

UNIVERZITA KARLOVA

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Hydrologie a hydrogeologie

Studijní obor: Povrchová a podzemní voda



Karel Pátek

**Metody stanovení evapotranspirace v mokřadech a spotřeba podzemní
vody evapotranspirací mokřadů v povodí Liběchovky a Pšovky**

Approaches to estimate wetland evapotranspiration and the evapotranspiration loss of
groundwater from wetlands in the Liběchovka and Pšovka catchments

Bakalářská práce

Vedoucí práce: doc. RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Praha, 2022

Zadání bakalářské práce

Metody stanovení evapotranspirace v mokřadech a spotřeba podzemní vody evapotranspirací mokřadů v povodí Liběchovky a Pšovky

Approaches to estimate wetland evapotranspiration and the evapotranspiration loss of groundwater from wetlands in the Liběchovka and Pšovka catchments

Cíle práce

Teoretická část práce se bude věnovat metodám pro určování evapotranspirace zaměřené též na prostředí mokřadů. Praktickou částí bude zkoumání evapotranspirace mokřadů horní Pšovky a Liběchovky na základě sledování průtoku malých vodních toků a kolísání hladiny podzemní vody.

Použité pracovní metody, zájmové území a vybrané datové zdroje

Instalace dvou přelivů a dvou piezometrů, ruční měření průtoku na přelivech. Zájmovou oblastí byly dvě vybrané lokality v mokřadech horní Pšovky a Liběchovky. Data o srážkách, slunečním svitu a průměrné denní teplotě byla převzata z ČHMÚ.

Klíčová slova: mokřad, evapotranspirace, Pšovka, Liběchovka, podzemní voda, hladina, průtok

Datum zadání: 11.10.2021

Jméno studenta: Karel Pátek

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: doc. RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne

.....

Karel Pátek

Poděkování

Děkuji svému školiteli doc. RNDr. Jiřímu Bruthansovi, Ph.D. za ochotu, vstřícný přístup a pomoc při vytváření mé bakalářské práce. Vážím si, že mě přivedl ke zkoumání tak důležitého tématu, jakým se evapotranspirace stává vzhledem k celosvětově rostoucí teplotě. Děkuji také své rodině za výraznou podporu během celé doby mého studia.

Abstrakt

Práce se věnuje studiu evapotranspirace v mokřadech. Teoretickou částí je přehled metod, které se používají pro určování evapotranspirace s důrazem na ty, které lze využít v mokřadech. Experimentální částí je stanovení velikosti evapotranspirace v mokřadech horní Pšovky a Liběchovky. Bylo pozorováno pravidelné denní kolísání průtoku a hladiny podzemní vody v důsledku evapotranspirace. Vliv evapotranspirace závisel na průměrné denní teplotě a denním úhrnu slunečního svitu. Z velikosti kolísání průtoku bylo zjištěno, že ve studovaném mokřadu může maximální denní evapotranspirace v teplých slunečných dnech snižovat průtok o 32%. Maximální objem odpařené vody odvozený z kolísání průtoku dosahoval 86% potenciální evapotranspirace vypočtené pro studovaný mokřad pomocí Oudinovy metody. S pomocí Potenciální evapotranspirace v mokřadech v povodí Liběchovky může v letních měsících snižovat průtok Liběchovky podobně citelně jako odběry podzemní vody.

Klíčová slova: mokřad, evapotranspirace, Pšovka, Liběchovka, podzemní voda, hladina, průtok

Abstract

This work is dedicated to the study of evapotranspiration in wetlands. The theoretical part is an overview of methods that are used for estimation of evapotranspiration, especially in the wetland environment. The practical part is focused on measurement of evapotranspiration in the wetlands located in the upper part of the Pšovka and Liběchovka river watersheds. Periodical fluctuations of water table and water flow in the stream were observed there due to evapotranspiration. The role of evapotranspiration was dependent on the mean daily temperature and sunshine duration. For the warm sunny days the fluctuations indicated that in the studied wetland the maximal daily evapotranspiration can cause 32 % decrease of water flow in the stream. The evapotranspiration derived from stream flow oscillation reached 86 % of potential evapotranspiration based on Oudin method. Potential evapotranspiration in the Liběchovka wetlands in summer is capable to decrease the discharge of Liběchovka in similar way as groundwater abstraction.

Keywords: wetland, evapotranspiration, Pšovka, Liběchovka, groundwater, discharge

Obsah

1. Úvod.....	1
2. Teoretická část	2
2.1. Evapotranspirace	2
2.2. Metody stanovení evapotranspirace v mokřadech.....	3
2.2.1. Měření ET pomocí lyzimetrů	4
2.2.2. Mikrometeorologické metody měření evapotranspirace v mokřadech	7
2.2.2.1. Metoda Bowenova poměru	8
2.2.2.2. Metoda vířivé kovariance.....	9
2.2.2.3. Metoda obnovy povrchové vrstvy.....	10
2.2.2.4. LIDAR	13
2.2.3. Modely pro stanovení evapotranspirace v mokřadech.....	15
2.2.3.1. Empirické rovnice	15
2.2.3.2. Kombinované rovnice	17
2.2.3.3. Metoda váženého vegetačního krytu.....	19
2.2.3.4. Metoda koeficientu vegetačního pokryvu.....	20
2.2.4. Scintilometrická měření	21
2.2.5. Metody měření mizního toku	23
2.2.6. Metody měření ET pomocí vodní bilance půdy	24
2.2.7. ET pomocí vodní bilance sledované na rozsáhlejších územích	26
2.2.8. Sledování ET pomocí denního kolísání hladiny podzemní vody.....	27
2.3. Shrnutí metod	31
3. Praktická část	32
3.1. Lokalita.....	32
3.2. Měřené a sledované veličiny	33
3.2.1. Přehled sledovaných veličin.....	33
3.2.2. Instalace přelivů	34
3.2.3. Automatické měření výšky hladiny nad přelivem.....	35
3.2.4. Ruční měření výšky hladiny nad přelivem.....	36
3.2.5. Ruční měření průtoku.....	36
3.2.6. Automatické měření výšky hladiny podzemní vody	37
3.2.7. Ruční měření výšky hladiny podzemní vody	39
3.2.8. Měření elektrické vodivosti a teploty	39
3.2.9. Měření plochy mokřadů	39

3.3.	Výsledky	40
3.3.1.	Získaná data.....	40
3.3.1.1.	Měření výšky hladiny Pšovky	40
3.3.1.2.	Měření výšky hladiny u přelivu na přítoku Liběchovky.....	43
3.3.1.3.	Sledování výšky hladiny podzemní vody piezometry	45
3.3.2.	Zpracování a diskuse	48
3.3.2.1.	Měření výšky hladiny	48
3.3.2.2.	Přepočítání výšky hladiny na průtok.....	48
3.3.2.3.	Denní kolísání hladiny	51
3.3.2.4.	Odhad evapotranspirace z denního kolísání průtoků	59
3.3.2.5.	Porovnání naměřené evapotranspirace s výsledky Oudinovy metody	62
3.3.2.6.	Potenciální evapotranspirace v celém povodí.....	63
4.	Závěr	66
5.	Zdroje.....	68
5.1.	Použitá literatura a internetové zdroje	68
5.2.	Datové zdroje.....	75
6.	Seznam obrázků a tabulek.....	76
6.1.	Obrázky	76
6.1.1.	Teoretická část.....	76
6.1.2.	Praktická část.....	76
6.2.	Tabulky	78
7.	Seznam zkratk	79
8.	Přílohy.....	79
8.1.	Příloha 1.....	79

1. Úvod

Tato práce se věnuje studiu evapotranspirace v mokřadech. Vypařování a spotřeba vody vegetací jsou důležitou součástí koloběhu vody v přírodě a mokřady patří mezi prostředí, kde je vliv evapotranspirace obzvláště významný. Porozumění vodní bilanci krajiny je nutné při hledání soužití společnosti s přírodou. Je potřeba například vědět, jakou část vodních zdrojů může člověk dlouhodobě využívat. Představa o dostupném množství vody v krajině také umožňuje dobré krajinné plánování. Například provedení revitalizace musí počítat s tím, že systém s větší biodiverzitou a množstvím biomasy může spotřebovávat více vody. Jinak by se mohlo stát, že okolní oblasti budou kvůli tomuto zásahu v některých obdobích trpět suchem.

Stanovení vypařovaného množství je však velmi často obtížné. Obecně je maximální možný výpar limitován dostupnou energií, ale na různých místech se může výrazně lišit například dostupnost vody, stav a druh vegetace, teplota, vlhkost, expozice svahu nebo půdní a geologické podmínky. Navíc dochází k výměně energie a látek mezi zkoumanou oblastí a okolím v podobě dešťových srážek, pohybu podzemní vody, vanoucího větru nebo přitékajících, či odtékajících povrchových toků. Proto existuje obrovské množství přístupů, jak se snažit určit velikost evapotranspirace.

V České republice není v současnosti evapotranspirace příliš často zkoumána. Celosvětově se však pravděpodobně bude stávat stále významnějším procesem. Zvyšující se teplota vlivem klimatické změny přináší vyšší evapotranspiraci může začít způsobovat nedostatek vody i v oblastech, kde tomu tak zatím nebylo. Může být potřeba přehodnocovat množství čerpané vody, či měnit krajinné složení.

Cílem této práce je řešerše věnující se metodám používaným pro stanovení evapotranspirace, zejména v mokřadech. Druhým úkolem je pokusit se stanovit evapotranspiraci v mokřadech na dvou vybraných lokalitách (malá povodí na horních tocích Pšovky a Liběchovky, kde se mokřady hojně vyskytují).

2. Teoretická část

2.1. Evapotranspirace

Evapotranspirace (ET, skutečná evapotranspirace) je pojem spojující dva procesy, které je těžké v přírodě stanovit odděleně (Allen et al., 1998). První z nich je transpirace, která označuje vodu využitou vegetací, tedy tu spotřebovanou část, která vstoupila do kořenů a následně byla využita na stavbu pletiv nebo v podobě páry uvolněna do atmosféry. Druhou složkou je voda vypařená z povrchu půdy nebo vodní hladiny a nazývá se evaporace. Do této složky se řadí i voda vypařená přímo z povrchu listů aniž by prošla rostlinou (Irmak, 2008).

Potenciální evapotranspirace (PET) označuje množství vody vypařené evapotranspirací, kdyby byl neomezený přísun vody. Protože hodnota PET není definována zcela jednoznačně, byl zaveden pojem referenční evapotranspirace (ET_{ref}), který označuje hodnotu evapotranspirace za daných podmínek pro vybranou referenční rostlinu. Jako referenční rostlina je používána tráva nebo tolice vojtěžka (anglické označení: alfaalfa) (Irmak, 2008).

Zavedení referenční evapotranspirace umožňuje porovnávat evapotranspiraci sledované rostliny (ET) oproti evapotranspiraci rostliny referenční (ET_{ref}). Tento vztah vyjadřují plodinové koeficienty K_c zavedené jako

$$K_c = \frac{ET}{ET_{ref}} \quad (2.1)$$

Referenční evapotranspirace je pro danou plodinu závislá na klimatických podmínkách. Plodinový koeficient naopak závisí především na typu plodiny a klimatické podmínky ho ovlivňují jen omezeně. Výhodou tohoto přístupu je, že díky malé závislosti plodinového koeficientu na klimatu lze standardní hodnoty plodinového koeficientu přenášet mezi různými lokalitami nebo klimatickými oblastmi (Allen et al., 1998).

V literatuře se stále objevují nové modely evapotranspirace (ET), plodinové koeficienty a způsoby měření ET (Hanson a May, 2006; Rawat et al., 2019; Parasuraman et al., 2007; Carlson a Petropoulos, 2019; Marcial-Pablo et al. 2021). Mezi hlavní používané metody patří například lyzimetry, metoda vířivé kovariance, metoda Bowenova poměru, metoda vodní bilance,

proudění mízy, scintilometrická měření nebo přímé modelování. Je možné využít také satelitní data. S jejich pomocí lze sledovat energetickou bilanci nebo na základě měření v krátkovlnné oblasti spektra určit plodinové koeficienty (Allen et al., 2011).

2.2. Metody stanovení evapotranspirace v mokřadech

Měření Evapotranspirace v mokřadech je obtížné. Generalizace pro jednotlivá rostlinná společenstva nebo klimatické režimy je problematická, protože evapotranspirace bývá velmi proměnlivá v prostoru. Důvody jsou dva. Různé techniky měření mají různou přesnost a mokřady mívají nerovnoměrné rozložení holé půdy, vody, vegetace, topografie. Výsledky bývají zatížené chybou, metodu nelze použít pro všechna období roku (Drexler et al., 2004). Nelze vybrat jednu metodu, která by zaručovala vždy nejlepší určení ET. Většina metod využívá měření radiální bilance (net radiation) a hustoty tepelného toku v půdě. Zpřesnění měření těchto veličin je v mokřadech často klíčové pro lepší odhadu ET. U těchto veličin by také měla být prováděna měření pro různé typy povrchů, jako je holá půda, vegetace nebo volná hladina (Drexler et al., 2004). Obzvláště v systémech, které nemají prostorově rovnoměrné vlastnosti, by se měla provádět měření na více místech. Například příbřežní a další nezemědělské systémy (Allen et al., 2011)

Protože není k dispozici univerzálně použitelná metoda, je vhodné provést měření více metodami a výsledky porovnat (Drexler et al., 2004). Následující kapitole se věnují přehledu používaných metod stanovení evapotranspirace v mokřadech.

Jako překlad anglických pojmů „riparian zone“, „riparian vegetation“ objevujících se v anglické literatuře jsou souhrnně používány termíny „příbřežní zóna“, „příbřežní vegetace“ (Smetana, 2011). Podrobněji se definicím tohoto pojmu označujícího okolí vodního toku věnuje například Dufour a Rodríguez-González (2019).

2.2.1. Měření ET pomocí lyzimetrů

Lyzimetr je zařízení sloužící k měření bilance vody v půdě, či ke sledování množství nebo kvality vody pohybující se ve vertikálním směru skrz půdní profil. Většinou je zkoumaný vzorek nádobou oddělen od okolí (Howell, 2005a).

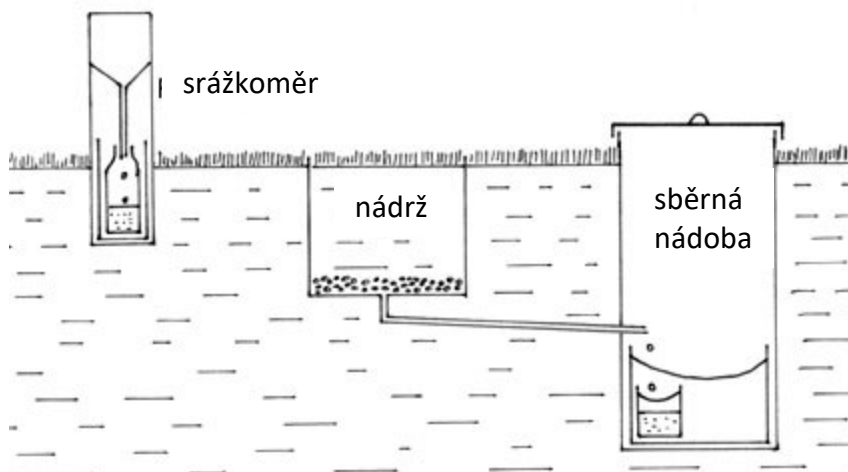
Existuje několik skupin lyzimetrů (Allen et al., 2011). Vážicí lyzometry měří, jak se s časem mění hmotnost nádoby, ve které je vzorek umístěn. Mohou tak sledovat infiltraci vody během deště i výpar mezi dešťovými srážkami (Howell, 2005a). Pro krátkodobá měření se jedná o nepřesnější druh lyzimetrů. V současnosti se většinou používají elektronické snímače hmotnosti. Existují také lyzometry vážené hydraulickým systémem. Vzhledem k teplotním a tlakovým vlivům je však jejich použití přesné až pro úseky delší, než 24 hodin (Allen et al., 2011).



Obr. 2.1: Vážicí lyzimetr. Upraveno podle VirtualExpo (2022)

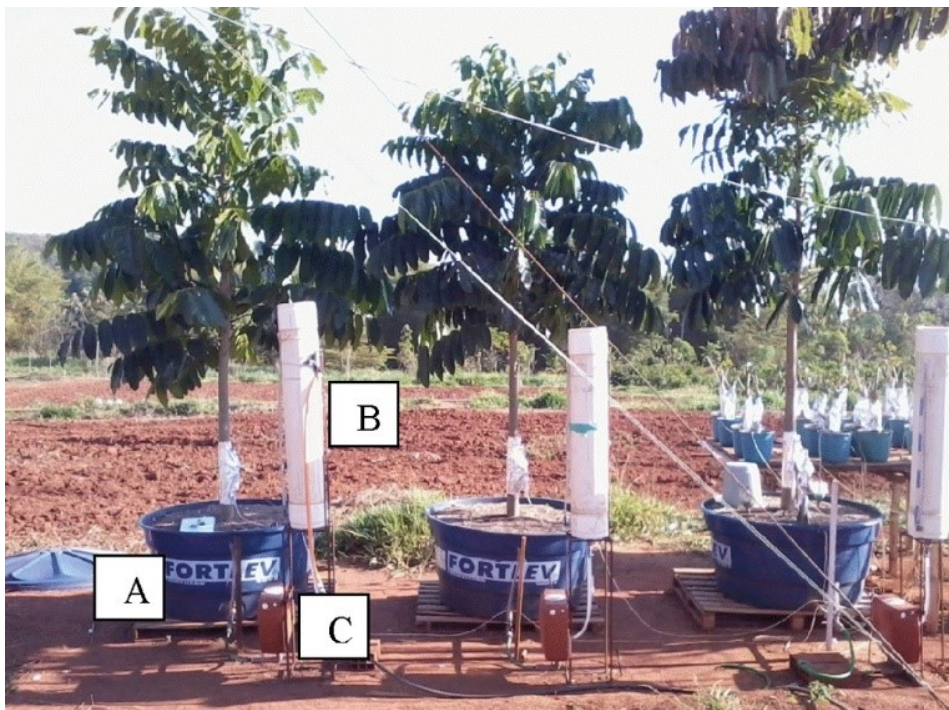
Druhou skupinou jsou nevážicí perkolační lyzometry (Allen et al., 2011). Pro sledování výparu a spotřeby vody vegetací je u perkolačních lyzimetrů nutné ve zkoumaném vzorku současně měřit změny vlhkosti v různých hloubkách (Howell, 2005a). Změny jsou sledovány neutronovými metodami nebo pomocí monitorování prosakování a vstupů do lyzimetru

(například dešťových srážek). Často jsou tyto lyzimetry používány v oblastech s velkým úhrnem srážek (Allen et al., 2011).



Obr. 2.2.: Schéma perkolačního lyzimetru se sběrnou nádobou. Upraveno podle Perkins (2022)

Třetí skupinou jsou nevážící lyzimetry s konstantní hladinou. Používají se v místech s vyšší hladinou podzemní vody, kde je hladina vody udržována na podobné úrovni uvnitř i vně lyzimetru. Tento typ přináší spolehlivá data pro měsíční a delší úseky (Allen et al., 2011).



Obr. 2.3.: Lyzimetry s konstantní hladinou. A) nádoba, B) zásobník na vodu, C) vypouštěcí skříň (upraveno podle Sérvulo et al., 2022)

Pro správné měření je nutné, aby vlastnosti půdy i vegetace uvnitř lyzimetru odpovídaly podmínkám v okolí a nedocházelo k ostrovnímu efektu (Wegehenkel a Gerke, 2013). Dle studií věnujících se advekci na okraji polí by měl být lyzimetr umístěn alespoň 100 m od okraje studovaného pole nebo vegetačního stanoviště, aby atmosférické podmínky v okolí lyzimetru byly již přizpůsobené dané oblasti (Allen et al., 2011). Je potřeba dát pozor, aby při instalaci nedošlo ke kompakci půdy a aby hladina podzemní vody, půda, struktura i zdraví vegetace v lyzimetru odpovídaly okolním podmínkám (Lott a Hunt, 2001).

Nevýhodou lyzimetrů je jejich malá plocha. Jedná se o bodová měření obvykle na plochách od 0,05 do 40 m². Výsledky měření jsou obvykle používány pro popis evapotranspirace ve větší oblasti. Tato extrapolace vyžaduje, aby vlastnosti prostředí i vegetace ve větší oblasti přesně odpovídaly jednodimenzionální evapotranspiraci v měřeném místě. Častý nedostatečný popis a dokumentace vlastností prostředí vede u mnoha studií k nejistotě o kvalitě dat o evapotranspiraci nebo dokonce k nereprezentativním a zavádějícím závěrům (Allen et al., 2011).

Nejčastěji je hladina v lyzimetru pomocí Mariotovy lahve udržována stále konstantní. Tento přístup však nelze použít pro měření časových intervalů kratších, než jeden den. Pokud se ve studované oblasti mění výška hladiny podzemní vody, je v případě většího časového rozlišení pro správné měření potřeba, aby hladina podzemní vody uvnitř lysimetru odpovídala hladině vně lyzimetru (Dietrich et al., 2016).

Vážící lyzimetr byl použit například v severovýchodním Německu (Dietrich et al., 2021) pro zkoumání evapotranspirace vlhkých luk s hladinou podzemní vody blízko povrchu. Pro zpracování byla hodinová měření sloučena do denních hodnot. Protože pro malé hodnoty evapotranspirace hrozí velká chyba měření, byly následně vybrány jen dny s PET větší než 0 a aktuální evapotranspirací přesahující ve studii vybranou hodnotu. Dle vybraných hodnot a následně získána hodnota plodinového koeficientu. Nevážící lyzimetr byl použit například pro studium mokřadu v USA ve studii Lott a Hunt (2001). V obou těchto studiích byla v pravidelných intervalech měněna hladina podzemní vody lyzimetru tak, aby odpovídala hladině v okolí

Měření pomocí lyzimetrů je pracná a nákladná metoda (Irmak, 2008). Jsou proto hledány dostupnější varianty. Například Schwaerzel (2003) přináší návrh na levný a méně pracný způsob konstrukce lyzimetru v rašelinných půdách. Ve svém článku popisuje způsob vytvoření lyzimetru v rašelinných půdách obklopením neporušeného bloku půdy plastovou fólií. V odděleném krychlovém bloku o objemu 1 m³ zasahujícím pod hladinu podzemní vody byly v hloubkách po 10 cm rozmístěny tenziometry a TDR pro sledování hydraulických vlastností

půdy. Pomocí dvou plastových trubek zapuštěných do země byly také sledovány hladiny podzemní vody uvnitř a vně lyzimetru. Hladina uvnitř lyzimetru byla udržována stále na stejné úrovni nebo naopak vyrovnávána s hladinou v okolí a bylo sledováno množství srážek a vody dodané do lyzimetru (Schwaerzel a Bohl, 2003)



Obr. 2.4.: Podomácku vyrobený perkolační lysimetr se sběrnou nádobou. Upraveno podle Perkins (2022)

2.2.2. Mikrometeorologické metody měření evapotranspirace v mokřadech

Základem je rovnice energetické bilance. Energie dopadající na povrch je částečně vyzářena zpět v podobě dlouhovlnného záření. Zbylá energie je přenesena do/z půdy, spotřebována na ohřátí okolního vzduchu, latentní teplo spojené se změnou skupenství vody, fotosyntézu/respiraci nebo výměnu energie s pletivem rostliny. Fotosyntéza/respirace a výměna s pletivem rostliny je obvykle zanedbatelná (Drexler et al., 2004). Platí:

$$R_n = G + H + \lambda E + M + S, \quad (2.2)$$

kde R_n je celková radiace, G přenos tepla do/z půdy, H přenos tepla od země zpět do atmosféry (označovaný také jako zjevné teplo), λE tok energie zprostředkovaný skupenským teplem spotřebovaným při přeměně kapalné vody na páru, M energie pro fotosyntézu/respiraci a S energetický tok do/z pletiv rostlin.

Základní mikrometeorologické metody jsou nepřímými způsoby stanovení výparu, protože tok energie v podobě skupenského tepla je určen ze znalosti ostatních členů bilance. Členy výměny energie spojené s fotosyntézou/respirací a výměnou s pletivou rostlin se však obvykle zanedbávají (Drexler et al., 2004).

Obecný předpoklad použití obou metod je existence dostatečně veliké stejnorodé oblasti ve směru proti větru. Jinak by se do zájmové oblasti mohlo dostávat proudění z odlehlých míst. Měření by se tak nedalo považovat za reprezentativní pro tu část povrchu, nad kterou je měření prováděno. Ve dne je atmosféra méně stabilní, více turbulentní oproti noci. Proto je v noci požadavek stejnorodé oblasti důležitější. Evapotranspirace z vlhkých povrchů ale probíhá převážně ve dne a není zde požadavek stejnorodé oblasti tolik důležitý jako například při měření toku CO₂ méně závislejícím na dostupné energii. Pro měření výparu by mělo být obecně dostačující, pokud délka stejnorodé oblasti ve směru proti větru je alespoň padesátkrát větší, než vertikální vzdálenost mezi zemí a nejvýše položeným měřícím přístrojem (Drexler et al., 2004)

Konkrétní příklady použití mikrometeorologických metod v mokřadech uvádí například Drexler et al (2004). Mezi mikrometeorologické metody patří metoda Bowenova poměru, metoda vířivé kovariance, metoda obnovy povrchové vrstvy a LIDAR. Velmi často používaná je zejména metoda Bowenova poměru a metoda vířivé kovariance.

2.2.2.1. Metoda Bowenova poměru

Vychází z rovnice energetické bilance. Bowenův poměr β je označení pro poměr mezi energií vyměňovanou s okolním vzduchem (H) a energií přenášenou pomocí skupenského tepla vypařování vody (λE):

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} \quad (2.3)$$

Bowenův poměr β lze také vyjádřit na základě rozdílů teplot a parciálních tlaků vodní páry naměřených ve dvou výškách v rámci vrstvy vzduchu plně přizpůsobené okolním podmínkám jako:

$$\beta = \gamma \left(\frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1} \right) , \quad (2.4)$$

kde β je Bowenův poměr, γ psychrometrická konstanta, $T_2 - T_1$ je rozdíl teplot a $e_2 - e_1$ rozdíl parciálních tlaků vodní páry nahoře a dole (Drexler et al., 2004).

Z energetické bilance a zavedeného Bowenova poměru vyjádříme:

$$\lambda E = \gamma \left(\frac{R_n - G}{1 + \beta} \right) \quad (2.5)$$

Pro úspěšnou aplikaci metody je tedy potřeba co nejpřesnější určení celkové radiace R_n , přenosu do/z půdy G v kombinaci s měřením teploty a tlaku pro stanovení Bowenova poměru. To umožní nepřímo stanovit tok energie ve formě latentního tepla λE . Ze znalosti skupenského tepla vypařování lze poté určit vypařovaný objem vody.

Teplota ve vybraných výškách je měřena termočlánky a tlak vodní páry pomocí psychrometrů. Pro stejnoměrný vegetační kryt je nižší měřicí bod vybírán ve výšce alespoň 30 cm. Pokud je vegetace nestejnorodá, je nutné ho umístit výše. Druhý přístroj se obvykle nachází 1 – 2 metry nad prvním přístrojem (Allen et al., 2011). Přenos tepla do/z půdy se měří pomocí senzoru tepelného toku půdy, který se obvykle umísťuje do hloubky 5 – 15 cm pod povrchem (Sauer a Horton, 2005).

Metoda by měla by být používána jen v případě, že je ve směru proti větru dostatečně veliká stejnorodá oblast a podmínky v místě měření tak odpovídaly dané oblasti. V případě různorodého povrchu může být hodnota Bowenova poměru zatížena takovou chybou, že by bylo přesnějších výsledků dosaženo, kdyby byla hodnota stanovována jen jako rozdíl velikosti bilance záření R_n a přenosu do/z půdy G (Drexler et al., 2004).

