



**ČESKÉ VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V PRAZE**

---

**Fakulta stavební**

**Katedra hydrauliky a hydrologie**

**Studium hydrologických kvantitativních vazeb mezi transpirací  
rostlin a vlhkostními poměry na povodí**

**Study of hydrological quantitative relationships between plant  
transpiration and soil moisture conditions in the catchment**

**DISERTAČNÍ PRÁCE**

**Ing. Veronika Skalová**

Doktorský studijní program: Stavební inženýrství

Studijní obor: Vodní hospodářství a vodní stavby

Školitel: doc. Ing. Michal Dohnal, Ph.D.

Školitel specialista: Ing. Jana Votrubová, Ph.D.

**Praha, 2023**

## PROHLÁŠENÍ

Jméno doktorandky: Ing. Veronika Skalová

Název disertační práce: Studium hydrologických kvantitativních vazeb mezi transpirací rostlin, odběrem vody jejich kořeny a vlhkostním potenciálem půdy

Prohlašuji, že jsem uvedenou disertační práci vypracovala samostatně pod vedením školitele doc. Ing. Michala Dohnala, Ph.D. Použitou literaturu a další materiály uvádím v seznamu použité literatury.

Disertační práce vznikla v souvislosti s řešením projektů:

- GA 14-22978S – Předpověď odtoku z městských dešťových vod pomocí útlumu telekomunikačních mikrovln vyvolaných dešťovými srážkami (Ing. Vojtěch Bareš Ph.D.)
- GA16-05665S – Režim půdní vody pod klimatických stresem v povodích pramenných oblastí (prof. Ing. Tomáš Vogel CSc.)
- SGS18/171/OHK1/3T/11 – Kvantitativní výzkum hydrologických vazeb v blízkosti půdního povrchu (doc. Ing. Michal Dohnal, Ph.D.)
- GA20-00788S – Obtížně kvantifikovatelné procesy ovlivňující vodní bilanci lesních povodí pramenných oblastí mírného pásma (prof. Ing. Tomáš Vogel, CSc.)
- SGS21/050/OHK1/1T/11 – Modelování interakcí v systému půda-rostlina-atmosféra na několika úrovních prostorového měřítka (Ing. Vojtěch Skala)
- SGS22/044/OHK1/1T/11 – Určení parametrů modelu kořenového odběru vody inverzním modelováním (Ing. Veronika Skalová)

V Praze dne 07.02. 2023



## Abstrakt

Předmětem práce je studium hydrologicko-ekologických procesů v horských lesních povodích, zejména hydrologických kvantitativních vazeb mezi transpirací a vlhkostním režimem půd. Představen je detailní výzkum aktuální transpirace v měřítku stromového jedince a generalizace tohoto výzkumu pro potřeby kvantifikace vodní bilance povodí.

Aktuální transpirace a kořenový odběr na úrovni stromového jedince byly simulovány fyzikálně založeným modelem pro popis proudění vody v půdě a xylému rostlin S1D. Zahrnuty byly dvě lokality, rozdílné z hlediska hospodaření s vodou. Konkrétně šlo o lokality s porostem smrku ztepilého a s porostem buku lesního na povodí Liz v šumavském podhůří.

Srovnání simulací s měřenými mízními toky potvrdilo izohydrický charakter hospodaření s vodou v případě smrků a anizohydrický charakter u buků. Simulovaná aktuální transpirace na lokalitě se smrkovým porostem byla často nižší než potenciální transpirace. Po vyčerpání kapacity dosahovala simulovaná intenzita aktuální transpirace kritické hodnoty odpovídající přibližně hodnotě 0,8 cm/den. Naopak na lokalitě s bukovým porostem nedošlo během simulovaného období k redukci potenciální transpirace. Na obou lokalitách kořenový odběr pravděpodobně probíhal i v hlubších vrstvách pod povrchem. Ve smrkovém porostu však byla většina kořenového odběru realizována ve svrchní půdní vrstvě.

Vliv izohydrického hospodaření s vodou na transpiraci smrkového porostu byl zahrnut při analýze vodní bilance povodí Uhlířská v Jizerských horách v letech 2000–2018. Kromě objemu srážek a odtoku z povodí byly kvantifikovány transpirace, intercepční ztráta a sublimace sněhové pokrývky. Zohledněn byl vliv vývoje vegetačního krytu a depozice rosy. Vodní bilance povodí byla hodnocena z hlediska změny zásoby vody v povodí včetně její nejistoty.

Analýza vodní bilance povodí Uhlířská naznačuje významný pokles zásoby vody v povodí během studovaného období (2000–2018). Pokles zásoby lze přičíst rostoucím zimním teplotám, kdy klesá poměr sněhových a kapalných srážek a několika letům s podprůměrnými srážkovými úhrny. Obě tyto skutečnosti vedou k absenci či méně výraznému jarnímu tání sněhu, které je pro povodí důležité z hlediska doplnění podzemních vod. Jako klíčové se ukázalo zahrnutí poznatků o redukci transpirace rostlin související s jejich izohydrickým hospodařením s vodou.

**klíčová slova:** kořenový odběr, transpirace, intercepce, evaporace, rosa, základní odtok, smrkový porost, vodní bilance

## Abstract

The subject of this thesis is the study of hydro-ecological processes in mountain forest catchments, especially hydrological links between transpiration and soil moisture regime. A detailed examination of actual transpiration at the scale of an individual tree is presented and a generalization of this research for the purpose of quantifying water balance at the scale of catchment is introduced and applied.

Actual transpiration and root water uptake of individual trees were simulated using a physically based model of soil and plant xylem water flow, S1D. Two sites with different plant water management strategies were included. Specifically, these were sites with spruce forest and beech forest in the Liz catchment in the Bohemian Forest.

Comparison of simulations with measured sap flow confirmed the isohydric behavior of spruce and the anisohydric behavior of beech trees. The simulated actual transpiration of the spruce was often lower than the potential transpiration. After the hydraulic capacity of the tree was exhausted, the simulated intensity of the transpiration became limited by a critical value of approximately 0.8 cm/d. In contrast, no reduction of the potential transpiration was related with the beech forest site during the simulated period. For both sites, a significant portion of the root water uptake occurred probably in deeper parts of the soil profile. However, at the spruce site, most of the root water uptake was realized within the upper layer of the soil profile.

The influence of isohydric behavior on the transpiration of spruce forest was included in the water balance analysis of the Uhlířská catchment in the Jizera Mountains, encompassing the experimental years 2000–2018. In addition to precipitation and stream discharge, actual transpiration, wet canopy evaporation, and snow sublimation were quantified. The effect of vegetation cover development and dew deposition were also considered. The water balance of the catchment was evaluated in terms of water storage changes, including the uncertainty.

The analysis of the catchment water balance indicates a significant decrease in the catchment water storage during the studied period. This decrease can be attributed to rising winter temperatures associated with reduced ratio of snow to liquid precipitation, and to several years with below-average precipitation totals. Both of these factors lead to the less prominent or absent spring snowmelts, which crucially affects the process of groundwater recharge. Regarding the evaluation of the amount of water transpired by plants, the integration of knowledge on the reduction of plant transpiration related to the isohydric regulation strategy proved to be indispensable.

**key words:** root water uptake, transpiration, interception, evaporation, dew, baseflow, spruce forest, water balance

# Obsah

<b>1</b>	<b>Úvod.....</b>	<b>8</b>
	Vodní bilance .....	8
	Srážkoodtokové vztahy .....	9
	Separace základního odtoku.....	10
	Evapotranspirace .....	11
	Intercepce srážek.....	14
	Intercepční modely.....	15
	Index listové plochy .....	16
	Nejistoty veličin .....	17
	Cíle a členění disertační práce.....	18
<b>2</b>	<b>Experimentální povodí a měření.....</b>	<b>19</b>
2.1	Experimentální povodí Uhlířská .....	19
	Datový soubor .....	20
	Přístrojové vybavení .....	22
2.2	Experimentální povodí Liz.....	22
	Datový soubor .....	23
	Přístrojové vybavení .....	24
<b>3</b>	<b>Převzaté výpočetní metody.....</b>	<b>26</b>
3.1	Separace základního odtoku.....	26
	Digitální filtr .....	26
	Technika různě zpožděných odtoků .....	26
3.2	Vodní bilance povodí .....	27
	Rovnice vodní bilance.....	27
	Budykova křivka .....	28
	Hortonův index .....	28
3.3	Potenciální transpirace a evaporace .....	29
	Penmanova-Monteithova metoda.....	29
	Hargreavesova metoda.....	29
	Odhad výparu zachycené vody .....	30
	Aerodynamický výpar.....	31
3.4	Intercepční model.....	31
3.5	Odhad relativní vlhkosti .....	31
3.6	Sublimace sněhové pokrývky.....	32
3.7	Odhad nejistot složek vodní bilance.....	32
	Konvoluční propagace nejistot.....	33
3.8	Použité statistické metody .....	33

---

Matice záměn .....	33
Analýza trendů .....	34
<b>4 Originální metodické řešení.....</b>	<b>36</b>
4.1 Detailní model aktuální transpirace .....	36
Model proudění vody v půdě a aktuální transpirace .....	36
4.2 Aktuální transpirace na úrovni povodí .....	37
Model intercepce a evapotranspirace .....	37
Modifikovaný intercepční model .....	38
Výskyt rosy .....	38
Redukce transpirace .....	39
<b>5 Studie aktuální transpirace v měřítku stromového jedince.....</b>	<b>40</b>
5.1 Měření mízního toku .....	40
5.2 Simulace proudění vody v půdě a aktuální transpirace vegetace na povodí Liz .....	42
Aplikace modelu .....	42
Lokalita SMRK .....	47
Lokalita BUK .....	53
<b>6 Studie vodní bilance povodí zaměřená na vliv vegetačního krytu .....</b>	<b>58</b>
6.1 Intercepční ztráta travního a lesního porostu na povodí Uhlířská .....	58
Analýza srážek na povodí Uhlířská.....	58
Podkorunové srážky.....	59
Intercepční ztráta.....	60
6.2 Rosné události.....	62
6.3 Vývoj vegetace na povodí Uhlířská.....	62
6.4 Evapotranspirace .....	63
Zpracování datového souboru .....	63
Redukce potenciální transpirace na povodí.....	65
6.5 Vodní bilance povodí a citlivostní analýza.....	67
Vodní bilance povodí Uhlířská .....	67
Citlivost vodní bilance na volbu $T_{crit}$ .....	68
Analýza nejistoty vodní bilance .....	69
<b>7 Shrnutí a závěr.....</b>	<b>72</b>
<b>8 Reference .....</b>	<b>74</b>
<b>9 Přílohy .....</b>	<b>82</b>
9.1 Měření stomatálního odporu.....	82
9.2 Analýza měřených vlhkostí .....	85
9.3 Horní okrajová podmínka SID modelu na povodí Liz.....	86
9.4 Parametrizace intercepčního modelu na povodí Uhlířská .....	87

9.5 Simulace vývoje vegetace v programu Forest simulator.....	88
9.6 Index listové plochy .....	89
Odhad a měření LAI .....	89
Měření LAI smrkového a bukového lesa .....	90
9.7 Odtok z povodí Uhlířská .....	92
Porovnání odtoku ze dvou profilů .....	92
Analýza překročení kapacity přelivů.....	92
Separace základního odtoku.....	92
9.8 Analýza trendů .....	95
Variabilita komponentů vodní bilance .....	95
9.9 Odhad spotřeby vody na tvorbu nové dřevní hmoty .....	99
Obrázky a tabulky .....	100
Nomenklatura.....	111
Publikované práce .....	114

## 1 Úvod

Hydrologické poměry horských lesních povodí a jejich ekologické funkce jsou ovlivňovány projevy klimatické změny. Stále důležitější a častější je, v těchto dosud z hlediska dodávky vody nelimitovaných prostředích, redukce transpirace lesních porostů vlivem nepříznivých hydroklimatických podmínek (např. [Rosner et al., 2016](#), [Venturas et al., 2017](#)). Reakce stromů na vodní stres, intenzita transpirace a absorpce vody kořeny mají dalekosáhlé dopady nejen v hydrologii, ale také v ekologii a lesnictví.

### Vodní bilance

Tradiční přístupy k vodní bilanci povodí se často zaměřují na zkoumání vztahu mezi dlouhodobými srážkami, odtokem a evapotranspirací ([Horton 1933](#); [Budyko 1974](#), [Troch et al., 2009](#)). Na druhou stranu jsou při zkoumání vodní bilance často zanedbávány změny podzemních zásob vody v povodí nebo vody uložené v biomase. Změny zásoby vody v povodí je obtížné kvantifikovat kvůli heterogenitě povodí a nedostatku údajů o klíčových charakteristikách povodí (hydrogeologie, topografie půdní charakteristiky atd.). Proto jsou studie zaměřující se na změnu zásoby vody v povodí poměrně vzácné ([Carrer et al., 2019](#); [Staudinger et al., 2017](#), [Buzacott a Vervoort 2021](#)).

Hydrologické studie zabývající se bilancí povodí často nezohledňují význam hydrologických jevů, které jsou obtížně stanovitelné, jako je např. intercepce srážek ([McDonnell et al., 1996](#); [Good et al., 2015](#)). V horských lesích se na vegetaci zachytí významné množství srážek. Intercepční voda následně brání transpiraci rostlin (např. [Coenders-Gerrits et al., 2014](#)). Intercepce vody ovlivňuje také tvorbu odtoku, protože srážky dopadající na lesní porost jsou přerozděleny a významná část srážek vůbec nedopadne na půdní povrch ([Wang et al., 2012](#); [Zehe et al., 2010](#)). Ke snížení transpirace vede spolu s mlhou a nízkou oblačností také tvorba rosy na listech rostlin ([Reinhardt a Smith, 2008](#); [Ritter et al., 2009](#)). Studie zabývající se tvorbou rosy a odhadem jejího množství ([Uclés et al., 2013](#); [Zhang et al., 2015](#); [Tomaszkiewicz et al., 2017](#)) ukazují na její důležitost ve vodních bilancích, a to především v suchých oblastech. Kvantifikace množství rosy či doby trvání rosných událostí je však často obtížná ([Jia et al., 2019](#)) kvůli nedostatku standardizovaných měřících přístrojů v čase i prostoru.

Cílem zkoumání vodní bilance povodí bývá často zhodnocení variability vzájemného poměru mezi odtokem a výparem v souvislosti se změnou vegetačního pokryvu povodí. Využití území hraje významnou roli ve vodní bilanci povodí ([Zhang et al., 2000](#)). [Pinol et al. \(1999\)](#), kteří zkoumali vliv lesního pokryvu na bilanci povodí, prokázali negativní vztah mezi zalesněním a vodností povodí. Vyšší zastoupení lesa způsobovalo nižší odtoky z povodí. Podobné závěry nalezneme v práci [Wiekenkampa et al. \(2016\)](#), kteří analyzovali komplexní soubor dat z povodí Wüstenbach v Německu a potvrdili, že částečné odlesnění způsobilo pokles evapotranspirace a zvýšení odtoku z povodí. [Bernsteinová et al. \(2015\)](#) analyzovali vodní bilanci horského povodí v Bavorském lese. Pozorovali negativní rozdíl mezi srážkou a odtokem v souvislosti se ztrátou lesního pokryvu. Snížené ztráty evapotranspirací ze silně narušených porostů zvýšily doplňování podzemních vod v létě a způsobily výrazný vzestup nízkých průtoků na podzim. Na druhou stranu [Hou et al. \(2022\)](#) studovali různé typy narušení lesů kanadských povodí (napadení hmyzem, těžba dřeva, lesní požár) a jejich vliv na odtok. Autoři se zaměřují na kumulativní hydrologické dopady, tj. celkové dopady způsobené různými typy narušení lesa současně. [Hou et al. \(2022\)](#) překvapivě zjistili, že kumulativní narušení lesa snížilo roční odtok z povodí. Jedním z důvodů, proč jsou dopady lesního hospodářství na odtok a evapotranspiraci často nejednoznačné může být, že je vliv měnícího se vegetačního pokryvu na hydrologický režim lesního povodí maskován klimatickou variabilitou ([Tetzlaff et al., 2007](#)).



### *Budykův a Hortonův index*

Pro studium vodní a energetické bilance v povodí začal být v druhé polovině 20. století široce využíván Budykův přístup. Budyko (Budyko, 1948, 1958 a 1974) se snažil vysvětlit hydrologické chování povodí jako celku bez zaměření na jednotlivé fyzikální procesy. Podle Budyka je dlouhodobá evapotranspirace dána především rovnováhou mezi dodávkou vody a atmosférickou poptávkou. Budyko (1974) navrhuje neparametrickou křivku, která je funkcí dlouhodobých indexů výparu a suchosti. Budykův přístup je jednoduchý a snadno použitelný k pochopení dopadů změn klimatu na narušená povodí. Potenciálně užitečný je tak tento přístup i pro vodohospodáře. Nicméně vhodnější je tato metoda pro velká povodí a delší časová období. Pro menší povodí a kratší časové úseky může meziroční variabilita zastřít dlouhodobý trend.

Budykův přístup se používá k interpretaci a predikci vodních bilancí povodí po celém světě (Li et al., 2013; Greve et al., 2020; Koppa et al., 2021). Mnoho studií (např. Turc, 1954; Pike, 1964; Zhang et al., 2004; Zhang et al., 2008; Zhou et al., 2015) publikovalo různá rozšíření tohoto přístupu, která však vesměs spočívají v dodatečné parametrizaci Budykovy křivky. Tyto přístupy se pokoušejí rozšířit Budykův neparametrický rámec zavedením pro povodí specifického parametru. Nejčastější interpretací tohoto parametru je biofyzikální charakter povodí. Některé studie však poukazují na to, že se nově zavedené specifické parametry mohou v čase měnit, aniž by došlo k biofyzikálním změnám krajiny (Nathan et al., 2020). Tato skutečnost snižuje význam predikcí provedených za pomoci tohoto přístupu. Přesto je Budykův pohled na vodní bilanci využíván a dále rozvíjen (např. Donohue et al., 2007; Chen et al., 2013; Young et al. 2019).

Koncepčně analogický s Budykovým indexem suchosti je Hortonův index (HI). Oba indexy jsou funkcí dostupnosti vody a energie řízené klimatem. HI je bezrozměrný poměr mezi výparem z povodí a jeho smáčením. Výpar z povodí je možné odhadnout jako srážkové množství ( $P$ ) zmenšené o celkový odtok ( $Q$ ). Smáčení povodí je definované jako rozdíl srážek a přímého odtoku z povodí ( $Q_d$ ). Vzhledem k tomu, že Hortonův index používá vodu dostupnou pro rostliny a nikoli celkový úhrn srážek, jeví se jako realističtější než Budykův index suchosti. Horton (1933) zjistil podivuhodnou stálost tohoto indexu během vegetační sezóny (v mírných zeměpisných šířkách severní polokoule – květen až říjen) v přirozených povodích, a to i přes značnou meziroční variabilitu srážek. Horton předpokládal, že je tato stálost dána tím, že vegetace maximalizuje svoji produktivitu vzhledem k dostupným srážkám. Tento předpoklad se shoduje se starším konceptem maximální možné aktuální transpirace (Ol'dekop, 1911). HI je tedy možné chápat jako nástroj k odhalení vzájemných vztahů mezi bilancí povodí a dynamikou vegetace. Řada studií prokázala vhodnost HI k predikci meziročních změn vegetačního pokryvu (Brooks et al., 2011; Voepel et al., 2011, Arciniega-Esparza et al., 2017 nebo Troch et al., 2018). Uvedené studie však předpokládají neměnnou zásobu vody v půdě během vegetační sezóny a opomíjejí tak skutečnost, že vegetace typicky během sezóny spotřebovává více vody na transpiraci než v období vegetačního klidu (Schlesinger a Jasechko, 2014; Wang et al., 2014; Zhou et al., 2016). Pro lepší pochopení variability HI a role vegetace by bylo dobré variabilitu zásoby vody v půdě během sezóny do analýzy začlenit.

### **Srážkoodtokové vztahy**

Srážkoodtokový vztah je obecně jakýkoli vztah mezi srážkou a odtokem, který je často posuzován na území konkrétního hydrologického celku, a to buď v rámci jedné srážkové epizody, anebo z dlouhodobého hlediska. Generovaný odtok je odezvou povodí na příčinnou srážku a závisí jednak na intenzitě, době trvání srážky a jejím rozložení v čase a prostoru, tak i na půdních charakteristikách, sklonu povodí, infiltraci vody do půdy.

Neexistuje jeden jediný hydrologický model, který by byl považován za nejlepší. V literatuře jsou k dispozici různé přístupy, které se odvíjí od způsobu využití daného modelu. Kromě primárního

účelu, predikce odtoku, jsou hydrologické modely využívány například k vyhodnocení dopadů klimatických změn (např. [Wilby a Harris, 2006](#); [Huss et al., 2008](#); [Leta et al. 2016](#)) nebo k odhadům dopadů lesního hospodářství na prvky vodní bilance ([Saksa et al., 2017](#)).

Klasifikace hydrologických modelů jsou různé. Nejčastěji se hydrologické modely dělí na empirické, konceptuální a fyzikálně založené. Empirické modely jsou založeny na pozorovaném vztahu hydrologických veličin a často využívají statistický přístup k provedení analýzy datového souboru (jednoduchá či vícenásobná regrese). Konceptuální modely jsou vytvořené na základě pozorovaných nebo empirických vztahů a současně zahrnují fyzikální zákony ve zjednodušené (konceptní) formě. Mezi nepoužívanější konceptuální modely patří například Stanford Watershed Model SWM ([Crawford a Linsley, 1966](#)) a TOPMODEL ([Beven a Kirkby, 1979](#)). Tyto modely obsahují velké množství parametrů, které je nutné kalibrovat, a kladou tak vysoké nároky na hydrologická a meteorologická měření. Obecně jsou modely s velkým počtem parametrů zatíženy vysokou mírou nejistot ([Beven, 2009](#)). Konkrétně jsou hodnoty parametrů modelů odhadovány s epistemickou (s ohledem na zjednodušení modelu) i aleatorickou nejistotou (vlivem přirozené náhodnosti fyzikálních jevů). Tyto nejistoty se přirozeně přenáší na odhadované hodnoty parametrů a s rostoucím počtem parametrů roste nejistota modelového výstupu, často násobně.

Třetí třídou v základním dělení hydrologických modelů jsou fyzikálně založené modely, které popisují hydrologické procesy pomocí fyzikálních principů. Mezi takové modely patří například Soil and Water Assessment Tool SWAT ([Arnold et al., 1998](#)), MIKESHE a SHETRAN ([Refsgaard et al., 2010](#)). Základem takových modelů je matematické vyjádření fyzikálních procesů a měřitelné charakteristiky systému. Ačkoli se tyto modely snaží respektovat fyzikální zákony, jejich matematický popis je do značné míry zjednodušený. A proto i fyzikální modely často vyžadují rozsáhlá měření ke kalibraci.

Ať už jde o jakýkoli model, výstupní data budou v nejlepším případě tak kvalitní, jak kvalitní budou data vstupní ([Beven, 2001](#)). Vstupními daty jsou nejčastěji složky vodní bilance (srážka a evapotranspirace). Každá jednotlivá složka je asociovaná s nejistotou – buď je odvozena z bodového měření a poté extrapolována na celé zkoumané povodí, nebo je výstupem z nějaké další modelové představy. Obě možnosti jsou náchylné na celou řadu nejistot.

## **Separace základního odtoku**

Celkový odtok z povodí se obvykle rozděluje na dvě složky, a to přímý a základní odtok. Přímý odtok je rychlá složka odtoku a zahrnuje povrchový a hypodermický odtok (mělký podpovrchový odtok). Druhou složkou je odtok základní, jehož hlavním zdrojem jsou podzemní vody a jeho variabilita není vázána na aktuální srážku. Existuje mnoho metod separace základního odtoku od odtoku přímého. Některé metody jsou fyzikálně a hydrologicky zdůvodněné, ale většina metod je empirických, založených na statistickém zpracování odtoku a jen málo vychází z fyzikálních přístupů.

K separaci základního a přímého odtoku se většinou využívají grafické nebo početní techniky. Velmi jednoduchou grafickou metodou je spojení nejnižších bodů na začátku a na konci průtokové vlny. Mezi další grafické metody patří například metoda segmentace čar (viz např. [Kemel, 2000](#)) a metoda křivky výtoku z povodí ([Chow et al., 1988](#)). Metoda křivky výtoku z povodí je klasická metoda používaná k hodnocení hydrologických vlastností povodí, při které se předpokládá, že se povodí v této situaci chová jako lineární rezervoár. V roce 1974 navrhli [Kliner a Kněžek](#) metodu separace odtoku, která využívá měření hladin podzemní vody v pozorovaném vrtu a soustředěného povrchového odtoku. Jedná se o zjednodušený matematický popis nestacionárního jednorozměrného proudění v homogenní zvodni s volnou hladinou. Přestože je tato metoda

fyzikálně založena, obsahuje mnoho zjednodušení a nejistot, které vznikají při řadě subjektivních rozhodnutí (Holko et al., 2002; Peters a van Lanen, 2005). Metoda je vhodná spíše pro větší povodí s většími zvodněnými vrstvami. Ke značným chybám může také docházet při výběru vhodného reprezentativního vrtu.

Mezi automatické metody patří techniky vyhlazení minimálních hodnot a rekurzivní digitální filtry. Digitální filtry slouží k separaci vysokofrekvenčního signálu rychlého odtoku od nízkofrekvenčního signálu základního odtoku. Digitální filtry jsou jednoduché, robustní a mohou být použity na velké množství dat. Nevýhodou může být jejich citlivost na volbu parametrů filtru. Parametry je nutné kalibrovat. Jednou z takových klasických metod separace odtoku je digitální filtr navržený Nathanem a McMahonem (1990). Jeho výhodou je již zmíněná jednoduchost použití. Metoda ovšem vyžaduje subjektivní nastavení parametrů, což vnáší do separace značnou míru nejistoty.

Eckhardt (2005) navrhl techniku digitálního filtrování dat odvozenou za předpokladu, že je odtok lineárně závislý na velikosti zásoby podzemní vody. Nevýhodou tohoto filtru je, že má dva parametry. Jeden z nich, recesní konstantu, je možné získat přímo z analýzy výtokových křivek, ale druhý parametr  $BFI_{max}$  (maximální hodnota dlouhodobého poměru mezi základním a celkovým odtokem) je často odhadován velmi subjektivně na základě geologických charakteristik povodí atd. Subjektivitu volby parametru  $BFI_{max}$  snížil Eckhardt (2005), který navrhl doporučené hodnoty  $BFI_{max}$  pro určité typy zvodní. Zpřesnění nastavení tohoto parametru se věnují například Collinschön a Fan (2012).  $BFI_{max}$  lze odhadovat také pomocí jiných separačních metod. Například Neff et al. (2005) odhadují  $BFI_{max}$  pomocí několika různých metod: digitálního filtru, separačního programu PART (Rutledge, 1998; Rutledge, 2007), metody identifikace a interpolace bodů obratu UKIH (Piggott et al., 2005) a programu HYSEP (Sloto a Crouse, 1996). HYSEP používá tři metody separace základního odtoku – metodu s pevným intervalem, s posuvným intervalem a metodu lokálních minim, což jsou běžně využívané metody separace základního odtoku, respektive odhadu BFI indexu.

Řada dalších separačních metod je založená na minimálních měřených průtocích. Například metoda Killeho (1970) využívá minimální měsíční průtoky. Metoda je jednoduchá a objektivní, její použití je však vhodné pouze pro delší časová období (doporučováno je alespoň deset let). Morawietz (1996) navazuje na Killeho metodu minimálních průtoků a navrhuje hledání pětidenních minimálních průtoků, které následně vyhlazuje.

Zajímavý je přístup Stoelzleho et al. (2019), kteří rozdělují celkový odtok do několika různě zpožděných odtoků. Klasické separační metody rozdělují odtok na rychlou a pomalou složku (přímý a základní odtok). Tato binární separace často zahrnuje subjektivní volbu parametru. V takto odděleném základním odtoku je navíc často sloučeno několik různě zpožděných příspěvků odtoku, protože odtok během bezdeštného období je mnohdy generován více zdroji a nikoli jen podzemní vodou (Smakhtin, 2001; Hall, 1968). Z těchto důvodů Stoelzle et al. (2019) navrhuje metodu separace různě zpožděných odtoků, která vychází z metody vyhlazených minimálních průtoků (Gustard et al., 1992). Metoda je jednoduchá a podle autorů umožňuje nejen separaci základního odtoku, ale také dalších příspěvků k odtoku. Například tání sněhové pokrývky, nebo vod s delší nebo kratší dobou zdržení v povodí, které netvoří základní odtok, ale zároveň je nepovažujeme za odtok přímý. Další výhodou je, že jediný parametr metody má fyzikální význam. Stoelzle et al. (2019) ho interpretují jako dobu zdržení vody v povodí.

## Evapotranspirace

Evapotranspirace je jedním z nejdůležitějších procesů v systému půda-rostlina-atmosféra a zároveň důležitou a obtížně kvantifikovatelnou částí hydrologického cyklu. V celosvětovém měřítku tvoří

evapotranspirace v průměru 57 % ročních srážek (Irmak, 2008). Samotný pojem je souhrnným výrazem pro výpar ze zemského povrchu (evaporaci) a výpar z rostlin (transpiraci). Při výpočtu evapotranspirace rozlišujeme dva pojmy, a to potenciální a aktuální evapotranspiraci. Oba tyto pojmy byly poprvé definovány Thornthwaitem (Thornthwaite, 1944). Pojem potenciální evapotranspirace se stal široce využívaným v souvislosti s publikací významných prací Penmana a Thornthwaita (Penman, 1948, Thornthwaite, 1948). Potenciální evapotranspirace je definována jako výpar z pozemku souvisle pokrytého krátkou zelenou trávou, která plně zakrývá zemský povrch a je dobře zásobována vodou. Potenciální evapotranspirace je stejná nebo vyšší než evapotranspirace aktuální. Penman (1948) ve své metodě výpočtu evapotranspirace vychází z energetické a aerodynamické metody a zavádí několik zjednodušujících předpokladů. Penman (1948) předpokládá, že křivka tlaku nasycené vodní páry je po částech lineární a také, že vzduch nad povrchem je nasycený. Druhý Penmanův předpoklad odpovídá spíše vodní hladině nebo mokrému povrchu. Výpar z vodní hladiny bude větší než výpar z povrchu suché rostliny. Z tohoto důvodu Monteith (1965) modifikoval Penmanovu rovnici přidáním povrchového odporu. Tato metoda je založena na „aproximaci velkých listů“, pro jejíž účely se povrch vegetace považuje za jeden velký list. Tento přístup ignoruje, že povrchy vegetace (jako například koruny stromů) jsou trojrozměrné, tedy i dílčí povrchové odpory se liší (např. Raupach a Finnigan 1988). Penmanova-Monteithova rovnice je přesto stále nejpoužívanější metodou odhadu potenciální evapotranspirace.

Zatímco Penman definoval potenciální evapotranspiraci, metodika FAO-56 zavádí nový pojem „evapotranspirace referenční plodiny“, kterou je možné s výhodou přepočítat na evapotranspiraci vybraných zemědělských plodin pouhým přenásobením koeficienty (Allen et al., 1998). Evapotranspirace referenční plodiny je výpar z hypotetické plodiny, která má výšku 0,12 m a povrchový odpor 70 s/m. Povrch půdy je definován jako mírně suchý, což odpovídá stavu přibližně týden po závlaze. Penmanova-Monteithova metoda (Monteith, 1965, Allen et al., 1998) pro výpočet referenční evapotranspirace má globální platnost a je uznávána Světovou meteorologickou organizací WMO a doporučena organizací FAO. Samotná Penmanova-Monteithova metoda se obvykle považuje za nejlepší dostupnou metodu odhadu evapotranspirace.

K výpočtu referenční evapotranspirace je zapotřebí řada meteorologických měření, jako čistá radiace (bilance krátkovlnných a dlouhovlnných radiačních složek), teplota vzduchu, vlhkost vzduchu, tlak vzduchu a rychlost větru. V mnoha případech není tak rozsáhlé měření k dispozici, a proto bylo navrženo několik empirických metod, které tak rozsáhlá měření nevyžadují. Patrně nejznámější empirickou metodou je Thornthwaiteova metoda (Thornthwait, 1948). Tato metoda vyžaduje pouze znalost průměrné měsíční, resp. denní (Thornthwaite a Mather, 1957), teploty vzduchu a zeměpisné šířky. Využití takto jednoduché metody má přirozeně svá omezení. Kupříkladu její využití pro odhad evapotranspirace v krátkém období vede ke značným chybám, protože teplota průměrovaná za toto období není spolehlivou aproximací dopadajícího slunečního záření. Druhou nejčastěji používanou metodou v případě nedostatku měření je Hargreavesova metoda (Hargreaves a Samani, 1985). Metoda opět využívá pouze nejdostupnějších měřených teplot vzduchu. Bautista et al. (2009) uvádějí, že pokud není možné empirické koeficienty v rovnicích zkalibrovat na místní podmínky, Hargreavesova metoda udává spolehlivější odhady evapotranspirace než metoda Thornthwaita. Další empirické metody založené na teplotě vzduchu jsou například Hamonova metoda (1961), Linacreho metoda (1977) nebo Blaney-Criddleho metoda (1950).

Často využívaná je metoda Priestleyova-Taylorova (Priestley a Taylor, 1972). K výpočtu evapotranspirace touto metodou je potřeba měření čisté radiace a teploty vzduchu. Priestleyova-Taylorova metoda je zjednodušená Penmanova rovnice. Zjednodušení je založeno na skutečnosti, že intenzita evapotranspirace je více závislá na intenzitě slunečního záření než na aktuálních

hodnotách relativní vlhkosti a rychlosti větru. Dalším předpokladem je, že aerodynamický člen Penmanovy rovnice tvoří přibližně 25 % denního úhrnu potenciálního výparu. Priestleyova-Taylorova metoda je tak v podstatě radiační část Penmanovy rovnice vynásobená empirickým koeficientem. [Makkink \(1957\)](#) také vychází z Penmanovy rovnice a dále z předpokladu, že v průměru je mezi čistým a krátkovlnným zářením konstantní poměr. K výpočtu podle [Makkinka \(1957\)](#) je potřeba měření dopadajícího krátkovlnného záření a teploty vzduchu. Tato radiační metoda se osvědčila zejména v chladném vlhkém podnebí, nebo v humidních oblastech. Během suchých měsíců či v perhumidních nebo aridních oblastech se může výrazně systematicky lišit od referenční evapotranspirace ([Bruin a Lablands, 1998](#)). Podobné empirické metody publikovali například [Papadakis \(1965\)](#), [Jensen a Haise \(1963\)](#) a [Abtew \(1996\)](#).

V současné době se stále objevují studie, které se věnují porovnávání těchto jednoduchých metod odhadu evapotranspirace. Referenční metodou je většinou běžně uznávaná metoda Penman-Monteith (PM). Například [Lang et al. \(2017\)](#) porovnávali tři metody založené na měření intenzity slunečního záření (Makkink, Abtew a Priestley-Taylor) a pět metod založených na měření teploty vzduchu (Hargreaves-Samani, Thorntweit, Hamon, Linacre a Blaney-Criddle) s referenční PM metodou. Měli k dispozici data z 90 meteorologických stanic v jihozápadní Číně pro období 50 let. Jejich výsledky ukazují, že se přesnost a spolehlivost jednotlivých metod výrazně regionálně liší. Ke stejnému závěru, tj. zjištění významně odlišných výsledků na různých lokalitách, nezávisle došla celá řada autorů již dříve ([Xu et al., 2013](#); [Bogawski a Bednorz, 2014](#); [Samaras et al., 2014](#) nebo [Valipour, 2015](#)). Obecně byly odhady evapotranspirace pomocí radiačních metod lepší než odhady založené na pouhém měření teploty vzduchu (mimo jiné [Lu et al., 2005](#)) a zároveň mezi radiačními empirickými metodami byla nejlepší Makkinkova metoda a mezi empirickými teplotními metodami metoda Hargreaves.

#### *Aktuální transpirace*

Aktuální transpirace je kriticky důležitý proces zajišťující ochlazování a výživu rostlin. Velký význam má však i pro globální koloběh vody. V hydrologii je obecně přijímaný postup odhadu intenzity transpirace rostlin z potenciální transpirace (vypočtené na základě měřených klimatických podmínek a vegetačních charakteristik). Potenciální transpirace je snížena v případě omezené dostupnosti půdní vody. K nedosažení potenciální intenzity transpirace dochází v horských lesních povodích mírného pásma pouze během extrémního období sucha ([Breda et al., 2006](#); [Lüttschwager a Jochheim, 2020](#)). Studie založené na měření mízního toku v bělovém dřevě stromů či vysokofrekvenčním měření toků vodní páry metodou *eddy-covariance* ([McGloin et al, 2019](#)) však naznačují, že aktuální transpirace je nižší než potenciální transpirace téměř každý jasný letní den. Tato zjištění jsou v souladu s hypotézou izohydrického chování vyšších rostlin ([Stuedle a Peterson, 1998](#)). Hypotéza předpokládá autonomní regulaci stomatální vodivosti rostlinami. Velikost stomatální vodivosti je dána skutečným potenciálem v xylému, který způsobuje, že se voda pohybuje od kořenů listům. Izohydrická rostlina reguluje míru otevření stomat, aby potenciál v xylému neklesl pod kritickou hodnotu. Tímto způsobem rostlina brání přerušení mízního toku v důsledku kavitace. Za předpokladu maximální kritické hodnoty potenciálu v xylému existuje podle hydraulického modelu transpirace (např. [Vogel et al. 2016](#)) maximální možná intenzita mízního toku. Tato maximální intenzita je ovlivněna obsahem vody v půdě. Ovšem vzhledem k hydraulickým vlastnostem půd převládajících v horských povodích České republiky se ukázalo, že se kritická hodnota mízního toku v pozorovaném rozsahu obsahu půdní vody výrazně nemění ([Vogel et al., 2016](#)).

#### *Evapotranspirace jako součást vodní bilance*

K lepší kvantifikaci složek vodní bilance může přispět dálkový průzkum Země. Existuje několik metod odhadu evapotranspirace založených na dálkovém průzkumu (např. [Olioso et al., 1999](#);

Senay et al., 2013). Dálkový průzkum může být dále užitečný například k odhadování srážek, měření vlhkosti půdy, vodní hodnoty sněhu (angl. *snow water equivalent*) a dalších veličin, které mohou být využity při hydrologických simulacích (Gilbert a Maxwell, 2017). Přístupy založené na dálkovém průzkumu většinou využívají energetické bilance zemského povrchu, kdy část dopadajícího čistého slunečního záření ohřívá zemský povrch (tok tepla do půdy) a od něj se ohřívá vzduch, který proudí vzhůru (zjevné teplo). Další část energie se spotřebuje na výpar vody (latentní teplo). Bastiaanssen et al. (1998) využívají algoritmus energetické bilance SEBAL, který zpracovává viditelné, blízké infračervené a tepelné záření měřené dálkovým průzkumem. Model SEBAL určí ze satelitních snímků parametry zemského povrchu (odrazivost zemského povrchu, vegetační index a teplotu zemského povrchu), které jsou spolu s meteorologickými daty (rychlost větru, vlhkost vzduchu, sluneční záření, teplota vzduchu) základem energetického výpočtu potenciální a aktuální evapotranspirace. Dalším příkladem je satelitní model METRIC, který ze snímků krátkovlnného a dlouhovlnného záření zemského povrchu (například snímky satelitní mise LANDSAT) vypočítává evapotranspiraci jako výsledek energetické bilance zemského povrchu (Allen et al., 2007). Gaertner et al. (2018) využili satelitní data studie GIMMS (Global Inventory Modeling and Mapping Studies), konkrétně dlouhodobé záznamy normalizovaného vegetačního indexu NDVI (angl. *normalized difference vegetation index*). Autoři vygenerovali tři proměnné délky vegetačního období pomocí satelitních dat v několika posledních letech, identifikovali důležité proměnné ovlivňující změny délky vegetačního období a zkoumali vliv prodlouženého vegetačního období na rostoucí trendy evapotranspirace v oblasti centrálních Appalačských hor ve Spojených státech. Hais et al. (2008) využili družicové snímky Landsat TM/ETM+ k modelům odlesnění, dynamiky šíření dřevokazného hmyzu a vývoji sanace lesních porostů v NP Šumava.

Významu evapotranspirace jako komponentu vodní bilance povodí se věnovali například Launiainen et al. (2019). Autoři poměrně podrobně (v denním kroku) a prostorově distribuovaně modelují evapotranspiraci a vodní bilanci ve 21 finských zalesněných povodích pomocí modelu Spatial Forest Hydrology Model (SpaFHy), který se skládá ze tří modulů. V prvním byly modelovány hydrologické procesy nad úrovní terénu (srážky, evapotranspirace). V druhém modulu byl modelován transport vody svrchní půdní vrstvou. V TOPMODELU (Beven a Kirkby, 1979), který tvoří třetí modul, byly poté bodové bilance distribuovány do celé plochy povodí. Autoři mimo jiné poukázali na vliv heterogenity vegetace na rozdělení půdní vlhkosti a evapotranspirace.

Graf et al. (2014) měli k dispozici 3 roky měření srážek, odtoků a dalších meteorologických veličin z malého povodí v Německu. Aktuální evapotranspiraci ( $ET_a$ ) odhadli metodou *eddy-covariance*.  $ET_a$  dosahovala 90 % potenciální evapotranspirace, vypočtené metodou Penmana-Monteithe. Autoři uzavřeli bilanci tohoto malého zalesněného povodí s 2% přebytkem (tj. bilanci nevysvětlená voda, která v povodí zůstala). Tento rozdíl je velmi malý a je pravděpodobné, že jenom nejistoty měření jednotlivých složek bilance jsou řádově vyšší.

Beven zaujímá k uzavření bilanční rovnice hydrologicko-filozofické stanovisko. Studium uzavření vodní bilance je podle Bevena (2006) jednou z nejdůležitější otázek hydrologie 21. století. Snaha uzavřít bilanci je podle něj důležitá i v případě, že uspokojivé řešení není možné nalézt.

## Intercepce srážek

Intercepce kapalných srážek je proces zachycování části těchto srážek na povrchu vegetace. Maximální intercepční kapacita je dle Breuera et al., 2003 definována jako maximální množství vody, které může po srážkové události zůstat na povrchu vegetace za podmínek nulového odpařování. Intercepční ztráta je srážkové množství, které se zachytí na povrchu a následně je odpařováno (Robinson a Ward, 2000). Ke stanovení intercepční ztráty lesních porostů se nejčastěji

používá měření nadkorunových a podkorunových srážkových úhrnů a stoku po kmeni. Nadkorunová srážka se potom nahrazuje měřením na volné ploše.

Vlivem intercepce se významně snižuje množství vody, která během srážky dopadá na zemský povrch a následně infiltruje do půdy. Hodnoty intercepčních ztrát kapalných srážek u lesních porostů se v literatuře pohybují mezi 10 a 50 %. [Liu \(1997\)](#) ve své rešerši uvádí rozmezí intercepční ztráty v lesnatých porostech 10–30 %. Intercepční ztráta sněhových srážek se může od kapalných výrazně lišit. U kapalných srážek je maximální intercepční množství dáno především plochou listoví, kdežto u srážek sněhových může být limitujícím faktorem váha sněhu ([Hedstrom a Pomeroy, 1998](#)). Intercepční ztráta sněhových srážek je ovlivněna mnoha faktory a v literatuře se její hodnoty pohybují v rozmezí 5–60 % měřených srážek na volném prostranství ([Pomeroy a Schmidt, 1993](#); [Hedstrom a Pomeroy, 1998](#); [Storck et al., 2002](#)).

[Klimo et al. \(1994\)](#) zkoumali různě staré smrkové porosty. Intercepční ztráta kapalných srážek dosahovala hodnot 19–46 %, největší byla v případě 60letého smrkového lesa. Toto široké rozmezí potvrzují i další studie. Například [Stockinger et al. \(2017\)](#) naměřili ve smrkovém lese na západě Německa průměrné měsíční hodnoty intercepčních ztrát 20–45 %. [Rutter et al. \(1971\)](#) naměřili v borovém lese v Anglii hodnoty 12–43 %. [Dohnal et al. \(2014\)](#) uvádí intercepční ztrátu ve smrkovém porostu na v této práci zkoumaném povodí Liz na Šumavě okolo 35 %. Podobné hodnoty uvádí také [Křeček \(1990\)](#), který vypočetl velikost intercepční ztráty v Jizerských horách (data ze stanice Jizerka) pro dospělý smrkový porost z Gashova intercepčního modelu. Vypočtené hodnoty intercepční ztráty se pohybovaly v rozmezí 26–53 %. [Křeček \(1990\)](#) tyto hodnoty porovnal s měřeními podkorunovými srážkami. Odchytky mezi měřeními a modelovanými hodnotami nepřesahovaly 13 % a autor je přisuzuje především chybám při měření srážkoměry.

O něco nižší hodnoty intercepční ztráty udává na povodí Uhlířská v Jizerských horách [Tachecí \(2002\)](#). Autor odhaduje intercepční ztrátu ve dně údolí, u 30letého lesa s nízkým zápojem bez provedené probírky 15 %, u vzrostlého lesa s provedenou probírkou 10–12 %. Naopak na svazích ve vrcholové části povodí s větším zápojem odhaduje 25% intercepční ztrátu.

Významně se neliší intercepční ztráty v podobných ekosystémech v jiných částech světa. [Dubé a Plamondon \(1995\)](#) uvádějí intercepční ztrátu mokřadního lesa v letním období 35–41 %. Poměrně nízkou průměrnou 13% intercepční ztrátu uvádějí, jak [Ciezkowski et al. \(2018\)](#) během jedné sezony v mokřadním prostředí, tak [Cui et al. \(2015\)](#) ve smíšeném lese. Naopak značně vyšší hodnotu intercepční ztráty naměřili [Zou et al. \(2015\)](#) v travním porostu (56 %).

## Intercepční modely

Intercepční ztráta hraje důležitou roli ve vodní bilanci, a proto by v hydrologických modelech neměla být opomíjena. Přesto ji některé hydrologické modely pro nedostatek informací zcela ignorují, jako například THALES model ([Grayson, 1992](#)) a Distribution Basin Simulator model ([Garrote, 1995](#)), jiné ji drasticky zjednodušují, například Topmodel ([Beven a Kirkby, 1979](#)), hydrologický modelovací nástroj SHE ([Abbot, 1990](#)) a Wetspa ([Liu, 2004](#)).

Měřit hodnotu intercepční ztráty lesního porostu je poměrně náročné. Využívají se proto modely, které tuto hodnotu odhadnou z dostupných meteorologických dat. Jeden z prvních intercepčních modelů představil [Horton \(1919\)](#). Intercepční ztráta v průběhu srážkové události se podle něj rovná intercepční kapacitě zvětšené o výpar, který byl realizován v průběhu srážky. Tento model nezohledňuje, že při menších srážkových událostech nemusí být dosaženo maximální intercepční kapacity listoví, což bylo předmětem pozdějších úprav tohoto modelu (např. [Merriam, 1960](#); [Rutter et al., 1971](#); [Aston, 1979](#)). Jiný jednoduchý model použili [Ciezkowski et al. \(2018\)](#). Intercepční ztrátu v něm autoři uvažovali rovnou kapacitě listoví v případě, že velikost srážky zmenšené o

výpar je větší než kapacita listoví. V opačném případě intercepční ztráta odpovídá právě velikosti srážky zmenšené o výpar.

Odlisný přístup představuje stochastický model (Calder, 1986), který využívá Poissonovo rozdělení pravděpodobnosti pro odhad průměrného počtu zachycených kapek na jednotkové ploše. Calderův intercepční model zohledňuje různou velikost kapacity listoví pro různé velikosti a intenzity srážkových událostí.

Velmi populární a hojně využívaný (Cui et al., 2015; Herbst et al., 2006) je analytický model Gashe et al. (1979), který vychází ze staršího Rutterova fyzikálního modelu založeného na bilanci množství vody na povrchu vegetace (Rutter et al. 1971, 1975). Model počítá intercepční ztrátu jednotlivých srážkových událostí. Předpokládá se, že během jednoho dne dochází pouze k jedné srážkové události. Události se uvažují dvojího typu. Události, při kterých nedojde k vyčerpání maximální kapacity listoví, a události při kterých je kapacita překročena. Důležitým předpokladem je, že povrch listů mezi jednotlivými srážkovými událostmi vždy zcela obnoví svou intercepční kapacitu.

Dopadající srážková voda je rozdělena na dvě části. Část srážkové vody je zachycena na povrchu listoví a druhou část tvoří voda, která přijde do kontaktu s povrchem půdy (propadá na půdní povrch nebo stéká na půdní povrch po kmenech). Model je hojně používán v týdenním a měsíčním časovém kroku (Motahari et al. 2013; Hutjes et al., 1990). Například výše zmiňovaný Tachecí (2002) provedl odhad intercepční ztráty na povodí Uhlířka pomocí Gashova modelu. Srovnání modelované intercepční ztráty podle Gashe a naměřených hodnot provedl na 181 epizodách s úhrnem do 20 mm. Autor uvádí, že modelem odhadované hodnoty se blíží naměřeným hodnotám. Nicméně v případě řídkých lesů byla simulovaná intercepce často výrazně nadhodnocena. Ze stejného důvodu byl tento model již o sedm let dříve svým autorem upraven pro případy řídkých lesních porostů (Gash et al., 1995). Z Rutterova modelu vychází také intercepční model Muldera (1985). Na rozdíl od Gashe nepředpokládá, že se celý denní srážkový úhrn realizuje v jediné události. Denní srážkový úhrn je rovnoměrně rozložen po dobu trvání srážkových událostí.

Jedním z novějších modelů je model Liu (1997) pro predikci intercepce lesních porostů. Model může být využit pro epizodické počítání intercepce v jednotlivých srážkových událostech, nebo je výpočet prováděn kontinuálně s konstantním časovým krokem v závislosti na dostupných meteorologických datech. Nejvýraznějším rozdílem oproti modelu Gashe je, že automaticky nepředpokládá úplné obnovení kapacity listoví před jednotlivými srážkovými událostmi. Množství vody zadržené na povrchu vegetace se podle modelu může snižovat pouze výparem, který je odhadován pomocí Penmanovy rovnice (Penman, 1948). Výhodou tohoto modelu je, že neobsahuje empirické parametry. Parametry modelu (kapacita listoví, pokrytí vegetací) mají fyzikální význam. Autor porovnává model s modelem Gashe a Muldera. Podle očekávání jeho model dosahuje na datech z floridských rovinných lesů nejlepších výsledků.

## Index listové plochy

Index listové plochy (LAI, z angl. *Leaf Area Index*) je definován jako jednostranná plocha zelených listů na jednotku plochy zemského povrchu. Pokud není k dispozici přímé měření LAI, je možné využít alometrické vzorce pro jeho odhad (např. Turner et al., 2000; Tobin et al., 2006), kde alometrie je chápána jako hledání vztahu mezi velikostí a tvarem či některými dalšími fyziologickými vlastnostmi rostlin.

V literatuře je možné nalézt mnoho alometrických, často empirických rovnic, pro různé druhy lesních porostů. Většina je založená na v lesním hospodářství nejužívanějším měření průměru kmene ve výčetní výšce (DBH, z angl. *diameter at breast height*, tj. 130 cm od paty kmene) nebo



tloušťky běle (angl. *sapwood*). Například [Turner et al. \(1999\)](#) srovnávají několik různých způsobů odhadu LAI v borovém lese v Oregonu (USA). Autoři mimo jiné uvádí, že odhady LAI pomocí tloušťky bělového dřeva jsou nižší než odhady založené pouze na měření průměrů stromů. Vlastní odhady LAI uvádějí v širokém rozmezí od 4,6 do 16,9 m<sup>2</sup>/m<sup>2</sup>.

[Eckrich et al. \(2013\)](#) porovnávají výsledky vyhodnocení LAI z měření lineárních a hemisférických senzorů s alometrickými odhady. Alometrický odhad je opět založen na měření průměru kmene stromů ve výčetní výšce. Výzkum prováděli na experimentálním povodím pokrytém pobřežním jehličnatým lesem jihovýchodní Aljašky tvořeným převážně smrkem a jalovcem. Odhad LAI se opět pohybuje v širokém rozmezí, konkrétně od 2,8 do 17,3 m<sup>2</sup>/m<sup>2</sup>.

[Kahyani et al. \(2016\)](#) srovnávají desítky alometrických regresních vzorců. Uváděné rovnice jsou založeny na měření výšky stromu, průměru kmene ve výčetní výšce a mají většinou dva parametry. Všechny zkoumané stromy jsou listnaté. Jehličnany se zabývá např. [Majasalmi et al. \(2013\)](#), který porovnává naměřené hodnoty LAI se třemi alometrickými odhady LAI pomocí průměru kmene ve výčetní výšce. Rovnice jsou opět empirické a mají dva až pět parametrů a autoři je uvádí pro smrk a borovici. Výsledné průměrné odhady pro smrk se pohybují mezi 7,4 a 11,0 m<sup>2</sup>/m<sup>2</sup>.

Jako vhodný vzorec pro smrkový porost, se jeví alometrický vzorec odvozený pro irský les, který používají [Tobin et al. \(2006\)](#). LAI vypočítávají ze dvou charakteristik smrkového porostu, množství listové biomasy a specifické listové plochy (SLA, z angl. *specific surface leaf area*). Listová biomasa je vypočtená pomocí naměřeného průměru (DBH). Autoři uvádějí, že jejich způsob odhadu je vhodný zejména pro předpovědi LAI v souvislosti s měnící se věkovou strukturou lesa. Odhadované hodnoty LAI se pohybují mezi 4,33 a 7,41 m<sup>2</sup>/m<sup>2</sup>.

## Nejistoty veličin

Chybám měření se nelze vyhnout, ačkoli jejich velikost můžeme minimalizovat vhodným návrhem měřicího systému, analýzou a zpracováním naměřených dat. Změřená hodnota jakékoliv hydrologické veličiny je tedy vždy zatížena nejistotou, které je užitečné v rámci možností porozumět a případně se jí pokusit stanovit. Přesná vstupní data, respektive znalost jejich nejistot, jsou pro výpočet vodní bilance velmi důležitá ([Fekete et al., 2004](#)).

Jedním ze základních dokumentů o nejistotách v měření je například příručka GUM (*Guide to the expression of uncertainty in measurement*), kterou vydala americká mezinárodní organizace pro standardizaci (ISO). Průběžně aktualizovaný dokument s dlouhou historií (první verze [ISO, 1993](#) aktuálně [JCGM, 2008a](#)) definuje nejistotu měření jako „údaj spojený s výsledkem měření, který charakterizuje rozptyl hodnot, které lze rozumně připsat měřené veličině“ a popisuje standardní způsob výpočtu nejistoty měření. Metodika mimo jiné popisuje rozdíl mezi chybami a nejistotami nebo provádí základní kategorizaci chyb na chyby typu I, II a kombinované chyby.

K odhadu nejistot měřených veličin se nejčastěji a standardně používá směrodatná odchylka měřených dat. Pokud je k dispozici více sad měřených dat je vhodné nejistotu odhadovat statistickým zpracováním a vzájemným porovnáváním těchto sad. Zpravidla se určí jedna sada měření, která slouží jako referenční měření. Například [Lo Conti et al. \(2014\)](#) srovnávají srážky ze šesti satelitů s referenční srážkou ze sítě překlopných srážkoměrů.

Další možností odhadu nejistoty sady měřených veličin je technika kolokace. Kolokace má výhodu, že nevyžaduje specifikaci souboru referenčních dat. Většina autorů se zaměřuje na validaci tří zdrojů dat (*triple collocation*, [McColl et al., 2014](#)). [Zwieback et al. \(2012\)](#) však ukázali, že je tuto techniku možné použít na libovolný počet datových sad. [Stoffelen \(1998\)](#) použil kolokaci ke studiu chybových charakteristik vektorových dat rychlosti větru odvozených z modelu, měření anemometry instalovaných na mořských bójích a pozorování mikrovlnným vysokofrekvenčním

radarem. V současné době je kolokace v hydrologii používána například při srovnávání půdních vlhkostí měřených, modelovaných a získaných z dálkového průzkumu Země (Scipal et al., 2008; Dorigo et al., 2010), nebo při analýze různě odvozených datových souborů evapotranspirace (Miralles et al., 2011).

V případě složitých hydrologických problémů a při posuzování více proměnných a jejich nejistot se uplatňuje vícenásobné nezávislé expertní posouzení. Sebok et al. (2016) využili ke stanovení vodní bilance a odhadu její nejistoty expertní posouzení. Expertní posouzení umožňuje zahrnutí schopností odborníků odlišných specializací posuzovat složité problémy, které mohou být specifické pro danou lokalitu. Pomocí vícenásobného expertního posouzení autoři odhadli zdroje nejistot a ty připočetli k celkové nejistotě vodní bilance. Kvantifikovat nejistoty při měření složek vodní bilance bylo předmětem několika dalších studií (Kampf a Burges, 2010; Milly a Dunne, 2002).

### Cíle a členění disertační práce

Hlavním cílem disertační práce je lepší pochopení dynamiky vodního cyklu v malých horských povodích a s tím souvisejícího rozdílného chování izohydrických a anizohydrických lesních společenstev z hlediska redukce potenciální transpirace. Zvláštní pozornost je věnována stanovení okrajových podmínek fyzikálního modelu proudění vody v půdě, které jsou nezbytné pro adekvátní modelové předpovědi. Mezi dílčí cíle patří evaluace vybraných obtížně kvantifikovatelných částí hydrologického cyklu a asociace těchto částí s odpovídající nejistotou a následná propagace této nejistoty do výpočtu změny zásoby vody v povodí.

Metodická část práce obsahuje strukturovaný popis experimentálních lokalit, použitých přístrojů a dostupných datových řad. Mezi základní použité postupy patří vodní bilance povodí, výpočet potenciální evapotranspirace Penmanovou-Monteithovou metodou, intercepční ztráty pomocí intercepčního modelu a sublimační ztráty. Dále je uveden odhad nejistot a jejich šíření pomocí konvoluční propagace. Představen je model SID (Vogel et al., 2010), který zahrnuje vertikálně rozložený odběr vody kořeny a hydraulickou kapacitu celé rostliny a model intercepce–evapotranspirace na úrovni povodí.

Výsledková část je věnována dvěma studiím. První je zaměřena na aktuální transpiraci v měřítku stromového jedince. Simulována je aktuální transpirace a proudění vody v kořenovém systému dvou odlišných druhů stromů. Druhá studie se zabývá vodní bilancí povodí opět se zaměřením na odhad aktuální transpirace a vliv vegetačního pokryvu. Studie pracují s odlišnou velikostí prostorového měřítka. V prvním případě se jedná o efektivní modelovou svislici reprezentující měřítko stromového jedince a v druhém případě měřítko malého horského povodí. Obě studie však přirozeně propojuje problematika redukce potenciální transpirace. Poznatky z detailního modelování byly použity k odhadu aktuální transpirace na úrovni povodí. Důležitou částí práce je příspěvek k analýze nejistot spojených s prezentovanými výsledky. Zejména se jedná o citlivostní analýzu klíčového parametru modelu kořenového odběru a určení nejistot jednotlivých složek vodní bilance a jejich propagace ve změně zásoby vody v povodí.

Do příloh jsou zařazeny i) měřicí kampaň stomatálního odporu, ii) analýza měřených vlhkostí na povodí Liz v lokalitě smrkového a bukového lesa, iii) upřesnění horní okrajové podmínky modelu SID, iv) parametrizace intercepčního modelu, v) počáteční parametry pro simulace vývoje vegetace na experimentálním povodí Uhlířská a simulované parametry lesa na konci simulačního období, vi) popis odhadu a měření indexu listové plochy (LAI), vii) analýzy měřeného odtoku včetně separace základního odtoku, viii) analýzy trendů a variabilita komponentů vodní bilance povodí, a ix) odhad spotřeby vody na tvorbu nové dřevní hmoty jako součást vodní bilance.

## 2 Experimentální povodí a měření

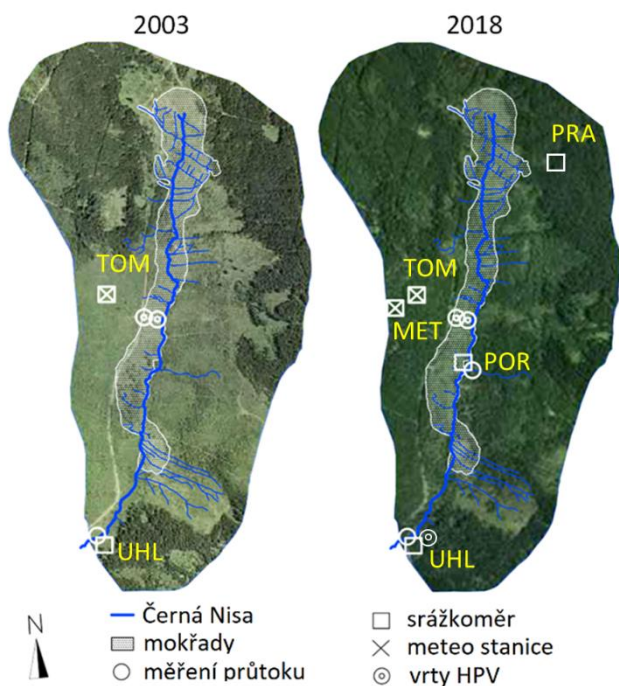
### 2.1 Experimentální povodí Uhlířská

Povodí Uhlířská je malé aktuálně zalesněné povodí v pramenné oblasti Černé Nisy v Jizerských horách. Průměrná nadmořská výška povodí činí 822 m n. m. (755–872 m n. m.). Celková plocha povodí Uhlířská je 1,78 km<sup>2</sup>. Povodí tvoří údolí řeky Černá Nisa a konvexně-konkávní svahy. Průměrná šířka povodí je 0,89 km, průměrný sklon údolnice 2,3 %, průměrná délka svahů 450 m a úhel sklonu svahu se pohybuje mezi 5 až 20 % (Hrnčíř et al., 2010). Délka Černé Nisy od pramene k závěrovému profilu povodí je cca 2,1 km. Asi 300 m pod závěrovým profilem se říčka vlévá do nádrže Bedřichov.

Povodí leží na krkonošsko-jizerském granitovém masivu tvořícím severní část českého žulového masivu (Šanda et al. 2014). Krkonošsko-jizerský granitový masiv na povodí je tvořen variskou posttektonickou intruzí žuly (granitu) s převládající středně zrnitým, porfyrickým biotitickým granitem až granodioritem. V hlubších vrstvách přechází do porfyrického hrubozrného biotitického granitu. Na svazích, které tvoří přibližně 90 % plochy povodí, převládají minerální půdy. Nejčastějšími půdními typy na povodí jsou vysoce propustné dystrické kambizemě, podzoly a kryptopodzoly (Nikodém et al., 2013). Mocnost půdního profilu se pohybuje v rozmezí 0,6–0,9 m. Typický profil se skládá z Ah horizontu (0,05–0,15 m) humózního charakteru, šedočerno jílovitohlinitého E/B horizontu (0,1 m), hnědé písčité hlíny v B horizontu (0,25 m) a světle hnědé půdy s vysokým obsahem částic podloží tvořící rozhraní B/C horizontu (0,3 m). Druhým typem půd na povodí jsou histosoly, které tvoří údolní mokřady podél Černé Nisy (cca 10 % plochy povodí). Mocnost histosolů je až 3 m a leží na deluviofluviálním materiálu. Propustnost histosolů je výrazně nižší než propustnost půd na svazích.

