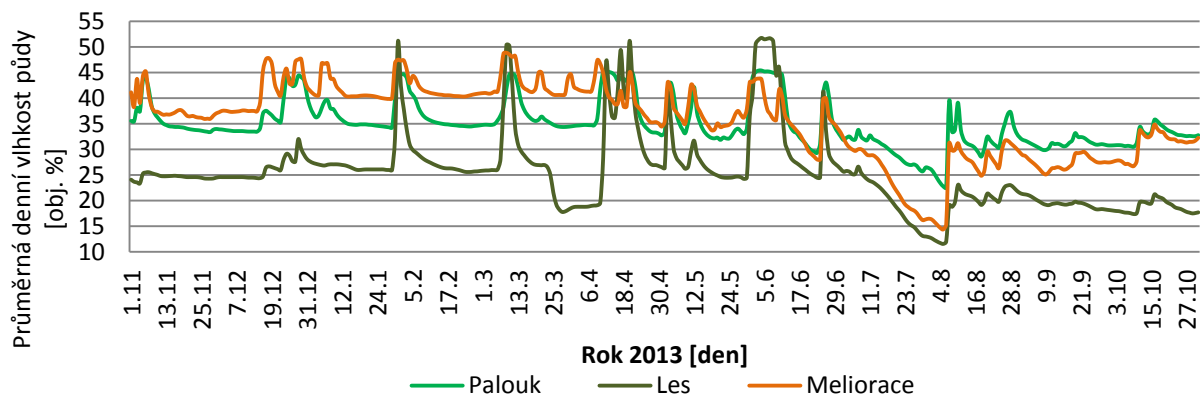
Obrázek 56: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 15 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2012



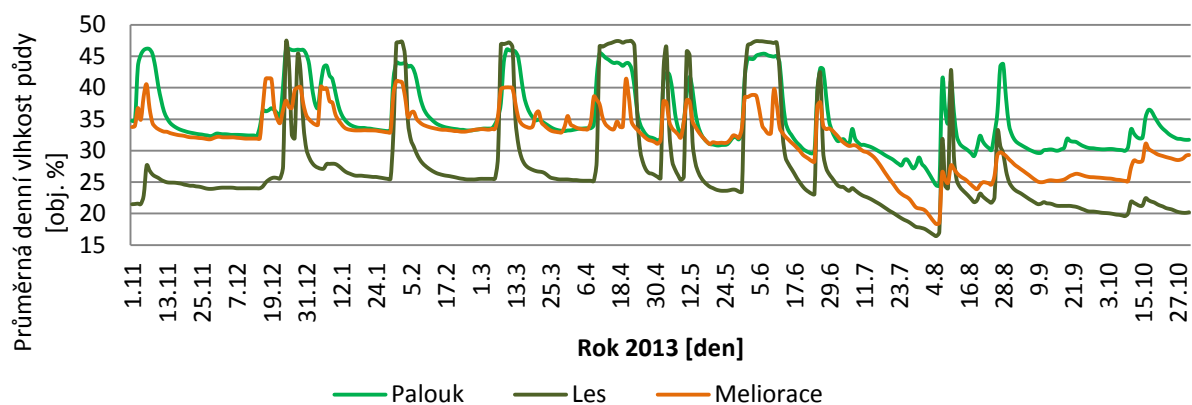
Obrázek 57: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 30 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2012



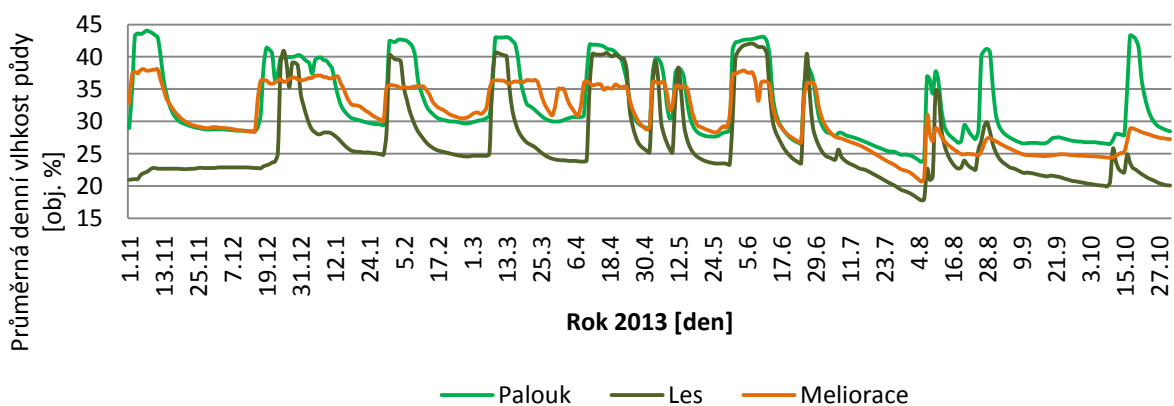
Obrázek 58: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 60 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2012