2.2.2.2. Metoda vířivé kovariance

Metoda vířivé kovariance pomocí měření vířivých proudů vzduchu zjišťuje hustotu toku energie přenášené vypařováním. Nad zájmovou oblastí je prováděno měření vertikální složky rychlosti větru, obsahu vodní páry ve vzduchu a teploty. Korelace naměřené rychlosti větru s teplotou nebo obsahem vodní páry vypovídá o přenosu skupenského tepla. Pokud si určíme kladný směr vzhůru a bude například větší obsah vodní páry ve výstupných proudech, můžeme nalézt pozitivní korelaci obsahu vodní páry a vertikální složky rychlosti větru. To bude vypovídat o přenosu skupenského tepla od povrchu směrem vzhůru způsobeném vypařováním vody z povrchu (Drexler et al., 2004).

Nejčastěji se používá měření pomocí jedné stanice. U různorodých povrchů však jedno bodové měření nemusí být reprezentativní. V tomto případě je poté nutné použít více rozmístěných stanic. Počet použitých stanic je obvykle omezený pořizovacími náklady měřicí stanice (Markwitz a Siebicke, 2019).

Měření je prováděno pomocí sonického anemometru. Nutné zvolit vhodnou časovou i prostorovou přesnost (Drexler et al., 2004). Správné umístění aparatury nebo aparatur tak, aby zachycen celkový tok páry přenášené víry různé velikosti vyžaduje zkušenost (Gulliver et al., 2010). Pokud měření výparu pomocí metody vířivé kovariance provádí nezkušený člověk, mohou se ve výsledných datech objevit podstatné systematické chyby (Allen et al., 2011).

Výhodou metody oproti ostatním je, že pokud kromě toku energie ve formě latentního tepla λE změříme i další složky energetické bilance, můžeme otestovat přesnost měření. To může být výhodné například v případech mokřadu, kdy dochází k advekci energie vodou (Allen et al., 2011).



Obr. 2.5.: Sestava pro měření metodou vířivé kovariance – trojrozměrný sonický anemometr a infračervený analyzátor plynů. Upraveno podle Moorhead (2018)

2.2.2.3. Metoda obnovy povrchové vrstvy

Metoda obnovy povrchové vrstvy (surface renewal, Mengistu a Savage 2010) spočívá v nepřímém určení toku skupenského tepla. Předpokladem metody je, že vzduch u povrchu je

neustále doplňován okolním vzduchem shora. Blok vzduchu pohybující se ve stejné výšce nad povrchem najednou rychle poklesne k povrchu, chvíli zůstane v kontaktu s povrchem, dochází k výměně zjevného tepla a poté se tento blok vzduchu opět vrací nahoru a na jeho místo shora klesá jiný blok vzduchu (Castellví et al., 2008). Ze sledování rychlých fluktuací teploty nad povrchem je určeno množství tepla odváděného ze zemského povrchu do atmosféry (zjevné teplo). Měření teploty vzduchu je nutné s vysokou frekvencí (2 – 10 Hz) a většinou je k tomu používán termočlánek. S výjimkou toku skupenského tepla jsou změřeny také ostatní členy rovnice bilance energie (bilance záření a tok energie do/z půdy). Tok skupenského tepla je následně určen jako jediný neznámý člen v rovnici (Hu et al., 2018).

Mezi výhody metody patří, že není tak citlivá v případě potíží se zastíněním nebo například s předpokladem dostatečně veliké stejnorodé vrstvy ve směru proti větru (Castellví et al., 2008). Ve srovnání s ostatními metodami je relativně levná a snadno proveditelná (Hu et al., 2018). V případě různorodého povrchu ne-přílivových mokřadů, jako například zalesněných mokřadů, sladkovodních bažin nebo rašelinišť, nabízí tato metoda výhodný a levný způsob zjišťování evapotranspirace. Může být použita i v případě přílivových nebo poříčních mokřadů pokud je dobře změřen přenos energie ve vodě advekcí a přenos tepla z/do půdy (Drexler et al., 2004).

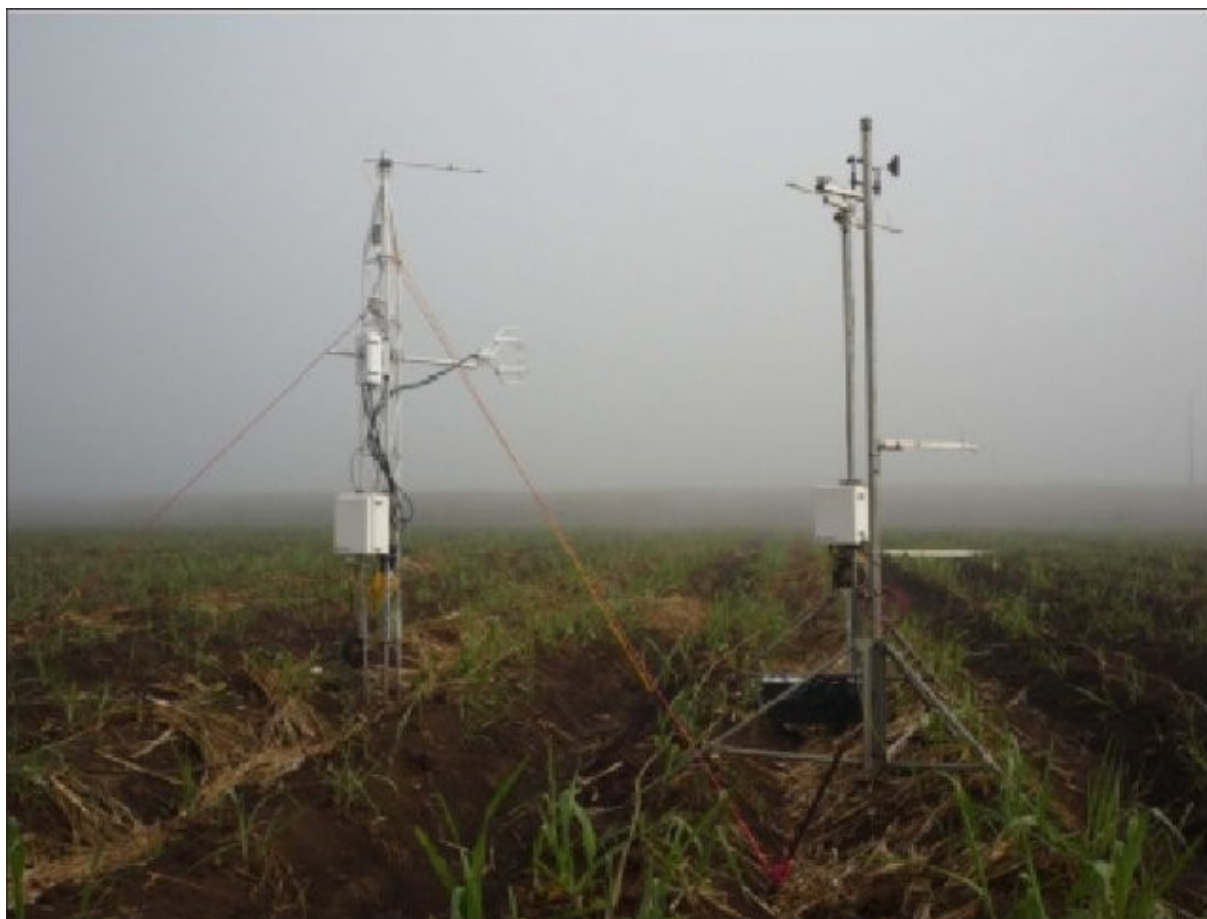
Nevýhodou metody je potřeba kalibrovat čidlo pomocí měření sonickým anemometrem. To je nutné pro korekci nerovnoměrného zahřívání a dalších odchylek od předpokladů metody. Kalibrační faktor je specifický pro každý povrch. Nezávisí na počasí, ale je ho potřeba znovu stanovit při změně vegetačního pokryvu (Drexler et al., 2004).

Pro různorodé i stejnorodé povrchy by měla ve většině případů zajišťovat postačující přesnost kombinace metody obnovy povrchové vrstvy společně s metodou vířivé kovariance (Drexler et al., 2004).



Obr. 2.6.: Měřicí stanice pro metodu obnovy povrchové vrstvy.

Upraveno podle LWG (2022)



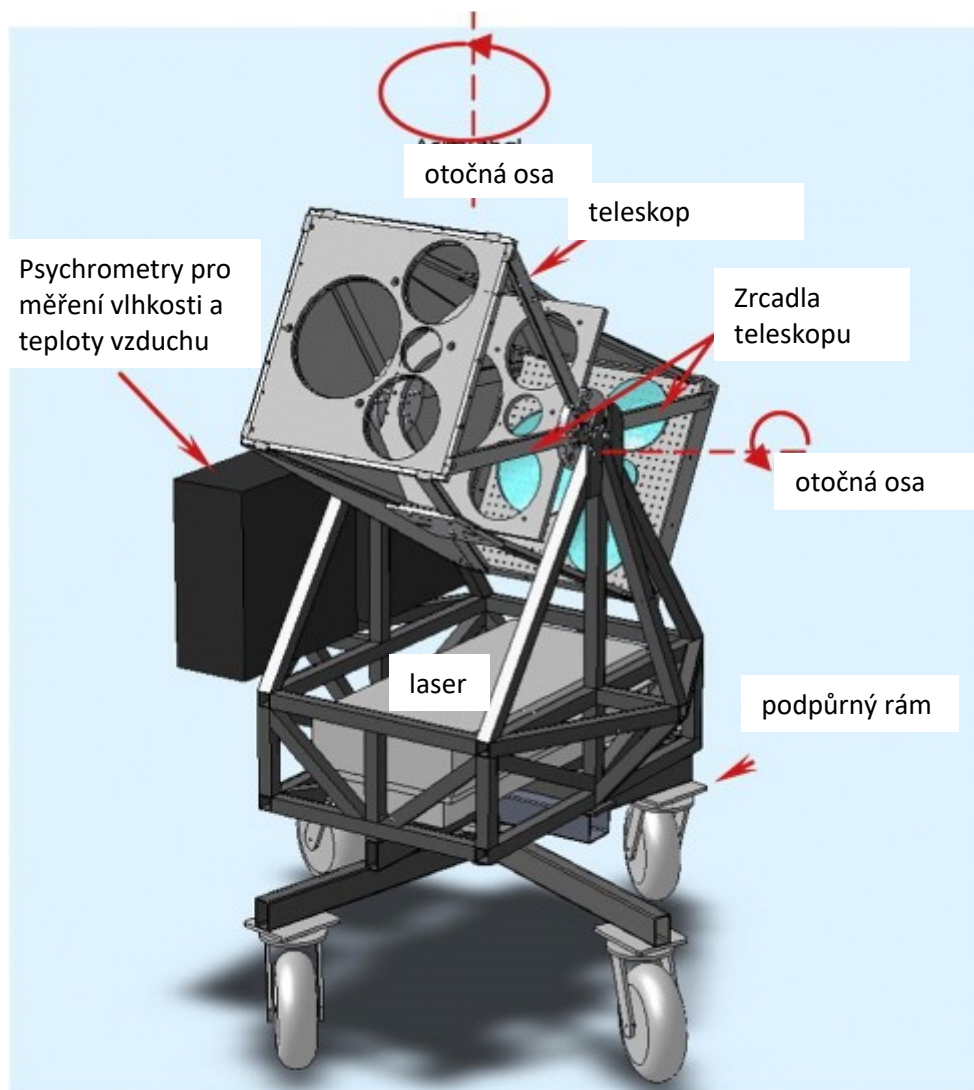
Obr. 2.7.: Měřicí stanice pro metodu obnovy povrchové vrstvy (vpravo) a vířivé kovariance (vlevo). Upraveno podle Gokool et al (2016).

2.2.2.4. LIDAR

Pro sledování evapotranspirace může být využit laser v infračerveném, viditelném nebo ultrafialovém spektru. Princip spočívá v tom, že je vysláno záření, které se odrazí a odražené záření je zpět detekováno (Drexler et al., 2004). Vysílač z povrchu vysílá paprsky na různé strany a pod různým úhlem do výšky a umožňuje tak sledovat trojrozměrné rozložení vodní páry (Eichinger et al., 2000). Stanovení teploty, větru a koncentrace různých složek vzduchu je provedeno na základě vlnové délky a rozptylu paprsku mezi vysílačem a přijímačem. Existuje modifikace LIDARU označovaná jako Ramanův lidar. Pomocí této modifikace lze sledovat množství vodní páry ve vzduchu. Výsledky LIDARU v kombinaci s dalším mikrometeorologickým měřením veličin přímo v dané lokalitě poté umožní stanovit tok latentního tepla (Drexler et al., 2004) Výhodou metody je, že místo bodového měření jsou výsledkem hodnoty reprezentující plochu s různorodými podmínkami (Drexler et al., 2004). Mohou tak být dosaženy lepší výsledky (Eichinger et al., 2008).

Oproti běžně používaným metodám může být metoda LIDARu velmi užitečná například pro sledování evapotranspirace úzkých stanovišť. Ostatní běžně užívané metody často bodově měří evapotranspiraci nad klenbou vegetace a potřebují, aby přístroj nebyl ovlivněn toky ze vzdálenějších oblastí. Ramanův lidar měří koncentraci vodní páry trojrozměrně a umožňuje tak jasně identifikovat zájmovou oblast (Eichinger et al., 2008).

Obvyklý horizontální dosah této metody uvádí Eichinger et al. (2000) jako 700 m a přesnost měření 1,5 m ve směru paprsku. Horizontální rozsah přístroje je obvykle 360°, vertikální rozsah přístroje použitého ve studii Eichinger et al. (2000) byl $\pm 22^\circ$.



Obr.2.8.: Ramanův lidar pro sledování obsahu vodní páry ve vzduchu. Upraveno podle Froidevaux et al. (2013)

2.2.3. Modely pro stanovení evapotranspirace v mokřadech

2.2.3.1. Empirické rovnice

Empirické metody využívají specifického vztahu mezi měřitelnými parametry prostředí a evapotranspirací. Pro hledání vztahu mezi veličinami bývá často použita metoda nejmenších čtverců.

Hlavní potíží je, že se metody nedají aplikovat univerzálně, ale vyžadují kalibraci pro specifické podmínky místa měření. Vzhledem k proměnlivosti vlastností prostředí může falešné výsledky způsobit použití jedné velikosti parametru pro celé území (Drexler et al., 2004).

Modely Holdridge (1962), Blaney-Criddle (Blaney, 1952), Linacre (1977) a Thornwite (1948) využívají vztahu mezi ET a teplotou vzduchu. Často je požívána Thornwiteova metoda. Metoda nevychází z podmínek v mokřadu, ale jedná se o odhad výparu jen na základě atmosférických podmínek (Drexler et al., 2004). Stanovení potenciální měsíční evapotranspirace se provádí na základě průměrné měsíční teploty, průměrné měsíční délky dne a počtu dní v daném měsíci (Yin a Brook, 1992):

$$PET_i = 1,6 L_i \left(\frac{n_i}{30}\right) \left(10 \frac{T_i}{I}\right)^A, \quad (2.6)$$

kde PET_i je měsíční potenciální evapotranspirace, T_i měsíční průměrná teplota, L_i měsíční průměrná délka dne vyjádřená jako násobek dvanácti hodin, n_i je počet dní v i -tém měsíci. Exponent A je určen jako:

$$A = (6,75 \times 10^{-7} \times I^3 - 7,71 \times 10^{-5} \times I^2 + 1,792 \times 10^{-2} \times I + 0,49239) \quad (2.7)$$

a I je určeno jako

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_i}{5}\right)^{1,514} \quad (2.8)$$

Thornwiteova metoda nejlépe předpovídá evapotranspiraci v podmínkách podobných východní/centrální části USA, na základě kterých byla vytvářena. Pro ostatní klimatické oblasti je potřeba upravit hodnoty konstant v rovnici. Později byly vyvinuty různé modifikace Thornwiteovy metody, které jsou popisovány například ve studii Trajkovic et al. (2019).

Další empirické metody využívají vztah mezi ET a Penmanovým vztahem pro výpar z volné hladiny nebo výparoměrné pánve, což jsou měření dostupná ve většině míst světa (Drexler et al., 2004). Některé metody pomocí mnohonásobné regrese hledají vztah mezi ET a více měřenými veličinami současně. Například Dolan et al. (1984) určuje ET dle průměrného množství živé biomasy nad povrchem a průměrného rozdílu mezi aktuální hustotou vodní páry (hmotností vody na jednotku objemu vzduchu) a hustotou vodní páry za nasyceného stavu při stejné teplotě. Eisenlohr (1966) využívá měření rychlosti větru, sytostního doplnku a koeficientu přenosu hmoty. Rouse (1998) určuje ET na základě bilance záření a teploty. Přibáň a Ondok (1985) používá bilanci záření a průměrnou relativní vlhkost. Snyder a Boyd (1987) stanovuje ET dokonce na základě tří veličin. Pro odhad evapotranspirace použil denní solární radiaci, počet dní v měsíci a index velikosti rostliny nebo index listové plochy.

Velmi často používaným empirickým modelem je Priestley- Taylorova rovnice (Priestley and Taylor, 1972). Tento model vypočítává tok latentního tepla λE na základě rovnice, ve které vystupuje sklon křivky syté páry Δ při dané teplotě T , psychometrická konstanta γ , bilance záření R_n , tok energie z/do půdy G a empiricky stanovený koeficient α' :

$$\lambda E = \alpha' \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (2.9)$$

Hodnota koeficientu α' byla Priestley a Taylorem (1972) stanovena pro tok latentního tepla z dobře zavodněného povrchu s vegetačním krytem a z vodní hladiny, ale velikost tohoto koeficientu nemusí být vždy správná (Gao, 1988). Hodnota tohoto koeficientu však může být změněna na základě kalibrace vůči měření evapotranspirace jinou nezávislou metodou. Takto získaný nový tvar Priestley-Taylorovy rovnice může být velmi užitečný pro doplnění chybějících dat ztracených v důsledku selhání měřicího přístroje (Drexler et al., 2004).

Často je také používána metoda pro výpočet potenciální evapotranspirace, kterou vytvořil Oudin et al. (2005). Z porovnání 27 vzorců pro výpočet evapotranspirace ve více než 300 povodích v různých klimatických oblastech byla odvozena rovnice, jejíž jediným vstupním parametrem měřeným ve sledované oblasti je teplota vzduchu t . Tvar rovnice závisí na extraterestrické radiaci (množství dopadajícího slunečního záření) R_e [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$] a průměrné teplotě t [$^{\circ}\text{C}$] ve výšce dvou metrů nad zemí (Oudin et al. 2005, 2010):

$$PE = \frac{0,408 R_e (t + 5)}{100} \quad \text{pro } (t + 5) > 0 \quad (2.10)$$

$$PE = 0 \quad \text{pro } (t + 5) \leq 0$$

Extraterrestrickou radiaci [$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$] je možné vypočítat na základě vztahu (Beran et al., 2011):

$$R_e = \frac{24 \cdot 60}{\pi} G_{SC} d_r [\omega_S \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_S)] , \quad (2.11)$$

kde G_{SC} je sluneční konstanta ($0,0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$), φ zeměpisná šířka [rad], d_r inverzní relativní vzdálenost Země – Slunce, δ deklinace Slunce [rad] a ω_S hodinový úhel západu Slunce [rad] vypočtené podle vztahů (Beran et al., 2011):

$$d_r = 1 + 0,33 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (2.12)$$

$$\delta = 0,409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1,39\right) \quad (2.13)$$

$$\omega_S = \arccos[-\tan \varphi \tan \delta] , \quad (2.14)$$

kde J je číslo dnu v roce počítané od 1 po 365 (nebo 366 pro přestupný rok).

Porovnávání výsledků určování potenciální evapotranspirace na několika povodích ukázala, že Oudinova metoda je dobře použitelná pro území České republiky. Vzhledem k tomu, že je to metoda velmi jednoduchá, byla pro stanovování potenciální evapotranspirace zařazena do hydrologického modelu BILAN (hydrologický model vyvinutý oddělením hydrologie Výzkumného ústavu vodohospodářského T. G. Masaryka) (Beran et al., 2011) a v České republice byla aplikována na stovky povodí.

2.2.3.2. Kombinované rovnice

Mezi kombinované rovnice patří rovnice Penmanovy a Penman-Monteithovy. Pro určení ET sledují radiační i aerodynamické příspěvky energie pro vypařování. Obě metody vycházejí z měření teploty a vlhkosti vzduchu nad vegetační klenbou. Penman-Monteithova rovnice má tvar (Drexler et al., 2004):

$$\lambda E = \frac{\Delta (R_n - G) + \rho C_p \left(\frac{e_s - e}{r_a}\right)}{\Delta + \gamma^*} \quad (2.15)$$

kde R_n je radiační bilance, G tok tepla do/z půdy, ρ je hustota vzduchu, C_p měrná tepelná kapacita při stálém tlaku, $e_s - e$ je rozdíl tlaku vodní páry nad vegetačním krytem oproti tlaku na povrchu vegetačního krytu, r_a je odpor vegetační klenby vůči toku vodní páry (mezi

zvolenou úrovní ve vegetační klenbě a vrškem klenby), Δ sklon křivky syté páry při dané teplotě a γ^* je modifikovaná psychrometrická konstanta vypočtená jako (Drexler et al., 2004)

$$\gamma^* = \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right) \gamma \quad (2.16)$$

kde γ je psychrometrická konstanta. Člen r_s je odpor povrchu (odpor, který klade půda, vodní hladina nebo vegetační kryt při pohybu vodní páry od povrchu do zvolené výšky v úrovni vegetační klenby).

Penman-Monteithova rovnice byla vytvořena na základě rovnice Penmanovy (Howell a Evett, 2004). Penmanova rovnice je speciálním případem Penman-Monteithovy pro případ, že je odpor povrchu rovný nule (tedy $\gamma^* = \gamma$) a má tvar (Drexler et al., 2004):

$$\lambda E = \frac{\Delta (R_n - G) + \rho c_p \left(\frac{e_s - e}{r_a}\right)}{\Delta + \gamma} \quad (2.17)$$

Tento speciální případ je možno použít například po dešti, kdy je povrch mokrá. Neplatí naopak v noci, pokud je povrch suchý a stomata rostlin jsou zavřená (Drexler et al., 2004).

Pro mokřad porovnává výsledky PET zjištěné pomocí Penmanovy metody s měřením aktuální evapotranspirace pomocí lyzimetru a kolísání hladiny podzemní vody například studie Lott a Hunt (2001). Během ranné a střední sezóny růstu byly výsledky sice porovnatelné, ale v některých úsecích se daly najít výrazné rozdíly. Lepší shoda PET a aktuální evapotranspirace byla během pozdního období sezónního růstu vegetace. V některých obdobích překračovala aktuální evapotranspirace hodnotu PET vypočtenou dle Penmanovy metody. Hodnota aktuální evapotranspirace však z definice nemůže překročit hodnotu PET, která popisuje schopnost atmosféry pojmout vodní páru. Možným vysvětlením je, že meteorologické metody podhodnocují množství páry, které atmosféra dokáže z přirozeného mokřadu přijmout. Penmanova metoda použitá ve studii k určení PET byla vyvinuta pro zemědělské aplikace a používá zjednodušující předpoklady, které v případě mokřadů nemusí být splněny (Lott a Hunt, 2001)

2.2.3.3. Metoda váženého vegetačního krytu

Evapotranspirace je rozdělena na několik složek. Model, který vytvořil Shuttleworth a Wallace (1985) pro evapotranspiraci z řídkého vegetačního pokryvu, počítá na základě Penman-Moithethovy rovnice evapotranspiraci Q_e jako součet evaporace z půdy Q_s a transpirace Q_c (Drexler et al., 2004):

$$Q_e = Q_s + Q_c \quad (2.18)$$

Evapotranspirace z vegetačního pokryvu je vypočítána jako (Drexler et al., 2004)

$$Q_c = \frac{\Delta (AE - AE_s) + \frac{\rho C_p (e_s - e)}{r_a^c}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a^c}\right)} \quad (2.19)$$

kde AE je teplo dodávané do mokřadu, AE_s je energie dodávaná půdě, $(e_s - e)$ je sytostní doplněk ve střední úrovni vegetační klenby, r_c je souhrnný stomatální odpor, r_a^c je odpor okrajové vrstvy, γ je psychrometrická konstanta, C_p měrná tepelná kapacita při stálém tlaku, ρ je hustota vzduchu a Δ sklon křivky syté páry při dané teplotě. Výpar z půdy Q_s je počítán jako (Drexler et al., 2004):

$$Q_s = \frac{\Delta AE_s + \frac{\rho C_p (e_s - e)}{r_a^s}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s^s}{r_a^s}\right)} \quad (2.20)$$

kde AE_s je energie dodávaná půdě, r_a^s je odpor povrchu půdy a r_s^s je aerodynamický odpor pod střední výškou vegetačního krytu.

Model, který vytvořil Wessel a Rouse také k výpočtu evapotranspirace Q_e používá Penman-Monteithovu rovnici, ale kromě evaporace z povrchu Q_s a transpirace vegetace Q_c počítá i s výparem z volné hladiny (Drexler et al., 2004).

$$Q_e = LAI \times Q_c + S \times Q_c + W \times Q_w \quad (2.21)$$

kde LAI je index listové plochy, S je podíl exponované půdy a W je podíl exponované vodní

hladiny. Vliv vegetace, půdy a vodní hladiny je vypočten dle vztahů (Drexler et al., 2004):

$$Q_c = \frac{\Delta AE_c + \frac{\rho C_p (e_s - e)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (2.22)$$

$$Q_s = \frac{\Delta AE_s + \frac{\rho C_p (e_s - e)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (2.23)$$

$$Q_w = \frac{\Delta AE_w + \frac{\rho C_p (e_s - e)}{r_a}}{\Delta + \gamma} \quad , \quad (2.24)$$

kde AE_c , AE_s , AE_w je dostupná energie (rozdíl radiační bilance a přenosu tepla z/do půdy) pro povrch pokrytý vegetací, holou půdou a vodní plochu. a r_a aerodynamický odpor toku zjevného tepla.

2.2.3.4. Metoda koeficientu vegetačního pokryvu

Pravděpodobně nejjednodušší výpočetní metoda je metoda koeficientu vegetačního krytu (Drexler et al., 2004). Nejdříve je nutné vypočtení referenční evapotranspirace ET_0 , která charakterizuje evaporaci v daném regionu. Evapotranspirace ET je poté vypočítána jako:

$$ET = ET_0 \cdot K_c \quad (2.25)$$

kde K_c je koeficient plodiny (crop coefficient) stanovený tak, aby pro daný rostlinný druh vyjadřoval vztah mezi evapotranspirací a referenční evapotranspirací. Nejrozšířenějším způsobem výpočtu ET_0 je pravděpodobně standardní referenční evapotranspirace podle americké společnosti stavebních inženýrů (ASCE). ET_0 je určena pomocí Penman-Monteithovy metody pro dané hodnoty odporů r_s během dne a noci (Drexler et al., 2004).

V případě mokřadů funguje tato metoda nejlépe v případě relativně stejnorodého vegetačního krytu a dobře předvídatelného růstu a vývoje rostlin. Je také potřeba, aby byl příslušný koeficient plodiny aplikován na biologické a stanovištní podmínky podobné těm, ve kterých byl původně stanovován. Další potíží je, že různé způsoby stanovování ET_0 přinášejí různé koeficienty K_c pro stejnou plodinu (Drexler et al., 2004).

Tabulka 2.1: Příklady plodinových koeficientů (upraveno z Drexler, 2004)

	přibližné rozpětí* K_c
rákos (<i>Phragmites australis</i>)	1,2 - 2
rýže (nespecifikovaný druh v suchém tropickém klimatu)	1 - 1,4
orobinec širokolistý (<i>Typha latifolia</i>)	0,3 - 1,6
skřípínek jezerní (<i>Scirpus lacustris</i>)	0,3 - 1,8
ostřice přioblá (<i>Carex diandra</i>)	0,81 - 1,68
mařice (<i>Cladium jamaicens</i>)	1,09 - 0,73

*liši se dle autorů, metody použité pro stanovení potenciální evapotranspirace a sezóny růstu (nejvyšší hodnota koeficientu v sezóně vrcholného růstu)

2.2.4. Scintilometrická měření

Scintilometrická metoda je používána pro stanovení toku zjevného tepla (přenos tepla od země zpět do atmosféry). Evapotranspirace může být určena až po měření dalších veličin souvisejících s energetickou bilancí. Výhoda spočívá v tom, že měřená vlastnost je průměrována pro úsek o délce až několika kilometrů. Velmi užitečná je obzvláště v případě, že je měření prováděno pro oblast s různorodou vegetací. Prostorová proměnlivost u takovéto oblasti může totiž být v řádu stovek metrů (Allen et al., 2011).