Podnebí v oblasti je mírné. Povodí se nachází v chladné vlhké oblasti s vysokými srážkovými úhrny. Průměrný roční srážkový úhrn je 1353 mm a průměrná roční teplota je 6,4 °C (obojí vypočteno pro experimentální období 2000–2018). V zimním období (listopad–březen) je povodí obvykle pokryto sněhovou pokrývkou s teplotami vzduchu blízkými 0 °C. Vegetační sezóna obvykle začíná na přelomu měsíců dubna a května.

Vegetační pokryv povodí je silně ovlivňován antropogenními zásahy. Původně byl na povodí bukový porost (*Fagus sylvatica*), který byl postupně nahrazen smrkovým porostem (*Picea abies*). Smrkový porost je hospodářsky výhodnějším z hlediska rychlého nárůstu dřevní hmoty. Povodí bylo v 70.–80. letech minulého století vystaveno dlouhodobému působení kyselých atmosférických depozic způsobené převážně spalováním hnědého uhlí. Stromy poškozené kyselou atmosférickou depozicí špatně odolávaly škůdcům a větru. Následkem tohoto působení a nevhodných hospodářských postupů došlo na řadě míst Jizerských hor, a také v povodí Uhlířská, k plošnému odlesnění. Na počátku 90. let byla provedena výsadba nového smrkového lesa. V roce 2000 bylo povodí pokryto původním lesem pouze asi z 35 %. Nově vysazená smrková monokultura postupně nahrazuje travnaté plochy, které jsou pokryté třtinou chloupkatou (*Calamagrostis villosa*). Vývoj vegetačního pokryvu je znázorněn na Obr. 1. V ojedinělých případech se na povodí vyskytují buky lesní (*Fagus sylvatica*) a jeřáb obecný (*Sorbus aucuparia*). V mokřadech se vyskytuje rašeliník (*Sphagnum*) a suchopýr pochvatý (*Eriophorum vaginatum*). V solitérních případech můžeme nalézt v mokřadních oblastech také smrky ztepilé (*Picea abies*) a borovice kleče (*Pinus mugo*).



Obr. 1: Vývoj vegetace na povodí Uhlířská. Podkladní fotografie (mapy.cz) z let 2003 a 2018 dokumentují nárůst lesního pokryvu. Říční síť navazuje na odvodňovací systém plánovaný a částečně vybudovaný v 80. letech minulého století. Od 90. let drobné odvodňovací kanály postupně zarůstají. TOM (Tomšovka), MET (Meteo), POR (Porsche), UHL (Uhlířská) a PRA (Prameny) jsou názvy měřících stanic.

## Datový soubor

Povodí Uhlířská je předmětem dlouhodobého monitoringu. Počátkem 80. let založil Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ) síť sedmi experimentálních povodí (OEXH Jablonec nad Nisou) mezi které se řadí i povodí Uhlířská. Síť experimentálních stanovišť byla založena za účelem sledování změn hydrologického cyklu povodí po výrazném odlesnění Jizerských hor (Bubeníčková, 1984; Bičík, 1993; Blažková a Kolářová, 1994) v roce 1982. Experimentální období primárně zpracovávané v této práci je od roku 2000 do roku 2018.

Schéma monitorovací sítě na povodí Uhlířská je znázorněno na Obr. 1 a přehled časového rozlišení měřených veličin během sledovaného období 2000–2018 je zobrazeno v Tab. 1.

Hlavní měřící stanicí v povodí je stanice Tomšovka (TOM). Srážky v letním období jsou zde zaznamenávány v 10minutovém kroku. Měření v letním období začíná v rozmezí 21. duben až 20. květen a končí v rozmezí 10. – 31. říjen. Letní srážky jsou od roku 2007 zaznamenávány také na stanici POR (Porsche). Na stanici MET (Meteo) se provádí měření kapalných srážek od roku 2015. Z roku 2021 byly srážky v letním období pro tuto práci k dispozici také ze stanice PRA (srážkoměr instalovaný v blízkosti pramene Černé Nisy).

V zimním období (tj. listopad až duben) jsou od roku 2008 srážky měřeny na stanici TOM manuálně v týdenním kroku. V roce 2007 byly zimní srážky měřeny manuálně pouze v měsíčním kroku. Z předchozích let nejsou k dispozici data o zimních srážkách přímo z povodí Uhlířská. K dispozici jsou záznamy zimních srážek ze dvou nedalekých stanic. První stanicí je „Bedřichov“ provozovaná Českým hydrometeorologickým ústavem (cca 1,2 km JZ směrem od závěrového profilu) a druhou stanicí je „Nová louka“ provozovaná Ústavem pro hydrodynamiku Akademie věd ČR (cca 1,4 km JV směrem od závěrového profilu).

Odtok z povodí je v závěrovém profilu Uhlířská (UHL) k dispozici v denním kroku již od roku 1982. Od roku 2006 je hladina v profilu UHL měřena v 10minutovém kroku pomocí tlakového

čidla. Od května roku 2007 je odtok měřen v 10minutovém kroku také v závěrovém profilu podpovodí Porsche (POR).

Meteorologické veličiny jsou na povodí měřeny ve dvou stanicích (TOM a MET). Teplota vzduchu je měřena na stanici TOM v průběhu celého experimentálního období (2000–2018). Od roku 2010 se měří teplota vzduchu také na stanici MET. Relativní vlhkost vzduchu byla měřena na stanici TOM v období 2000–2009. Od roku 2010 se relativní vlhkost vzduchu měří na stanici MET. Čistá radiace byla měřena na stanici TOM od roku 2003. Od roku 2010 jsou vybrané složky radiální bilance měřeny na stanici MET. V letech 2000–2002 nebyla čistá radiace měřena a při jejím odhadu bylo nutné vyjít z vypočtené extraterestriální radiace. Atmosférický tlak je měřen na povodí od roku 2007. V předchozích letech (2000–2006) bylo měření atmosférického tlaku dostupné pouze z blízké stanice Bedřichov. Rychlost větru byla měřena v letech 2003–2009 na stanici TOM. Poté bylo měření přesunuto na lokalitu MET. V letech 2000–2002 bylo opět k dispozici pouze měření ze stanice Bedřichov.

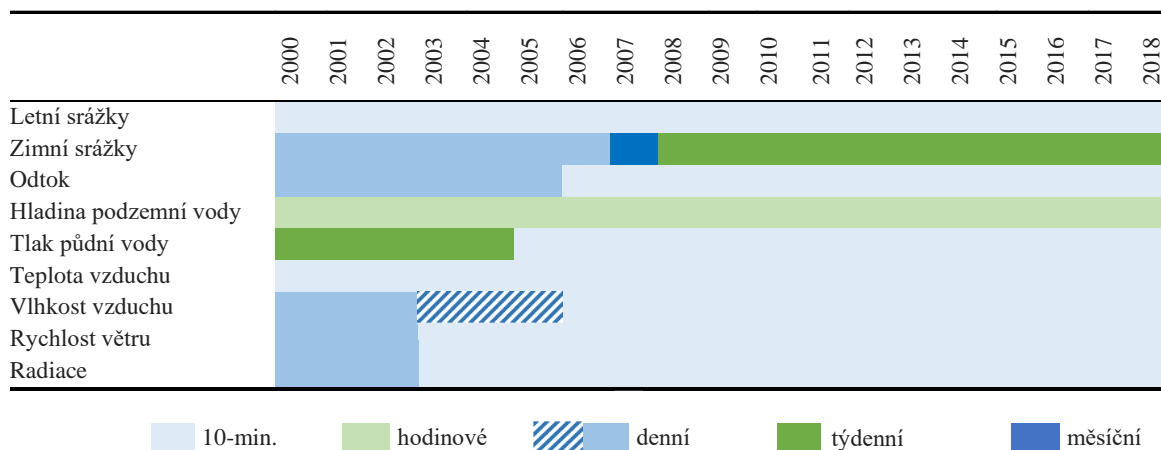
Mimo vegetační sezónu jsou kvůli drsným klimatickým podmínkám a ztížené dostupnosti oblasti monitorovací aktivity omezené. Konkrétně není měřeno záření a rychlost větru (senzory se demontují, aby se zabránilo jejich poškození).

Pro potřeby této studie byly vytvořeny převážně hodinové řady měřených veličin. V některých případech bylo nutné časové rozlišení snížit (Tab. 1).

Na povodí Uhlířská je měřen také tlak půdní vody. Nejdříve bylo měření prováděno pouze ručně v přibližně měsíčním kroku a postupně bylo automatizováno a zaznamenáváno v 10minutovém časovém kroku pomocí tlakových čidel.

Dále se na povodí automaticky zaznamenává hladina podzemní vody ve třech hlubokých vrtech (s celkovou hloubkou vrtu 10, 20 a 30 m) v blízkosti závěrového profilu a dvou mělkých vrtech s perforací situovanou do sedimentů pod rašelinným profilem. Hladina vody ve vrtech je měřena tlakovými čidly v intervalu 1 hod.

Tab. 1: Časové rozlišení datového souboru z povodí Uhlířská ve zkoumaném období 2000–2018. Měření v letním období začíná v rozmezí od 21. dubna do 20. května a končí v rozmezí od 10. října do 31. října. Denní data jsou buď plně odvozena (plná modrá) nebo částečně odvozena (šikmá modrá šrafa) z blízkých stanic.



Na povodí jsou ve střední části povodí v původním smrkovém lese měřeny podkorunové srážky. Měření probíhá od roku 2021. Překlopné srážkoměry umístěné pod korunami stromů jsou celkem čtyři a jsou označovány PV1, PV2, PV3 a PV4. Data jsou k dispozici pouze v obdobích od 25.5. 15:00 do 30.6. 2:30 (tj. 35 dní) a od 16.9. 10:30 do 27.9. 6:30 (tj. 11 dní). Na stejném místě je měřena také vlhkost půdy, teplota a vlhkost vzduchu.

Od roku 2020 se ve vegetačním období provádí také doplňkové monitorování přítomnosti vody na vegetaci. V roce 2021 bylo také provedeno jednorázové měření indexu listové plochy.

### Přístrojové vybavení

Srážky v letním období, včetně srážek podkorunových jsou měřeny překlopným srážkoměrem MR3 (Meteoservis, v. o. s.).

Odtoky jsou měřeny pomocí tlakových čidel, které měří výšku přepadového paprsku v měrných profilech. V profilu UHL je Cipolettiho lichoběžníkový přeliv s kapacitou 200 l/s a v profilu podpovodí Porsche (POR) je Thomsonův trojúhelníkový přeliv s vrcholovým úhlem 120° a kapacitou 500 l/s.

Teplota vzduchu na stanici TOM je měřena teplotní sondou Campbell Scientific 107. Relativní vlhkost vzduchu byla měřena na stanici TOM v období 2000-2002 sondou Fiedler RVT10 a od roku 2003 sondou Campbell Scientific RH CS215. Čistá radiace byla měřena na stanici TOM čidlem Kipp & Zonen NR Lite. Od roku 2010 se složky radiální bilance měří na stanici MET (pyranometr CMP3, pyrgeometr CG3). Atmosférický tlak je měřen barometrickým tlakovým senzorem Setra CS100 od společnosti Campbell a rychlost větru anemometrem Vector Instruments A100R.

Tlaky půdní vody byly měřeny pomocí tlakových čidel Honeywell 236PC15GW, následně tenzometrů T4e a T8 od firmy UMS a Meter Group Inc.

K monitorování přítomnosti vody na vegetaci byl použit senzor vlhkosti listoví (LWS) od společnosti Decagon Devices Ltd.

Jednorázové měření indexu listové plochy bylo provedeno přístrojem LaiPen LP 100 (Photon Systems Instruments).

## 2.2 Experimentální povodí Liz

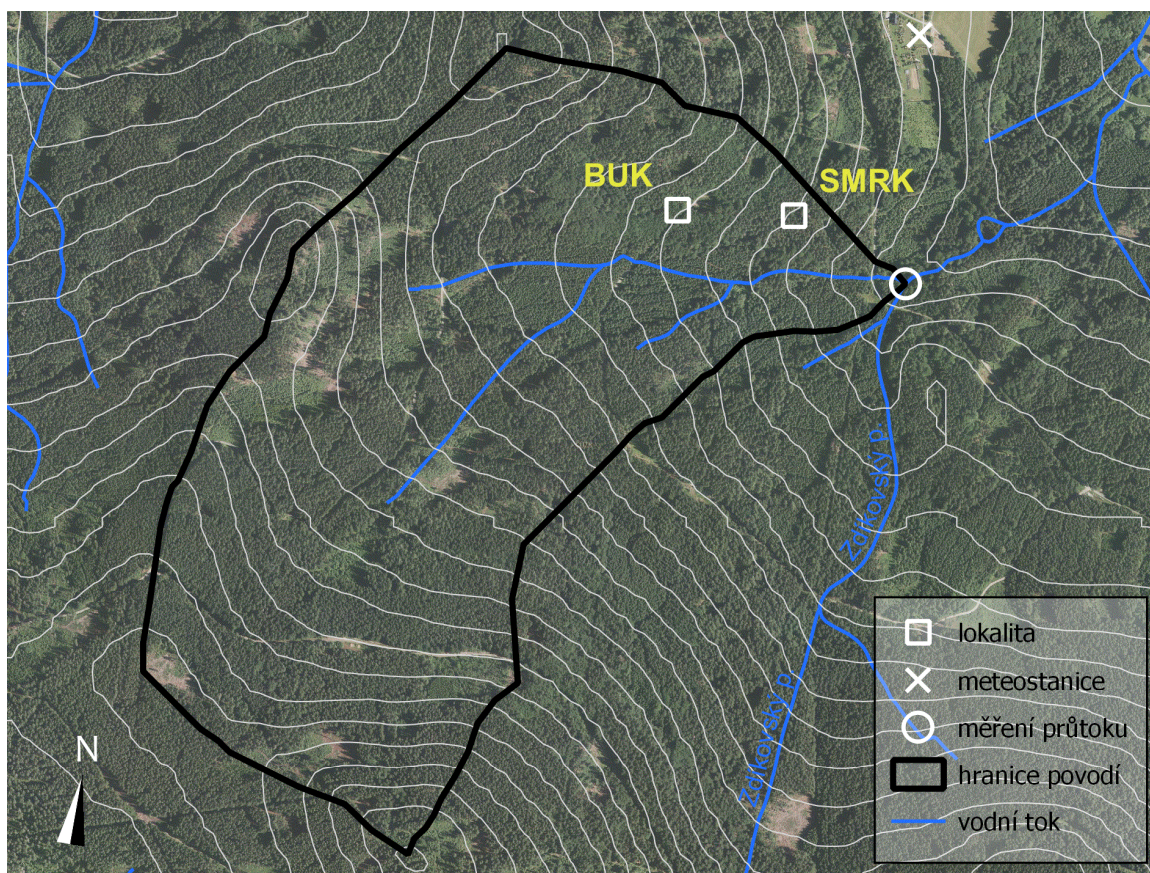
Experimentální povodí Liz na Šumavě ([Obr. 2](#)) je malé povodí situované cca 6,5 km severozápadně od Vimperka nedaleko obce Zdíkov. Povodí Liz patří do povodí řeky Volyňky. Plocha povodí je 0,99 km<sup>2</sup>, průměrná nadmořská výška 941 m n. m. (828–1074 m n. m.). Střední sklonitost povodí je 16,6 %, délka údolnice 1,45 km, délka toků 2,28 km. Průměrná roční teplota vzduchu je 6,3 °C a průměrný roční srážkový úhrn 825 mm ([Tesař et al., 2006](#)).

Povodí leží v moldanubické oblasti na biotitickém pararulovém podloží. Půdním typem je oligotrofní eutrická kambizem. Jedná se o hrubou písčitou půdu s obsahem jílu menším než 1 %. Typický profil se skládá ze čtyř vrstev. První je A horizont (0,0–0,2 cm), následuje méně propustný B horizont jasně červenohnědé barvy s příměsí štěrku a kamenů (0,2–0,55 m), B-C horizont hnědošedé písčito-jílovité půdy s příměsí velkých kamenů a C horizont rozpadlé ruly tvoří pozvolný přechod do rulového podloží. Podloží začíná v hloubce asi 1 m pod povrchem ([Pražák et al., 1994](#)). Podzemní voda v dolní části povodí se nachází asi 8 m pod povrchem ([Votrubová et al., 2017](#)).

Klimaticky patří povodí Liz do chladné oblasti v mírném pásmu. Typická jsou dlouhá a chladná jarní období, krátká a vlhká letní období, mírně chladná a vlhká zimní období. Průměrný roční srážkový úhrn je 863 mm a průměrná denní teplota 6,6 °C (hodnoty zjištěné pro roky 2000–2013).

Povodí je z velké části zalesněno smíšenými lesy s převahou jehličnanů. Mezi převládající (87,6 %) druhy dřevin patří smrk ztepilý (*Picea abies*), buk lesní, (*Fagus sylvatica*) a modřín

opadavý (*Larix decidua*). Průměrné stáří stromů bylo odhadnuto na cca 90 let. Mimo lesní plochy je povodí pokryto travnatým porostem.



Obr. 2: Experimentální povodí Liz s vyznačeným závěrovým profilem, meteostanicí a dvěma experimentálními lokalitami BUK a SMRK. Podkladová mapa a vrstevnice převzaty z geportal.cuzk.cz, vodní toky z databáze DIBAVOD.

## Datový soubor

Povodí je předmětem dlouhodobého monitoringu (od listopadu roku 1975), který koordinuje Ústav pro hydrodynamiku AV ČR (Tesař et al., 2006). Meteorologická stanice se nachází na horské louce v blízkosti hranice povodí obklopené smrkovým lesem (vzdálený asi 50 m). Meteorologická stanice je v nadmořské výšce 835 m n. m. Na tomto stanovišti jsou mimo jiné měřeny tyto meteorologické veličiny: čistá radiace, teplota vzduchu, relativní vlhkost vzduchu, tlak vzduchu a rychlost a směr větru v 10minutovém kroku. Všechna data využitá v této práci jsou pouze z vegetační sezóny roku 2020.

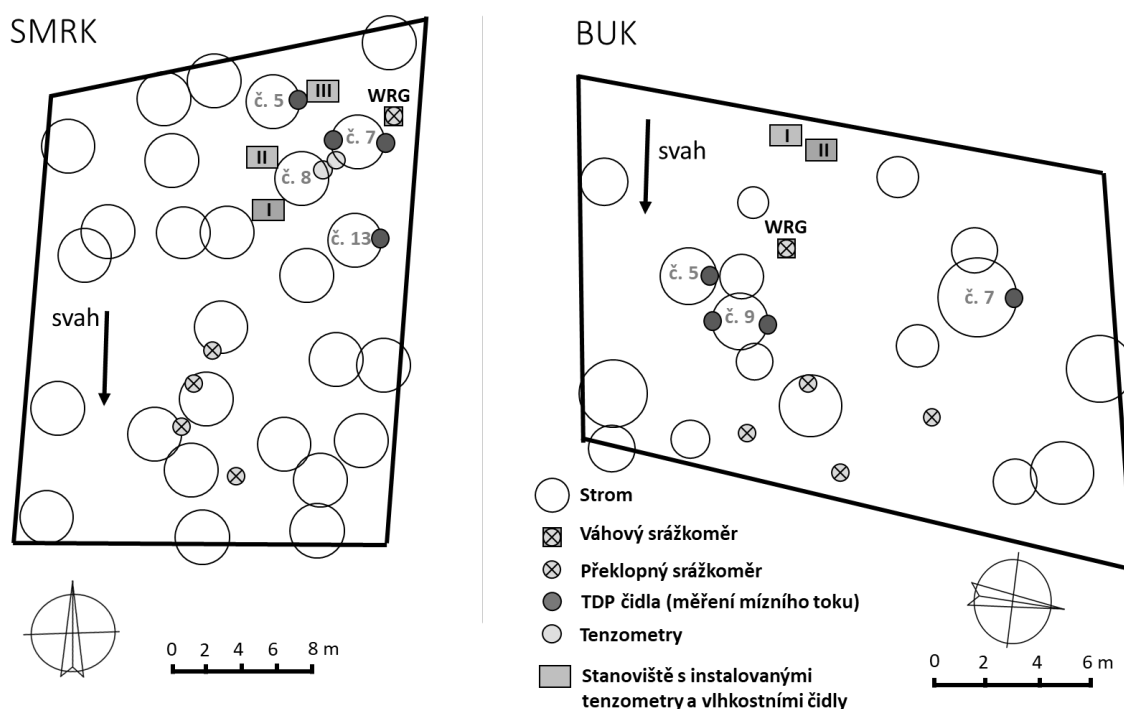
Na povodí jsou dvě experimentální lokality. Jedna se nachází ve smrkovém lese (*Picea abies*) a dále je nazývána jako SMRK. Na této experimentální ploše jsou smrky cca 90 let staré a dosahují výšky cca 28 m se středním průměrem kmene ve výčetní výšce cca 40 cm. Bazální plocha smrků na experimentální ploše (565 m<sup>2</sup>) byla odhadnuta na 55,7 m<sup>2</sup>/ha. Lesní půdu pokrývá řídká tráva a organická podestýlka bez přítomnosti keřů. Podkorunové srážky jsou zde měřeny váhovým srážkoměrem (Obr. 3) v 15minutovém časovém kroku a čtyřmi překlopnými srážkoměry umístěnými do různých zón korunového zápoje (Obr. 3).

Na experimentální ploše SMRK je v 10minutovém kroku měřen také tlak půdní vody a půdní vlhkost. Čidla půdní vlhkosti byla instalována na třech stanovištích (stanoviště I, II a III, Obr. 3) vždy do hloubek 15, 30, 40, 50, 60 a 70 cm. Tenzometry jsou v současné době rozmístěny následovně: na stanovišti II je tenzometr v hloubce 15 cm, na stanovišti I jsou dva tenzometry v

hloubkách 40 a 60 cm a mimo výše uvedené stanoviště jsou umístěny dva tenzometry v hloubce 30 cm (viz, Obr. 3).

Druhou experimentální lokalitou je BUK situovaný v bukovém lese. Tato experimentální lokalita je vzdálená asi 200 m východně od experimentální lokality SMRK. Průměrné stáří bukového lesa je cca 90 let a průměr kmene ve výčetní výšce cca 28 cm. Opět jsou zde měřeny podkorunové srážky jedním váhovým srážkoměrem s intervalem záznamu 15 minut a čtyřmi překlopnými srážkoměry umístěnými do různých zón korunového zápoje (Obr. 3). Na experimentální ploše BUK byla instalována vlhkostní čidla na dvou stanovištích (stanoviště I a II, Obr. 3) v hloubkách 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70 a 80 cm. Na stanovišti A byly instalovány tenzometry do hloubek 35, 57 a 73 cm a na stanovišti II do hloubek 25, 55 a 69 cm. Tlak půdní vody a půdní vlhkost byly zaznamenávány v 10minutovém kroku.

Na experimentálních lokalitách SMRK a BUK bylo v létě roku 2018 instalováno osm čidel termální disipace (TDP) za účelem měření mízního toku v kmenech stromů. Interval zápisu měření je 10 minut a výška instalace čidel 130 cm (prsni výška kmene stromu). Rozmístění TDP čidel je na Obr. 3. V době instalace čidel měl smrk č. 5 obvod kmene (vypočtený z měřených obvodů nad a pod instalovaným čidlem TDP) 150 cm. Smrk č. 7 a č. 13 měly průměrný obvod kmene 145 cm a 128 cm. Buky č. 5, č. 7 a č. 9 měly obvod kmene 107 cm, 155 cm a 115 cm.



Obr. 3: Schéma měření na experimentálních lokalitách SMRK a BUK na povodí Liz na Šumavě.

### Přístrojové vybavení

Srážky na volné ploše jsou stejně jako podkorunové srážky ve SMRKU měřeny váhovým srážkoměrem MRW500 od společnosti Meteoservis v.o.s. se záchytnou plochou 500 cm<sup>2</sup>. Podkorunové srážky ve SMRKU jsou dále měřeny pěti překlopnými srážkoměry MR3 opět od společnosti Meteoservis, v. o. s a se záchytnou plochou 500 cm<sup>2</sup>. Podkorunové srážky v BUKU jsou měřeny váhovým srážkoměrem TRwS504 s plochou 500 cm<sup>2</sup> od společnosti MPS systém,



s.r.o. a také pěti překlopnými srážkoměry MR3 s plochou 500 cm<sup>2</sup> od společnosti Meteoservis, v. o. s.

Čistá radiace je měřena čidlem CNR1, Kipp & Zonen, relativní vlhkost vzduchu vlhkoměrem Vaisala HMP45, tlak vzduchu senzorem Setra Barometric Pressure Sensor a rychlost větru anemometrem Vaisala WA 151.

Na obou experimentálních lokalitách jsou tlaky půdní vody měřeny tenzometry (T8 a T4e, UMS GmbH), půdní vlhkost čidly FDR (model CS616, Campbell Scientific Inc.) a mízní toky čidly termální disipace (Dynamax TDP30).

### 3 Převzaté výpočetní metody

#### 3.1 Separace základního odtoku

Celkový odtok z povodí můžeme dělit na odtok přímý a základní. Přímý odtok je bezprostředně vyvolaný příčinnou srážkou. Základní odtok dotuje vodní tok i během bezdeštných období a je tvořen podzemním a zpožděným hypodermickým odtokem. V hydrologii je často užitečné tyto složky odtoku v pozorovaném hydrogramu odtoku oddělit.

##### Digitální filtr

V této práci byl použit rekurzivní digitální filtr separace základního a přímého odtoku navržený [Lynem a Hollickem \(1979\)](#). Jedná se o jednoduchý automatický filtr vhodný pro delší časová období. Filtr vypočítává přímý odtok  $Q_d$  ([rovnice 1](#)) pomocí časové řady měřených celkových odtoků  $Q_c$ . Filtr je obecně spouštěn vícekrát. Například pro denní data se běžně používají tři volání (vpřed, vzad a vpřed).

$$Q_{d(i)} = \max\left(0, \beta \cdot Q_{d(i-1)} + \frac{1 + \beta}{2}(Q_{c(i)} - Q_{c(i-1)})\right) \quad (1)$$

kde  $Q_d$  je přímý odtok (mm),  $Q_c$  je celkový odtok (mm) a  $\beta$  je empirický parametr filtru (-), který reguluje množství vyseparovaného základního odtoku (v této práci byla použita hodnota  $\beta = 0,99$ ). Základní odtok  $Q_b$  (mm) je dopočtem do celkového odtoku:

$$Q_b = Q_c - Q_d \quad (2)$$

##### Technika různě zpožděných odtoků

[Stoelzle et al. \(2019\)](#) navrhli metodu, která umožňuje separovat více různě zpožděných příspěvků odtoku. Metoda je založena na vyhlazení minimálních průtoků. Využívá lokálních minim ( $minQ$ ) nalezených v po sobě jdoucích oknech dané velikosti  $N$  (dny). Podle autorů má velikost okna  $N$  přímou souvislost s délkou odezvy povodí. Nalezené lokální minimum je označeno za bod obratu, pokud je splněna podmínka:

$$minQ_i < minQ_{i-1} \wedge minQ_i < minQ_{i+1} \quad (3)$$

$minQ$  je lokální minimum průtoků,  $i$  je pořadové číslo okna o velikosti  $N$  dnů.

Hydrogram zpožděného odtoku je tvořen lineární interpolací odtoku mezi jednotlivými body obratu. Pokud takto vytvořený hydrogram přesáhne hodnotu původního odtoku, je nahrazen původní hodnotou.

[Stoelzle et al. \(2019\)](#) dále navrhují také index zpožděného odtoku (DFI) jako analogii k tradičnímu indexu základního odtoku (BFI). Zatímco BFI je podíl množství základního odtoku a celkového odtoku, který se při separaci základního odtoku často používá.  $DFI_N$  je podíl vyseparovaného odtoku zpožděného  $N$  dní a celkového odtoku. Vhodnou hodnotu parametru  $N$  je doporučeno hledat podle sklonu CDC křivky. CDC křivka je vzájemná závislost DFI a  $N$ . Hodnota  $N$ , při které dochází

ke změně sklonu CDC křivky je považována za vhodnou pro analýzu zpožděných odtoků. [Stoelzle et al. \(2019\)](#) uvádí pro separaci základního odtoku vhodnou hodnotu  $N = 60$  dní.

## 3.2 Vodní bilance povodí

### Rovnice vodní bilance

Vodní bilanci povodí můžeme vyjádřit jednoduše jako:

$$\Delta S = H_{in} - H_{out} \quad (4)$$

kde  $\Delta S$  je změna zásoby vody v povodí v mm (dotace zásoby v případě kladného a ztráta v případě negativního znaménka),  $H_{in}$  a  $H_{out}$  jsou kumulativní vstupy a výstupy vody do/z povodí (mm).

Obecně mezi vstupy patří srážkové množství, které zahrnuje srážky padající i usazené. Padající srážky jsou vegetací rozděleny na tři části. První část srážek je zachycena na povrchu vegetace a následně se vypařuje po nebo i během srážkové události (intercepční ztráta). Druhá část srážek dopadá přímo na zemský povrch (propad) a poslední část stéká na zemský povrch po větvích a kmenech stromů (stok po kmeni). Přestože část vody zachycené na povrchu vegetace může propadávat na zem se zpožděním, v delších časových úsecích, které jsou v této práci studovány, považují výše uvedené rozdělení za dostatečné.

Mezi výstupy patří povrchový a podpovrchový odtok z povodí, transpirace rostlin, odpařování vody zachycené na povrchu vegetace, odpařování z půdního povrchu a sublimace sněhu.

V této práci jsou do vodní bilance povodí zahrnuty padající srážky ( $P$ ), odtok z povodí ( $Q$ ), transpirace rostlin ( $T$ ), intercepční ztráta ( $I$ ) a sublimace sněhu ( $Sub$ ). Srážky a odtok jsou přímo měřeny a ostatní složky jsou odhadovány na základě měřených meteorologických veličin. Podrobnější popis odhadu jednotlivých složek je uveden v následujících [kapitolách 3.3–3.6](#). Změna zásoby vody v povodí ( $\Delta S$ ) je následně vypočtena dle [rovnice 4](#).

Tvorba rosy není v této studii kvantifikována. Předpokládá se, že rosa vzniká za příznivých podmínek a později se celé zkondenzované množství vody vypaří. Uvažuje se však s redukčním účinkem usazené rosy, tj. pokud je na vegetaci usazena rosa nedochází k transpiraci rostlin.

Odpařování vody z holé půdy je v této práci zanedbáno. Přímé měření není k dispozici a současně se předpokládá, že na zkoumaných povodích transpirace dominuje nad výparem vody z holé půdy a z povrchu toku, který představuje zanedbatelně malou část povodí a je trvale zastíněn. Půda v lese je pokryta hustou hrabankou (organická vrstva tvořená odumřelými zbytky rostlin, většinou smrkovými jehlicemi) a je tak zcela zastíněna. Hustá lesní hrabanka, trvalé zastínění a absence vegetace bylinného patra snižuje v lese odpařování vody z povrchu, a proto je v této studii zanedbáváno.

Ani stok po kmeni není v této práci uvažován. Zanedbání stoku po kmeni je podpořeno celkově nízkými naměřenými hodnotami stoku po kmeni ve smrkovém lese na experimentálním povodí Liz v letech 2012 a 2013 ([Dohnal et al., 2014](#)).

Dále se nepředpokládá podpovrchový přítok přes hranice povodí. Vzhledem k charakteru povodí, které se vyznačuje mělkými zeminami a žulovým podložím není významný podpovrchový přítok přes hranice povodí (definované terénní rozvodnicí) pravděpodobný. Rovněž možný neměřený podpovrchový odtok v okolí závěrového profilu byl považován za zanedbatelný. Tento předpoklad vychází z hydrogeologického průzkumu povodí ([Jankovec et al., 2017](#)).

Vodní bilanci je možné vyčíslit za určité časové období. Nejčastěji se uvádí bilance roční a sezónní. V této práci je roční bilance definovaná za období 1. listopad až 31. říjen (hydrologický rok). Letní sezónní bilance je definována od 1. května do 31. října.

### Budykova křivka

Podle Budyka (Andronova, 2002) je roční evapotranspirace řízena dostupností vody (reprezentovanou ročním srážkovým úhrnem  $P$ ) a atmosférickou poptávkou (reprezentovanou čistým slunečním zářením  $Rn$  nebo potenciální evapotranspirací  $ET_p$ ). Dlouhodobá evapotranspirace je potom dána především rovnováhou mezi těmito veličinami (tj.  $P/Rn$  nebo  $P/ET_p$ ). Budyko (1974) navrhuje funkci dlouhodobého indexu výparu ( $\varepsilon_B$ , rovnice 5) na bázi dlouhodobého Budykova indexu neboli indexu suchosti ( $\theta_B$ , rovnice 6). Tato funkce se někdy nazývá také Budykova křivka (rovnice 7) a je neparаметrická.

$$\varepsilon_B = \frac{ET_a}{P} \quad (5)$$

$$\theta_B = \frac{ET_p}{P} \quad (6)$$

$$\varepsilon_B = \left\{ \theta_B \tanh\left(\frac{1}{\theta_B}\right) [1 - \exp(-\theta_B)] \right\}^{1/2} \quad (7)$$

Předpokládá se, že Budykova křivka představuje referenční stav pro období před detekcí antropogenních změn a změny vodnosti. Odchylka indexu výparu od Budykovy křivky ( $d_B$ ) značí možnou změnu klimatu. Negativní  $d_B$  představuje posun směrem dolů a zvýšení průtoku (větší výtěžek vody). Naopak kladné  $d_B$  představuje posun směrem nahoru a pokles průtoku (menší výtěžek vody).

Odezvu povodí definujeme jako stupeň synchronizace mezi srážkami a odtokem. Odezva se vypočítá jako maximální rozsah indexu výparu po zohlednění přirozené odchylky v Budykově křivce (rovnice 8). Vysoká hodnota odezvy (např. >0,5) znamená, že povodí není schopno tlumit projevy klimatické změny. Naopak nízká hodnota odezvy s malými odchylkami měřených hodnot od predikovaných Budykovou křivkou značí schopnost povodí tlumit projevy klimatické změny (tj. případné klimatické výkyvy se bezprostředně neprojeví ve vodnosti).

Elasticita dle Budyka se definuje jako poměr maximálního meziročního rozpětí indexu suchosti a maximálního meziročního rozmezí indexu výparu (rovnice 9). Elasticita vyšší než 1 poukazuje na schopnost povodí přizpůsobit se měnícím se klimatickým podmínkám.

$$Odezva = 1 - \{ \max[\varepsilon_{Bm(i)} - \varepsilon_{Bm(i-1)}] - \max[\varepsilon_{Bp(i)} - \varepsilon_{Bp(i-1)}] \} \quad (8)$$

$$Elasticita = \frac{\max[\theta_{B(i)} - \theta_{B(i-1)}]}{\max[\varepsilon_{Bp(i)} - \varepsilon_{Bp(i-1)}]} \quad (9)$$

kde  $\varepsilon_{Bm}$  je měřená hodnota indexu výparu,  $\varepsilon_{Bp}$  predikovaná hodnota indexu výparu dle Budykovy křivky,  $\theta_B$  je index suchosti,  $i$  je roční časový krok.

### Hortonův index

Hortonův index (HI), indikátor využití vody rostlinami v povodí, je definován jako:

$$HI = \frac{V}{W} = \frac{P - Q_c}{P - Q_d} \quad (10)$$

kde  $V$  je výpar z povodí ( $mm$ ) a  $W$  voda dostupná pro rostliny. Vodu dostupnou pro rostliny Horton nazývá smáčení povodí. Výpar z povodí je možné odhadnout jako srážkové množství ( $P$ ) zmenšené o celkový odtok ( $Q_c$ ) a smáčení povodí jako srážkové množství ( $P$ ) bez přímého odtoku ( $Q_d$ ). Budykův index je počítán pouze ve vegetačním období, tj. květen–říjen.

### 3.3 Potenciální transpirace a evaporace

#### Penmanova-Monteithova metoda

Potenciální evapotranspirace,  $ET_p$  ( $mm$ ), byla počítána dle standardní Penmanovy-Monteithovy metody (Monteith, 1965):

$$ET_p = \frac{1}{L_v \rho_w} \left( \frac{\delta(R_n - Q_G) + \rho_a c_p (p_{vs} - p_v) / r_a}{\delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \right) t \quad (11)$$

kde  $R_n$  je čistá radiace ( $W/m^2$ ),  $Q_G$  je tok tepla do půdy ( $W/m^2$ ),  $\delta$  je sklon křivky nasycené vodní páry ( $Pa/K$ ),  $\rho_a$  je hustota vzduchu ( $kg/m^3$ ),  $c_p$  je specifická izobarická tepelná kapacita ( $c_p = 1005 J/kg/K$ ),  $p_{vs}$  je tlak nasycené vodní páry ( $Pa$ ),  $p_v$  je aktuální tlak vodní páry ( $Pa$ ),  $\rho_w$  je hustota vody ( $kg/m^3$ ),  $L_v$  je specifické latentní teplo výparu ( $J/kg$ ),  $t$  je časový krok ( $s$ ),  $\gamma$  je psychrometrická konstanta ( $Pa/K$ ),  $r_a$  je aerodynamický odpor ( $s/m$ ). Povrchový odpor  $r_s$  ( $s/m$ ) je počítán podle Monteithe (1981):

$$r_s = \frac{r_l}{LAI_{active}} \quad (12)$$

kde  $r_l$  ( $s/m$ ) je stomatální odpor ( $s/m$ ) a  $LAI_{active}$  ( $m^2/m^2$ ) je index aktivní plochy listoví. Aerodynamický odpor  $r_a$  ( $s/m$ ) uvažuje efektivní výšku porostu  $d$  ( $m$ ):

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_u - d}{z_{ou}}\right) \ln\left(\frac{z_\omega - d}{z_{o\omega}}\right)}{k^2 u} \quad (13)$$

kde  $z_u$  je výška měření rychlosti větru (obvykle  $z_u = 2 m$ ),  $z_\omega$  je výška měření vlhkosti vzduchu (obvykle  $z_\omega = 2 m$ ),  $z_{ou}$  je drsnostní délka přenosu hybnosti ( $z_{ou} = 0,123h_c m$ ),  $z_{o\omega}$  je drsnostní délka přenosu vodní páry ( $z_{o\omega} = 0,0123h_c m$ ),  $k$  je von Karmanova konstanta (obvykle  $k = 0,41$ ),  $u$  je rychlost větru ve výšce  $z_u$  ( $m/s$ ), efektivní výška vegetace  $d = 2/3 h_c$  a  $h_c$  je průměrná výška vegetace ( $m$ ).

Pro výpočet potenciální evapotranspirace metodou Penmana-Monteithe byl použit stomatální odpor  $100 s/m$ . Tato hodnota je doporučena metodikou FAO-56 (Allen et al., 1998). V této metodice je také uvedeno, že  $LAI_{active}$  je možné uvažovat jako  $50 \% LAI$ .

#### Hargreavesova metoda

Hargreavesova metoda odhadu potenciální evapotranspirace je teplotně-radiační metoda, která je obecně uznávaná za vhodnou metodu odhadu referenční evapotranspirace v případě, kdy je k dispozici minimum meteorologických měření. Hargreavesova metoda vyžaduje měření teploty vzduchu a základní údaje o radiaci. Extraterestriální radiaci je možné odhadnout pro danou zeměpisnou šířku bez přímého měření radiace.

V této práci byla Hargreavesova metoda primárně použita pro odhad potenciální evapotranspirace v zimním období pro účely odhadu sublimace sněhové pokrývky, protože v zimním období nebyla kromě teploty k dispozici další meteorologická měření. Intenzitu evapotranspirace podle Hargreavesa můžeme vyjádřit:

$$ET_p = k_{RS}(T_{mean} + 17.8)(T_{max} - T_{min})^{0.5}R_a \quad (14)$$

kde  $ET_p$  je potenciální evapotranspirace (mm/den),  $k_{RS}$  je empirický koeficient rozdílný pro různé regiony (-),  $T_{mean}$  je průměrná denní teplota ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $T_{max}$  je maximální denní teplota ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $T_{min}$  je minimální denní teplota ( $^{\circ}\text{C}$ ) a  $R_a$  je extraterestriální radiace ( $\text{MJ}/\text{m}^2/\text{den}$ ).

Extraterestriální radiaci v denním kroku je možné odhadnout podle metodiky FAO-56 (Allen et al., 1998):

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365}J\right) \quad (15)$$

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365}J - 1,39\right) \quad (16)$$

$$\omega_s = \frac{\pi}{2} - \arccos\left(\frac{-\tan(\varphi) \tan(\delta)}{X^{0.5}}\right) \quad (17)$$

$$X = 1 - (\tan\varphi)^2(\tan\delta)^2 \quad (18)$$

pokud  $X \leq 0$  tak  $X = 0.00001$

$$R_a = \frac{1440}{\pi} G_{sc} d_r (\omega_s \sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta \sin\omega_s) \quad (19)$$

$d_r$  je inverzní relativní vzdálenost Země a Slunce (-), JD je juliánský den (-), tj. pořadové číslo dne v roce od 1. ledna,  $\omega_s$  je úhel západu Slunce (rad),  $\varphi$  je zeměpisná šířka (rad),  $\delta$  je solární deklinace (rad) a  $G_{sc}$  je solární konstanta ( $G_{sc} = 0.0820 \text{ MJ}/\text{m}^2/\text{min}$ ).

### Odhad výparu zachycené vody

Výpar vody zachycené na povrchu vegetace je ve většině případů odhadován jako by probíhal z mokrého povrchu, tedy pomocí Penmanovy rovnice (Penman, 1948). Odhad výparu z mokrého povrchu pomocí Penmanovy rovnice je v této práci použit do intercepčního modelu jako výpar ( $E$  v mm) v bezdeštných obdobích. Potenciální výpar z mokrého povrchu určuje podle Penmana radiace, sytostní doplněk a aerodynamický odpor:

$$E = \frac{\delta(R_n - Q_G) + \rho_a c_p (p_{vs} - p_v)/r_a}{\rho_w \Lambda (\delta + \gamma)} t \quad (20)$$

Aerodynamický odpor je možné počítat z rovnice 13.

### Aerodynamický výpar

Aerodynamická metoda stanovení intenzity výparu vychází z rovnice pro přenos vodní páry a logaritmického profilu rychlosti větru.

$$E_{ae} = \frac{\rho_a c_p (p_{vs} - p_v)}{\rho_w \Lambda \gamma r_a} t \quad (21)$$

Metoda zahrnuje pouze vliv proudění a vlhkosti vzduchu, nikoli vliv radiace. Aerodynamický výpar  $E_{ae}$  (mm, rovnice 21) je v této práci použit do výpočtu intercepční ztráty. Tento výpočet se uplatňuje v průběhu srážkových událostí a v situacích kdy je vypočtený výpar z mokrého povrchu pomocí Penmanovy rovnice záporný z důvodu záporné dostupné energii ( $Rn - Q_G < 0$ ). V tuto chvíli je proudění vzduchu patrně nejvýznamnějším faktorem odpařování (Groh et al., 2019).

### 3.4 Intercepční model

Intercepční model publikovaný Liu (1997) uvažuje intenzitu evaporace z mokrého povrchu omezenou skutečným pokrytím vegetace vodou. Intercepční model má dva parametry. Oba parametry mají fyzikální význam. Prvním parametrem je maximální kapacita listoví  $C_m$  (mm) a druhým je volný propad  $f_i$  (-). Model je založen na výpočtu aktuálního množství vody zadrženého na povrchu vegetace. Voda nepropadá na zemský povrch, ale je po srážkové události k dispozici pro výpar. Tato voda se odpařuje podle aktuální poptávky atmosféry ( $E$ , evaporace). Intercepční ztráta je počítána jako součet zadržené vody na vegetaci a vypařené vody:

$$I = C_m D_o [1 - \exp(-(1 - f_t)P/C_m)] + E [1 - D_o \exp(-(1 - f_t)P/C_m)] \quad (22)$$

$I$  je intercepční ztráta (mm),  $C_m$  je maximální kapacita listoví (mm),  $D_o$  je deficit indexu nasycení povrchu vegetace v předchozím časovém kroku,  $f_i$  je volný propad (-),  $P$  je srážkové množství (mm),  $E$  je evaporace vody zachycené na vegetaci (mm). Množství vody na vegetaci na konci časového intervalu lze vyjádřit jako  $C_o - I + E$ , tato hodnota je počáteční množství vody na vegetaci ( $C_o$ ) pro další časový krok.

### 3.5 Odhad relativní vlhkosti

Měření relativní vlhkosti vzduchu, které bylo potřebné pro odhad tvorby rosy na povodí Uhlířská, bylo k dispozici pouze v několika letech experimentálního období (2006–2018). V ostatních letech (2000–2005) bylo nutné relativní vlhkosti vzduchu odhadnout z měřených teplot vzduchu. Odhad byl proveden na základě doporučení Eccela (2012). Denní teplota ( $T_{day}$ ), teplota rosného bodu ( $T_{dew}$ ) pro každý den se vypočítají z průměrné ( $T_{mean}$ ), minimální ( $T_{min}$ ) a maximální ( $T_{max}$ ) teploty daného dne:

$$T_{day} = 0.45(T_{max} - T_{mean}) + T_{mean} \quad (23)$$

$$T_{dew} = T_{min} - 0.2(T_{day} - T_{min}) \quad (24)$$

Z teploty rosného bodu se z Clausiovy-Clapeyronovy rovnice vypočítá aktuální tlak vodní páry ( $p_v$ ), který je považován za nasycený:

$$p_v = p_{vs}(T_0) \exp \left[ \frac{-\Delta H_{vyp}}{R} \left( \frac{1}{T_{dew}} - \frac{1}{T_0} \right) \right] \quad (25)$$

kde  $\Delta H_{v\dot{y}p}$  je latentní teplo výparu ( $\Delta H_{v\dot{y}p} = 44\,600$  J/mol),  $R$  je univerzální plynová konstanta ( $R = 8,3144$  J/K/mol),  $p_{vs}(T_0)$  je tlak nasycené vodní páry při referenční teplotě  $T_0$  (K). Jako referenční teplota  $T_0$  je často volena teplota trojného bodu, pro který známe tlak nasycené vodní páry ( $T_0 = 273,16$  K,  $p_{vs}(T_0) = 611$  Pa). Dále [Eccel \(2012\)](#) předpokládá, že obsah vodní páry  $\rho_v$  ve vzduchu se během dne nemění:

$$\rho_v = \frac{p_v m_v}{R T_{dew}} \quad (26)$$

$m_v$  je molární hmotnost vodní páry ( $m_v = 18,02$  kg/mol). Pro každou hodinu (index  $i$  značí hodinový časový krok) je poté možné pomocí stavové rovnice pro ideální plyn vypočítat aktuální tlak vodních par ( $p_v$ , [rovnice 27](#)) a pomocí Clausiovy-Clapeyronovy rovnice tlak nasycené vodní páry ( $p_{vs}$ , [rovnice 28](#)). Podílem těchto tlaků získáme odhadované hodnoty relativní vlhkosti ( $RH$ , [rovnice 29](#)).

$$p_{v_i} = \frac{\rho_v R T_i}{m_v} \quad (27)$$

$$p_{vs_i} = p_{vs}(T_0) \exp \left[ \frac{-\Delta H_{v\dot{y}p}}{R} \left( \frac{1}{T_i} - \frac{1}{T_0} \right) \right] \quad (28)$$

$$RH_i = \frac{p_{v_i}}{p_{vs_i}} \quad (29)$$

### 3.6 Sublimace sněhové pokrývky

Sublimace sněhové pokrývky je přeměna sněhu či ledu (pevné fáze) přímo na vodní páru (fázi plynnou). Pokud není k dispozici přímé měření sublimace, je možné sublimaci odhadnout na základě vypočtené potenciální evapotranspirace, jak uvádí ve své práci [Yao et al. \(2018\)](#). Sublimace je přímo úměrná potenciální evapotranspiraci, koeficientu útlumu slunečního záření skrz koruny stromů a poměru specifických latentních tepel výparu a sublimace:

$$Sub = k_s \frac{L_v}{L_s} ET_p \quad (30)$$

kde  $Sub$  je denní sublimace (mm/den),  $k_s$  je koeficient útlumu slunečního záření skrz koruny stromů (-),  $L_v$  je specifické latentní teplo výparu (kJ/kg),  $L_s$  je specifické latentní teplo sublimace (kJ/kg) a  $ET_p$  je denní potenciální evapotranspirace (mm/den).

Koeficient útlumu slunečního záření skrz koruny stromů je možné počítat pomocí zjednodušeného Beerova-Lambertova zákona útlumu slunečního záření skrze prostředí pohlcující záření (v tomto případě skrze vegetaci).

V této práci byl pro odhad sublimace použit koeficient útlumu 0,465, který je uveden v práci [Yao et al. \(2018\)](#). Podobné hodnoty koeficientu útlumu (0,45–0,62) uvádějí [Zhang et al. \(2014\)](#), kteří analyzovali 59 studií a stanovili tento koeficient pro různé druhy vegetace.

### 3.7 Odhad nejistot složek vodní bilance

Všechny složky vodní bilance, ať už jsou přímo měřeny či odhadovány, obsahují nejistotu, kterou je dobré kvantifikovat. Pokud máme opakované měření jedné veličiny, pak je nejběžnějším a nejjednodušším odhadem nejistoty měření odhad pomocí směrodatné odchylky ( $\sigma_x$ ):

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\bar{x} - x_i)^2}{n(n-1)}} \quad (31)$$

kde  $n$  je počet měření veličiny  $x$ .



V této práci byly odhadovány nejistoty u jednotlivých složek vodní bilance na povodí Uhlířská. Vyhodnocení vodní bilance zahrnuje posouzení více proměnných a jejich nejistot současně, k čemuž byl použit expertní odhad nejistot (Sebok et al., 2016). Kromě expertního odhadu nejistot jednotlivých složek vodní bilance, byl alternativně proveden jejich odhad pomocí směrodatných odchylek. Metoda odhadu nejistot ze směrodatných odchylek vychází z pravidla pro kombinaci nejistot z různých zdrojů (metodika GUM, ISO, 1993; JCGM, 2008a) za předpokladu chyb s normálním rozdělením:

$$u_x = \sqrt{\sigma_{(\varepsilon_1 + \varepsilon_2)}^2} = \sqrt{\sigma_{(\varepsilon_1)}^2 + \sigma_{(\varepsilon_2)}^2 + 2cov(\varepsilon_1, \varepsilon_2)} \quad (32)$$

kde  $\sigma^2$  je rozptyl a  $\varepsilon$  chyba měření veličiny  $x$ . Pokud budeme předpokládat, že jsou zdroje chyb nezávislé, bude kovarianční člen roven nule. Chceme-li znát velikost nejistoty měřené/odhadnuté složky za  $n$  dní z denních měření, pak je odhadem chyby měření každého jednotlivého dne právě směrodatná odchylka celého souboru  $n$  dat. Velikost nejistoty měření pro sumu  $n$  dní denních hodnot zapíšeme jako:

$$u_x = \sqrt{\sigma_x^2 n} \quad (33)$$

### Konvoluční propagace nejistot

Pokud je výsledná veličina  $x$  součtem/rozdílem jednotlivých měření, je možné při uvažování šíření nejistot nezávislých chyb měření charakterizovaných Gaussovým normálním rozdělením pravděpodobnosti využít pravidla sčítání rozptylů. Jelikož však v této práci dvě složky nejistot (nejistoty transpirace a letních srážek) mají asymetrické rozdělené pravděpodobnosti, bylo šíření nejistot provedeno pomocí konvolučního integrálu:

$$f_{i+j}(H_s) = \int_{-\infty}^{\infty} f_i(H) f_j(H_s - H) dH \quad (34)$$

kde  $H_s$  je zásoba vody v povodí,  $f_i$  a  $f_j$  jsou hustoty pravděpodobnosti popisující nejistoty složek vodní bilance vstupující do konvoluce. Pokud je uvažováno více složek ( $i, j, k, l \dots$ ), pak je nejprve  $f_i$  konvolučním integrálem sečteno s  $f_j$ , následně je  $f_{i+j}$  s  $f_k$ , poté  $f_{i+j+k}$  s  $f_l$  apod. V této práci bylo uvažováno pět složek nejistoty, a to nejistoty srážek, odtoku, transpirace, intercepční ztráty a sublimace sněhové pokrývky.

Konvoluční algoritmus byl naprogramovaný v programu MATLAB pomocí standardních funkcí. Výsledky analýzy šíření nejistot a jejich propagace do celkové změny zásoby vody v povodí jsou popsány ve výsledkové části práce (kapitola 6.4 Šíření nejistot).

## 3.8 Použité statistické metody

### Matice záměn

Matice záměn (z angl. *confusion matrix*) jsou specifické matice sloužící k hodnocení klasifikačního algoritmu. Jde o druh kontingenční tabulky se dvěma dimenzemi (skutečná a predikovaná). Ve sloupcích je počet pozitivních/negativních předpovědí, v řádcích je počet skutečných pozitivních/negativních hodnot (Tab. 2).

Tab. 2: Matice záměn s vysvětlením jednotlivých polí matice.

	Pozitivní předpovědi	Negativní předpovědi
Skutečně pozitivní	<i>pravdivě pozitivní (PP)</i>	<i>falešně negativní (FN)</i>
Skutečně negativní	<i>falešně pozitivní (FP)</i>	<i>pravdivě negativní (PN)</i>

Z matice záměn je možné vypočítat také další ukazatele hodnotící klasifikační algoritmus, kterými jsou přesnost ( $Ac$ , z angl. *accuracy*), citlivost ( $Se$ , z angl. *sensitivity*) a specifická ( $Sp$ , z angl. *specificity*) (rovnice 35–37). Přesnost vyjadřuje procento správné klasifikace. Citlivost udává podíl pozitivních hodnot, které jsou identifikovány správně a specifická podíl správně identifikovaných negativních hodnot.

$$Ac = \frac{PP + PN}{PP + PN + FP + FN} \quad (35)$$

$$Se = \frac{PP}{PP + FN} \quad (36)$$

$$Sp = \frac{PN}{PN + FP} \quad (37)$$

### Analýza trendů

Pro analýzu trendů byl v této práci vybrán statistický Mannův-Kendallův test (Kendall, 1938; Mann 1945; Kendall, 1975) významnosti trendu. Jedná se o neparametrický test, který lze použít pro všechny distribuce (tj. nejen normální rozdělení). V časové řadě by neměla být přítomna autokorelace, která zvyšuje pravděpodobnost chybně detekovaného trendu. Nulová hypotéza testu  $H_0$  říká, že v řadě pozorovaných dat ( $X_i, i=1, 2, \dots, n$ ) není žádný trend. Alternativní hypotéza  $H_1$  říká, že existuje trend (rostoucí nebo klesající). Mannovu-Kendallovu statistiku testu  $S_{stat}$  vyjádříme:

$$S_{stat} = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(X_j - X_i) \quad (38)$$

, kde

$$\text{sgn}(X_j - X_i) = \begin{cases} 1 & \text{když } (X_j - X_i) > 0 \\ 0 & \text{když } (X_j - X_i) = 0 \\ -1 & \text{když } (X_j - X_i) < 0 \end{cases} \quad (39)$$

Pokud je  $n \geq 8$  ( $n$  je počet dat v řadě), je možné předpokládat, že je statistika  $S_{stat}$  přibližně normálně rozdělená se střední hodnotou 0 a rozptylem  $\sigma^2(S_{stat})$ :

$$\sigma^2(S_{stat}) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{t=1}^n f_t(f_t-1)(2f_t+5)}{18} \quad (40)$$

kde  $f_i$  je počet opakování hodnoty ( $f_i=2$  je pro dvojice shodných hodnot,  $f_i=3$  pro trojice atd). Standardizovaná testová statistika je rovna:

$$z_{stat} = \begin{cases} \frac{S_{stat} - 1}{\sqrt{\sigma^2}} & \text{když } S > 0 \\ 0 & \text{když } S = 0 \\ \frac{S_{stat} + 1}{\sqrt{\sigma^2}} & \text{když } S < 0 \end{cases} \quad (41)$$

Významnost trendu čili pravdivost nulové či alternativní hypotézy, posuzujeme většinou na hladině významnosti 5–10 % (Gilbert 1987). Hladinu významnosti porovnáváme s *p-hodnotou* (pro oboustranný test). Pokud je *p-hodnota* (rovnice 42) nižší nebo rovna hladině významnosti, pak na příslušné hladině významnosti zamítáme nulovou hypotézu  $H_0$  a přijímáme hypotézu alternativní  $H_1$  (tj. data mají trend). Pokud je prokázána významnost trendu tak pozitivní, resp. negativní, hodnota  $z_{stat}$  znamená, že data mají rostoucí, resp. klesající, trend.

$$p - \text{hodnota} = 2(1 - \text{cdf}(|z_{stat}|)) \quad (42)$$

kde cdf je kumulativní distribuční funkce normálního rozdělení.

## 4 Originální metodické řešení

Kapitola přináší originální metodický pohled na problematiku redukce potenciální transpirace. Redukce potenciální transpirace je nejprve zkoumána z detailního pohledu transpirace stromového jedince. První část kapitoly představuje možnost modelování aktuální transpirace a kořenového odběru stromového jedince pomocí SID modelu proudění vody v půdním prostředí se zahrnutím vlastní hydraulické kapacity rostliny. Druhá část kapitoly navrhuje modifikovaný intercepčně-evaporační model a zjednodušené začlenění redukce potenciální transpirace v měřítku povodí, které využívá poznatků získaných z detailního studia redukce potenciální transpirace stromového jedince.

### 4.1 Detailní model aktuální transpirace

#### Model proudění vody v půdě a aktuální transpirace

Pro simulaci odběru vody kořeny rostlin a aktuální transpirace byl prof. Vogelem na ČVUT v Praze vyvinut jednorozměrný model proudění vody v půdním prostředí SID (Vogel et al., 2010), který zahrnuje vertikálně rozložený odběr vody kořeny a hydraulickou kapacitu celé rostliny (Vogel et al., 2017). Model je založen na numerickém řešení Richardsovy rovnice. Pokud v půdním profilu existují preferenční cesty, je možné model rozšířit o preferenční proudění. Používá se koncept duálního kontinua, který vyžaduje numerické řešení sady dvou Richardsovy rovnic. Jedna rovnice popisuje proudění vody v doméně půdní matrice (rovnice 43) a druhá rovnice (rovnice 44) popisuje proudění vody v preferenční doméně. Člen  $\Gamma_w$  ( $1/s^1$ ) představuje přetok vody mezi dvěma doménami (rovnice 45).

$$\frac{\partial w_m \theta_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( w_m K_m \frac{\partial h_m}{\partial z} \right) + \Gamma_w - S \quad (43)$$

$$\frac{\partial w_f \theta_f}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( w_f K_f \frac{\partial h_f}{\partial z} \right) - \Gamma_w \quad (44)$$

$$\Gamma_w = \alpha_{ws} K_{ar} (h_f - h_m) \quad (45)$$

$\theta$  je objemová vlhkost ( $cm^3/cm^3$ ),  $h$  tlak půdní vody (cm),  $K$  hydraulická vodivost (cm/d),  $S$  intenzita odběru vody kořeny (1/d),  $t$  čas (d) a  $z$  prostorová souřadnice (cm) uvažovaná jako kladná směrem nahoru,  $\alpha_{ws}$  je koeficient přenosu vody mezi doménami při nasycení,  $K_{ar}$  je relativní nenasyčená hydraulická vodivost rozhraní mezi doménami (m/s),  $w_i$  je objemový podíl domény a indexy  $m$  a  $f$  označuje matriční a preferenční doménu. Odběr vody kořeny rostlin ( $S$ ) je předpokládán pouze v doméně půdní matrice.

Vyhodnocení intenzity odběru vody kořeny rostlin (RWU, z angl. *root water uptake*) je založeno na použití gradientu vodního potenciálu (WPG, z angl. *Water-potential-gradient formulation*) (van den Honert, 1948; Hillel et al., 1976). Předpokládá se, že intenzita RWU je přímo úměrná rozdílu vodních potenciálů půdy a kořenového xylému a nepřímo úměrná příslušným hydraulickým odporům:

$$S(z) = - \frac{\sigma(z)}{r_{root} - r_{soil}(z)} [H_{rx} - H_{soil}(z)] \quad (46)$$

kde  $\sigma$  je specifický povrch aktivních kořenů (1/cm) (rovnice 47),  $H_{rx}$  je potenciál vody v xylému (cm),  $H_{soil}$  je potenciál vody v půdě (cm),  $r_{root}$  je radiální odpor kořenů (d) a  $r_{soil}$  je hydraulický

odpor půdy (d). Odpor půdy  $r_{soil}$  je funkcí hydraulické vodivosti ( $K$ ) a charakteristické délky ( $\lambda$ ), kterou musí půdní voda urazit k povrchu kořenů (Vogel et al., 2016).

$$\sigma(z) = 2\pi r_0 R_d(z) \quad (47)$$

$$r_{soil}(z) = -\frac{\lambda(z)}{K(z)} \quad (48)$$

$$\lambda(z) \approx 0,05 \frac{1}{\sqrt{\pi R_d(z)}} \quad (49)$$

$r_0$  je průměrný poloměr aktivního kořene (cm),  $R_d$  je specifická délka aktivních kořenů (1/cm),  $\lambda$  je charakteristická délka transportu půdní vody k povrchu kořenů (cm),  $K$  je hydraulická vodivost (cm/den).

Potenciál vody v xylému ( $H_{rx}$ ) je v modelu uvažován konstantní v celém kořenovém systému, ale mění se v čase v závislosti na dostupnosti vody v půdě ( $H_{soil}$ ) a potenciální intenzitě transpiračního toku ( $T_p$ ), přičemž neklesá pod kritickou hodnotu  $H_{crit}$ :

$$H_{rx} = \max \left( \frac{\int_{z_R}^{z_0} \frac{\sigma}{r_{soil} + r_{root}} H_{soil} dz - T_p}{\int_{z_R}^{z_0} \frac{\sigma}{r_{soil} + r_{root}} dz}, H_{crit} \right) \quad (50)$$

$z_R$  a  $z_0$  jsou souřadnice dolní a horní hranice kořenového systému (cm) a  $T_p$  je potenciální transpirace (cm/d).

Model S1D zahrnuje také hydraulickou kapacitu rostliny  $C$  (-) (Vogel et al., 2017). To znamená, že intenzita kořenového odběru není rovna skutečné transpiraci ( $T_a$ ). Vysoké požadavky na transpiraci rostliny plynoucí z atmosférických podmínek mohou být z části naplněny právě díky kapacitě rostliny. Model tímto způsobem umožňuje simulaci krátkodobého ukládání vody do tkání rostliny a její následné vyčerpání. Aktuální transpiraci vypočteme dle rovnice:

$$T_a = \int_{z_R}^{z_0} S(z) dz - C \frac{dH_{rx}}{dt} \quad (51)$$

## 4.2 Aktuální transpirace na úrovni povodí

Pro potřeby odhadu aktuální transpirace v měřítku povodí, bylo nutné navrhnout zjednodušený přístup k redukci potenciální transpirace. Nejprve byl navržen intercepčně-evaporační model a poté postup umožňující jednoduše zahrnout redukci potenciální transpirace během rosných událostí, intercepčních epizod a vlivem dosažení kritického potenciálu vody v xylému (v důsledku izohydrického chování smrků na povodí).