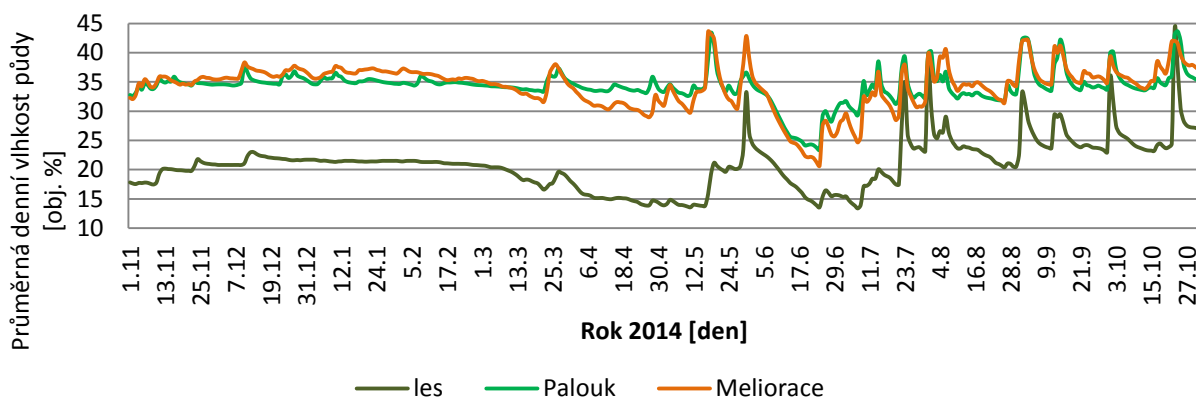
Obrázek 59: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 15 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2013



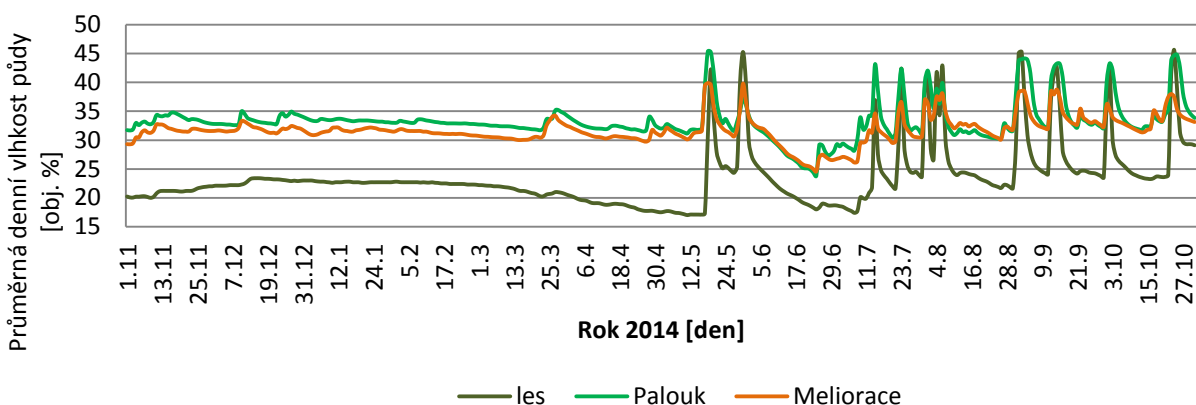
Obrázek 60: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 30 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2013



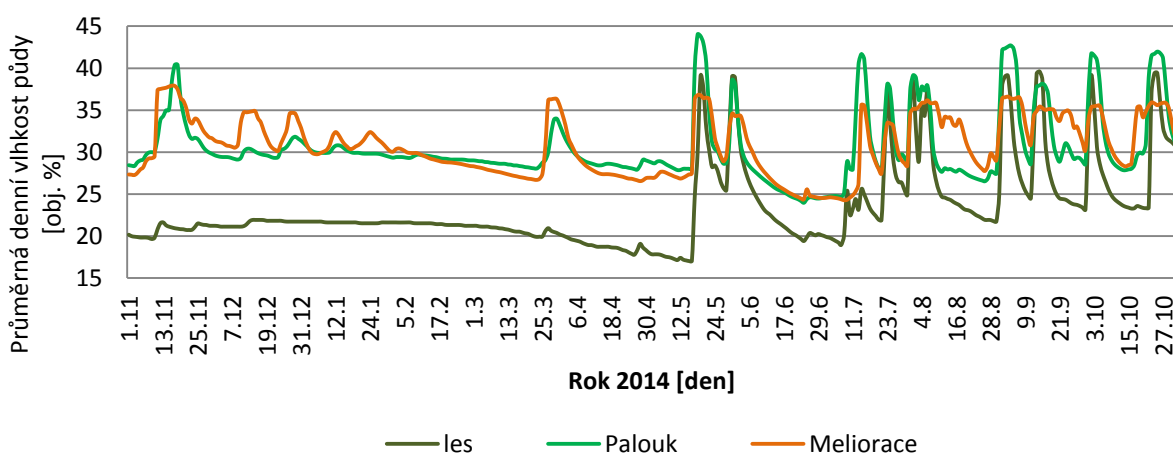
Obrázek 61: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 60 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2013



Obrázek 62: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 15 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2014



Obrázek 63: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 30 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2014



Obrázek 64: Graf denní průměrné vlhkosti půdy v 60 cm na stanovišti Les, Palouk a Meliorace pro hydrologický rok 2014