Metoda využívá chvění vzduchu. Vlivem fluktuací teploty, vlhkosti a tlaku se mění hustota vzduchu a tím i index lomu. Vysílač vysílá elektromagnetické záření ve směru rovnoběžném s povrchem. Elektromagnetické záření procházející turbulentním médiem (vzduchem) je rozptylováno v důsledku měnění se indexu lomu. Tím se při průchodu mění intenzita záření. Tyto fluktuace intenzity zaznamenávané pozorovatelem nebo přijímačem jsou označovány jako scintilace. Po naměření dalších meteorologických veličin lze na základě scintilací určit tok latentního tepla (De Bruin a Wang, 2017).

Pro měření je potřeba navíc stanovit frikční rychlost. K tomu může být potřeba provádět podél sledovaného profilu měření sonickým anemometrem a mít podél profilu dostatečně

stejnorodý terén, aby platily předpoklady o tvarech a rozložení turbulentních struktur v Monin-Obuchovově teorii podobnosti použité při odvození scintilometrické metody (Allen et al., 2011). Detailněji se scintilometrické metodě a principu jejího fungování věnuje například De Bruin a Wang (2017).

Pro následné stanovení evapotranspirace je nutné k měření toku zjevného tepla doplnit bilanci záření a hustotu toku tepla z/do půdy. To může být v oblastech s různorodou vegetací problematické. Pokud není bilance záření a tok tepla z/do půdy reprezentativní pro sledovanou oblast, může to silně ovlivnit výsledek scintilometrického měření (Allen et al., 2011).

V České republice byla scintilometrická měření použita například pro pšenici (Pozníková et al., 2015). V této studii byla během čtrnáctidenního měření porovnávána evapotranspirace zjištěná ze scintilometrického měření s evapotranspirací zjištěnou tradiční a dobře známou metodou Bowenova poměru (viz níže). Oba výsledky byly porovnávány s hodnotou evapotranspirace ET_c vypočtenou jako součin referenční evapotranspirace (ET_0) a plodinového koeficientu pro pšenici (K_c):

$$ET_c = K_c \times ET_0 \quad (2.26)$$

Mezi výsledky metody Bowenova poměru a scintilometrického měření byla nalezena přijatelná shoda. Výsledek metody Bowenova poměru však nadhodnocoval evapotranspiraci zjištěnou pomocí plodinových koeficientů daleko méně (1,1 %), než výsledek scintilometrických měření (nadhodnocení o 10 %).

Pro mokřady byla použita například ve studii Ramatsabana et al. (2019). Evapotranspirace zjištěná scintilometrickým měřením byla použita jako referenční hodnota, oproti které byly porovnávány jiné hodnoty evapotranspirace získané na základě zpracování dat dálkového průzkumu Země. Ukázalo se, že všechny metody dálkového průzkumu evapotranspiraci po většinu času podhodnocovaly oproti výsledkům scintilometrické metody.



Obr. 2.9.: Laserový scintilometr. Upraveno podle Scinted (2022)

2.2.5. Metody měření mízního toku

Metody měření mízního toku (sap flow) určují jen jednu ze složek evapotranspirace. Sledují transpiraci rostlin/stromů skrze tok mízy. Do listu nebo větve rostliny je zaveden nízkoteplotní zdroj tepla a následně měřena rychlost tepelného pulzu šířícího se ze zdroje tepla v transpiračním proudu. Druhou možností je měření disipace tepla ve kmeni v důsledku konvekce. Metoda je používána pro lesy a ovocné sady vzhledem k velikosti senzorů, malé ceně, snadné instalaci a možnosti automatického sběru dat (Allen et al., 2011).

Pro použití těchto metod k určení transpirace v nějaké oblasti je potřeba přejít od měřítka listů k celým rostlinám a skupinám rostlin. Obvykle je používána metoda shody velikosti kmenů, která plochu průřezu kmene vztahuje k hustotě a ploše průřezu stromů ve studované oblasti (Hultine et al., 2010). V případě pořičních lesů je však použití této metody velmi obtížné vzhledem k obrovskému počtu větví různých velikostí (Hultine et al., 2010).

Přechod od částí stromů k celým stromům a dále k celé sledované oblasti je obtížný kvůli rozdílné struktuře stromů, rozdílnému množství zachycené radiace pro různé stromy a dostupnosti vody. Navíc dochází i k rozdílnům v rámci jednotlivých větví. Níže položené větve mívají horší aerodynamickou výměnu energie a vodní páry s okolím a větve více osvětlené sluncem mívají vyšší evapotranspiraci než ty zastíněné. Ve sledované oblasti se kromě toho

může vyskytovat více rostlinných druhů a k evapotranspiraci dochází také z podrostu a holé půdy (Allen et al., 2011).

Jedna z metod měření mízního toku byla použita například ve studii Moro Cuadrillero et al. (2004), která se věnovala transpiraci rákosu obecného v mokřadu. Byla provedena v semiaridním klimatu Španělska. V květnu, červnu, srpnu a říjnu bylo provedeno měření trvající alespoň pět po sobě jdoucích dnů. Jako reprezentativní vzorek bylo pokaždé náhodně vybráno deset rostlin rákosu. Na tyto rostliny byl umístěn měřicí přístroj a po odebrání přístroje byl destruktivním způsobem měřen index listové plochy. Kromě toho byla také měřena struktura populace rákosu v okolí místa měření mízního toku.

2.2.6. Metody měření ET pomocí vodní bilance půdy

Do 60. let 20. století byl obsah v půdě stanoven na základě odběru vzorků a jejich gravimetrických měření vlhkosti z rozdílu váhy vzorku za přirozené vlhkosti a po vysušení (Allen et al., 2011). Jedná se o klasický způsob měření a jsou vůči němu kalibrované novější metody (Verstraeten et al. 2008). Tato gravimetrická metoda byla následně nahrazena měřením pomocí neutronové sondy a od 80. let 20. století se začaly využívat elektromagnetická zařízení, například založená na měření kapacitance nebo metody TDR (time domain reflectometry) (Allen et al., 2011).

Evapotranspirace je určena na základě vodní bilance. Je nutné zjistit ostatní členy bilance a evapotranspirace je poté určena nepřímou jako člen chybějící do rovnováhy. Kromě změn vlhkosti půdy v různých hloubkách je nutné na místě provádět měření pomocí dešťových srážkoměrů. Pro odhad podmínek na spodním okraji je sledována výška hladiny podzemní vody nebo prováděno měření pomocí tenziometrů (Verstraeten et al. 2008).

Metoda vodní bilance měří průměrnou hodnotu evapotranspirace o velikostech okolo mm/d. Je sledována změna vlhkosti mezi měřicími časy v kombinaci se srážkami a jakýmkoliv známým odtokem. Při použití této metody hrozí chyba zejména vlivem nejistoty ve stanovení odtoku vody do hlubších částí profilu nebo naopak vzestupného pohybu vody z hlubších vlhčích vrstev do měřené (Allen et al., 2011). Měření je také velmi citlivé na změny frekvence sledování a množství sledovacích míst (Verstraeten et al., 2008). Například Gochis a Cuenca (2000) pro obdělávané plochy nebo pole s holou půdou uvádí, že by na sledované ploše mělo být alespoň šest měřících stanovišť, hladina podzemní vody by měla být ve větší hloubce, než

je dosah kořenů a zpracovávány by měly být jen časové úseky s malými nebo žádnými dešťovými srážkami.

Změny půdní vlhkosti s časem mohou být na měřicím stanovišti zkoumány (téměř) kontinuálně pomocí elektronických měřicích systémů nebo mohou být sledovány v delších časových intervalech pomocí odběru vzorků půdy (Allen et al., 2011) Při odběru je doporučeno ve sledovaném půdním profilu odebírat vzorky každých 15 – 30 cm alespoň do hloubky dosahu kořenů (FAO, 1989). Obvykle jsou odebrány první vzorky půdy 1 až 2 dny po větší srážkové události. Důvodem je, že v čase hned po srážkové události může být zvýšená evapotranspirace v důsledku výparu z vlhké půdy nebo vegetačního krytu. Druhé vzorky půdy bývají odebírány buď 7-15 dní po této srážkové události nebo před další větší srážkovou událostí, či zavlažováním. Množství vypařené vody v příslušném místě profilu se získá porovnáním změny obsahu vody v prvním a druhém vzorku (Allen et al., 2011).

Vynechání doby bezprostředně po srážkové události může mít za následek podhodnocení evapotranspirace, protože odhad je prováděn jen na základě úseku mezi prvním a druhým měřením, kdy je půda již sušší, než byla v čase brzy po srážkové události. Pro nápravu tohoto nedostatku lze vynechaný úsek těsně po dešťové srážce doplnit pomocí simulace. Vstupní parametry této simulace jsou odvozeny z úseku mezi prvním a druhým odebráním vzorku. Do celkové evapotranspirace je poté kromě měření odebraných vzorků zahrnut také výsledek simulace (Allen et al., 2011).

Kontinuální měření vlhkosti umožňuje získat lepší představu, co se v půdě děje. Delší časový interval mezi sledovanými hodnotami však přináší větší rozdíl vlhkosti ve vzorku a je tak dosaženo větší relativní přesnosti měření (Allen et al., 2011).

Při měření půdní vlhkosti hrozí množství různých systematických chyb. Je potřeba, aby měření srážek probíhalo blízko měřicího stanoviště, protože úhrn srážek se může lišit už na vzdálenosti několika kilometrů. V rámci studované oblasti se navíc může lišit vlhkost půdy a je proto potřeba ji měřit na více místech. Množství vody infiltrované do půdy se může měnit i v rámci metrů. Příčinou jsou různé vlastnosti půdy, vliv klenby stromů na podkorunové srážky, či odlišná spotřeba vody rostlinami nebo stromy. Dalším problémem mohou být chyby způsobené poškozením vegetace nebo změnou vlastností půdy při instalaci a obsluze přístroje nebo odebírání vzorků (Allen et al., 2011).

Pro mokřad byla metoda vodní bilance použita například ve studii Mendez et al. (1998) věnující se malému povodí na Aljašce, jehož většinu (78 %) tvořil mokřad. Bylo zde použito několik metod pro stanovení evapotranspirace a výsledky porovnány s metodou Bowenova

poměru. Vzhledem k plochému charakteru povodí byl pro období po odtátí sněhu zanedbán odtok. Protože se v hloubce nacházel permafrost, byla zanedbána i hloubková perkolace. Evapotranspirace (ET) byla pro tento speciální případ stanovována jen na základě srážek (P) a úbytku zásob (S)

$$ET = P + S \quad (2.27)$$

Změna zásob byla určována odečítáním hladiny v mělkých vrtech a termokrasových jezírkách každé tři dny. Ve středu mokřadu bylo zároveň na 4 místech prováděno měření změn zásob vody metodou TDR. Sondy byly uloženy v hloubkách po 5 cm tak, aby popisovaly zkoumaný profil. Pro vlhčí místa byla sledována hloubka 5-15 cm pod povrchem, hlouběji již byla půda stále nasycena vodou. Pro sušší místa byly sondy umístěny v hloubkách 5 – 40 cm. Průměrná mocnost činné vrstvy nad permafrostem byla 40 – 50 cm.

Výsledná evapotranspirace byla pro případ vodní bilance určována jako aritmetický průměr hodnot vypočítaných zvlášť pro mokřad a zbylou sušší část povodí. Ukázalo se, že metoda vodní bilance evapotranspiraci oproti metodě Bowenova poměru jemně podhodnotila. Možnou příčinou byla chyba vlivem ručního odečítání hodnot, či podhodnocení srážek, ale pravděpodobně byla nejdůležitější přesnost stanovení změn zásob vody. Pokud byla pro centrální část území použita data z TDR místo sledování hladiny podzemní vody pomocí vrtů, byl získán výsledek bližší metodě Bowenova poměru, pravděpodobně vlivem přesnějšího stanovení změn zásob Mendez et al. (1998).

2.2.7. ET pomocí vodní bilance sledované na rozsáhlejších územích

Metoda vodní bilance je použitelná k určení průměrné ET pro velké celky v měřítku celého povodí (Allen et al., 2011). Evapotranspirace je určována jako rozdíl ročního nebo mnohaletého úhrnu srážek a ročního odtoku. Pro použití této metody tedy stačí změřit plochu sledované oblasti a sledovat úhrn srážek a odtok z této plochy.

Používá se pro povodí, kde jsou zdroje určeny vodním tokem nebo srážkami a kde nedochází k jiným významným nevyčísitelným přítokům či únikům vody mimo vodoměrný profil. Dobrou shodu mezi měsíčními hodnotami modelované a měřené evapotranspirace ukázala například studie Dunin a Aston (1984), která byla provedena v rámci experimentálního povodí a australské říční pánve.

Tyto metody většinou poskytují hrubý sezónní odhad evapotranspirace z kombinace zemědělských a nezemědělských oblastí v rámci povodí. Vzhledem k tomu, že ve studované oblasti jsou zahrnuty různé druhy vegetace, je obvykle měření přenositelné jen mezi oblastmi s podobným klimatem, vegetací a dostupností vody.

Mezi podstatné vstupy vodní bilance patří srážky. Proto přesnost určení srážek ovlivňuje přesnost zjištěné evapotranspirace. V oblastech konvektivních bouřek nebo oblastech se specifickým reliéfem, kde jsou srážky ovlivňovány orografií, je pro sledování srážek nutné dobré rozlišení sítě, například v řádu kilometrů nebo ještě podrobnější (Allen et al., 2011).

Jedním z případů, kde byla tato metoda použita je studie, kterou provedl Wilson et al. (2001) pro opadavé lesy na jihovýchodě Spojených států. Měřením odtoku pomocí přepadů byl určen odtok na jednotku plochy. Kromě toho byl sledován úhrn srážek. Evapotranspirace byla určena jako rozdíl srážek a odtoku:

$$ET = P - O \quad (2.28)$$

Současně s touto metodou zde bylo prováděno také měření pomocí vířivé kovariance. Mezi těmito použitými metodami byla pro pětileté vyhodnocované období nalezena dobrá shoda ročních hodnot evapotranspirace.

2.2.8. Sledování ET pomocí denního kolísání hladiny podzemní vody

Denní kolísání hladiny podzemní vody je možné využít ke stanovení ET v oblastech, kde je hladina podzemní vody v dosahu kořenů. Musí také platit předpoklad, že ET se odehrává pouze z podzemní vody.

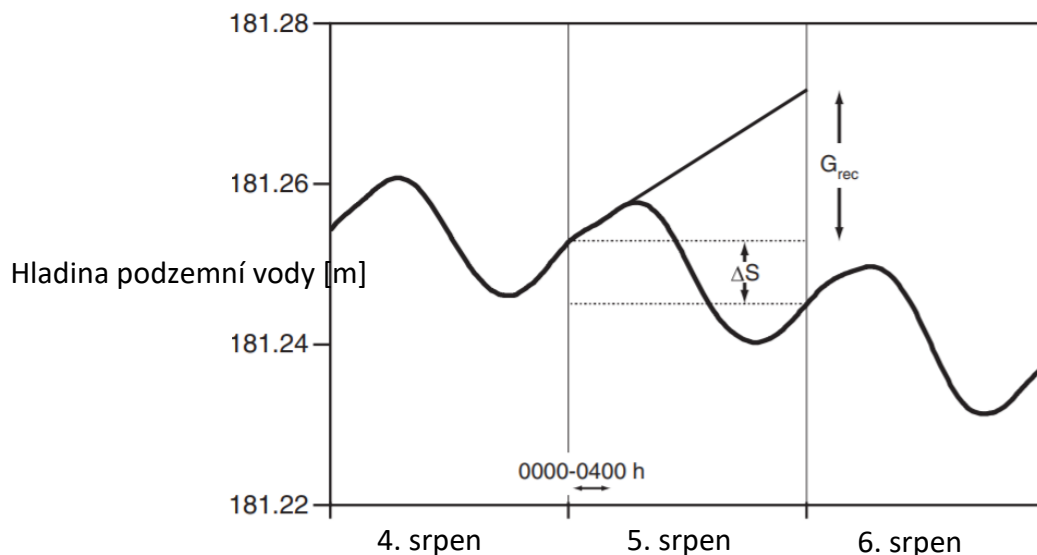
Malé denní kolísání hladiny podzemní vody je způsobeno vegetací reagující na klimatické vlivy, jako je například teplota, sluneční záření a vlhkost. Denní rytmus metabolismu je dále modulován fenologickou fází v rámci sezóny. Tyto změny metabolismu se projevují na velikosti transpirace. Změny transpirace porostu se také mohou projevit ve velikosti průtoku přilehlých vodních toků, zvláště pak během suchých období (Gribovszki et al., 2008).

Metoda, kterou zavedl White (1932) patří mezi klasické metody dlouho používané v příbřežních lesích semiaridních oblastí, kde jsou málo časté srážkové události a hladina podzemní vody je pod úrovní terénu pro většinu vegetačního období (Carlson Mazur et al.,

2014). Tato metoda určuje množství podzemní vody spotřebované za 24 hodin transpirací a evapotranspirací dle vztahu (White, 1932):

$$q = y (24 r \pm s) \quad (2.29)$$

kde q je množství spotřebované vody, y je storativita zvodně s volnou hladinou v oblasti, kde měření probíhá, r je průměrná změna výšky hladiny za hodinu vypočtená na základě intervalu od půlnoci do čtyř hodin ráno a s je čistý pokles nebo zvýšení hladiny během 24 hodin. Výpar a evapotranspirace jsou během intervalu od půlnoci do čtyř hodin ráno zanedbávány a vývoj hladiny během tohoto intervalu je považován za průměrné doplňování podzemní vody v příslušném dni. Princip metody ukazuje také následující graf:



Obr 2.10.: Graf vývoje hladiny podzemní vody v čase ukazující princip výpočtu evapotranspirace Whiteovou metodou. Na svislé ose je výška hladiny podzemní vody, na horizontální ose čas. G_{rec} ukazuje extrapolovaný vývoj hladiny podzemní vody na základě intervalu mezi půlnocí a čtvrtou hodinou ráno. ΔS je změna zásob podzemní vody. Evapotranspirace je vypočítána jako součet G_{rec} a ΔS vynásobený storativitou y . Upraveno podle Carlson Mazur et al. (2014).

Problémem metod sledujících kolísání hladiny podzemní vody je, že nemohou být používány během srážkových událostí nebo když je oblast zaplavena, případně když hladina podzemní vody klesne mimo dosah kořenů. V metodách je také použit nereálný předpoklad, že míra doplňování podzemní vody se během dne nemění (Carlson Mazur et al., 2014). Se změnou výšky hladiny podzemní vody se mění také přítok podzemní vody do příbřežní zóny. Výraznější kolísání přítoku během dne lze očekávat například v údolích s převládajícím horizontálním

směrem proudění podzemní vody. Hladina v příbřežní zóně během dne kolísá výrazněji než v oblastech dále od vodního toku a mění se tak hydraulický gradient mezi příbřežní zónou v údolí a okraji údolí (Gribovszki et al., 2008). Nově byly proto vyvinuty metody pro určení evapotranspirace z kolísání hladiny podzemní vody, jejichž použití je možné pro větší rozpětí podmínek, než umožňovaly původní metody používané pro příbřežní oblasti v semiaridním klimatu (Carlson Mazur et al., 2014).

Dvě modifikace původní Whiteovy (White, 1932) metody přináší například Gribovszki et al. (2008). První je označována jako hydraulická. Pro případ horizontálního proudění podzemní vody je nejprve v době svítání a před svítáním, kdy se velikost evapotranspirace blíží nule, stanovena hydraulická výška H ve vzdálenosti L od příbřežní zóny, kde už není denní kolísání hladiny zjevné. Je použit vztah (Gribovszki et al., 2008):

$$H = \sqrt{2(L-l) \left(\frac{S_y d_1}{k} \frac{dh}{dt} + \frac{h^2 - h_0^2}{2l} \right)} + h^2 \quad (2.30)$$

kde k je saturovaná hydraulická vodivost, h výška hladiny v místě měření, h_0 výška hladiny vodního toku, l vzdálenost od vodního toku a S_y je storativita ve zvodni s volnou hladinou. Hodnoty H pro zbylé časy jsou získány pomocí interpolace hodnot H v době svítání a před svítáním. Celkový přítok podzemní vody (rozdíl přítoku a odtoku vody z oblasti) Q_{net} je určen dle vztahu (Gribovszki et al., 2008):

$$Q_{\text{net}} = \frac{k(H^2 - h^2)}{2 d_1 (L - l)} - \frac{k(h^2 - h_0^2)}{2 d_1 l} \quad (2.31)$$

Druhá modifikace Whiteovy metody je označována jako empirická. Z kolísání hladiny h v čase jsou pro každý den vybrány dva body. Prvním je okamžik, kdy měla derivace výšky hladiny podle času t nejvyšší hodnotu. Druhý bod je vybrán v ranních hodinách a je mu přiřazena průměrná časová změna hladiny v době svítání a před svítáním. Pro tyto dva body je vypočítán přítok do oblasti v daném čase jako (Gribovszki et al., 2008):

$$Q_{\text{net}} = S_y \frac{dh}{dt} \quad (2.32)$$

kde S_y je storativita zvodně s volnou hladinou ve sledované oblasti. Hodnoty Q_{net} v příslušných časech označují maximální a minimální přítok do dané oblasti (rozdíl přítékající a odtékající

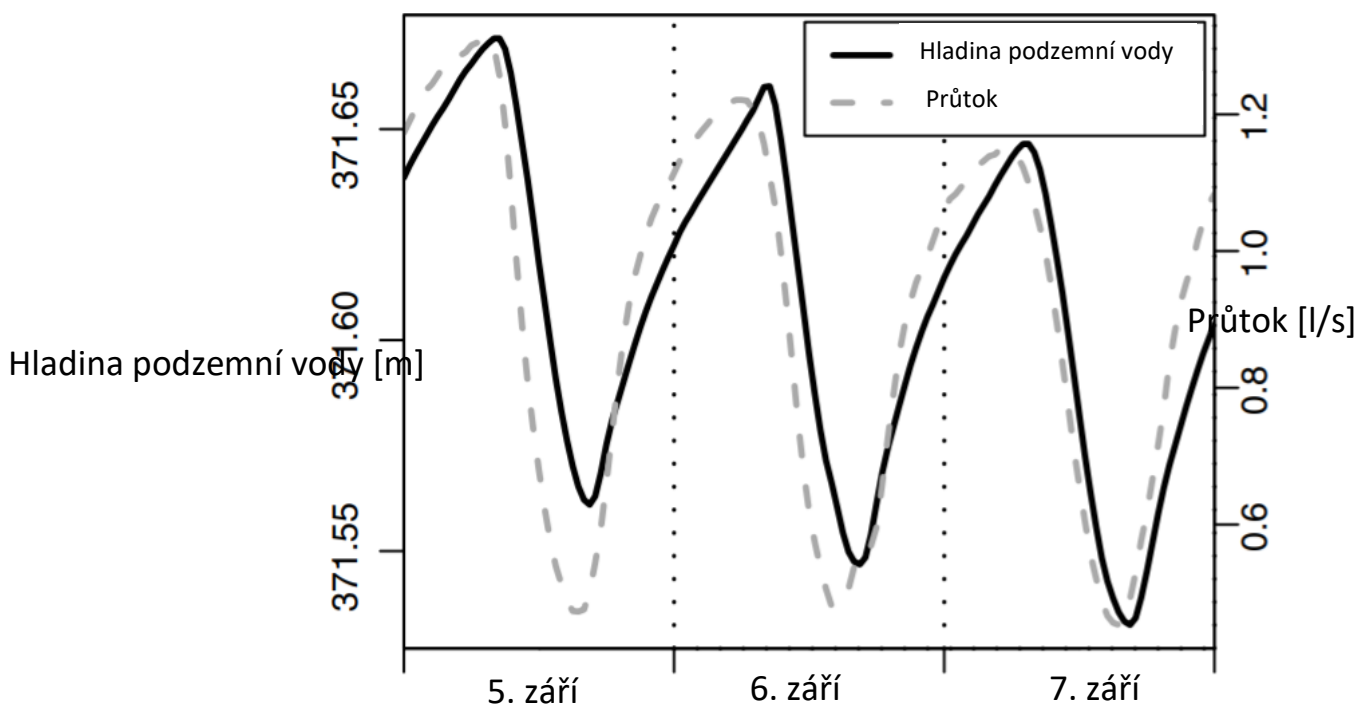
podzemní vody) během daného dne. Hodnoty průtoku během dne v časech mezi těmito maximálními hodnotami jsou získány pomocí interpolace hodnot Q_{net} .

Evapotranspirace ET_G se pro hydraulickou i empirickou modifikaci vypočítá z hodnot Q_{net} dle vztahu (Gribovszki et al., 2008):

$$ET_G = Q_{\text{net}} - S_y \frac{dh}{dt} \quad (2.33)$$

Jako konkrétní příklad obvyklého denního rytmu (Obr 2.11.) hladiny podzemní vody je ukázán graf ze studie evapotranspirace v poříčních lesích, kterou provedl Gribovszki et al. (2008). Metoda byla provedena v zalesněné příbřežní oblasti v západním Maďarsku. Plná čára znázorňuje úroveň hladiny podzemní vody a přerušovaná čára průtok v přilehlém vodním toku. Nejvyšší úrovně hladiny podzemní vody bylo obvykle dosahováno mezi 4 a 5 hodinou ránní a nejnižší úrovně bylo dosahováno mezi 4 a 5 odpoledne (Gribovszki et al., 2006). Hodnoty průtoku ve vodním toku kopírovaly změny výšky hladiny podzemní vody.

V případě studie Gribovszki et al. (2008) byl stav hladiny podzemní vody o trochu zpožděný oproti hodnotě průtoku. Pozorované zpoždění bylo přibližně 1 až 1,5 h a toto zpoždění nebylo dosud v literatuře zmiňováno (Gribovszki et al., 2008). Podrobněji se tomuto věnuje Szilagyi et al. (2007), kde je vytvořen numerický model tohoto zpoždování.



Obr. 2.11.: Denního rytmus kolísání hladiny podzemní vody.

Upraveno podle Gribovszki et al. (2008)

Porovnání dalších metod stanovení evapotranspirace z kolísání hladiny podzemní vody se věnoval například Fahle a Dietrich (2014). Z metod porovnávaných ve studii byla nejlepší shoda mezi stanovenou evapotranspirací a výsledky lyzimetrického měření nalezena u empirické modifikace Whiteovy metody, kterou představil Gibovszki (2008).

2.3. Shrnutí metod

Na základě dostupné literatury byl vytvořen přehled metod používaných pro stanovení evapotranspirace zejména v mokřadech. Existuje mnoho různých metod. Mokřad je prostředím s přirozenou vegetací, podmínky jsou proto více různorodé a studium evapotranspirace je obtížnější než například u zemědělských systémů.

Dají se odlišit dva hlavní přístupy. První skupina sleduje procesy ve studovaném prostředí. Například vodní bilanci půdy, vodní bilanci povodí, kolísání hladiny podzemní vody (Whiteova metoda) nebo tok mízy v rostlinách. Lyzimetrické metody oddělují blok prostředí od okolí a sledují jeho vodní bilanci. Další metody jsou založené na měření atmosférických podmínek a energie dostupné pro výpar (metoda Bowenova poměru, metoda vířivé kovariance, metoda obnovy povrchové vrstvy, LIDAR). Častým problémem metod je drahé přístrojové vybavení. Potíží může také být interakce systému s okolím. Pro bodová měření je nutné dobře volit počet a umístění měřicích stanovišť, aby jimi byla zkoumaná oblast dobře reprezentována. Okolí zkoumaných míst také nesmí být ovlivněno instalací přístrojů.