### Model intercepce a evapotranspirace

Proces intercepce srážek, následné evaporace zachycených srážek a transpirace rostlin v povodí Uhlířská byl zjednodušen následovně. Pro odhad množství vody zachycené na vegetačních plochách a dobu trvání, po kterou je na vegetaci usazena voda, byl navržen a použit intercepční model. Dále byl odhadován vznik rosy. Po jejím vzniku byla předpokládána po určitou dobu nulová transpirace rostlin. Vzhledem k tomu, že dynamika všech zapojených procesů úzce souvisí

s charakteristikami vegetace, byly intercepční ztráta i transpirace počítány odděleně pro smrkový les a travnaté plochy na povodí.

Smrkový les a travnatý porost se liší zejména výškou rostlin (tj. aerodynamickým odporem) a hodnotou indexu aktivní listové plochy (tj. povrchovým odporem). Výsledné hodnoty intercepční ztráty a transpirace byly následně získány pomocí skutečného podílu lesní a travnaté plochy v daném roce. Změny v pokryvnosti povodí byly simulovány pomocí Forest Simulatoru BWINPro 7 (Nagel a Schmidt, 2006) a kalibrovány s využitím dostupných lesnických map povodí (viz příloha 9.5 Simulace vývoje vegetace v programu Forest Simulator).

### Modifikovaný intercepční model

K odhadu intercepční ztráty v této práci byla použita modifikace intercepčního modelu (rovnice 52) publikovaného autorem Liu v roce 1997 (rovnice 22). Původní intercepční model uvažuje intenzitu evaporace z mokrého povrchu omezenou skutečným pokrytím vegetace vodou. Intenzita výparu usazené vody exponenciálně klesá s volnou kapacitou listoví. Při použití v hodinovém časovém kroku vede tato skutečnost k prodloužení schnutí vegetace. V této práci bylo toto omezení uvolněno. Použitím takto modifikovaného modelu byla získána během schnutí vegetace lepší shoda mezi výsledky modelu a měřeními čidly vlhkosti listoví (Leaf Wetness Sensor, LWS) v kalibračním vegetačním období v roce 2020.

$$I = C_m D_o [1 - \exp(-(1 - f_t)P/C_m)] + E \quad (52)$$

V průběhu bezdeštných období byl za intenzitu výparu ( $E$ ) považován výpar z mokrého povrchu vypočtená podle Penmanovy rovnice (rovnice 20). V průběhu srážkových událostí a v situacích, kdy je vypočtený výpar z mokrého povrchu pomocí Penmanovy rovnice záporný z důvodu záporné dostupné energie ( $Rn - Q_G < 0$ ), se za intenzitu výparu považuje výpar vypočtený aerodynamickou metodou.

### Výskyt rosy

Transpirace rostlin je během výskytu rosy na respiračních orgánech rostlin zanedbatelně malá (obdobně jako v případě vody zachycené na vegetaci během srážek). V této práci však nebylo hodnoceno množství vody zkondenzované či usazené na vegetaci. Rosné události byly odhadovány, aby mohla být po čas jejich výskytu uvažována nulová aktuální transpirace.

Algoritmus pro predikci přítomnosti rosy na vegetaci byl navržen na základě analýzy sezónní monitorovací kampaně za pomoci senzorů vlhkosti listoví (LWS). Během vegetační sezóny 2020 bylo LWS senzory zachyceno více než 90 rosných událostí.

Z měření LWS senzory vyplynulo, že rosa uschne u smrků do dvou hodin a u tráv do tří hodin poté, co již nejsou splněny podmínky pro vznik rosy. Načasování výskytu rosy bylo zvoleno na základě výsledků měření LWS senzory. Rosa vzniká dle LWS senzorů v časovém rozmezí od 19 do 9 hod ráno a usychá v časovém rozmezí od 4 do 11 hod. Nejčastěji však rosa usychá do 8 hod ráno.

Z nedostatku dlouhodobějších měření se využívá také doporučení uvedených v literatuře (Wentworth et al., 2016; Jia et al., 2019; Zhang et al., 2015).

Kondenzace vodní páry na povrchu vegetace byla očekávána, pokud relativní vlhkost ve 2 metrech nad zemí byla vyšší než 80 %. Dále se v této práci předpokládá, že se rosa v trávě, resp. na smrkách,

netvoří déle než čtyři, resp. tři, hodiny po svítání. Výše uvedená podmínka ( $RH > 80\%$ ) tedy byla realizována v ranních hodinách, konkrétně do 9. hod v případě trávy a do 8. hod v případě lesa.

## Redukce transpirace

Aktuální transpirace na povodí Uhlířská byla uvažována nižší než vypočtená potenciální transpirace ve třech případech.

První dva souvisí s mokrou vegetací, kdy je transpirace rostlin zanedbatelně malá. Potenciální transpirace byla považována za nulovou během intercepčních epizod. Během intercepčních epizod dochází k usazování vody na povrchu rostlin, která je následně vypařována intenzitou výparu ( $E$ ) dle intercepčního modelu (rovnice 52). Předpokládá se, že rostlina začne transpirovat až ve chvíli, kdy je povrch vegetace zcela suchý. Druhým případem jsou rosné události. Po dobu přítomnosti rosy na vegetaci byla aktuální transpirace také považována za nulovou.

Posledním případem, kdy byla aktuální transpirace uvažována nižší, než vypočtená potenciální je redukce potenciální transpirace v důsledku izohydrického chování rostlin (konkrétně smrků, které jsou na zkoumaném povodí Uhlířská dominantní dřevinou). Mnoho studií ukazuje, že smrky vykazují konzervativní hospodaření s vodou, tzv. izohydrické chování (Stuedle a Peterson, 1998; Zang et al., 2014; Klapste et al., 2020). Izohydrické rostliny reagují na klesající tlak vody v xylému uzavřením stomat, čímž redukují transpiraci a brání tak poklesu tlaku vody pod kritickou úroveň. Předpoklad kritického tlaku vody v xylému může být použit při simulaci aktuální transpirace izohydrických rostlin. V rámci této disertační práce byla monitorovací provedena kampaň stomatálního odporu listům, která je popsána v příloze 9.1 Měření stomatálního odporu.

Studie Vogela et al. (2016) prokázala, že kritický tlak v xylému je spojen s určitým maximálním dosažitelným transpiračním tokem  $T_{crit}$ . V této studii byl model proudění vody v půdě (Vogel et al., 2010) spojen s modelem kořenového odběru, který je řízen gradientem vodního potenciálu mezi půdou a rostlinným xylémem (Vogel et al., 2013 a 2016). Ukázalo se, že zatímco hodnota  $T_{crit}$  obecně závisí na obsahu vody v půdě, vzhledem k hydraulickým vlastnostem půd převládajícím v horských podmínkách ČR se  $T_{crit}$  v očekávaném rozsahu obsahu vody v půdě významně nemění. Pokud nejsou podmínky půdní vlhkosti extrémně suché,  $T_{crit}$  je vlastností systému. V další studii (Vogel et al., 2017), která se zabývala vlivem ukládání vody rostlinou na intenzitu transpirace, se ukázalo, že hodnota  $T_{crit}$  může být dočasně překročena, dokud se nevyčerpá voda uložená v xylému. Zásoba vody se obvykle doplňuje po západu slunce a během několik hodin po úsvitu je vyčerpána. Vzhledem k tomu, že půdní podmínky na experimentálním povodí Uhlířská jsou trvale vlhké (tlaky půdní vody se pohybují mezi 0 až -400 cm), dostupnost půdní vody pravděpodobně nebude limitujícím faktorem pro transpiraci.

V této práci je hodnota  $T_{crit}$  použita společně s potenciální transpirací ( $T_p$ ) k odhadu aktuální transpirace ( $T_a$ ) na povodí:

$$T_a = \begin{cases} T_p & \text{if } T_p \leq T_{crit} \\ T_{crit} & \text{if } T_p > T_{crit} \end{cases} \quad (53)$$

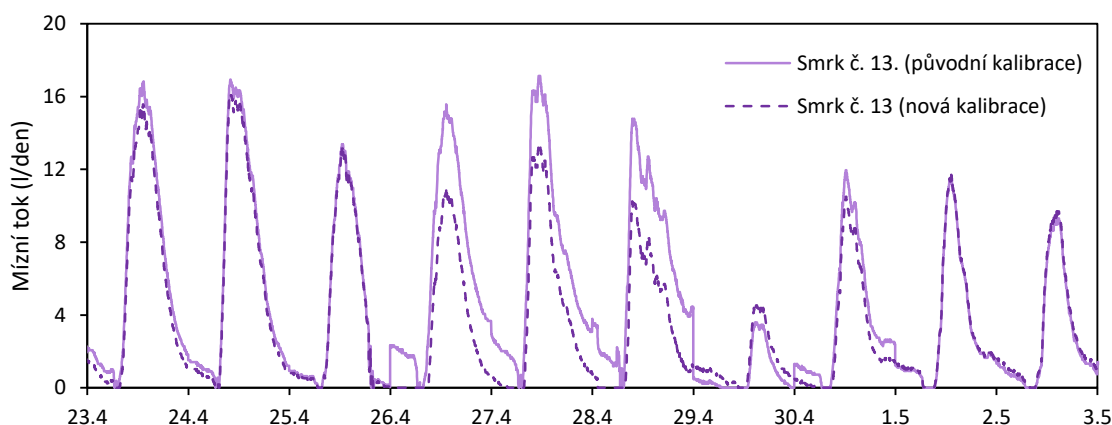
Kritická hodnota transpirace ( $T_{crit}$ ) odpovídající kritickému tlaku vody v xylému byla v této práci považována za konstantní. Konkrétní hodnota bude zjištěna ze studie aktuální transpirace v měřítku stromového jedince (kapitola 5).

## 5 Studie aktuální transpirace v měřítku stromového jedince

Detailní studie aktuální transpirace byla provedena na povodí Liz na Šumavě, kde byly k dispozici dvě experimentální plochy SMRK a BUK. Na obou lokalitách byly provedeny jednak simulace aktuální transpirace a kořenového odběru, tak přímé měření mízního toku vždy v několika jedincích. Tato studie se zabývá nejprve samotným měřením mízních toků, kalibrací čidel, škálováním měřených mízních toků a studiu odlišností v měřených mízních tocích na lokalitě SMRK a BUK. Dále studie zahrnuje výsledky simulací aktuální transpirace, diskutuje parametrizaci a srovnává simulované výstupy s měřenými daty se zaměřením právě na odlišnosti v chování jedinců smrku a buku z hlediska redukce potenciální transpirace.

### 5.1 Měření mízního toku

Čidla termální disipace (Dynamax TDP30) měří teplotu ve dvou jehlách instalovaných do kmene stromu nad sebou. Čidlo zaznamenává rozdíl měřených teplot, podle kterých se dopočítávají mízní toky. Výrobci doporučují hledat v každém dni minimální průtok pomocí maximálního rozdílu teplot dvou čidel v čase od půlnoci do úsvitu. Největší rozdíl by měl nastat ve chvíli, kdy voda přestala proudit, a to by mělo být chvíli po půlnoci. Často se ovšem stává, že max. rozdíl teplot (tj. min. průtok) se v daném dni vyskytuje mnohem později. Maximální rozdíl teplot navíc nemusí každý den znamenat nulový průtok. Mízní tok se každý den nemusí zastavit. Tato kalibrace způsobuje půlnoční skoky ve vypočtených mízních tocích. Neexistuje žádný předpoklad, který by naznačoval, že by se mízní toky měly měnit skokově, a proto bylo v práci k přepočtu měřených teplot na mízní toky použito proložení polynomem druhého stupně maximálních denních rozdílů teplot (nikoli pouze do úsvitu). Proložení denních max. rozdílů teplot mají v případě všech čidel podobný průběh. Největší rozdíly teplot ve dvou jehlách jsou pozorovány na začátku vegetační sezóny. Větší rozdíly znamenají menší průtoky na začátku sezóny. V průběhu sezóny se minimální denní průtoky mírně zvětšují. Dále byla zkoumána závislost denních maximálních rozdílů teplot v jehlách na teplotě, která však nebyla potvrzena. Měřené mízní toky s použitím původní a nově navržené kalibrace jsou zobrazeny na Obr. 4. Použitím nově navržené kalibrace bylo dosaženo odstranění půlnočních náhlých skoků v mízních tocích, které původní kalibrace způsobovala.



Obr. 4: Měřené mízní toky ve smrku s použitím defaultní kalibrace čidel (původní kalibrace) doporučené výrobcem a kalibrací s využitím proložení maximálních denních rozdílů teplot (nová kalibrace).

U některých stromů byly pozorovány noční mízní toky. Možným vysvětlením by mohlo být noční dosycování vlastní zásoby, která je během dne vyčerpána. Za měřené mízní toky v noci by mohla být zodpovědná také noční transpirace, zpětný mízní tok z mokrých listů směrem dolů, nebo stále nevhodná kalibrace čidel.

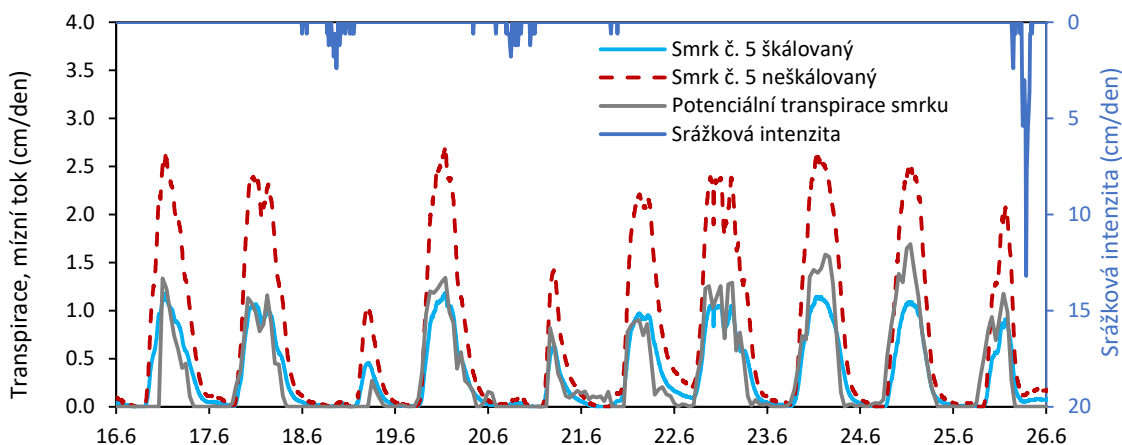


Měřené mízní toky byly dále škálovány pomocí koeficientů uvedených v Tab. 3. Koeficienty byly pro jednotlivé stromy hledány tak, aby se po srážce, kdy je pro rostlinu pravděpodobně k dispozici dostatek vody, měřený mízní tok co nejvíce přibližoval potenciální transpiraci smrku, resp. buku.

Tab. 3: Zvolené koeficienty pro škálování měřených mízních toků ve smrcích a bucích na povodí Liz.

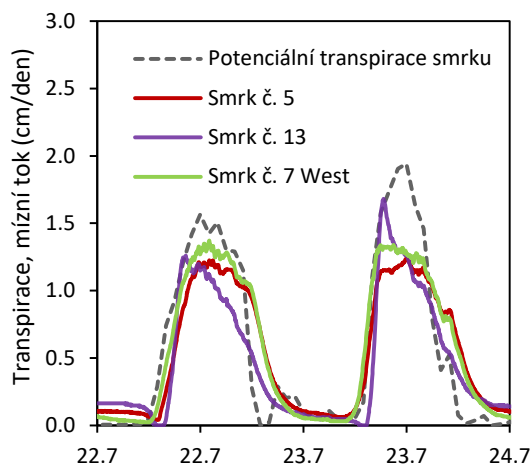
<b>Buk</b>	č. 5	č. 7	č. 9
Škálovací koeficient	0.71	0.18	0.35
<b>Smrk</b>	č. 5	č. 7	č. 13
Škálovací koeficient	0.44	0.37	0.71

Na Obr. 5 je znázorněno škálování měřeného mízního toku ve smrku č. 5. Neškálovaný mízní tok dosahuje výrazně vyšších intenzit než odhadovaná potenciální transpirace ve smrku, a to i ve dnech bezprostředně po srážce. Pomocí škálování byl měřený mízní tok snížen, což odpovídá předpokladu, že mízní tok je nižší nebo roven potenciální transpiraci. Naopak několik dní po srážce (na Obr. 5 ve dnech 23. a 24. 6) je škálovaný mízní tok v poledních hodinách nižší než odhadovaná potenciální transpirace. Nižší měřené mízní toky, než je odhadovaná potenciální transpirace, by mohly znamenat, že byla v tyto dny potenciální transpirace redukována.



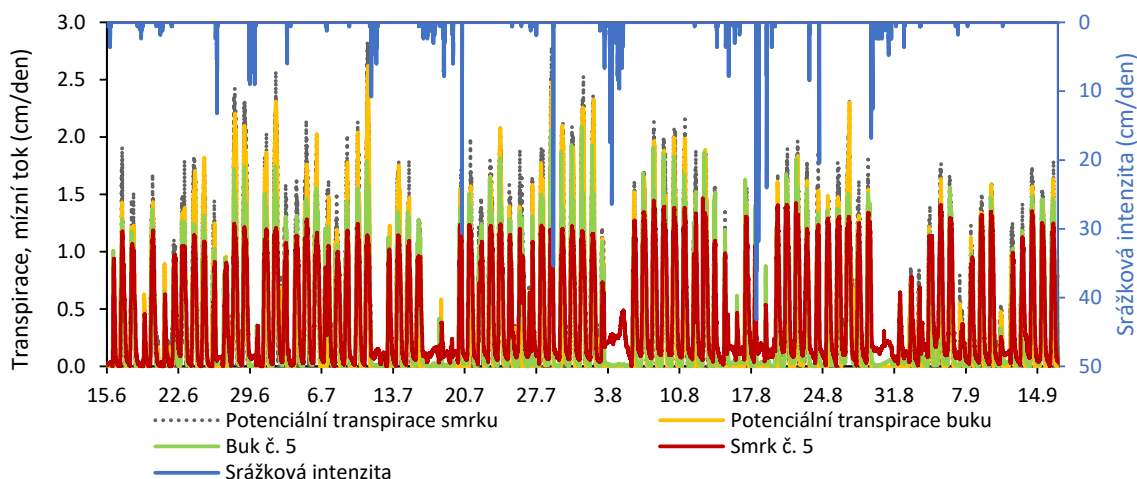
Obr. 5: Měřený a škálovaný mízní tok ve smrku č. 5 na povodí Liz na Šumavě během vegetační sezóny 2020 společně s vypočtenou potenciální transpirací a měřenou srážkou.

Po provedené kalibraci a škálování pomocí koeficientů je možné pozorovat několik odlišností v mízních tocích jednotlivých stromů. Smrk č. 13 začíná ve většině případu transpirovat později než ostatní smrky (Obr. 6). Smrk č. 13 je z měřených smrků nejmenší. Pravděpodobně je po úsvitu slunce zastíněn déle než ostatní smrky, a proto sluneční paprsky vyvolají poptávku po transpiraci později než u ostatních smrků. U tohoto smrku byly pozorovány také ostré vrcholy mízních toků. U ostatních smrků a buku je tvar mízního toku podobný dennímu průběhu potenciální transpirace. Mízní tok smrku č. 13 během ranních hodin velmi rychle dosáhne svého maxima a poté téměř lineárně klesá, zatímco ostatní zobrazované smrky spíše kopírují tvar potenciální transpirace. Tento jev by opět mohl být v důsledku toho, že je strom menší, rychleji reaguje a rychleji dosáhne svého maxima.



Obr. 6: Potenciální transpirace a kalibrované a škálované měřené mízní toky smrků na experimentální ploše SMRK povodí Liz.

Obecně lze říct, že u mizních toků smrků existuje hraniční hodnota (cca 1,2–1,5 cm/den v jednotlivých smrcích), na kterou dosahují mizní toky téměř každý slunný den a mohla by odpovídat maximální transpiraci při dosažení kritické hodnoty potenciálu v xylému. U buků není možné takovou hranici nalézt a zároveň jsou měřené mizní toky vyšší (až 2 cm/den). Na Obr. 7 je zobrazená odhadnutá potenciální transpirace smrku a buku společně s měřenými mizními toky jednoho smrku a jednoho buku. Polední mizní toky zobrazovaného smrku bezdeštných dní se pohybují kolem 1,25 cm/den a po většinu sezóny jsou nižší než odhadovaná potenciální transpirace. Oproti tomu mizní toky zobrazovaného buku jsou celkově vyšší a velikost maximálního denního mizního toku se ve většině dní blíží odhadované potenciální transpiraci.



Obr. 7: Měřené mizní toky ve smrku, buku společně s odhadovanou potenciální transpirací a měřenou srážkovou intenzitou. Povodí Liz na Šumavě, vegetační sezóna roku 2020.

## 5.2 Simulace proudění vody v půdě a aktuální transpirace vegetace na povodí Liz

Aktuální transpirace na úrovni stromového jedince je v této práci studována pomocí detailních simulací aktuální transpirace a kořenového odběru stromových jedinců na dvou rozdílných lokalitách. Lokality SMRK a BUK na povodí Liz na Šumavě. Kapitola obsahuje informace o vstupních údajích modelu, jako jsou geometrie úlohy, materiálové vlastnosti, počáteční a okrajové podmínky a údaje o zdrojích a propadech. Dále jsou definovány dva scénáře hustoty a hloubky kořenů v půdním profilu. Scénář A reprezentuje profil s kořeny zasahujícími do hloubky a scénář B půdní profil s mělkými kořeny. Scénářové simulace jsou provedeny pro obě lokality (SMRK a BUK). Výsledky simulací jsou porovnány s měřenými daty.

### Aplikace modelu

S1D model byl použit ve vegetační sezóně roku 2020. Simulované období zahrnovalo 192 dní, od 18. dubna do 26. října 2020. Půdní profil byl schematizován jako vertikální jednorozměrný, 100 cm hluboký sloupec půdy.

Půdní prostředí je chápáno jako duální kontinuum skládající se z domény půdní matrice a domény preferenčních cest. Na obou lokalitách byl uvažován 1% podíl preferenčních cest. Hodnota byla volena tak, aby kompozitní hydraulická vodivost celého profilu (matrice a preferenčních cest) byla v souladu s měřením hydraulické vodivosti výtopovými experimenty. Koeficient přenosu vody mezi doménami půdní matrice a preferenčních cest při nasycení ( $\alpha_{ws}$ ) po hloubce klesá, jak je uvedeno v Tab. 4.

Půdní sloupec byl pro potřeby modelu rozdělen na 4 vrstvy s různými hydraulickými charakteristikami: hrabanka (0–8 cm), A horizont (8–20 cm), B horizont (20–55 cm) a C horizont (55–100 cm). Rozdělení profilu bylo provedeno na základě provedených terénních experimentů a odpovídá zvrstvením dříve použitým pro modelování na povodí Liz (Vogel et al., 2016).

Tab. 4. Podíl preferenčních cest ( $w_f$ ) a koeficient přenosu vody ( $\alpha_{ws}$ ) mezi doménami půdní matrice a preferenčních cest při nasycení. Parametrizace rozhraní půdní matrice – preferenční doména podle Vogel et al. (2010b).

Hloubka (cm)	$w_f$ (-)	$\alpha_{ws}$ (1/cm/den)
0	0,01	0,2
5	0,01	0,2
10	0,01	0,01
30	0,01	0,01
100	0,01	0,005

#### Retenční charakteristiky

Na obou lokalitách byly odebrány vzorky půd z různých hloubek a byly u nich v Pedologické laboratoři Katedry hydromeliorací a krajinného inženýrství stanoveny hydraulické parametry (Tab. 5) dle van Genuchtena-Mualema (van Genuchten, 1980).

Tab. 5: Hydraulické parametry odvozené z měření retenčních křivek půdních vzorků odebraných na lokalitách SMRK a BUK na experimentálním povodí Liz na Šumavě (Sněhota et al., 2009).

Lokalita	Hloubka (cm)	$\theta_r$ (-)	$\theta_s$ (-)	$\alpha$ (1/cm)	$n$ (-)
SMRK	10	0,001	0,634	0,011	1,122
	30	0,134	0,580	0,097	1,293
	40	0,132	0,522	0,160	1,296
	50	0,088	0,521	0,049	1,272
	60	0,095	0,431	0,124	1,296
	65	0,007	0,474	0,182	1,187
BUK	15	0,010	0,605	0,116	1,171
	30	0,010	0,513	0,072	1,153
	45	0,010	0,491	0,144	1,135
	60	0,010	0,389	0,105	1,141
	75	0,010	0,378	0,778	1,097

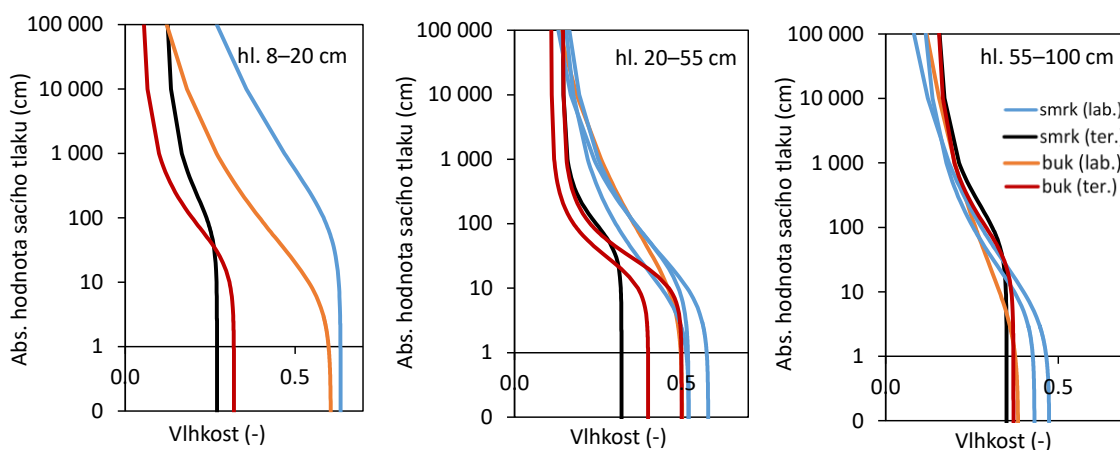
Maximální měřené vlhkosti v terénu (metodou FDR) se na obou lokalitách (SMRK i BUK) během studovaného období pohybovaly ve většině měřených hloubek (10–80 cm pod povrchem) v rozmezí 0,30–0,35. Výjimkou je maximální měřená vlhkost na lokalitě BUK v hloubkách 30 a 40 cm, která dosahovala hodnot až 0,5. Nasycené vlhkosti zjištěné na Kopeckého válečcích v laboratorních podmínkách dosahovaly vyšších hodnot (Tab. 5). Maximální vlhkosti měřené v terénu jsou výrazně nižší než nasycené vlhkosti zjištěné v laboratoři, přestože během simulovaného období vegetační sezóny 2020 došlo k několika srážkovým událostem s celkovým úhrnem větším než 40 mm, které půdní profil pravděpodobně zcela nasýtily (měřené půdní tlaky jsou blízké nule).

Jedním z možných vysvětlení by mohla být značně kamenitá půda. FDR čidlo instalované v půdním profilu měří vlhkost v zhruba 11 litrech půdy (Campbell Scientific, Inc., 2016). Pokud

je v tomto prostoru velké procento kamenů, pak může být výsledná měřená vlhkost ovlivněna snížením objemu pórovitého prostředí. Vlhkost kamenů je možné považovat za zanedbatelnou a konstantní, a proto budou především během srážek sušší než okolí.

Nízké hodnoty reziduální vlhkosti zjištěné v laboratorních podmínkách jsou pravděpodobně důsledkem nedostatečného počtu měřených bodů retenční křivky ve vysokých podtlacích. Měřené minimální vlhkosti v terénu se pohybují od 0,05 do 0,15.

Metoda měření a následného vyhodnocení retenčních křivek v laboratoři pravděpodobně ovlivňuje i van Genuchtenův parametr  $n$ , který je výrazně nižší, než parametr  $n$  získaný z měřených vlhkostí a tlaků půdní vody v terénu (terénní parametry). Dle laboratorně získaných retenčních křivek dosahuje  $n$  max. hodnot 1,3 oproti tomu z terénních retenčních křivek byly získány hodnoty parametru  $n$  v rozsahu 1,5–2,0. Retenční křivky měřené v laboratoři a retenční křivky proložené měřenými vlhkostmi a půdními tlaky v terénu jsou pro obě lokality SMRK i BUK zobrazeny na Obr. 8. Tři rozmezí hloubek reprezentují tři vrstvy půdního profilu simulovaného modelem S1D. Největší rozdíly jsou v horní vrstvě (v hl. 8–20 cm), která je však přítomností kamenů ovlivněna nejméně. Na druhou stranu vrchní vrstvy mohou být rozdílné na obou lokalitách, což vysvětluje rozdíly v retenčních křivkách pro lokalitu SMRK a BUK. S rostoucí hloubkou se více podobají jak terénní i laboratorní retenční křivky tak křivky pro obě lokality.



Obr. 8: Retenční křivky měřené v laboratoři (lab.) a získané z měřených vlhkostí a absolutních hodnot tlaků půdní vody v terénu (ter.). Lokality SMRK a BUK na experimentálním povodí Liz v simulovaném období letní sezóny roku 2020. Tři zobrazované hloubky reprezentují tři vrstvy v simulovaném půdním profilu.

V modelu proudění vody v půdě a aktuální transpirace byly použité hydraulické parametry uvedené v Tab. 6 a Tab. 7. Velikost retenčního prostoru (rozdíl  $\theta_s$  a  $\theta_r$ ) byla zachována dle měření v laboratoři. Van Genuchtenovy parametry  $\alpha$  a  $n$  získané proložením v laboratoři měřených bodů retenční křivky byly v jednotlivých vrstvách upraveny, tak aby se rozdíl mezi těmito nově odhadnutými retenčními křivkami a těmi odvozenými z dlouhodobě prováděných terénních měření zmenšil (nižší  $\alpha$  a vyšší  $n$ ). Vzhledem k nižším hodnotám van Genuchtenova parametru  $n$  v jedné z vrstev byla využita možnost zadání nenulové vstupní hodnoty vzduchu  $h_s = -2$  cm (Vogel et al., 2001). Hydraulické vlastnosti preferenční domény byly popsány parametry charakteristickými pro písčitou půdu s cílem napodobit rychlé preferenční proudění za podmínek blízkých nasycení.

Tab. 6: Hydraulické parametry použité v S1D modelu pro lokalitu SMRK. Povodí Liz.  $\theta_r$  je reziduální vlhkost,  $\theta_s$  nasycená vlhkost,  $\alpha$  a  $n$  van Genuchtenovy parametry retenční křivky,  $K_s$  nasycená hydraulická vodivost a  $h_s$  je vstupní hodnota vzduchu.

Doména	Hloubka (cm)	SMRK					
		$\theta_r$ (-)	$\theta_s$ (-)	$\alpha$ (1/cm)	$n$ (-)	$K_s$ (cm/den)	$h_s$ (cm)
Matrice	0–8	0,01	0,50	0,030	2,00	600	0,0
	8–20	0,01	0,63	0,010	1,12	60	-2,0
	20–55	0,13	0,52	0,015	1,95	50	-2,0
	55–100	0,10	0,43	0,010	1,50	5	-2,0
Preferenční cesty	0–100	0,01	0,60	0,020	3,00	5000	0,0

Tab. 7: Hydraulické parametry použité v S1D modelu pro lokalitu BUK. Povodí Liz.  $\theta_r$  je reziduální vlhkost,  $\theta_s$  nasycená vlhkost,  $\alpha$  a  $n$  van Genuchtenovy parametry retenční křivky,  $K_s$  nasycená hydraulická vodivost a  $h_s$  je vstupní hodnota vzduchu.

Doména	Hloubka (cm)	BUK					
		$\theta_r$ (-)	$\theta_s$ (-)	$\alpha$ (1/cm)	$n$ (-)	$K_s$ (cm/den)	$h_s$ (cm)
Matrice	0–8	0,01	0,50	0,03	2,00	600	0,0
	8–20	0,01	0,61	0,013	1,40	60	-2,0
	20–55	0,01	0,50	0,015	1,70	50	-2,0
	55–100	0,01	0,38	0,025	1,80	5	-2,0
Preferenční cesty	0–100	0,01	0,60	0,020	3,00	5000	0,0

### Hydraulická vodivost

Hydraulická vodivost byla stanovena experimentálně na obou lokalitách (SMRK a BUK). Bylo provedeno několik výtopových infiltrací jednoválcovou metodou a také několik měření hydraulické vodivosti v blízkosti nasycení pomocí minidiskového infiltrometru. Hydraulická vodivost odhadnutá pomocí výtopových infiltrací se pohybovala v rozmezí 93–571 cm/den. Průměrná hodnota hydraulické vodivosti na lokalitě SMRK byla 345 cm/den, což je vyšší, avšak řádově podobná hodnota jako ta stanovena pro lokalitu BUK (186 cm/den).

Podle očekávání byly pomocí minidiskového podtlakového infiltrometru zjištěny řádově nižší hodnoty (kolem 14 cm/den) hydraulické vodivosti než při jednoválcových infiltračních experimentech. Nastavením podtlaku v minidiskovém infiltrometru jsou z infiltrace vyřazeny velké póry. Z tohoto důvodu je možné takto zjištěné hodnoty považovat za blízké spíše nasycené hydraulické vodivosti půdní matrice bez preferenčních cest než hydraulické vodivosti kompletního půdního profilu. Proto jsou nasycené hydraulické vodivosti matrice v jednotlivých vrstvách (Tab. 6), kromě hrabanky, zvoleny v řádu desítek cm/den, nikoli stovek.

### Okrajové a počáteční podmínky

Na horním okraji byla v modelu použita atmosférická okrajová podmínka. Jedná se o kombinovanou tokovou a tlakovou podmínku. Při dešťové srážce, kdy je srážková intenzita nižší nebo rovná infiltrační kapacitě, je předepsán tok roven srážkové intenzitě, tj.  $q=r(t)$ . Ve chvíli, kdy je srážková intenzita vyšší než infiltrační kapacita, je na horním okraji předepsán tlak  $h=0$  (plné nasycení) a dochází k povrchovému odtoku. Během bezdeštných období probíhá transpirace, která je výsledkem prostorově distribuovaného odběru vody kořeny rostlin ([kapitola 4.1 Detailní model](#)

aktuální transpirace). Výpar z půdy byl zanedbán (diskusi tohoto předpokladu je možné nalézt na str. 27).

Jako srážka vstupující do modelu byl použit podkorunový propad, který byl získán z měřených 10minutových srážek na volné ploše zmenšených o intercepční ztrátu. Pro výpočet intercepční ztráty a propadu byl použit intercepční model, který je popsán v kapitole 4.2 **Modifikovaný intercepční model**. Intenzita potenciální transpirace byla odhadnuta pomocí Penmanovy–Monteithovy rovnice (kapitola 3.3, rovnice 11). Potenciální transpirace i podkorunové propady byly počítány pro smrkový a bukový les odděleně. Rozdílné nastavení parametrů pro výpočet potenciální evapotranspirace ( $h_c$  a LAI) a propadu (parametry intercepčního modelu  $C_m$  a  $f_t$ ) je uvedeno v Tab. 8. Zvolená horní okrajová podmínka a validace parametrů intercepčního modelu jsou popsány v příloze 9.3 **Horní okrajová podmínka S1D modelu**.

Tab. 8: Parametry intercepčně-evaporačního modelu.  $C_m$  je maximální intercepční kapacita listoví (mm),  $f_t$  je propadový parametr (-), LAI je index listové plochy ( $m^2/m^2$ ) a  $h_c$  je průměrná výška lesního porostu (m).

Lokalita	$C_m$ (mm)	$f_t$ (-)	LAI ( $m^2/m^2$ )	$h_c$ (m)
SMRK	5,0	0,25	5,8	28,0
BUK	4,0	0,43	7,0	30,0

Spodní okrajová podmínka byla zvolena tlaková. Konkrétně byl předepsán tlak v hloubce 100 cm. Tlak byl vypočten z měřeného půdního tlaku v hloubce 60 cm pod povrchem v případě SMRKU (resp. 73 cm v případě BUKU). Měřený tlak byl extrapolován do hloubky 100 cm za předpokladu hydrostatické rovnováhy půdních tlaků v profilu.

Počáteční podmínky byly stanoveny na základě měřených tlaků půdní vody v různých hloubkách (Tab. 9).

Tab. 9: Počáteční tlaková podmínka použitá v modelu S1D pro modelované lokality SMRK a BUK na experimentálním povodí Liz na Šumavě ve vegetační sezóně roku 2020.

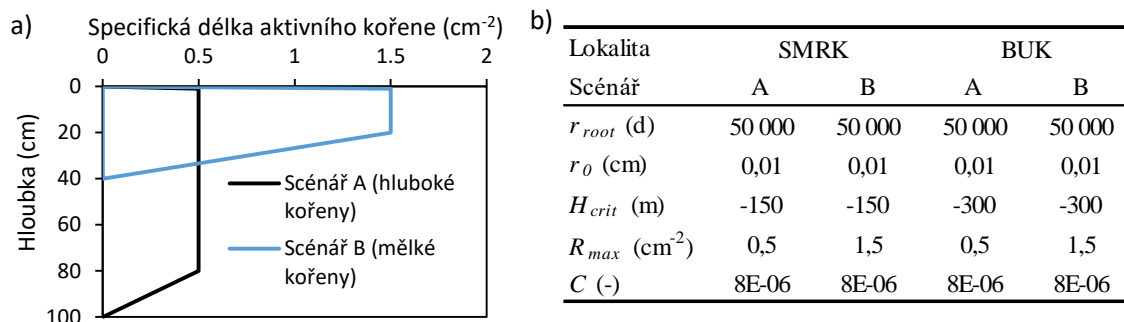
SMRK				BUK			
Matrice		Preferenční cesty		Matrice		Preferenční cesty	
Hloubka (cm)	Tlak půdní vody (cm)	Hloubka (cm)	Tlak půdní vody (cm)	Hloubka (cm)	Tlak půdní vody (cm)	Hloubka (cm)	Tlak půdní vody (cm)
0	-600	0	-400	0	-80	0	-80
15	-427	30	-200	25	-45	30	-40
30	-226	40	-180	55	-29	40	-30
60	-186			69	-20		

#### Vlastnosti kořenového systému

Na obou lokalitách byly provedeny scénářové simulace, které se liší distribucí kořenového systému. Ve scénáři A je plná hustota kořenového systému předpokládána v hloubce 1–80 cm pod povrchem a od 80 do 100 cm hustota kořenů lineárně klesá (Obr. 9a). V případě scénáře B s mělkými kořeny je plná hustota uvažována v hloubce 1–20 cm pod povrchem a následně klesá lineárně do 40 cm. Ve scénáři A byla maximální specifická délka aktivních kořenů uvažována  $0,5 \text{ cm}^{-2}$  a ve scénáři B  $1,5 \text{ cm}^{-2}$ . Rozdílná specifická délka aktivního kořene byla zvolena tak, aby v obou scénářích bylo shodné celkové množství aktivních kořenů v profilu (tj. plochy pod křivkami specifických délek aktivních kořenů na Obr. 9a jsou v obou scénářích shodné).

S ohledem na předpokládané izohydrické chování smrků a anizohydrické chování buků byl kritický tlak kořenového xylému ( $H_{crit}$ ) v případě lokality SMRK a BUK zvolen odlišně. U smrků byla předpokládána hodnota kritického tlaku  $H_{crit} = -150 \text{ m}$  (Vogel et. al, 2013). Naopak u buků je možné, ve shodě s literaturou (Lyr et al. 1992; Tomasella et al., 2018), předpokládat, že umožňují

dosažení výrazně nižšího tlaku v kořenovém systému (-300 m). Všechny parametry kořenového systému jsou na [Obr. 9b](#).



Obr. 9: a) Distribuce specifické délky aktivního kořene ve dvou modelovaných scénářích A (hluboké kořeny) a B (mělké kořeny). b) Parametry kořenového systému použité pro simulace proudění půdní vody a aktuální transpirace při scénářích A (hluboké kořeny) a B (mělké kořeny) na lokalitách SMRK a BUK na povodí Liz na Šumavě.  $r_{root}$  je kořenový odpor,  $r_o$  poloměr aktivních kořenů a  $C$  hydraulická kapacita rostliny.

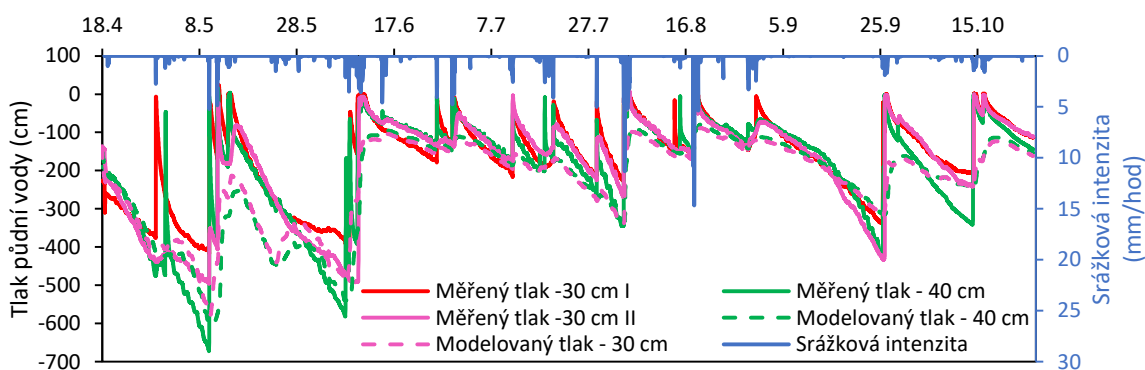
## Lokalita SMRK

### Scénář A

Simulované a měřené tlaky půdní vody jsou pro lokalitu SMRK při modelovém scénáři A ve velmi dobré shodě (NSE v rozmezí 0,31–0,89). Na [Obr. 10](#) jsou zobrazeny simulované a měřené tlaky v hloubkách 30 a 40 cm pod povrchem. Simulované tlaky půdní vody jsou v těchto hloubkách velmi podobné velikostně i tvarově měřeným tlakům. Odlišnosti (například na přelomu dubna a května a na konci května) jsou dány pravděpodobně prostorovou variabilitou měření nebo prostorovou variabilitou hydraulických charakteristik půdy.

Dalším důvodem diskrepancí mezi měřeními a simulovanými tlaky půdní vody může být také prostorová variabilita srážek. Příčemž okrajová podmínka modelu je odvozená z měřené srážky na volné ploše. Příkladem odlišné reakce měření a modelu, která může být způsobena prostorovou variabilitou srážek, je srážka o velikosti 5 mm na přelomu dubna a května.

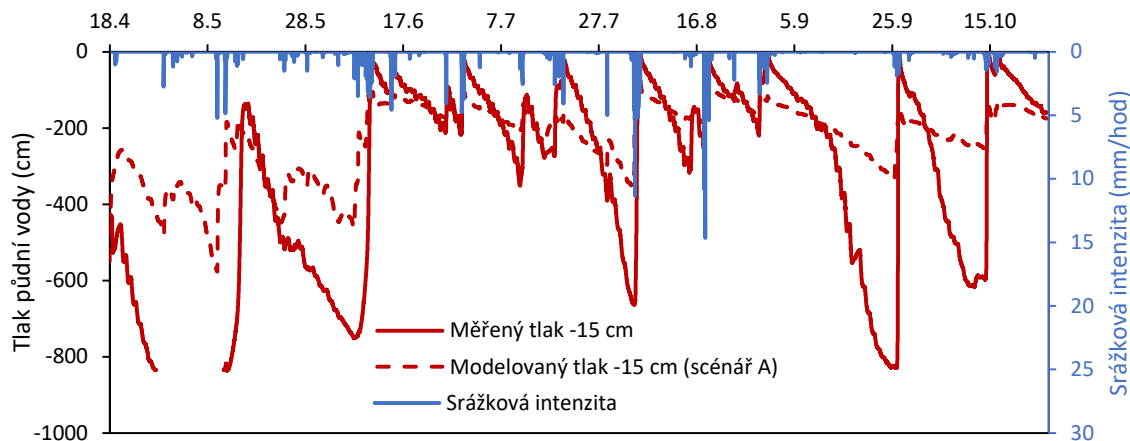
Simulované a měřené tlaky ve všech hloubkách jsou na [Obr. 48](#) v přílohách.



Obr. 10: Porovnání simulovaného a měřeného tlaku půdní vody ve vegetační sezóně roku 2020 v hloubce 30 a 40 cm pod povrchem na lokalitě SMRK. Scénář kořenového systému s hlubokými kořeny (A).

Shoda měřených a simulovaných tlaků půdní vody v hloubkách 30, 40 a 60 cm vyjádřena modelovou efektivitou NSE (angl. *Nash-Sutcliffe model efficiency*) ([Nash a Sutcliffe, 1970](#)) je vždy vyšší než 0,63. Nižší shoda měřených a simulovaných dat byla dosažena v hloubce 15 cm (NSE = 0,31). Simulované a měřené tlaky půdní vody v hloubce 15 cm jsou společně se srážkovou intenzitou zobrazeny na [Obr. 11](#). Nižší shoda v hloubce 15 cm je pravděpodobně způsobena suboptimálním nastavením hydraulických parametrů v této vrstvě. Měřené tlaky půdní vody klesají

v bezdeštných obdobích rychleji než simulované tlaky. Navíc na začátku vegetačního období je měřený tlak půdní vody v hloubce 15 cm nižší než -800 cm. Dosažení takto nízkých tlaků v půdní vodě indikuje selhání měřicího zařízení (minimální tlak na který je vyrobena keramika použitého tenzometru je -835 cm, [Campbell Scientific Inc., 2016](#)). Simulované tlaky půdní vody jsou však v tomto období výrazně vyšší ([Obr. 11](#)).

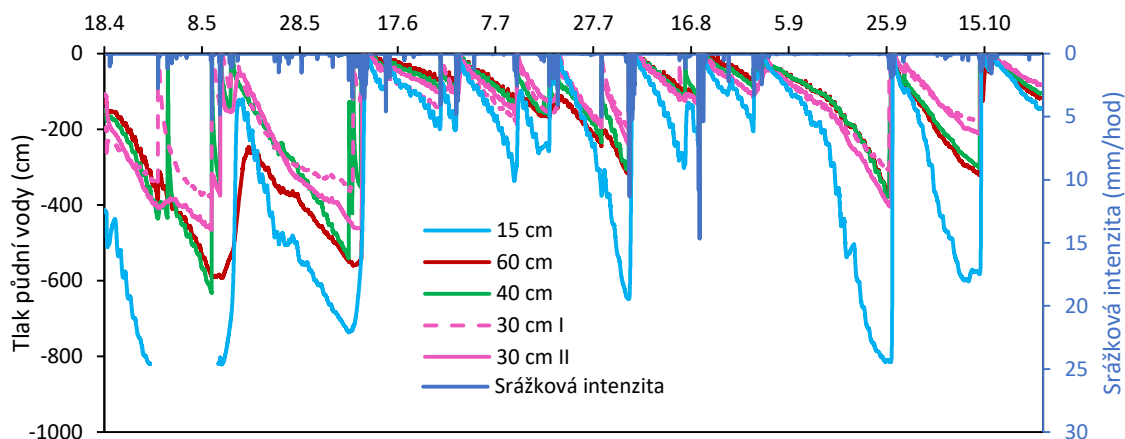


Obr. 11: Porovnání simulovaného a měřeného tlaku půdní vody ve vegetační sezóně roku 2020 v hloubce 15 cm pod povrchem na lokalitě SMRK. Scénář kořenového systému s hlubokými kořeny (A).

Nižší shoda vrchní vrstvy půdního profilu oproti vrstvám hlubším může také poukazovat na to, že kořeny smrků jsou mělké a odebírají vodu především z vrchní vrstvy půdy. Tato hypotéza bude částečně prověřena v následujících kapitolách (ve scénáři B s mělkými kořeny a citlivostní analýze kořenového odporu).

Z měřených tlaků půdní vody v různých hloubkách na lokalitě SMRK je patrné, že tlaky půdní vody v hloubce 15 cm jsou výrazně nižší než v hlubších vrstvách. Na [Obr. 12](#) jsou měřené tlaky v různých hloubkách přepočítány za předpokladu hydrostatického rozdělení tlaků k povrchu. Výrazně nižší tlaky půdní vody ve vrchní vrstvě mohou potvrzovat hypotézu o mělkých kořenech. Na druhou stranu za ně může být zodpovědná také prostorová variabilita měření. Měřené tlaky půdní vody nejsou v případě SMRKU ve všech hloubkách na stejném místě. Tenzometr v hloubce 15 cm je například jako jediný umístěn na stanovišti II vzdáleného cca 2 metry od stanoviště I a 4 metry od stanoviště III, kde jsou umístěny ostatní tenzometry. Umístění jednotlivých tenzometrů je v [kapitole 3.2 Experimentální povodí Liz](#).





Obr. 12: Variabilita měřených tlaků půdní vody v různých hloubkách (15–60 cm pod povrchem) přepočítaných za předpokladu hydrostatického rozdělení tlaků k povrchu. Lokality SMRK.

Simulované a měřené vlhkosti ve všech měřených hloubkách jsou pro tento scénář zobrazeny na [Obr. 49 v přílohách](#). Simulované a měřené vlhkosti jsou v hloubkách 15, 30, 40, 50 a 60 cm pod povrchem na lokalitě SMRK při modelovém scénáři A podobně jako tlaky půdní vody v dobré tvarové shodě ( $R^2$  je v jednotlivých hloubkách v rozmezí 0,52–0,73). Simulovaná vlhkost v hloubce 15 cm je nicméně výrazně vyšší než vlhkost měřená, což je dáno především použitím retenční křivky měřené v laboratoři, která vykazuje výrazně vyšší nasycené vlhkosti (0,60), než maximální vlhkosti měřené v terénu (0,35). Absolutní hodnoty měřených vlhkostí jsou velmi nízké a pravděpodobně i přes dříve provedenou kalibraci vlhkostních čidel podhodnoceny. Na druhou stranu v ostatních porovnávaných hloubkách (30, 40, 50 a 60 cm) jsou absolutní hodnoty měřených a simulovaných vlhkostí velmi podobné. Podrobnější analýza měřených vlhkostí je uvedena v [příloze 9.2 Analýza měřených vlhkostí](#).

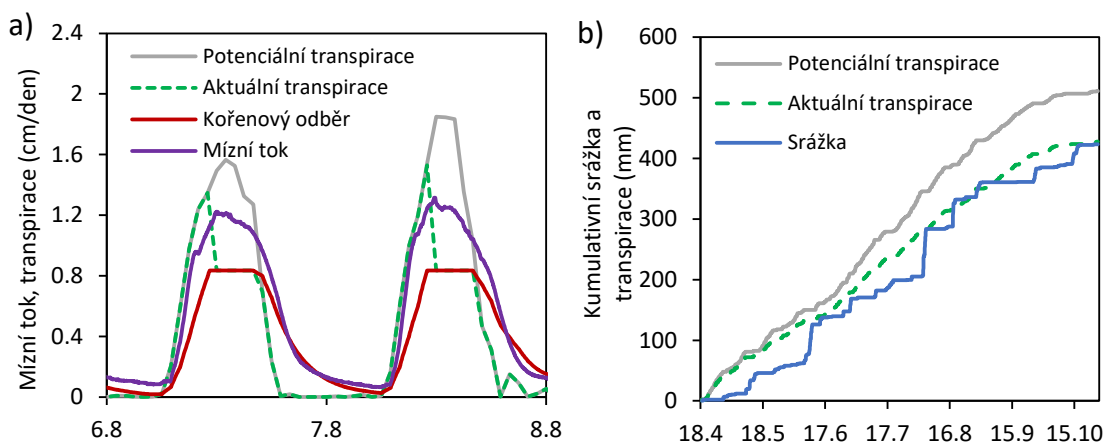
Na [Obr. 13a](#) je vykreslen měřený mízní tok smrku spolu se simulovanou aktuální transpirací a kořenovým odběrem. Simulovaná aktuální transpirace v dopoledních hodinách rychle stoupá velmi podobně jako měřený mízní tok. Aktuální transpirace je vyšší než kořenový odběr, protože smrk čerpá vodu ze své zásoby. Ve chvíli, kdy je zásoba vyčerpána, aktuální transpirace rychle klesne na kritickou hodnotu transpirace (cca 0,8 cm/den), která odpovídá intenzitě kořenového odběru. Aktuální transpirace se rovná kořenovému odběru až do doby, než klesne potenciální transpirace pod kritickou hodnotu. Poté se aktuální transpirace rovná transpiraci potenciální a kořenový odběr je vyšší, protože smrk doplňuje vyčerpávanou zásobu vody. Maximální měřené mízní toky dosahují podobných hodnot jako simulovaná aktuální transpirace. Ve večerních hodinách (cca po 18. hodině) je tvar poklesové větve měřených mízních toků podobný simulovanému kořenovému odběru, což je umožněno vhodnou volbu hydraulické kapacity smrků.

Simulovaná intenzita aktuální transpirace je u smrkového lesa nižší než vypočtená potenciální transpirace. Po vyčerpání kapacity dosahuje simulovaná intenzita aktuální transpirace kritické hodnoty odpovídající přibližně hodnotě 0,8 cm/den.

#### *Bilance profilu*

Simulovaná kumulativní aktuální transpirace v sezóně 2020 je 427 mm, ([Obr. 13b](#)), tj. cca 84 % potenciální transpirace. Simulační scénář A předpovídá za vegetační sezónu čistý tok přes spodní okraj směrem vzhůru. Velikost toku je 32 mm, což představuje 7 procent podkorunové srážky. Celkem z profilu vyteče 277 mm a 307 mm vzlíná přes spodní okraj směrem vzhůru. K dosycování dochází především během pěti největších srážkových epizod. Tato skutečnost by mohla naznačovat, že dochází k laterárnímu proudění (hypodermický odtok po svahu), které není

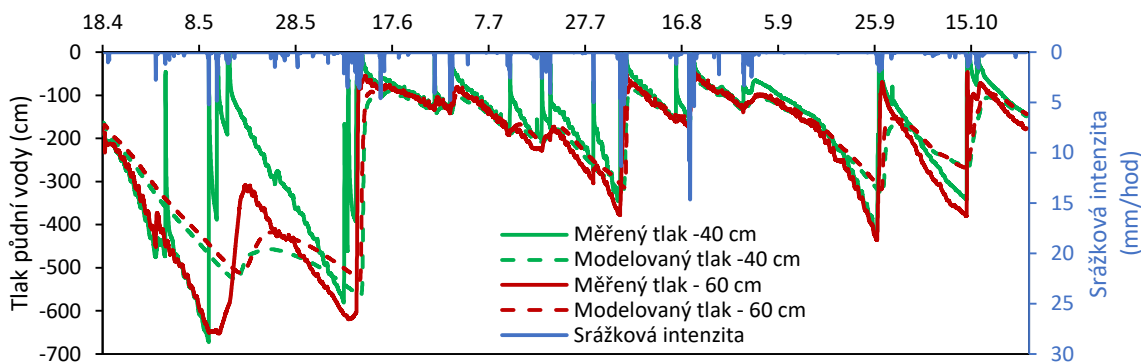
v jednorozměrném proudění zahrnuté. Měřené tlaky půdní vody na lokalitě SMRK bohužel neumožňují ověřit možnost takto mírného dosycování půdního profilu ze spodních vrstev.



Obr. 13: a) Porovnání měřeného mízního toku ve smrku č. 5 na povodí Liz ve vegetační sezóně 2020 se simulovanou aktuální transpirací a kořenovým odběrem na lokalitě SMRK. Potenciální transpirace byla vypočtena na základě vegetačních charakteristik specifických pro lokalitu SMRK. Scénář kořenového systému s hlubokými kořeny (A). b) Kumulativní srážka a potenciální transpirace vstupující do modelu proudění půdní vody na lokalitě SMRK zobrazené se simulovanou kumulativní aktuální transpirací. Scénář kořenového systému s hlubokými kořeny (A).

#### Scénář B

Výsledky simulací scénáře B (tj. mělký kořenový systém) jsou zhruba ve dvou třetinách sezóny tvarově podobné měřeným tlakům (Obr. 14, Obr. 15 a Obr. 16). V první třetině simulovaného období ovšem dochází k výraznému poklesu tlaků v mělkých hloubkách. Naopak v hlubších vrstvách (v hloubkách 40 a 60 cm pod povrchem, Obr. 14) vykazují simulované tlaky půdní vody nižší variabilitu než měřená data. Simulované tlaky půdní vody při modelovém scénáři B ve všech vrstvách jsou zobrazeny na Obr. 50 v přílohách.

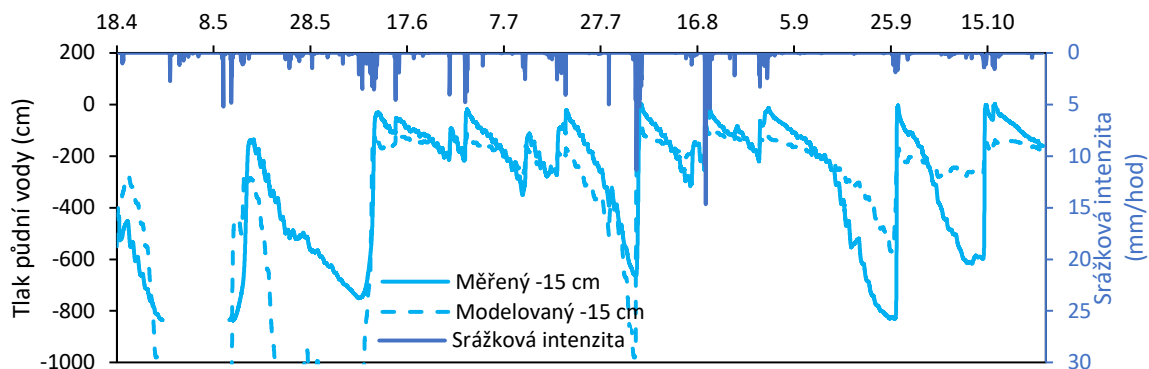


Obr. 14: Porovnání simulovaného a měřeného tlaku půdní vody ve vegetační sezóně roku 2020 v hloubce 40 a 60 cm pod povrchem na lokalitě SMRK. Scénář kořenového systému s mělkými kořeny (B).

Z pohledu zvoleného kritéria shody, modelové efektivity NSE, jsou ve velmi dobré shodě pouze simulované a měřené hodnoty tlaků půdní vody v hloubce 60 cm (NSE = 0,80). V ostatních hloubkách (15, 30 a 40 cm) byla modelová efektivita NSE nízká (-3,90; -3,08 a 0,10). Primární příčinou dobré shody v 60 cm je blízkost spodnímu okraji s předepsanou tlakovou podmínkou. Přestože je v této hloubce NSE vysoké, je zde patrná nižší variabilita simulovaných tlaků oproti tlakům simulovaným v této hloubce ve scénáři A s hlubokými kořeny. Z tohoto důvodu se zdá být pro simulaci lokality SMRK vhodnější scénář s hlubokými kořeny.

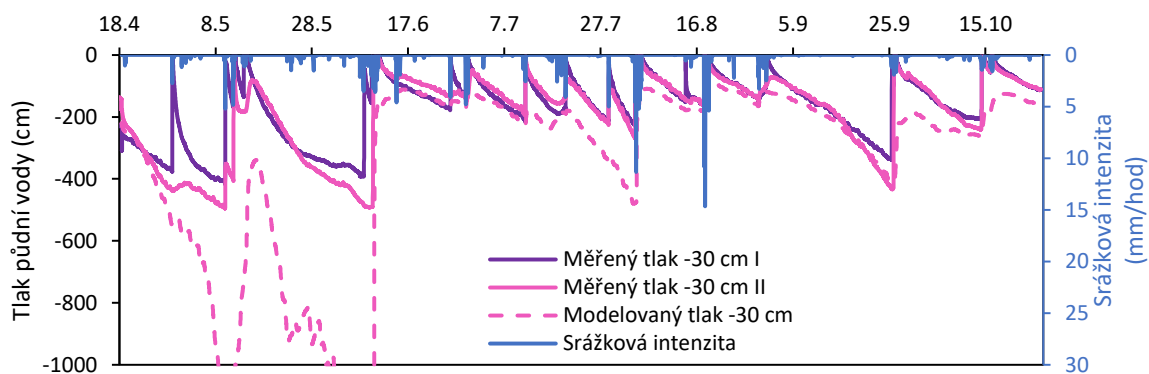
Nízká modelová efektivita v horních vrstvách (v hloubce 15 a 30 cm) je způsobena především velmi nízkými hodnotami simulovaného tlaku půdní vody (nižší než -1000 cm) v první třetině simulované vegetační sezóny (Obr. 15). Takto nízké tlaky v realitě by mohly indikovat selhání měření

tenzometru v hloubce 15 cm na přelomu dubna a května. V tomto období skutečně došlo k selhání měření z důvodu překročení limitního tlaku, na který je keramická čepička tenzometru navržena.



Obr. 15: Simulované a měřené tlaky půdní vody v hloubce 15 cm pod povrchem na lokalitě SMRK během vegetační sezóny 2020 v povodí Liz. Scénář kořenového systému s mělkými kořeny (B).

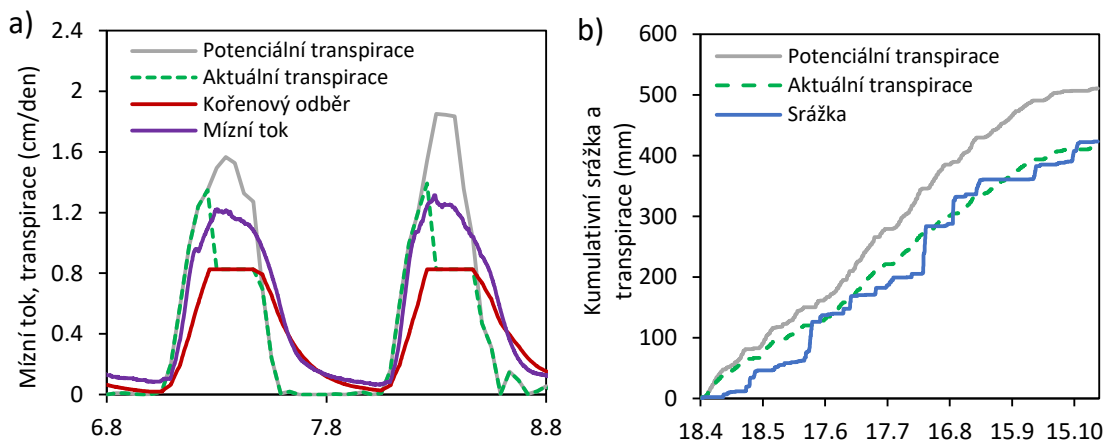
V období od 11. června do konce sezóny je NSE simulovaných a měřených tlaků půdní vody v hloubce 15 cm pod povrchem rovno 0,56. V této hloubce a tomto období je tedy shoda modelu s měřením lepší než v případě scénáře A s hlubokými kořeny (NSE = 0,34). Na druhou stranu měření neukazují na to, že by tlaky půdní vody výrazně klesaly i v hloubce 30 cm pod povrchem, jak je tomu v případě modelových výstupů (Obr. 16). Výsledky tedy naznačují, že kořeny smrku pravděpodobně odebírají vodu i z hlubších vrstev profilu, avšak výrazně vyšší odběr probíhá ve vrchní vrstvě.