Druhou skupinou jsou metody založené na empirických vztazích mezi evapotranspirací a naměřenými vlastnostmi prostředí. Do této skupiny patří například Thornwiteova metoda, Oudinova metoda, Priestley-Taylorova rovnice nebo Penman-Montheithova rovnice. Nevýhodou je, že používají jen přibližné vztahy. Tyto vztahy navíc byly vytvořeny pro určité podmínky a zkoumané prostředí jim nemusí odpovídat. Některé z těchto metod ale mohou být výpočetně velmi jednoduché (například Oudinova metoda) a výborně se tak hodit pro numerické modely vodní bilance, pokud se ve studované oblasti ukáže, že mají dobrou shodu se zavedenými metodami.

3. Praktická část

3.1. Lokalita

Pro experimentální část práce byly vybrány mokřady na horním toku Pšovky a Liběchovky. Tato oblast je velmi vhodná pro sledování evapotranspirace. Horniny jsou dobře propustné a vodní toky jsou zde napájeny především podzemní vodou. Povrchový odtok je zanedbatelný. Díky tomu méně kolísá množství přitékající vody a změny množství vody způsobené evapotranspirací nejsou přehlušeny jinými vlivy. Evapotranspirace snižuje průtok v tocích i výšku hladiny podzemní vody a mokřady jsou prostředím, kde je evapotranspirace obzvláště významným činitelem.

Například nad obcí Mělnická Vrutice často dochází k úplné ztrátě vody v toku Pšovky, tato ztráta je sice primárně způsobena čerpáním podzemní vody v jímacím území Řepínský důl, ale určitý vliv může mít i evapotranspirace. Je důležité míru evapotranspirace určit, protože díky zvyšující se teplotě se může vliv evapotranspirace v budoucnu dále zvyšovat.

Sledované území se nachází v hydrogeologickém rajonu 4522 Křída Liběchovky a Pšovky. Nachází se v teplé až mírně teplé klimatické oblasti. Průměrná roční teplota je 8-9 °C. Průměrný roční úhrn srážek okolo je 530 mm/rok (Kůrková et al., 2016).

Oblast leží v české křídové pánvi a je tvořena mořskými sedimenty s podložím tvořeným střídajícími se pískovci, jílovcí, arkózami a drobami permokarbonu. V hydrogeologickém rajonu 4522 Křída Liběchovky a Pšovky se vyskytují dva hlavní kolektory. Prvním je bazální kolektor cenomanských pískovců o mocnosti 40 – 90 m s poměrně malou propustností, který nikde v zájmové oblasti nevystupuje na povrch. Tento kolektor je izolátorem oddělen od svrchního kolektoru jizerského souvrství s mocností, která v rámci rajonu 4522 směrem na sever roste od 40 do 200 m. Tento kolektor je dobře propustný a v oblasti se vyskytují mohutné vývěry podzemní vody. Na základě hladiny ve vrtech byl určen převládající směr proudění podzemní vody v obou kolektorech k JJZ. Kromě dvou hlavních kolektorů je v písčito-jílovitých nivních sedimentech Labe, Pšovky a Liběchovky vyvinut také kvartérní kolektor (Kůrková et al., 2016).

3.2. Měření a sledované veličiny

3.2.1. Přehled sledovaných veličin

Vliv evapotranspirace byl zkoumán na dvou drobných vodních tocích s průtokem do 2 l/s vybraných tak, aby vliv evapotranspirace mohl být dostatečně významný pro ovlivnění průtoku. Shromážděvaná data shrnuje tabulka 3.1.

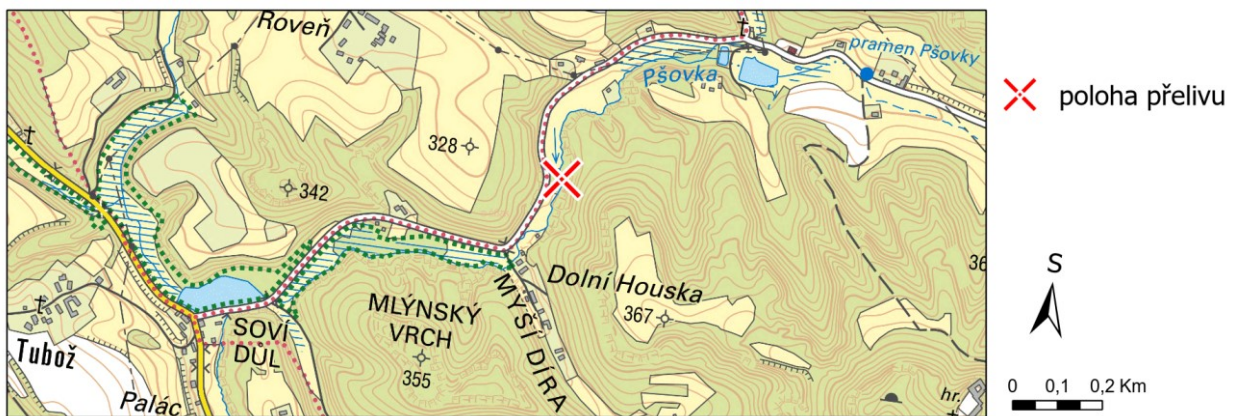
Tabulka 3.1: Shromážděná data

měřená veličina	frekvence měření	měřicí přístroj /metoda	vlastní data*	sledované období
automatický záznam výšky hladiny vodního toku	každých 30 minut	tlakové čidlo	ano	7,5 měsíce
ruční měření výšky hladiny vodního toku	několikrát za měsíc	svinovací metr	ano	7,5 měsíce
ruční měření průtoku	několikrát měsíčně	objemová metoda	ano	7,5 měsíce
automatický záznam výšky hladiny podzemní vody	každých 30 minut	tlakové čidlo	ano	6,5 měsíce
ruční měření výšky hladiny podzemní vody	několikrát za měsíc	hladinoměr	ano	6,5 měsíce
elektrická vodivost	několikrát za měsíc	konduktometr	ano	7,5 měsíce
teplota vody	několikrát za měsíc	konduktometr	ano	7,5 měsíce
plocha mokřadu u přítoku Liběchovky	jednou za celé období	GPS zaměření polohy a software ArcGIS Pro	ano	
plocha všech mokřadů v povodí Pšovky a v povodí Liběchovky nad Želízí	jednou za celé období	Ortofoto ČÚZK, Základní mapy ČÚZK 1:10 000 a software ArcGIS Pro	ano	
denní úhrn doby trvání slunečního svitu	jednou za den	stanice ČHMÚ Doksy	ne	
denní úhrn srážek	jednou za den	stanice ČHMÚ Doksy	ne	
průměrná denní teplota	jednou za den	stanice ČHMÚ Doksy	ne	

*vlastní data = data experimentálně získaná autorem

3.2.2. Instalace přelivů

Na obou vodních tocích byl pro sledování průtoku zbudován přeliv. První z přelivů byl umístěn na horním toku Pšovky jeden kilometr proti proudu od bývalého Tubožského mlýna, 5 m pod hrází již zaniklého rybníka (obr. 3.1). Dno bývalého rybníka nad profilem je částečně využíváno jako sekaná louka. V okolí obou zbudovaných přelivů je les tvořený listnatými stromy (Pšovka – smíšený listnatý, Liběchovka - olše).



Obr. 3.1: Poloha přelivu na Pšovce (podkladová mapa: Základní mapa 1: 10 000 získána z ČÚZK a 2022)

Druhý z přelivů byl umístěn na přítoku Liběchovky v zamokřeném údolí u Vrabcov, kilometr proti proudu od obce Deštná (obr. 3.2.).



Obr. 3.2: Poloha přelivu na přítoku Liběchovky (podkladová mapa: Základní mapa 1: 10 000 získána z ČÚZK a 2022)

Ke konstrukci přelivů byly použity obdélníkové plechy, do jejichž horního okraje byl vyříznut trojúhelníkový zářez, kterým přepadávala voda. U profilu na Pšovce byl vyříznut jeden zářez, u profilu na přítoku Liběchovky dva zářezy vedle sebe. Plechy byly proti ohnutí chráněny kovovými roxory zaraženými do dna. Aby voda plech přelivu nepodtékala, byl pod něj zaražen ještě jeden plech hlouběji do dna. Okolí plechů bylo utěsněno jílovitou hlínou.



Obr. 3.3: Vytvořený přeliv na Pšovce (vlevo) a přítoku Liběchovky (vpravo) (Foto autor)

Přepady byly často kontrolovány a čištěny od listí, během letního období (červenec – září) pravidelně každý týden. V říjnu byly kontrolovány jednou za 14 dní a v dalším období poté jednou měsíčně. Bylo nutné také kontrolovat utěsnění přelivu, aby nic neobtékalo okolo plechové desky přelivu. Několikrát během měřicího období bylo nutné utěsnění opravit. Ukázalo se, že nejlepší pro utěsnění byl později přidáný jíl z hráze blízkého zaniklého rybníka.

Při každé návštěvě bylo zkontrolováno, zda se v zářezu profilu nezachytly listy, které by zvyšovaly hladinu nad profilem a ovlivňovaly měření tlakového čidla. Během podzimního období byl profil listy často ucpán. Obzvláště pak u profilu na Pšovce. Proto byl profil na Pšovce během podzimu navštěvován i samostatně jen kvůli vyčištění od listů. Ukázalo se, že během období padání listů byl profil opět ucpán už po dvou týdnech od předchozího pročištění.

3.2.3. Automatické měření výšky hladiny nad přelivem

K měření výšky hladiny nad přelivy byla využita automatická tlaková čidla Solinst LeveLogger 5. Tlaková čidla byla umístěna v novodurové trubce s průměrem 32 mm zakopané v břehu a ústící do vodního toku. Na ústí trubky byly do vody naskládány kameny, aby byla hladina uvnitř trubky v hydraulickém kontaktu s hladinou potoka, i když bude konec trubky přerýtý bahnem. Pro ochranu proti bahně a nečistotám bylo čidlo také omotáno silonovou

punčochou. Během měřicího období byla čidla jednou vytažena a zkontrolována jejich funkčnost.

3.2.4. Ruční měření výšky hladiny nad přelivem

Při každé návštěvě lokality byla také ručně změřena výška hladiny oproti pevně danému bodu (konec železné tyčky zaražený první desítky cm nad přelivem do dna). Vzdálenost hladiny pod odměrným bodem (POB) byla měřena svinovacím metrem. Přesnost tohoto měření byla ± 1 cm, zejména kvůli obtížnému určení momentu, kdy je konec metru přesně zarovnan s hladinou.

3.2.5. Ruční měření průtoku

Ruční měření průtoku na přelivech bylo prováděno pomocí nádoby objemovou metodou. Pro přeliv na Liběchovce byla používána nádoba o objemu 8 l. S pomocí stopek byl pro každý otvor přelivu změřen čas, za který se nádoba naplní. Bylo provedeno šest opakovaných měření a výsledek vypočten jako aritmetický průměr naměřených hodnot. Výsledný průtok byl následně získán jako součet průtoků oběma zářezy. Pro přeliv na Pšovce byla zprvu používána také 8l nádoba. Později bylo současně prováděno měření větší nádobou s jiným postupem. Voda přepadávající přes profil byla nádobou jímána až než bylo zachyceno přibližně 12 l vody a čas jímání byl zaznamenán stopkami. Stopky byly zapnuty současně se začátkem napouštění nádoby a zastaveny při začátku vyndávání nádoby. Snahou tohoto postupu bylo zmenšit chybu vytvořenou vkládáním a vyndáváním nádoby. Poté byl změřen skutečný objem vody zachycený v nádobě. Objem vody v nádobě byl stanoven tak, že 10 l bylo odměřeno pomocí desetilitrového kýble a zbylý objem vody v nádobě byl odměřován odměrným válcem (objem odměrného válce 1 l). Měření na konci měřicího období byla prováděna už jen velkou nádobou. Průtok Pšovky byl takový, že čas měření 8l nádobou by byl příliš krátký.

3.2.6. Automatické měření výšky hladiny podzemní vody

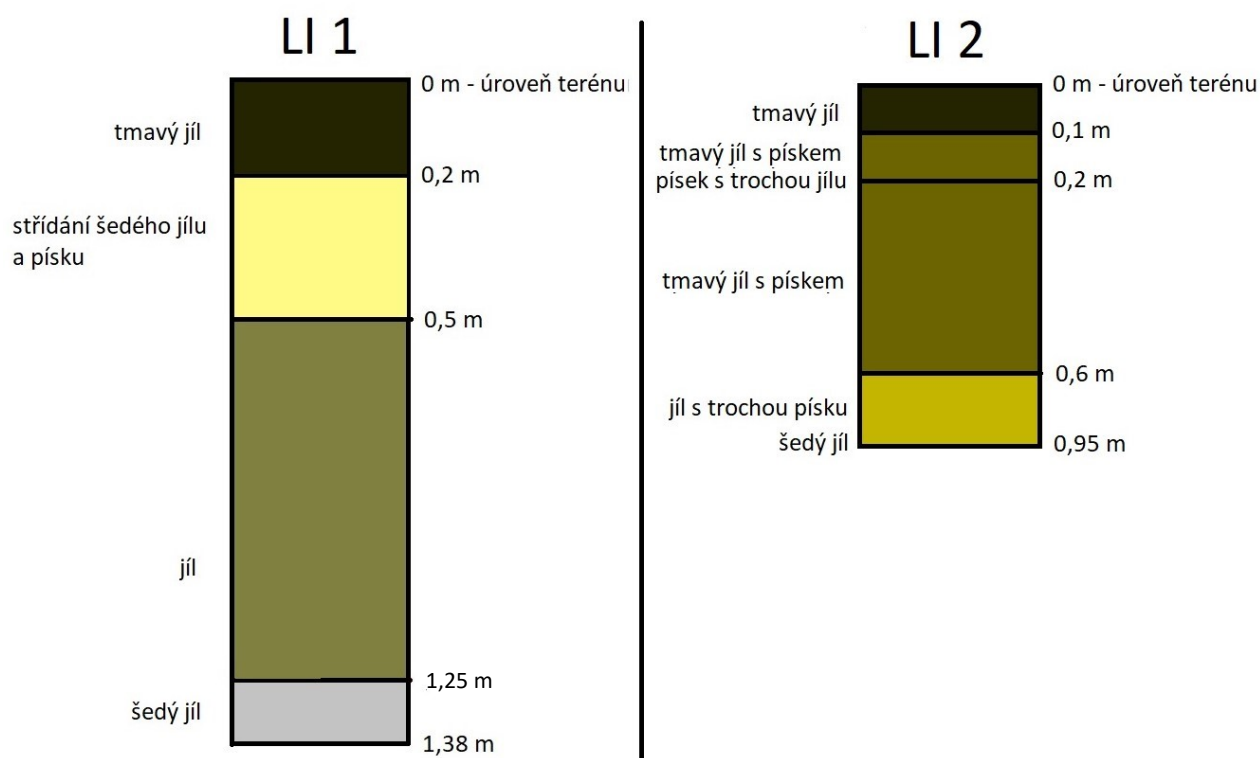
Měření výšky hladiny podzemní vody bylo prováděno jen u přelivu umístěného na přítoku Liběchovky. V těsné blízkosti přelivu byly instalovány dva piezometry. Umístění piezometrů ukazuje obrázek 3.4.



Obr.3.4: Přeliv na přítoku Liběchovky a umístění piezometru LI1, LI2 (Foto autor)

Nejprve byla při instalaci piezometrů ručně vykopána sadařským rýčem 1-1,5 m hluboká díra, jen cca 15 cm v průměru. Do této díry byla zastrčena novodurová trubka o průměru 32 mm, která byla v nejnižších 15 cm perforovaná četnými průřezy listem pilky a sloužila jako piezometr. Perforovaná část piezometrů byla obsypána štěrkem z Liběchovky a vyšší část pak byla utěsněna bahnem z lokality, vyhrabaným při kopání. Půdní profil pozorovaný při instalaci piezometru znázorňuje obr. 3.5.

V horní části byly piezometry zakryty víkem, které bylo při měření snímáno. Trubka byla pomocí drátu a železných tyček upevněna, aby se při manipulaci s víkem neposunovala. Čidlo bylo umístěno na dně trubky. Protože voda v trubce nebyla znečištěná, nebylo potřeba tato čidla omotávat silonovou punčochou, jak tomu bylo v případě čidel nad přelivem.



Obrázek 3.5: Schéma půdního profilu v okolí piezometrů

Jako odměrný bod pro piezometry byla zvolena nejvyšší část trubky piezometru. Piezometr níže po proudu přítoku Liběchovky je označen LI 1, zasahuje do hloubky 138 cm pod terénem a odměrný bod je 16 cm nad terénem. Piezometr výše proti proudu nese označení LI 2, zasahuje do hloubky 92 cm pod terénem a odměrný bod je ve výšce 13 cm nad terénem.

K měření výšky hladiny nad přelivy byla využita automatická tlaková čidla Solinst LevelLogger 5. Jednou během měřicího období byla čidla na krátký čas vytažena pro kontrolu správného fungování.

Čidla Solinst měřila v půlhodinových intervalech součet tlaku vody nad čidlem s tlakem atmosféry. Od čidlem naměřených hodnot bylo proto nutné odečíst atmosférický tlak měřený na jiné lokalitě ve středních Čechách. Výsledný tlak byl poté přepočten na výšku vodního sloupce.

3.2.7. Ruční měření výšky hladiny podzemní vody

Pravidelně byla v piezometrech vzdálenost hladiny pod odměrným bodem měřena také ručně. Měření bylo prováděno hladinoměrem. Přesnost měření byla ± 1 cm.

3.2.8. Měření elektrické vodivosti a teploty

V piezometrech i ve vodních tocích byla pravidelně při každé návštěvě měřena elektrická vodivost a teplota. K měření byl použit konduktoměr GREISINGER electronic GLF 100. Při měření teploty a vodivosti v piezometrech se odlišovaly hodnoty nahoře u hladiny oproti hodnotám u dna. Proto byla prováděna měření na dvou místech. První místo bylo u obou piezometrů nahoře těsně pod hladinou. Druhé měření u LI 1 bylo prováděno v hloubce 127 cm pod odměrným bodem (maximální dosah kabelu) a u LI 2 bylo prováděno druhé měření v hloubce 90 cm pod odměrným bodem (u dna nad čidlem měřícím výšku hladiny). Výsledky měření jsou v příloze 1. Data o elektrické vodivosti mohou být užitečná pro další výzkum ve studované lokalitě.

3.2.9. Měření plochy mokřadů

Pomocí terénního průzkumu byla pro přeliv na přítoku Liběchovky zjištěna rozloha mokřadu nad přelivem . Plocha mokřadu byla vytyčována s pomocí ruční GPS na základě odlišného charakteru vegetace. Pro mokřadní část údolí byl typický výskyt olší a travin svědčící o dobré dostupnosti vody. Jako pomocné kritérium bylo určeno, že mokřadem jsou místa nacházející se méně než 1,5 m nad hladinou vodního toku. Poté byla na základě GPS dat za použití programu ArcGIS Pro vypočtena plocha a vytvořena mapka (obr. 3.6).



Obr. 3.6: Vymezení mokřadu v okolí přítoku Liběchovky (podkladová mapa: Základní mapa 1: 10 000 získána z ČÚZK a 2022)

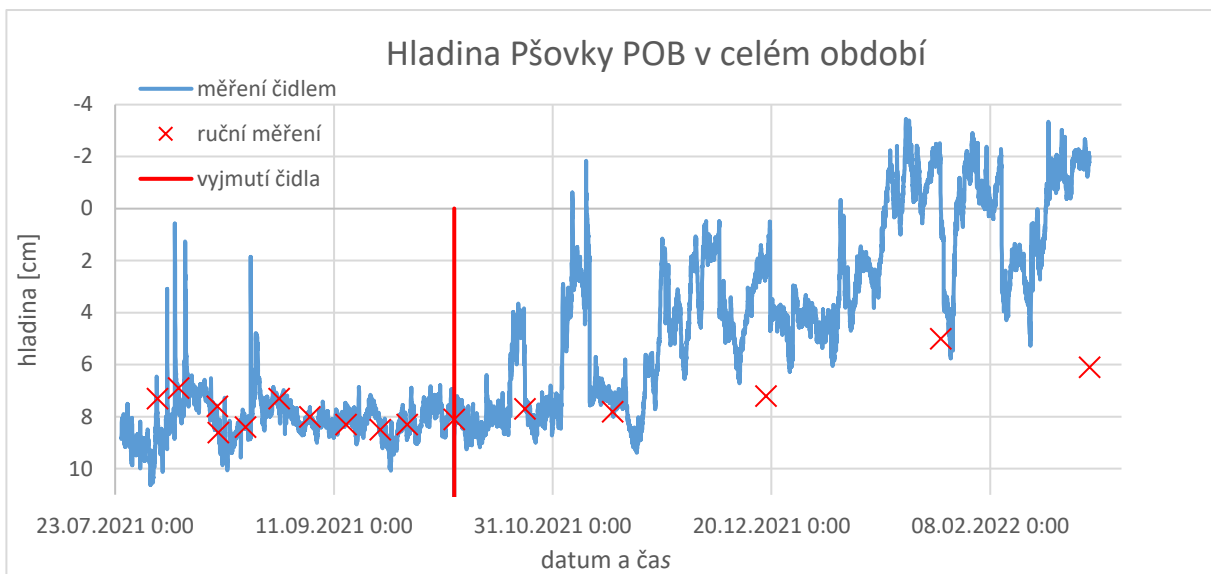
Na základě ortofoto ČÚZK a Základních map 1:10 000 ČÚZK byla také určena rozloha mokřadů v povodí Pšovky a mokřadů v povodí Liběchovky nad dlouhodobě sledovaným profilem ČHMÚ v Želízech (celková plocha oblastí vyšrafovaných v mapě jako mokřady-modré přerušované horizontální linie).

3.3. Výsledky

3.3.1. Získaná data

3.3.1.1. Měření výšky hladiny Pšovky

Měření hladiny a průtoku vodního toku s pomocí přelivů bylo započato 24.7.2021 a ukončeno 2.3.2022. Naměřený vývoj hladiny Pšovky během měřícího období ukazuje obrázek 3.7.



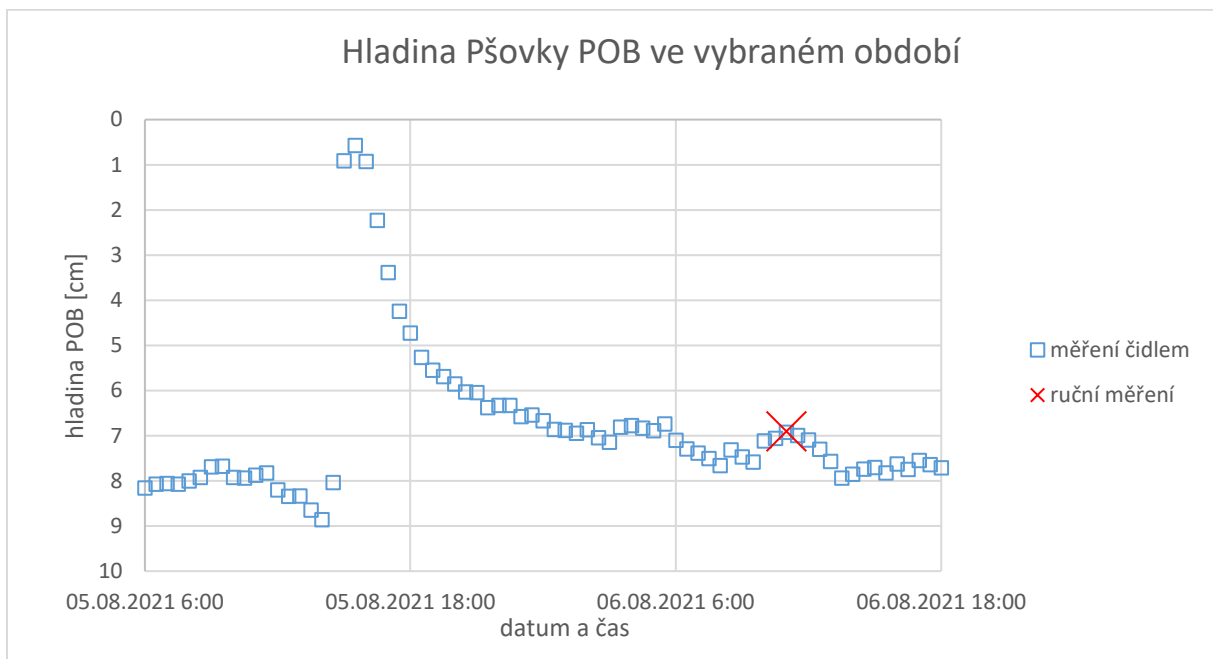
Obrázek 3.7: Vývoj hladiny Pšovky pod odměrným bodem během celého sledovaného období

V první části roku hladina kolísala ve výšce 6 až 8 cm pod odměrným bodem. Hodnoty ručního měření přibližně odpovídaly naměřeným hodnotám z čidla. Pokud se objevily skoky v době ručního měření, způsobilo je pročištění profilu. Například byl takto vytvořený velký skok v období okolo 24.10.2021. Po pročištění se však hodnoty měřené čidlem vrátily do stavu odpovídajícího ručnímu měření. Situaci 24.10.2021 před pročištěním ukazuje následující fotografie



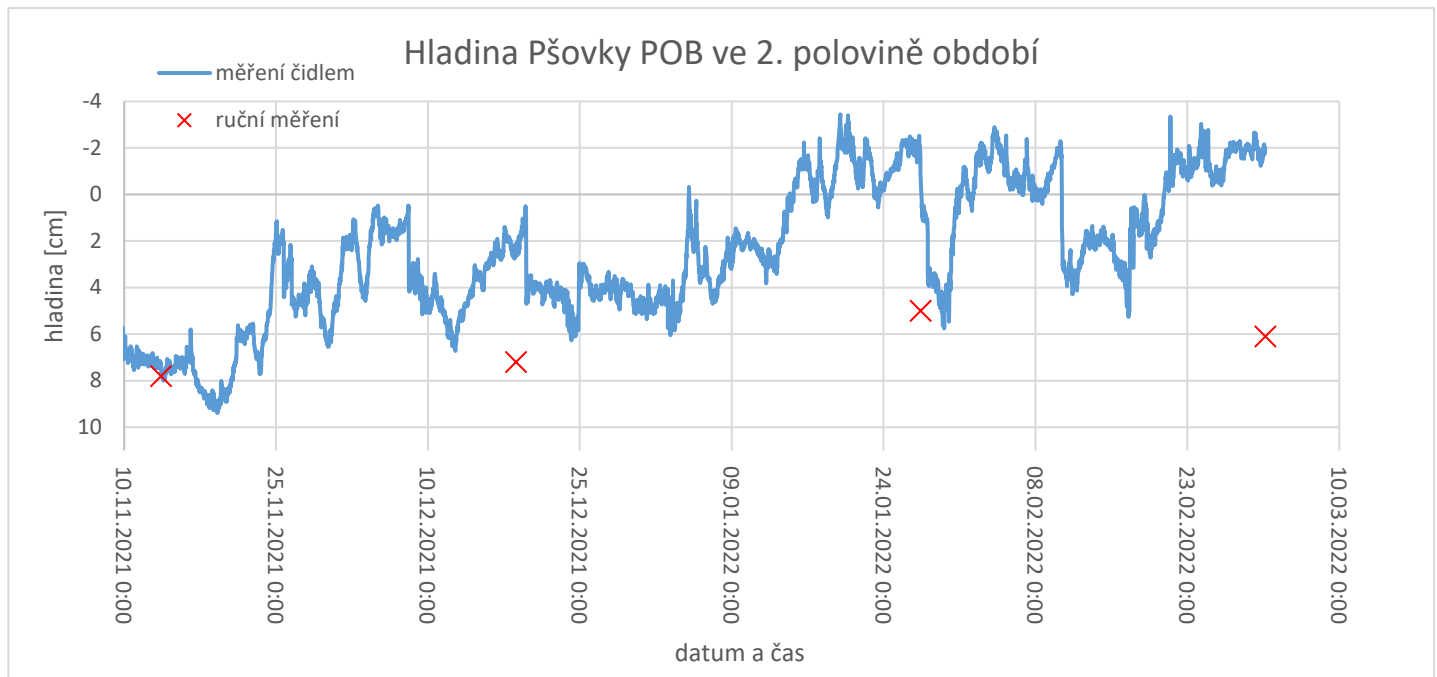
Obr. 3.8: Přeliv na Pšovce 24.10.2021 před pročištěním (Foto autor)

Během letní části roku se několikrát objevil velmi krátký výkyv, který nebyl způsoben čištěním profilu. Tento výkyv byl ještě výraznější než změna způsobená pročištěním profilu. V měření se vždy projevil náhlou změnou naměřené hodnoty, která se postupně během následujícího dne pomalu vracela zpět na původní hodnotu (obr. 3.9). Mohlo by se jednat o reakci na déšť, zaznamenaná hodnota je však příliš vysoká, aby se jednalo o reálnou situaci.



Obrázek 3.9: Ukázka skokové změny hladiny Pšovky naměřené čidlem

Z obrázku 3.7 ukazujícího vývoj hladiny POB pro celé měřené období je vidět, že se situace od konce listopadu mění. Ruční měření v této době již neodpovídají hodnotě měřené pomocí čidel (obr. 3.10). Hodnoty z čidla také začaly výrazněji kolísat.



Obr. 3.10: Hladina Pšovky měřená čidlem nad přelivem ve druhé polovině sledovaného období

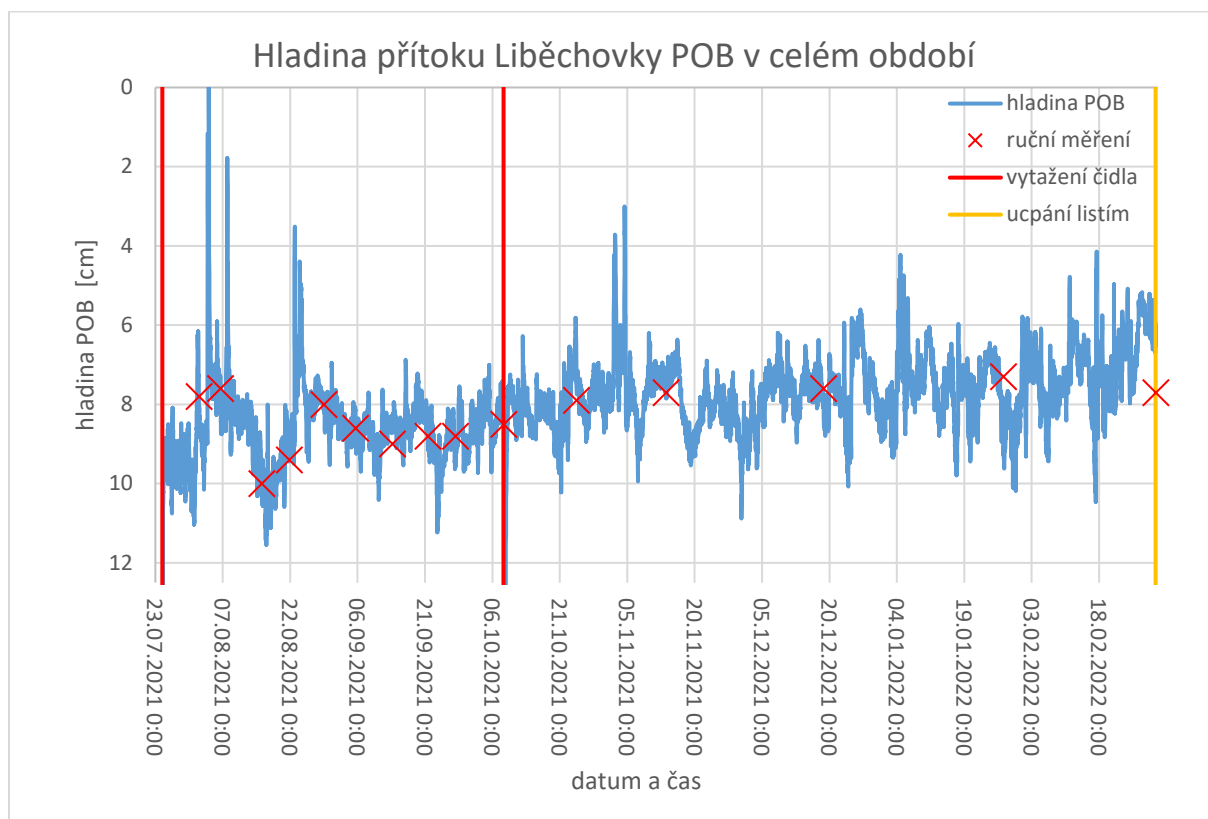
Například na konci měření 2.3. 2022 čidlo dokonce ukazuje, že by hladina měla být nad odměrným bodem. V této době byl profil navštíven. Profil sice byl opravdu ucpán listím (obr. 11), ale skutečná hladina pozorovaná během ručního měření byla pod odměrným bodem.



Obr. 3.11: Přeliv na Pšovce 2.3.2022 před pročištěním (Foto autor)

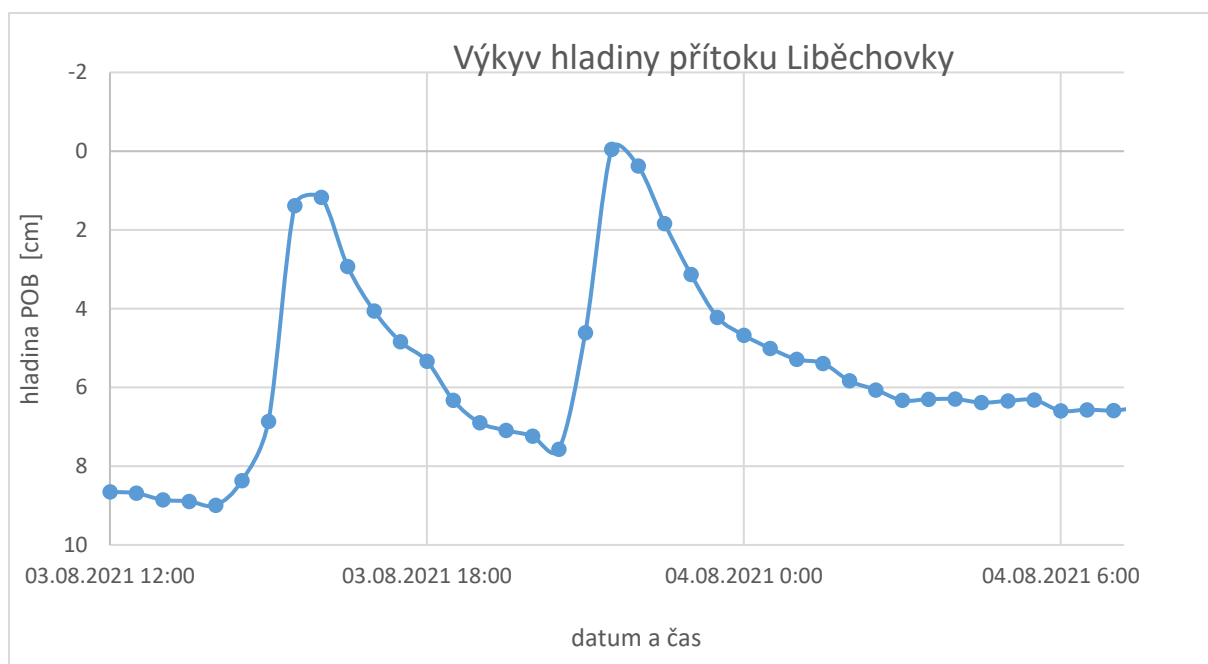
3.3.1.2. Měření výšky hladiny u přelivu na přítoku Liběchovky

Vzdálenost hladiny pod odměrným bodem naměřenou čidlem u přelivu na přítoku Liběchovky ukazuje obrázek 3.12. Velká odlišnost posledního ručního měření v březnu od dat z čidla je způsobena tím, že byl profil částečně ucpán listím.



Obr. 3.12: Záznam z čidla měřícího výšku hladiny u přelivu na přítoku Liběchovky

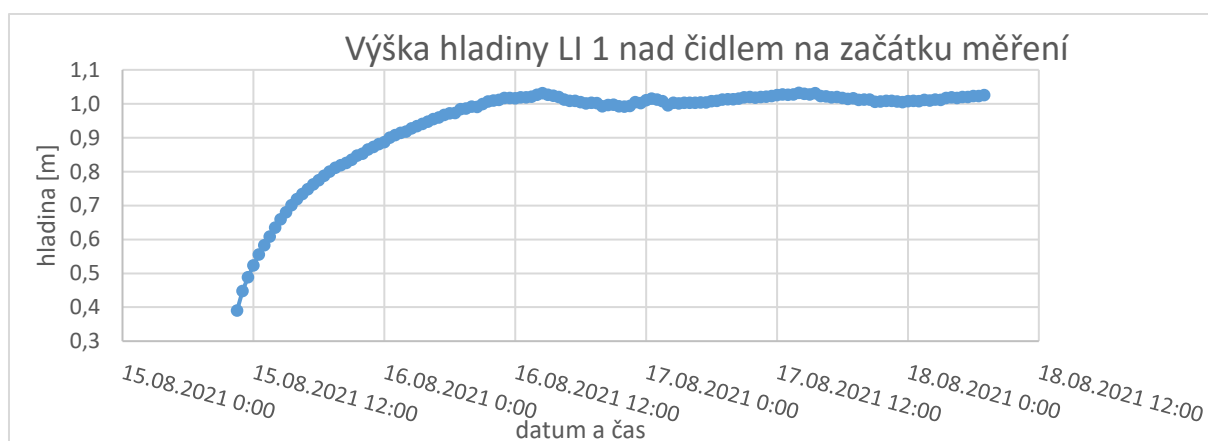
V záznamu čidla se také objevují krátkodobé výrazné výkyvy hladiny. Nejvýraznější výkyv nastal 3.8.2021, kdy dokonce měla hladina dosahovat nad odměrný bod (obr. 3.13). Stejně jako na Pšovce se i zde napřed skokově změní výška hladiny a poté se měřené hodnoty pomalu vracejí zpět. Mohlo by se jednat o reakci na déšť, zaznamenaná hodnota je však příliš vysoká, aby se jednalo o reálnou situaci.



Obr. 3.13: Záznam z čidla měřícího výšku hladiny u přelivu na přítoku Liběchovky

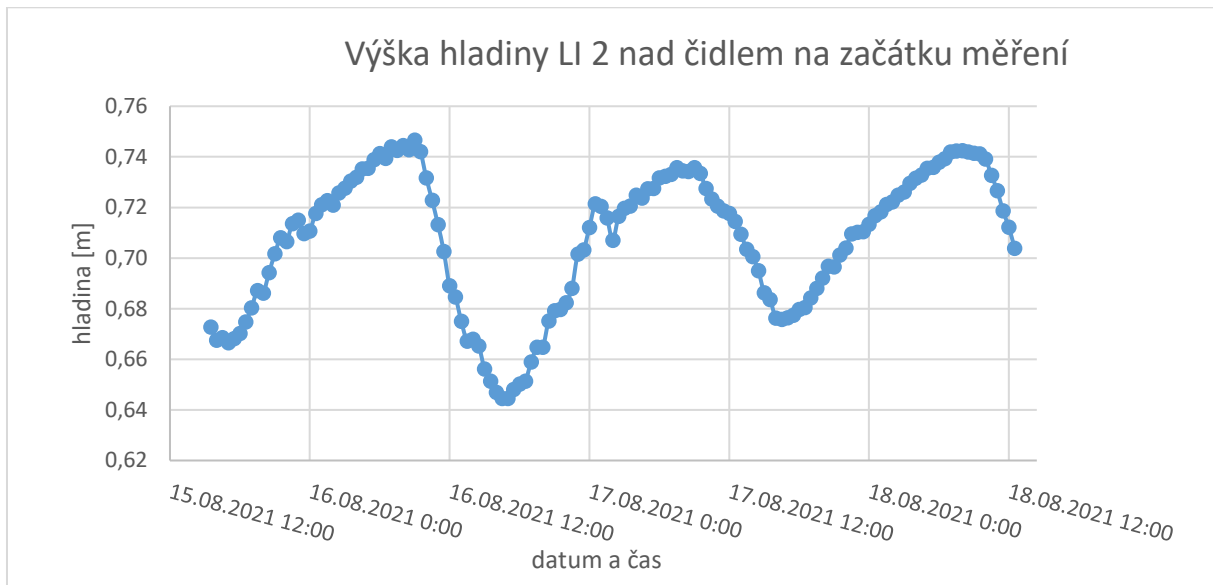
3.3.1.3. Sledování výšky hladiny podzemní vody piezometry

Sledování výšky hladiny podzemní vody piezometrem probíhalo od 15.8.2021 do 2.3.2022. Po instalaci piezometru docházelo k vyrovnání hladiny uvnitř trubky s hladinou podzemní vody v okolí. U piezometru LI 1 (níže po proudu) docházelo k vyrovnání pozvolna, hladina se ustálila až po jednom dni, jak ukazuje obr 3.14.



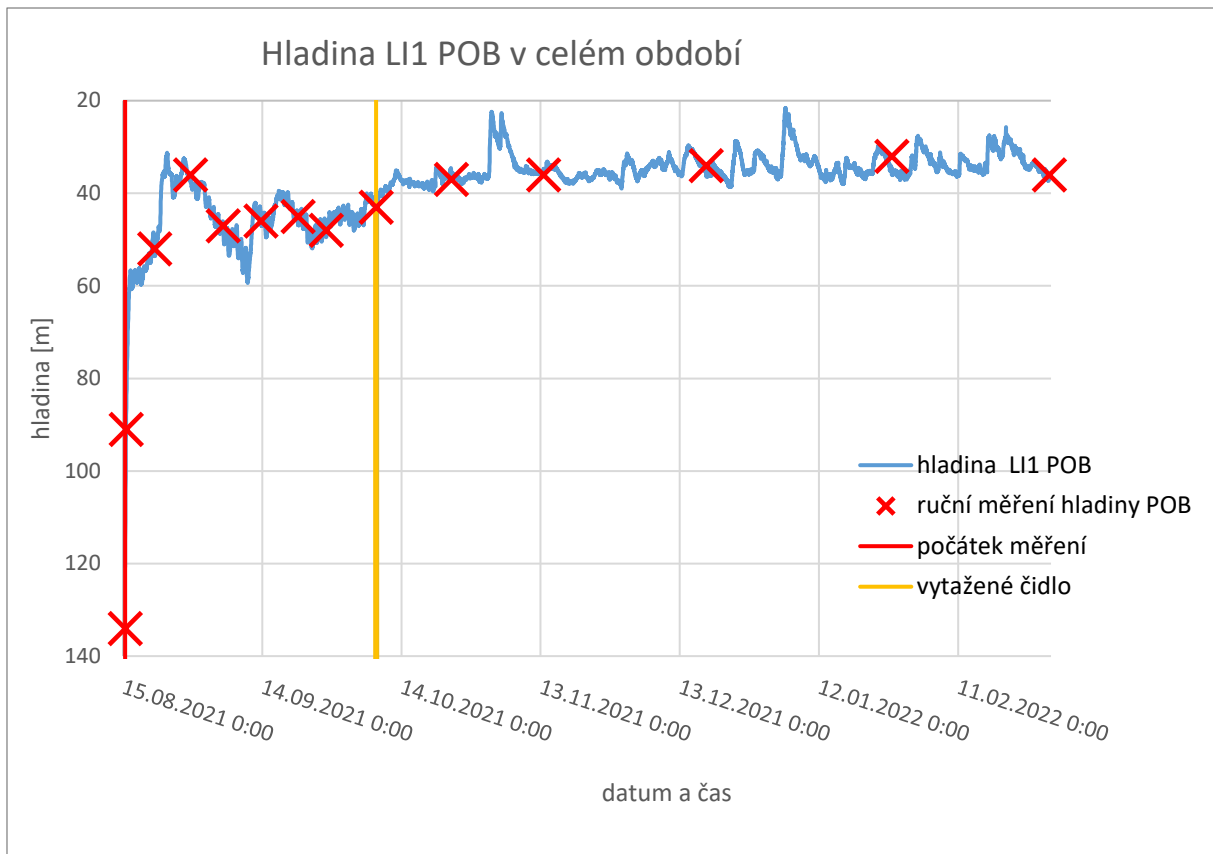
Obr.3.14: Ustalování hladiny v piezometru LI 1

U piezometru LI2 (výše proti proudu), který zasahuje do menší hloubky než piezometr LI 1 k postupnému navyšování hladiny nedocházelo a hladina byla zřejmě vyrovnána s okolím již v době zapnutí čidla, jak ukazuje obrázek 3.15.

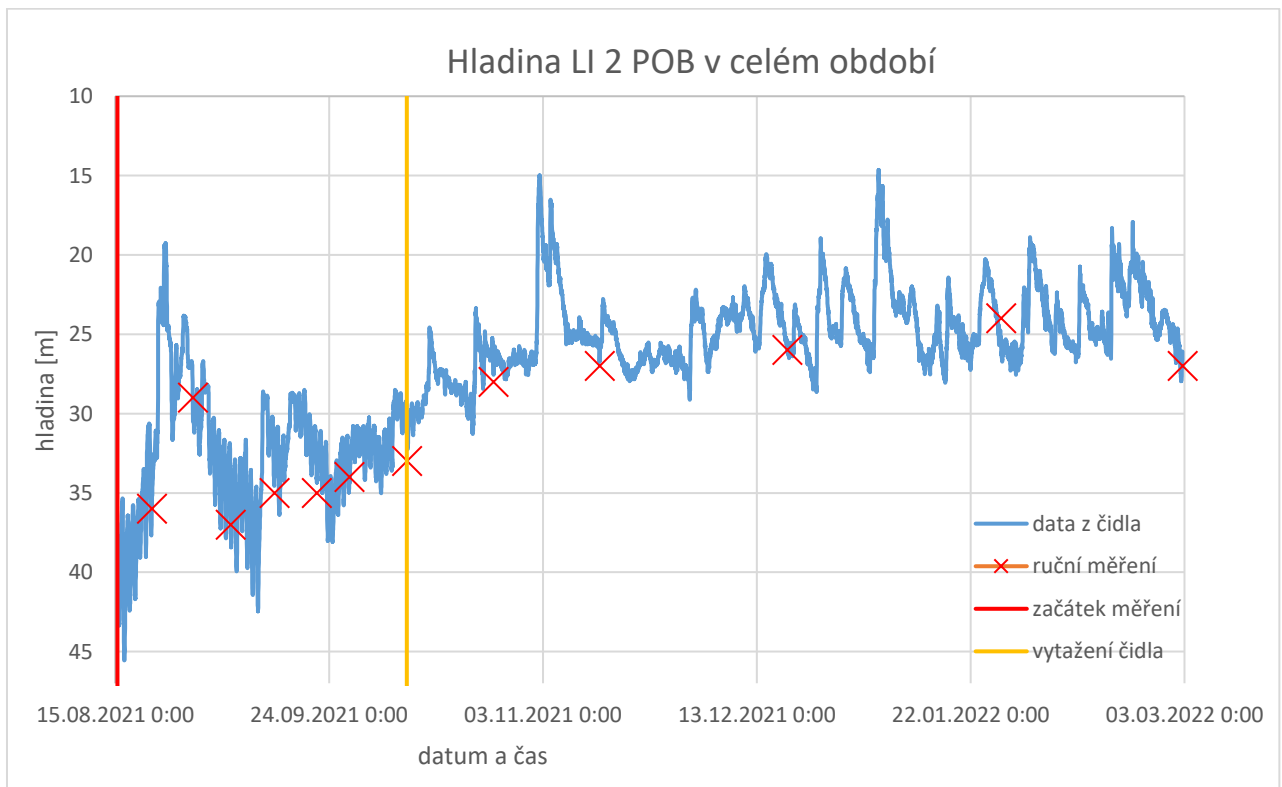


Obr.3.15: Hodnoty naměřené čidlem v piezometru LI 2 na počátku měření

Výsledky měření hladiny podzemní vody pod odměrným bodem (POB) pomocí piezometrů LI 1 a LI 2 pro celé období ukazují obrázky 3.16 a 3.17. V rámci přesnosti ručního měření hladiny podzemní vody (± 1 cm) si naměřená data odpovídají s hodnotami z čidla.



Obr.3.16: Hodnoty naměřené čidlem v piezometru LI 1 během celého období



Obr. 3.17: Hodnoty naměřené čidlem v piezometru LI 2 během celého období

3.3.2. Zpracování a diskuse

Následující část zpracovává shromážděná data ve zkoumaných lokalitách. Druhy získaných dat shrnuje tabulka 3.1 umístěná v kapitole 3.2.

3.3.2.1. Měření výšky hladiny

Vzdálenosti hladiny pod odměrným bodem (POB) naměřené čidly jsou s výsledky ručního měření porovnány v obrázcích 3.7, 3.10, 3.12, 3.16 a 3.17.

Hodnoty naměřené čidly nejhůře odpovídají ručnímu měření u přelivu na Pšovce pro druhou část sledovaného období (obr.3.7). Dlouhodobě zde čidlo měří vyšší hodnoty, než skutečné hodnoty pozorované při ručním měření (obr.3.10). Zmíněná část dat se proto nedá pro další zpracování použít.

Výsledky ručního měření a hladina zaznamenaná čidlem na přítoku Liběchovky si odpovídají výrazně lépe, než tomu bylo u Pšovky (obr.3.12). Vývoj hladiny nad přelivem odpovídá vývoji hladiny podzemní vody sledované piezometry (obr. 3.16 a 3.17). V rámci přesnosti ručního měření byla u hladiny podzemní vody i přelivu nalezena dobrá shoda mezi ručním měřením a hodnotami naměřenými čidlem.

Zajímavý je také rozdílný vývoj hladiny piezometrů v době blízko po vytvoření. U piezometru LI2 (výše proti proudu) k postupnému navyšování hladiny nedocházelo a hladina byla zřejmě vyrovnána s okolím již v době zapnutí čidla (obr. 3.15). U piezometru LI 1 (níže po proudu) docházelo k vyrovnání pozvolna, hladina se ustálila až po jednom dni (obr.3.14). Takto zpožděné vyrovnávání hladiny dokládá velmi nízkou propustnost nivních hlín, Deprese v hladině vzniklá při hloubení piezometru se dokázala zaplnit až se značným zpožděním.

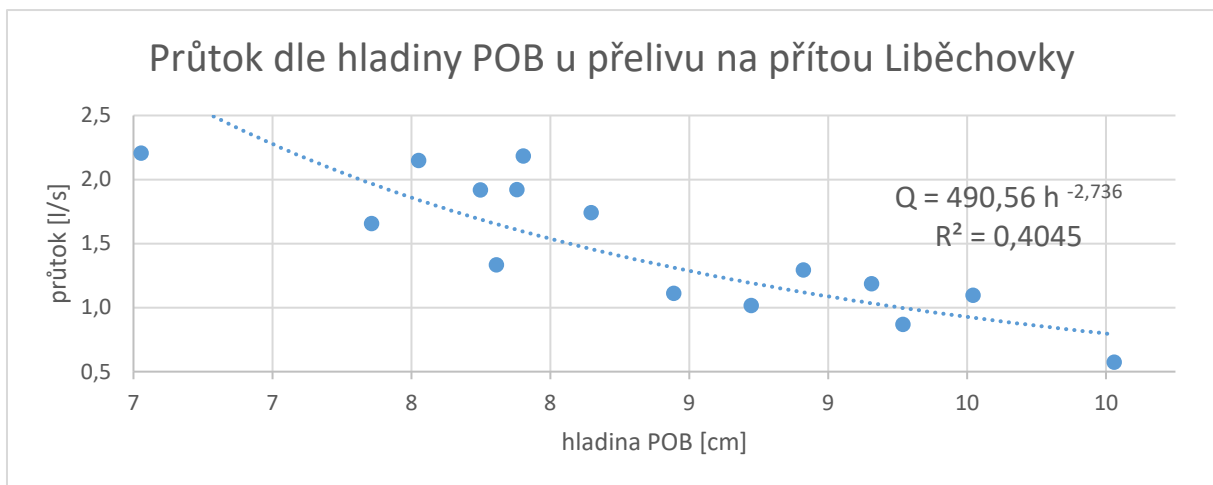
3.3.2.2. Přepočet výšky hladiny na průtok

Porovnáním ručně změřených průtoků a výšky hladiny, kterou v příslušných časech naměřilo čidlo, byla získána konsumpční křivka (souvislost mezi výškou hladiny a průtokem). Do grafu byl vynesena průtok v závislosti na výšce hladiny. Těmito body byla následně proložena křivka ve tvaru:

$$Q = k_1 \times h^{k_2} , \quad (3.1)$$

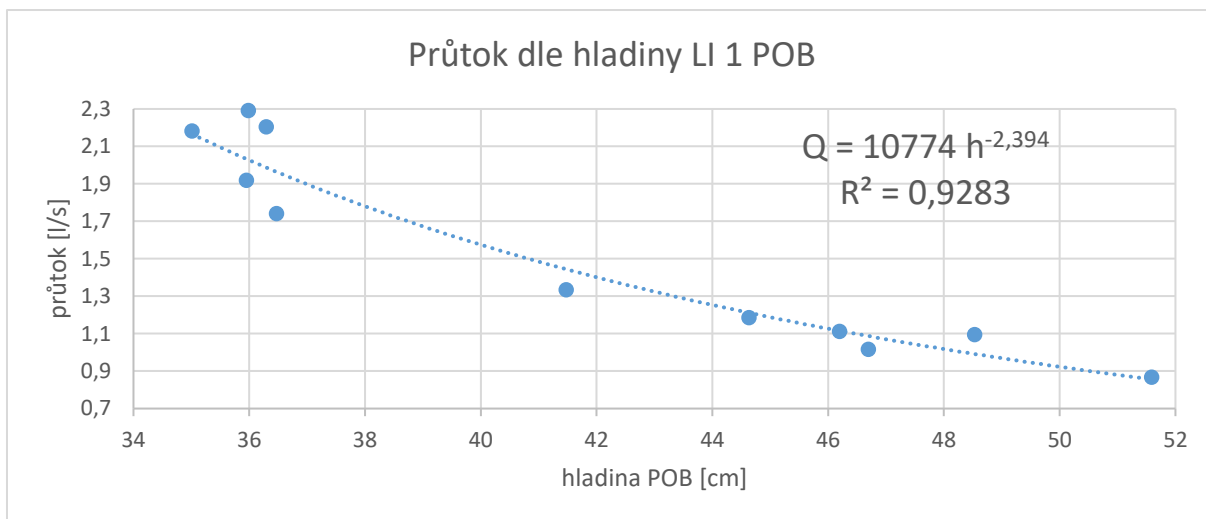
kde Q je průtok [l/s], h je hladina měřená jako vzdálenost pod odměrným bodem (hladina POB) [cm] a k_1, k_2 jsou koeficienty vypočtené metodou nejmenších čtverců (minimalizace součtu druhých mocnin odchylek) tak, aby výsledná křivka co nejlépe prokládala body v grafu

Přepoččet hladiny na průtok byl proveden podle rovnice 3.1. Při zpracování naměřených hodnot z čidla u přelivu na Pšovce bylo nutné vynechání jedné hodnoty ovlivněné ucpáním profilu a druhé hodnoty, kdy byla hodnota naměřená čidlem evidentně chybná. Proložení bodů a získaný vztah ukazuje obrázek 3.18. R je hodnota spolehlivosti vypočtená programem Microsoft Excell při prokládání křivky.