Obr. 16: Simulované a měřené tlaky půdní vody v hloubce 30 cm pod povrchem na lokalitě SMRK během vegetační sezóny 2020 v povodí Liz. Scénář kořenového systému s mělkými kořeny (B).

Simulované vlhkosti ve scénáři B jsou podobné jako ve scénáři A. Průběhy simulovaných a měřených vlhkostí jsou podobné (Obr. 51 v přílohách) ( $R^2$  v hloubkách 15, 30, 40, 50 a 60 cm pod povrchem je 0,51; 0,56; 0,61; 0,43 a 0,59). V hloubce 15 cm je simulovaná vlhkost výrazně vyšší než vlhkost měřená, což je, jak bylo zmíněno ve scénáři A, pravděpodobně zvolenou retenční křivkou a podhodnocenými měřenými vlhkostmi (příloha 9.2 Analýza měřených vlhkostí). V hlubších vrstvách (v hloubce 40 a 60 cm pod povrchem) je patrná nižší variabilita simulovaných vlhkostí oproti měřeným i oproti simulovaným vlhkostem při scénáři A.

Simulovaná aktuální transpirace je při scénáři B (Obr. 17a) také nižší než potenciální transpirace a je tvarově i velikostně velmi podobná jako při scénáři A. Po vyčerpání kapacity dosahuje simulovaná intenzita aktuální transpirace kritické hodnoty odpovídající opět přibližně hodnotě 0,8 cm/den.



Obr. 17: a) Porovnání měřeného mízního toku ve smrku č. 5 na povodí Liz ve vegetační sezóně 2020 se simulovanou aktuální transpirací a kořenovým odběrem na lokalitě SMRK. Potenciální transpirace byla vypočtena na základě vegetačních charakteristik specifických pro lokalitu SMRK. Scénář kořenového systému s mělkými kořeny (B). b) Kumulativní srážka a potenciální transpirace vstupující do modelu proudění půdní vody na lokalitě SMRK zobrazené se simulovanou kumulativní aktuální transpirací. Scénář kořenového systému s mělkými kořeny (B).

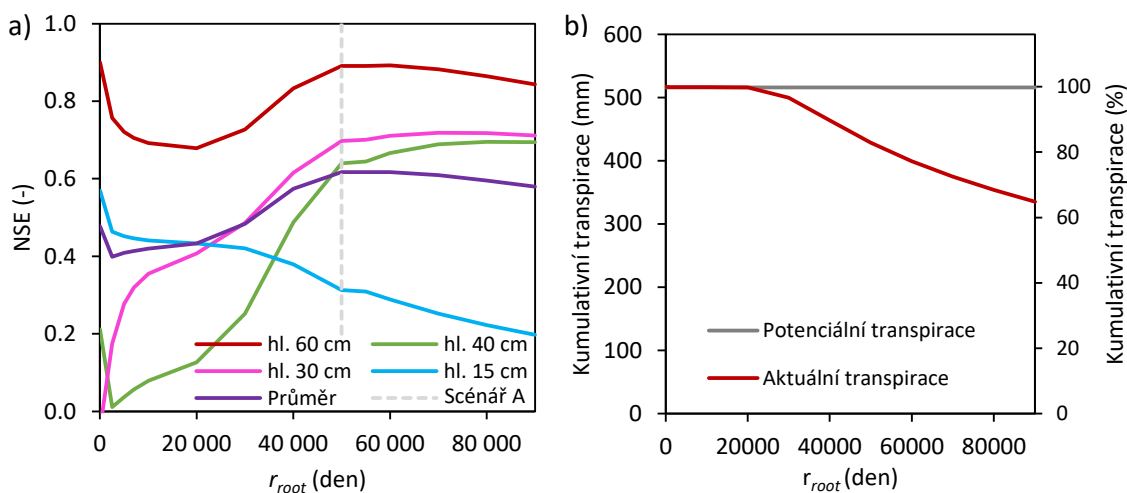
#### Bilance profilu

Kumulativní simulovaná aktuální transpirace v sezóně 2020 je při scénáři B 414 mm, (Obr. 17b), tj. cca 81 % potenciální transpirace. Simulační scénář B předpovídá za vegetační sezónu čistý tok přes spodní okraj směrem vzhůru. Velikost čistého toku je 17 mm, což představuje pouze 4 procenta podkorunové srážky. Celkem z profilu vyteče 310 mm a 327 mm vyvzlíná přes spodní okraj směrem vzhůru.

#### Citlivostní analýza kořenového odporu

Celkově bylo lepší shody simulovaných a měřených půdních tlaků dosaženo při scénáři A. Proto byl scénář A vybrán pro analýzu citlivosti modelu na změnu hodnoty kořenového odporu  $r_{root}$ , jehož hodnota použitá v simulacích byla původně odhadnuta pouze na základě literatury.

Na Obr. 18 je vykreslena modelová efektivita NSE tlaků půdní vody v různých hloubkách v závislosti na kořenovém odporu. Kořenový odpor byl uvažován v širokém rozmezí hodnot 0 až 90 000 dnů. Nejvyšších hodnot NSE bylo v hloubkách 30, 40 a 60 cm pod povrchem dosaženo při kořenovém odporu 70 000, 80 000 a 60 000 dní (Obr. 18). V hloubce 15 cm pod povrchem na rozdíl od ostatních hloubek bylo docíleno nejlepší shody při nulovém kořenovém odporu. Tato skutečnost opět naznačuje, že dochází k většímu kořenovému odběru z horní vrstvy půdního profilu než ze spodních vrstev. Průměrné NSE ze všech hloubek je nejvyšší při kořenovém odporu cca 55 000 dní (NSE = 0,62). Tato hodnota je velmi blízká původně zvolené hodnotě 50 000 dní při modelových scénářích A a B. Na Obr. 18 je společně s NSE vykreslena také redukce potenciální transpirace v procentech v závislosti na zvoleném kořenovém odporu. V rozmezí  $r_{root}$  0–20 000 dní nedochází k redukci potenciální transpirace. Se zvyšujícím se odporem redukce potenciální transpirace roste. Při zvoleném kořenovém odporu 50 000 dní představuje redukce zhruba 16 % potenciální transpirace. Při hodnotě kořenového odporu 90 000 dní by to bylo již cca 35 % potenciální transpirace.



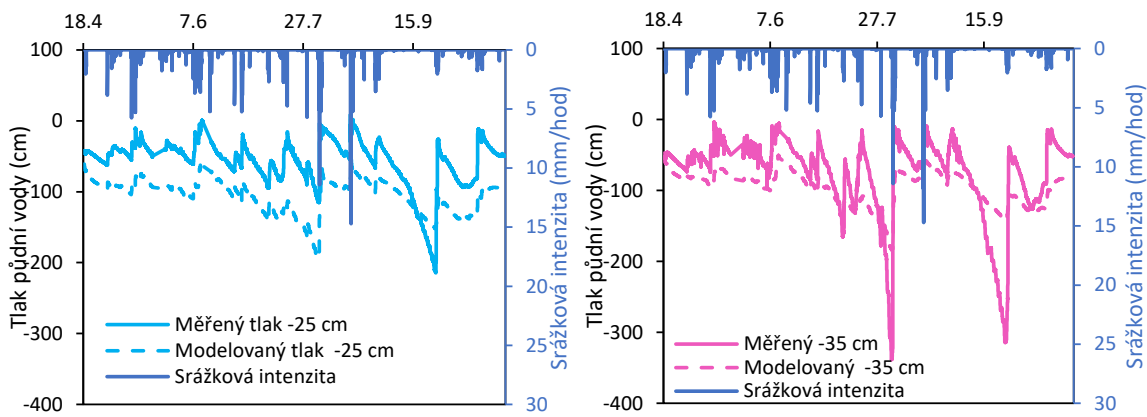
Obr. 18: a) Citlivost modelu na změnu hodnoty vybraného parametru kořenového systému  $r_{root}$  v různých hloubkách (60, 40, 30 a 15 cm pod povrchem) vyjádřená prostřednictvím kritéria modelové efektivity NSE. Cílovou funkcí tvořily simulované a měřené tlaky půdní vody. Analýza byla provedena pro profil na lokalitě SMRK, scénář A s hlubokými kořeny v průběhu vegetační sezóny 2020. Při původním modelovém scénáři A byla hodnota  $r_{root}=50\,000$  dní (šedá čárkovaná čára). b) Kumulativní aktuální a potenciální transpirace v simulovaném období vegetační sezóny 2020. Analýza byla provedena pro profil na lokalitě SMRK, scénář A s hlubokými kořeny.

## Lokalita BUK

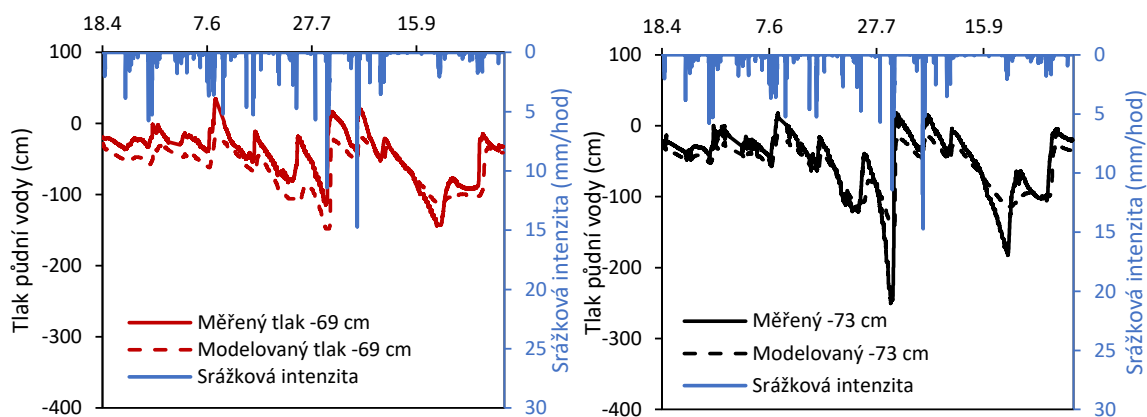
### Scénář A

Simulované a měřené tlaky půdní vody na lokalitě BUK při modelovém scénáři A jsou v dobré tvarové shodě ( $R^2$  se pohybuje v rozmezí 0,42–0,82). Na Obr. 19 jsou simulované a měřené tlaky z hloubek 25 a 35 cm pod povrchem, na Obr. 20 z hloubek 69 a 73 cm pod povrchem a na Obr. 21 z hloubek 55 a 57 cm pod povrchem. Nejlepší shody bylo dosaženo v hlubších vrstvách ( $R^2=0,66$  a 0,82 v hloubce 69 a 73 cm pod povrchem). Příčinou velmi dobré shody v hloubkách 69 a 73 cm (Obr. 20) je blízkost spodnímu okraji s předepsanou tlakovou podmínkou. Průběhy simulovaných a měřených tlaků jsou tvarově velmi podobné ve všech porovnávaných hloubkách.

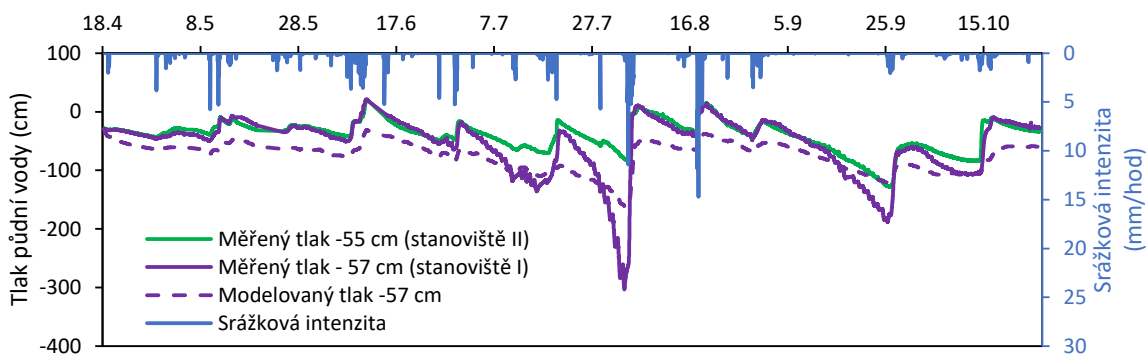
Z pohledu modelové efektivity bylo rozdílné shody simulovaných a měřených tlaků půdní vody dosaženo při použití měření na stanovištích I a II (Obr. 3 v kapitole 2.2) a to přesto, že jsou stanoviště od sebe vzdálena pouze cca 2 metry. Měřené tlaky na obou stanovištích se liší zejména ve dvou suchých obdobích (červenec a konec září), kdy tlaky měřené na stanovišti I klesají výrazně rychleji než tlaky měřené na stanovišti II (Obr. 21). Důvodem může být opět prostorová variabilita. Modelová efektivita NSE pro tlaky půdní vody na stanovišti I v hloubkách 35, 57 a 73 cm pod povrchem je poměrně vysoká (0,38; 0,50 a 0,73). NSE pro tlaky půdní vody na stanovišti II (Obr. 52) v hloubkách 25, 55 a 69 cm pod povrchem je výrazně nižší (-1,50; 1,57 a 0,30). Nízká modelová shoda měřených tlaků na stanovišti II je dána především posunem simulovaných dat oproti datům měřeným. Na začátku simulovaného období dojde k postupnému poklesu tlaků ve všech hloubkách cca o 20–50 cm. Pokud by byly simulované tlaky posunuty o průměrný posun oproti měřeným tlakům na stanovišti II (tj. o 48, 37 a 20 cm v hloubkách 25, 55 a 69 cm pod povrchem), pak by NSE tlaků půdní vody ve všech třech hloubkách bylo vyšší než 0,50. Pokles tlaků společně s poklesem vlhkostí (Obr. 54 a Obr. 55 v přílohách) ve všech hloubkách na počátku simulovaného období vypovídá o tom, že simulovaný profil není schopen udržet na počátku předepsané množství vody. Tyto skutečnosti vedou stejně jako na lokalitě SMRK k závěru, že se nepodařilo nalézt optimální nastavení hydraulických parametrů, a to především v horních vrstvách.



Obr. 19: a) Porovnání simulovaného a měřeného tlaku půdní vody ve vegetační sezóně roku 2020 v hloubce 25 cm pod povrchem na lokalitě BUK. b) Porovnání simulovaného a měřeného tlaku půdní vody ve vegetační sezóně roku 2020 v hloubce 35 cm pod povrchem na lokalitě BUK. Scénář kořenového systému s hlubokými kořeny (A).



Obr. 20: a) Porovnání simulovaného a měřeného tlaku půdní vody ve vegetační sezóně roku 2020 v hloubce 69 cm pod povrchem na lokalitě BUK. b) Porovnání simulovaného a měřeného tlaku půdní vody ve vegetační sezóně roku 2020 v hloubce 73 cm pod povrchem na lokalitě BUK. Scénář kořenového systému s hlubokými kořeny (A).

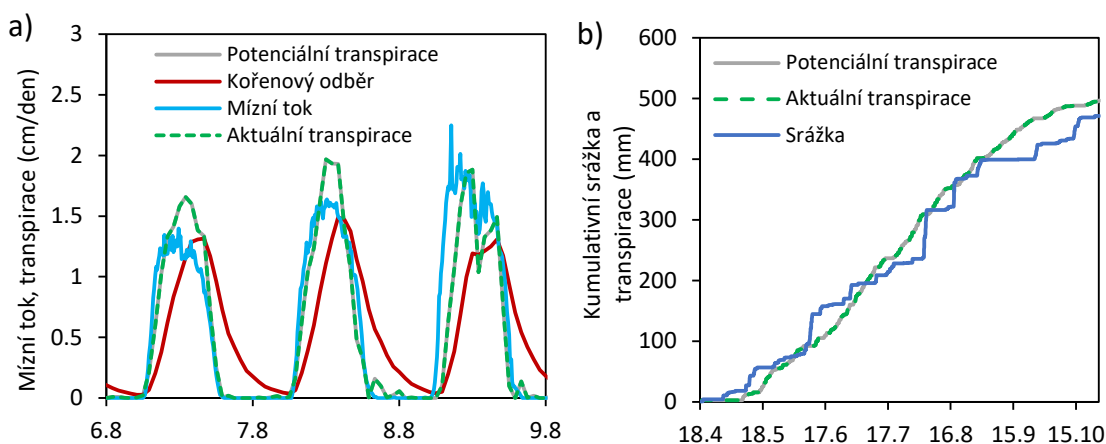


Obr. 21: Měřené a simulované tlaky na lokalitě BUK ve scénáři A (hluboké kořeny) během vegetační sezóny 2020 na povodí Liz na Šumavě.

Simulované vlhkosti na lokalitě BUK při modelovém scénáři A jsou tvarově velmi podobné měřeným vlhkostem v jednotlivých hloubkách (tvarová podobnost vyjádřena  $R^2$  dosahuje hodnot 0,92–1,00). Absolutní hodnoty měřených vlhkostí v mělkých hloubkách jsou však výrazně nižší než vlhkosti simulované. Průměrná vlhkost profilu v hloubce 10 cm pod povrchem je dle modelu 0,47 a z měření 0,25. V hloubce 80 cm pod povrchem je průměrná vlhkost (0,30) naopak stejná jako simulovaná. Všechny měřené a simulované vlhkosti jsou na [Obr. 54](#) a [Obr. 55](#) v přílohách.

[Obr. 22a](#) zobrazuje simulovanou aktuální intenzitu transpirace společně s měřenými mizními toky v simulovaných bucích během letních dní, při kterých ve smrcích docházelo k redukci transpirace. Simulovaná aktuální transpirace odpovídá potenciální transpiraci a měřený mizní tok má podobný

tvary i velikosti jako aktuální transpirace. Jak na lokalitě BUK, tak na lokalitě SMRK byla do simulací zahrnuta kapacita xylému. Proto může být v dopoledních hodinách transpirace i mízní tok vyšší než kořenový odběr. Naopak v odpoledních hodinách, kdy intenzita transpirace klesá, je kořenový odběr vyšší než transpirace. Měřené mízní toky v bucích neodpovídají simulovanému kořenovému odběru ve večerních hodinách (Obr. 22a), tak jako v případě smrkového lesa. Tvar měřených mízních toků odpovídá, jak při vzestupu, tak poklesu, průběhu aktuální transpirace, z čehož vyplývá, že buky pravděpodobně nevyužívají svou hydraulickou kapacitu stejným způsobem jako smrky.



Obr. 22: a) Porovnání měřeného mízního toku v buku č. 9 na povodí Liz ve vegetační sezóně 2020 se simulovanou aktuální transpirací a kořenovým odběrem na lokalitě BUK. Potenciální transpirace byla vypočtena pro lokalitu BUK. b) Kumulativní srážka a potenciální transpirace vstupující do modelu proudění půdní vody na lokalitě BUK zobrazené společně se simulovanou kumulativní aktuální transpirací.

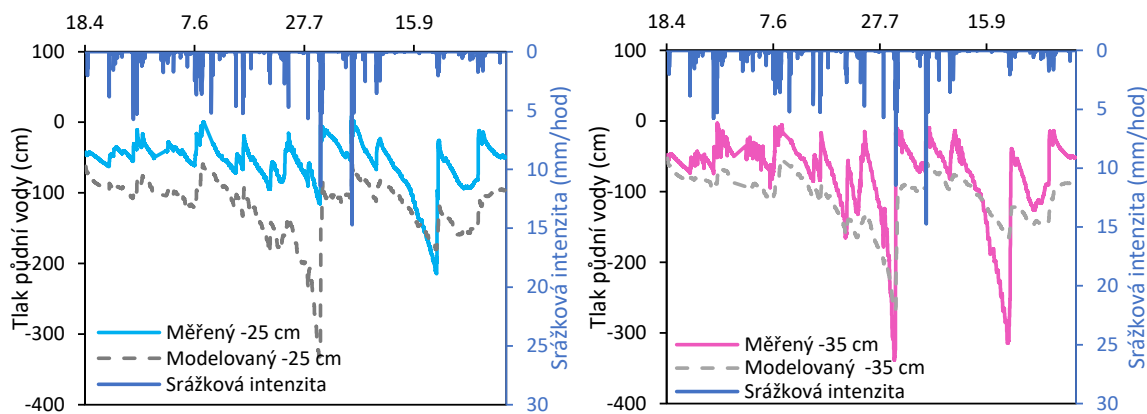
Ačkoli měřené mízní toky v bucích jsou v některých dnech nižší než intenzita potenciální transpirace, provedené simulace neindikují redukci potenciální transpirace ani při změně retenčních parametrů půdy (v širokém rozmezí v laboratoři a v terénu zjištěných retenčních křivek). Značnou mírou nejistoty jsou totiž zatíženy také měřené mízní toky, které byly před použitím nejprve kalibrovány a následně bylo jejich měřítko upraveno, aby odpovídaly potenciální transpiraci.

#### Bilance profilu

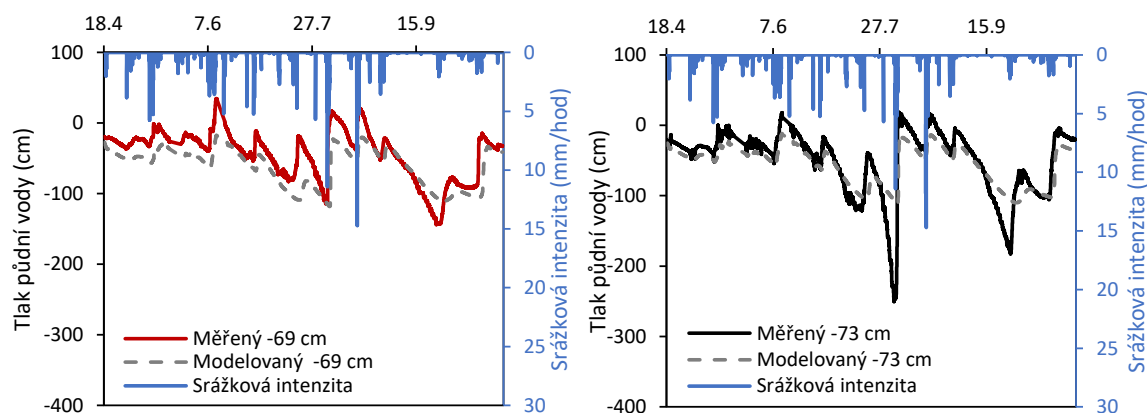
Obr. 22b vykresluje kumulativní srážku a transpiraci během simulovaného období ve vegetační sezóně 2020. Srážka propadající skrze koruny stromů na lokalitě BUK je 471 mm, tedy cca o 50 mm vyšší než na lokalitě SMRK. Na rozdíl od simulací ve smrku, výsledky simulace na lokalitě BUK nevypovídají o redukci potenciální transpirace. Simulovaná kumulativní aktuální transpirace v sezóně 2020 je při scénáři A rovna potenciální transpiraci 497 mm. Simulační scénář A předpovídá za vegetační sezonu čistý výtok přes spodní okraj profilu 23 mm, což představuje přibližně 5 procent podkorunové srážky (celkem z profilu vyteče 397 mm a 374 mm vzlíná přes spodní okraj). Profil se v průběhu simulované sezóny vydrénuje a vytranspiruje 48 mm.

#### Scénář B

Při scénáři B s kořenovým systémem dosahujícím pouze do hloubky 40 cm pod povrchem bylo dosaženo výrazně nižší shody měřených a simulovaných tlaků půdní vody než v případě v scénáře A s hlubokými kořeny (NSE je ve scénáři B v průměru o 34 % nižší než ve scénáři A). V mělkých hloubkách (v 10–40 cm pod povrchem) dochází v simulacích k výraznějšímu vysušování půdního profilu a poklesu tlaků půdní vody, než naznačují měřená data (Obr. 23). Naopak ve větší hloubce (v 60–80 cm pod povrchem) je variabilita simulovaných vlhkostí a tlaků půdní vody nižší než měřených.



Obr. 23: a) Porovnání simulovaného a měřeného tlaku půdní vody ve vegetační sezóně roku 2020 v hloubce 25 cm pod povrchem na lokalitě BUK. b) Porovnání simulovaného a měřeného tlaku půdní vody ve vegetační sezóně roku 2020 v hloubce 35 cm pod povrchem na lokalitě BUK. Scénář kořenového systému s mělkými kořeny (B).



Obr. 24: a) Porovnání simulovaného a měřeného tlaku půdní vody ve vegetační sezóně roku 2020 v hloubce 69 cm pod povrchem na lokalitě BUK. b) Porovnání simulovaného a měřeného tlaku půdní vody ve vegetační sezóně roku 2020 v hloubce 73 cm pod povrchem na lokalitě BUK. Scénář kořenového systému s mělkými kořeny (B).

Stejně jako při modelových výstupech při scénáři A byla výrazně horší shoda modelu s měřeními tlaky půdní vody na stanovišti II než na stanovišti I. Shoda simulovaných a měřených tlaků půdní vody vyjádřena pomocí NSE je ve všech hloubkách na stanovišti I (35, 57 a 73 cm pod povrchem) uspokojivá (0,25; 0,33 a 0,66).

Simulované vlhkosti při modelovém scénáři B na lokalitě BUK jsou podobné simulovaným vlhkostem při scénáři A. Simulované průběhy vlhkostí se liší během výjimečně suchého července, kdy dochází při scénáři B k většímu vysušování profilu v mělkých hloubkách. V hloubce 60 a 80 cm pod povrchem je naopak variabilita simulovaných vlhkostí mírně nižší než při modelovém scénáři A. Všechny simulované a měřené vlhkosti ve scénáři A a B jsou zobrazeny na Obr. 54 a Obr. 55 v přílohách.  $R^2$  se v jednotlivých hloubkách pohybuje v případě scénáře B v nižším rozmezí hodnot (0,32–0,67) než v případě scénáře A (0,92–1,00).

Simulovaná intenzita aktuální transpirace i kořenový odběr jsou shodné jako v případě modelového scénáře A. Simulovaná aktuální transpirace tedy opět odpovídá potenciální transpiraci, která má podobný průběh jako měřené mízní toky v bucích.

#### Bilance profilu

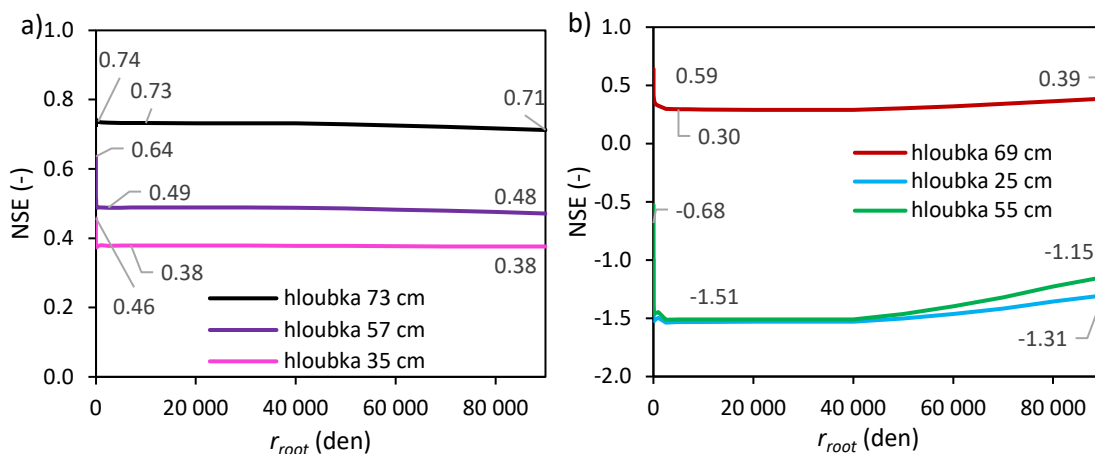
Simulovaná kumulativní aktuální transpirace v sezóně 2020 je při scénáři B rovna potenciální transpiraci 497 mm. Simulační scénář B předpovídá za vegetační sezónu čistý výtok přes spodní okraj profilu 26 mm, což představuje 6 procent podkorunové srážky (celkem z profilu vyteče



422 mm a 395 mm vyvzlíná přes spodní okraj). Z profilu se v průběhu sezóny vydrénuje a vytranspiruje 51 mm.

#### Citlivostní analýza kořenového odporu

Stejně jako v případě lokality SMRK byl pro citlivostní analýzu kořenového odporu,  $r_{root}$ , vybrán modelový scénář A, při kterém bylo dosaženo lepší shody modelu s měřenými daty. Model je v případě lokality BUK málo citlivý na změnu parametru  $r_{root}$ . Kořenový odpor byl uvažován v rozsahu 0 až 90 000 dní. V hloubkách 35 a 57 cm pod povrchem, kde bylo použito pro srovnání měřených tlaků ze stanoviště I (Obr. 25a), je zvolené kritérium (NSE) téměř konstantní v rozsahu  $r_{root}$  30–90 000 dní a v rozmezí  $r_{root}$  0–30 dní NSE exponenciálně roste s klesajícím odporem. NSE v hloubce 73 cm pod povrchem velmi mírně klesá s rostoucím  $r_{root}$  (z hodnoty 0,74 na 0,71).



Obr. 25: a) Citlivost modelu na změnu hodnoty vybraného parametru kořenového systému  $r_{root}$  v různých hloubkách (35, 57 a 73 cm pod povrchem) vyjádřená prostřednictvím kritéria modelové efektivity NSE. Cílovou funkci tvořily simulované a měřené tlaky půdní vody. Analýza byla provedena pro profil na lokalitě BUK, scénář A s hlubokými kořeny v průběhu vegetační sezóny 2020. Při původním modelovém scénáři A byla hodnota  $r_{root}$ =50 000 dní. b) Kumulativní aktuální a potenciální transpirace v simulovaném období vegetační sezóny 2020. Analýza byla provedena pro profil na lokalitě BUK, scénář A s hlubokými kořeny.

Na Obr. 25b je zobrazena citlivost modelu na změnu parametr  $r_{root}$  vyjádřená prostřednictvím modelové efektivity NSE v hloubkách měření půdních tlaků na stanovišti II (25, 55 a 69 cm pod povrchem). V tomto případě NSE mírně roste s rostoucím kořenovým odporem v rozsahu 40 000–90 000 dní. Celkově je ale citlivost modelu na změnu parametru  $r_{root}$  malá. Nízká citlivost modelu na změnu kořenového odporu v případě lokality BUK opět potvrzuje, že v simulacích v bukovém porostu pravděpodobně nedocházelo během studovaného období k redukci potenciální transpirace. K redukci nedošlo při žádném kořenovém odporu ze zvoleného širokého rozsahu 0–90 000 dní.

## 6 Studie vodní bilance povodí zaměřená na vliv vegetačního krytu

Ke studii aktuální transpirace v měřítku povodí byly použity poznatky z měření mízních toků a detailního modelování transpiračního chování smrkového a bukového jedince. Především bylo v případě smrku možné stanovit kritickou hodnotu transpirace smrků  $T_{crit} = 0,8$  cm/den, což pomohlo zjednodušit proces redukce potenciální transpirace smrků v měřítku povodí. Experimentálním povodím pro tuto studii bylo povodí Uhlířská v Jizerských horách.

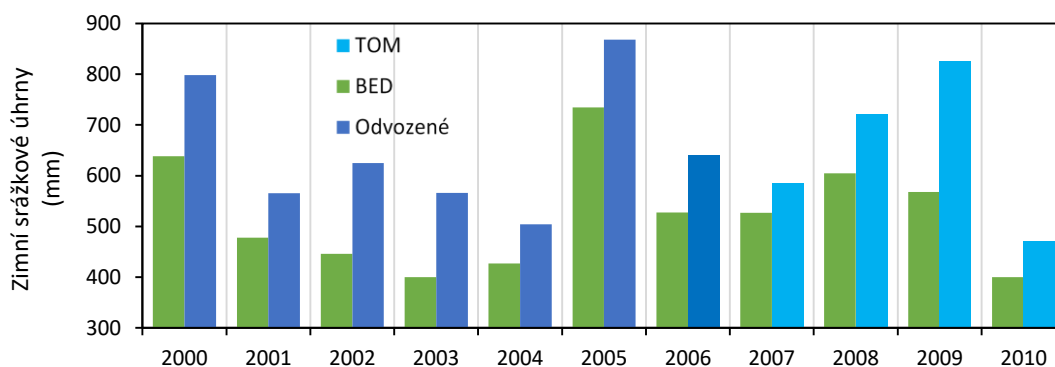
### 6.1 Intercepční ztráta travního a lesního porostu na povodí Uhlířská

Jedním z kritérií pro redukci potenciální transpirace na povodí byla přítomnost vody na vegetaci. Tyto situace zahrnují rosné a intercepční události. Je-li na vegetaci usazena voda, je transpirace považována za zanedbatelnou. Z tohoto důvodu byla nejprve provedena podrobná analýza srážek na povodí Uhlířská a následně odhadnuta velikost intercepční ztráty a doba, po kterou je voda zachycena na vegetaci.

#### Analýza srážek na povodí Uhlířská

Na povodí Uhlířská jsou srážky na volné ploše v letním období měřeny na třech stanicích (TOM, METEO a POR). Z důvodu překrytí srážkových dat v letech 2014–2018 bylo možné odhalit poruchy měření provedením vzájemné korelace a dvojných součtových čar kumulativních srážek. Poměrně časté poruchy v zaznamenávání srážek způsobilo zanesení odtokového otvoru trychtýře překlopného srážkoměru. Nejčastěji docházelo k zanesení překlopného srážkoměru na stanici METEO, který je umístěn v blízkosti smrků (střední vzdálenost  $10 \text{ m} \pm 2 \text{ m}$ ) a jeho kontrola probíhá s nejmenší frekvencí. V letech 2016 a 2017 nebyly z tohoto důvodu srážky na stanici METEO korektně měřeny celkem 142 dní a srážkoměr tak nezaznamenal v součtu 724 mm srážek. Na stanici POR nebylo ze stejného důvodu zaznamenáno cca 217 mm srážek celkem v pěti obdobích. Naopak na hlavní stanici TOM došlo k zanesení srážkoměru pouze 2krát během let 2014–2018 (cca 230 mm). Hlavní stanice TOM je častěji kontrolována, aby nedošlo k dlouhému výpadku měření srážek na hlavní stanici a v případě zanesení je srážkoměr rychleji vyčištěn. Srážky z hlavní stanice TOM tak tvoří nejdelší a nejsouvislejší dostupnou srážkovou řadu. Výsledná srážková řada, která je použita pro povodí Uhlířská je zobrazena v příloze na [Obr. 46](#).

Srážky v zimním období let 2000–2006 nebyly na povodí Uhlířská měřeny. Proto byly odvozeny z denních zimních srážek ze stanice Bedřichov (BED). Mezi stanicemi BED a TOM vzdálenými cca 4 km je cca 50 m výškový rozdíl (777 a 825 m n. m.). Zimní srážkové úhrny jsou tak na stanici BED systematicky nižší ([Obr. 26](#)) než na povodí Uhlířská. Z tohoto důvodu byla nejprve provedena lineární regrese týdenních srážkových úhrnů ze stanic BED a TOM v letech 2008–2010. Získané parametry regresní přímky (sklon  $a$ , úsek  $b$ ) byly následně použity k úpravě naměřených týdenních srážkových úhrnů na stanici BED v letech 2000–2006. Korelační koeficienty týdenních srážek z BED a TOM jsou ve všech třech letech (2008–2010) vyšší než 0,75. V roce 2007 byly zimní srážky již na povodí Uhlířská měřeny, ale pouze v měsíčním kroku, a proto nebyly do analýzy použity. Pro roky 2001 a 2004 byly použity parametry regresní přímky získané z let 2008–2010 ( $a=1$ ,  $b=3,37$ ) a pro zbylé roky byly použity parametry regresní přímky z roku 2008 ( $a=0,9$  a  $b=8,61$ ).



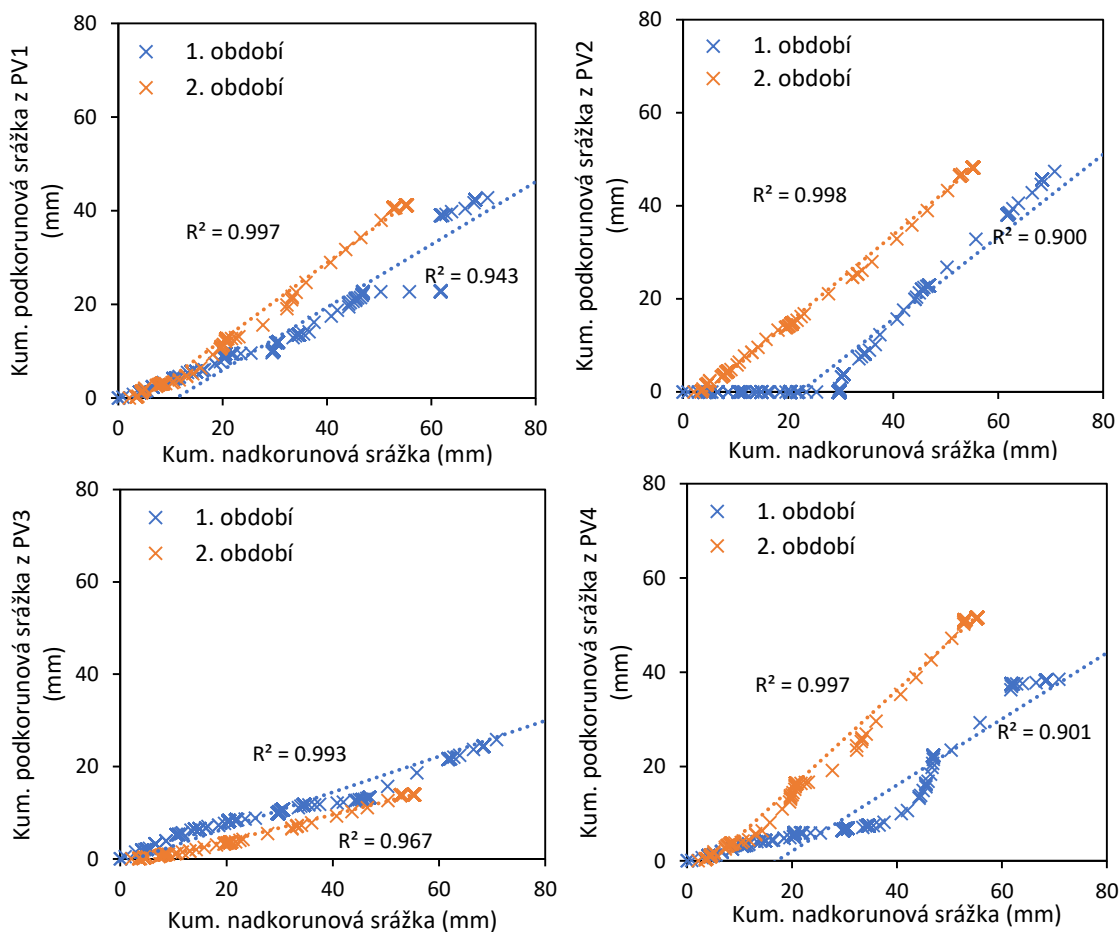
Obr. 26: Měřené a odvozené zimní srážky na povodí Uhlířská. TOM (Tomšovka), BED (Bedřichov) jsou názvy stanic (viz kapitola 2.1)

### Podkorunové srážky

Podkorunové srážky měřené na povodí Uhlířská byly v této práci analyzovány, aby byl ověřen či upřesněn počáteční odhad parametrů intercepčního modelu ( $C_m$  a  $f_i$ ) pro smrkový les. Počáteční parametry byly získány z měření podkorunových srážek ve smrkovém lese na povodí Liz na Šumavě (Dohnal et al., 2014).

Monitorovací kampaň podkorunových srážek na povodí Uhlířská byla zahájena ve vegetační sezóně roku 2021. Během sezóny opakovaně došlo k zanesení odtokového trychtýře překlopného srážkoměru, jak je u podkorunových srážek časté, a proto jsou analyzovány podkorunové srážky pouze ve dvou obdobích. První období je dlouhé 35 dní (25. květen–30. červen) a druhé 11 dní (16.–27. září). Ačkoli jsou korelační koeficienty všech kombinací podkorunových srážek PV1 až PV4 (Obr. 27) vyšší než 0,94, je možné z dat a dvojných součtových čar kumulativních srážek identifikovat několik odlišností. Podkorunový srážkoměr PV1 měl 23.–24. června pravděpodobně částečně zanesený odtokový otvor trychtýře a srážkové množství 16,1 mm protéklo srážkoměrem s několika hodinovým zpožděním oproti ostatním srážkoměrům. PV2 na počátku prvního období nezaznamenává žádné srážky (cca do 9. června) ačkoli u ostatních srážkoměrů jsou změřeny úhrny kolem 10 mm. PV3 měří výrazně nižší úhrny v obou měřených obdobích. Celkový úhrn měřených srážek PV3 za obě období činí 50,4 mm, což odpovídá pouze asi 34,4 % nadkorunových srážek (tj. intercepční ztráta 65,6 %). Jako nadkorunová srážka byla použita průměrná srážka na povodí měřená na volné ploše (srážky ze stanic METEO, TOM a PRA). Průměrná srážka na povodí vypočtena metodou prostého aritmetického průměru byla během dvou období měření podkorunových srážek 88,0 a 55,1 mm.

Přesto, že jsou měřené úhrny PV3 výrazně nižší než úhrny ostatních srážkoměrů, korelace PV3 s ostatními srážkoměry jsou vysoké (v obou obdobích koeficient determinace vyšší než 0,97). Všechny podkorunové srážkoměry vykazují výrazně vyšší míru lineární závislosti (koeficient determinace téměř 1,00) v druhém období než v prvním (koeficient determinace větší než 0,94). Důvodem budou pravděpodobně částečná zanesení odtokových trychtýřů během prvního období, která jsou patrná z dvojných součtových čar nadkorunových a všech podkorunových srážek PV1–PV4 v Obr. 27.



Obr. 27: Dvojnásobné součtové čáry kumulativních nadkorunových a podkorunových srážek (PV1-PV4) měřených na povodí Uhlířská během dvou období 35 dní (25. května–30. června) a 11 dní (16.–27. září) roku 2021.

### Intercepční ztráta

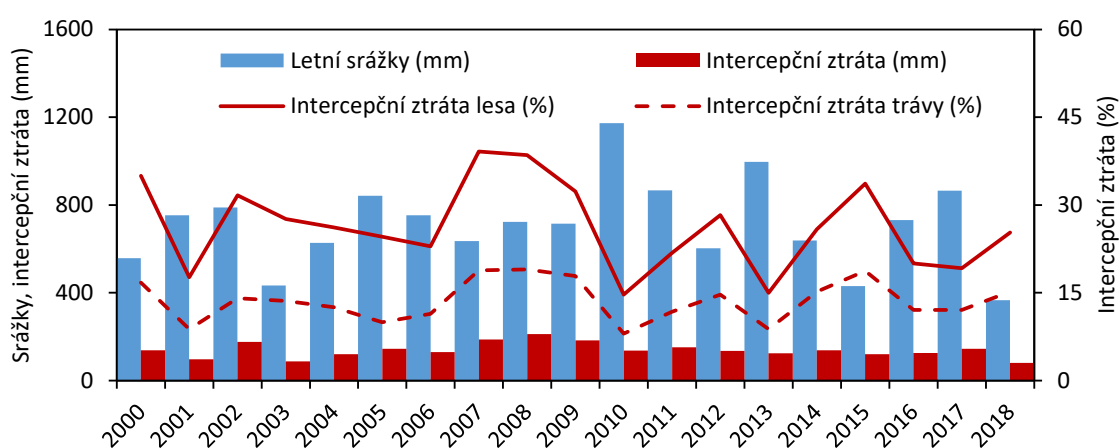
Měřené podkorunové srážky ukazují pro srážkoměry PV1, PV2, PV4 na intercepční ztrátu v rozmezí 30,3 až 33,9 %. Intercepční ztráta dle měřených podkorunových srážek z PV3 je výrazně vyšší a v průměru za obě období 65,6 %. Výrazně vyšší intercepční ztráta získaná z měření PV3 je dána buď umístěním srážkoměru ve větším zápoji, nebo částečným zanesením odtokového trychtýře a následným odparem zadržené vody. Ve stejném období byla vypočtena intercepční ztráta pomocí intercepčního modelu pro smrk. Kalibrované parametry (příloha 9.4 Parametrizace intercepčního modelu na povodí Uhlířská) intercepčního modelu byly  $C_m = 5$  mm a  $f_i = 0,23$ . Modelem vypočtená intercepční ztráta v období měření podkorunových srážek byla 46,7 mm, tj. 31,8 %. Tato hodnota modelované intercepční ztráty je podobná průměrné intercepční ztrátě získané ze všech čtyř podkorunových srážkoměrů (38,3 %), což potvrzuje vhodnost parametrů intercepčního modelu. Tab. 10 zobrazuje intercepční ztrátu měřenou podkorunovými srážkoměry i intercepční ztrátu vypočtenou pomocí intercepčního modelu během dvou období, kdy byla podkorunová srážka měřena.

Tab. 10: Měřená a modelovaná intercepční ztráta vyjádřená v mm a v % měřené nadkorunové srážky na povodí Uhlířská během letní sezóny 2021.

Období	PV1		PV2		PV3		PV4		Model	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
25. květen–30. červen	35.6	39.0	27.1	29.7	54.8	60.0	40.7	44.6	36.0	39.4
16.–27. září	14.2	25.6	48.2	13.0	41.5	74.9	3.8	6.9	10.7	19.3
Obě období	49.8	33.9	34.3	23.4	96.3	65.6	44.5	30.3	46.7	31.8

Intercepční ztráta byla na povodí Uhlířská modelována pro celé experimentální období 2000–2018 zvláště pro travu a les. Průměrná intercepční ztráta povodí jako celku byla následně odhadnuta podle procentuálního zastoupení lesa a travnatých ploch na povodí. Intercepčním modelem odhadnuté hodnoty intercepční ztráty ve všech zkoumaných letech 2000–2018 a měřené srážky v letním období jsou zobrazeny na Obr. 28. Průměrná roční intercepční ztráta travního a smrkového porostu byla 92,8 mm a 178,8 mm. Intercepční ztráta vypočtená pro travní porost je systematicky nižší než intercepční ztráta smrku, a to v průměru o 12,6 %. Průměrná roční intercepční ztráta povodí jako celku za 19leté období činila 138,9 mm.

Intercepční ztráta představovala menší procento letních srážek v letech, ve kterých se vyskytly silné bouřky (Obr. 28). A to například v letech 2010 a 2013, kdy přívalové deště způsobily regionální povodně a lokální bleskové povodně v severních Čechách. Nejvyšší procenta intercepčních ztrát odpovídají letním obdobím s rovnoměrněji rozloženými srážkami (např. rok 2008) nebo s nízkými srážkovými úhrny (např. 2015, 2018).

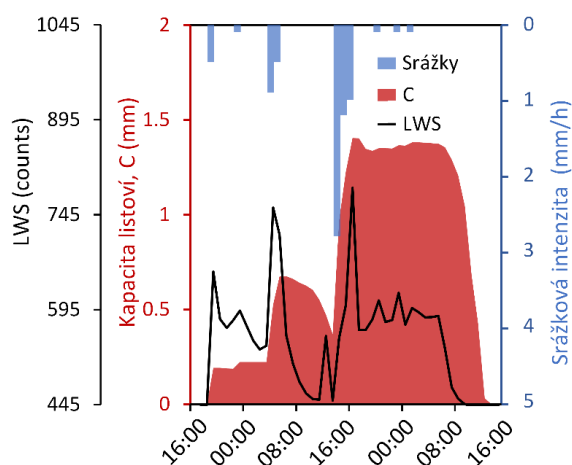


Obr. 28: Měřené letní srážky a odhadnutá intercepční ztráta na povodí Uhlířská v experimentálním období 2000–2018.

Odhadnutá intercepční ztráta je v souladu se stanovenými intercepčními ztrátami pro stejné povodí v předchozích letech (Tacheci, 2002).

Funkčnost intercepčního modelu je demonstrována na Obr. 29, kde je zobrazena komplexní epizoda z dubna roku 2020 s celkovým úhrnem srážek 7,3 mm. První den odpoledne a následující noc se kapacita listoví naplní na 0,7 mm. Během ranních hodin se zachycená voda částečně odpaří ( $C = 0,3$  mm) a odpoledne je při pokračující srážkové činnosti opět plněna. Maximální využitá hodnota kapacity listoví v této události je 1,4 mm. Tato voda usazená na vegetaci se následně vypaří během šesti hodin od východu slunce následujícího dne.

Modelované plnění kapacity listoví bylo porovnáno s vlhkostmi listoví měřenými senzory LWS. LWS senzory stejně jako modelovaná kapacita listoví reagují na srážkový pulz okamžitě. V případě odpařování zachycené vody indikují měření senzory vlhkosti listoví podstatně rychlejší vysychání listoví, než předpovídá intercepční model. Během typického dne uschne povrch vegetace zhruba za 2 hodiny u malých srážek, za šest hodin u středně



Obr. 29: Simulovaná kapacita listoví ( $C$ ) během vybrané srážkové epizody ve srovnání s měřenou vlhkostí listoví senzory LWS. Měření LWS = 445 je kalibrována hodnota, při které je možné považovat senzor za suchý.

velkých událostí a až za 28 hodin v případě silných dešťových srážek, které plně nasatí kapacitu listoví. Tyto výsledky dobře odpovídají zjištěním [Klemma et al. \(2002\)](#) získané pro jehličnatý les v Bavorsku (Německo).

## 6.2 Rosné události

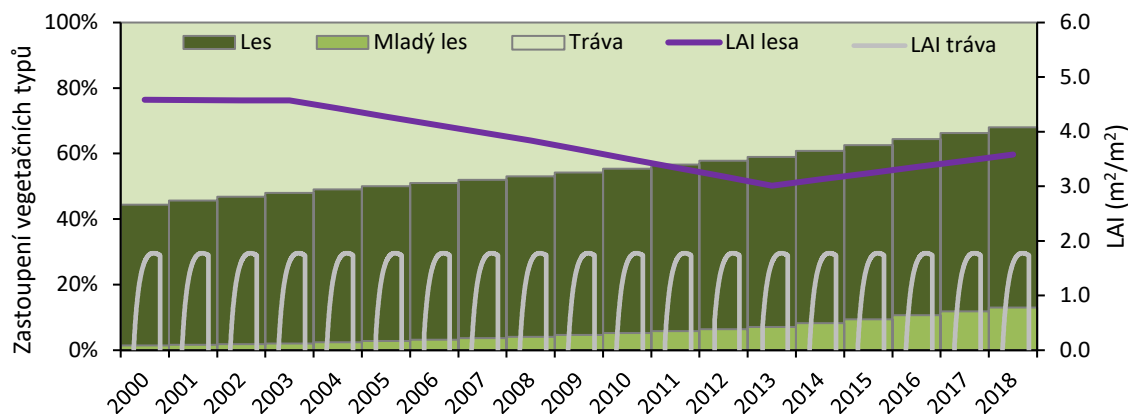
Během rosných událostí, kdy je na vegetaci usazena voda, je transpirace rostlin považována za zanedbatelnou podobně jako během intercepčních epizod. Pro účely této práce byla odhadována četnost rosných událostí a následně byla provedena a kvantifikována redukce potenciální transpirace rostlin během rosných událostí ([kapitola 6.4 Redukce potenciální transpirace na povodí](#)). Pro odhad výskytu rosných událostí bylo využito kritéria relativní vlhkosti (kritéria jsou popsána v [kapitole 5.2 Výskyt rosy](#)). V letech 2000–2005 nebylo k dispozici měření relativní vlhkosti, a proto byla nejprve odhadnuta na základě měřených hodinových teplot ([Eccel, 2012](#)). Korelační koeficient měřených a odhadovaných hodinových relativních vlhkostí pro období, kdy byla měření relativních vlhkostí k dispozici (2006–2018), je 0,77 ([Obr. 47](#) v přílohách). Odhadované hodnoty relativních vlhkostí jsou oproti měření mírně podhodnocené (nejčastěji o cca 13 %). Naopak k nadhodnocení relativní vlhkosti došlo při odhadu RH pouze v necelém 1 % času.

Během celého experimentálního období 2000–2018 bylo každý rok v průměru identifikováno 178 rosných událostí. Rosa byla odhadována v ranních hodinách téměř každý letní den bez srážkových událostí. Průměrná délka odhadovaných rosných událostí byla 7,4 hodin v případě lesa a 8 hodin v případě trávy.

Identifikace rosných událostí byla hodnocena na základě měření vlhkosti listoví senzory LWS během vegetační sezóny 2020. Z dat byly vyřazeny srážkové události a ostatní data byla binárně rozdělena na rosné události a suchá období. Výrobce LWS senzorů udává hodnotu, při níž je možné považovat senzor za mokrý. Tato data byla porovnána pomocí matic záměn s rosnými událostmi odhadovanými pomocí kritérií uvedených v [kapitole 5.2 Výskyt rosy](#). Porovnání bylo provedeno v hodinovém kroku. Přesnost, senzitivita a specifita odvozená z matic záměn byla 89 %, 81 % a 94 % ([kapitola 3.8 Matice záměn](#)). Pravdivě tedy bylo pomocí odhadovaných rosných událostí určeno 89 % času. Pouze ve 3 % je odhad rosy falešně pozitivní a v 7 % naopak falešně negativní.

## 6.3 Vývoj vegetace na povodí Uhlířská

Během studovaného období (2000–2018) došlo na povodí k výrazné změně pokryvnosti, a tedy i změně parametrů vstupujících do výpočtu evapotranspirace (LAI, výška lesa). Z tohoto důvodu byl vývoj vegetace a růst lesa simulován v programu Forest Simulator. Všechny vstupní parametry jsou uvedeny v [příloze 9.5 Simulace vývoje vegetace v programu Forest simulator](#). Simulace probíhaly v pětiletých cyklech (1993, 1998, 2003, 2008, 2013 a 2018). Simulovaný průměrný věk mladého lesa na počátku simulací odpovídal 2letému porostu (v roce 1993), který se rozprostíral na 13 % plochy povodí. Les nedotčený těžbou byl na počátku simulací asi 40letý s průměrnou výškou 25,0 m, průměrným průměrem kmene ve výčetní výšce (DBH) 28,0 cm a pokryvností 35 % z celkové plochy povodí. Na konci simulačního období je průměrný věk lesa nedotčeného těžbou 65 let, průměrná výška 31,0 m, DBH = 37,1 cm a pokryvnost 55 % plochy povodí. Celkové zastoupení lesa v roce 2018 je 68 %. Na zbývající rozloze je uvažována travnatá plocha. Změny poměrného zastoupení jednotlivých typů vegetace na povodí jsou na [Obr. 30](#). V případě simulací lesa nedotčeného těžbou byla aplikována probírka, která se na [Obr. 30](#) projevuje zejména poklesem celkového LAI lesa v letech 2003–2013. Z původní hustoty 640 stromů/ha se hustota starého lesa na konci simulačního období změnila na cca 300 stromů/ha. Bazální plocha klesla z 38,1 na 32,4 m<sup>2</sup>/ha a výška koruny smrků klesla z 15,2 m na 11,9 m.



Obr. 30: Zastoupení vegetačních typů spolu s odhadovaným indexem listové plochy (LAI) na povodí Uhlířská v experimentálním období 2000–2018.

Na Obr. 30 je zobrazeno také odhadované LAI simulovaného lesa a trávy (popis výpočtu je uveden v příloze 9.6 Index listové plochy). LAI lesa bylo odhadnuto na základě parametrů lesa získaných ze simulací růstu lesa (Tab. 16 v přílohách). Odhadované LAI lesa se pohybuje od 3,01 do 4,58  $\text{m}^2/\text{m}^2$ . LAI v průběhu experimentálního období klesá zejména kvůli aplikované probírce a zvyšujícímu průměrnému věku lesa. Mírně zvyšující LAI v posledních simulovaných letech (2014–2018) je pravděpodobně způsoben parametry probírky.

Kromě toho bylo LAI smrkového lesa na povodí Uhlířská jednorázově změřeno. Měření proběhlo v září 2021 přístrojem LaiPen LP 100. Celkem bylo provedeno více než 240 měření na různých místech cca 30letého smrkového lesa. LAI dopočtené z měření se pohybovalo v širokém rozmezí od 0,1 do 10,9  $\text{m}^2/\text{m}^2$ . Průměrná hodnota byla 5,0  $\text{m}^2/\text{m}^2$ , což je mírně vyšší hodnota než LAI odhadovaná dle alometrického vzorce.

Měření LAI bylo provedeno také na experimentálním povodí Liz na Šumavě, a to na obou lokalitách (SMRK i BUK). Průměrné zjištěné LAI smrkového lesa bylo opět 5,0  $\text{m}^2/\text{m}^2$ . V bukovém lese byla změřena hodnota 6,6  $\text{m}^2/\text{m}^2$  (kapitola 9.6 Index listové plochy–Měření LAI smrkového a bukového lesa v přílohách).

## 6.4 Evapotranspirace

Kapitola je věnována výpočtu potenciální evapotranspirace na povodí Uhlířská a odhadu aktuální transpirace. Nejprve se kapitola zabývá odhadem potenciální transpirace. Konkrétně doplněním datového souboru odhadované potenciální evapotranspirace metodou Penmana-Monteithe o potenciální evapotranspiraci ve dnech, kdy nebylo k odhadu  $ET_p$  metodou Penmana-Monteithe dostatek měření. V těchto dnech byla  $ET_p$  odhadována Hargreavesovou metodou v denním kroku. S tímto tématem souvisí odhad délky vegetačních sezón během zkoumaných let a disagregace odhadovaných hodnot  $ET_p$  v denním kroku na hodinový časový krok. V druhé části kapitoly je řešena aktuální transpirace, případy, kdy je aktuální transpirace nižší než odhadovaná potenciální a citlivostní analýza aktuální transpirace na změnu parametru kritické hodnoty transpirace  $T_{crit}$ .

### Zpracování datového souboru

#### *Doplnění P-M potenciální evapotranspirace Hargreavesovou metodou*

Meteorologická data potřebná k výpočtu potenciální evapotranspirace podle Penmana-Monteithe nejsou měřena po celou vegetační sezónu. Měření v letním období začíná v rozmezí 21. duben–20. květen a končí v rozmezí 10.–31. říjen. Z tohoto důvodu byla potenciální evapotranspirace v období před zahájením a po ukončení měření kompletních meteorologických dat ve vegetační

sezóně odhadována Hargreavesovou metodou, a to v denním kroku. Empirický koeficient  $k_{RS}$  potřebný pro výpočet  $ET_p$  rovnicí 14 byl odhadnut pomocí minimalizace sumy kvadrátů odchylek  $ET_p$  odhadnuté metodou Penmana-Monteitha a  $ET_p$  odhadnuté Hargreavesovou metodou. Optimalizace  $k_{RS}$  byla provedena pro každý experimentální rok a pro travu a smrkový les odděleně. Optimalizované hodnoty koeficientu  $k_{RS}$  se pohybovaly v rozmezí od 0,0012 do 0,0023. Průměrný koeficient pro travu byl 0,0016 a pro les 0,0019 (Obr. 56 v přílohách).

#### Určení délky vegetační sezóny

Délka vegetační sezóny byla určena opět pro každý rok zvlášť, a to podle měřených přízemních teplot vzduchu. Za začátek vegetační sezóny je považován první den, kdy přízemní teplota vzduchu začne v průběhu dne kolísat a vykazuje amplitudu odpovídající měření teploty vzduchu (tj. konec souvislé sněhové pokrývky a začátek možné transpirace). Za konec vegetační sezóny je v každém roce považován poslední říjnový den. Délky takto určených vegetačních sezón jsou v Tab. 11.

Pokud by nebyla v obdobích od odhadnutého začátku vegetační sezóny do zahájení kompletního meteorologického měření v sezóně  $ET_p$  doplněna o hodnoty vypočtené podle Hargreavesa, byla by roční  $ET_p$  v průměru cca o 65 mm nižší v případě lesa a cca o 53 mm nižší v případě trávy.

#### Disagregace denních hodnot $ET_p$

Odhadované denní hodnoty  $ET_p$  vypočteny Hargreavesovou metodou byly dále disagregovány na hodinové. K tomuto účelu bylo využito měřené teploty vzduchu v hodinovém kroku. Nejprve byly vypočteny časy východu a západu slunce v průběhu sezóny. Východ slunce na povodí Uhlířská (souřadnice použité k výpočtu: 50,831° N a -15,151° E) se v průběhu vegetační sezóny pohybuje od času 3:53 do 6:58 (průměr 4:57). Západ slunce se během vegetační sezóny pohybuje v rozmezí od 16:29 do 20:11 (průměr 19:00). Všechny časy jsou uvedeny v SEČ. Navržený způsob rozdělení denních hodnot  $ET_p$  na hodinové vychází ze dvou jednoduchých předpokladů: k transpiraci dochází pouze během dne mezi východem a západem slunce a průběh  $ET_p$  během dne je obdobný jako průběh průměrných teplot v hodinovém kroku.

Denní hodnota odhadnuté  $ET_p$  byla rozdělena v čase od dvou hodin po východu slunce po tři hodiny před západem slunce, a to úměrně podle odpovídající průměrné měřené teploty vzduchu (rovnice 54). Posunutí začátku a konce  $ET_p$  od východu/západu slunce bylo kalibrováno na datech  $ET_p$  z let, kdy byly k dispozici vypočtené hodinové  $ET_p$  (tj. 2011–2018).

$$ET_{p_i} = \frac{T_i - T_{min}}{\sum T_i} \sum ET_p \quad (54)$$

$i$  je hodinový časový krok,  $T_i$  je průměrná hodinová teplota vzduchu,  $T_{min}$  je minimální denní teplota vzduchu (°C) a  $\sum ET_p$  kumulativní denní potenciální evapotranspirace.

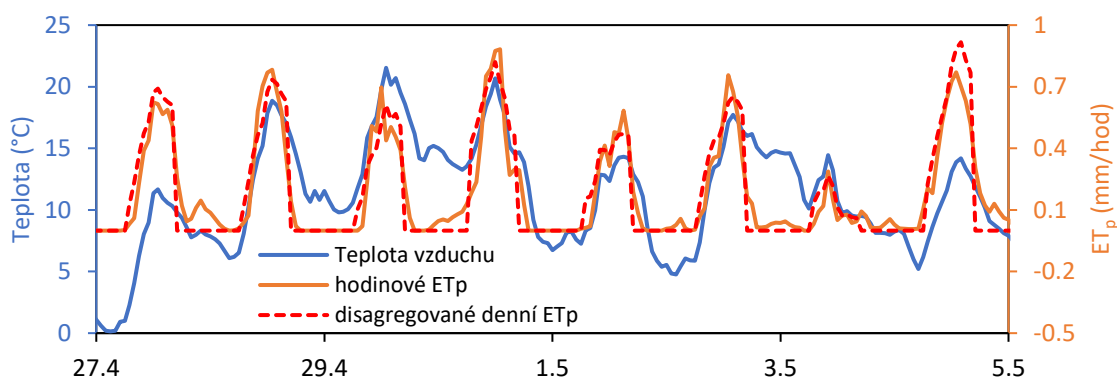
Stejným způsobem byly rozděleny denní  $ET_p$ ,  $E_p$  i aerodynamický výpar  $E_{ae}$  v letech, kdy nebyla všechna meteorologická data k dispozici v hodinovém kroku, a to pro les i travu odděleně. Na

Tab. 11: Délky vegetačních sezón během experimentálního období 2000–2018 na povodí Uhlířská.