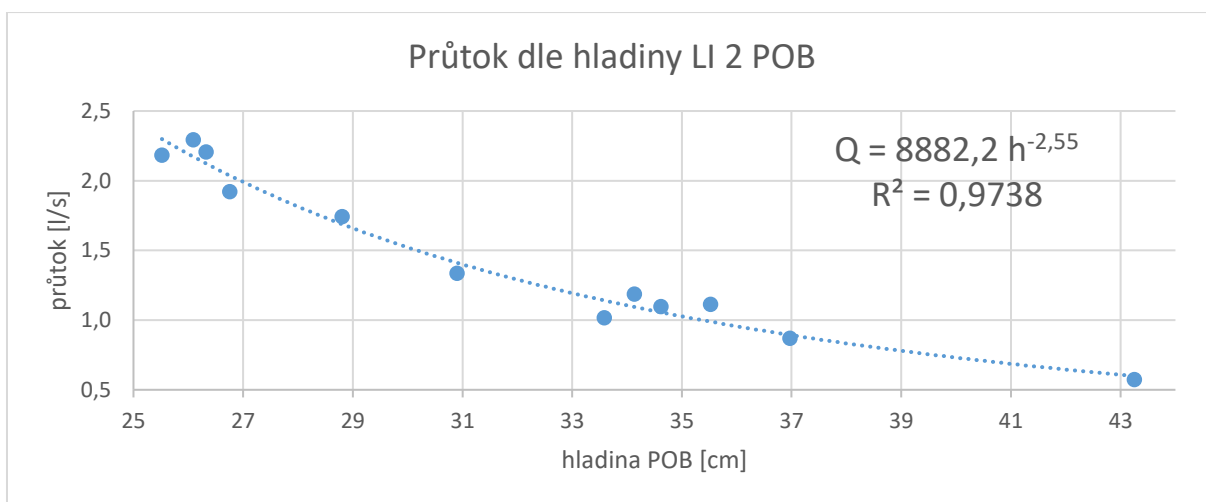
Obr. 3.18: Hledání vztahu mezi ručně měřeným průtokem a vzdáleností hladiny pod odměrným bodem u přelivu na přítoku Liběchovky

Stejný postup byl použit také pro nalezení vztahů mezi hladinou podzemní vody měřenou piezometrem a manuálně naměřeným průtokem. Proložení hodnot u obou piezometrů bylo přesnější oproti hodnotám naměřeným čidlem u profilu. Získaný vztah a hodnotu spolehlivosti pro piezometr LI 1 (níže po proudu) ukazuje obrázek 3.19.



Obr. 3.19: Hledání vztahu mezi ručně měřeným průtokem a vzdáleností hladiny pod odměrným bodem piezometru LI 1 na přítoku Liběchovky

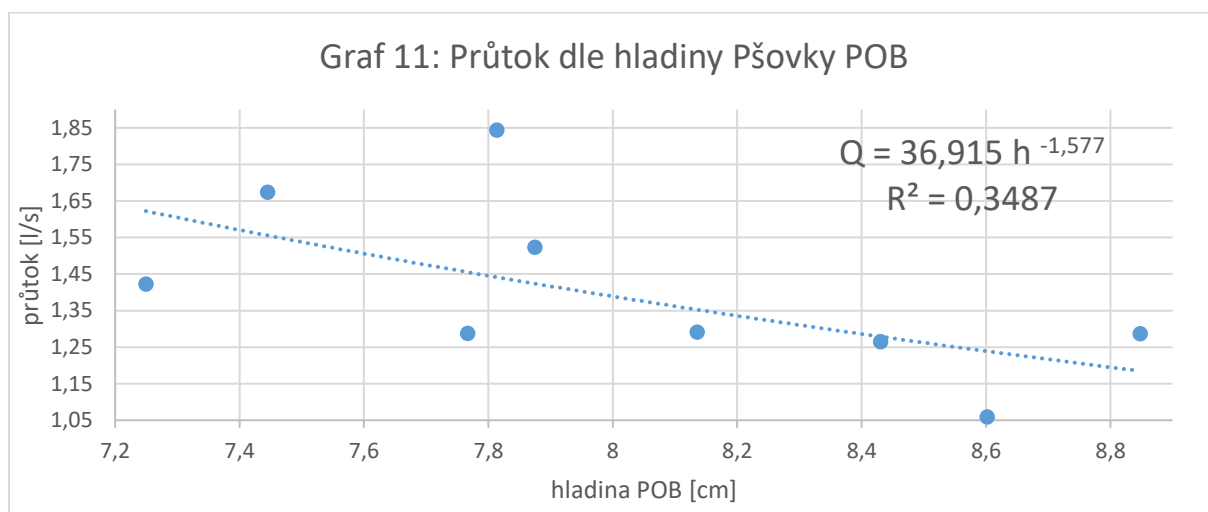
Nejpřesněji bylo možné hodnoty proložit v případě piezometru LI 2. Získaný vztah a hodnotu spolehlivosti ukazuje obrázek 3.20. Důvodem, že hladina piezometrů má mnohem těsnější vztah k průtoku, než hladina měřená čidlem přímo nad přelivem, je zřejmě rušivý účinek bahna usazeného nad čidlem. Ukázalo se, že snaha čidlo zamaskovat v korytě aby nebylo zcizeno, vedla k výraznému ovlivnění měření čidla.



Obr. 3.20: Hledání vztahu mezi ručně měřeným průtokem a vzdáleností hladiny pod odměrným bodem piezometru LI 1 na přítoku Liběchovky

V případě přelivu na Pšovce byly při vytváření konsumpční křivky vynechány hodnoty ze druhé poloviny měřícího období, kdy hodnoty hladiny naměřené čidlem neodpovídaly ručním

měřením výšky hladiny. Je proto menší rozsah průtoků, na základě kterých byla křivka vytvářena. Získaný vztah ukazuje obrázek 3.21.



Obr. 3.21: Hledání vztahu mezi ručně měřeným průtokem a vzdáleností hladiny pod odměrným bodem u přelivu na Pšovce

Dle těchto vypočtených konsumpčních křivek byl následně v celém období měření vypočítáván průtok na základě výšek hladin naměřených čidlem. Protože však vztah mezi hladinou přelivu a ručně měřeným průtokem u Pšovky je výrazně méně přesný, budou pro následující zpracování uvažovány hodnoty z přítoku Liběchovky. Správně naměřené hodnoty pokrývají delší časový úsek, měření nebylo tolik zatíženo ucpáváním profilu listím a navíc lze správnost hodnot jednoho čidla (nad přelivem) ověřovat oproti ostatním čidlům (v piezometrech).

3.3.2.3. Denní kolísání hladiny

Podařilo detekovat pravidelné kolísání hladiny v rámci dne. Kolísání bylo zaznamenáno u hladiny povrchového toku i hladiny podzemní vody sledované piezometry LI 1 a LI 2 na přítoku Liběchovky. Toto kolísání se objevuje jen v letní části roku, v zimní části zaznamenáno nebylo. Kolísání u přelivu na přítoku Liběchovky se projevuje obzvláště ve dnech, kde se dle meteorologické stanice v Doksech (10 km od přelivu) neobjevil déšť a byla vysoká průměrná denní teplota. Reakci hladiny na profilu i hladiny podzemní vody na déšť je v záznamech z čidel vidět a projevuje se odlišně, než pravidelné denní kolísání. Proti proudu od přelivu nejsou žádná

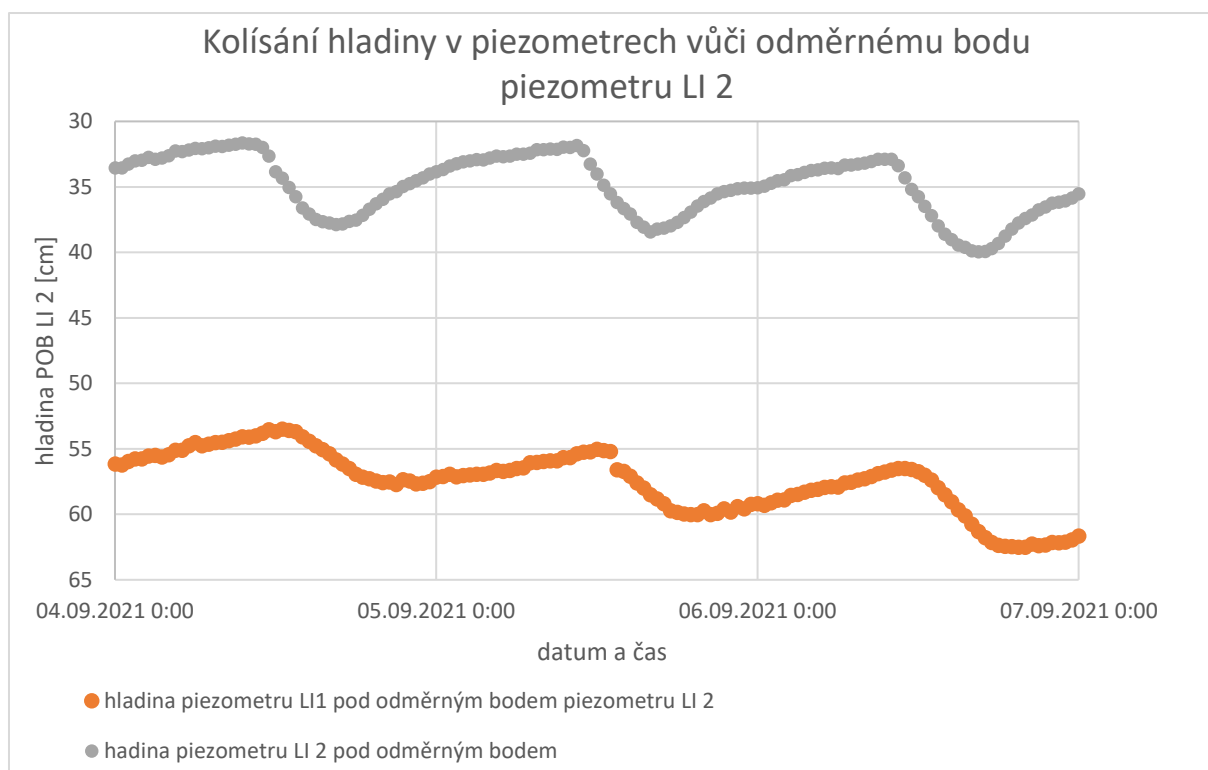
místa, kde by mohlo docházet k umělému ovlivnění průtoku například lidskými zásahy. Je proto oprávněné předpokládat, že toto denní kolísání způsobuje evapotranspirace.

V rámci pravidelné denní oscilace způsobené evapotranspirací se během dne objeví nejprve vyšší průtok jako zpožděná reakce na noční podmínky s výrazně sníženou evapotranspirací a v další části dne je zaznamenán menší průtok jako zpožděná reakce na maximum teploty a slunečního svitu, tedy maximum evapotranspirace.

Průměrná perioda detekovaného kolísání je 24 hodin. Maximum nebo minimum konkrétního vybraného dne však může být o několik hodin posunuté. Cyklus denního kolísání je jako celek zpožděný oproti chodu slunce a teploty. Čidlo u přelivu na přítoku Liběchovky zaznamenávalo nejvyšší hladinu a nejvyšší průtok mezi 8:00 a 10:00 dopoledne. Naopak nejnižší hladina a nejnižší průtok se obvykle objevoval mezi 17:00 až 19:00.

U piezometru LI 2 sledujícího vývoj hladiny podzemní vody vystupovala hladina nejvýše mezi 7:00 až 9:00 a nejnižše byla hladina mezi 15:00 až 18:00. Tento piezometr byl méně zpožděný oproti chodu slunce, než piezometr LI 1. Hladina piezometru LI 1 dosahovala denního maxima v čase 10:00 – 12:00 a denního minima v čase 18:30 – 22:30.

Piezometr LI 2 obecně citlivěji reagoval na změny a při instalaci piezometru se u LI 2 rychleji ustálila hladina s okolím (obr. 3.14 a 3.15). Kolísání hladiny způsobené evapotranspirací mělo u piezometru LI 1 také mírně větší amplitudu, rychlejší nástup a odeznívání oproti piezometru LI 1, jak ukazuje obrázek 3.22 pro období, kdy bylo denní kolísání hladiny obzvláště výrazné. Možnou příčinou je různá hloubka piezometrů a různý materiál v jejich okolí a zejména blízkost jednotlivých stromů, které vodou spotřebovávají



Obr. 3.22: Porovnání vybraných úseků měření hladiny podzemní vody pomocí piezometrů LI 1 a LI 2

Změny způsobené evapotranspirací by měly být závislé na teplotě. Pro teplejší dny by kolísání hladiny způsobené evapotranspirací mělo mít vyšší amplitudu. Prvním krokem bylo proto zjistit, zda se u výšky hladiny a průtoku objevuje souvislost amplitudy pozorovaných oscilací s průměrnou denní teplotou.

Pro každé čidlo bylo z grafu pozorováním zjištěno časové rozmezí, ve kterém se obvykle objevují maximální a minimální denní hodnoty oscilujícího průtoku a výšky hladiny (tabulka 2).

Tabulka 3.2: Obvyklá doba denního maxima a minima

	denní maximum	denní minimum
přeliv na přítoku Liběchovky	8:00 - 10:00	17:00 - 19:00
piezometr LI 1	10:00 - 12:00	18:30 - 22:30
piezometr LI 2	7:00 - 9:00	15:00 - 18:00

Následně byla pro každý den měření vypočtena hodnota H_{\max} jako aritmetický průměr hodnot naměřených čidlem v časovém intervalu odpovídajícím obvyklé maximální denní hodnotě oscilující veličiny (průtok, výška hladiny). Hodnota H_{\min} byla vypočítána jako aritmetický průměr hodnot zaznamenaných čidlem v časovém intervalu obvykle odpovídajícím denní minimální hodnotě oscilující veličiny. Z těchto hodnot byl pro každý den měření určen denní pokles ΔH sledované veličiny jako:

$$\Delta H = H_{\max} - H_{\min} \quad (3.3)$$

Pokud byl tedy vývoj hladiny (průtoku) v souladu s očekávaným vlivem evapotranspirace, došlo k poklesu hladiny (průtoku) během dne a hodnota denního poklesu ΔH byla kladná. Pokud naopak došlo během dne ke zvýšení hladiny (průtoku), byla hodnota denního poklesu ΔH záporná. Souvislost mezi evapotranspirací způsobenou denní oscilací a teplotou byla hledána pomocí porovnávání hodnot denního poklesu ΔH a průměrné denní teploty vzduchu.

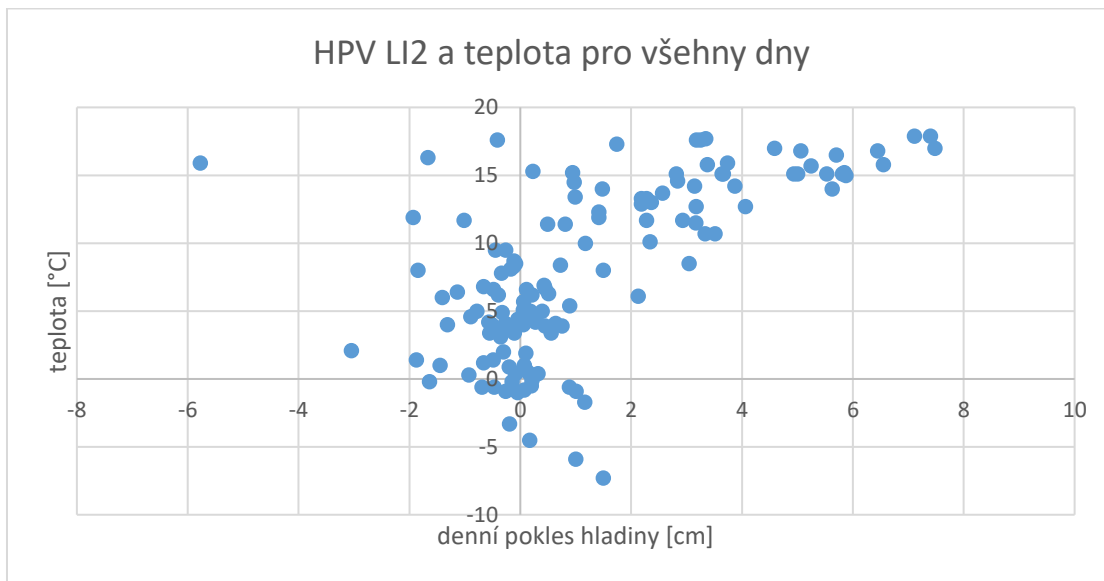
Ze zaznamenaných dat plyne, že výraznější denní kolísání se objevuje jen v teplých dnech. Tato závislost je lépe vidět za dnů bez deště. Obzvláště dobře je poté vidět za dnů bez deště a současně s denním úhrnem slunečního svitu (počtem hodin od východu do západu slunce, kdy nebylo slunce zakryto mraky) větší než 9 hodin. Ukazují to obrázky 3.23 – 3.31, kde je zaznamenána velikost denního poklesu ΔH sledované veličiny v závislosti na teplotě.

Data o počasí (průměrná denní teplota, denní úhrn srážek, denní úhrn slunečního svitu) byla získána z blízké měřicí stanice Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) v Doksech (ČHMÚ, 2022). Tato data byla vztažena na sledovaný mokřad. Jako dny bez deště jsou označovány dny, kdy nebyl dešť naměřen stanicí ČHMÚ Doksy. Data z bližších stanic nebyla na stránkách ČHMÚ dostupná.

Data získaná ze stanic ČHMÚ pokrývají období měření do konce roku 2021. Proto byla teplotní závislost denního poklesu (ΔH) průtoku nebo výšky hladiny vyhodnocována pro všechny dny měření od července do prosince 2021. Průtok a hladina vody v povrchovém toku nad přelivem byly porovnávány ve 158 dnech. Bez deště bylo 77 dní a 16 dní bylo zároveň bez deště a se slunečním svitem nad 9 h. Výška hladiny podzemní vody v piezometrech byla zpracovávána celkem ve 135 dnech. Bez deště bylo 67 dní a 9 dní bylo bez deště a zároveň s denním úhrnem slunečního svitu nad 9 hodin.

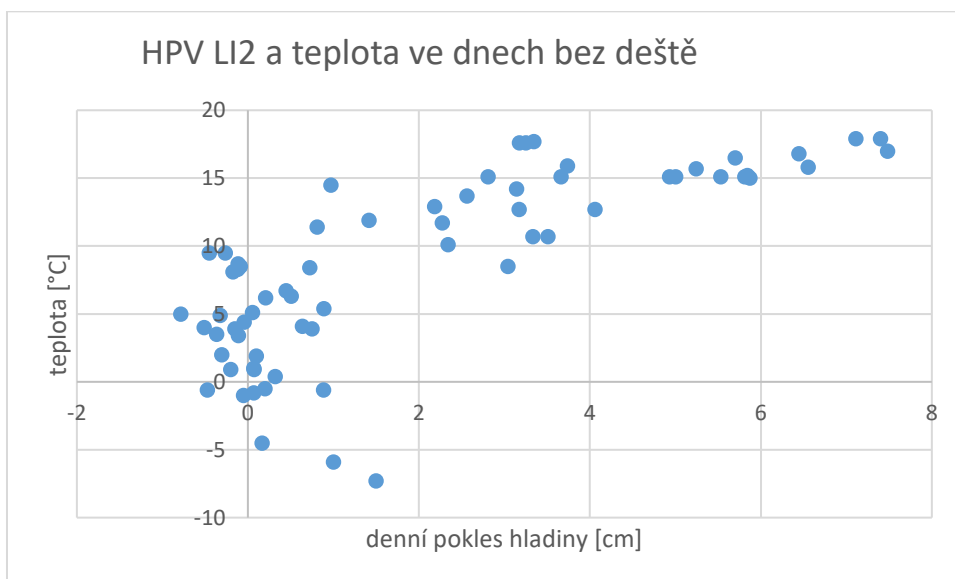
Obr. 3.23 ukazuje souvislost mezi denním poklesem hladiny podzemní vody (HPV) měřeným piezometrem LI 2 a teplotou pro všechny dny měření od července do prosince 2021.

Z grafu vyplývá, že pro dny s velkou teplotou se někdy objevují výrazné denní kolísání a jindy nikoli. Pro dny s nízkou teplotou se ale nikdy neobjevuje výrazné denní kolísání.



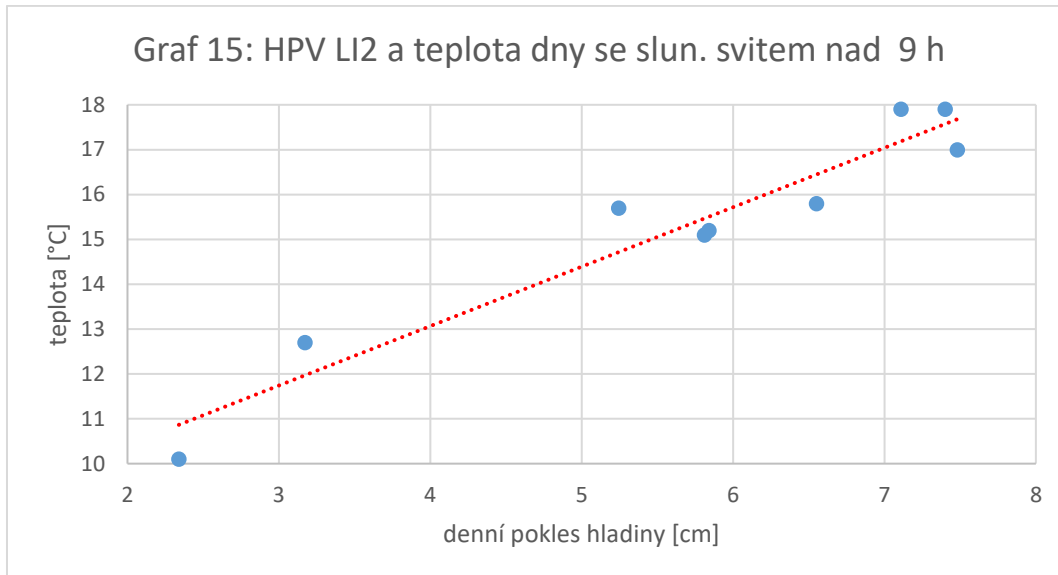
Obr. 3.23: Souvislost denního poklesu hladiny podzemní vody měřené piezometrem LI 2 s průměrnou denní teplotou pro všechny porovnávané dny

Následující graf ukazuje opět závislost denního poklesu hladiny podzemní vody měřenu piezometrem LI 2 na teplotě, ale z porovnávaného období jsou vybrány jen dny bez deště. Je zde již lépe vidět, že při větší průměrné denní teplotě se objevuje výraznější denní kolísání.



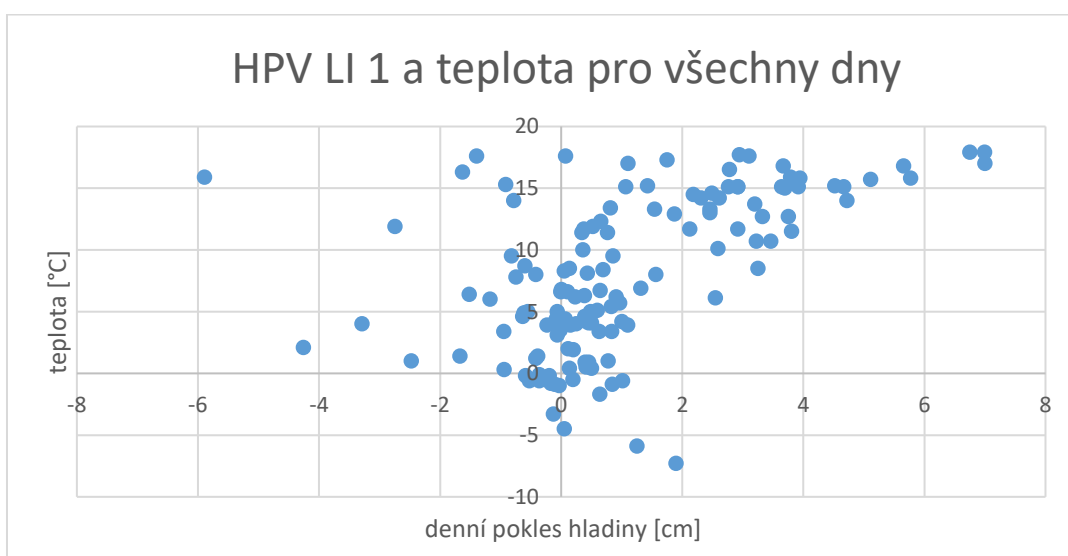
Obr. 3.24: Souvislost denního poklesu hladiny podzemní vody měřené piezometrem LI 2 s průměrnou denní teplotou pro dny bez deště

Následující graf ukazuje souvislost denního poklesu hladiny podzemní vody měřeného piezometrem LI 2 s teplotou jen pro dny, kdy nebyl zaznamenán déšť a současně byl denní úhrn slunečního svitu větší než 9 hodin. Ukazuje se jasná souvislost mezi denním poklesem hladiny a průměrnou denní teplotou.



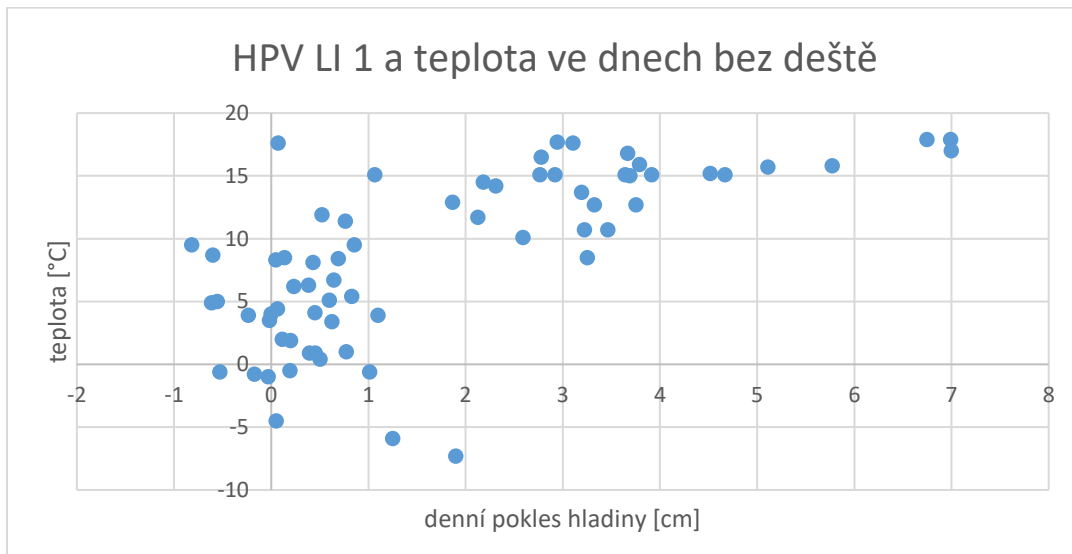
Obr. 3.25: Souvislost denního poklesu hladiny podzemní vody měřené piezometrem LI 2 s průměrnou denní teplotou pro dny bez deště a zároveň s denním úhrnem slunečního svitu nad 9 hodin

Vztah mezi průměrnou denní teplotou a denním poklesem hladiny podzemní vody se objevuje i u piezometru LI 1. Pro dny s vysokou teplotou se objevují malé i velké denní poklesy hladiny, ale pro dny s nízkou teplotou se velké poklesy neobjevují.



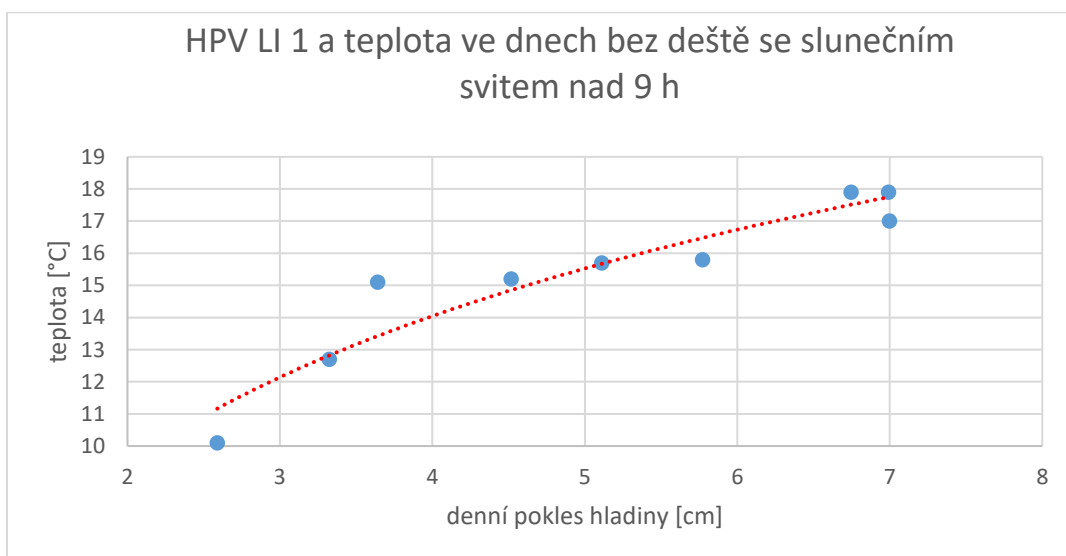
Obr. 3.26 Souvislost denního poklesu hladiny podzemní vody měřené piezometrem LI 2 s průměrnou denní teplotou pro všechny porovnávané dny

Pokud jsou z těchto měření LI 1 vybrány jen dny bez deště, zmizí body, které ukazovaly výrazný denní nárůst hladiny (záporný denní pokles hladiny, tj. nižší hladinu v první části dne a vyšší hladinu ve druhé části) a závislost je vidět lépe.



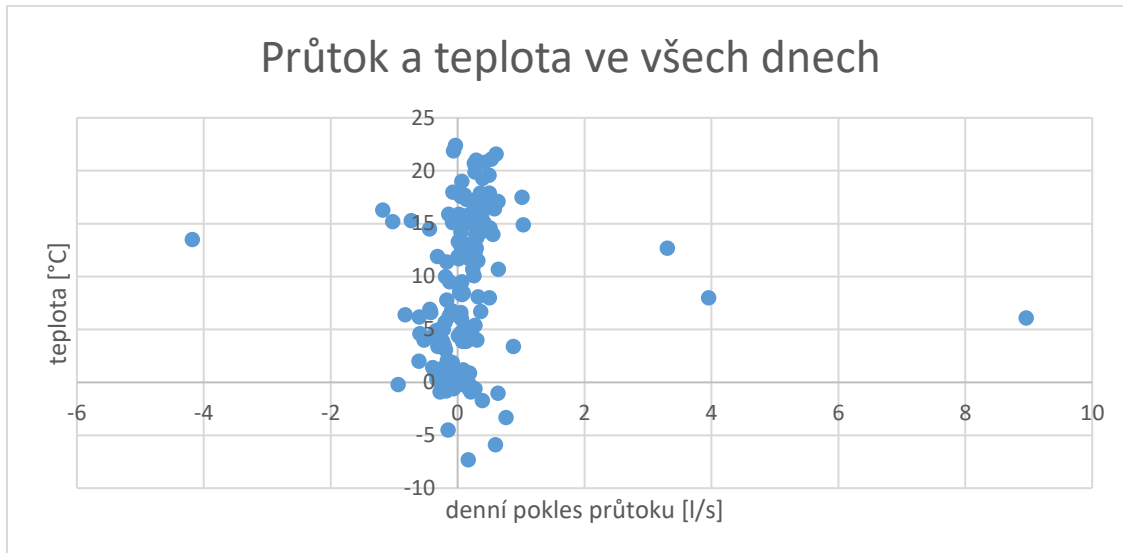
Obr. 3.27: Souvislost denního poklesu hladiny podzemní vody měřené piezometrem LI 1 s průměrnou denní teplotou pro dny bez deště

Dny bez deště a s denním úhrnem slunečního svitu nad 9 hodin ukazují jasnou souvislost mezi teplotou a velikostí poklesu hladiny, jak ukazuje následující graf. Vysoké denní poklesy hladiny se objevují jen pro dny s vysokou teplotou.



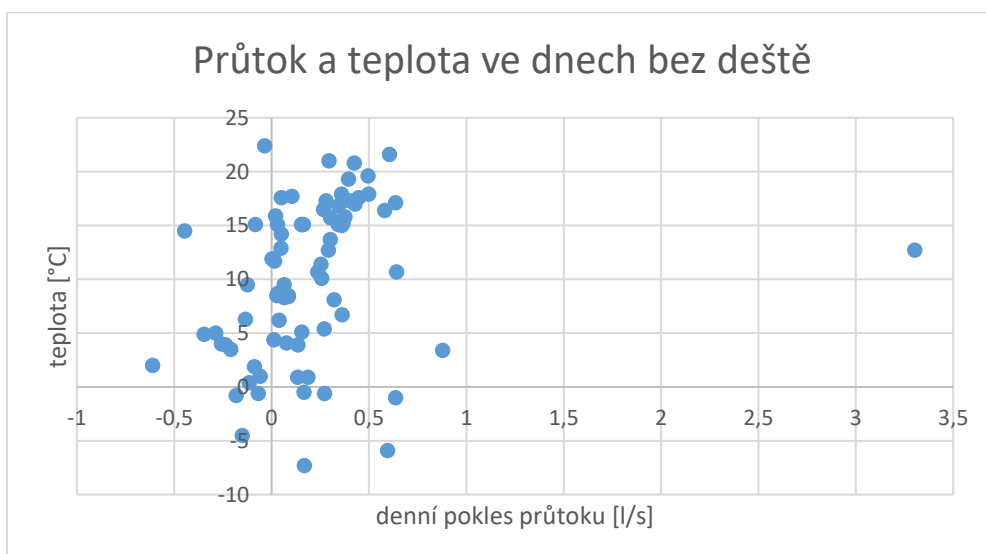
Obr. 3.28: Souvislost denního poklesu hladiny podzemní vody měřené piezometrem LI 2 s průměrnou denní teplotou pro dny bez deště a zároveň s denním úhrnem slunečního svitu nad 9 hodin

Obrázek 3.29 ukazuje denní pokles průtoku měřeného čidlem nad přelivem a příslušné teploty pro všech 158 dnů měření. Z grafu není vidět souvislost. Objevují se zde velmi odlehlé hodnoty mimo hlavní shluk bodů.



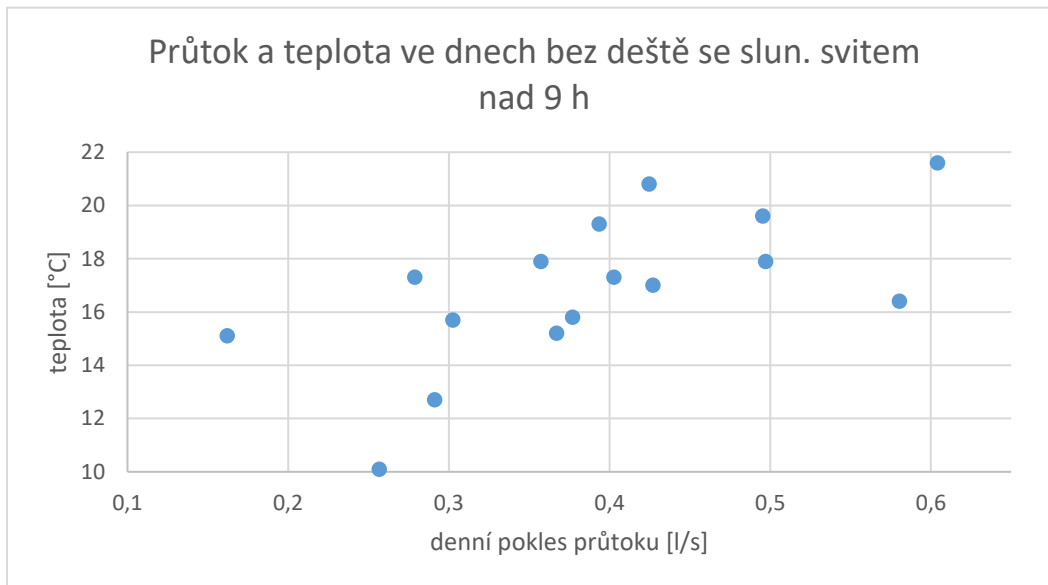
Obr. 3.29: Souvislost denního poklesu průtoku a průměrné denní teploty vzduchu pro přítok Liběchovky

Pokud jsou porovnány jen dny bez deště, zmizely nejodlehlejší hodnoty, které se objevovaly v grafu výše a začíná se objevovat souvislost mezi poklesem průtoku a teplotou, jak ukazuje obr. 3.30.



Obr. 3.30: Souvislost denního poklesu průtoku a průměrné denní teploty vzduchu pro přítok Liběchovky ve dnech bez deště

Pro dny bez deště a zároveň se slunečním svitem nad 9 h se již opět jasně objevuje vyšší denní pokles hladiny pro dny s vyšší průměrnou denní teplotou (obr. 3.31).



Obr. 3.31: Souvislost denního poklesu průtoku a průměrné denní teploty vzduchu pro přítok Liběchovky ve dnech bez deště a zároveň s denním úhrnem slunečního svitu nad 9 h

3.3.2.4. Odhad evapotranspirace z denního kolísání průtoku

Pravidelné kolísání průtoku s periodou 24 hodin je způsobeno evapotranspirací. Proto je možné z velikosti kolísání průtoku stanovit relativní velikost evapotranspirace a dokonce i její absolutní hodnotu.

Maximální velikost průtoku v cyklu pro daný den byla označena P_{E0} . V dobrém přiblížení ji lze považovat za průtok nesnížený evapotranspirací. Průtok nejvíce snížený evapotranspirací reprezentuje minimální hodnota průtoku v cyklu daného dne. Tato hodnota byla označena $P_{E_{max}}$. Absolutní hodnotu evapotranspirace v daném dni lze následně získat jako maximální úbytek průtoku během dne. Tento úbytek byl označen ΔP a vypočten podle vztahu:

$$\Delta P = P_{E0} - P_{E_{max}} \quad (3.4)$$

Pro posouzení vlivu výparu na celkový průtok je potřeba zavést relativní veličinu P_E definovanou jako poměr snížení průtoku způsobeného evapotranspirací (ΔP) a původního nesníženého průtoku P_{E0} v příslušném dni:

$$P_E = \frac{\Delta P}{P_0} \quad (3.5)$$

Hodnota P_E ukazuje, jaká maximální část průtoku byla během daného dne spotřebováána, a tedy vyjadřuje pro daný den vliv evapotranspirace na průtok.

Jako vhodné období byly vybrány dny 2. – 10.9. 2021, 13. – 14.9.2021 a 19-24.9.2021. V těchto 17 dnech byla zaručena vysoká teplota s dostatečnou dobou trvání slunečního svitu, aby se evapotranspirace jasně projevila. Nebyly také žádné srážky, který by ovlivňovaly průtok a zakrývaly vliv evapotranspirace.

Naměřené hodnoty jsou zaznamenány v tabulce 3. Pro výpočet byl použit průtok ve vodním toku odvozený z výšky hladiny podzemní vody měřené piezometrem LI 2.

Tabulka 3.3: Maximální a minimální průtok ve dnech se vysokou evapotranspirací

den	P_{E0} [l/s]	$P_{E_{max}}$ [l/s]	ΔP [l/s]
02.09.2021	1,49	0,97	0,52
03.09.2021	1,37	0,88	0,49
04.09.2021	1,32	0,84	0,48
05.09.2021	1,27	0,82	0,45
06.09.2021	1,2	0,73	0,47
07.09.2021	1,19	0,87	0,32
08.09.2021	1,32	0,74	0,58
09.09.2021	1,11	0,67	0,44
10.09.2021	1,05	0,63	0,42
13.09.2021	1,48	1,06	0,42
14.09.2021	1,41	0,93	0,48
19.09.2021	1,7	1,2	0,5
20.09.2021	1,49	1,11	0,38
21.09.2021	1,42	1,09	0,33
22.09.2021	1,36	1,04	0,32
23.09.2021	1,3	0,84	0,46
24.09.2021	1,08	0,84	0,24

Získaná tabulka 3 obsahuje příliš malé množství hodnot pro zkoumání velikosti evapotranspirace v závislosti na různých teplotách a dalších vlivech. Proto byla pro všech 17 dní vypočtena průměrná hodnota denního poklesu průtoku ΔP :

$$\Delta P = 0,43 \text{ l/s}$$

Pro porovnání výparu s velikostí průtoku byla z hodnot v tabulce 3 také vypočtena průměrná hodnota denního maxima průtoku P_{E0} :

$$P_{E0} = 1,33 \text{ l/s}$$

Získání průměrné hodnoty denního poklesu průtoku ΔP a průměrné hodnoty maximálního průtoku P_{E0} umožnilo stanovit relativní vliv evapotranspirace na průtok vypočtením veličiny P_E :

$$P_E = 0,32$$

Tento výsledek znamená, že byl původní průtok snížen evapotranspirací až o 32 % . Hodnota byla získána pro poměry sledovaného mokřadu v teplých dnech bez deště s vysokým denním úhrnem slunečního svitu. Za těchto podmínek je tedy evapotranspirace důležitým jevem, který je nutné uvažovat při zkoumání průtoku a vodní bilance.

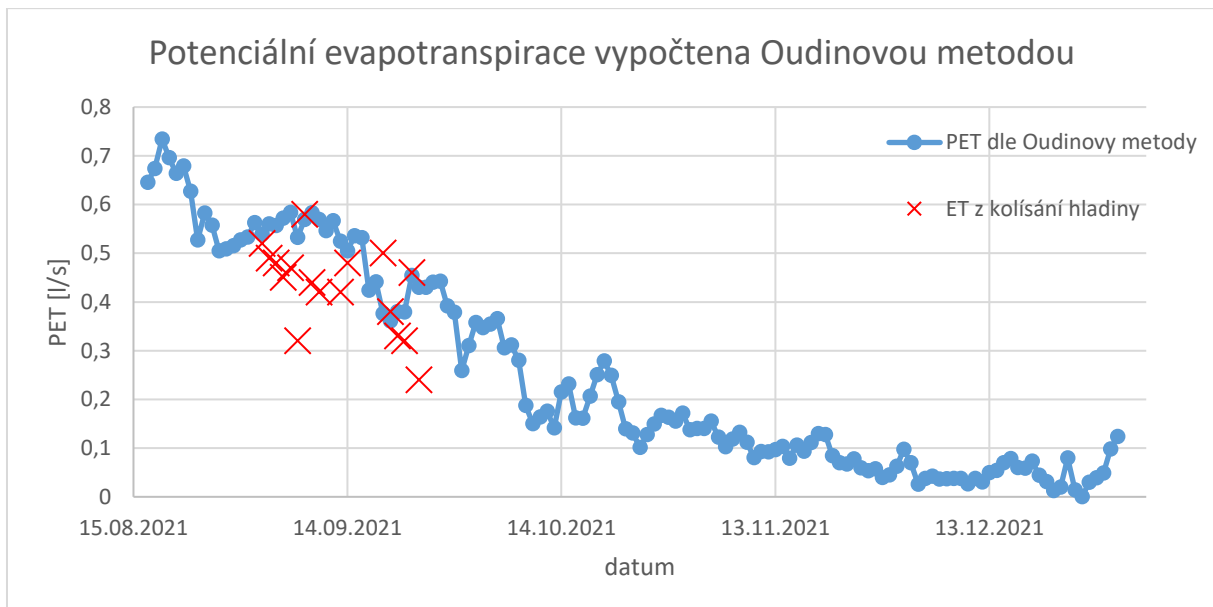
Zjištěná velikost evapotranspirace ΔP je nejvyšší denní hodnotou. Velikost evapotranspirace v ostatních částech dne bude nižší. Uvedený způsob výpočtu velikosti evapotranspirace ΔP v sobě však také zahrnuje předpoklad, že evapotranspirací nebyla snížena hodnota maximálního průtoku (P_{E0}) v příslušném dni. Tento předpoklad jistě není pravdivý. Ve skutečnosti proto zjištěná hodnota ΔP pro daný den ukazuje maximální rozdíl evapotranspirace mezi dnem a nocí. Skutečná maximální denní velikost evapotranspirace za studovaných podmínek poté bude součtem zjištěné hodnoty ΔP a velikosti evapotranspirace během noci.

3.3.2.5. Porovnání naměřené evapotranspirace s výsledky Oudinovy metody

Pro mokřad v okolí přítoku Liběchovky nad přelivem byla vypočtena evapotranspirace Oudinovou metodou (viz. kapitola 2.2.3.1.). Výsledky ukazuje obr. 3.32. Potenciální evapotranspirace byla určena jako celkový spotřebovaný objem vody za den, který byl následně rovnoměrně rozprostřen na 24 hodin. Jako údaj o průměrné denní teplotě byla použita data z blízké stanice ČHMÚ v Doksech. Na základě terénního výzkumu byl vymezen rozsah mokřadu (obr. 3.6) a plocha vypočtena jako 19 000 m².

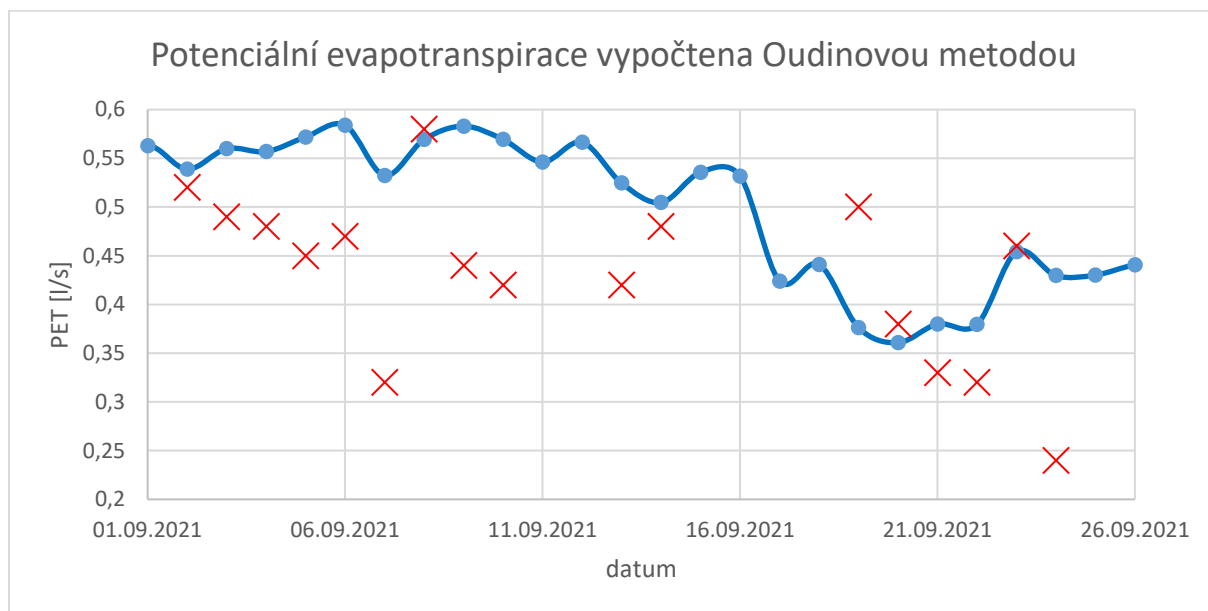
Následně byla porovnána hodnota potenciální evapotranspirace získaná Oudinovou metodou s hodnotou evapotranspirace získanou z kolísání hladiny. Hodnoty byly porovnány pro stejné období. Průměrná velikost potenciální evapotranspirace dle Oudinovy metody byla v tomto období 0,5 l/s. Dříve získaný odhad evapotranspirace z kolísání průtoku byl 0,4 l/s. Hodnota evapotranspirace získaná z denního kolísání hladiny je v tomto období tedy o 14 % menší, než hodnota vypočtená Oudinovou metodou.

Hodnoty evapotranspirace stanovené z kolísání průtoku vypovídají o maximální evapotranspiraci v daném dni, průměrná hodnota evapotranspirace pro celý den tak může být menší. Na druhou stranu, předpoklad že v noci se evapotranspirace vůbec neprojevuje na vodnosti toku, nemusí být realistický. Skutečná evapotranspirace tak může být i vyšší.



Obr. 3.32: Potenciální evapotranspirace vypočtená Oudinovou metodou pro mokřad nad přelivem na přítoku Liběchovky a její porovnání s určením evapotranspirace z kolísání průtoku

Detailněji je porovnávané období zobrazeno v obrázku 3.33.



Obr. 3.33: Porovnání evapotranspirace stanovené z kolísání průtoku a potenciální evapotranspirace vypočtené Oudinovou metodou pro mokřad nad přelivem na přítoku Liběchovky

3.3.2.6. Potenciální evapotranspirace v celém povodí

Data získaná ze studovaných mokřadů na horním toku Pšovky a Liběchovky vypovídají jen o situaci v dané lokalitě a nedají se extrapolovat na větší území. Pro odhad spotřebovávané vody všemi mokřady v povodí Pšovky a Liběchovky byla proto využita potenciální evapotranspirace stanovená Oudinovou metodou (Oudin et al., 2005). Evapotranspirace pro povodí Liběchovky byla počítána jen pro část povodí nad Želízou, protože se zde dala hodnota porovnávat s daty ze stanice ČHMÚ dlouhodobě měřící průtok Liběchovky na profilu Želízy.

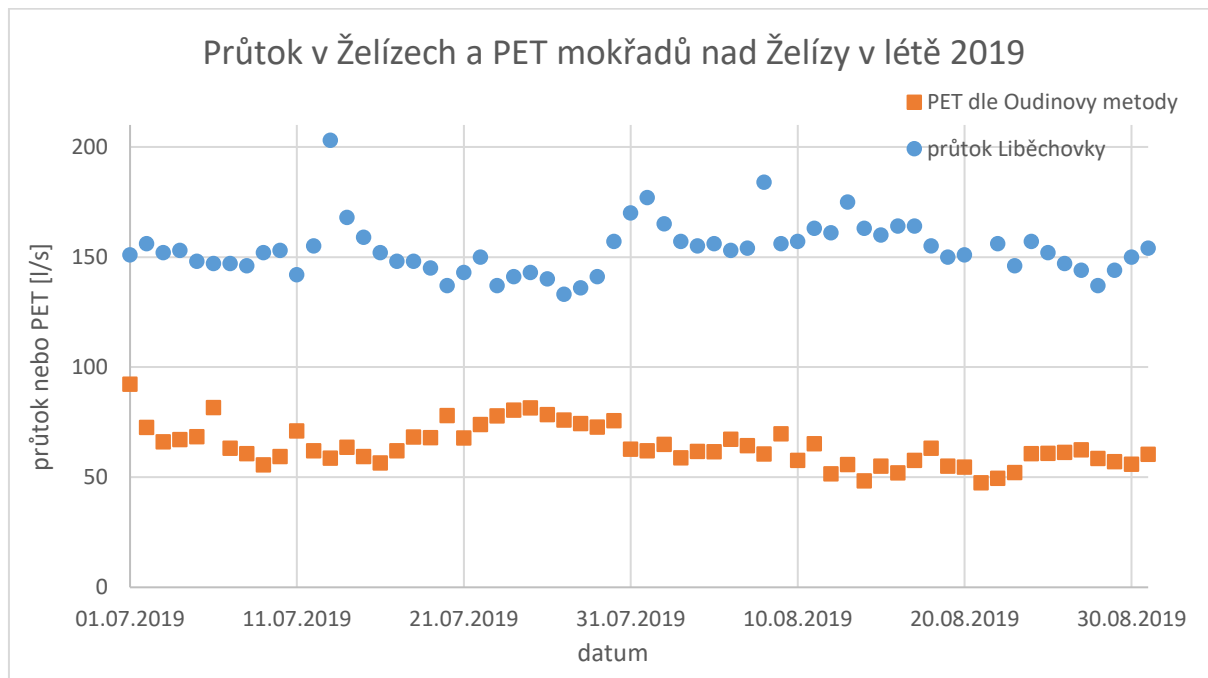
Data o teplotě byla získána ze stanice ČHMÚ v Katusicích (ČHMÚ, 2022). Vymezení mokřadů v povodí bylo provedeno dle základních map ČÚZK 1:10 000 (ČÚZK a, 2022) a leteckých snímků ČÚZK (ČÚZK b, 2022). Plocha mokřadů byla pro povodí Pšovky nad Mělníkem určena jako 1,48 km² a pro povodí Liběchovky nad Želízou jako 1,44 km².

PET mokřadů nespotebovává vodu jen z dešťových srážek spadlých na plochu mokřadu. Převážná část spotřebované vody je naopak sekundární evapotranspirací, při které je

spotřebována voda z blízkého vodního toku nebo dešťových srážek spadlých na jiných místech povodí.

Z vypočtené potenciální evapotranspirace bylo pro roky 2015 -2020 stanoveno průměrné množství vody spotřebované evapotranspirací z mokřadů. V celém povodí Pšovky nad Mělníkem byla ze všech denních úhrnů vypočtena průměrná evapotranspirace 32 l/s a v povodí Liběchovky nad Želízky 31 l/s. Průměrné množství vody spotřebované mokřady v povodí Liběchovky nad Želízky bylo možné porovnat s průměrnou denní velikostí průtoku naměřenou stanicí ČHMÚ v Želízech, který byl 206 l/s. Pokud by tedy k evapotranspiraci z mokřadů v povodí Liběchovky nedocházelo, průtok Liběchovky by průměrně byl o 13 % vyšší.

Protože se však ve skutečnosti evapotranspirace výrazně projevuje zejména během letní části roku, byla pro období 2015 – 2020 spočítána průměrná hodnota PET jen za měsíce červenec a srpen. Průměrná hodnota PET mokřadů v povodí Pšovky nad Mělníkem byla 66 l/s. Pro mokřady v povodí Liběchovky na Želízky bylo průměrné množství spotřebované vody 64 l/s a tato hodnota byla porovnána s průměrným měřeným průtokem v Želízech, který byl 178 l/s. V letním období roků 2015 – 2020 by tedy průtok Liběchovky bez vlivu mokřadů byl o 27% vyšší. Například pro letní část roku 2019 porovnává PET s průtokem obrázek 3.34.



Obr. 3.34: Porovnání denních hodnot PET mokřadů v povodí Liběchovky nad Želízky s naměřeným denním průtokem v Želízech pro červenec a srpen 2019

Průměrný roční úhrn PET v mokřadech povodí Liběchovky nad Želízou vypočtený na základě let 2015 - 2020 byl také porovnán s údaji o čerpání v dané oblasti. Místa a velikost ročního odběru vody v okolí ukazuje následující tabulka (ISVS-VODA,2022). Bylo zjištěno, že celkové roční čerpané množství tvoří 25 % z ročního odtoku Liběchovky naměřeného v Želízech. Většinu ročního odběru (71 %) tvoří odběr podzemní vody v Tupadlech.

Tabulka 3.4: Odběry vody v povodí Liběchovky nad Želízou (zdroj dat ISVS-VODA,2022)

obec	název místa	čerpání za rok [tis. m ³]	čerpání (l/s)
Vrchovany	SČVK Vrchovany-vrt HT4	16,973	0,5
Tuhaň	SČVK Pavličky-HV13	397,26	12,6
Dubá	SČVK Pavličky-prameniště	54,467	1,7
Tuhaň	SČVK Pavličky-HV25a	6,419	0,2
Tupadly	Vak Kladno - Liběchovka HV19, HV22	1177,322	37,3

Zajímavé je porovnat hodnoty čerpání a PET z mokřadů v povodí Liběchovky nad Želízou s teoretickou hodnotou odtoku, jaký by nastal, pokud by nebyly ztráty evapotranspirací z mokřadů ani odběrem vody. Následující graf ukazuje, jakou část tvoří roční spotřebovaný objem vody mokřady a čerpáním ze součtu ročního úhrnu čerpání, spotřeby mokřadů a skutečně naměřeného odtoku. Spotřeba vody evapotranspirací z mokřadů zabírá téměř čtvrtinu tohoto součtu. Není zde zanedbatelný ani vliv odběru vody. Většinu tohoto odběru vody navíc tvoří jediný objekt (Vak Kladno – Liběchovka v Tupadlech).



Obr. 3.35: Část, kterou tvoří roční spotřebovaný objem vody mokřady a čerpáním ze součtu ročního úhrnu čerpání, spotřeby mokřadů a skutečně naměřeného odtoku (%)

4. Závěr

Tato práce je zacílena na uvedení metod měření evapotranspirace a vlivu evapotranspirace na vodní bilanci především v prostředí mokřadů.

V teoretické části byl vytvořen přehled používaných metod stanovení evapotranspirace v mokřadech. První skupinou jsou metody zkoumající procesy v dané lokalitě. Jsou dvojího druhu. Metody věnující se koloběhu vody studují kolísání hladiny podzemní vody, vodní bilanci půdy nebo celého povodí, případně tok mízy v rostlinách (například měření lyzimetry, vodní bilance povodí, Whiteova metoda). Metody měření atmosférických podmínek dané lokality a sledování celkové dostupné energie využívají například scintilometrická měření, metoda vířivé kovariance, metoda obnovy povrchové vrstvy. Častým omezením těchto metod je drahé přístrojové vybavení, výběr lokality, počtu měřících bodů a zajištění izolovanosti

zkoumaného systému. Druhou skupinou jsou metody využívající empirických vztahů mezi vlastnostmi prostředí a evapotranspirací (Thornwiteova metoda, Priestley-Taylorova rovnice Oudinova metoda, Penman-Montheithova rovnice). Problémem těchto metod je, že se jedná o přibližné vztahy a navíc zkoumaná lokalita nemusí odpovídat podmínkám, pro které byl vztah vytvořen.