Rok	Začátek vegetační sezóny	Délka vegetační sezóny (dny)
2000	3. duben	211
2001	25. březen	220
2002	11. březen	234
2003	28. únor	245
2004	18. březen	227
2005	20. duben	194
2006	21. duben	193
2007	25. březen	220
2008	1. duben	213
2009	8. duben	206
2010	8. duben	206
2011	18. duben	196
2012	28. duben	186
2013	26. duben	188
2014	1. duben	213
2015	17. duben	197
2016	12. duben	202
2017	11. duben	203
2018	12. duben	202



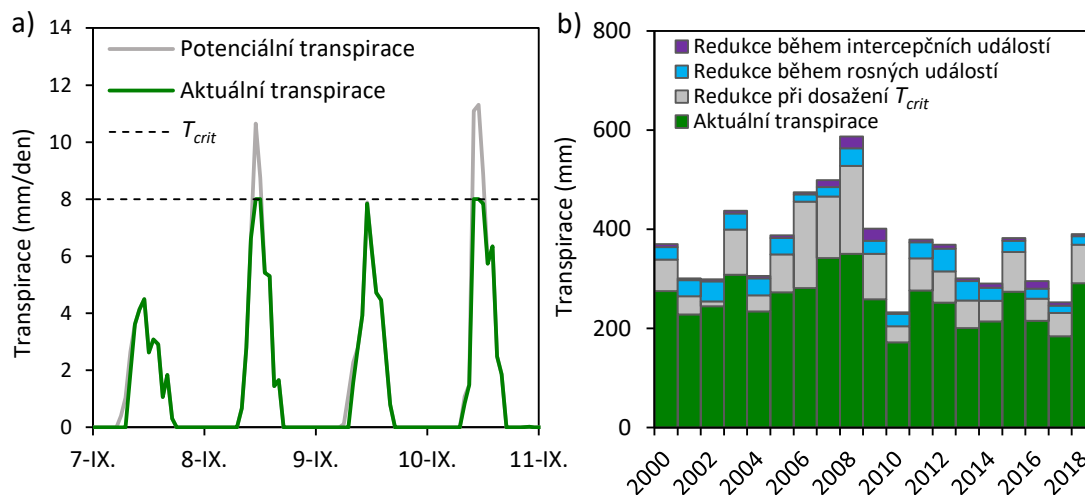
Obr. 31 je ukázka verifikace disagregace denních hodnot  $ET_p$  pro les z roku 2018 v porovnání s vypočtenými hodinovými  $ET_p$ . Disagregované denní hodnoty  $ET_p$  na hodinové jsou s hodinovými  $ET_p$  v dobré shodě ( $R^2 = 0,83$ ).



Obr. 31: Disagregace denní potenciální evapotranspirace ( $ET_p$ ) pro les dle měřených teplot vzduchu v hodinovém časovém kroku. Experimentální povodí Uhlířská, rok 2018.

### Redukce potenciální transpirace na povodí

Ukázka redukce potenciální transpirace je na Obr. 32a. Aktuální transpirace nedosahuje intenzity potenciální transpirace při překročení kritické hodnoty transpirace  $T_{crit}$  (při dosažení kritického potenciálu vody v kořenovém xylému) a byla uvažována nulová během intercepčních a rosných epizod. Druhý zobrazovaný den (8. září 2018) dopoledne odpovídá aktuální transpiraci transpiraci potenciální. Ve chvíli, kdy aktuální transpirace dosáhne kritické hodnoty ( $T_{crit}$ ) je aktuální transpirace nižší než potenciální. Analogicky pak ve chvíli, kdy intenzita potenciální transpirace klesne zpět pod kritickou hodnotu, je opět plně vyhověno atmosférické poptávce a aktuální transpirace je rovna potenciální transpiraci. V ranních hodinách ve dnech 7. a 9. září, kdy byly splněny podmínky pro tvorbu rosy, je aktuální transpirace nulová kvůli přítomnosti rosy na vegetaci. Redukce potenciální transpirace při dosažení zvolené kritické hodnoty ( $T_{crit} = 0,8$  cm/den) v průměru snižuje vypočtenou potenciální transpiraci asi o 17 mm/měsíc (vypočteno z letních měsíců červen až srpen všech experimentálních let 2000–2018). Citlivostní analýza kritické hodnoty transpirace je provedena v následující kapitole. Aktuální transpirace byla nižší než potenciální kvůli rosným událostem cca o 5 mm/měsíc. Aplikace nulové aktuální transpirace během intercepčních epizod snížila celkovou aktuální transpirace až o 2 mm/měsíc.



Obr. 32: Potenciální a aktuální transpirace: a) redukce transpirace při překročení kritické hodnoty transpirace ( $T_{crit}$ ) a redukce transpirace během rosných událostí. Povodí Uhlířská, rok 2018; b) vypočtené roční úhrny aktuální transpirace a redukci potenciální transpirace. Povodí Uhlířská.

Průměrná potenciální transpirace v 19letém studovaném období činí 366 mm/rok pro celé povodí a 352 v případě trávy, resp. 380 mm/rok v případě lesa. Celkové roční úhrny aktuální transpirace a jednotlivých redukcí potenciální transpirace jsou zobrazeny na Obr. 32b a přílohách v Tab. 19. Potenciální transpirace povodí je pomocí  $T_{crit}$  redukována v průměru o 73 mm/rok (62 mm/rok v trávě, 84 mm/rok v lese). K největší redukci z důvodu dosažení  $T_{crit}$  došlo v letech s nadprůměrnou odhadovanou  $ET_p$  a naopak. Při zvolení jiné úrovně,  $T_{crit} = 1,2$  cm/den, by byla aktuální transpirace nižší než potenciální v průměru o 44 mm/rok, což představuje asi 12 %  $T_p$ . Naopak při  $T_{crit} = 0,5$  cm/den by byla aktuální transpirace nižší než potenciální v průměru o 141 mm/rok, což představuje asi 39 % vypočtené  $T_p$ .

Velikost nerealizované potenciální transpirace během intercepčních epizod na povodí byla v průměru 8,3 mm/rok (8,5 mm/rok v trávě, 8,0 mm/rok v lese). Nejvyšší byly hodnoty nerealizované potenciální transpirace během intercepčních epizod v letech s vysokou intercepční ztrátou a zároveň vysokou  $ET_p$ , tj. v letech 2007–2009. Během rosných událostí se v průměru nevytranspirovalo 28 mm/rok (36 mm/rok v trávě, 21 mm v lese), což představuje 7,7 % potenciální transpirace. Gerlein-Safdi et al. (2018) uvádí pro středomořské klima až 25% redukci roční transpirace vlivem tvorby rosy. Vyšší vliv tvorby rosy na transpiraci je patrně dán vyšší atmosférickou poptávkou a absencí sněhové pokrývky v zimním období vzhledem k subtropickému klimatu jejich lokality.

V procentech potenciální transpirace představuje redukce při překročení  $T_{crit}$  29,9 %, nerealizovaná potenciální transpirace během intercepčních epizod 2,3 % a 7,7 %  $T_p$  představuje nerealizovaná potenciální transpirace během rosných událostí. Výsledná kumulativní aktuální transpirace je ve sledovaném období relativně stabilní (Obr. 32b). Průměrná roční kumulativní aktuální transpirace povodí je  $257 \pm 49$  mm. Průměrná roční kumulativní transpirace v případě výhradně travního porostu činí  $246 \pm 45$  mm a  $266 \pm 54$  mm v případě lesa.

Relativní stabilita  $T_a$  (Obr. 32b,  $\sigma = 49$  mm/rok) je dána především předpokladem izohydrického chování smrků a aplikací redukce potenciální transpirace při dosažení  $T_{crit}$ . Redukce při překročení  $T_{crit}$  potlačuje odchylky pozorované v odhadované potenciální transpiraci. Meziroční odchylky v odhadované potenciální transpiraci jsou významnější ( $\sigma = 90$  mm/rok) a souvisí s obrovskou variabilitou měřených či odhadovaných veličin (radiace, rychlost větru, LAI atd.).

## 6.5 Vodní bilance povodí a citlivostní analýza

### Vodní bilance povodí Uhlířská

V této kapitole byly vyčísleny jednotlivé složky vodní bilance (srážky, odtok, transpirace, intercepční ztráta, sublimační ztráta) na povodí Uhlířská a dle [rovnice 4](#) byla vypočtena změna zásoby vody v povodí. Průměrné roční a sezónní hodnoty měřených a odhadovaných komponentů vodní bilance na povodí Uhlířská jsou uvedeny v [Tab. 12](#). Každá složka je vyjádřena jako část průměrných ročních srážek (1353,4 mm/rok). Měřený odtok tvoří 70,7 % srážek. Průměrný odtokový koeficient letních období je 0,54. Poměrně nízká hodnota je dána především ztrátou vody transpirací (asi 33 % letních srážek) a intercepce srážek (cca 19 % letních srážek). Naopak v zimním období je odtokový koeficient vysoký (0,88). Odhadnutá sublimace sněhové pokrývky tvoří jen necelé 4 % zimních srážek, což odpovídá 1,7 % ročních srážek. Výsledky ukazují na pokles zásoby vody v povodí během experimentálního období. Zásoba vody v povodí klesla v průměru o 21,7 mm/rok (tj. 1,6 % srážek). Poměrně výrazný rozdíl v průměrných změnách zásoby vody v povodí letního (-60,5 mm/rok) a zimního období (+38,9 mm/rok) ([Tab. 12](#)) je do značné míry ovlivněn volbou začátku letního období. Letní období je definováno od 1. května do 31. října. Sněhová pokrývka, která napadla v zimním období často roztává a odtéká z povodí až v květnu, tedy v letním období.

Podrobnější analýza měřených odtoků, separace základního odtoku a analýza trendů jednotlivých veličin měřených na povodí Uhlířská jsou uvedeny v [přílohách 9.7 Odtok z povodí Uhlířská](#) a [9.8 Analýza trendů](#). [Příloha 9.9 Odhad spotřeby vody na tvorbu nové dřevní hmoty](#) popisuje možnost zahrnutí dalšího komponentu vodní bilance povodí.

Tab. 12: Komponenty vodní bilance pro 19leté studované období. Povodí Uhlířská. Letní období je uvažováno od 1. května do 31. října a od 1. listopadu do 30. dubna je zimní období. V závorkách jsou uvedeny podíly (v %) jednotlivých komponentů z ročních srážek.  $T_{avg}$  je průměrná teplota daného období.

Komponenty vodní bilance	Celoroční ( $T_{avg} = 6.4 \text{ } ^\circ\text{C}$ )		Letní období ( $T_{avg} = 12.4 \text{ } ^\circ\text{C}$ )		Zimní období ( $T_{avg} = 0.2 \text{ } ^\circ\text{C}$ )		
	Jednotky	mm	%	mm	%	mm	%
Srážky		1353.4	100.0	710.7	(52.5)	642.8	(47.5)
Odtok		956.3	70.7	400.2	(29.6)	556.1	(41.1)
Transpirace		256.5	19.0	232.5	(17.2)	24.0	(1.8)
Evaporace=intercepční ztráta		138.9	10.3	137.8	(10.2)	1.1	(0.1)
Sublimace sněhu		23.4	1.7	0.7	(0.1)	22.7	(1.7)
Změna zásoby		-21.7	-1.6	-60.5	(-4.5)	38.9	(2.9)

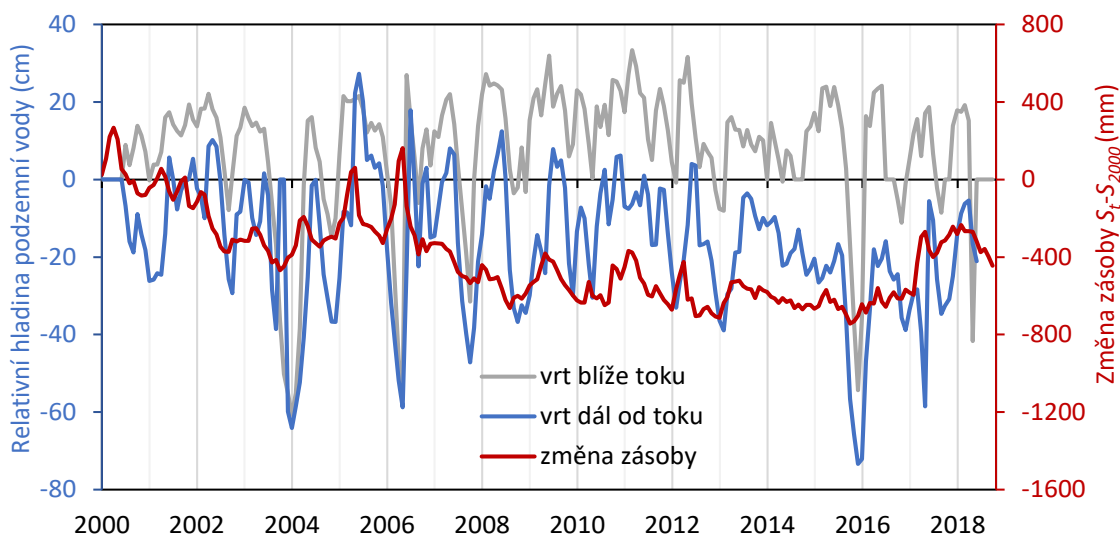
Celková zásoba vody v povodí klesne o 412 mm a v jednotlivých letech se pohybuje od -744 mm do +267 mm ([Obr. 43](#) v přílohách). Pokles zásoby vody v povodí způsobily zejména roky s podprůměrnými srážkovými úhrny a celkově teplým charakterem počasí (např. 2003, 2015 a 2018). Letní srážkové úhrny v těchto letech jsou vždy nižší než 434 mm. Z hlediska negativní změny zásoby vody v povodí se však ukazují problematická především teplá zimní období (např. v letech 2008 a 2014). V těchto zimních obdobích byla průměrná teplota vzduchu  $2 \text{ } ^\circ\text{C}$ . Průměrná teplota zimního období pro celé 19leté období je přitom  $0,2 \text{ } ^\circ\text{C}$ . V teplejších zimách klesá poměr sněhových a kapalných srážek (např. [Merio et al., 2019](#)) a větší část srážek okamžitě opouští povodí ve formě přímého odtoku. Tomu odpovídají vysoké odtokové koeficienty v těchto zimních obdobích (0,94 a 1,03). Vyšší teploty a podíl kapalných srážek v zimě snižuje charakteristické jarní tání, při kterém je povodí nasyceno a může doplnit zásobu vody v povodí. Výše uvedené poznatky jsou v souladu s odbornou literaturou ([Neukum a Azzam, 2012](#); [Langhammer et al., 2020](#)). Obecně je jarní tání považováno za klíčové období pro horská lesní povodí. Např. [Chen et al. \(2018\)](#) považují jarní tání za významný zdroj doplňování podzemních vod.

Negativní vodní bilance v letech 2010 a 2018 také souvisí s absencí charakteristického jarního tání. Nízké jarní odtoky však v těchto letech nebyly způsobeny vysokými teplotami, ale nízkými srážkami během zimního období (470,4 a 440,3 mm, tj. 73 a 69 % průměrného zimního srážkového úhrnu). Reakce povodí na suchá zimní období je obvykle zpožděna (Peters et al., 2006) a projevuje se obvykle až v následujícím letním období (van Loon et al., 2010; Jeníček et al., 2018), čemuž v případě povodí Uhlířská odpovídá podprůměrný odtokový koeficient v letním období roku 2018 (0,31, tj. pouze cca 57 % průměrného odtokového koeficientu v tomto období).

V roce 2002 je negativní bilance způsobena výrazným oteplením již v průběhu ledna a dřívějším začátkem transpirace vegetace (v polovině března), než je pro povodí typické (v polovině dubna). Naopak k doplnění zásoby vody v povodí přispěly srážkově bohaté roky s celkově nižší radiací (2010, 2013 a 2017). Kladná změna zásoby (141 mm/rok) byla vypočtena i v jinak průměrném roce 2016. Důvodem doplňování zásob vody v povodí by mohly být dva předcházející extrémně suché a teplé roky 2014 a 2015 a dostatečně dlouhé období jarního tání v samotném roce 2016.

#### Měření hladiny podzemní vody

Negativní změnu zásoby vody v povodí v posledních letech indikuje i měření hladiny podzemní vody v jednom z mělkých vrtů na dně údolí povodí Uhlířská. Na Obr. 33 jsou zobrazeny relativní hladiny podzemní vody měřeny ve dvou vrtech v blízkosti toku Černá Nisa společně s odhadovanou změnou zásoby vody v povodí. Zatímco vrt blíže toku nevykazoval během experimentálního období žádný trend, vrt situovaný dál od toku zaznamenal ztelný pokles hladiny podzemní vody v letech 2013–2017. Pokles hladiny podzemní vody mělkých zvodní na povodí je doprovázen také pozorovaným zánikem několika drobných přítoků a dříve identifikovaných variabilních zdrojových oblastí na dně údolí.

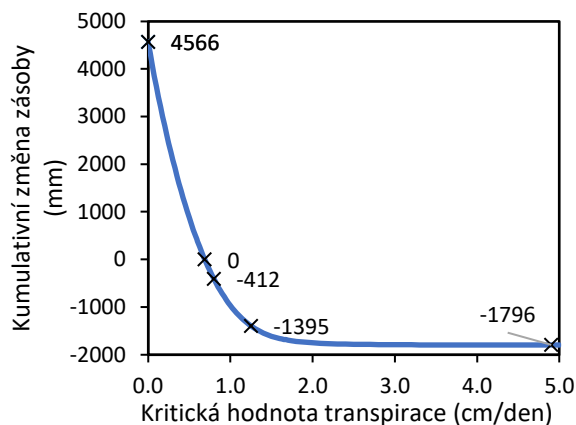


Obr. 33: Měřené relativní hladiny podzemní vody k zemskému povrchu ve dvou mělkých vrtech na dně údolí v povodí Uhlířská společně s odhadovanou změnou zásoby vody v povodí.  $S_t$  je zásoba vody v roce  $t$  a  $S_{2000}$  v roce 2000.

#### Citlivost vodní bilance na volbu $T_{crit}$

Citlivost vodní bilance na změnu  $T_{crit}$  byla provedena v rozmezí hodnot 0–90 000 dní. Takto široké rozmezí bylo vybráno proto, aby pokrylo všechny fyzikálně možné hodnoty, které jsou v souladu s literaturou. Analýza umožňuje další studium izohydrického chování smrků a ověření vhodnosti zvolené hodnoty  $T_{crit}$  ( $T_{crit} = 0,8$  cm/den).

Na Obr. 34 je závislost kumulativní změny zásoby vody v povodí Uhlířská během studovaného 19letého období na zvolené kritické hodnotě transpirace. Jak již bylo zmíněno, při dosažení  $T_{crit}$  klesne potenciál vody v xylému na kritickou hodnotu. Rostlina uzavírá stomata a aktuální transpirace se rovná  $T_{crit}$ . Při zvolené  $T_{crit} = 0,8$  cm/den vychází celková změna zásoby vody v povodí -412 mm a  $T_p$  je redukována při dosažení  $T_{crit}$  v průměru o 73 mm/rok, což odpovídá přibližně 19 %  $T_p$ . Nulová změna zásoby vody v povodí během studovaných let by odpovídala redukci při kritické hodnotě  $T_{crit} = 0,69$  cm/den. Za této situace by byla  $T_p$  zredukována v průměru o 94 mm/rok, což je představuje 24 %  $T_p$ . Naopak pokud by odhadnutá  $T_p$  na povodí Uhlířská nebyla redukována při dosažení  $T_{crit}$ , kumulativní změna zásoby vody v povodí za studované 19leté období by vyšla výrazně záporná (-1796 mm). Takový extrémní pokles zásoby vody v povodí není podpořen žádnými měřeními nebo pozorováními na povodí, což nepřímou potvrzuje důležitost zohlednění redukce při překročení kritické hodnoty transpirace.



Obr. 34: Závislost kumulativní změny zásoby vody v povodí Uhlířská během studovaných let 2000–2018 na kritické hodnotě transpirace.

### Analýza nejistoty vodní bilance

Citlivostní analýza hodnoty  $T_{crit}$  prokázala velký vliv tohoto parametru na změnu zásoby vody v povodí. Nejen parametry aktuální transpirace jsou spjaty s velkou nejistotou. Nejistotou jsou zatíženy také měřené nebo odhadované složky vodní bilance. Odhad nejistot jednotlivých komponentů vodní bilance a jejich propagace skrze rovnici vodní bilance je předmětem této kapitoly.

Pro potřeby analýzy byly nejistoty všech komponentů vodní bilance považovány za náhodnou veličinu charakterizovanou symetrickým (Gaussovým) či asymetrickým (trojúhelníkovým) rozdělením pravděpodobnosti. Asymetrické rozdělení pravděpodobnosti bylo použito u komponentů s předpokládanou systematickou chybou měření, tj. u letních srážek v celém období a transpirací od roku 2010. Velikost nejistot jednotlivých komponentů vodní bilance povodí Uhlířská byly alternativně odhadnuty pomocí směrodatných odchylek denních časových řad pomocí expertního odhadu. Odhadované nejistoty jsou v Tab. 13.

Tab. 13: Odhadované nejistoty jednotlivých komponentů vodní bilance povodí Uhlířská.

Způsob odhadu / člen vodní bilance	Letní srážky	Zimní srážky	Odtok	Sublimace sněhu	Intercepční ztráta	Aktuální transpirace
Expertní	10–15 %	30 %	2–5 %	20 %	10 %	15 %
Z variability denních dat	17 %	19 %	8 %	7 %	11 %	6 %

U měření letních srážek se předpokládalo systematické podhodnocování srážkových úhrnů (zejména kvůli zanesení odtokového trychtýře srážkoměru a mechanickým chybám člunku). Míru podhodnocení měření kapalných srážek také ovlivňuje rychlost větru a přítomnost stromů v blízkém okolí měření. Průměrná vzdálenost stromů od měření je  $10 \text{ m} \pm 2 \text{ m}$ .

Podhodnocení měřených srážek může být obzvláště významné také v případě letních vydatných srážek. Systematické podhodnocení intenzivních srážek o 10 % by znamenalo v případě povodí Uhlířská 3% chybu v celkových ročních srážkových úhrnech. Z těchto důvodů se v této práci uvažuje nejistota letních srážek jako asymetricky rozdělená s očekávanou směrodatnou odchylkou 10 % pro srážky s podprůměrnou rychlostí větru a s 15% směrodatnou odchylkou pro srážkové události s nadprůměrnou rychlostí větru.

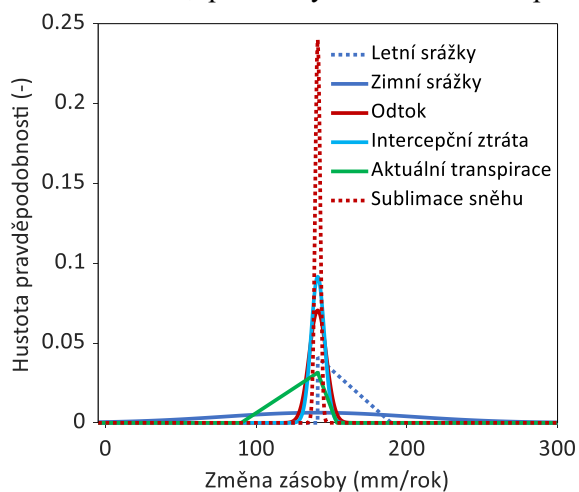
Přesnost měření zimních srážek může být zhoršena, pokud jsou měřicí zařízení umístěna v oblastech, kde se tvoří sněhové závěje. Obecně je vliv větru na měření sněhových srážek výrazný a způsobuje nejistotu měření v rozmezí 10–50 % (WMO, 2008). V této práci se předpokládají nejistoty zimních srážek v rozsahu  $\pm 30$  %.

Nejistota spojená s měřením průtoku byla uvažována  $\pm 5$  % pro Cipolettiho přeliv na UHL (USDA, 2001) a  $\pm 4$  % pro trojúhelníkový ostrohranný přeliv na stanovišti POR. Pro roky s nadprůměrnými odtoky byla nejistota měření průtoku na stanovišti POR snížena na  $\pm 2$  % (Shen, 1981). Po podrobné kontrole dat byly další možné chyby měření (jako je podtékání přelivu nebo přítomnost ledové vrstvy znemožňující korektní měření přepadové výšky) považovány za nevýznamné či nevyskytující se, a proto byly zanedbány.

U transpirace byla předpokládána nejistota  $\pm 15$  %. Langensiepen et al. (2009) uvádějí nejistoty transpirací u zemědělských plodin o něco nižší a současně i odhad na základě variability denních transpirací ukazuje na nižší hodnotu (Tab. 13). Na druhou stranu vegetace na povodí Uhlířská je výrazně heterogenní a měřené primární meteorologické veličiny jsou zatíženy větší nejistotou (především měření radiace, rychlosti větru) a proto byla nejistota transpirace zvolena vyšší. V souvislosti s růstem stromů v blízkosti meteorologických měření, byla transpirace považována za podhodnocenou v období, kdy stromy začaly více ovlivňovat meteorologická měření (od roku 2010). Asymetrické trojúhelníkové rozdělení pravděpodobnosti nejistoty transpirace bylo odhadnuto tak, aby kompenzovalo předpokládané 4% podhodnocení transpirace. Do roku 2010 bylo pro nejistoty odhadované transpirace zvoleno Gaussovo rozdělení pravděpodobnosti.

Nejistota intercepční ztráty byla odhadnuta pomocí směrodatné odchylky denních dat na  $\pm 10$  % a u sublimace byla zvolena hodnota  $\pm 20$  %.

Zobrazení všech komponentů vodní bilance s jejich nejistotami vyjádřenými jako změna zásoby vody v povodí v průměrném roce 2016 je na Obr. 35. Např. tmavě modrá plná křivka vypovídá o tom, jak by se změnila zásoba vody v povodí v roce 2016, pokud bychom uvažovali pouze s nejistotou zimních srážek a ostatní členy vodní bilance bychom uvažovali bez nejistot. Změna zásoby vody v povodí za rok 2016 by v tomto případě byla  $140,8 \pm 64,4$  mm/rok a s 90% pravděpodobností by byla změna zásoby v rozmezí od 37,8 mm/rok do 244,0 mm/rok. Nejistoty přisuzované v této práci zimním srážkám jsou nejvyšší. Naopak nejmenší nejistotu do celkové změny zásoby přináší sublimace sněhu, protože absolutní hodnota sublimační ztráty je výrazně nižší než ostatních komponentů vodní bilance. Asymetrická rozdělení letních srážek a aktuální transpirace odráží předpokládané podhodnocení letních srážek způsobující

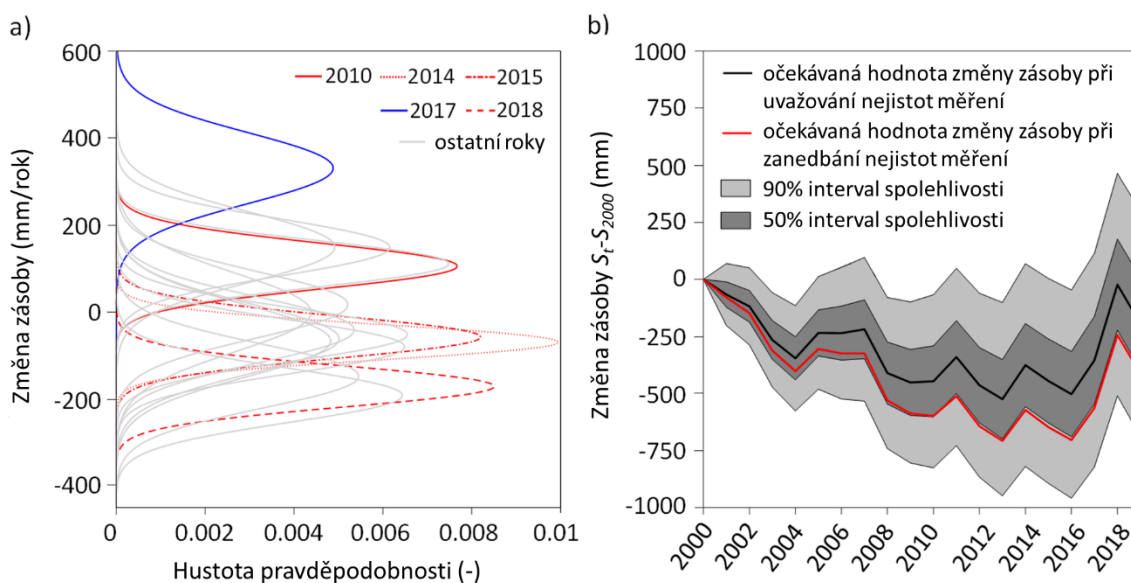


Obr. 35: Nejistoty jednotlivých komponentů vodní bilance povodí Uhlířská v roce 2016 vyjádřeny jako změna zásoby vody v povodí v daném roce.

pravděpodobně podhodnocení změny zásoby v povodí a podhodnocení aktuální transpirace způsobující naopak nadhodnocení změny zásoby. Pokud bychom uvažovali pouze s nejistotami letních srážek a nejistoty ostatních komponentů zanedbali, pak by pravděpodobná změna zásoby stoupla ze 140,8 mm/rok na 157,0 mm/rok. Naopak při použití nejistot pouze aktuální transpirace by změna zásoby v roce 2016 klesla na 128,1 mm/rok.

### Šíření nejistot

Nejistoty promítnuté do změn zásoby vody v povodí v jednotlivých letech během studovaného období 2000–2018 vypočtených dle rovnice 4 jsou na Obr. 36a. Rozdělení nejistot změny zásoby v jednotlivých letech byla získána konvoluční propagací odhadovaných nejistot jednotlivých komponentů vodní bilance v daných letech. Křivky z let 2014, 2015 a 2018 jsou zatíženy relativně nízkou nejistotou oproti ostatním rokům (úzký vrchol) a zároveň všechny indikují výrazný pokles zásoby vody v povodí. Nízká nejistota v těchto letech je dána především nízkými zimními srážkami, které jsou spojeny s vysokou nejistotou. Nízké zimní srážky jsou spojeny s poklesem zásoby vody v povodí a zároveň snižují velikost celkové nejistoty změny zásoby. Ze stejného důvodu je relativně nízká nejistota změny zásoby vody v povodí také v roce 2010, kdy ale neobyčejně srážkově bohaté letní období posunulo křivku do kladných hodnot. Nejvíce vychýlený do kladných hodnot je rok 2017, který patří k srážkově nejbohatším a zároveň následoval po několika suchých letech. Nadprůměrné množství srážek se neprojevovalo výraznějším zvýšením odtoku a docházelo k doplňování zásoby vody v povodí.



Obr. 36: a) Rozdělení nejistot spojených se změnou zásoby vody v povodí v jednotlivých letech 2000–2018 experimentálního povodí Uhlířská. b) Kumulativní změna zásoby vody v povodí v letech 2000–2018 s 90% a 50% intervalem spolehlivosti.  $S_t$  je zásoba vody v povodí v roce  $t$  a  $S_{2000}$  v roce 2000.

Obr. 36b zobrazuje kumulativní nejistotu spojenou s odhadovanou změnou zásoby vody v povodí v důsledku propagace jednotlivých nejistot komponentů vodní bilance během celého experimentálního období 2000–2018. Očekávaná hodnota změny vodní bilance po 19 letech při uvažování nejistot (-195 mm) se výrazně liší od hodnoty získané prostým součtem jednotlivých členů bez propagace jejich nejistot (-412 mm). Očekávaná změna bilance při uvažování nejistot je výrazně menší kvůli asymetrickému rozdělení nejistoty letních srážek, které byly po celou dobu experimentálního období považovány za podhodnocené. Obr. 36b zobrazuje také 90% a 50% interval spolehlivosti, ze kterých je patrné, že nejistota změny zásoby v povodí v čase roste. Na konci 19letého období je výsledná změna zásoby vody v povodí s 90% pravděpodobností v rozmezí -693,7–304,7 mm a s 74% pravděpodobností je vodní bilance negativní, tedy s touto pravděpodobností došlo ve zkoumaném období k poklesu zásoby vody v povodí.

## 7 Shrnutí a závěr

Práce se zabývá studiem hydrologických kvantitativních vazeb mezi transpirací rostlin a vlhkostním režimem půd. První část se zaměřuje na studium aktuální transpirace v měřítku stromového jedince. Pro tento účel byly vybrány dvě kontrastní lesní lokality na povodí Liz na Šumavě (smrkový a bukový porost). Na obou lokalitách bylo provedeno měření mízního toku a měření stavu půdní vody v profilu (vlhkosti a tlaky půdní vody). Měření byla porovnána s výstupy modelu S1D. Studováno bylo chování jedinců smrku ztepilého a buku lesního z hlediska kořenového odběru a redukce potenciální transpirace. Definovány byly dva simulační scénáře s různou hustotou a hloubkou kořenového systému.

Výsledky ukázaly, že mízní toky smrku i simulovaná aktuální transpirace byly nižší než odhadovaná potenciální transpirace. Po vyčerpání kapacity dosahovala simulovaná intenzita aktuální transpirace kritické hodnoty potenciálu v xylému odpovídající hodnotě 0,8 cm/den. Naopak v bukovém lese nedošlo během studovaného období dle simulací k redukci potenciální transpirace. Porovnání simulované aktuální transpirace a kořenového odběru s měřenými mízními toky v bucích navíc ukazují, že buky nevyužívají svou hydraulickou kapacitu stejným způsobem jako smrky, které hydraulickou zásobu téměř každý den v dopoledních hodinách vyčerpají a v odpoledních hodinách ji doplňují.

Tlaky půdní vody i vlhkosti ve smrkovém lese byly v dobré shodě s modelem. Lepší shody bylo však docíleno v případě scénáře se simulovaným kořenovým systémem dosahujícím do hlubších vrstev než v případě scénáře s mělkými kořeny. Vyšší kořenový odběr ze svrchních půdních vrstev oproti hlubším potvrdila série nepřímých indicií i) nižší shoda simulovaných a měřených tlaků půdní vody u svrchní vrstvy, ii) výrazně nižší tlaky půdní vody v hloubce 15 cm pod povrchem v porovnání s ostatními měřenými tlaky v nižších hloubkách, iii) měření velmi nízkých tlaků v hloubce 15 cm pod povrchem na začátku simulačního období, jenž následně vedlo k selhání tenzometru, iv) výsledky citlivostní analýzy modelu na volbu parametru kořenového odporu.

Tlaky půdní vody na lokalitě v bukovém lese byly tvarově velmi podobné měřeným hodnotám, nicméně nebylo nalezeno optimální nastavení hydraulických parametrů v horních vrstvách půdy. Stejně jako v případě lokality ve smrkovém lese bylo i na lokalitě v bukovém porostu lepších výsledků dosaženo ve scénáři s hlubokými kořeny. V mělkých vrstvách docházelo ve scénáři s mělkým kořenovým systémem k většímu vysušování, a naopak v hlubších vrstvách byla patrná nižší variabilita simulovaných tlaků půdní vody a vlhkostí, než naznačovala měřená data.

Citlivostní analýza modelu na volbu parametru kořenového odporu potvrdila rozdílné chování smrkového a bukového porostu z hlediska redukce potenciální transpirace. Analýza prokázala velkou citlivost modelu v případě simulací lokality ve smrkovém lese a nízkou citlivost v případě simulací lokality v bukovém lese. Průměrná modelová efektivita simulací ve smrkovém porostu byla nejvyšší při zvolené hodnotě kořenového odporu 55 000 dní, který odpovídá redukci potenciální transpirace cca o 20 %. V rozmezí kořenového odporu 0–20 000 dní nedošlo k redukci potenciální transpirace. Se zvyšujícím se odporem redukce potenciální transpirace roste až na 35 %. V případě bukového lesa nedošlo k redukci potenciální transpirace při žádném ze zvoleného širokého rozmezí kořenového odporu.

Druhá část práce využila výše zmíněné poznatky z detailní studie a byla věnována studiu aktuální transpirace na úrovni povodí (Uhlířská v Jizerských horách) a výpočtu vodní bilance povodí během 19letého experimentálního období (2000–2018).

Celková vypočtená zásoba vody v povodí Uhlířská během 19letého experimentálního období klesla o 412 mm a v jednotlivých letech se pohybovala od -744 mm do +267 mm. Odhadovaná negativní



změna zásoby vody v povodí byla přisouzena především absenci silného jasného tání sněhové pokrývky, při kterém dochází k perkolaci vody do hlubších vrstev a doplňování zásoby vody v povodí. Teplé zimy měly za následek změnu poměru kapalných a pevných srážek ve prospěch kapalných a častější epizody tání sněhu v zimě. Za negativní bilanci je zodpovědných také několik posledních velmi teplých a srážkově velmi podprůměrných let. Analýza nejistot jednotlivých komponentů a jejich šíření během studovaného 19letého období ukázala na negativní změnu zásoby vody v povodí s 74% pravděpodobností.

Zásadní roli ve výsledné bilanci hraje izohydrický charakter hospodaření s vodou smrkového lesa. Použití kritické hodnoty transpirace vyrovnává vliv meziroční variability hnacích sil transpirace a změny vegetačních charakteristik. Neuvažování izohydrické redukce potenciální transpirace by vedlo k výrazně negativní zásobě vody v povodí, což není v souladu s dostupnými měřeními (např. hladin podzemních vod či tlaků půdní vody) ani pozorováním.

Díličí výsledky obou studií pomohly k lepšímu pochopení dynamiky vodního cyklu v lesních ekosystémech a rozdílného chování smrkového a bukového lesa z hlediska kořenového odběru a redukce potenciální transpirace.

## 8 Reference

- Abbot M., Bathurst J., Cunge J., O'Connell P., and Rasmussen J. (1990) An introduction to the European hydrologic system-systeme hydrologique Europeen,"She", 1: History and philosophy of a physically based, distributed modelling system. *J. Hydrol.*, 87, 45–59.
- Abtew, W. 1996. Evapotranspiration measurements and modeling for three wetland systems in south Florida. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 32, 465–473.
- Allen, R.G., Pereira, L., S., Raes, D., Smith, M. (1998) *Crop evaporation: Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 56*, FAO, Rome, Italy.
- Allen, R.G., Tasumi, M., Trezza, R. (2007) Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)Model. *J. Irrig. Drain. Eng.*, 133, 380–394.
- Andronova, N. G., Budyko, M. I. (2002) *Encyclopedia of Global Environmental Change*, edited by Ted Munn, vol. 1. New York: Wiley.
- Arciniega-Esparza, S., Brena-Naranjo, J. A., Troch, P. A. (2017) On the connection between terrestrial and riparian vegetation: the role of storage partitioning in water-limited catchments. *Hydrological Processes* 31 (2), 489. <https://doi.org/10.1002/hyp.11071>
- Arnold, J. G., Srinivasan, R., Mutiah, R. S. and Williams, J. R. (1998) Large-area hydrologic modeling and assessment: Part I. Model development. *J. American Water Resour. Assoc.*, 34(1), 73–89.
- Aston, A.R. (1979) Rainfall interception by eight small trees. *J. Hydrol.*, 42, 383–396.
- Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., Holtslag, A. A. M. (1998) A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *J. Hydrol.*, 212, 198–212.
- Bautista, F., Bautista, D., Delgado-Carranza, C. (2009) Calibration of the equations of Hargreaves and Thornthwaite to estimate the potential evapotranspiration in semi-arid and subhumid tropical climates for regional applications. *Atmósfera* [online]. 22(4), 331–348. ISSN 0187-6236.
- Berbigier, P., Bonnefond, J. M. (1995) Measurements and modelling of radiation transmission within a stand of maritime pine (*Pinus pinaster* Ait). *Annales des Sciences Forestie* 52, 23–42.
- Bernsteinová, J., Bässler, C., Zimmermann, L., Langhammer, J., Beudert, B. (2015) Changes in runoff in two neighbouring catchments in the Bohemian Forest related to climate and land cover changes. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 63 (4)342–352. <https://doi.org/10.1515/johh-2015-0037>
- Beven K., Kirkby M. J. (1979) A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrol. Sci. J.*, 24, 43–69.
- Beven, K. J. (2001) *Rainfall-runoff Modelling, The Primer* (2nd edi.). Chichester: John Wiley and Sons Ltd. ISBN 978-0-470-71459-1
- Beven, K. J. (2006) Searching for the Holy Grail of scientific hydrology:  $Q_t = (S, R, \Delta t)A$  as closure. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, 609–618. <https://doi.org/10.5194/hess-10-609-2006>
- Beven, K. J. (2009) *Environmental Modelling. An uncertain Future?: An Introduction to Techniques for Uncertainty Estimation in Environmental Prediction*. London: CRC Press. ISBN: 9780415457590
- Bičík, M. (1993) Zpráva o činnosti EXPJH za rok 1993. ČHMÚ, Praha a Jablonec n. N.
- Blaney, H. F., Criddle, W. D. (1950) *Determining water requirement in irrigated areas from climatological data*, *Soil Conservation Service Technical Publication 96*, Washington DC.: US Department of Agriculture, 48 p.
- Blažková, Š., Kolářová, S. a kol. (1994) Vliv odlesnění na hydrologický režim v oblasti Jizerských hor. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka v Praze, 76 s. ISBN 80-901181-9-4
- Bogawski, P., Bednorz, E. (2014) Comparison and validation of selected evapotranspiration models for conditions in Poland (Central Europe). *Water Resour. Manag.* 28 (14), 5021–5038.
- Breda N. (2003) Ground-based measurements of leaf area index: a review of methods, instruments and current controversies. *Journal of Experimental Botany* 54 (392). <https://doi.org/10.1093/jxb/erg263>
- Breda, N., Huc, R., Granier, A., Dreyer, E. (2006) Temperate forest trees and stands under severe drought: A review of ecophysiological responses, adaptation processes and long-term consequences. *Annals of Forest Science* 63 (6), 625–644. <https://doi.org/10.1051/forest:2006042>
- Breuer, L., Eckhardt, K., Frede, H.G. (2003) Plant parameter values for models in temperate climates. *Ecological Modelling* 169, 237–293. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(03\)00274-6](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(03)00274-6)
- Brooks, P. D, Durcik, M., Troch, P. A., Gallo, E. L., Schlege, M. (2011) Quantifying regional scale ecosystem response to changes in precipitation: Not all rain is created equal. *Water Resources Research* 47, W00J08. <https://doi.org/10.1029/2010WR009762>
- Bruin, H. A. R., Lablans, W. N. (1998) Reference crop evapotranspiration determined with a modified Makkink equation. *Hydrol. Process.* 12 (7), 1053–1062.
- Bubeničková, L. (1984) Podnikový výzkumný úkol 150, Změny odtokového režimu Jizerských hor vlivem devastace lesních porostů způsobené škodlivými exhalacemi. Závěrečná zpráva. ČHMÚ, Praha.
- Budyko, M. (1948) *Evaporation Under Natural Conditions*. Leningrad: Gidrometeorizdat.
- Budyko, M. (1958) *The Heat Balance of the Earth's Surface*. Washington, DC: Springer.
- Budyko, M. (1974) *Climate and Life*. New York: Academic.
- Buzacott, A. J. V., Vervoort, R. W., (2021) Storage in south-eastern Australian catchments. *Water Resources Research* 57, e2021WR029799. <https://doi.org/10.1029/2021WR029799>
- Calder, L.R. (1986) A stochastic model of rainfall interception. *J. Hydrol.* 89, 65–71.
- Campbell Scientific, Inc. (2016) Instruction Manual CS616 and CS625 Water Content Reflectometers. Revision: 2/16.
- Carrer, G. E., Klaus, J., Pfister, L. (2019) Assessing the Catchment Storage Function Through a Dual-Storage Concept. *Water Resources Research* 55 (1), 476–794. <https://doi.org/10.1029/2018WR022856>

- Chen, X., Alimohammadi, N., Wang, D. (2013) Modeling interannual variability of Geoscience and seasonal evaporation and storage change based on the extended Budyko framework. *Water Resour. Res.* 49, 6067–6078.
- Chen, Z., Hartmann, A., Wagener, T., Goldscheider, N. (2018) Dynamics of water fluxes and storages in an Alpine karst catchment under current and potential future climate conditions. *Hydrology and Earth System Sciences* 22 (7), 3807–3823. <https://doi.org/10.5194/hess-22-3807-2018>
- Chow, V. T., Maidment, D. R., Mays, L. W. (1988) *Applied hydrology*. Singapore: McGraw-Hill. ISBN: 0-07-010810-2
- Ciezkowski, W., Berezowski, T., Kleniewska, M., Szporak-Wasilewska, S., Chormanski, J. (2018) Modelling wetland growing season rainfall interception losses based on maximum canopy storage measurements. *Water* 10, 41–56. [doi:10.3390/w10010041](https://doi.org/10.3390/w10010041)
- Coenders–Gerrits, A. M., van der Ent, R.J., Bogaard, T. A., Wang–Erlandsson, L., Hrachowitz, M., Savenije, H. H. (2014) Uncertainties in transpiration estimates. *Nature* 506, E1–E2. <https://doi.org/10.1038/nature12925>
- Collinschon, W., Fan, F. M. (2012) Defining parameters for Eckhardt’s digital baseflow filter. *Hydrol. Process.* 27 (18), 2614–2622. <https://doi.org/10.1002/hyp.9391>
- Crawford, N. H., Linsley, R. K. (1966) Digital simulation in hydrology: Stanford watershed model IV. Stanford University Technical Report No. 39, Stanford University CA.
- Creed, I., Spargo, A. (2012) Budyko guide to exploring sustainability of water yields from catchments under changing environmental conditions, Meet. IAHS-PUB (Prediction Ungauged Basins) Symp. “Completion IAHS Decad. Predict. Ungauged Basins W. ahead,” 59.
- Cui, Y., Jia, I., Hu, G., Zhou, J. (2015) Mapping of interception loss of vegetation in the heihe river basin of china using remote sensing observations. *Geosci. Remote Sens. Lett.* 12 (1), 23–27.
- Dohnal, M., Černý, T., Votrubová, J., Tesař, M. (2014) Rainfall interception and spatial variability of throughfall in spruce stand. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 62 (4), 277–284. <https://doi.org/10.2478/johh-2014-0037>
- Donohue, R. J., Roderick, M. L., McVicar, T. R. (2007) On the importance of including vegetation dynamics in Budyko’s hydrological model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 983–995.
- Dorigo, W. A., Scipal, K., Parinussa, R. M., Liu, Y. Y., Wagner, W., de Jeu, R. A. M., Naeimi, V. (2010) Error characterization of global active and passive microwave soil moisture datasets. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 2605–2616. <https://doi.org/10.5194/hess-14-2605-2010>
- Dubé, S., Plamondon, A. P. (1995) Relative importance of interception and transpiration changes causing watering-up after clear cutting on four wet sites. *IAHS Publication-Series of Proceedings and Reports – International Association of Hydrological Sciences* 230, 113–120.
- Eccel, E. (2012) Estimating air humidity from temperature and precipitation measures for modelling applications. *Meteorological Applications* 19, 118–128. <https://doi.org/10.1002/met.258>
- Eckhardt, K. (2005) How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrol. Process.* 19, 507–515.
- Eckrich, C. A., Flaherty, E. A., Ben-David, M. (2013) Estimating Leaf Area Index in Southern Alaska: A Comparison of Two Techniques. *Plos One* 8 (11), 1–10. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0077642>
- Fekete, B.M., Vörösmarty, C.J., Roads, J.O., Willmott, C.J. (2004) Uncertainties in pre-cipitation and their impacts on runoff estimates. *J. Clim.* 17 (2), 294–304. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0294:UIPATI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0294:UIPATI>2.0.CO;2)
- Gaertner, B. A., Zegre, N., Warner, T., Fernandez, R., He, Y., Merriam, E. R. (2018) Climate, forest growing season, and evapotranspiration changes in the central Appalachian Mountains, USA. *Sci. Total Environ.* 650, 1371–1381. <https://doi.org/10.1016/j.scitenv.2018.09.129>
- Garrote, L., Bras, R.L. (1995) A distributed model for real-time flood forecasting using digital elevation models. *J. Hydrol.* 167, 279–306.
- Gash, J. H. C. (1979) An analytical model of rainfall interception by forests. *Q. J. R. Met. Soc.* 105, 43–55.
- Gash, J. H. C., Lloyd, C. R., Lachaud, G. (1995) Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. *J. Hydrol.* 170 (1–4), 79–86.
- Gerlein-Safdi, C., Koohafkan, M. C., Chung, M., Rockwell, F., Thompson, S., Caylor, K. K. (2018) Dew deposition suppresses transpiration and carbon uptake in leaves. *Agricultural and Forest Meteorology* 259, 305–316. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.05.015>
- Gilbert, J.M., Maxwell, R.M. (2017) Examining regional groundwater-surface water dynamics using an integrated hydrologic model of the San Joaquin River basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 923–947.
- Gilbert, R.O. (1987) *Statistical Methods for Environmental Pollution Monitoring*. John Wiley and Sons, New York.
- Good, S. P., Noone, D., Bowen, G. (2015) Hydrologic connectivity constrains partitioning of global terrestrial water fluxes. *Science* 349 (6244), 175–177. <https://doi.org/10.1126/science.aaa5931>
- Graf, A., Bogena, H. R., Drüe, C., Hardelauf, H., Pütz, T., Heinemann, G., Vereecken, H. (2014) Spatiotemporal relations between water budget components and soil water content in a forested tributary catchment, *Water Resour. Res.* 50, 4837–4857. <https://doi.org/10.1002/2013WR014516>
- Grayson, R.B., Moore, I. D., McMahon, T.A. (1992) Physically based hydrologic modeling: 1. A terrain-based model for investigative purposes. *Water Resour. Res.* 28, 2639–2658.
- Greve, P., Burek, P., Wada, Y. (2020) Using the Budyko Framework for Calibration a Global Hydrological Model. *Water Resources research* 56 (6). <https://doi.org/10.1029/2019WR026280>
- Groh, J., Pütz, T., Gerke, H. H., Vanderborght, J., Vereecken, H. (2019) Quantification and prediction of nighttime evapotranspiration for two distinct grassland ecosystems. *Water Resources Research* 55, 2961–2975. <https://doi.org/10.1029/2018WR024072>
- Gustard, A., Bullock, A., Dixon, J. M. (1992) Low flow estimation in the United Kingdom, *Institute of Hydrology (UK)* 108, 88.
- Hais, M., Langhammer, J., Jirsová, P., Dvořák, L. (2008) Dynamics of forest disturbance in central part of the Šumava mountains between 1985 and 2007 based on Landsat TM/ETM satellite data. *AUC Geographica* 43 (1), 53–62. <https://doi.org/10.14712/23361980.2015.71>
- Hall, F. R. (1968) Base-flow recessions – A review. *Water Resources Research* 4 (5), 973–983.

- Hamon, W. R. (1961) Estimating potential evapotranspiration: *Am. Soc. Civil Engineers, Hydraulics Div. Jour.* 87 (3), 107–120.
- Hargreaves, G. H., Samani, Z. A. (1985) Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture* 1, 96–99. <https://doi.org/10.13031/2013.26773>
- Hedstrom, N. R., Pomeroy, J. W. (1998) Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrol. Proc.* 12 (10–11), 1611–1625.
- Herbst, M., Roberts, J. M., Rosier, P.T.W., Gowing, D. J. (2006) Measuring and modelling the rainfall interception loss by hedgerows in southern England. *Agric. For. Meteorol.* 141, 244–256.
- Herza, J. (2005) *Estimation of evapotranspiration in the mountain catchment, Jizera mountains, Czech Republic*. MSc Thesis, Cranfield University at Silsoe, UK.
- Hillel, D., Talpaz, H., van Keulen, H. (1976) A macroscopic scale model of water uptake by a non-uniform root system and of water and salt movement in the soil profile. *Soil Sci.* 121, 242–255.
- Holko, L., Herrmann, A., Uhlenbrook, S., Pfister, L., Querner, E. (2002) Ground water runoff separation – test of applicability of a simple separation method under varying natural conditions. *Friend 2002 – Regional hydrology: Bridging the gap between research and practice* (IAHS Publication no. 274), 265–272.
- Holub, P. (2000) *The growth effectiveness of nitrogen usage by grass type Calamagrostis on the deforested areas within the Beskydy Mountains*. PhD Thesis, Masaryk University Brno. (In Czech).
- Horton, R. E. (1919) Rainfall interception. *Mon. Weather Rev.* 47, 603–623.
- Horton, R. E. (1933) The Role of Infiltration in the Hydrologic Cycle. *Transactions of the American Geophysical Union* 14, 446–460. <http://doi.org/10.1029/TR014i001p00446>
- Hou, Y., et al., (2022) Cumulative forest disturbances decrease runoff in two boreal forested watersheds of the northern interior of British Columbia, Canada. *Journal of Hydrology* 605. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127362>
- Hrnčíř, M., Šanda, M., Kulasová, A., Císlarová, M. (2010) Runoff formation in a small catchment at hillslope and catchment scales. *Hydrological Processes* 24 (16), 2248–2256. <https://doi.org/10.1002/hyp.7614>
- Huss, M., Farinotti, D., Bauder, A., Funk, M. (2008) Modelling runoff from highly glaciated alpine drainage basins in a changing climate. *Hydrol. Proc.* 22 (19), 3888–3902. <https://doi.org/10.1002/hyp.7055>
- Hutjes, R.W.A.; Wierda, A., Veen, A.W.L. (1990) Rainfall interception in the tai forest, ivory-coast—Application of 2 simulation-models to a humid tropical system. *J. Hydrol.* 114, 259–275. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(90\)90060-B](https://doi.org/10.1016/0022-1694(90)90060-B)
- Irmak, S. (2008) Evapotranspiration. In: *Encyclopedia of Ecology* (Fath, B. D., Jørgensen, S. E.), 1432–1438. Amsterdam: Academic Press.
- ISO (1993) International Organization for Standardization, Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement, 1st ed., Geneva.
- Jankovec, J., Vitvar, T., Šanda, M., Matsumoro, T., Han, L.-F. (2017). Groundwater recharge and residence times evaluated by isotopes of hydrogen and oxygen, noble gases and CFCs in a mountain catchment in the Jizera Mts., northern Czech Republic. *Geochemical Journal* 51 (5), 423–437. doi:10.2343/geochemj.2.0469
- JCGM (2008a) Evaluation of measurement data – Guide to the expression of uncertainty in measurement. JCGM 100:2008 GUM 1995 with minor corrections, Joint Committee for Guides in Meteorology, Bureau International des Poids Mesures (BIPM), Sevres France.
- Jeníček, M., Seibert, J., Staudinger, M. (2018) Modeling of Future Changes in Seasonal Snowpack and impacts on Summer Low Flow in Alpine Catchments. *Water Resources Research* 54 (1), 538–556. <https://doi.org/10.1002/2017WR021648>
- Jensen, M. E., Haise, H. R. (1963) Estimating evapotranspiration from solar radiation. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng. J. Irrig. Drain. Div.* 89, 15–41.
- Jia, Z., Wang, Z., and Wang, H. (2019) Characteristics of dew formation in the semi-arid loess plateau of Central Shaanxi province, China. *Water* 11 (1), 126. <https://doi.org/10.3390/w11010126>
- Kahyani, S., Sohrabi, H., Hoseini, S.M., Vanclay, J. (2016) LAI and Leaf Biomass Allometric Equations for Three Common Tree Species in a Hyrcanian Temperate Forest. *Open Journal Forestry* 6, 1–7.
- Kampf, S. K., Stephen, J., Burges, J., Hammond, J. C., Aditi Bhaskar, Covino, T. P. et al. (2020) The case for an open water balance: Re-envisioning network design and data analysis for a complex, uncertain world. *Water Resources Research* 56, e2019WR026699. <https://doi.org/10.1029/2019WR026699>
- Kemel, M. (2000) *Klimatologie, Meteorologie, Hydrologie*. Praha: ČVUT. ISBN: 80-01-01456-8
- Kendall, M. (1938) A New Measure of Rank Correlation. *Biometrika* 30, 81–89. <https://doi.org/10.1093/biomet/30.1-2.81>
- Kendall, M. G. (1975) *Rank Correlation Methods*. 4th Edition, Charles Griffin, London.
- Kille, K. (1970) Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft., Sonderheft: Hydrogeologie / Hydrogeochemie*: 89-95.
- Klapste, J., Lecoy, J., del Rosario Garcia-Gil, M. (2020) Drought Stress Adaptation in Norway Spruce and Related Genomics Work. *The Spruce Genome* 129–153. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-21001-4\\_9](https://doi.org/10.1007/978-3-030-21001-4_9)
- Klemm, O., et al., 2002. A climatology of leaf surface wetness. *Theoretical and Applied Climatology*, 71 (1–2), 107–117. doi:10.1007/s704-002-8211-5
- Klimo, E. (1994) *Ekologie lesa*. Brno: VŠZv Brně, 170 s.
- Kliner, K., Kněžek, M. (1974) The underground runoff separation method making use of the observation of groundwater table. (In Czech). *J. Hydrol. Hydromech.* 23 (5), 457–466.
- Koppa, A., Alam, S., Miralles, D. G., Gebremichael, M. (2021) Budyko-Based Long-term Water and Energy Balance Closure in Global Watersheds From Earth Observations. *Water resources research* 57 (5). <https://doi.org/10.1029/2020WR028658>

- Křeček, J. (1990) Evapotranspiration from a forested basin in the Jizera Mountains. In: *hydrology of Mountainous areas*. IAHS Publ. No. 190
- Kröber, W., Plath, I., Heklau, H., Bruelheide, H. (2015) Relating Stomatal Conductance to Leaf Functional Traits. *Journal of Vis. Exp.* 104, e52738. <https://doi.org/10.3791/52738>
- Lang, D., Zheng, J., Shi, J., Liao, F., Ma, X., Wang, W., Chen, X., Zhang, M. A (2017) Comparative Study of Potential Evapotranspiration Estimation by Eight Methods with FAO Penman–Monteith Method in Southwestern China. *Water* 9 (10), 734. <https://doi.org/10.3390/w9100734>
- Langensiepen, M., Fush, M., Bergamaschi, H., Moreshet, S., Cohen, Y., Wolff, P., et al. (2009) Quantifying the uncertainties of transpiration calculations with the Penman–Monteith equation under different climate and optimum water supply conditions. *Agricultural and Forest Meteorology* 149 (6–7), 1063–1072. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.01.001>
- Langhammer, J., Bernsteinová, J. (2020) Which Aspects of Hydrological Regime in Mid-Latitude Montane Basins Are Affected by Climate Change? *Water* 12, 2279. <https://doi.org/10.3390/w12082279>
- Launiainen, S., Guan, M., Salmivaara, A., Kieloaho, A.-J. (2019) Modeling boreal forest evapotranspiration and water balance at stand and catchment scales: a spatial approach. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 23, 3457–3480, <https://doi.org/10.5194/hess-23-3457-2019>
- Leta, O. T., El-Kadi, A.I., Dulai, H., Ghazal, K. A. (2016) Assessment of climate change impacts on water balance components of Heeia watershed in Hawaii. *J. Hydrol.: Regional Studies* 8, 182–197.
- Leuschner, Ch., Voss, S., Foetzki, A., Clases, Y. (2006) Variation in leaf area index and stand leaf mass of European beech across gradients of soil acidity and precipitation. *Plant Ecol* 186, 247–58.
- Li, D., Pan, M., Cong, Z., Zhang, L., Wood, E. (2013) Vegetation control on water and energy balance within the Budyko framework. *Wat. Resour. Res.* 49, 969–976. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20107>
- Linacre, E.T. (1977) A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. *J. Agric. Meteorol.* 18, 409–424.
- Liu, S. (1997) A new model for the prediction of rainfall interception in forest canopies. *Ecological Modelling* 99 (2–3), 151–159. [https://doi.org/10.1016/S0304-3800\(97\)01948-0](https://doi.org/10.1016/S0304-3800(97)01948-0)
- Liu, Y., De Smedt, F. (2004) *Wetspa extension, a gis-based hydrologic model for flood prediction and watershed management*. Brussel: Vrije Universiteit Brussel Belgium.
- Lo Conti, F., Hsu, K. L., Noto, L. V., Sorooshian, S. (2014) Evaluation and comparison of satellite precipitation estimates with reference to a local area in the Mediterranean Sea. *Atmospheric research* 138, 189–204. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.11.011>
- Lu, J., Sun, G., McNulty, S. G., Amatya, D. M. (2005). A comparison of six potential evapotranspiration methods for regional use in the southeastern United States. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 41, 621–633. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2005.tb03759>.
- Lüttschwager, D. and Jochheim, H. (2020) Drought primarily reduces canopy transpiration of exposed beech trees and decreases the share of water uptake from deeper soil layers. *Forests* 11 (5), 537. <https://doi.org/10.3390/f11050537>
- Lyne, V., Hollick, M. (1979) “Stochastic timevariable rainfall-runoff modelling”, Proceedings of the Hydrology and Water Resources Symposium, Perth 10-12 September, Institution of Engineers National Conference Publication, No. 79/10, pp. 89-92.
- Lyr, H., Fiedler, H. J., Tranquilini, W. (1992). *Physiologie und Ökologie der Gehölze*. G. Fisher, Jena.
- Majasalmi, T., Rautiainen, M., Stenberg, O., Lukeš, P. (2013) An assessment of ground reference methods for estimating LAI of boreal forests. *For. Ecol. Manage.* 292, 10–18.
- Makkink, G. F. (1957) Testing the Penman Formula by Means of Lysimeters. *Journal Inst. Water Eng.* 11 (3), 277–288.
- Mann, H. B. (1945) Nonparametric test against trend. *Econometrica* 13, 245–259.
- McCull, K. A., Vogelzang, J., Konings, A. G., Entekhabi, D., Piles, M., Stoffelen, A. (2014) Extended Triple Collocation: estimation errors and correlation coefficients with respect to an unknown target. *Geophysical Research Letters* 14 (17), 6229–6236. <https://doi.org/10.1002/2014GL061322>
- McDonnell, J. J., Freer, J., Hooper, R., Kendall, C., Burns, D., Beven, K., Peters, J. (1996) New method developed for studying flow in hillslopes. *Eos* 77 (47), 465–472. <https://doi.org/10.1029/96EO00306>
- McGloin, R., Šigut, L., Fisher, M., Foltýnková, L., Chawla, S., Trnka, M., Pavelka, M., Marek, M. V. (2019) Available energy partitioning during drought at two Norway spruce forest and a European beech forest in Central Europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 124 (7), 3726–3742. <https://doi.org/10.1029/2018JD029490>
- Meier, I. C., Leuschner, C. (2008) Belowground drought response of European beech: Fine root biomass and carbon partitioning in 14 mature stands across a precipitation gradient. *Global Change Biology* 14, 2081–2095.
- Menon, M., Hermle, S., Gunthardt-Goerg, M. S., Schulin, R. (2007) Effects of heavy metal soil pollution and acid rain on growth and water use efficiency of a zouny model forest ecosystem. *Plant and Soil* 297, 171–183.
- Meriö, L. J., Ala-aho, P., Linjarna, J., Hjort, J., Kløve, B., Marttila, H. (2019) Snow to precipitation ratio controls catchment storage and summer flows in boreal headwater catchments. *Water Resources Research* 55, 4096–4109. <https://doi.org/10.1029/2018WR023031>
- Merriam R. A. (1960) A note on the interception loss equation. *J. Geophys. Res.* 65, 3850–3851.
- Mikešová, V. et al. (2018) Use of autonomous transmission line-type electromagnetic sensors for classification of dry and wet periods at sub-hourly time intervals. *Environmental Monitoring and Assessment* 190 (11), ISSN 1573-2959. <https://doi.org/10.1007/s10661-018-7059-7>
- Milly, P. C. D., Dunne, K. A. (2002) Macroscale water fluxes 1. Quantifying errors in the estimation of basin mean precipitation. *Water Resour. Res.* 38 (10), 1205. <https://doi.org/10.1029/2001WR000759>.
- Miralles, D. G., De Jeu, R. A. M., Gash, J. H., Holmes, T. R. H., Dolman, A. J. (2011) Magnitude and variability of land evaporation and its components at the global scale. *Hydrol. Earth System Sciences.* 15, 967–981. <https://doi.org/10.5194/hess-15967-2011>
- Monteith, J. L. (1965) Evaporation and environment. *Symposia Society Experimental Biology* 19, 205–234.

- Monteith, J. L. (1981) Evaporation and surface-temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 107, 1–27. <https://doi.org/10.1002/qj.49710745102>
- Morawietz, M. (1996) User's Guide BFI, University of Oslo.
- Motahari, M.; Attarod, P., Pypker, T.G., Etemad, V., Shirvany, A. (2013) Rainfall interception in a pinus eldarica plantation in a semi-arid climate zone: An application of the gash model. *J. Agr. Sci. Tech. Iran.* 15 (5), 981–994.
- Mulder J. P. M. (1985) Simulating interception loss using standard meteorological data. *The Forest-Atmosphere Interaction* 177–196. [https://doi.org/10.1007/978-94-009-5305-5\\_12](https://doi.org/10.1007/978-94-009-5305-5_12)
- Nagel, J. (2005) TreeGrOSS eine Java basierte Softwarekomponente zur Waldwachstumsmodellierung für Forschung, Lehre und Praxis. Deutscher Verband Forstlicher Forschungsanstalten - Sektion Forstliche Biometrie und Informatik, 15. Tagung Freiburg 9.-10. Oktober 2003, 33–37.
- Nagel, J., Schmidt, M. (2006) The silvicultural decision support system BWINPro. *Sustainable forest management*, 59–63. ISBN 978-3-540-31304-5
- Nash, J. E., Sutcliffe, J. V. (1970) River flow forecasting through conceptual models part I – a discussion of principles. *J. Hydrol.* 10 (3), 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Nathan, G. F. R., Kaplan, D. A., Klammler, H., Jawitz, J. W. (2020) Reinterpreting the Budyko Framework. *Hydrology and Earth System Sciences*. <https://doi.org/10.5194/hess-2020-584>
- Nathan, R. J., McMahon, T. A. (1990) Evaluation of automated techniques for baseflow and recession analyses. *Water Resour. Res.* 26, 1465–1473.
- Neff, B. P., Day, S. M., Piggott, A. R., Fuller, L. M. (2005) Base Flow in the Great Lakes Basin. U.S. *Geological Survey Scientific Investigations Report* 2005–5217. <https://doi.org/10.3133/sir20055217>
- Neukum, C. and Azzam, R. (2012) Impact of climate change on groundwater recharge in a small catchment in the Black Forest, Germany. *Hydrogeology Journal* 20 (3), 547–560. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0827-x>
- Nikodém, A., Kodešová, R., Bubeníčková, L. (2013) Simulation of the influence of rainfall redistribution in spruce and beech forest on the leaching of Al and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> from forest soils. *J. Hydrol. Hydromech.* 61, 39–49.
- Oldekop, E. (1911) Evaporation from the surface of river basins, Collection of the Works of Students of the Meteorological Observatory, University of Tartu-Jurjew-Dorpat, Tartu, Estonia, 209.
- Olioso, A., Chauki, H., Courault, D., Wigneron, J.P. (1999) Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. *Remote Sens. Environ.* 68, 341–356.
- Papadakis, J. (1965) Potential evapotranspiration. *Soil Science* 10 (1), 76.
- Penman, H. L. (1948) Neutral evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London* 193, 120–146. <https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>
- Peters, E., Bier, G., van Lanen, H. A. J., Torfs, P. J. J. F. (2006) Propagation and spatial distribution of drought in a groundwater catchment. *Journal of Hydrology* 321 (1–4), 257–275. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.08.004>
- Peters, E., van Lanen, H. A. J. (2005) Separation of base flow from streamflow using groundwater levels—illustrated for the Pang catchment (UK). *Hydrol. Processes* 19, 921–936.
- Peters, R. L., Speich, M., Pappas, Ch., Kahmen, A., von Arx, G., Pannatier, E. G., et al. (2019) Contrasting stomatal sensitivity to temperature and soil drought in mature alpine conifers. *Plant Cell Environment* 42 (5), 1674–1689. <https://doi.org/10.1111/pce.13500>
- Pierce, L. L., Running, S. W. (1988) Rapid estimation of coniferous forest leaf area index using a portable integrating radiometer. *Ecology* 69 (6), 1762–1767.
- Piggott, A. R., Moin, S., Southam, C. (2005) A revised approach to the UKIH method for the calculation of base flow. *Hydrological Sciences Journal* 50 (5), 911–920. <https://doi.org/10.1623/hysj.2005.50.5.911>
- Pike, J. (1964) The estimation of annual run-off from meteorological data in a tropical climate. *J. Hydrol.* 2, 116–123.
- Pinol, J., Avila, A., Escarré, A., (1999) Water balance in catchments. In: *Ecology of mediterranean evergreen oak forests. Ecological studies*. F. Rodà, et al., eds. Berlin, Heidelberg: Springer, 137. doi:10.1007/978-3-642-58618-7\_19
- Pomeroy, J. W., Schmidt, R. A. (1993) The use of fractal geometry in modeling intercepted snow accumulation and sublimation. *Proc. Eastern Snow Conf.* 50, 1-10.
- Pražák, J., Šir, M., Tesař, M. (1994) Estimation of plant transpiration from meteorological data under conditions of sufficient soil moisture. *Journal of Hydrology* 162 (3–4), 409–427.
- Priestley, C. H. B., Taylor, R. J. (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather Rev.* 100, 81–92. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<0081:otaosh>2.3.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:otaosh>2.3.co;2)
- Procházka, S., Šebánek, J., Gloser, J., Sladký, Z. (1994) *Morfologie a fyziologie rostlin*. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita.
- Raupach, M., Finnigan, J. (1988) Single-Layer Models of Evaporation from Plant Canopies Are Incorrect but Useful, Whereas Multilayer Models Are Correct but Useless: Discuss. *Functional Plant Biology* 15 (6), 705–716.
- Refsgaard, J. Ch., Storm, B., Clausen, T. (2010) Système Hydrologique Européen (SHE): Review and perspectives after 30 years development in distributed physically-based hydrological modelling. *Hydrology Research* 41 (5), 355–377. <https://doi.org/10.2166/nh.2010.009>
- Reinhardt, K., Smith, W. K. (2008) Impacts of cloud immersion on microclimate, photosynthesis, and water relations of *Abies fraseri* (Pursh.) Poiret in a temperate mountain cloud forest. *Oecologia* 158 (2), 229–238. <https://doi.org/10.1007/s00442-008-1128-5>
- Ritter, A., Regalado, C.M. and Aschan, G. (2009) Fog reduces transpiration in tree species of the Canarian relict health-laurel cloud forest (Garajonay National Park, Spain). *Tree Physiology* 29, 517–528. <https://doi.org/10.1093/treephys/tpn043>
- Robinson, M., Ward, R. C. (2000) *Principles of Hydrology* (4th ed.). Berkshire (UK): McGraw-Hill Publishing Company.
- Rosner, S., Světlík, J., Andreassen, K., Børja, I., Dalsgaard, L., Evans, R., et al., (2016) Novel hydraulic vulnerability proxies for a boreal conifer species reveal that opportunists may have lower survival prospects under extreme climatic events. *Frontiers in Plant Science* 7 (831). <https://doi.org/10.3389/fpls.2016.00831>

- Rutledge, A. T. (2007) Update on the Use of the RORA Program for Recharge Estimation. *Ground Water* 45 (3), 374–382. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00294.x>
- Rutledge, A.T. (1998) Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from streamflow data – update. Reston (Virginia): U.S. Geological Survey. USGS Water-Resources Investigations Report 98–4148. <https://doi.org/10.3133/wri984148>
- Rutter, A.J., Kershaw, K.A., Robins, P.C., Morton, A. J. (1971) A predictive model of rainfall interception in forests, 1. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. *Agric. Meteorol.* 9, 367–384. [https://doi.org/10.1016/0002-1571\(71\)90034-3](https://doi.org/10.1016/0002-1571(71)90034-3)
- Rutter, A.J., Morton A.J., Robins, P. C. (1975) A predictive model of rainfall interception in forests. H. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *J. Appl. Ecol.* 12, 367–380.
- Saksa, P. C., Conklin, M. H., Battles, J. J., Tague, C. L., Bales, B. C. (2017) Forest thinning impacts on the water balance of Sierra Nevada mixed-conifer headwater basins. *Water Resour. Res.* 53, 5364–5381, <https://doi.org/10.1002/2016WR019240>
- Samaras, D. A., Reif, A., Theodoropoulos, K. (2014) Evaluation of radiation-based reference evapotranspiration models under different Mediterranean climates in Central Greece. *Water Resour. Manag.* 28, 207–225.
- Šanda, M., Vitvar, T., Kulasová, A., Jankovec, J., Cislerová, M. (2014) Run-off formation in a humid, temperature headwater catchment using a combined hydrological, hydrochemical and isotopic approach (Jizera Mountains, Czech Republic). *Hydrol. Process.* 28, 3217–3329. <https://doi.org/10.1002/hyp.9847>
- Scartazza, A., Baccio, D. D., Bertolotto, P., Gavrichkova, O., Matteucci, M. (2016) Investigation the European beech (*Fagus sylvatica* L.) leaf characteristics along the vertical canopy profile: leaf structure, photosynthetic capacity, light energy dissipation and photoprotection mechanisms. *Tree Physiology* 36 (9), 1060–1076. <https://doi.org/10.1093/treephys/tpw038>
- Schlesinger, W. H., Jasechko, S. (2014) Transpiration in the global water cycle, *Agric. For. Meteorol.* 189–190, 115–117.
- Scipal, K., Holmes, T., de Jeu, R., Naeimi, V., Wagner, W. (2008) A possible solution for the problem of estimating the error structure of global soil moisture data sets. *Geophys. Res. Lett.* 35, L24403. <https://doi.org/10.1029/2008GL035599>
- Sebok, E., Refsgaard, J. C., Warmink, J. J., Stisen, S., Jennsen, K. H. (2016) Using expert elicitation to qualify catchment water balances and their uncertainties. *Water Resour. Res.* 52, 5111–5131. <https://doi.org/10.1002/2015WR018461>
- Senay, G. B., Bohms, S., Singh, R. K., Gowda, P. H., Velpuri, N.M., Alemu, H., Verdin, J. P. (2013) Operational evapotranspiration mapping using remote sensing and weather data sets: A new parameterization for the SSEB approach. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 49, 577–591. <https://doi.org/10.1111/jawr.12057>
- Shen, J. (1981) Discharge characteristics of triangular-notch thin-plate weirs. Studies of flow of water over weirs and dams. *Geological Survey water-supply paper* 1617–B. doi:10.3133/wsp1617B
- Skalová, V. et al. (2022) Inter-annual variability of catchment water balance in a montane spruce forest. *Hydrological Sciences Journal* 67(10), 1546–1560. ISSN 0262-6667. DOI 10.1080/02626667.2022.2093643
- Sloto, R. A., and Crouse, M. Y. (1996) HYSEP: A computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 96–4040, 46 p. <https://doi.org/10.3133/wri964040>
- Smakhtin, V. (2001) Low flow hydrology: A review. *Journal of Hydrology* 240 (3–4), 147–186.
- Staudinger, M., Stoelzle, M., Seeger, S., Seibert, J., Weiler, M., Stahl, K. (2017) Catchment water storage variation with elevation. *Hydrological Processes* 31 (11), 2000–2015. <https://doi.org/10.1002/hyp.11158>
- Stenberg, P., Linder, S. (1999) Shoot structure, canopy openness, and light interception in Norway spruce. *Plant, Cell and Environment* 22 (9), 1133–1142. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3040.1999.00484.x>
- Stuedle, E., Peterson, C. A. (1998) How does water get through roots? *Journal of Experimental Botany* 49 (322), 775–788. <https://doi.org/10.1093/jxb/49.322.775>
- Stockinger, M. P., Lücke, A., Vereecken, H., Bogen, H., R. (2017) Accounting for seasonal isotopic patterns of forest canopy intercepted precipitation in streamflow modeling. *J. Hydrol.* 555, 31–40. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.10.003>
- Stoelzle, M., Schuetz, T., Weiler, M., Stahl, K., Tallaksen L. M. (2019) Beyond binary baseflow separation: delayed flow index as a fresh perspective on streamflow contributions. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 1–30. <https://doi.org/10.5194/hess-2019-236>
- Stoffelen, A. (1998) Toward the true near-surface wind speed: Error modeling and calibration using triple collocation. *J. Geophys. Res.* 103, 7755–7766. <https://doi.org/10.1029/97JC03180>
- Storck, P., Lettenmaier, D. P., Bolton, A. (2002) Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in mountainous maritime climate, Oregon, USA. *Water Resour. Res.* 38, 1223–1238.
- Tachecí, P. (2002) *Hydrologický režim malého horského povodí a odhad účinků změny porostu*. Disertační práce. ČVUT v Praze, Fakulta stavební.
- Tesař, M., Balek, J., Šír, M. (2006) Hydrologický výzkum v povodí Volyňky a autoregulace hydrologického cyklu v povodí Liz. *J. Hydrol. hydromech.* 54 (2), 137–150.
- Tetzlaff, D., Malcolm, I., Soulsby, C. (2007) Influence of forestry, environmental change and climatic variability on the hydrology, hydrochemistry and residence times of upland catchments. *Journal of Hydrology* 346 (3–4), 93–111. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.08.016>
- Thornthwaite, C. W. (1944). Report of the committee on transpiration and evaporation. Transaction of the American Geophysical Union 25 (5), 683–693.
- Thornthwaite, C. W. (1948) An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.* 38 (1), 55–94. <https://doi.org/10.2307/210739>
- Thornthwaite, C.W. and Mather, J.R. (1957). Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. *Climatology* 10 (3), 311.

- Tobin, B., Black K., Osborne, B., Reidy, B., Bolger, T., Nieuwehuis, M. (2006) Assessment of allometric algorithms for estimating leaf biomass, leaf area index and litter fall in different-aged Sitka spruce forest. *Forestry* 79 (4), 444–464. <https://doi.org/10.1093/forestry/cpl030>
- Tomasella, M., Bejrkircher, B., Häberle, K., Hesse, B., Kallenbach, C., Matyssek, R., Mayr, S. (2018) Acclimation of branch and leaf hydraulics in adult *Fagus sylvatica* and *Picea abies* in a forest through-fall exclusion experiment. *Tree Physiology* 38, 198–211. <https://doi.org/10.1093/treephys/tpx140>
- Tomaszkiewicz, M., Abou Najm, M., Zurayk, R., El-Fadel, M. (2017) Dew as an adaptation measure to meet water demand in agriculture and reforestation. *Agric. For. Meteorol.* 232, 411–421.
- Troch, P. A., Dwivedi, R., Liu, T., Meira Neto, A. A., Roy, T., Valdés-Pineda, R., Durcik, M., Arciniega-Esparza, S., and Breña-Naranjo, J. A. (2018) Catchment-scale groundwater recharge and vegetation water use efficiency. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* <https://doi.org/10.5194/hess-2018-449>
- Troch, P. A., Martinez, G., F., Pauwels, V., R. N., Durcik, M., Sivapalan, M., Harman, C., et al., (2009) Climate and vegetation water use efficiency at catchment scales. *Hydrological Processes* 23 (16), 2409–2414. <https://doi.org/10.1002/hyp.7358>
- Turc, L. (1954) The water balance of soils. Relation between precipitation, evaporation and flow. *Annales agronomiques* 5, 491–569.
- Turner, D. P., Acker, S. A., Means, J. E., Garman, S. L. (2000) Assessing alternative allometric algorithms for estimating leaf area of Douglas-fir trees and stands. *For. Ecol. Manage.* 126, 61–76. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(99\)00083-3](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(99)00083-3)
- Turner, D. P., Cohen, W. B., Kennedy, R. E., Fassnacht, K. S., Briggs, J. M. (1999) Relationships between leaf area index and Landsat TM spectral vegetation indices across three temperate zone sites. *Remote Sensing of Environment* 70, 52–68.
- Uclés, O., Villagarcía, L., Moro, M.J., Canton, Y., Domingo, F. (2013) Role of dewfall in the water balance of a semiarid coastal steppe ecosystem. *Hydrol. Process.* 28, 2271–2280.
- USDA (2001) *Water measurement manual*. US Department of the interior, Bureau of reclamation. Washington DC, USA.
- Valipour, M. (2015) Calibration of mass transfer-based models to predict reference crop evapotranspiration. *Applied Water Science* <https://doi.org/10.1007/s13201-015-0274-2>.
- van den Honert, T. H. (1948). Water transport in plants as a catenary process. *Discuss. Faraday Soc.* 3, 146–153. <https://doi.org/10.1039/df9480300146>
- van Genuchten, M.T. (1980) A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44 (5), 892–898. <https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
- van Loon, A.F., van Laanen, H., Hisdal, H., Tallaksen, L. M., Fendekova, M., Oosterwijk, J., et al. (2010) Understanding hydrological winter drought in Europe. Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources (Proc. of the Sixth World FRIEND Conference, Fez, Morocco, October 2010). IAHS Publ. 340.
- Venturas, M.D., Sperry, J.S., Hacke, U.G. (2017) Plant xylem hydraulics: what we understand, current research, and future challenges. *J. Integrative Plant Biology*, 59 (6), 356–389. <https://doi.org/10.1111/jipb.12534>
- Voepel, H., Ruddell, B. L., Schumer, R. et al. (2011) Quantifying the role of climate and landscape characteristics on hydrologic partitioning and vegetation response. *Water Resources Research* 47 (1), W00J09.
- Vogel T., Dohnal, M., Dušek, J., Votrubová, J., Tesař, M. (2013) Macroscopic modeling of plant water uptake in a forest stand involving root-mediated soil water redistribution. *Vadose Zone Journal* 12 (1), 1–12. <http://doi.org/10.2136/vzj2012.0154>
- Vogel, T., Březina, J., Dohnal, M., Dušek, J. (2010) Physical and numerical coupling in dual-continuum modeling of preferential flow. *Vadose Zone Journal* 9, 260–267. <http://doi.org/10.2136/vzj2009.0091>
- Vogel, T., van Genuchten, M. Th., Císlarová, M. (2001) Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. *Advance in Water Resources* 24, 133–144.
- Vogel, T., Votrubová, J., Dohnal, M., Dušek, J. (2017) A simple representation of plant water storage effects in coupled soil water flow and transpiration stream modeling. *Vadose Zone Journal* 16 (5). <https://doi.org/10.2136/vzj2016.12.0128>
- Vogel, T., Votrubová, J., Dušek, J., Dohnal, M. (2016) Mesoscopic aspects of root water uptake modeling: Hydraulic resistances and root geometry interpretations in plant transpiration analysis. *Advances in Water Resources* 88, 86–96. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.12.006>
- Votrubová, J., Dohnal, M., Vogel, T., Tesař, M., Jelínková, V., Císlarová, M. (2017) Pondered infiltration in a grid of permanent single-rin infiltrometers: Spatial versus temporal variability. *J. Hydrol. Hydromech.* 65 (3), 244–253.
- Wang, G.X., Liu, G.S., Li, C.J. (2012) Effects of changes in alpine grassland vegetation cover on hillslope hydrological processes in a permafrost watershed. *Journal of Hydrology* 444, 22–33. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.03.033>
- Wang, L., S. P. Good, Caylor, K. K. (2014) Global synthesis of vegetation control on evapotranspiration partitioning. *Geophys. Res. Lett.* 41, 6753–6757, <https://doi.org/10.1002/2014GL061439>
- Wang, Q., Tenhunen, J., Granier, A. et al., (2004) Long-term variations in leaf area index and light extinction in *Fagus sylvatica* stand as estimated from global radiation profiles. *Theor. Appl. Climatol* 76, 225–238.
- Wentworth, G.R., Murphy, J. G., Benedict, K. B., Bangs, E. J., Collet, J. L. (2016) The role of dew as a night-time reservoir and morning source for atmospheric ammonia. *Atmospheric Chemistry and Physics* 16 (11), 7435–7449. <https://doi.org/10.5194/acp-16-7435-2016>
- Wiekknkamp, I., Huisman, J. A., Bogena, H. R., Graf, A., Lin, H. S., Drüe, C., et al. (2016) Changes in measured spatiotemporal patterns of hydrological response after partial deforestation in a headwater catchment. *Journal of Hydrology* 542 (1–2), 648–661. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.037>
- Wilby, R. L., Harris, I. (2006) A Framework for Assessing Uncertainties in Climate Change Impacts: Low-Flow Scenarios for the River Thames, UK. *Water Resources Research* 42, W02419. <https://doi.org/10.1029/2005wr004065>



- WMO (2008) Chapter 6, Measurement of Precipitation, Part I. *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, WMO-No. 8*, Seventh. Geneva, Switzerland: WMO
- Xu, J., Peng, S., Ding, J., Wei, Q., Yu, Y. (2013) Evaluation and calibration of simple methods for daily reference evapotranspiration estimation in humid East China. *Arch. Agron. Soil Sci.* 59 (6), 845–858. <https://doi.org/10.1080/03650340.2012.683425>
- Yao, H., Field, T., McConnell, Ch. and Beaton, A. (2018) Comparison of five snow water equivalent estimation methods across categories. *Hydrological Processes* 32 (12), 1897–1908. <https://doi.org/10.1002/hyp.13129>
- Young, D., Zegre, N., Edwards, P., Fernandez, R. (2019) Assessing streamflow sensitivity of forested headwater catchment to disturbance and climate change in the central Appalachian Mountains. *Sci. Total Environ.* 694, 133382. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.07.188>
- Zang, Ch., Hartl-Meier, C., Dittmar, Ch., Rothe, A., Menzel, A. (2014) Patterns of drought tolerance in major European temperate forest trees: climatic drivers and levels of variability. *Global Change Biology* 20 (12), 3767–3779. <http://doi.org/10.1111/gcb.12637>
- Zehe, E., Graeff, T., Morgner, M., Bauer, A., Bronstert, A. (2010) Plot and field scale soil moisture dynamics and subsurface wetness control on runoff generation in a headwater in the Ore Mountains. *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 873–889. <https://doi.org/10.5194/hess-14-873-2010>
- Zhang, L., Dawes, W.R., Walker, G.R. (2000) Response of mean annual ET to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research* 37 (3), 701–708. <https://doi.org/10.1029/2000WR900325>
- Zhang, L., Hickel, K., Dawes, W. R., Chiew, F. H. S., Western, A. W., Briggs, P. R. (2004) A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration. *Water Resour. Res.* 40 (2), W02502. <https://doi.org/10.1029/2003WR002710>
- Zhang, L., Hu, Z., Fan, J., Zhou D., Tang, F. (2014) A meta-analysis of the canopy light extinction coefficient in terrestrial ecosystems. *Frontier in Earth Science* 8 (4), 599-609. <https://doi.org/10.1007/s11707-014-0446-7>
- Zhang, L., Potter, N., Hickel, K., Zhang, Y., Shao, Q. (2008) Water balance modeling over variable time scales based on the Budyko framework – Model development and testing, *J. Hydrol.* 360, 117–131. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.07.021>
- Zhang, Q., Wang, S., Yang, F. L., Yue P., Yao, T., Wang, W. Y. (2015) Characteristics of dew formation and distribution, and its contribution to the surface water budget in a semi-arid region in China. *Boundary-Layer Meteorology* 154 (2), 317–331. <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9971-x>
- Zhou, S., Yu, B., Huang, Y., Wang, G. (2015) The complementary relationship and generation of the Budyko functions, *Geophys. Res. Lett.* 42, 1781–1790, <https://doi.org/10.1002/2015GL063511>
- Zhou, S., Yu, B., Zhang, Y., Huang, Y., Wang, G. (2016) Partitioning evapotranspiration based on the concept of underlying water use efficiency. *Water Resour. Res.* 52, 1160–1175, <https://doi.org/10.1002/2015WR017766>.
- Zou, C.B., Caterina, G.L., Will, R.E., Stebler, E., Turton, D. 2015. Canopy Interception for a Tallgrass Prairie under Juniper Encroachment. *PloS One*, 10 (11), 1-19. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0141422>
- Zwieback, S., Scipal, K., Dorigo, W. A., Wagner, W. 2012. Structural and statistical properties of the collocation technique for error characterization. *Nonlin. Processes Geophys.*, 19, 69–80. <https://doi.org/10.5194/npg-19-69-2012>

## 9 Přílohy

### 9.1 Měření stomatálního odporu

S ohledem na odhad aktuální transpirace byla provedena monitorovací kampaň stomatálního odporu listů. Stomatální odpor má úzkou vazbu na aktuální transpiraci vyšších rostlin. Stomatální odpor je nepřímo úměrný velikosti stomatální vodivosti a charakterizuje míru uzavření stomatálních průduchů (malých pórů na spodní straně listu). K monitorovací kampani byl použit přístroj porometr Leaf porometr SC-1 (Decagon Devices, Inc.). Sensorová hlava snímače obsahuje dvě čidla, která měří vlhkost a teplotu. Před samotným měřením je potřeba vyrovnat teploty a vlhkosti v obou čidlech. K tomuto účelu slouží vysušující komora s protřepávací kuličkou. Princip určení stomatálního odporu je založen na rovnosti toku vodní páry mezi spodním a horním čidlem a mezi horním čidlem a stomaty listů. Tento vztah je vyjádřen rovnicí:

$$\frac{C_s - C_1}{R_s + R_1} = \frac{C_1 - C_2}{R_2} \quad (55)$$

kde  $R$  je odpor (s/m). Index  $s$  značí stomata,  $1$  horní čidlo a  $2$  spodní čidlo.  $C$  je molární podíl vodních par (–) a je vypočítáván pomocí měření relativní vlhkosti vzduchu ze vztahu:

$$C_i = \frac{RH \cdot p_{vs}(T)}{p_{atm}} \quad (56)$$

kde  $RH$  je relativní vlhkost vzduchu a  $p_{vs}(T)$  nasycený tlak vodních par při teplotě vzduchu  $T$  a  $p_{atm}$  je atmosférický tlak (Pa). Odpory  $R_1$  a  $R_2$  jsou dopočteny z naměřených teplot a známých vlastností sensorové hlavice. Výslednou veličinou, kterou lze přímo číst na displeji porometru je tedy stomatální odpor (s/m) nebo stomatální vodivost ( $g_s$ , mmol/m<sup>2</sup>s). Vzájemný vztah mezi stomatálním odporem a stomatální vodivostí vyjadřuje rovnice:

$$g_s = \frac{1000}{R_s \cdot 0.0244} \quad (57)$$

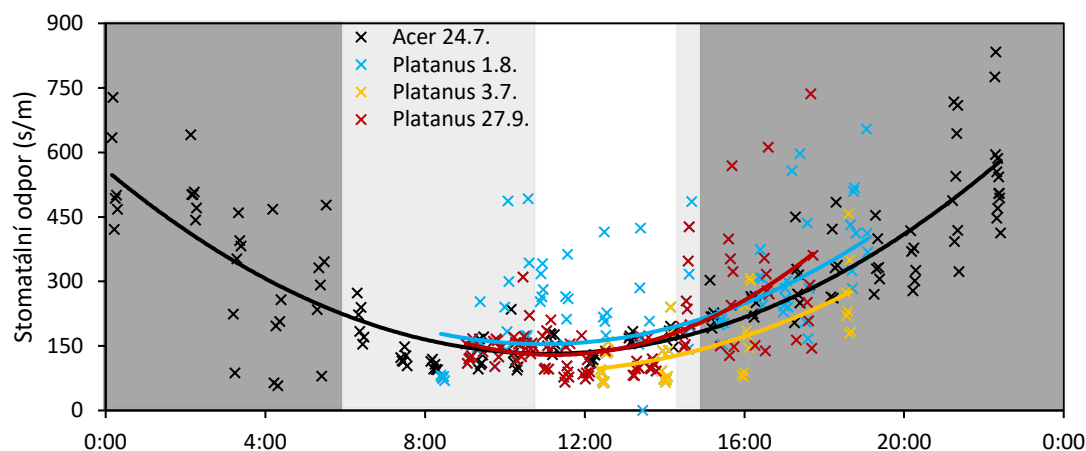
Aby se eliminovaly chyby při provádění měření ze zkušenosti plynou následující doporučení. Pokud se provádí opakované měření stomatálního odporu v čase, je nutné měřit pokaždé stejné či velmi blízké listy (například listy na stejné větvi, se stejnými slunečními a povětrnostními podmínkami), protože variabilita stomatálního odporu listů v rámci jednoho stromu je velká. Na druhou stranu nelze provádět několik opakovaných měření na stejném listu bez časového odstavu několika minut. Bezprostředně po měření mohou být stomata tímto měřením ovlivněna (Kröber et al., 2015). Nejlépe se osvědčil postup šest měření listů na stejné větvi vždy po jedné kalibraci. Tento postup je možné opakovat po cca 30 až 60 minutách. Porometr by měl být umístěn na list mimo jeho primární žílu. Žíla má mnohem vyšší odpor než povrch listu a měření by bylo nadhodnoceno. Stomatální odpor je také silně ovlivněn vnějšími podmínkami jako je fotosyntetická složka sluneční radiace, teplota vzduchu a vlhkost vzduchu Kröber et al. (2015). Porometr by proto měl být mezi kalibrací a měřením umístěn při konstantní teplotě a vlhkosti vzduchu.

V této práci bylo provedeno měření stomatálního odporu ve dvou lokalitách a celkem ve čtyřech dnech (Tab. 14).

Tab. 14: Detaily měření stomatálního odporu porometrem Leaf porometr SC-1.

Číslo měření	Rod stromu	Lokalita	Datum	Čas
1	Acer	Korkusova Huť, okres Vimperk	23.7. – 24.07.2018	21:21 – 22:24
2	Platanus	Praha-Dejvice, park před NTK	01.08.2018	8:30 – 17:30
3	Platanus	Praha-Dejvice, park před NTK	27.09.2018	8:30 – 17:30
4	Platanus	Praha-Dejvice, park před NTK	03.07.2018	12:30 – 19:00

Prvním měřením bylo celodenní měření (24.7. 2018) na listech jedince rodu Acer v katastru obce Korkusova Huť u Vimperka na Šumavě. Stomatální odpory měřené během celého dne nabývaly hodnot od 57 do 833 s/m (Obr. 37). Toto rozmezí je v souladu s hodnotami publikovanými v odborné literatuře. Breuer et al. (2002) uvádí rozsah stomatálních odporů různě starých jedinců rodu Acer od 208 do 909 s/m. Měřené odpory odpovídají předpokládanému průběhu potenciální transpirace v průběhu dne. Nejvyšší hodnoty stomatálních odporů byly zaznamenány po západu slunce a v noci (více než 600 s/m). Naopak nejnižší stomatální odpory byly měřeny v poledne (kolem 120 s/m), kdy jsou stomata listů plně otevřena, rostlina přijímá oxid uhličitý a uvolňuje vodní páru. Z Obr. 37 je patrná nižší variabilita měřených odporů během dne, kdy na listy dopadá sluneční záření. Přímé sluneční záření má na variabilitu větší vliv než samotný východ a západ slunce. Během dne, kdy na listy dopadá sluneční záření, byl průměrný měřený odpor 146 s/m se směrodatnou odchylkou 41 s/m. V čase od východu do západu slunce byl průměrný odpor jen o něco málo vyšší (214 s/m), ale s téměř dvaapůlkrát vyšší směrodatnou odchylkou 101 s/m.



Obr. 37: Měřené stomatální odpory listů jedinců rodu Acer a Platanus v průběhu čtyř dní roku 2018. Stomatální odpory v jednotlivých dnech jsou proloženy polynomem druhého stupně. Světle šedé podbarvení značí stín pro listy jedince rodu Platanus a tmavě šedá pro listy jedince rodu Acer.

Druhým měřeným stromem byl jedinec rodu Platanus v Praze–Dejvicích, na kterém bylo měření provedeno ve třech různých dnech (Tab. 14). Měřené odpory jsou vykresleny na Obr. 37 včetně proložení polynomem druhého stupně a vyznačeného času, kdy na listy dopadal stín (světle šedé podbarvení). Měřené odpory se pohybují v podobném rozsahu (63–736 s/m), jako u jedince rodu Acer a průběhy odporů opět inverzně odpovídají typickému průběhu transpirace během dne. Vyšší variabilitu měřených odporů můžeme pozorovat v průběhu 1. srpna, velmi horkého letního dne. Teplota vzduchu tento den byla okolo 35 °C a předcházelo mu několik velmi horkých dní bez srážkových událostí (průměrná denní teplota pěti předcházejících dní byla 32 °C). Dvěma dalšími dny měření byly průměrně teplé letní dny. Dne 3. červenec a 27. září byly dny s průměrnou teplotou vzduchu přes den okolo 26, resp. 23 °C a jasnou oblohou. V průběhu dne, kdy byly listy vystaveny přímému slunečnímu záření byl průměrný odpor měřený dne 1. srpna 234 s/m se směrodatnou

odchylkou 110 s/m. 3. července, resp. 27. září byl průměrný odpor listů vystavených přímému slunečnímu záření 99, resp. 102 s/m se směrodatnou odchylkou 51, resp. 26 s/m. Vyšší odpory a variabilita kolem poledne 1. srpna by mohly značit částečné uzavření stomat některých listů v důsledku vystavení dlouhému suchu a vodnímu deficitu.

## 9.2 Analýza měřených vlhkostí

Přestože byly vlhkosti na experimentální ploše SMRK měřeny na třech stanovištích (I, II a III) vzájemně vzdálených jen pár metrů, byly pozorovány velké odlišnosti v měřených vlhkostech jednotlivými čidly. Na stanovišti I jsou měřené vlhkosti velmi nízké (0,11–0,28) s velmi nízkou variabilitou v jednotlivých hloubkách (12–18 %). Na stanovišti III jsou měřené vlhkosti po celou dobu měření mírně vyšší než na stanovišti II a při srážce je půda dle měření rychleji nasycena a poté rychleji vysychá než půda na stanovišti III. Měření na stanovišti I bylo pravděpodobně ovlivněno vysokou kamenitostí půdy, díky níž mohla voda čidla obtékat. Silně kamenitá je půda na všech třech stanovištích, ale při instalaci čidel nebyla kamenitost určena. Na jednotlivých stanovištích je různá, a navíc mohlo dojít k rozdílnému sesedání půdy. Z tohoto důvodu byly porovnány měřené vlhkosti v simulovaném roce 2020 s vlhkostmi z roku krátce po instalaci čidel (2009). Variabilita vlhkostí na stanovištích II a III se v průběhu let výrazně nezměnila. Na stanovišti I však došlo k výraznému poklesu absolutních hodnot i variability měřených vlhkostí ve všech hloubkách, což naznačuje, že mohlo dojít k sesedání kamenité půdy během let. Pro další analýzy v této práci nebyly vlhkosti ze stanoviště I použity.

Čidly FDR měřené vlhkosti byly dále porovnány s UMS čidly měřenými tlaky půdní vody. Pro porovnání byly tlaky přepočteny pomocí v laboratoři získaných retenčních křivek půdy (dále jen „vlhkost z tlaku“). Všechna FDR čidla měří nižší vlhkosti a zároveň reagují na srážku ve větší hloubce výrazněji než vlhkosti z tlaků. Ve větších hloubkách bylo na lokalitě BUK při silných srážkách zaznamenáno několikrát v sezóně plné nasycení půdy v okolí čidel. Vlhkost po srážce rychle stoupne a nějakou dobu se drží na stejné hodnotě, ačkoli vlhkosti z tlaků opět klesají. Doba trvání plného nasycení se s hloubkou prodlužuje, tj. profil vysychá od shora. Na lokalitě SMRK nebylo v průběhu letní sezóny 2020 zaznamenáno žádné plné nasycení půdy v blízkosti čidel. Kromě období plného nasycení čidel je možné provést lineární transformaci měřených vlhkostí z FDR čidel, tak aby dobře odpovídaly vlhkostem z tlaků. Závěrem této analýzy měřených vlhkostí je, že jsou měřené vlhkosti pravděpodobně i přes dříve provedenou kalibraci stále podhodnoceny. Na druhou stranu samotné měřené průběhy vlhkostí v sezóně se zdají být věrohodné.

### 9.3 Horní okrajová podmínka S1D modelu na povodí Liz

Horní okrajovou podmínkou v modelu S1D je atmosférická podmínka, tj. podkorunová srážka a potenciální transpirace. Podkorunová srážka ve smrkovém a bukovém lese byla odvozena z měřené srážky na volné ploše, která byla ponížena o vypočtenou intercepční ztrátu zvoleným intercepčním modelem. Kromě prostorově distribuovaných měření překlopnými srážkoměry byla podkorunová srážka na obou experimentálních plochách měřena váhovým srážkoměrem. Měřená srážka na volné ploše ve vegetační sezóně 2020 (17. duben–26. říjen) na povodí Liz byla 601,4 mm. Ve smrkovém lese byla pomocí intercepčního modelu určena podkorunová srážka (421,2 mm) téměř shodná s měřenou podkorunovou srážkou (419,8 mm). V bukovém lese byl modelem odhadovaný propad (456,4 mm) o 15 mm nižší než měřená podkorunová srážka (471,4 mm). V bukovém lese byla zjištěná podkorunová srážka cca o 50 mm vyšší než ve smrkovém lese.

Velmi dobrá shoda měřené a simulované intercepční ztráty ve smrku potvrzuje, že jsou vhodně zvolené parametry intercepčního modelu smrkového lesa. Parametry intercepčního modelu ( $C_m$  a  $f_i$ ) smrkového lesa byly zvoleny stejně jako v případě smrkového lesa na povodí Jizerská (příloha 9.4 Parametrizace intercepčního modelu na povodí Uhlířská) dle měření ve smrkovém lese v povodí Liz na Šumavě (Dohnal et al., 2014) v letech 2012 a 2013. V případě bukového lesa nebylo dosaženo tak dobré shody, protože parametry bukového lesa byly odhadovány pouze na základě literatury ( $C_m = 4$  mm,  $f_i = 0,25$ , LAI = 7 m<sup>2</sup>/m<sup>2</sup> a  $h = 30$  m). I v tomto případě, je však možné považovat výsledek modelu za uspokojivý. Lepší shody modelu s měřením, bylo dosaženo úpravou parametru volného propadu ( $f_i$ ). Při hodnotě  $f_i = 0,43$  je podkorunová srážka (471,3 mm) téměř rovna měřené (471,4 mm). Kalibrovaná hodnota parametru  $f_i = 0,43$  byla použita pro odhad podkorunové srážky vstupující do simulací proudění půdní vody a aktuální transpirace na lokalitě BUK na povodí Liz během vegetační sezóny 2020.

Potenciální transpirace pro potřeby okrajové podmínky modelu S1D byla odhadnuta z vypočtené potenciální evapotranspirace metodou Penmana-Monteithe, která byla ponížena o intercepční výpar (odhadované intercepčním modelem). Kromě měřených meteorologických veličin bylo k výpočtu potenciální evapotranspirace nutné určit průměrnou výšku lesa a LAI. Průměrná výška smrkového lesa byla z místních šetření v roce 2015 odhadnuta na 28 m. Dále byla pro smrkový les použita hodnota LAI = 5,8 m<sup>2</sup>/m<sup>2</sup>, která je v souladu s měřením LAI smrkového lesa na povodí Liz (Dohnal et al., 2014).

## 9.4 Parametrizace intercepčního modelu na povodí Uhlířská

Pro aplikaci intercepčního modelu bylo třeba získat z literatury hodnoty parametrů kapacity listoví a pokryvnosti pro daný druh vegetace. V případě povodí Uhlířská v Jizerských horách se jedná o smrkový les a travnaté plochy pokryté třtinou chloupkatou. Pro lesní porost byly parametry intercepčního modelu ( $C_m$  a  $f_i$ ) zvoleny dle měření propadu ve smrkovém lese v povodí Liz na Šumavě (Dohnal et al., 2014). Kapacita jehlic smrků byla zjištěna v letech 2012 a 2013. Průměrné roční hodnoty kapacity byly 2,1 respektive 2,0 mm. Maximální naměřená kapacita z obou let byla 5,5 mm, nicméně tato hodnota byla pravděpodobně nadhodnocena v důsledku evaporace během dlouhé srážkové události (s dobou trvání 2370 minut). Proto byla s ohledem na výslednou intercepční ztrátu v této práci zvolena hodnota maximální kapacity smrkového lesa 5 mm. Maximální intercepční kapacita travin byla zvolena 2,4 mm na základě výsledků představených v článku Breuera et al., (2003), kteří uvádí tuto hodnotu pro podobný druh trav, kavyl tuhlostý (*Stipa tenacissima*). Dále uvádějí např. hodnotu 2,8 mm pro jílek vytrvalý (*Lolium perenne*). Zou et al. (2015) uvádí rozmezí hodnot maximální kapacity pro vysoké préríjní traviny 0,27 až 3,86 mm. Druhý parametr intercepčního modelu, volný propad ( $f_i$ ), byl v této práci zvolen u smrků 0,23 (odpovídá 77% pokryvnosti vegetace v Dohnal et al., 2014). Pro traviny byl zvolen volný propad 0,6 (Breuer et al., 2003).

Zvolené parametry intercepčního modelu pro smrkový les byly kalibrovány pomocí měření podkorunových srážek během vegetační sezóny 2020 (17. duben–26. říjen) na povodí Liz. Propad vystupující z intercepčního modelu (421,2 mm) byl téměř shodný s měřenou podkorunovou srážkou (419,8 mm).

## 9.5 Simulace vývoje vegetace v programu Forest simulator

Na experimentálním povodí Uhlířská došlo během studovaných let k výrazné změně pokryvnosti. Vývoj lesa byl z tohoto důvodu simulován programem Forest simulator BWINpro (Nagel a Schmidt, 2006). Simulace vývoje lesa na povodí Uhlířská během experimentálních let umožnily především odhad procentuálního zastoupení lesa a travnatých ploch na povodí a zároveň odhad změn parametrů vstupující do výpočtu potenciální transpirace lesa a modelu intercepční ztráty. Forest simulator BWINpro je podprogram komplexního modelu TreeGrOSS (*Tree Growth Open Source Software*, Nagel, 2005). Jádrem programu je statistický růstový model, který je založen na dlouhé časové řadě údajů z experimentální oblasti lesnického výzkumného ústavu v severozápadním Německu (Nordwestdeutsche Forstliche Versuchsanstalt). Model umožňuje simulovat růst, úmrtnost, regeneraci a probírku lesního porostu. Simulace probíhají v 5letých intervalech. Výstupní informace o jednotlivých stromech zahrnují druh, věk, DBH, výšku, šířku koruny, pokryvnost koruny, poměr výšky stromu a průměru kmene nebo objem kmenového dřeva. Informace o lesních celcích obsahují průměrný věk, průměr kmene, výšku, počet stromů na hektar a bazální plochu.

Vstupními daty pro simulace vývoje lesa na experimentálním povodí Uhlířská byly:

- i) údaje z lesních hospodářských map (procentuální zastoupení věkových stupňů lesa) z let 1993, 1998, 2003 a 2013,
- ii) průměrný věk lesa,
- iii) průměrný průměr kmene,
- iv) výška a
- v) bazální plocha.

Povodí Uhlířská bylo pro účely simulace rozděleno na dvě části, les nedotčený těžbou a nově vysazený les (vysazený na počátku 90. let). Na počátku simulace v roce 1993 byly pro les nedotčený těžbou odhadnuty následující vstupní parametry: procentuální zastoupení 43 %, průměrný věk = 40 let, průměrný průměr kmene = 30 cm, výška = 25 m, bazální plocha = 38,1 m<sup>2</sup>/ha. Nově vysazený les byl nastaven na počátku simulace 2letý s průměrnou výškou 0,5 m. Další parametry použité v této práci při simulaci vývoje lesa a následně k alometrickému výpočtu LAI jsou uvedeny v Tab. 15. Výstupní simulované parametry lesa na povodí Uhlířská v průběhu simulačního období jsou uvedeny v Tab. 16.

Tab. 15: Vstupní parametry použité do programu Forest Simulator a parametry potřebné k alometrickému výpočtu.

Parametr			Zdroj
Výška stromů k probírce	14–36	m	Nagel and Schmidt (2006)
Max. objem probírky	50	%	Nagel and Schmidt (2006)
Částečná ztráta při opadu	0,1	–	Tobin et al. (2006)
Roční míra obměny listoví	0,2	–	Tobin et al. (2006)
Specifická listová plocha	4,95	m <sup>2</sup> /kg	Stenberg et al. (1999)

Tab. 16: Výstupní parametry ze simulací vývoje lesa na povodí Uhlířská v období 1993 až 2018.

Rok	Počet stromů/hektar		Poloměr koruny		Výška koruny		Průměr kmene		Výška stromů	
	Mladý les	Starý les	Mladý les	Starý les	Mladý les	Starý les	Mladý les	Starý les	Mladý les	Starý les
	(-)		(-)		(m)		(cm)		(-)	
1993	1600	640	0.7	0.7	0.25	15.2	0.5	27.5	0.5	24.8
1998	1600	540	0.7	0.7	0.67	14.4	1.4	30.5	1.7	26.9
2003	1600	460	0.7	0.7	1.41	15.6	1.9	33.4	3.3	28.9
2008	1600	330	0.7	0.7	1.41	15.3	2.9	36.6	5.1	30.7
2013	1600	300	0.7	0.7	1.82	13.9	3.9	33.6	6.9	29.9
2018	1600	300	0.7	0.7	1.84	11.9	5.1	37.1	8.3	31.0



## 9.6 Index listové plochy

Index listové plochy (LAI – *Leaf Area Index*) je bezrozměrná veličina vyjadřující poměr plochy listů k jednotce plochy povrchu země. Hodnota parametru LAI je důležitá pro výpočet potenciální evapotranspirace. Konkrétně pro výpočet povrchového odporu je nutné znát tzv. aktivní index listové plochy ( $LAI_{active}$ ).  $LAI_{active}$  vyjadřuje poměr plochy aktivních listů (tj. podílejících se na výparu) a jednotkové plochy povrchu. Index listové plochy na povodí Uhlířská byl odhadován samostatně pro plochy smrkového lesa a travnaté plochy pokryté převážně třtinou chloupkatou. Na povodí Liz bylo LAI odhadováno pro bukový les z literatury a měření. LAI smrkového lesa byl uvažován obdobný jako v případě smrkového lesa na povodí Uhlířská.

### Odhad a měření LAI

#### *Třtina chloupkatá*

Třtině chloupkaté se podrobně věnoval Holub (2000). Na základě této studie Herza (2005) publikoval vztah pro výpočet indexu listové plochy (LAI) třtiny chloupkaté během vegetační sezóny

$$LAI_{active} = 5 \left[ (h_{max} - h_{min}) \sin \left( \ln \left( 1 + 8 \frac{i}{N} \right) \right) + h_{min} \right] \quad (58)$$

kde  $h_{max}$  (m) je maximální výška vegetace během sezóny,  $h_{min}$  (m) je minimální výška vegetace během sezóny,  $i$  je pořadové číslo dne v sezóně a  $N$  je celkový počet dní v sezóně.

Začátek, respektive konec vegetační sezóny je stanoven na 117., respektive 305. juliánský den v roce. Minimální a maximální výška třtiny chloupkaté je dle Holuba (2000) 0,05 m a 0,35 m.

#### *Smrkový les*

V této práci byl pro odhad LAI smrkového lesa použit alometrický vzorec, který publikovali Tobin et al. (2006). LAI vypočítávají z odhadu listové biomasy a specifické listové plochy:

$$LAI = \frac{[M_{lit}(1 + F_{abs})SLA]}{F_t} \quad (59)$$

$M_{lit}$  je každoroční spad listů (t/ha),  $F_{abs}$  je částečná ztráta při padání listů ( $F_{abs} = 0,1$ ),  $F_t$  je roční míra obměny listů ( $F_t = 0,2$ ) a SLA je specifická listová plocha (angl. *specific surface leaf area*) udávána v  $m^2/kg$ . SLA je poměr plochy listoví v čerstvém stavu a suché hmotnosti listů. V této práci byla pro smrkový les použita hodnota  $SLA = 4,95 m^2/kg$  (Stenberg et al., 1999).

Každoroční spad listů se vypočítá jako:

$$M_{lit} = FB \frac{n}{10000} \frac{F_t}{1 + F_{abs}} \quad (60)$$

kde  $n$  je počet stromů na hektar a FB je listová biomasa (kg/strom). FB byla vypočtena dle následující rovnice:

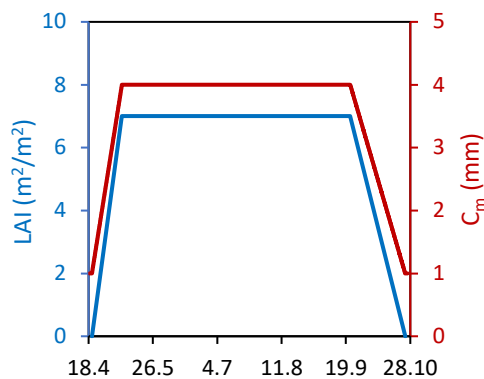
$$FB = e^{[a+b \ln(DBH)]} \quad (61)$$

kde  $a$  a  $b$  jsou druhově specifické koeficienty ( $a = -3,07$ ,  $b = 1,73$ ) a DBH je průměr kmene ve výčetní výšce (angl. *diameter at breast height*) tj. ve výšce 1,3 m od paty kmene.

Pro výpočet LAI smrkového lesa na povodí Uhlířská bylo použito DBH, které jsou výstupem simulací vývoje vegetace na povodí (příloha 9.5 Simulace vývoje vegetace v programu Forest simulator).

### Bukový les

Pro bukový les na povodí Liz bylo  $LAI = 7 \text{ m}^2/\text{m}^2$  odhadnuto na základě stáří lesa (90 let) a průměrné výšky lesa (28 m) z literatury (Leuschner et al., 2006; Meier a Leuschner, 2008; Wang et al., 2004; Scartazza et al., 2016). Průběh LAI a maximální kapacity listoví ve vegetační sezóně byl stanoven na základě analýzy družicových snímků mise Landsat 7 a 8. Vzestupná křivka značící olistění bukového lesa byla stanovena mezi 21. dubnem a 8. květnem. Toto časové rozmezí bylo potvrzeno, také měřeními mizního toku v kmenech bukových stromů, kdy intenzita mizních toků v tomto období dosahuje 25 % procent běžné letní hodnoty. V tomto období začíná po vegetačním klidu ve kmenech buku opět proudit míza (buky začínají transpirovat). Naopak pokles LAI (opad listů) byl stanoven na období 22. září–25. říjen. Průběh odhadnutého  $LAI_{\text{active}}$  je na Obr. 38.



Obr. 38:  $LAI_{\text{active}}$  (aktivní index listové plochy) a  $C_m$  (maximální kapacita listoví) pro bukový les. Experimentální povodí Liz, vegetační sezóna 2020.

### Měření LAI smrkového a bukového lesa

Pro potvrzení odhadovaných hodnot LAI smrkového lesa na obou v práci použitých experimentálních povodích (Uhlířská, Liz) a bukového lesa na povodí Liz bylo v roce 2021 provedeno jednorázové nepřímé pozemní měření LAI pomocí přístroje LaiPen LP100 (Photon Systems Instruments, spol. s r. o.). LaiPen LP-100 je senzor, který měří intenzitu modré části světelného spektra (400–500nm). Modrá část světelného spektra je použita, z důvodu lepší absorpce vegetací. Principem měření indexu listové plochy je dvojí měření intenzity tohoto záření. Jedno měření se provádí na volné ploše (referenční intenzita záření) a druhé měření se provádí ve stejném čase pod vegetací (intenzita záření, která projde skrz vegetaci). Intenzita záření při průchodu vegetací klesá exponenciálně:

$$I_b = I_{b0} e^{(-k_e LAI)} \quad (62)$$

$I_b$  je intenzita záření modré části světelného spektra pod vegetací a  $I_{b0}$  je intenzita záření nad/mimo vegetaci. Extinkční koeficient  $k_e$  (-) závisí na tvaru a orientaci každého prvku vegetace (Breda, 2003), ale také na směru a typu záření (Berbigier a Bonnefond, 1995). Extinkční koeficient se v literatuře obvykle blíží hodnotě 0,5 (např. Pierce a Running, 1988). V této práci byla použita hodnota extinkčního koeficientu pro smrkový porost 0,45, kterou uvádí Zhang et al. (2015) pro jehličnaté lesy. Pro výpočet LAI buku z měření přístrojem LaiPen LP100 byl použit extinkční koeficient 0,59, který uvádí ve své práci Zhang et al. (2015) pro listnaté lesy.

Výsledky měřící kampaně LAI přístrojem LaiPen LP-100 provedené v roce 2021 jsou zobrazeny v Tab. 17.

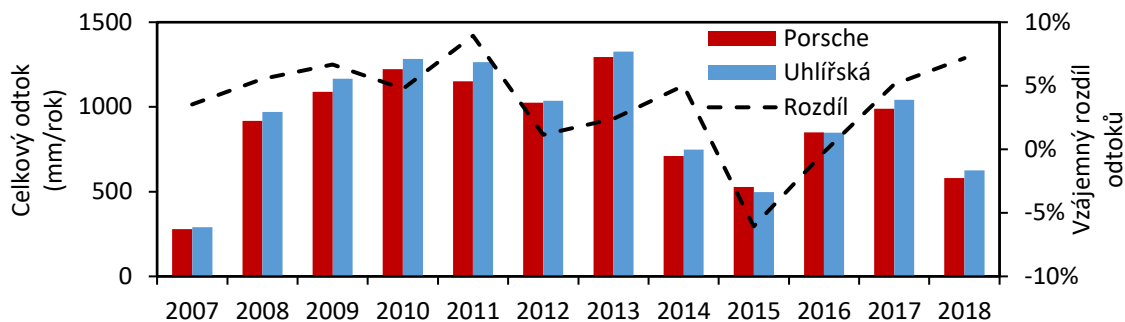
Tab. 17: Výsledky měření LAI přístrojem LaiPen LP-100 v roce 2021.

Povodí	Porost	Číslo sady měření	Počet měření	LAI±σ (m <sup>2</sup> /m <sup>2</sup> )		
Uhlířská	smrkový	1	49	5.2	±	2.0
		2	100	5.0	±	2.8
		3	49	4.8	±	1.8
		4	49	5.0	±	2.1
	<b>Celkem</b>	<b>247</b>	<b>5.0</b>	<b>±</b>	<b>2.3</b>	
Liz	smrkový	1	49	5.1	±	1.2
		2	49	4.9	±	1.2
		<b>Celkem</b>	<b>98</b>	<b>5.0</b>	<b>±</b>	<b>1.2</b>
	bukový	1	49	6.6	±	0.9
		2	49	6.7	±	0.8
		<b>Celkem</b>	<b>98</b>	<b>6.6</b>	<b>±</b>	<b>0.8</b>

## 9.7 Odtok z povodí Uhlířská

### Porovnání odtoku ze dvou profilů

Odtoky měřené v závěrovém profilu UHL a v profilu POR (Obr. 39) byly porovnány od května roku 2007 do konce roku 2018. Výpadky měření v případě jedno či druhého závěrového profilu byly nahrazeny duplicitním měřením a výsledné odtoky byly vzájemně korelovány. Odtok měřený v profilu UHL je průměrně o 4 % vyšší než odtok z POR (Obr. 39).



Obr. 39: Porovnání měřených odtoků ze závěrového profilu povodí Uhlířská a z podpovodí Porsche v překrývajících se časech měření, tj. květen 2007 až říjen 2018.

Ve všech letech kromě roku 2015 je měřený odtok z UHL větší než odtok z POR. Odtok z UHL je vyšší zejména při vyšších průtocích. Naopak během výskytu nízkých průtoků je měřený odtok často nižší z profilu UHL než z profilu POR. Ze stejného důvodu je v roce 2015 celkový odtok z POR vyšší než odtok z UHL. Tento rok byl velmi suchý a také celkové odtoky jsou velmi nízké. Vzájemná korelace denních odtoků z UHL a POR je vysoká, v jednotlivých letech jsou korelační koeficienty vyšší než 0,95 a pro celé období zdvojeného měření odtoku je korelační koeficient 0,99. Podobně vysoký je také korelační koeficient všech společných hodinových dat (0,98).

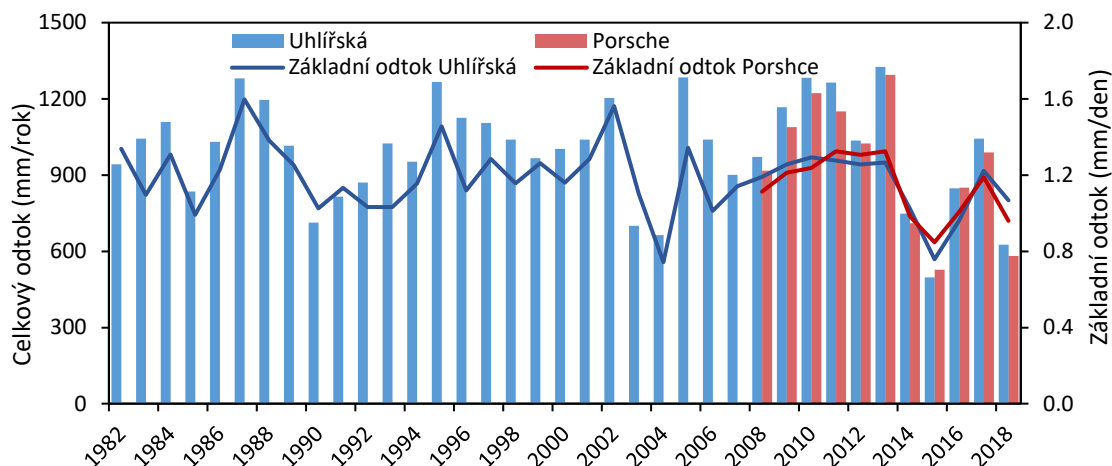
### Analýza překročení kapacity přelivů

Nadhodnocení či podhodnocení odtoku při vyšších průtocích může být způsobeno překročením kapacity přelivu. Proto byly v této práci studovány případy, kdy pravděpodobně došlo k překročení kapacity měrných přelivů. Trojúhelníkový přeliv POR má výrazně vyšší kapacitu (500 l/s) než Cipollettiho přeliv v závěrovém profilu UHL (200 l/s). Kapacita přelivu POR byla překročena pouze v ojedinělých případech (celkem 8 dní) ve třech letech (2010, 2011 a 2013). Pokud budeme předpokládat, že referenčním měřením je specifický odtok z POR, pak je specifický odtok z UHL v těchto dnech o 8 % vyšší. Vzhledem k nízké četnosti těchto případů je však tento rozdíl pro výpočet bilance povodí za delší období zanedbatelný. Významnější je překročení kapacity přelivu UHL, ke kterému došlo ve stejném období (květen 2007 až říjen 2018) ve 193 dnech, což odpovídá 5 % času. V těchto dnech je měřený specifický odtok z UHL v 97 % vyšší než specifický odtok z POR, a to v průměru o 15 %. Výsledek této analýzy tedy prokázal výrazné nadhodnocování měřeného odtoku při překročení kapacity přelivu. Z tohoto důvodu a také proto, že je kapacita přelivu POR výrazně vyšší a k jejímu překročení došlo jen velmi zřídka, byl k dalším analýzám a vyhodnocení bilance povodí Uhlířská použit odtok z POR v období duplicitního měření odtoku.

### Separace základního odtoku

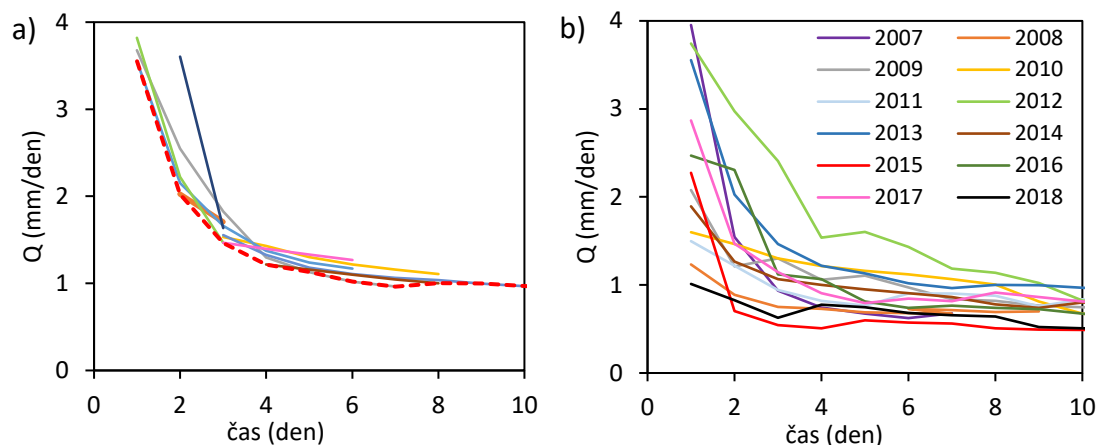
Pro separaci základního a přímého odtoku byl v první řadě použit automatický separační filtr, který byl aplikován na měřené odtoky v závěrovém profilu UHL v letech 1982–2018 a na odtoky měřené v profilu POR (květen 2007–říjen 2018). Průměrný základní odtok v letech 1982–2018 je

1,18 mm/den. V letech zdvojeného měření je průměrný základní odtok získaný z odtoků UHL i POR stejný (1,14 mm/den). Tato skutečnost potvrzuje nadhodnocování měřených odtoků při vyšších průtocích a dobrou shodu při nižších průtocích. Průměrný základní odtok během experimentálního období (2000–2018) je 1,15 mm/den. Z těchto separací základního odtoku za různě dlouhá období je patrný velmi mírný pokles základního odtoku v čase. Celkový i základní odtok z UHL a POR je na Obr. 40.



Obr. 40: Celkový a základní odtok separovaný automatickým filtrem. Povodí Uhlířská v letech 1982–2018.