Experimentální částí práce bylo měření konkrétního vlivu evapotranspirace v prostředí mokřadů horního toku Pšovky a zejména Liběchovky, které jsou intenzivně vodohospodářsky využívány ale evapotranspirace může též výrazně ovlivňovat průtok během letních období. Pro měření evapotranspirace byly sledovány průtoky na drobných tocích z mokřadů a hladiny v piezometrech.

Evapotranspirace se v mokřadu projevovala jako pravidelné kolísání průtoku vodního toku s periodou 24 hodin. Kolísání průtoku dopovídalo kolísání hladiny podzemní vody. Byl stanoven vztah mezi hladinou podzemní vody a průtokem ve vodním toku. Kolísání průtoku ve vodním toku tak mohlo být studováno jen na základě hladiny podzemní vody.

Evapotranspirace byla závislá na teplotě. Denní kolísání průtoku se objevovalo jen v letní části roku. Výrazné kolísání se objevovalo ve dnech, které byly zároveň bez deště a s denním úhrnem slunečního svitu nad 9 hodin. Data z těchto dní byla zpracována. Bylo zjištěno, že maximální evapotranspirace během dne snižovala průtok vodního toku až o 32 %. Pro stejné podmínky byl proveden výpočet potenciální evapotranspirace Oudinovou metodou. Maximální denní evapotranspirace zjištěná z kolísání průtoku byla o 14 % menší než průměrná denní potenciální evapotranspirace zjištěná Oudinovou metodou.

Oudinovou metodou byla vypočtena potenciální evapotranspirace všech mokřadů v povodí Liběchovky nad Želízy a tato hodnota byla porovnána s odběrem vody v povodí a naměřeným průtokem Liběchovky v Želízech. Z teoretické velikosti průtoku, který by nastal bez evapotranspirace z mokřadů a odběrů vody, tvoří 22 % potenciální evapotranspirace z mokřadů, 16 % čerpání a 62% skutečný naměřený průtok.

5. Zdroje

5.1. Použitá literatura a internetové zdroje

Allen, R. G., Pereira, L. S., Howell, T. A., & Jensen, M. E. (2011). Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agricultural Water Management*, 98(6), 899-920.

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *Fao, Rome*, 300(9), D05109.

Beran, A., Horáček, S., & Hanel, M. (2011). Zjednodušení metody výpočtu potenciální evapotranspirace v nové verzi modelu BILAN. *VTEI*, 53, 15-18.

Blaney, H. F. (1952). Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. dostupné z https://openlibrary.org/books/OL25604638M/Determining_water_requirements_in_irrigated_areas_from_climatological_and_irrigation_data

Carlson Mazur, M. L., Wiley, M. J., & Wilcox, D. A. (2014). Estimating evapotranspiration and groundwater flow from water-table fluctuations for a general wetland scenario. *Ecohydrology*, 7(2), 378-390.

Carlson, T. N., & Petropoulos, G. P. (2019). A new method for estimating of evapotranspiration and surface soil moisture from optical and thermal infrared measurements: The simplified triangle. *International Journal of Remote Sensing*, 40(20), 7716-7729.

Castellví, F., Snyder, R. L., & Baldocchi, D. D. (2008). Surface energy-balance closure over rangeland grass using the eddy covariance method and surface renewal analysis. *agricultural and forest meteorology*, 148(6-7), 1147-1160.

De Bruin, H. A. R., & Wang, J. (2017). Scintillometry: a review. dostupné z https://www.researchgate.net/publication/316285424_Scintillometry_a_review

Dietrich, O., Behrendt, A., & Wegehenkel, M. (2021). The Water Balance of Wet Grassland Sites with Shallow Water Table Conditions in the North-Eastern German Lowlands in Extreme Dry and Wet Years. *Water*, 13(16), 2259.

Dietrich, O., Fahle, M., & Seyfarth, M. (2016). Behavior of water balance components at sites with shallow groundwater tables: Possibilities and limitations of their simulation using different ways to control weighable groundwater lysimeters. *Agricultural Water Management*, 163, 75-89.

Dolan, T. J., Hermann, A. J., Bayley, S. E., & Zoltek Jr, J. (1984). Evapotranspiration of a Florida, USA, freshwater wetland. *Journal of Hydrology*, 74(3-4), 355-371.

Drexler, J. Z., Snyder, R. L., Spano, D., & Paw U, K. T. (2004). A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration. *Hydrological processes*, 18(11), 2071-2101.

Dufour, S., & Rodríguez-González, P. M. (2019). Riparian zone/riparian vegetation definition: principles and recommendations. *Report, cost action cal6208 converges*, 20, 15.

Dunin, F. X., & Aston, A. R. (1984). The development and proving of models of large scale evapotranspiration: an Australian study. In *Developments in Agricultural and Managed Forest Ecology* (Vol. 13, pp. 305-323). Elsevier.

Eichinger, W., Cooper, D., Kao, J., Chen, L. C., Hipps, L., & Prueger, J. (2000). Estimation of spatially distributed latent heat flux over complex terrain from a Raman lidar. *Agricultural and Forest Meteorology*, 105(1-3), 145-159.

Eichinger, W., Prueger, J., Cooper, D., Hipps, L., Neale, C., Holder, H., ... & Bowser, S. (2008). A Lidar Approach to Evapotranspiration Estimation in Riparian Areas (New Mexico). *Ecological Restoration*, 26(2), 107-109.

Eisenlohr Jr, W. S. (1966). Water loss from a natural pond through transpiration by hydrophytes. *Water Resources Research*, 2(3), 443-453.

- Fahle, M., & Dietrich, O. (2014). Estimation of evapotranspiration using diurnal groundwater level fluctuations: Comparison of different approaches with groundwater lysimeter data. *Water Resources Research*, 50(1), 273-286.
- Froidevaux et al., M., Higgins, C. W., Simeonov, V., Ristori, P., Pardyjak, E., Serikov, I., ... & Parlange, M. B. (2013). A Raman lidar to measure water vapor in the atmospheric boundary layer. *Advances in Water Resources*, 51, 345-356.
- Gao, W. (1988). Applications of solutions to non-linear energy budget equations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 43(2), 121-145.
- Gochis, D. J., & Cuenca, R. H. (2000). Plant water use and crop curves for hybrid poplars. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 126(4), 206-214.
- Gokool, S., Chetty, K. T., Jewitt, G. P. W., & Heeralal, A. (2016). Estimating total evaporation at the field scale using the SEBS model and data infilling procedures. *Water Sa*, 42(4), 673-683.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., & Kucsara, M. (2006). Streamflow characteristics of two forested catchments in Sopron Hills. *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica*, 2, 81-92.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Szilágyi, J., & Kucsara, M. (2008). Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations. *Journal of Hydrology*, 349(1-2), 6-17.
- Gulliver, J. S., Erickson, A. J., & Weiss, P. (2010). Stormwater treatment: Assessment and maintenance. *University of Minnesota, St. Anthony Falls Laboratory. Minneapolis, MN.* dostupné z <http://stormwaterbook.safl.umn.edu/>
- Hanson, B. R., & May, D. M. (2006). New crop coefficients developed for high-yield processing tomatoes. *California agriculture*, 60(2).
- Holdridge, L. R. (1962). The determination of atmospheric water movements. *Ecology*, 1-9.
- Howell, T. A. (2004a). Lysimetry. *Encyclopedia of soils in the environment*, edited by: Hillel, D., Elsevier Press, Oxford, UK, 379-386.

Howell, T. A., & Evett, S. R. (2004b). The Penman-Monteith Method. *Washington, DC: USDA-Agricultural Research Service, Conservation & Production Research Laboratory, 14.*

Hu, Y., Buttar, N. A., Tanny, J., Snyder, R. L., Savage, M. J., & Lakhari, I. A. (2018). Surface renewal application for estimating evapotranspiration: A review. *Advances in Meteorology, 2018.*

Hultine, K. R., Nagler, P. L., Morino, K., Bush, S. E., Burtch, K. G., Dennison, P. E., ... & Ehleringer, J. R. (2010). Sap flux-scaled transpiration by tamarisk (*Tamarix* spp.) before, during and after episodic defoliation by the saltcedar leaf beetle (*Diorhabda carinulata*). *Agricultural and Forest Meteorology, 150*(11), 1467-1475.

Irmak S. (2008). Evapotranspiration In Jørgensen, S. E.; Fath, B. D. (Eds.): *Encyclopedia of ecology* (1432-1438). Academic Press.

Kůrková, I., Burda, J. (2016). ZÁVĚREČNÁ ZPRÁVA, Příloha č.2/35, Stanovení zásob podzemních vod, Hydrogeologický rajon 4522 – Křída Liběchovky a Pšovky *Rebilance zásob podzemních vod. Česká geologická služba. dostupné z <http://www.geology.cz/extranet/vav/prirodni-zdroje/podzemni-vody/rebilance#>*

Linacre, E. T. (1977). A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. *Agricultural meteorology, 18*(6), 409-424.

Lott, R. B., & Hunt, R. J. (2001). Estimating evapotranspiration in natural and constructed wetlands. *Wetlands, 21*(4), 614-628.

LWG. (2022) *Surface Renewal: A New Tool for Managing Vine Stress and Simplifying Irrigation Decisions*. Citováno 14. 2. 2022, z <https://www.lodigrowers.com/surface-renewal-a-new-tool-for-managing-vine-stress-and-simplifying-irrigation-decisions-2/>

Marcial-Pablo, M. D. J., Ontiveros-Capurata, R. E., Jiménez-Jiménez, S. I., & Ojeda-Bustamante, W. (2021). Maize Crop Coefficient Estimation Based on Spectral Vegetation Indices and Vegetation Cover Fraction Derived from UAV-Based Multispectral Images. *Agronomy, 11*(4), 668.

- Markwitz, C., & Siebicke, L. (2019). Low-cost eddy covariance: a case study of evapotranspiration over agroforestry in Germany. *Atmospheric Measurement Techniques*, 12(9), 4677-4696.
- Mendez, J., Hinzman, L. D., & Kane, D. L. (1998). Evapotranspiration from a Wetland Complex on the Arctic Coastal Plain of Alaska: Paper presented at the 11th Northern Res. Basins Symposium/Workshop (Prudhoe Bay to Fairbanks, Alaska, USA–Aug. 18-22, 1997). *Hydrology Research*, 29(4-5), 303-330.
- Mengistu, M. G., & Savage, M. J. (2010). Surface renewal method for estimating sensible heat flux. *Water SA*, 36(1).
- Moorhead, J. E. (2018). Field-scale estimation of evapotranspiration. In *Advanced Evapotranspiration Methods and Applications*. IntechOpen. dostupné z <https://www.intechopen.com/chapters/63903> doi: 10.5772/intechopen.80945
- Moro Cuadrillero, M. J., Domingo Poveda, F., & López Iborra, G. M. (2004). Seasonal transpiration pattern of *Phragmites australis* in a wetland of semi-arid Spain. *Hydrological Processes*. 18 (2), 213-227
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., & Loumagne, C. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model?: Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling. *Journal of hydrology*, 303(1-4), 290-306.
- Oudin, L., Moulin, L., Bendjoudi, H., & Ribstein, P. (2010). Estimating potential evapotranspiration without continuous daily data: possible errors and impact on water balance simulations. *Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques*, 55(2), 209-222.
- Parasuraman, K., Elshorbagy, A., & Carey, S. K. (2007). Modelling the dynamics of the evapotranspiration process using genetic programming. *Hydrological Sciences Journal*, 52(3), 563-578.
- Perkins, D., (28. 1 2006). *Use and construction of a lysimeter to measure evapotranspiration*. Llansadwrn (Anglesey) Weather. Citováno 6. 1 2022, z: <http://www.llansadwrn-wx.co.uk/evap/lysim.html>

- Pozníková, G., Fischer, M., Žalud, Z., & Trnka, M. (2015). Scintillometry based energy fluxes compared to bowen ratio/energy balance method for evapotranspiration determination over winter wheat. *Towards Climatic Services Nitra*, 15, 18.
- Příbáň, K., & Ondok, J. P. (1985). Heat balance components and evapotranspiration from a sedge-grass marsh. *Folia Geobotanica et Phytotaxonomica*, 20(1), 41-56.
- Ramatsabana, P., Tanner, J., Mantel, S., Palmer, A., & Ezenne, G. (2019). Evaluation of remote-sensing based estimates of actual evapotranspiration over (diverse shape and sized) Palmiet wetlands. *Geosciences*, 9(12), 491.
- Rawat, K. S., Singh, S. K., Bala, A., & Szabó, S. (2019). Estimation of crop evapotranspiration through spatial distributed crop coefficient in a semi-arid environment. *Agricultural Water Management*, 213, 922-933.
- Rouse, W. R. (1998). A water balance model for a subarctic sedge fen and its application to climatic change. *Climatic change*, 38(2), 207-234.
- Sauer, T. J., & Horton, R. (2005). Soil heat flux.
- Scinted (2022) *Surface Layer Scintillometer SLS20 (ES)*. Citováno 14. 2 2022, z: <https://www.scintec.com/products/surface-layer-scintillometer-sls20-es/>
- Sérvulo, A. C., Vellame, L. M., Casaroli, D., Alves, J., & Souza, P. H. D. (2017). African Mahogany transpiration with Granier method and water table lysimeter. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 21, 322-326.
- Shuttleworth, W. J., & Wallace, J. S. (1985). Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111(469), 839-855.
- Schwaerzel, K., & Bohl, H. P. (2003). An easily installable groundwater lysimeter to determine waterbalance components and hydraulic properties of peat soils. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7(1), 23-32.
- Smetana, M. (2011). Dynamika koryta Moravy ve vztahu k příbřežní vegetaci na základě studia historických map a současných měření: případová studie ze Strážnického Pomoraví. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 18(2).

- Snyder, R. L., & Boyd, C. E. (1987). Evapotranspiration by *Eichhornia crassipes* (Mart.) Solms and *Typha latifolia* L. *Aquatic Botany*, 27(3), 217-227.
- Szilagyi, J., Gribovszki, Z., & Kalicz, P. (2007). Estimation of catchment-scale evapotranspiration from baseflow recession data: Numerical model and practical application results. *Journal of hydrology*, 336(1-2), 206-217.
- Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review*, 38(1), 55-94.
- Trajkovic, S., Gocic, M., Pongracz, R., & Bartholy, J. (2019). Adjustment of Thornthwaite equation for estimating evapotranspiration in Vojvodina. *Theoretical and Applied Climatology*, 138(3), 1231-1240.
- Verstraeten, W. W., Veroustraete, F., & Feyen, J. (2008). Assessment of evapotranspiration and soil moisture content across different scales of observation. *Sensors*, 8(1), 70-117.
- VirtualExpo. (2022) *Lysimeter SMART FIELD*. Citováno 3. 1 2022, z <https://www.directindustry.com/prod/meter-group/product-64142-2054495.html>
- Walker, W. (1989). FAO irrigation and drainage paper 45: Guidelines for designing and evaluating surface irrigation systems. dostupné z <https://www.fao.org/3/T0231E/t0231e00.htm#Contents>
- Wegehenkel, M., & Gerke, H. H. (2013). Comparison of real evapotranspiration measured by weighing lysimeters with simulations based on the Penman formula and a crop growth model. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 61(2), 161.
- White, W. N. (1932). *A method of estimating ground-water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil: Results of investigations in Escalante Valley, Utah* (Vol. 659). US Government Printing Office.
- Wilson, K. B., Hanson, P. J., Mulholland, P. J., Baldocchi, D. D., & Wullschleger, S. D. (2001). A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and forest Meteorology*, 106(2), 153-168.

Yin, Z. Y., & Brook, G. A. (1992). Evapotranspiration in the Okefenokee Swamp watershed: a comparison of temperature-based and water balance methods. *Journal of Hydrology*, 131(1-4), 293-312.

5.2. Datové zdroje

ČHMÚ: Český hydrometeorologický ústav, historická data. Průměrná denní teplota vzduchu, denní úhrn srážek a denní úhrn doby trvání slunečního svitu [online]. Citováno 5. 3 2022, z <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/denni-data/Denni-data-dle-z.-123-1998-Sb#>

ČÚZK a: Český úřad zeměměřický a katastrální, WMS služby. Základní mapa 1: 10 000 (ZM 10) [online]. Citováno 12. 3 2022, z: [https://geoportal.cuzk.cz/\(S\(1rrwqvbhvmcmwksyycxa0d3o\)\)/Default.aspx?mode=TextMeta&side=wms.verejne&metadataID=CZ-CUZK-WMS-ZM10-P&metadataXSL=metadata.sluzba&head_tab=sekce-03-gp&menu=3115](https://geoportal.cuzk.cz/(S(1rrwqvbhvmcmwksyycxa0d3o))/Default.aspx?mode=TextMeta&side=wms.verejne&metadataID=CZ-CUZK-WMS-ZM10-P&metadataXSL=metadata.sluzba&head_tab=sekce-03-gp&menu=3115)

ČÚZK b: Český úřad zeměměřický a katastrální, WMS služby. Ortofoto [online]. Citováno 5. 3 2022, z [https://geoportal.cuzk.cz/\(S\(wmisol4y4ucc3tdfzalc5cwn\)\)/Default.aspx?menu=3121&mode=TextMeta&side=wms.verejne&metadataID=CZ-CUZK-WMS-ORTOFOTO-P&metadataXSL=metadata.sluzba](https://geoportal.cuzk.cz/(S(wmisol4y4ucc3tdfzalc5cwn))/Default.aspx?menu=3121&mode=TextMeta&side=wms.verejne&metadataID=CZ-CUZK-WMS-ORTOFOTO-P&metadataXSL=metadata.sluzba)

ISVS - VODA (24. 2 2022). *Odběry podzemních vod*. [online]. Citováno 14. 4. 2022, z <https://voda.gov.cz/?page=odbery-podzemnich-vod-mapa>

6. Seznam obrázků a tabulek

6.1. Obrázky

6.1.1. Teoretická část

Obr. 2.1: Vážicí lyzimetr (VirtualExpo, 2022)	4
Obr. 2.2.: Schéma perkolačního lyzimetru se sběrnou nádobou (upraveno z Perkins, 2022)..	5
Obr. 2.3.: Lyzimetry s konstantní hladinou. A) nádoba, B) zásobník na vodu C) vypouštěcí skříň (Sérvulo et al., 2022)	5
Obr. 2.4.: Podomácku vyrobený perkolační lysimetr se sběrnou nádobou (Perkins, 2022)	7
Obr. 2.5.: Sestava pro měření metodou vířivé kovariance – trojrozměrný sonický anemometr a infračervený analyzátor plynů (Moorhead, 2018)	10
Obr. 2.6.: Měřicí stanice pro metodu obnovy povrchové vrstvy (LWG, 2022).....	12
Obr. 2.7.: Měřicí stanice pro metodu obnovy povrchové vrstvy (vpravo) a vířivé kovariance (vlevo) (Gokool et al., 2016).....	13
Obr.2.8.: Ramanův lidar pro sledování obsahu vodní páry ve vzduchu. Upraveno podle Froidevaux et al. (2013)	14
Obr. 2.9.: Laserový scintilometr (Scinted, 2022).....	23
Obrázek 2.10.: Graf vývoje hladiny podzemní vody v čase ukazující princip výpočtu evapotranspirace Whiteovou metodou.	28
Obr. 2.11.: Denního rytmus kolísání hladiny podzemní vody	30

6.1.2. Praktická část

Obr. 3.1: Poloha přelivu na Pšovce	34
Obr. 3.2: Poloha přelivu na přítoku Liběchovky.....	34
Obr. 3.3: Vytvořený přeliv na Pšovce (vlevo) a přítoku Liběchovky (vpravo)	35
Obr.3.4: Přeliv na přítoku Liběchovky a umístění piezometru LI1, LI2	37
Obrázek 3.5: Schéma půdního profilu v okolí piezometrů	38
Obr. 3.6: Vymezení mokřadu v okolí přítoku Liběchovky	40
Obrázek 3.7: Vývoj hladiny Pšovky pod odměrným bodem během celého sledovaného období.....	41

Obr. 3.8: Přeliv na Pšovce 24.10.2021 před pročištěním	41
Obrázek 3.9: Ukázka skokové změny hladiny Pšovky naměřené čidlem	42
Obr. 3.10: Hladina Pšovky měřená čidlem nad přelivem ve druhé polovině sledovaného období	43
Obr. 3.11: Přeliv na Pšovce 2.3.2022 před pročištěním	44
Obr. 3.13: Záznam z čidla měřícího výšku hladiny u přelivu na přítoku Liběchovky	45
Obr.3.14: Ustalování hladiny v piezometru LI 1	45
Obr.3.15: Hodnoty naměřené čidlem v piezometru LI 2 na počátku měření	46
Obr.3.16: Hodnoty naměřené čidlem v piezometru LI 1 během celého období	47
Obr. 3.17: Hodnoty naměřené čidlem v piezometru LI 2 během celého období	47
Obr. 3.18: Hledání vztahu mezi ručně měřeným průtokem a vzdáleností hladiny pod odměrným bodem u přelivu na přítoku Liběchovky	49
Obr. 3.19: Hledání vztahu mezi ručně měřeným průtokem a vzdáleností hladiny pod odměrným bodem piezometru LI 1 na přítoku Liběchovky	50
Obr. 3.20: Hledání vztahu mezi ručně měřeným průtokem a vzdáleností hladiny pod odměrným bodem piezometru LI 1 na přítoku Liběchovky	50
Obr. 3.21: Hledání vztahu mezi ručně měřeným průtokem a vzdáleností hladiny pod odměrným bodem u přelivu na Pšovce	51
Obr. 3.22: Porovnání vybraných úseků měření hladiny podzemní vody pomocí piezometrů LI 1 a LI 2	53
Obr: 3.23: Souvislost denního poklesu hladiny podzemní vody měřené piezometrem LI 2 s průměrnou denní teplotou pro všechny porovnávané dny	55
Obr. 3.24: Souvislost denního poklesu hladiny podzemní vody měřené piezometrem LI 2 s průměrnou denní teplotou pro dny bez deště	55
Obr. 3.25: Souvislost denního poklesu hladiny podzemní vody měřené piezometrem LI 2 s průměrnou denní teplotou pro dny bez deště a zároveň s denním úhrnem slunečního svitu nad 9 hodin	56
Obr. 3.26 Souvislost denního poklesu hladiny podzemní vody měřené piezometrem LI 2 s průměrnou denní teplotou pro všechny porovnávané dny	56
Obr. 3.27: Souvislost denního poklesu hladiny podzemní vody měřené piezometrem LI 1 s průměrnou denní teplotou pro dny bez deště	57
Obr. 3.28: Souvislost denního poklesu hladiny podzemní vody měřené piezometrem LI 2 s průměrnou denní teplotou pro dny bez deště a zároveň s denním úhrnem slunečního svitu nad 9 hodin	57

Obr. 3.29: Souvislost denního poklesu průtoku a průměrné denní teploty vzduchu pro přítok Liběchovky	58
Obr. 3.30: Souvislost denního poklesu průtoku a průměrné denní teploty vzduchu pro přítok Liběchovky ve dnech bez deště.....	58
Obr. 3.31: Souvislost denního poklesu průtoku a průměrné denní teploty vzduchu pro přítok Liběchovky ve dnech bez deště a zároveň s denním úhrnem slunečního svitu nad 9 h.....	59
Obr. 3.32: Potenciální evapotranspirace vypočtená Oudinovou metodou pro mokřad nad přelivem na přítoku Liběchovky a její porovnání s určením evapotranspirace z kolísání průtoku	62
Obr. 3.33: Porovnání evapotranspirace stanovené z kolísání průtoku a potenciální evapotranspirace vypočtené Oudinovou metodou pro mokřad nad přelivem na přítoku Liběchovky.....	63
Obr. 3.34: Porovnání denních hodnot PET mokřadů v povodí Liběchovky nad Želízky s denním průtokem v Želízech pro červenec a srpen 2019	64
Obr. 3.35: Část, kterou tvoří roční spotřebovaný objem vody mokřady a čerpáním ze součtu ročního úhrnu čerpání, spotřeby mokřadů a skutečně naměřeného odtoku	65

6.2. Tabulky

Tabulka 2.1: Příklady plodinových koeficientů	21
Tabulka 3.1: Shromážděná data	33
Tabulka 3.2: Obvyklá doba denního maxima a minima	53
Tabulka 3.3: Maximální a minimální průtok ve dnech se vysokou evapotranspirací	60
Tabulka 3.4: Odběry vody v povodí Liběchovky nad Želízky.....	65

7. Seznam zkratek

ET – Evapotranspirace

ETref – referenční evapotranspirace

PET – potenciální evapotranspirace

POB – pod odměrným bodem

8. Přílohy

8.1. Příloha 1

Hodnoty teploty a elektrické vodivosti naměřené na přelivech:

datum	Přeliv na Pšovce			Přeliv na přítoku Liběchovky		
	čas	teplota [°C]	konduktivita [μS/cm]	čas	teplota [°C]	vodivost [μS/cm]
06.08.2021	11:00	13,9	578	11:45	13,2	554
15.08.2021	7:30	13,7	606	8:50	13,4	527
15.08.2021	14:00	16,9	576	15:53	16,8	518
21.08.2021	18:25	15,4	574	19:25	14,9	523
29.08.2021	11:10	12,9	584	12:00	12,5	552
05.09.2021	10:50	12,5	586	12:55	13,0	535
13.09.2021	16:50	15	574	17:35	14,4	531
21.09.2021	14:35	11,6	583	15:45	11,4	538
27.09.2021	17:10	14,2	579	18:05	13,9	537
08.10.2021	10:55	10,2	596	12:30	11,2	549
24.10.2021	15:50	6,8	598	16:55	7,0	563
13.11.2021	14:17	6,5	588	13:25	6,5	552
18.12.2021	16:10	4,8	565	14:50	5,2	540
27.01.2022	14:15	3	556	16:15	2,7	537
02.03.2022	15:43	3,8	583	13:40	2,9	520

Hodnoty teploty a elektrické vodivosti naměřené pro piezometr LI 1:

Piezometr LI 1					
datum	čas	horní část piezometru		dolní část piezometru	
		vodivost [μS/cm]	teplota [°C]	vodivost [μS/cm]	teplota [°C]
21.08.2021	19:40			531	14,5
29.08.2021	12:15	537	13,9		
29.08.2021	12:35	538	13,8	649	12,2
05.09.2021	13:00	534	13,8	604	12,1
13.09.2021	16:50	547	13,8	618	12,1
21.09.2021	16:00	547	13,1	660	12
27.09.2021	18:20	562	13,1	645	11,9
08.10.2021	13:20	568	12,4	669	11,7
24.10.2021	17:11	583	9,8	665	10,7
13.11.2021	13:35	607	8,4	606	9,2
18.12.2021	15:10	600	5,6	610	7
27.01.2022	15:40	580	2,9	637	5,9
02.03.2022	13:40	592	3,7	637	6

Hodnoty teploty a elektrické vodivosti naměřené pro piezometr LI 2:

Piezometr LI 2					
datum	čas	horní část piezometru		dolní část piezometru	
		vodivost [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	teplota [$^{\circ}\text{C}$]	vodivost [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	teplota [$^{\circ}\text{C}$]
15.08.2021	15:12			802	15,1
21.08.2021	19:48			805	15
29.08.2021	12:20	809	14	830	13,8
05.09.2021	13:10	813	13,5	833	13,3
13.09.2021	18:00	806	14,2	842	13,3
21.09.2021	16:10	809	12,9	842	12,1
27.09.2021	18:30	806	13,1	833	12,8
08.10.2021	13:33	788	12,2	847	12,3
24.10.2021	17:23	792	9,7	799	10,1
13.11.2021	13:35	790	7,8	791	8,1
18.12.2021	15:15	779	4,6	796	5,5
27.01.2022	15:50	757	2,6	826	3,7
02.03.2022	13:50	734	2,4	841	4,2