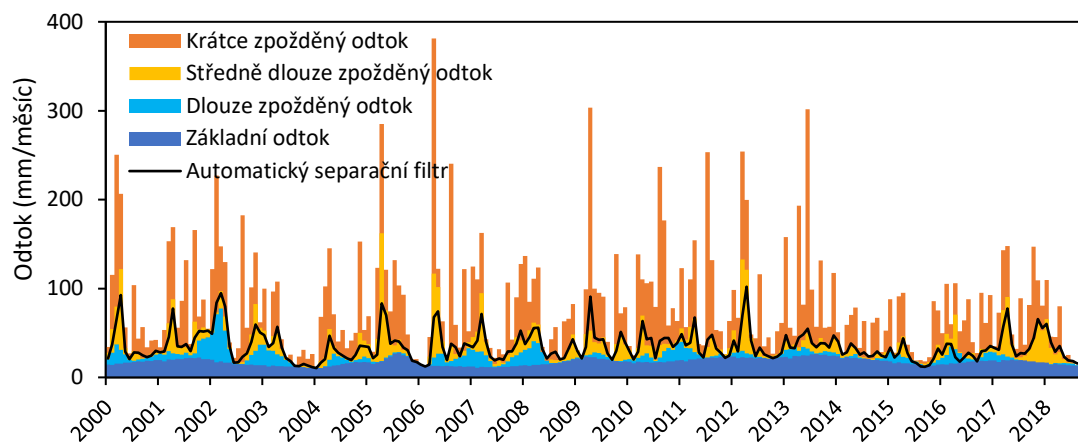
Odhad základního odtoku byl proveden také podle poklesových křivek vybraných z měřených odtoků POR. V každém roce bylo vybráno několik poklesových křivek, které byly opatřeny obalovou křivkou minimálních hodnot v každém dni. Na Obr. 41a jsou poklesové křivky s obalovou křivkou z roku 2013. Podle této analýzy vychází základní odtok o něco nižší než podle automatického filtru. Odhad základního odtoku v letech 2007–2018 se pohyboval od 0,53 (ve velmi suchém roce 2015) do 1,14 mm/den (2013) s průměrnou hodnotou 0,85 mm/den (Obr. 41b).



Obr. 41: a) Poklesové křivky z roku 2013 s obalovou křivkou. b) Obalové křivky poklesových křivek v letech 2007–2018. Odtoky naměřené v profilu Porsche, povodí Uhlířská.

Při rozdělení odtoku na několik různě zpožděných odtoků byla nejprve sestrojena CDC křivka pro  $N$  1–90 dní (kapitola 3.1 Separace základního odtoku). Křivka byla rozdělena na čtyři části s různými sklony. Krátce zpožděný odtok z povodí Uhlířská odpovídá době zdržení maximálně 3 dny, středně dlouho zpožděný odtok odpovídá době zdržení 4–6 dní, dlouze zdržený odtok 17–70 dní, a nakonec základní odtok tvoří voda, která se v povodí zdržela více než 70 dní (Obr. 42). Podle tohoto rozdělení tvoří základní odtok cca 22 % odtoku ( $DFI_{70} = 0,22$ ), což odpovídá hodnotě 0,57 mm/den. Základní odtok získaný touto metodou je nižší než základní odtok zjištěný automatickým

filtrem. Základní odtok zjištěný automatickým filtrem tvoří asi 44 % celkového odtoku, což v analýze různě zpožděných odtoků odpovídá době zdržení 5 dní (středně dlouho zpožděnému odtoku).



Obr. 42: Ukázka rozdělení odtoku z povodí Uhlířská na různě zpožděné odtoky a výsledku separace pomocí automatického separačního filtru.

Celkové množství odtoku zpožděného minimálně 70 dní se v zimě a v létě výrazně neliší, což podle autorů separační techniky různě zpožděných odtoků odpovídá hybridnímu povodí s nadmořskou výškou 1000–1600 m n. m. s vyrovnaným poměrem dešťových a sněhových srážek. Odtokové poměry takového povodí může výrazně ovlivnit, pokud se změní tento poměr.

## 9.8 Analýza trendů

Analýza trendů měřených a odhadovaných dat na povodí Uhlířská během experimentálních let 2000–2018 byla provedena pomocí Mannova-Kendalova testu (*Analýza trendů v kapitole 3.8*). Testovány byly v první řadě roční a sezónní úhrny srážek, odtoků, průměry teplot vzduchu a letní průměry rychlostí větru, radiace a relativní vlhkosti vzduchu. V experimentálním období 2000–2018 byl na hladině významnosti 5 % významný pouze trend letních průměrných rychlostí větru. Měřené rychlosti větru mají klesající trend. Důvodem je zejména postupné zarůstání stanoviště, kde probíhá měření. Okolní smrky v průběhu experimentálního období dorostly a nyní již přerůstají měřicí přístroje. Měřené rychlosti větru jsou v této práci použity pro výpočet potenciální evapotranspirace a je proto žádoucí dále pracovat s informací o zvýšené nejistotě výsledné odhadnuté evapotranspirace v důsledku právě podhodnocených rychlostí větru v posledních letech. Trendy ostatních měřených veličin nebyly významné.

Dále byly testovány měsíční průměry teplot, relativních vlhkostí vzduchu a čistá radiace. Během celého experimentálního období (2000–2018) nebyl ani v měsíčních průměrech nalezen významný trend. Pouze u relativní vlhkosti vzduchu, měřené až od roku 2006, byl nalezen rostoucí trend (opět na hladině významnosti 5 %).

Zvláštní pozornost byla věnována průměrným měsíčním teplotám vzduchu a odtokům. Analýza trendů byla provedena pro období 1982–2018 a pro období 2000–2018. V letech 1982–2018 byl u teplot vzduchu na hladině významnosti 5 % nalezen rostoucí trend ve třech měsících (duben, červen a listopad). Tato skutečnost dobře odpovídá pozorovanému prodlužování letní sezóny. Na druhou stranu v experimentálním období použitým v této práci, tj. v letech 2000–2018, nebyl u teplot nalezen žádný významný trend ani na hladině významnosti 10 %. U odtoků byl v letech 2000–2018 na hladině významnosti 5 % nalezen rostoucí trend v prosinci. Vyšší odtoky v prosinci by mohly znamenat zvýšený podíl kapalných srážek nebo častější průběžné odtávání sněhové pokrývky na začátku zimy. Při analýze kompletní časové řady odtoků (1982–2018) byl nalezen klesající trend v měsících květen a červen. To má patrně opět souvislost s táním sněhu. Teplejší zimní období či průběžné odtávání sněhové pokrývky má za následek snížení či absenci tání sněhové pokrývky na jaře a začátku letní sezóny.

Analýze trendů byly kromě měřených veličin podrobeny také roční průměry odhadnutých složek vodní bilance (intercepční ztráta, aktuální transpirace, sublimace sněhu a změna zásoby vody v povodí). Na hladině významnosti 5 % však nebyl nalezen významný trend u žádné ze složek.

### Variabilita komponentů vodní bilance

Roční hodnoty jednotlivých komponentů vodní bilance na povodí Uhlířská společně s měsíční změnou zásoby vody v povodí jsou na *Obr. 43*. Srážkové úhrny v jednotlivých letech se pohybovaly od 806 mm do 1782 mm. Mezi srážkově nejbohatší patří roky 2005, 2017 a povodňové roky 2010 a 2013 (více než 1600 mm/rok). Naopak mezi srážkově nejchudší roky patří 2015 a 2018. V těchto letech byly pozorovány extrémně nízké srážkové úhrny v letním i zimním období. Tomu odpovídají extrémně nízké odtokové koeficienty v letním období (0,33 a 0,31), přičemž průměrný odtokový koeficient letního období je 0,54. Nízké odtokové koeficienty v letním období byly také zjištěny v letech 2007 a 2008, což nebyly srážkově podprůměrné roky, ale jedná se o teplé roky s velkým radiačním příkonem. Voda je spotřebována na transpiraci (342 a 350 mm/rok) a evaporaci intercepční ztráty (187 a 212 mm/rok) a proto odtéká nižší procento srážek (0,46 a 0,34). Podrobnější charakteristika jednotlivých let z hlediska složek vodní bilance a jevů ovlivňujících změnu zásoby vody v povodí je v *Tab. 18*.

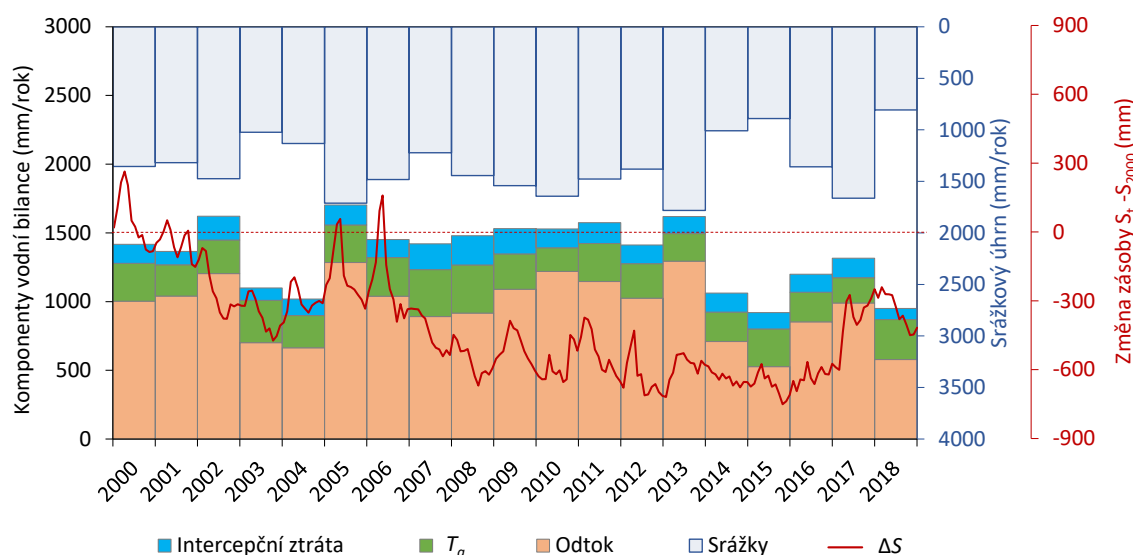
Tab. 18: Charakterizace studovaných let na povodí Uhlářská. Letní období je definováno od 1. května do 31. října, zimní od 1. listopadu do 30. dubna a tranzientní období je období v zimě, kdy jsou teploty blízké 0 °C a vyskytují se kapalné i sněhové srážky.

2000	Nadprůměrné zimní srážky (o 24 % vyšší než průměrný rok) a podprůměrné letní srážky (o 22 % nižší než průměrný rok)
2001	Podprůměrné zimní srážky (o 12 % nižší než průměrný rok) a nadprůměrné letní srážky (o 6 % vyšší než průměrný rok); nízká radiace ( $T_p$ je o 20 % nižší než průměrný rok)
2002	Nadprůměrné roční srážky (o 9 % vyšší než průměrný rok); povodňový rok; jarní tání začalo již v únoru, čtyři měsíce dlouhé tranzientní období
2003	Extrémně nízké letní srážky (o 39 % nižší než průměrný rok); nízký letní odtokový koeficient (0,37)
2004	Podprůměrné roční srážky (o 16 % nižší než průměrný rok); nízký roční odtokový koeficient (0,59); absence tranzientního období
2005	Nadprůměrné roční srážky (o 26 % vyšší než průměrný rok); absence tranzientního období
2006	Nadprůměrné roční srážky (o 9 % vyšší než průměrný rok); dlouhá studená zima (teplota nižší než 0 °C až do konce března); absence tranzientního období
2007	Podprůměrné roční srážky (o 10 % nižší než průměrný rok); teplá zima (průměrná teplota 1,1 °C v období prosinec–únor) a průběžné odtávání sněhové pokrývky v zimní období; teplé léto (průměrná teplota 16,1 °C v období červenec–srpen); vysoká radiace ( $T_p$ je o 36 % vyšší než průměrný rok)
2008	Nadprůměrné roční srážky (o 7 % vyšší než průměrný rok); teplá zima (průměrná teplota 0,6 °C); extrémně vysoká radiace ( $T_p$ je o 57 % vyšší než průměrný rok); časně odtávání sněhové pokrývky během zimního období
2009	Nadprůměrné roční srážky (o 14 % nižší než průměrný rok); dlouhá a chladná zima (teplota pod 0 °C až do konce března)
2010	Extrémně vysoké letní srážky (o 65 % nižší než průměrný rok); extrémně nízké letní srážky (o 27 % nižší než průměrný rok); povodňový rok; studená zima (průměrná teplota -5,3 °C); chladné léto (průměrná teplota 13,7 °C); nízká radiace ( $T_p$ je o 26 % nižší než průměrný rok)
2011	Průměrné srážky; časně odtávání sněhové pokrývky během zimního období
2012	Průměrné srážky
2013	Nadprůměrné roční srážky (o 32 % vyšší než průměrný rok); studená zima (průměrná teplota -4,0 °C); nízká radiace ( $T_p$ je o 15 % nižší než průměrný rok)
2014	Podprůměrné roční srážky (o 25 % nižší než průměr); extrémně nízké zimní srážky (o 42 % nižší než průměr); teplá zima (-1 °C); kontinuální tání sněhové pokrývky během zimního období
2015	Extrémně nízké srážky (o 34 % nižší než průměrný rok); extrémně nízký letní odtokový koeficient (0,32)
2016	Průměrné srážky
2017	Nadprůměrné roční srážky (o 24 % vyšší než průměrný rok); nízký odtok v zimním období (o 24 % nižší než průměrný rok); dlouhá a chladná zima (čtyři měsíce teplota pod 0 °C); nízká radiace (o 24 % nižší než průměrný rok); absence tranzientního období
2018	Extrémně nízké srážky (o 40 % nižší než průměrný rok); teplé léto (průměrná teplota 15,7 °C); extrémně nízký letní odtokový koeficient (0,31); kontinuální tání sněhové pokrývky během zimního období

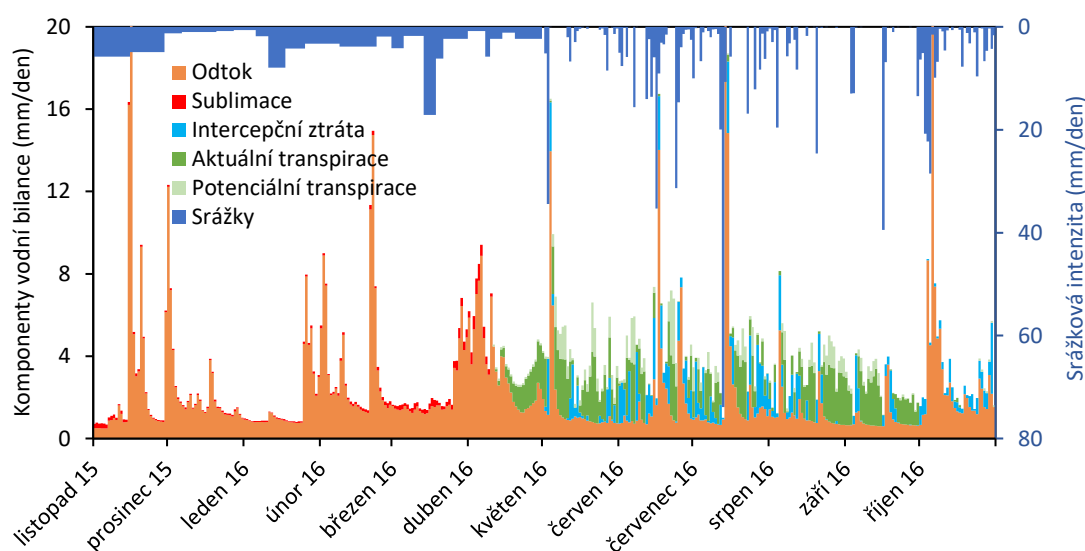
#### *Denní variabilita komponentů v průměrném roce*

Denní variabilitu komponentů vodní bilance na povodí Uhlářská v průměrném hydrologickém roce 2016 znázorňuje Obr. 44. V roce 2016 spadlo na povodí celkem 1358 mm srážek z toho 731 mm v letním období a 627 v období zimním. Celkový roční odtokový koeficient byl 0,63, letní 0,50 a zimní 0,77. Během letní sezóny došlo ke čtyřem velkým srážkoodtokovým událostem se srážkovým úhrnem kolem 60 mm, které způsobily okamžitý odtok přesahující 300 l/s. Několik větších průtokových vln v zimním období (26. ledna, 22. února a 27. března) způsobilo teplé počasí, které mělo za následek tání sněhové pokrývky. Sublimace sněhové pokrývky hraje v bilanci povodí důležitou roli především v jarních měsících (březen a duben), kdy je slunce výše nad obzorem a. Transpirace rostlin se předpokládá až po roztátí sněhové pokrývky, což nastalo v roce 2016 v polovině dubna. Aktuální transpirace byla v letním období (12. duben–říjen 2016) odhadnuta na 215 mm. Na začátku letní sezóny transpirace prudce roste, což je v důsledku převahy smrkového lesa na povodí, který může na rozdíl od listnatých lesů transpirovat okamžitě. V roce 2016 bylo odhadnuto 64% zastoupení smrkového lesa na povodí. Intercepční ztráta v letním období roku 2016 tvoří 127 mm, což je cca 17 % letních srážek.





Obr. 43: Komponenty vodní bilance povodí Uhlířská a změna zásoby vody v povodí,  $\Delta S$ , za období 2000–2018.

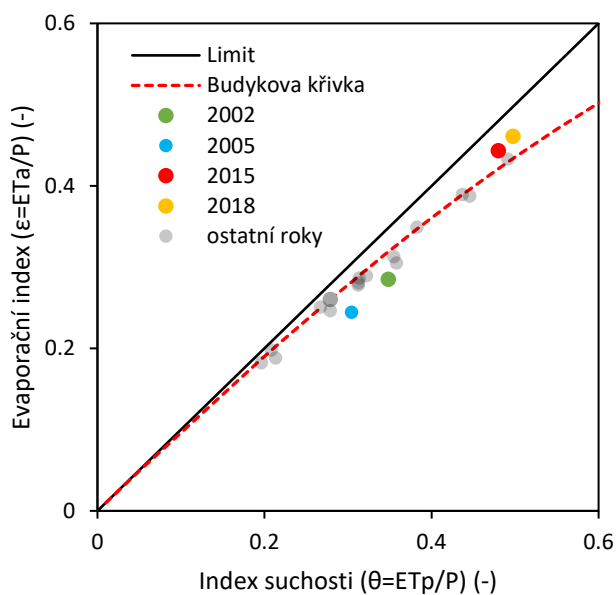


Obr. 44: Denní variabilita komponentů vodní bilance na povodí Uhlířská v hydrologickém roce 2016 (listopad 2015–říjen 2016).

### Budykův přístup

Meziroční variabilita komponentů vodní bilance byla zkoumána také podle Budyka. Budykova křivka sestavená pro povodí Uhlířská v experimentálním období je na Obr. 45. Nejvíce vzdáleny od teoretické křivky jsou v kladném směru body zobrazující roky 2015 a 2018. Jedná se o velmi suché roky, které vykazují nejmenší výtěžek vody. Naopak největší záporné odchylky jsou pozorované v letech 2002 a 2005. V těchto letech byl kvůli nadprůměrným srážkám výtěžek vody největší. Odchylky jednotlivých let od teoretické křivky v čase mírně rostou. Ve všech letech jsou však menší než 0,05, což je považováno za nízké odchylky a dobrou shodu měřených bodů s Budykovou křivkou.

Odezva povodí je podle Budyky vysoká (0,97). Povodí rychle reaguje na meziroční variace ve srážkách. Jinými slovy srážky a odtok z povodí jsou dobře synchronizovány. Budykova elasticita vyšla pro povodí Uhlířská 1,1. Vysoká elasticita spolu s celkově nízkými odchylkami jednotlivých let od teoretické křivky značí, že by povodí Uhlířská mohlo být v budoucnu schopné se přizpůsobit měnícím se klimatickým podmínkám. Na druhou stranu je elasticita dána pouze variabilitou klimatických podmínek ( $ET_p$  a srážek) a tvarem Budykovy křivky, proto je možné předpověď o budoucí reakci povodí považovat za nejistou.



Obr. 45: Budykova křivka sestavená pro povodí Uhlířská v období 2000–2018

#### Hortonův index

Hortonův index koncepčně analogický s Budykovým indexem suchosti se pro povodí Uhlířská pohyboval v rozmezí 0,5–0,8 s průměrnou hodnotou 0,78. Hortonův index je mírně vyšší než index suchosti (průměrná hodnota 0,71), což poukazuje na to, že je pro rostliny dostupná větší část srážek, než kolik se zdálo podle indexu suchosti. Druhým vysvětlením vyššího Hortonova indexu by mohl být podhodnocený odhad základního odtoku, který vstupuje do výpočtu Hortonova indexu. Nicméně Hortonův index pro povodí Uhlířská odpovídá mírně vlhkému povodí a neodhaluje žádnou výraznou změnu v chování vegetace na povodí.

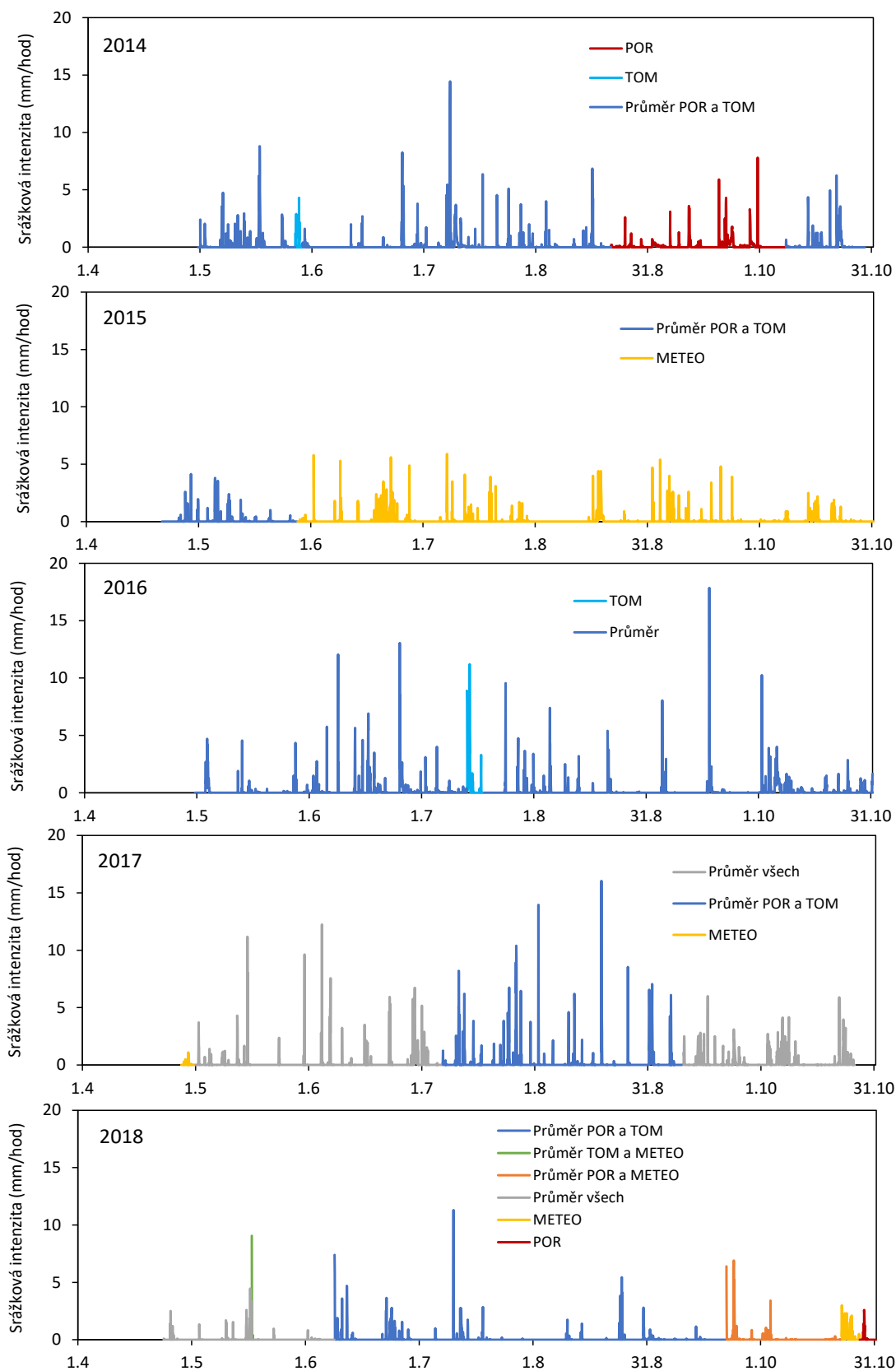
## 9.9 Odhad spotřeby vody na tvorbu nové dřevní hmoty

Během experimentálního období 2000–2018 došlo na povodí Uhlířská k významnému růstu smrkového lesa, proto byl při vyhodnocování vodní bilance povodí proveden odhad množství vody, která při růstu nové dřevní hmoty dosycuje rostlinná pletiva. Objem nově přirostlého dřeva byl určen programem Forest simulator BWINpro (Nagel and Schmidt, 2006). Průměrný objem nově přirostlého dřeva byl během simulovaného období 23,5 m<sup>3</sup>/ha/rok. Voda uložená ve smrkovém dřevě byla odhadnuta rozdílem hustot čerstvého (780 kg/m<sup>2</sup>) a vysušeného smrkového dřeva (440 kg/m<sup>3</sup>) na 340 kg/m<sup>3</sup>. Přibližný odhad vody, která je každý rok uložena do nové dřevní hmoty, je tak 0,8 mm, což odpovídá zhruba 0,3 % průměrné roční aktuální transpirace. Pro srovnání Procházka et al. (1994) udávají, že z 1000 g vody přijaté rostlinou 990 g prochází jako tranzitní voda a 10 g (tj 1 %) je použito na tvorbu nové biomasy.

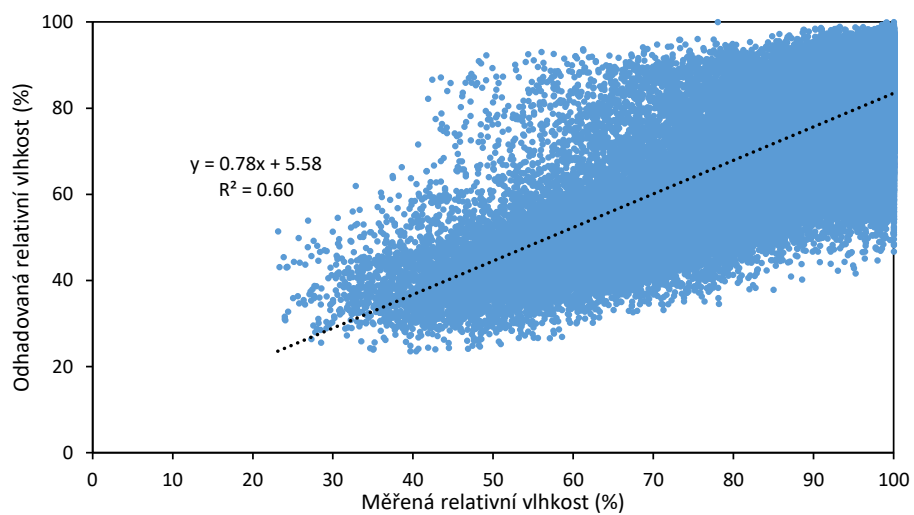
Dalším způsobem, jak lze odhadnout množství vody v dřevní biomase je pomocí efektivity využívání vody WUE (z angl. *Water use efficiency*), která je často používaná v lesnictví. WUE je definovaná jako objem nové biomasy na objem transpirační vody (m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>). Pro smrkový les se hodnoty WUE pohybují kolem 0,002 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup> (Menon et al., 2007). Při předpokladu, že v jednom m<sup>3</sup> nového dřeva je uloženo cca 340 kg vody dostaneme odhad vody použité na tvorbu nové biomasy zhruba 0,1 % z roční transpirace.

Vzhledem k celkově nízkým získaným hodnotám spotřeby vody na tvorbu nové dřevní hmoty (0,1–1 %) byla spotřeba vody na tvorbu nové dřevní hmoty v celkové bilanci povodí zanedbána.

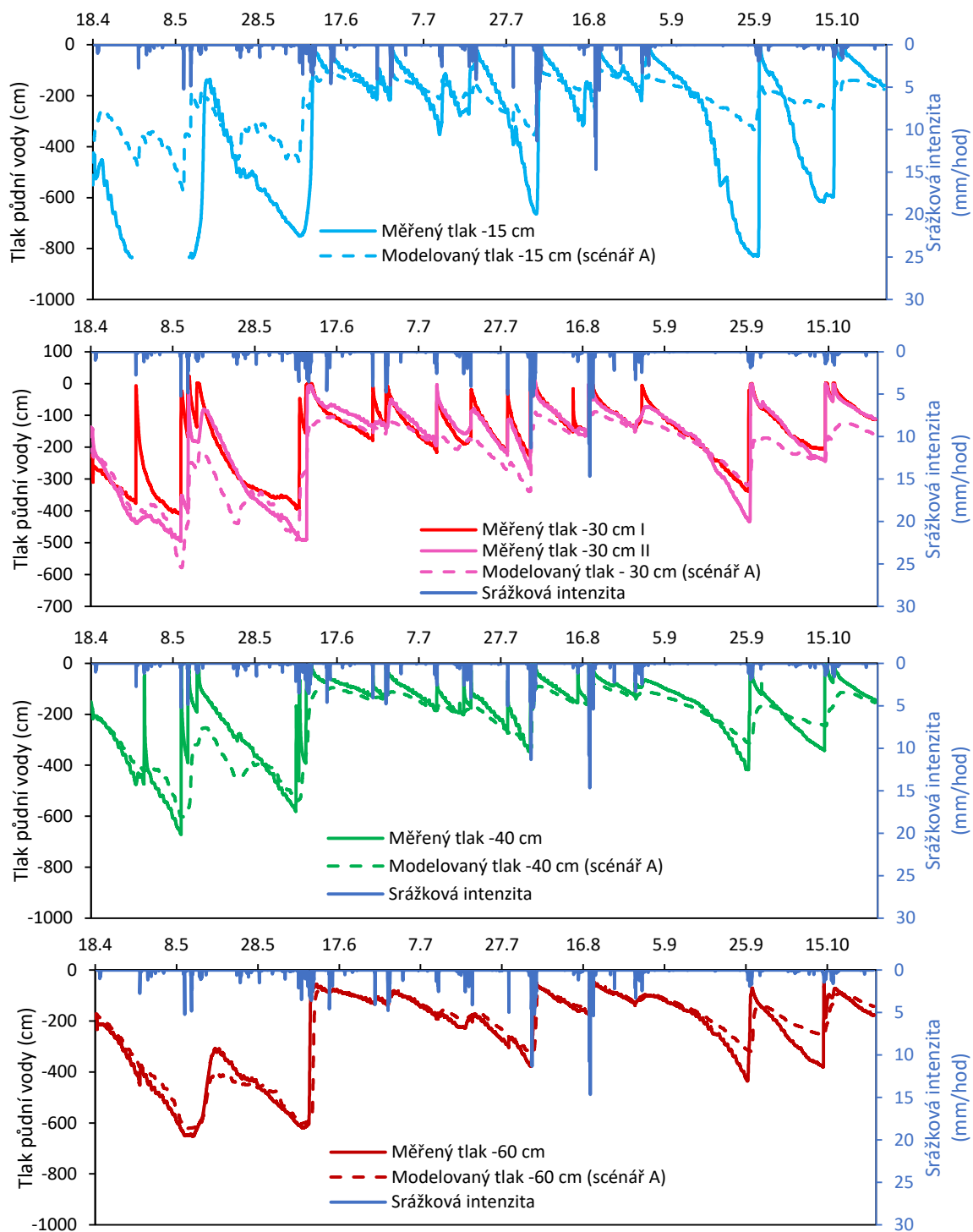
## Obrázky a tabulky



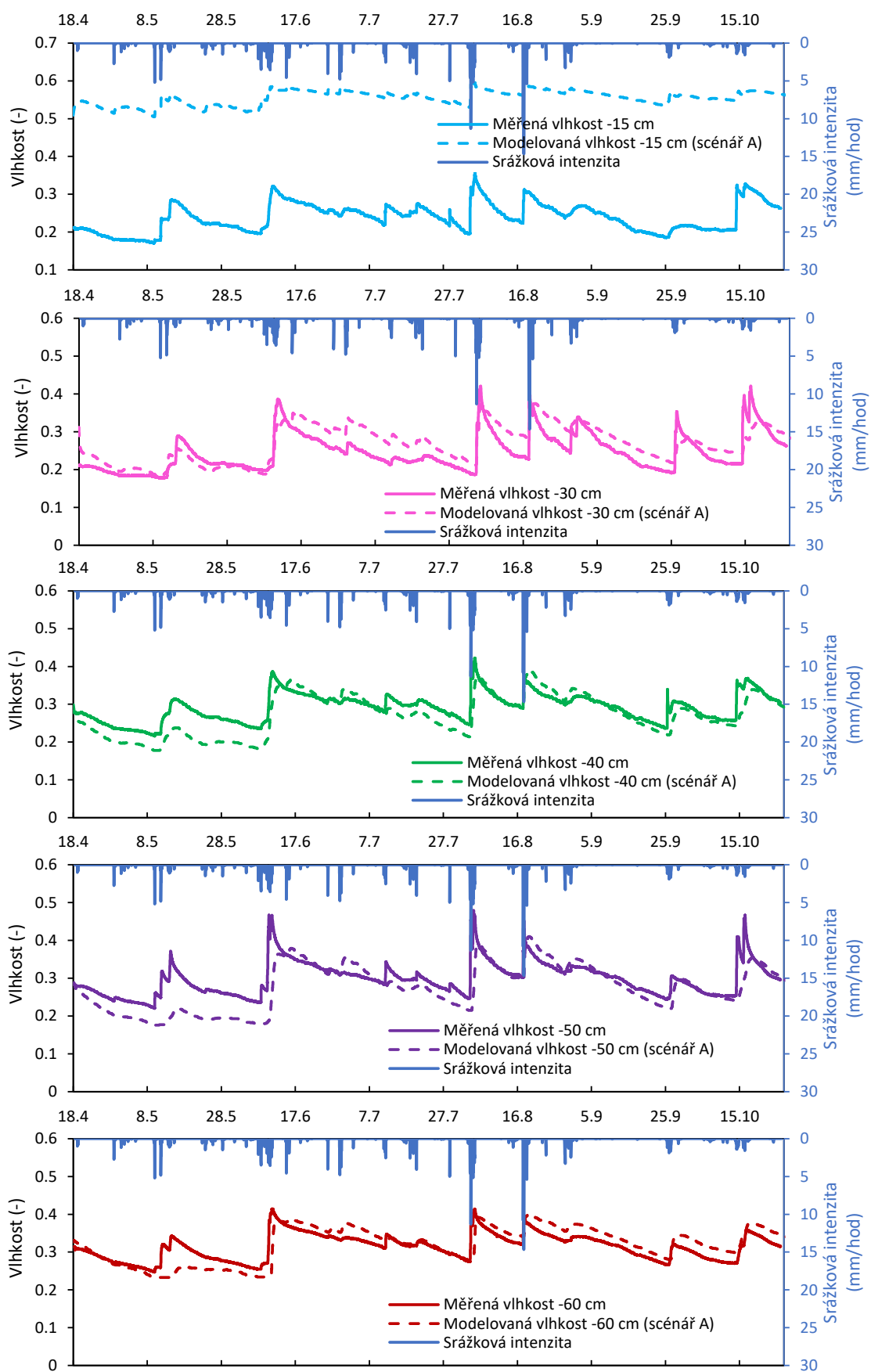
Obr. 46: Výsledná řada letních srážek na povodí Uhlířská v letech, kdy byly k dispozici srážkové řady z více stanic. POR je stanice Porsche, TOM Tomšovka a METEO meteostanice.



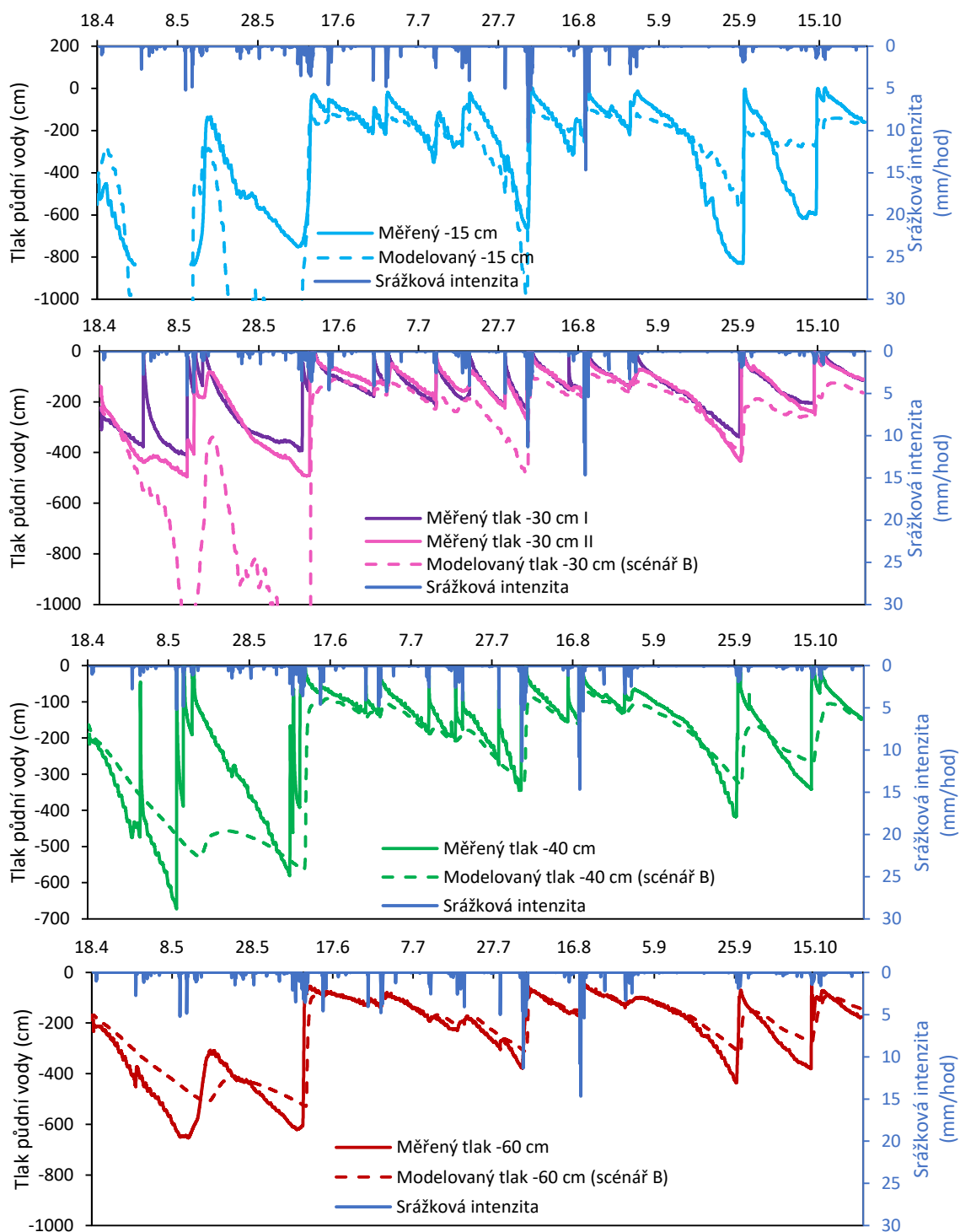
Obr. 47: Lineární regrese odhadovaných a měřených relativních vlhkostí na povodí Uhlířská v letech 2006–2018.



Obr. 48: Měřené a simulované tlaky půdní vody při scénáři A (hluboké kořeny) v různých hloubkách (15, 30, 40 a 60 cm) pod povrchem na lokalitě SMRK na povodí Liz na Šumavě ve vegetační sezóně 2020.

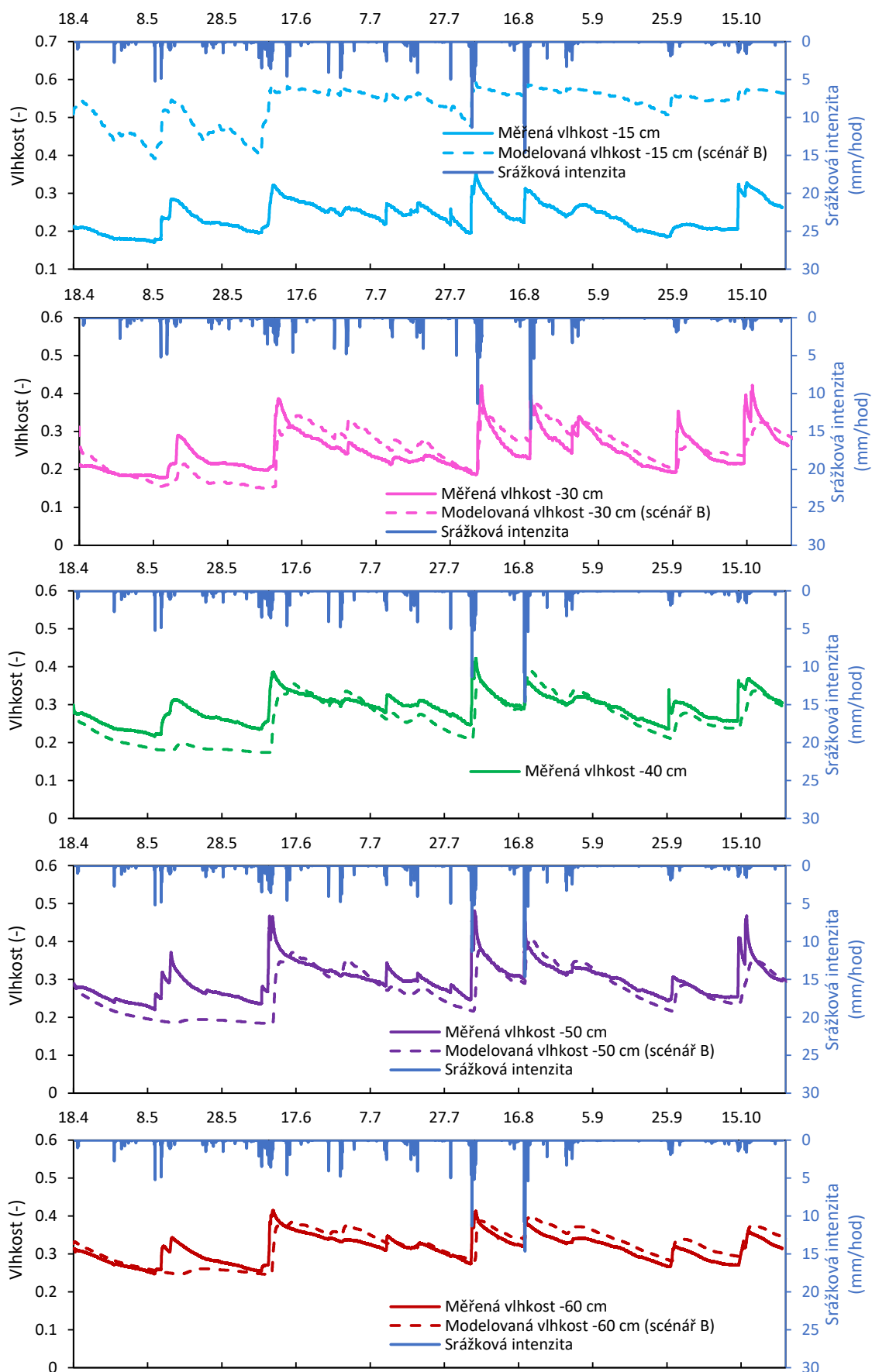


Obr. 49: Měřené a simulované vlhkosti při scénáři A (hluboké kořeny) v různých hloubkách (15, 30, 40 a 60 cm) pod povrchem na lokalitě SMRK na povodí Liz na Šumavě ve vegetační sezóně 2020.

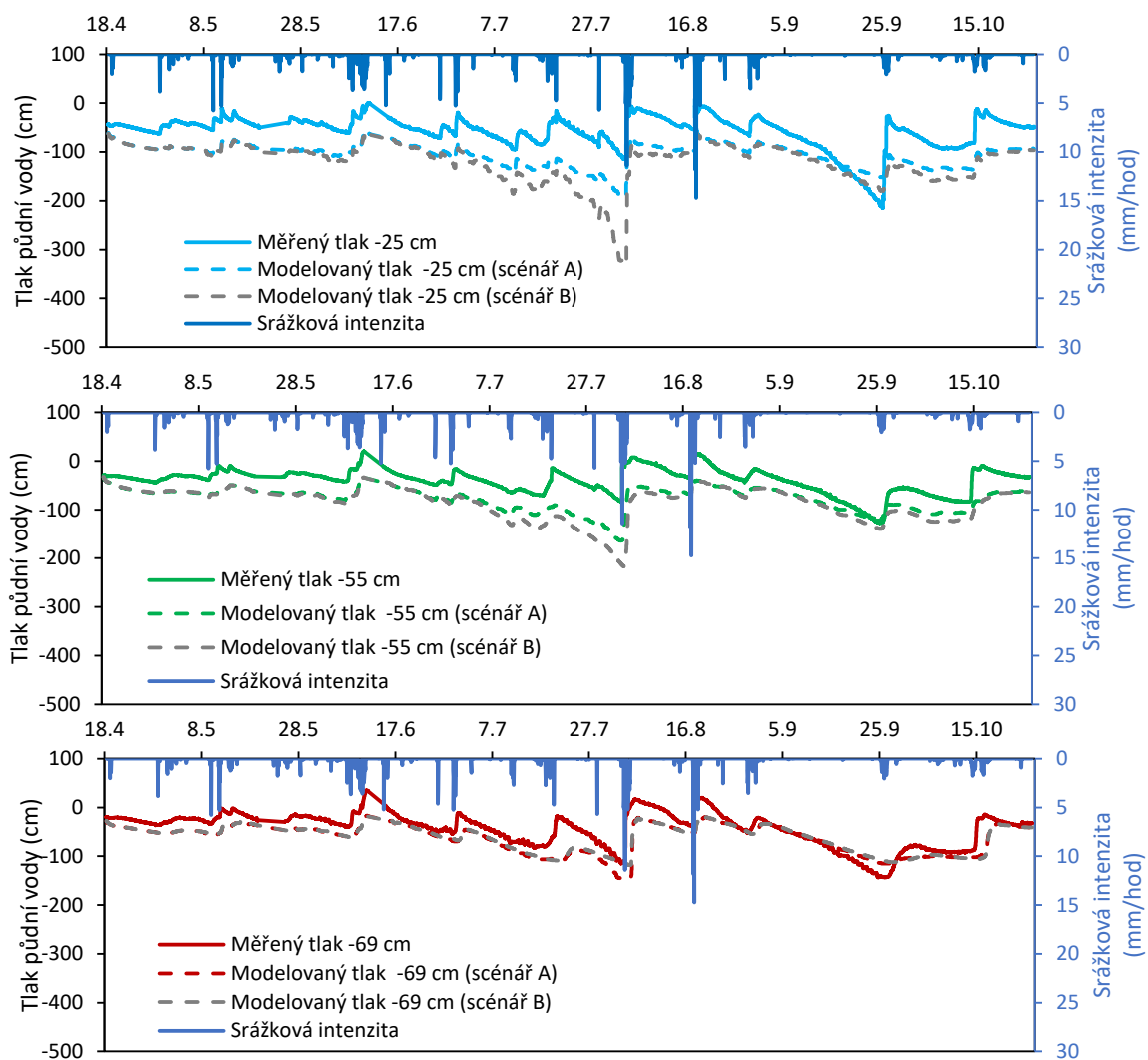


Obr. 50: Měřené a simulované tlaky půdní vody při scénáři B (mělké kořeny) v různých hloubkách (15, 30, 40 a 60 cm) pod povrchem na lokalitě SMRK na povodí Liz na Šumavě ve vegetační sezóně 2020.

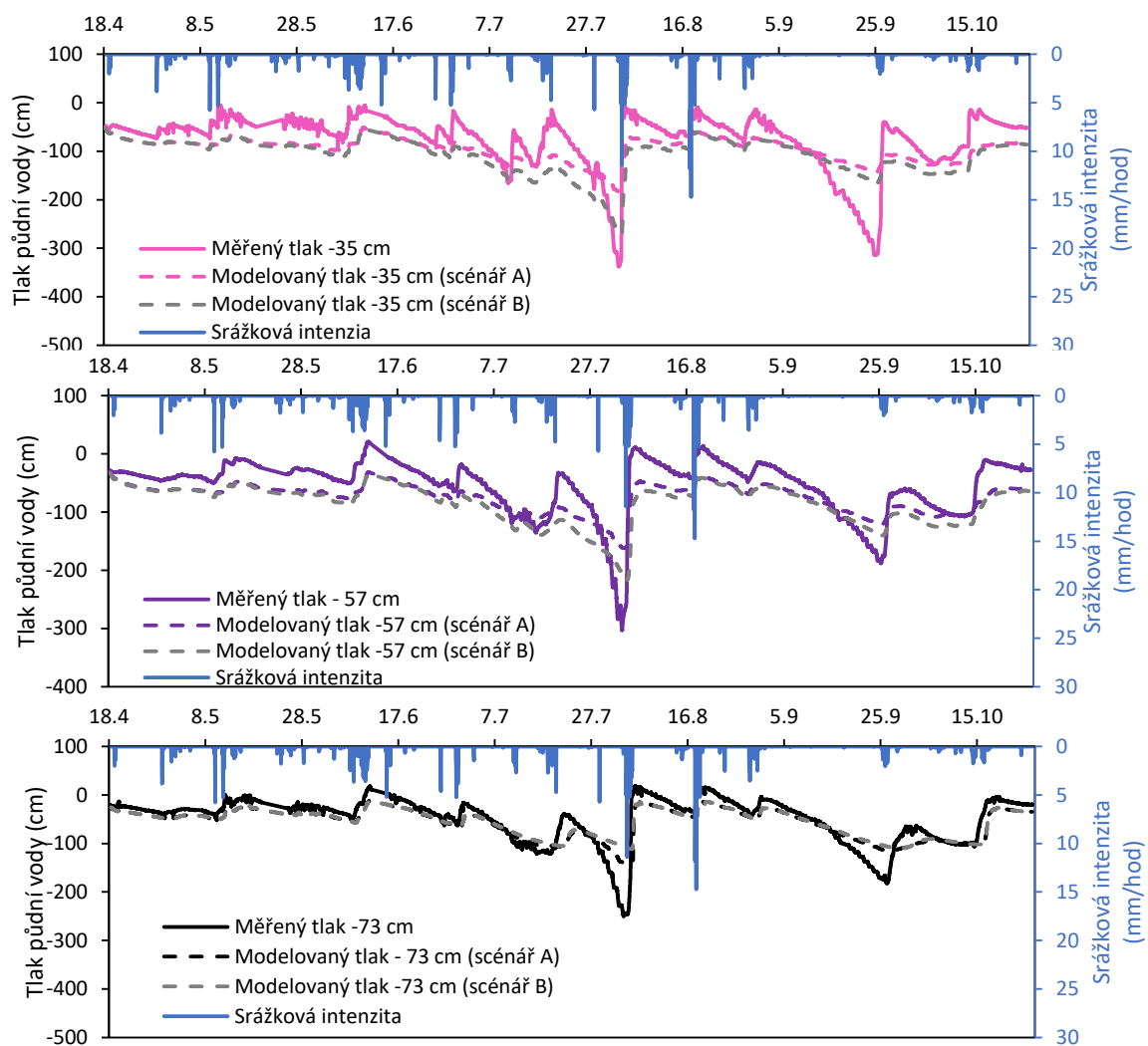




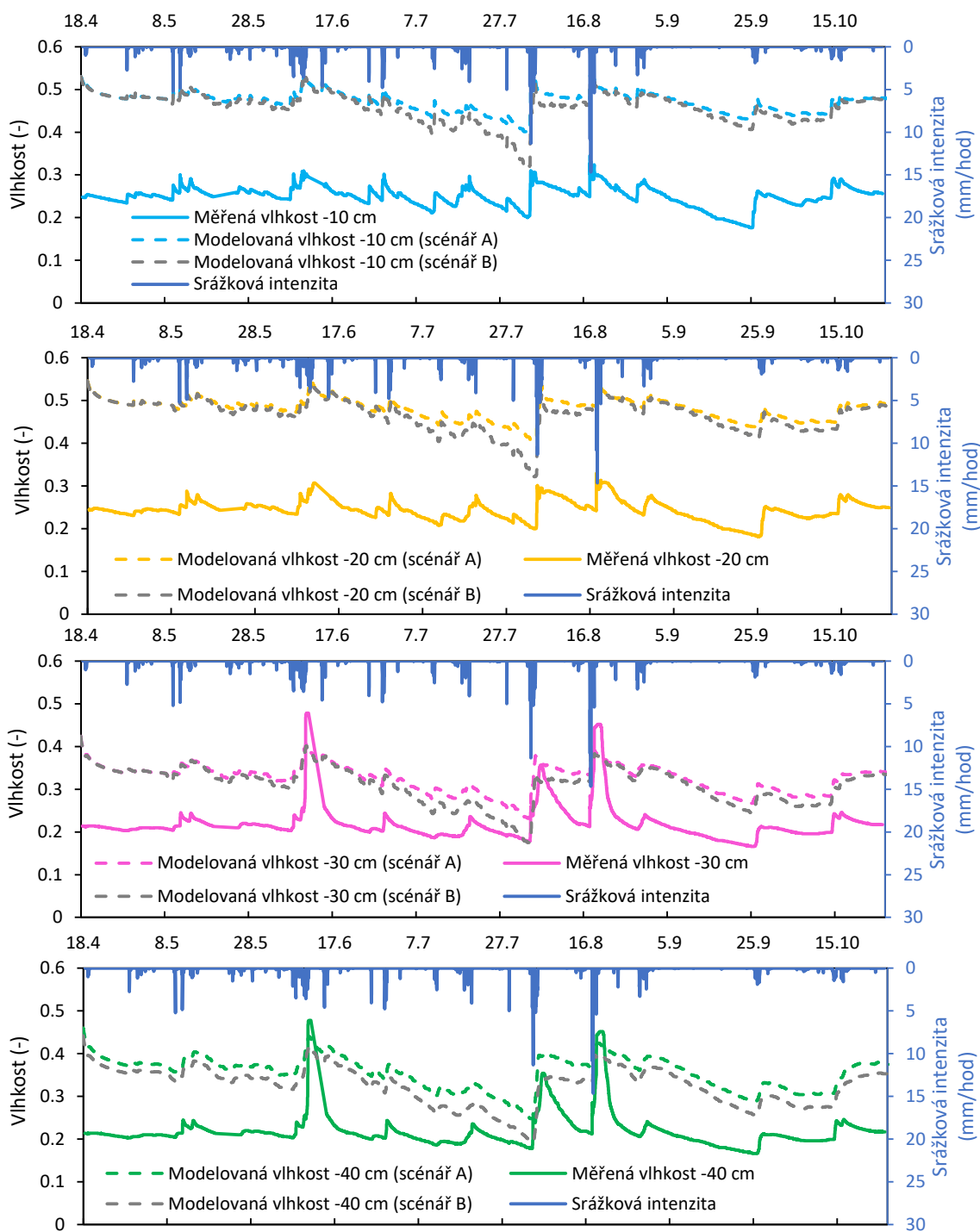
Obr. 51: Měřené a simulované vlhkosti při scénáři B (mělké kořeny) v různých hloubkách (15, 30, 40 a 60 cm) pod povrchem na lokalitě SMRK na povodí Liz na Šumavě ve vegetační sezóně 2020



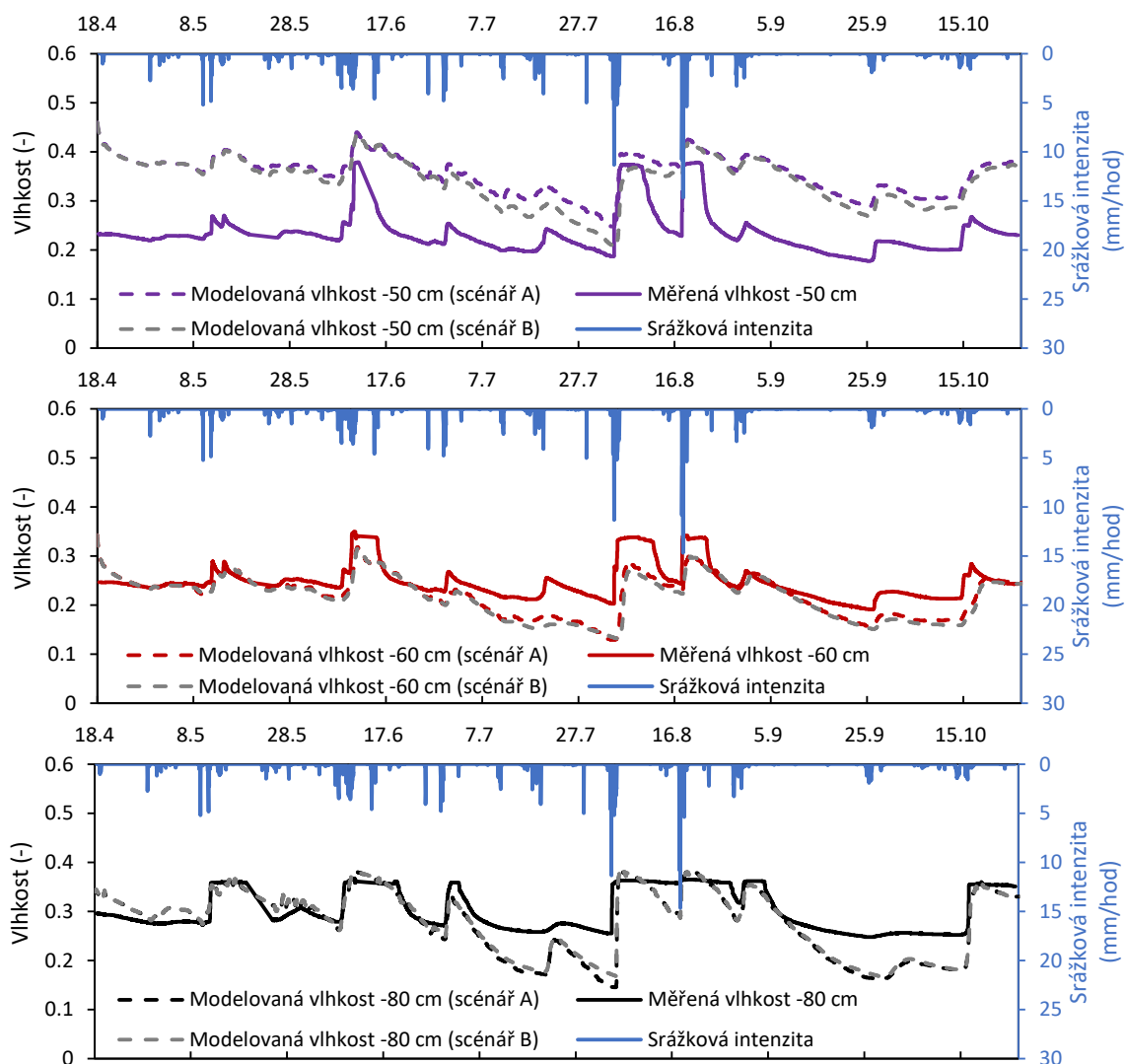
Obr. 52: Měřené tlaky půdní vody na stanovišti II na lokalitě BUK a simulované tlaky půdní vody při scénáři A (hluboké kořeny) a B (mělké kořeny) v různých hloubkách (25, 55 a 69 cm) pod povrchem na lokalitě BUK na povodí Liz na Šumavě ve vegetační sezóně 2020.



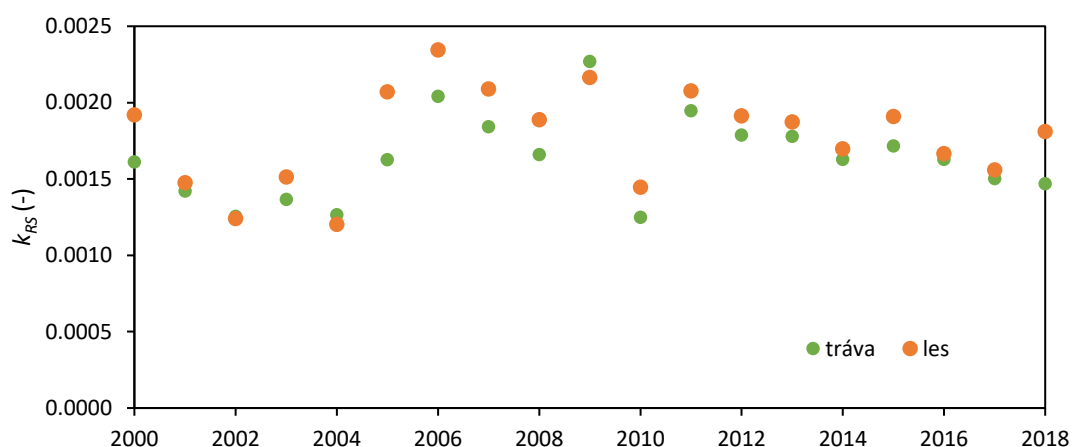
Obr. 53: Měřené tlaky půdní vody na stanovišti I na lokalitě BUK a simulované tlaky půdní vody při scénáři A (hluboké kořeny) a B (mělké kořeny) v různých hloubkách (35, 57 a 73 cm) pod povrchem na lokalitě BUK na povodí Liz na Šumavě ve vegetační sezóně 2020.



Obr. 54: Měřené a simulované vlhkosti při scénáři A (hluboké kořeny) a B (mělké kořeny) v různých hloubkách (10, 20, 30 a 40 cm) pod povrchem na lokalitě BUK na povodí Liz na Šumavě ve vegetační sezóně 2020.



Obr. 55: Měřené a simulované vlhkosti při scénáři A (hluboké kořeny) a B (mělké kořeny) v různých hloubkách (50, 60 a 80 cm) pod povrchem na lokalitě BUK na povodí Liz na Šumavě ve vegetační sezóně 2020.



Obr. 56: Koeficienty ( $k_{RS}$ ) použité pro výpočet  $ET_p$  dle Hargreavesovy metody. Koeficienty byly odhadnuty pro travnaté plochy a les na povodí Uhlířská v experimentálním období 2000–2018.

Tab. 19: Průměrné roční hodnoty potenciální transpirace ( $T_p$ ), aktuální transpirace ( $T_a$ ), redukce  $T_p$  při dosažení kritické hodnoty transpirace ( $T_{crit}$ ) a transpirace během rosných událostí a intercepčních epizod. Povodí Uhlířská, experimentální období 2000–2018. Všechny hodnoty jsou uvedeny zvlášť pro travnaté plochy na povodí, les a povodí jako celek.

	$T_p$	$T_a$	Redukce $T_p$ při dosažení $T_{crit}$	Transpirace během rosných událostí	Transpirace během intercepčních epizod
	<i>mm/rok</i>	<i>mm/rok</i>	<i>mm/rok</i>	<i>mm/rok</i>	<i>mm/rok</i>
Povodí jako celek	366,0	256,5	72,9	28,3	8,3
Les	379,5	266,0	83,6	21,4	8,5
Tráva	351,6	245,7	61,6	36,2	8,0

## Nomenklatura

Tab. 20.: Veličiny a zkratky použité v disertační práci. Jednotky jsou uvedeny v nejčastěji vyskytující se formě.

Symbol	Název	Jednotky
<b>Vodní bilance</b>		
$\Delta S$	změna zásoby vody v povodí	(mm)
$H_{in}$	kumulativní vstup vody do povodí	(mm)
$H_{out}$	kumulativní výstup vody z povodí	(mm)
$P$	srážkový úhrn	(mm)
$Q$	odtok	(mm)
$Q_c$	celkový odtok	(mm)
$Q_b$	základní odtok	(mm)
$Q_d$	přímý odtok	(mm)
$\beta$	empirický parametr digitálního filtru separace základního odtoku	(-)
$I$	intercepční ztráta	(mm)
$Sub$	sublimační ztráta	(mm)
$ET$	evapotranspirace	(mm)
$ET_p$	potenciální evapotranspirace	(mm)
$ET_a$	aktuální evapotranspirace	(mm)
$T$	transpirace rostlin	(mm)
$T_p$	potenciální evapotranspirace	(mm)
$T_a$	aktuální evapotranspirace	(mm)
$\theta_B$	index suchosti	(-)
$\varepsilon_B$	index výparu	(-)
$d_B$	odchylka od Budykovy křivky	(-)
$\varepsilon_{Bm}$	index výparu z měřených hodnot	(-)
$\varepsilon_{Bp}$	predikovaná hodnota indexu výparu	(-)
$HI$	Hortonův index	(-)
$V$	výpar povodí	(mm)
$W$	smáčení povodí	(mm)
$BFI$	index základního odtoku	(-)
$DFI$	index zpožděného odtoku	(-)
<b>Model proudění vody v půdě a aktuální transpirace</b>		
$\theta$	objemová vlhkost	(cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )
$\theta_r$	reziduální vlhkost	(cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )
$\theta_s$	nasyčená vlhkost	(cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )
$z$	svislá souřadnice	(cm)
$h$	tlak půdní vody	(cm)
$K$	nenasyčená hydraulická vodivost	(cm/d)
$K_s$	nasyčená hydraulická vodivost	(cm/d)
$\alpha_{ws}$	koeficient přenosu vody mezi doménami při nasycení	(1/cm/s)
$w$	objemový podíl matrice / preferenčních cest	(-)
$m$	doména matrice	
$f$	preferenční doména	
$\Gamma_w$	přenosový člen	(s <sup>-1</sup> )
<b>Kořenový odběr vody</b>		
$S$	intenzita odběru vody kořeny	(1/d)
$r_0$	průměrný poloměr aktivních kořenů	(cm)
$R_d$	specifická délka aktivních kořenů	(1/cm <sup>2</sup> )
$\lambda$	charakteristická délka transportu půdní vody	(m)
$r_{soil}$	hydraulický odpor půdy	(d)
$r_{root}$	radiální odpor kořenů	(d)
$H_{soil}$	potenciál vody v půdě	(cm)
$H_{rx}$	potenciál vody v xylému	(cm)
$H_{crit}$	kritická hodnota potenciálu vody v xylému	(cm)

$z_0$	souřadnice dolní hranice kořenové zóny	(cm)
$z_R$	souřadnice horní hranice kořenové zóny	(cm)
$C$	hydraulická kapacita rostliny	(-)
$i_f$	rychlost infiltrace	(m/s)
$S_s$	sorptivita	(m/s)
$A$	ustálená rychlost infiltrace	(m/s)
$C_I$	sklon křivky kumulativní infiltrace a odmocniny času	(cm/s)
$\alpha$	van Genuchtenův parametr retenční křivky	(1/cm)
$n$	van Genuchtenův parametr retenční křivky	(-)
$h_0$	podtlak nastavený v minidiskovém infiltrometru	(cm)
$r_m$	poloměr hlavy minidiskového infiltrometru	(cm)
<b>Vegetační charakteristiky</b>		
$r_s$	povrchový odpor vegetace	(s/m)
$r_l$	stomatální odpor dobře osvětleného listu	(s/m)
LAI	index aktivní listové plochy	(m <sup>2</sup> /m <sup>2</sup> )
LAI <sub>active</sub>	index listové plochy	(m <sup>2</sup> /m <sup>2</sup> )
$h_{max}$	maximální výška vegetace během sezóny	(m)
$h_{min}$	minimální výška vegetace během sezóny	(m)
$M_{lit}$	každoroční opad listů	(t/ha)
$F_{abs}$	částečná ztráta při padání listů	(-)
SLA	specifická listová plocha	(m <sup>2</sup> /kg)
FB	listová biomasa	(kg/strom)
DBH	průměr kmene ve výčetní výšce	(cm)
NDVI	normalizovaný diferenční vegetační index	(-)
NIR	odražené blízké infračervené záření	(%)
RED	odražené viditelné červené záření	(%)
$I_b$	intenzita záření modré části světelného spektra pod vegetací	(W/m <sup>2</sup> )
$I_{b0}$	intenzita záření modré části světelného spektra nad vegetací	(W/m <sup>2</sup> )
$k_e$	extinkční koeficient	(-)
<b>Model intercepce a evapotranspirace</b>		
$C_m$	maximální intercepční kapacita vegetace	(mm)
$C_0$	počáteční množství vody na vegetaci pro daný časový krok	(mm)
$D_0$	deficit nasycení povrchu vegetace v předchozím časovém kroku	(-)
$E$	evaporace vody zachycené na vegetaci	(mm)
$ft$	volný propad	(-)
$\rho_w$	hustota vody	(kg/m <sup>3</sup> )
$L_v$	specifické latentní teplo výparu	(J/kg)
$\delta$	sklon křivky tlaku nasycené vodní páry	(Pa/K)
$R_n$	čistá radiace	(W/m <sup>2</sup> )
$Q_G$	tok tepla do půdy	(W/m <sup>2</sup> )
$\rho_a$	průměrná hustota vzduchu	(kg/m <sup>3</sup> )
$c_p$	specifická izobarická tepelná kapacita vzduchu	(J/kg/K)
$p_{vs}$	tlak nasycené vodní páry	(Pa)
$p_v$	aktuální tlak vodní páry	(Pa)
$r_a$	aerodynamický odpor	(s/m)
$\gamma$	psychrometrická konstanta	(Pa/K)
$d$	výškový posun nulové hladiny	(m)
$h_c$	průměrná výška vegetace	(m)
$z_u$	výška měření rychlosti větru	(m)
$z_\omega$	výška měření vlhkosti vzduchu	(m)
$z_{0u}$	drsnostní výška přenosu hybnosti	(m)
$z_{0\omega}$	drsnostní výška přenosu vodní páry	(m)
$k$	von Karmanova konstanta	(-)
$u$	rychlost větru	(m/s)
$k_{RS}$	empirický koeficient pro výpočet $ET_p$ dle Hargreaves	(-)



$T_{mean}$	průměrná denní teplota vzduchu	(K)
$T_{max}$	maximální denní teplota vzduchu	(K)
$T_{min}$	minimální denní teplota vzduchu	(K)
$T_{day}$	denní teplota pro výpočet teploty rosného bodu	(K)
$T_{dew}$	teplota rosného bodu	(K)
$R_a$	extraterestriální radiace	(MJ/m <sup>2</sup> /den)
$d_r$	inverzní relativní vzdálenost Země a Slunce	(-)
JD	juliánský den	(-)
$\omega_s$	úhel západu Slunce	(rad)
$\varphi$	zeměpisná šířka	(rad)
$\delta$	solární deklinace	(rad)
$G_{sc}$	solární konstanta	(MJ/m <sup>2</sup> /min)
$E_{ae}$	aerodynamický výpar	(m/s)
$T_{crit}$	kritická hodnota transpirace	(mm/den)
$\Delta H_{výp}$	latentní teplo výparu	(J/mol)
$R$	univerzální plynová konstanta	(J/K mol)
$T_0$	referenční teplota	(°C)
$\rho_v$	absolutní vlhkost vzduchu	(kg/m <sup>3</sup> )
$m_v$	molární hmotnost	(g/mol)
$RH$	relativní vlhkost vzduchu	(-)
$R_s$	stomatální odpor	(s/m)
$g_s$	stomatální vodivost	(nmol/m <sup>2</sup> s)
$C$	molární podíl vodních par	(-)
$p_{atm}$	atmosférický tlak	(Pa)
<b>Sublimace sněhu</b>		
$k_s$	koeficient útlumu	(-)
$L_s$	specifické latentní teplo sublimace	(kJ/kg)
<b>Nejistoty a statistické metody</b>		
$\sigma$	směrodatná odchylka	(mm)
$\sigma^2$	rozptyl	(mm <sup>2</sup> )
$u_x$	nejistota	(mm)
$\varepsilon$	chyba měření	(mm)
$H_s$	zásoba vody v povodí	(mm)
$f_i$	hustota pravděpodobnosti nejistoty $i$	(-)
$Ac$	přesnost	(-)
$Se$	citlivost	(-)
$Sp$	specifická	(-)
$PP$	pravdivě pozitivní hodnoty	(-)
$FN$	falešně negativní hodnoty	(-)
$FP$	falešně pozitivní hodnoty	(-)
$PN$	pravdivě negativní hodnoty	(-)
$S_{stat}$	Mannova-Kendalova $S$ statistika	(-)
$f_i$	počet opakování hodnoty	(-)
$z_{stat}$	Mannova-Kendalova standardizovaná testová statistika	(-)
$H_0$	nulová hypotéza	
$H_1$	alternativní hypotéza	
<b>Další</b>		
$t$	čas	(s)
$i$	pořadí časového kroku	(-)
$N$	počet časových kroků	(-)
TOM	stanice Tomšovka	
MET	Meteostanice	
UHL	stanice Uhlířská	
POR	stanice Porsche	

## Publikované práce

Metodická část disertační práce těžila z poznatků získaných během přípravy článku *Use of autonomous transmission line-type electromagnetic sensors for classification of dry and wet periods at sub-hourly time intervals* (Mikešová et al., 2018). Článek byl publikovaný v časopise *Environmental Monitoring and Assessment*. A vznikl v rámci studia padajících srážek. V článku je představen nově navržený a následně testovaný algoritmus, který identifikuje začátky a konce srážkových událostí, tj. srážková a bezdeštná období pomocí autonomních levných senzorů TMS3, tj. čidel primárně určených k měření vlhkosti v půdě. Předložená disertační práce využívá získané poznatky v signal processingu a statistickém vyhodnocení v podobě matice záměn.

Jedna ze dvou případových studií předkládaných v této práci byla již rozpracována do vědeckého článku *Inter-annual variability of catchment water balance in a montane spruce forest* (Skalová et al., 2022), který vyšel v časopise *Hydrological Sciences Journal*. Jedná se o vodní bilanci povodí Uhlířská v Jizerských horách a analýzu meziroční variability jejích komponentů.

# Use of autonomous transmission line-type electromagnetic sensors for classification of dry and wet periods at sub-hourly time intervals

Veronika Mikešová · Martin Fencl · Michal Dohnal  · Vojtěch Bareš

Received: 3 May 2018 / Accepted: 18 October 2018  
© Springer Nature Switzerland AG 2018

**Abstract** Accurate identification of wet and dry weather periods at sub-hourly time intervals is important for the description and control of processes directly influenced by rainfall, such as infiltration into urban drainage systems, purification processes in wastewater treatment plants, or effective irrigation systems. It is also necessary for monitoring and modeling rainfall itself. Traditional instrumentation used to measure rainfall (rain gauges and radars) often fails to detect the transition between dry and wet weather at sufficient spatial and temporal resolution. Opportunistic sensing has become a promising approach in hydrology to overcome these deficits without drastically increasing the cost of measuring campaigns. In this study, we identify dry and wet weather periods using autonomous and inexpensive transmission line-type electromagnetic sensors, primarily intended for soil water content measurement.

Four transmission line-type electromagnetic sensors, a tipping bucket rain gauge, and a laser precipitation monitor were installed in an urban catchment for an experimental period of 3 months during the summer. An algorithm for the reliable detection of the onset and end of precipitation episodes was developed for use with

the sensors. Our analysis demonstrates that transmission line-type electromagnetic sensors provide results with accuracy similar to, and with five times greater sensitivity than a tipping bucket rain gauge. However, the sensors produced false-negative results more than 1.6% of the time (i.e., 25% of the received rain). Nevertheless, the low specificity of the sensors is not critical when they are used in combination with rain gauges or other sensors that are less prone to falsely detect wet periods.

**Keywords** Low-cost sensors · Rainfall detection · Laser precipitation monitor · Urban hydrology

## Introduction

Accurate identification of wet and dry weather periods at sub-hourly timescales is important for a description or control of processes directly influenced by rainfall such as purification processes in wastewater treatment plants, infiltration into urban drainage systems, or effective irrigation systems. Wet weather classification at sub-hourly intervals is also needed for monitoring and modeling of rainfall itself. It is used, for example in identification of ground clutters of weather radars, processing microwave link data, or modeling of spatial rainfall fields (Mackay et al. 2001). A reliable estimate of the beginning of a precipitation event is important for peak flow prediction in catchments with very short times of concentration—typically urban catchments dominated by impervious surfaces or small

---

**Electronic supplementary material** The online version of this article (<https://doi.org/10.1007/s10661-018-7059-7>) contains supplementary material, which is available to authorized users.

V. Mikešová · M. Fencl · M. Dohnal (✉) · V. Bareš  
Department of Hydraulics and Hydrology, Faculty of Civil  
Engineering, Czech Technical University in Prague, Thakurova 7,  
166 29 Prague, Czech Republic  
e-mail: michal.dohnal@cvut.cz

mountainous catchments with steep hillslopes. The sampling time resolution should be on the order of minutes to accurately capture the beginning of rainfall events (Savina et al. 2011). Similarly, Schilling (1991) presented rainfall data requirements necessary for successful urban rainfall-runoff modeling. These included temporal resolution of 1 min and time synchronization errors of 1 min or less.

Instruments traditionally used for measuring rainfall often fail to reliably detect the start and end of precipitation. The reliability of detecting the beginning of precipitation using rain gauges is affected by wetting losses, the effects of wind, and uncertainty regarding the volume of the first tip (Strangeways 2004). The detection of the end of a precipitation event is again influenced by wind and possible clogging of the rain gauge. Rain gauge results are also associated with large uncertainty for low-intensity events. Laser precipitation monitors, like disdrometers, are able to capture even very light rainfall. On the other hand, they are not capable of registering horizontal precipitation (e.g., dew) and for low rainfall rates a large scatter of measured values, caused by the small catchment area, has been reported (Nystuen et al. 1996). Moreover, operating a dense network of disdrometers to reflect the spatial variability of rainfall is often not feasible due to the high acquisition and operational costs.

The use of low-cost sensors is, therefore, an appealing solution when establishing dense sensor networks to capture spatially highly variable environmental parameters, such as rainfall. In addition, sensors primarily deployed for other purposes can provide additional information on the parameter of interest. For example, the use of microwave links of cellular backhaul proposed by Messer et al. (2006) has been investigated in detail by many other researchers (Fencl et al. 2017). Rabiei et al. (2013) proposed the use of cars as “moving rain gauges” with windshield wipers or optical sensors as the measuring devices. Low-cost, often self-powering, sensors have become an attractive choice for use in smart buildings or spatially distributed monitoring of the urban water cycle even though its application is still under the development (Wani et al. 2017).

In this investigation, inexpensive transmission line-type electromagnetic probes have been used, specifically TMS3 probes, to detect the beginning and end of rainfall events. The probes were originally intended for measuring soil moisture. Four probes placed at one experimental location were compared with laser

precipitation monitor data to assess the reliability of using the probes for the classification of dry and wet weather. Water film forming on the surface of the probes enables the identification of the beginning and end of rainfall events, information that traditional measurement tools such as rain gauges provide only to a limited extent. In our analysis, the temperature dependency of the TMS3 sensors was considered and analyzed. The study proposes a method for processing TMS3 sensor data to be used for dry and wet weather classification. The limitations that the TMS3 probes have in common with other sensors not intended for meteorology measurements are also discussed.

## Instrumentation

The experimental setup consisted of several types of sensors based on different mechanisms, located at the same site. Our instrumentation was a part of a broader research project focusing on urban stormwater runoff prediction based on rainfall-induced attenuation of telecommunication microwave links—TeleMAS (Fencl et al. 2017).

### TMS3 sensors

Stand-alone TMS3 probes (TOMST measurement system, TOMST s.r.o.) are transmission line-type electromagnetic sensors originally intended for measurement of soil water content and ambient temperature. They estimate water content using the speed of electromagnetic signal propagation along a transmission line at a frequency of 100–200 MHz. The propagation speed depends on dielectric properties, which are mainly governed by the water content of the environment surrounding the probes (Blonquist et al. 2005). According to the manufacturer, the method is largely independent on salinity and temperature. Measured values, so-called TMS3 wetness, range between 0 and 1000 counts for both pedological and meteorological installations. The expected measurement error in a homogeneous environment does not exceed 1% of soil water content ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) (<http://tomst.com/web/en/systems/tms/tms-3/>).

### Laser precipitation monitor

A laser precipitation monitor (LPM, 5.4110.xx.x00 v2.4) manufactured by Thies Clima GmbH incorporates

a laser optical beaming source and receiver to measure the diameter and fall speed of hydrometeors (including liquid and solid precipitation). Particle diameters are calculated from the reduction of the signal amplitude. Falling speed is determined from the duration of the reduced signal. Precipitation type is classified based on particle velocity and diameter (Gunn and Kinzer 1949). In this study, the LPM was used as a rain gauge with a catchment area of 45.6 cm<sup>2</sup> (i.e., the coverage area of the laser beam). Minimum measurable precipitation intensity is about 0.006 mm/h depending on precipitation type. Maximum effective intensity that this LPM is able to register is reported by the manufacturer to be at least 250 mm/h. The LPM was coupled with a purpose-made wind protection element to ensure falling precipitation through the instrument without swirl.

**Tipping bucket rain gauge**

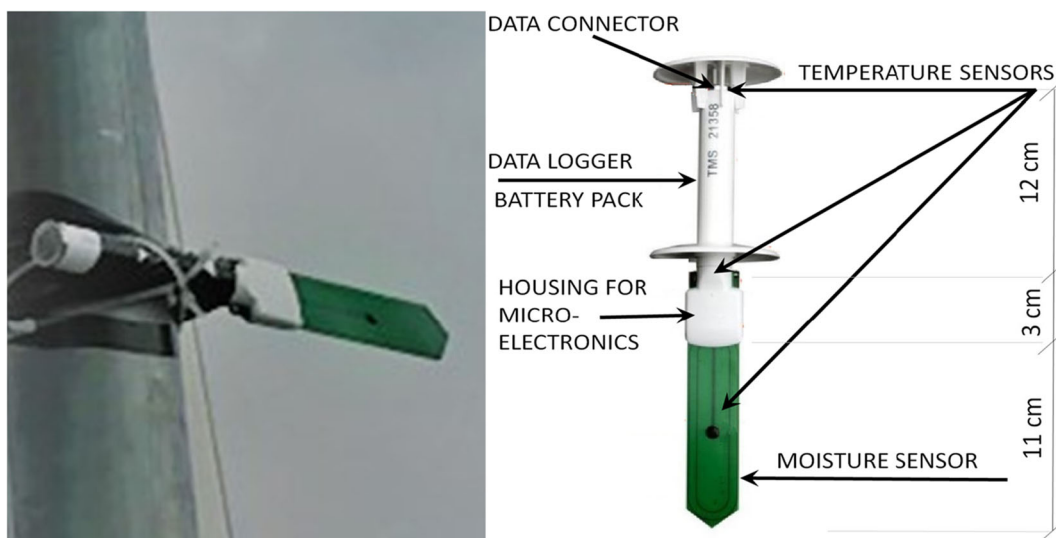
A non-heated rain gauge (RG) (MR3, METEOSERVIS v. o. s.) with tipping bucket for liquid precipitation measurement was installed approximately 2 m from the laser precipitation monitor. The gauge’s catchment area of 500 cm<sup>2</sup> and measurement resolution of 0.1 mm of rainfall depth meets the specifications of the World Meteorological Organization (WMO 1983). The rain gauge was dynamically calibrated before the measuring campaign (Humphrey et al. 1997) and checked regularly for clogging.

**Experimental site**

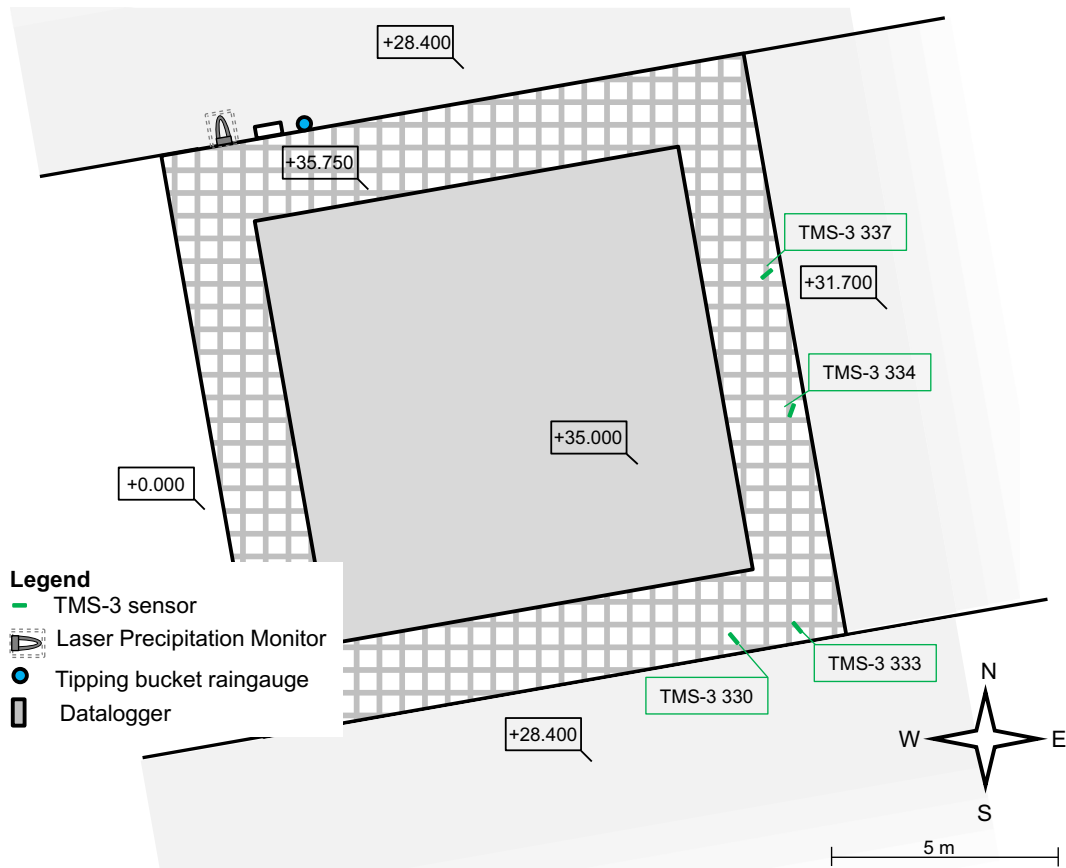
The experimental catchment Prague–Letnany, Czech Republic, is a small urban catchment (a subcatchment of Martinsky Stream, drainage area 2.3 km<sup>2</sup>). The catchment is situated northeast of the center of Prague, in the Prague-East District. The experimental site, equipped with four TMS3 sensors (plus one laser precipitation monitor and one rain gauge deployed as traditional precipitation observation methods), was installed on the roof of a 35-m-tall residential building. All the instruments were fixed to a steel telecommunication antenna platform. The orientation of the TMS3 sensors relative to the cardinal compass directions was as follows: TMS3 no. 330 SW, TMS3 no. 333 SW, TMS3 no. 334 ESE, and TMS3 no. 337 NNW (see Figs. 1 and 2). All sensors were placed horizontally (Fig. 1). The radial inclination of the TMS3 sensors was set at approximately 45°. Neighboring buildings did not affect measurements at the experimental site as they were substantially below or distant from the site. However, the data were naturally affected by the elevation of the installation due to higher wind speeds and lower air humidity compared to the ground surface.

**Rainfall data**

Data from the TMS3 sensors and LPM were recorded at 1-min intervals. The analysis presented here covers the experimental period from May 22, 2015, to August 13,



**Fig. 1** Installation of the TMS3 sensor in the field (left). Description of TMS3 sensor features (right) (TOMST s. r. o.)



**Fig. 2** Scheme of the experimental site at the rooftop. Prague–Letnany, Czech Republic

2015. The raw data from the LPM and TMS3 sensors are given in Online Resource 1.

For the purposes of the analysis, the LPM data were considered to be the reference measurements. The start of rainfall was identified by a sudden increase of rainfall intensity (greater than 0.01 mm/h) as measured by the LPM when there has been no rain for 60 min prior. The end of a rainfall event is defined to be a 1-min interval with a rainfall intensity registered by the LPM equal to or greater than 0.01 mm/h when no rain of the same intensity occurs within 60 min after.

The performance of the TMS3 probes was also compared to a tipping bucket rain gauge deployed at the site. The results of comparison of rain gauge and LPM measurements are presented in Appendix 1. The exact time of bucket tips in the rain gauge was recorded and data were transformed to 1-min intervals as follows: Rainfall intensity between two tips with an interval shorter than 15 min was assumed to be constant; longer intervals were considered as periods of zero rainfall intensity; data were

transformed to regular time series by averaging rainfall intensities within each 1-min interval.

The experimental dataset contains 25 rainfall episodes in total. The average rainfall depth was 2.4 mm, rainfall duration ranged between 6 and 900 min. The maximum 1-min rainfall intensity of 99.9 mm/h was registered on July 8, 2015 (Episode 16). Detailed characteristics of analyzed rainfall events are presented in Table 1.

### Processing signals from TMS3 sensors

The TMS3 sensors are sensitive to environmental variables other than moisture. Results clearly indicate that measured permeability depends on temperature (Fig. 3). In addition, readings corresponding to a completely dry sensor (i.e., the baseline of a sensor) vary significantly from sensor to sensor, probably due to differences in their manufacture.

**Table 1** Rainfall events observed by all instruments at Prague–Letnany site in Summer 2015. Rainfall depth, duration, and intensity are according to the LPM data. Precipitation type was determined from Code 4680 for automatic weather stations (WMO 1995).

Episode	Date of occurrence	Rainfall depth (mm)	Rainfall duration (min)	Maximum rainfall intensity (mm/h)	Prevalent precipitation type according to Code 4680
1	May 29	0.3	49	2.7	Light to moderate rain
2	May 29	3.6	49	18.6	Moderate rain with soft hail
3	June 1	0.2	6	5.8	Light drizzle with rain
4	June 8	23.3	900	36.7	Moderate rain
5	June 13	1.9	177	11.7	Light rain
6	June 18	0.7	83	4.8	Light rain
7	June 20	0.9	218	2.4	Light rain
8	June 20	0.3	13	5.3	Light drizzle
9	June 20	0.1	22	1.0	Light drizzle
10	June 22	0.7	126	2.2	Light drizzle to light rain
11	June 23	4.2	209	5.4	Light to moderate rain
12	June 23	0.5	100	3.2	Light rain
13	June 23	0.9	21	8.8	Moderate rain with soft hail
14	June 27	1.4	106	8.8	Moderate rain
15	July 6	0.2	29	10.7	Heavy rain
16	July 8	7.0	70	99.9	Moderate to heavy rain with hail
17	July 9	0.3	70	2.3	Light drizzle
18	July 12	0.4	153	4.6	Light rain
19	July 14	0.4	247	1.6	Light drizzle to light rain
20	July 14	1.1	42	12.6	Moderate rain
21	July 25	2.0	82	4.5	Moderate rain
22	July 25	0.6	33	4.8	Heavy drizzle to light rain
23	July 27	0.5	64	2.4	Light to moderate rain
24	July 27	1.8	28	30.7	Moderate rain with soft hail
25	July 29	2.1	101	13.9	Moderate rain

On the basis of testing and observation, a simple linear model for identification and correction of temperature dependency was developed (see Appendix 2).

TMS3 data corrected for temperature was further processed to allow dry/wet weather classification. However, as each TMS3 sensor (1) reacts differently to precipitation events in terms of magnitude of signal, (2) exhibits changes in baseline over time, and (3) shows signal oscillations, the following algorithm was designed to find the beginnings and ends of precipitation episodes and duration of sensor drying after precipitation.

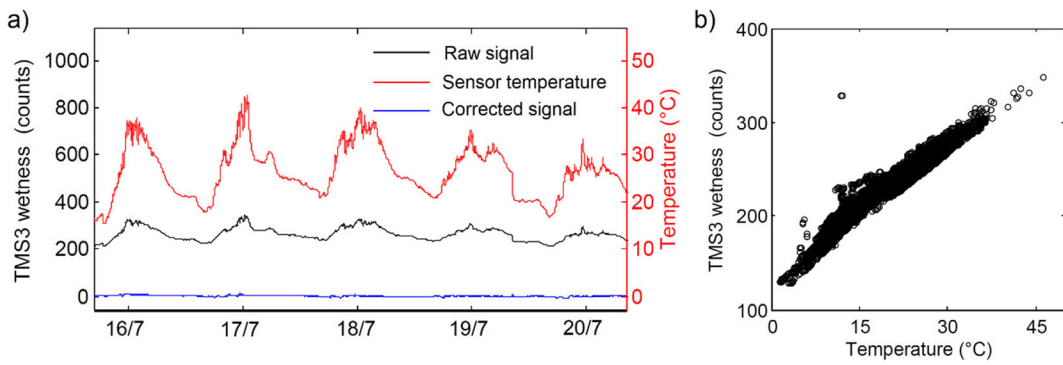
First, the moving median filter was applied to reduce the impact of outliers on classification:

$$S_j = \text{med}(y_{j-\alpha+1}, \dots, y_j) \tag{1}$$

The window has a length of  $\alpha$  data points, where  $\alpha$  is an optional parameter.  $S$  is a median value of the original TMS3 data  $y$ . Secondly, the beginning of precipitation events ( $B_0$ ) characterized as a sharp increase of measured values was determined by using the first derivative of smoothed data.

$$B_{0j} = \begin{cases} T \text{ if } dS_j > \beta \wedge \max(dS_{j-2\alpha}, \dots, dS_{j-1}) < \beta \\ F \text{ if } dS_j \leq \beta \vee \max(dS_{j-2\alpha}, \dots, dS_{j-1}) \geq \beta \end{cases} \tag{2}$$

where  $B_{0j}$  is a rough estimate of episode beginning; it can be classified either as True ( $T$ ) or False ( $F$ ) and  $\beta$  is an



**Fig. 3** Temperature dependency of the TMS3 sensor baseline for the dry period. Left: raw signal of TMS3 sensor no. 330 with diurnal fluctuation of the signal due to temperature. Measured

sensor temperature and corrected sensor signal. Right: temperature dependence of TMS3 sensor no. 330 signal during dry weather periods for the whole experimental period

optional parameter.  $S_j$  is a median filter output of Eq. (1). The estimate is further specified using 1-min data:

$$B_j = \max(dy_{j-2\alpha}, \dots, dy_j) \tag{3}$$

where  $B_j$  is assigned as the “accurate” beginning. The ends of precipitation events  $E_j$  are searched again on derivatives of smoothed data:

$$E_j = \begin{cases} T & \text{if } S_j > \kappa \wedge dS_j > 0 \wedge dS_{j+1} < 0 \wedge \text{mean}(dS_{j-1}, dS_j) > 0 \\ F & \text{if } S_j \leq \kappa \wedge dS_j \leq 0 \wedge dS_{j+1} \geq 0 \wedge \text{mean}(dS_{j-1}, dS_j) \leq 0 \end{cases} \tag{4}$$

where  $\kappa$  is an empirical parameter.

Based on extensive testing of the proposed algorithm, the following values of parameters were used: parameter  $\alpha = 5$  min,  $\beta = 3$ , and  $\kappa = 1$ . The value of parameter  $\alpha$  reflects dynamics of the rainfall events. Greater values of  $\alpha$ , i.e., a longer time window, lead to smoothing of rainfall dynamics. The value of  $\beta$  is arbitrary and reflects maximization of specificity and sensitivity for the dataset used. The sensitivity of the algorithm results to changes of parameter  $\beta$  is addressed below. The setting of  $\kappa$  value, important for detection of the ends of events, corresponds to the 65% quantile of smoothed data when no precipitation could be detected.

### Classification of dry and wet periods

The performance of the TMS3 sensors for classification of dry and wet periods was evaluated using a statistical hypothesis testing method often used in medical or security screening. In our statistical hypothesis testing, the reference measurement by LPM is considered as the null hypothesis. Then a type I error is the incorrect

rejection of a true null hypothesis (a “false positive,”  $F_{\text{pos}}$ ), i.e., TMS3 indicates rain when LPM indicates no rain. A type II error is incorrectly retaining a false null hypothesis (a “false negative,”  $F_{\text{neg}}$ ), i.e., TMS3 indicates no rain when LPM indicates the presence of rain.

The following scoring classifiers—accuracy (Acc), sensitivity (Se), and specificity (Sp)—were used as derivations from a confusion matrix:

$$\text{Acc} = \frac{T_{\text{pos}} + T_{\text{neg}}}{T_{\text{pos}} + T_{\text{neg}} + F_{\text{pos}} + F_{\text{neg}}} \tag{5}$$

$$\text{Se} = \frac{T_{\text{pos}}}{T_{\text{pos}} + F_{\text{neg}}} \tag{6}$$

$$\text{Sp} = \frac{T_{\text{neg}}}{T_{\text{neg}} + F_{\text{pos}}} \tag{7}$$

where  $T_{\text{pos}}$  and  $T_{\text{neg}}$  are the sums of true-positive and true-negative observations, respectively, and  $F_{\text{pos}}$  and  $F_{\text{neg}}$  are the sums of false-positive and false-negative observations respectively.

Accuracy (Eq. 5) is used as an indication of closeness of measurements of a rainfall episode to the rainfall reference value measured using LPM. Sensitivity (Eq. 6) measures the proportion of correctly identified positives, and specificity (Eq. 7) measures the proportion of correctly identified negatives.

### Algorithm performance

The algorithm performance was first evaluated over the whole experimental period.



**Table 2** Confusion matrix values expressed as percent of the time with respect to all 1-min data. Percentage of time steps falling into the respective category.

	TMS3 330	TMS3 333	TMS3 334	TMS3 337	Average
True positives	2.00	2.03	1.78	2.04	1.96
False negatives	1.60	1.58	1.82	1.56	1.64
False positives	1.34	1.36	1.12	1.36	1.30
True negatives	95.05	95.03	95.27	95.08	95.11

In Table 2, more than 95% of results belong in the category of true negatives. This is primarily attributed to the natural frequency of dry weather periods in the temperate humid climate of the Czech Republic. False-negative results were reported 1.64% of the time on average. TMS3 results in the context of precipitation amount captured in individual categories of the confusion matrix were evaluated. True-positive results comprised more than 70% of rainfall. False-negative results represent rainfall episodes accounting for 25% of the total amount of rainfall on average. Precipitation amount corresponding to the time intervals identified as false positive did not exceed 0.03% of the total rainfall and thus, the impact of the failure of the sensors in this respect is negligible.

All the TMS3 sensors produced accuracy values, i.e., the ratio of correct predictions to total predictions (Eq. 5) greater than 97%, are presented in Table 3. Specificity (Eq. 6) of the TMS3 sensors, i.e., the proportion of correctly identified negatives, was greater than 98%. Sensitivity (Eq. 7) expressed as the probability of a positive test given that the precipitation that occurs differed from sensor to sensor in a range of 49.4% to 56.7%. Differences were probably caused by differences in manufacture of individual sensors.

The TMS3 sensors provided results with slightly higher accuracy and considerably (five times) greater sensitivity than the rain gauge. However, this higher sensitivity comes partly at the cost of slightly lower specificity compared to the rain gauge.

### Visual inspection of data

The performance of the TMS3 sensors was assessed by visually inspecting the data and comparing it to the data from the LPM for the rainfall events listed in Table 1. This detailed inspection allowed identification of the main reasons for algorithm failures and also failures due to sensor malfunction.

Figure 4 shows an example of how the purpose-made algorithm identified rainfall events from the TMS3 data. The algorithm, based on the identification of sharp increases in signal, was able to reliably detect the beginnings of three small episodes in June. The ends of events were not captured as accurately because of low rainfall intensities at the end of events. However, in all cases shown in Fig. 4, the TMS3 probes outperformed the tipping bucket rain gauge.

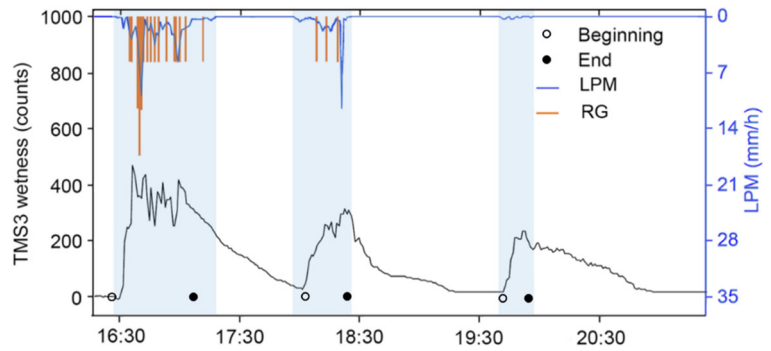
Episodes 1 and 11 represent events with very low rainfall intensity (about 0.4 mm/h) and the sensors did not react sufficiently to enable the algorithm to accurately identify the beginnings of these rainfall events. The end of Episode 4, a strong event with a long tail of low intensities, was identified with a difference from LPM greater than 49 min by all the TMS3 sensors. Moreover, in this case, every sensor reacted differently. In general, very large differences between TMS sensors were predominantly registered in the detection of low-intensity events.

The absence of sensor reaction is depicted in Fig. 5a. For light to moderate rain with rainfall depth,  $H = 0.5$  mm

**Table 3** Scoring classifiers in percentages of time

	TMS3 330	TMS3 333	TMS3 334	TMS3 337	Rain gauge
Accuracy	97.1	97.1	97.1	97.1	93.4
Sensitivity	55.6	56.2	49.4	56.7	11.7
Specificity	98.6	98.6	98.8	98.6	100.0

**Fig. 4** Identification of rainfall from the signal of TMS3 sensor no. 330 (Episode 5, June 2015, rainfall total 1.9 mm). Light blue stripes identify wet weather as classified by LPM. The periods between open and full circles represent wet weather as classified by the TMS3 sensor



(Episode 10), TMS3 no. 337 exhibited a several-fold lower reaction than sensor no. 330.

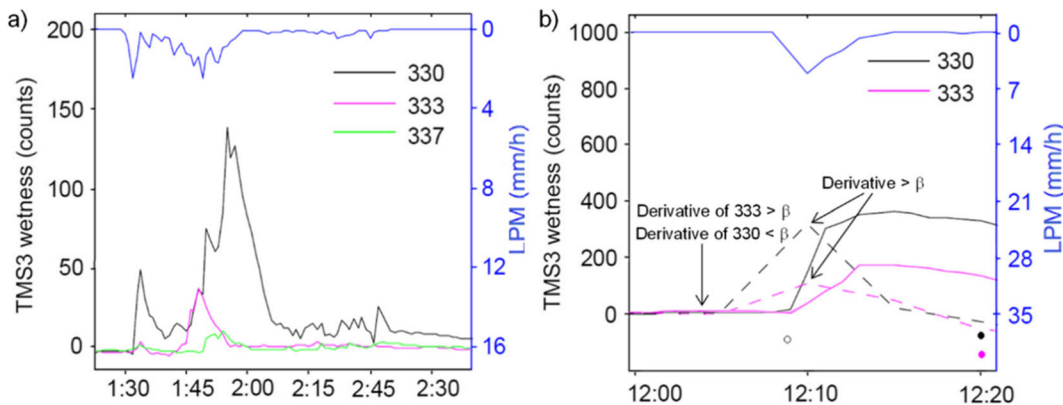
An important source of the algorithm’s failure to identify the beginning of a rain event is attributable to a problem with conditions expressed by Eq. 2. The derivative of smoothed data exceeded the predefined value of the parameter  $\beta$  (at 12:10, Fig. 5b); this time would be a rough estimate of the beginning of the episode. However, the maximum derivative of smoothed data from  $2\alpha$  interval (10 min in this case) before the rough estimate should simultaneously be smaller than  $\beta$ . This additional condition was not satisfied for TMS3 no. 333 (Fig. 5b, 12:05). On the contrary, the reaction of TMS3 no. 330 to the same event with the same value of parameter  $\beta$  was satisfactory for detection. Overall, lower values of  $\beta$  increase sensitivity for wet weather detection at lower specificity (see sensitivity section of the study).

TMS3 performance according to event type

The performance of TMS3 sensors was also evaluated separately for different precipitation types. Data were divided into regular 15-min intervals and the predominant type of precipitation was determined from Codes 4680 for automatic weather stations delivered by the LPM. The types of precipitation and the number of intervals that occurred during the experimental period are shown in Table 4.

For categorization and use of the TMS3 data, the TMS3 readings were transformed to binary values (dry/wet 1-min periods). The mode for each 15-min interval was calculated and taken as a representative value for the interval, i.e., if value 1 appears most often within a given 15-min interval, this interval is considered to be positive and vice versa.

The agreement between the LPM and the TMS3 sensors was very good for drizzle with rain (91% true



**Fig. 5** The single sensor (TMS3 337) malfunctioning (a) and the inaccurate identification of the beginning of rainfall due to a problem of parameter  $\beta$  (b). Episodes 23 and 10 are shown. The

open circle indicates the start of the event detected by the algorithm. The full circle indicates the end of the event as identified by the proposed algorithm

**Table 4** Percent classification of 15-min intervals into individual precipitation types according to the predominant type registered by LPM.

Precipitation type	15-min intervals	
	(-)	(%)
No precipitation	7728	96.26
Drizzle	55	0.69
Drizzle with rain	11	0.14
Rain	230	2.86
Heavy rain/hail	4	0.05

**Table 5** Percent 15-min intervals falling into the true-positive and false-negative categories for precipitation types registered by the LPM. The average value for all TMS3 sensors is used. In this specific projection, true-positives and false-negatives values comprise 100%.

Precipitation type	Category	
	True positive (%)	False negative (%)
Drizzle	40.75	59.25
Drizzle with rain	91.00	9.00
Rain	50.00	50.00
Heavy rain/hails	81.25	18.75

positive identification on average, Table 5). For example, TMS3 sensor nos. 333 and 337 identified all 15-min intervals experiencing drizzle with rain (not shown here). However, only 11 intervals were observed with this precipitation type (Table 4). Detection of rainy intervals was very poor (only 50% true

positives on average). Similarly, the “drizzle” precipitation type was not captured satisfactorily (41% of true positive results). For a group of heavy rain events with hail, no statistically significant results were obtained.

Accuracy and sensitivity of the algorithm decrease progressively with decreasing rainfall amounts (for intensities categorized as drizzle by LPM). However, with the limited number of sensors used and rainfall events occurring during the study, it was not possible to identify the functional relationship between performance metrics and precipitation intensity. The possible relationship seems to be sensor specific.

### Discussion

The algorithm applied to the TMS3 sensor data returned estimates with similar accuracy (97.1% compared to 93.4% by RG) and by 43% higher sensitivity compared to the rain gauge. Nevertheless, specificity of the algorithm with TMS3 sensors is 1.4% lower than for the rain gauge; this is primarily caused by false-positive detections of the TMS3 sensors.

The assessment of the TMS3 sensors’ performance in part depends upon the definition of “wet weather period,” specifically by the length of the time between two rainfall events assumed to be a wet period or by the intensity threshold regarded as zero rainfall. These thresholds were chosen arbitrarily or to suit particular applications. The analysis of data did not confirm the impact of intensity threshold regarded as a zero rainfall on the dry/wet classification performance. The influence of interval between events was not evaluated.

**Table 6** Combined use of TMS3 sensors. Confusion matrices and scoring classifiers for all combinations are displayed

	TMS3 330 and 333	TMS3 330 and 334	TMS3 330 and 337	TMS3 333 and 334	TMS3 333 and 337	TMS3 334 and 337
True positives	2.2	2.0	2.1	2.2	2.3	2.0
False negatives	1.4	1.6	1.5	1.4	1.3	1.6
False positives	1.9	1.5	1.5	1.8	1.8	1.4
True negatives	94.5	94.9	94.9	94.6	94.6	95.0
Accuracy	96.7	96.9	97.0	96.8	96.9	97.0
Sensitivity	62.1	55.1	59.0	60.4	63.1	56.2
Specificity	98.0	98.4	98.4	98.2	98.1	98.6

**Table 7** Cross-correlation matrix for all TMS3 sensors

	TMS3 330	TMS3 333	TMS3 334	TMS3 337
TMS3 330	1.00	0.79	0.79	0.82
TMS3 333	0.79	1.00	0.69	0.73
TMS3 334	0.79	0.69	1.00	0.77
TMS3 337	0.82	0.73	0.77	1.00

The reliability of reference measurements, i.e., LPM and RG, is discussed in the literature in detail (e.g., Nystuen et al. 1996; Upton and Brawn 2008). For our experimental period, a comparison of LPM and RG data is presented in Appendix 1.

#### Combined use and cross-correlation of TMS3 sensors

Results of the analysis of the combined use of two TMS3 sensors in all possible combination are presented in Table 6. The combined use of two TMS3 sensors leads to slightly higher specificity but lower accuracy which is due to an increase in a number of false positives. In contrast, the sensitivity increases significantly. The best performance in terms of sensitivity was achieved for TMS3 pair nos. 333 and 337, whereas the worst values of sensitivity occurred when all other sensors values were combined with measured values from TMS3 no. 334.

Cross-correlation was used as a measure of signal similarity of each possible TMS3 pair (Table 7). The results suggest that all the sensors registered the precipitation events in the same way (mostly above 0.7). One exception was the signal produced by TMS3 333 which seemed to be slightly different from the other sensors (the lowest cross-correlation with all other sensors).

However, as mentioned in the previous section, the difference is probably caused by differences in sensing surface area.

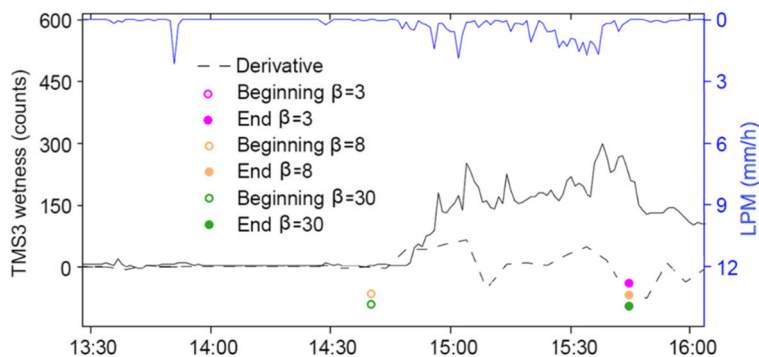
#### Parameter sensitivity of the algorithm

Parameter  $\alpha$  determines the number of values to be considered for median calculation and thus directly influences the sensitivity of our algorithm for determination of the beginnings of rainfall events. Higher values of  $\alpha$  are suitable for identification of heavier precipitation events, while smaller values enhance identification of light rains. The value that we used in our algorithm ( $\alpha = 5$  min) is a site-specific compromise value between acceptable detection of strong and light events.

Parameter  $\beta$ , which is a measure of the sharp increase of signal, is the most sensitive parameter of the algorithm. A wide range of  $\beta$  values was tested (3; 200). The parameter influences the proportion of true-positive and false-positive values on the order of 0.2% (for setting of  $\beta = 3$  and 30). For two of the sensors, no. 333 and no. 337, increasing  $\beta$  leads to a lower number of true-positive values. One of the sensors (no. 334) was not sensitive to changes of  $\beta$  and one sensor (no. 330) exhibited an increasing number of true-positive values when increasing the value of  $\beta$ . This indicates that enhancement of rainfall detection using TMS3 sensors will require individual calibration of the sensors.

Figure 6 shows the performance of the algorithm during precipitation episode 10 when applied to TMS3 sensor no. 334 with different values for parameter  $\beta$ . Two  $\beta$  values (8 and 30) enabled detection of the beginning of the event with data from this sensor. A parameter value of  $\beta = 3$  failed to detect the beginning of the event because the maximum value condition in Eq. 2 was not fulfilled, i.e., the parameter value was too low to

**Fig. 6** Sensitivity of rainfall detection using three different values of parameter  $\beta$ . Sensor TMS3 no. 334, episode 10. The open circles indicate the start of the event detected by the algorithm. The full circles represent the end of the event identified by the proposed algorithm



disregard fluctuations in the TMS3 signal before the beginning of the event.

Parameter  $\chi$  allows user conditioned refinement for rough estimation of the beginning of the event. This parameter did not exhibit large sensitivity when evaluated through the whole dataset. However, the parameter could play an important role in shorter studies focused on specific types of events.

### Conclusions

Transmission line-type electromagnetic sensors TMS3 were tested as alternative rain sensors for dry/wet period classification. Temperature dependence of sensor signal and its non-stationary character was sufficiently resolved employing a simple baseline separation model.

An algorithm for classification of dry/wet periods using TMS3 measurement in a temperate climate was proposed and applied for a 3-month period in 2015. The algorithm proved to be useful. TMS3 sensors provide accuracy similar to a standard tipping bucket rain gauge in detecting dry/wet periods and outperformed the rain gauge in term of sensitivity. Moreover, TMS3 sensors provide additional information about the end of sensor drying.

However false-negative results occurred more than 1.6% of the time which importantly accounted for 25% of the received rainfall. This limitation wasn't appreciably reduced either by employing a combination of sensor pairs nor by adjusting algorithm parameters. Considering different precipitation classifications, the performance of the TMS3 sensors was the most reliable for the category of "drizzle with rain."

Data from sensors used for purposes other than those for which they were designed will naturally have many limits. However, in combination with other types of sensors, they can provide a complete picture of the measured variable. For example, the low specificity of TMS3 sensors might not be so critical when used in combination with rain gauges or other sensors which are less prone to detect false-positive wet periods.

**Acknowledgments** The authors are grateful to Pavel Kubik (T-Mobile - Technical Dept., Czech Republic), who made the measurement campaign at the experimental site possible.

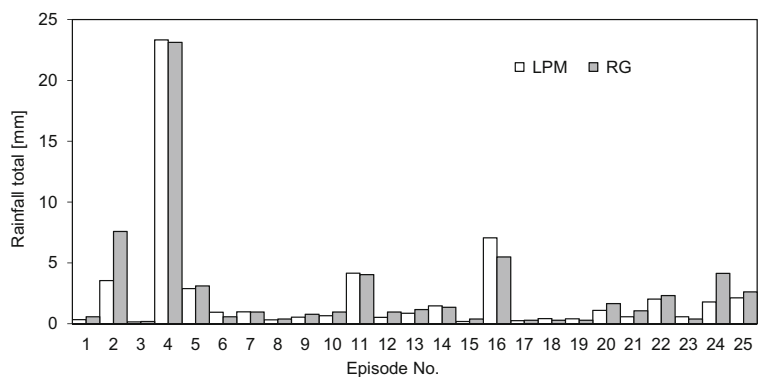
**Funding information** The research was financially supported by the Czech Science Foundation, Project no. 17-16389S.

### Appendix 1. Comparison of rain gauge and LPM

The rainfall totals from the LPM are in very good agreement with those measured by the tipping bucket rain gauge over the whole dataset (Fig. 7). The slope of a linear regression is close to 1 (0.97) and the coefficient of determination is 0.95.

The LPM performed similarly to the traditional tipping bucket rain gauge in terms of rainfall amount, and provided considerably higher resolution. Thus, the LPM was taken as the reference instrument for assessing the performance of the TMS3 sensors. Moreover, the LPM provided drop size distribution measurements.

**Fig. 7** Comparison of rainfall amount measured by laser precipitation monitor and rain gauge for rainfall events measured in summer 2015



## Appendix 2. Baseline separation model

On the basis of our laboratory testing, a simple linear model for identification of the baseline  $B$  (–) was suggested

$$B = (b + aT) \quad (\text{A2.1})$$

where  $T$  (°C) is an ambient air temperature (measured by the probe) and  $a$  (°C) and  $b$  (–) are empirical fitting parameters. Parameter values were identified on the dry probe readings under varying temperature. However, use of sensors under harsh field conditions revealed that baseline readings of the sensors changed considerably over time, i.e., the parameters in Eq. (A2.1) should be treated as varying over time. The non-stationary character of the sensor baseline is probably caused by gradual filling of the microrelief on the probes' sensing area by dust particles and/or periodical cleaning by rain.

Therefore, ad-hoc adjustment of empirical parameters of the baseline model using dry sensor readings is needed. We employed the moving window algorithm proposed by Schleiss and Berne (2010). The algorithm classifies measured values as “wet” when the standard deviation of neighboring values exceeds a chosen threshold. The length of the moving window was set to 11 values (11 min) and it was aligned to the center. The threshold value was chosen quite restrictively to minimize the number of false-positive dry readings (the 20% quantile of all calculated standard deviations). The parameters of Eq. (A2.1) are optimized for consecutive subsets containing the same number of dry values (e.g., 1000; the number which allows robust optimization while allowing the assumption of a baseline constant in time). The baseline model was fitted for each subset separately, using only dry values. The optimized baseline model was subsequently applied to the whole subset, i.e., both wet and dry data.

## References

Blonquist, J. M., Jones, S. B., & Robinson, D. A. (2005). Standardizing characterization of electromagnetic water

content sensors. Part 2. Evaluation of seven sensing systems. *Vadose Zone Journal*, 4, 1059–1069.

- Fencel, M., Dohnal, M., Rieckermann, J., & Bareš, V. (2017). Gauge-adjusted rainfall estimates from commercial microwave links. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21, 617–634.
- Gunn, R., & Kinzer, G. D. (1949). The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *Journal of Atmospheric Sciences*, 6, 243–248.
- Humphrey, M. D., Istok, J. D., Lee, J. Y., Hevesi, J. A., & Flint, A. L. (1997). A new method for automated dynamic calibration of tipping-bucket rain gauges. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14(6), 1513–1519.
- Mackay, N. G., Chandler, R. E., Onof, C., & Wheeler, H. S. (2001). Disaggregation of spatial rainfall fields for hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5, 165–173.
- Messer, H., Zinevich, A., & Alpert, P. (2006). Environmental monitoring by wireless communication networks. *Science*, 312, 713.
- Nystuen, J. A., Proni, J. R., Black, P. G., & Wilkerson, J. C. (1996). A comparison of automatic rain gauges. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 13, 62–73.
- Rabiei, E., Haberlandt, U., Sester, M., & Fitzner, D. (2013). Rainfall estimation using moving cars as rain gauges – laboratory experiments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 4701–4712.
- Savina, M., Schäppi, B., Molnar, P., Burlando, P., & Sevruk, B. (2011). Comparison of a tipping-bucket and electronic weighing precipitation gauge for snowfall. *Atmospheric Research*, 103, 45–51.
- Schilling, W. (1991). Rainfall data for urban hydrology: what do we need? *Atmospheric Research*, 27, 5–21.
- Schleiss, M., & Berne, A. (2010). Identification of dry and rainy periods using telecommunication microwave links. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 7, 611–615.
- Strangeways, I. (2004). Improving precipitation measurement. *International Journal of Climatology*, 24, 1443–1460.
- Upton, G., Brawn, D. (2008). An investigation of factors affecting the accuracy of Thies disdrometers. WMO Technical Conference on Instruments and Methods of Observation (TECO-2008), 27–29, St. Petersburg, Russian Federation.
- Wani, O., Scheidegger, A., Carbajal, J. P., Rieckermann, J., & Blumensaat, F. (2017). Parameter estimation of hydrologic models using a likelihood function for censored and binary observations. *Water Research*, 121, 290–301.
- World Meteorological Organization (1983). *Guide to hydrological practices, vol. II, analysis, forecasting and other applications*. WMO report no. 168, 4th edn, Geneva.
- World Meteorological Organization (1995). *Manual on codes – International codes*. WMO report no.306, Geneva.

# Inter-annual variability of catchment water balance in a montane spruce forest

Veronika Skalova, Michal Dohnal, Jana Votrubova, Tomas Vogel and Martin Sanda

Faculty of Civil Engineering, Czech Technical University in Prague, Prague, Czech Republic

## ABSTRACT

Climatic conditions in temperate montane forests vary over multiple temporal scales. This study examines the effects of inter-annual climatic variability on the long-term water balance of a small headwater catchment with gradually changing vegetation characteristics. The research is based on direct observations of basic hydrological variables (precipitation, stream discharge), and process-based modelling of difficult-to-measure variables (forest transpiration, wet canopy evaporation, snow sublimation). The catchment water balance is evaluated in terms of the catchment water storage. The uncertainty of the estimated storage changes is expressed as a convolution of partial uncertainties associated with the individual components of catchment water balance. The results suggest a significant decrease of catchment water storage over the study period. The decrease is assumed to be caused by increasing winter temperatures, resulting in a more frequent occurrence of liquid precipitation and less prominent spring snowmelt. Considering vegetation's conservative water-balance management proved essential for the studied environment.

## ARTICLE HISTORY

Received 5 October 2021  
Accepted 10 May 2022

## EDITOR

A. Fiori

## ASSOCIATE EDITOR

D. Penna

## KEYWORDS

water balance; interception;  
transpiration; evaporation;  
dew; spruce forest

## 1 Introduction

The seemingly simple application of the principle of mass conservation in hydrology, i.e. closure of catchment water balance, is a challenging task (e.g. Beven 2006). Fluxes across catchment boundaries on the scale of kilometres are difficult to determine due to irregular surface and subsurface morphology, the heterogeneous nature of precipitation and evapotranspiration. Despite the fact that hydrological data are measured with increasing spatial and temporal resolution, all components of the water balance are associated with substantial uncertainty; for example, groundwater storage and catchment-scale evapotranspiration are particularly difficult to measure (Kampf *et al.* 2020).

Traditional approaches to catchment-scale water balance often concentrate on examining the relationship among the long-term precipitation, streamflow, and evapotranspiration (Budyko 1974, Troch *et al.*, 2009). Stochastic models based on these approaches are successfully used to estimate evapotranspiration and runoff in ungauged basins (Daly *et al.* 2019). The Horton index was applied as a valuable plant water use indicator for exploring relations between catchment water balance and vegetation dynamics (Abeshu and Li 2020). However, changes in catchment storage are often neglected in water balance investigations. Studies in which the water balance is expressed as catchment storage are rare (e.g. Carrer *et al.* 2019). Conversely, water balance was used in several studies to estimate catchment storage (e.g. Kirchner 2009, Teuling *et al.* 2010, Sayama *et al.* 2011, Staudinger *et al.* 2017, Buzacott and Vorvoort 2021).

The role of processes that are difficult to quantify, such as rainfall interception or atmospheric vapour condensation on vegetation surfaces, is frequently underestimated (McDonnell *et al.* 1996, Good *et al.* 2015). In montane forests, a significant

part of precipitation is intercepted on the surface of vegetation during rainfall events. Intercepted water subsequently inhibits plant transpiration (e.g. Coenders-Gerrits *et al.* 2014). Interception also affects runoff formation, as a significant amount of water never reaches the soil surface and water falling on the forest floor is considerably redistributed (Zehe *et al.* 2010, Wang *et al.* 2012). Water droplets or a thin film of dew resulting from the condensation of atmospheric vapour on foliage also leads to reduced plant transpiration. Together with fog and low cloud inputs, these mechanisms could result in considerable reductions of transpiration (Reinhardt and Smith 2008, Ritter *et al.* 2009). The quantification of these phenomena remains difficult (Bruijnzeel *et al.* 2005) due to the lack of automated instruments and knowledge about the controlling processes.

Often, the goal of catchment water balance studies is to evaluate variations in transpiration/runoff partitioning associated with the vegetation cover changes. Forest catchments have higher evapotranspiration than grass catchments, and thus land use management will have an impact on the catchment water balance (Zhang *et al.* 2000). The influence of forest cover on catchment water balance was studied by Pinol *et al.* (1999), who found a negative relationship between forest cover and water yield. Similarly, Wiekenkamp *et al.* (2016), who analysed a comprehensive dataset from Wüstenbach catchment, confirmed that the partial deforestation caused a decrease in evapotranspiration and an increase in discharge. On the other hand, Hou *et al.* (2022), studying different types of forest disturbances and their impact on runoff, found that cumulative forest disturbances overall decreased annual runoff in Canadian watersheds under study. Therefore,

the effects of forest management are often unclear, and the impact of changing vegetation cover on the hydrological regime of a forest catchment is masked by climatic variability (Tetzlaff *et al.* 2007).

When transpiration is to be evaluated independently, a common approach is first to evaluate the potential transpiration (based on climatic conditions and vegetation characteristics) and second to reduce potential transpiration to actual transpiration if the soil moisture conditions become unfavourable due to limited availability of soil water. Applying this approach to a temperate montane forest, the reduction of transpiration is implied to be rare – occurring only during extreme dry spells (Breda *et al.* 2006, Luttschwager and Jochheim 2020). However, studies based on tree sap-flow measurements or water vapour flux observations using the eddy covariance method (McGloin *et al.* 2019) indicate that actual transpiration is below the calculated potential value almost daily during clear summer days, irrespective of the soil water status. This is in accord with the hypothesis of the isohydric regulation strategy (Steudle and Peterson 1998). The isohydric hypothesis states that the plant regulates the stomatal conductivity (a measure of the degree of stomatal opening) so that the actual plant xylem water potential does not drop below a critical value, thus preventing blockage in the sap stream due to cavitation. A hydraulic model of transpiration stream indicates that the assumption of the critical xylem water potential leads to the existence of a related maximal attainable sap flow intensity (Vogel *et al.* 2016). This critical sap flow intensity is affected by the soil water content. However, given the hydraulic properties of soils prevailing in temperate montane conditions, the critical value of sap flow changes insignificantly over the observed range of soil water contents (Vogel *et al.* 2016).

In the context of ongoing climate change, knowledge of the ecohydrological functions of forests is increasingly important (Vose *et al.* 2011). This includes understanding when and how transpiration of forest trees is limited by unfavourable hydroclimatological conditions (e.g. Rosner *et al.* 2016, Venturas *et al.* 2017). Tree responses to water stress including variations of transpiration and root water uptake intensities are important not only in hydrology, but also in ecology and forestry (e.g. increased probability of bark beetle attacks) (Netherer *et al.* 2015, Peters *et al.* 2019).

In the present study, we evaluate the variation of individual water balance components in a small catchment undergoing reforestation over a period of 19 years. The study comprises (i) basic analysis of directly measured meteorological and hydrological data; (ii) indirect evaluation of evapotranspiration and catchment water storage considering the effects of rainfall interception, dew formation and snow sublimation; and (iii) assessment of the uncertainties associated with the evaluated water balance components and their propagation in the calculated change of catchment water storage over the balance period. The main objective of the research is to study responses of the catchment water balance to the inter-annual variability of weather patterns and gradually changing vegetation cover.

## 2 Material and methods

### 2.1 Uhlirska catchment

The Uhlirska catchment is a small headwater catchment of the Lusatian Neisse River. It is located in the Jizera Mountains in the Czech Republic (50.8242486°N, 15.1470953°E). The catchment drainage area is 1.78 km<sup>2</sup> (elevation range 775–872 m a.s.l.). The average annual temperature is 6.4°C, and the total annual precipitation is 1353 mm (both for the studied period, 2000–2018). The catchment is usually covered with snow from November through April. The predominant soil types are Podzols on the hillslopes and Histosols in the wetlands along the stream. The shallow soil layers are underlain by granite bedrock.

The Uhlirska catchment underwent massive deforestation due to acid rain in the 1980s, followed by artificial reforestation in the 1990s and gradual development of a young spruce forest thereafter. In 2000, about 35% of the catchment was covered by the original forest, while the newly planted monoculture of Norway spruce (*Picea abies*) was progressively replacing the grass (mainly *Calamagrostis villosa*) that had previously colonized the clearings. In 2018, 65% of the catchment was covered by mixed-age forest. The development of vegetation cover is illustrated in Figs 1 and 2.

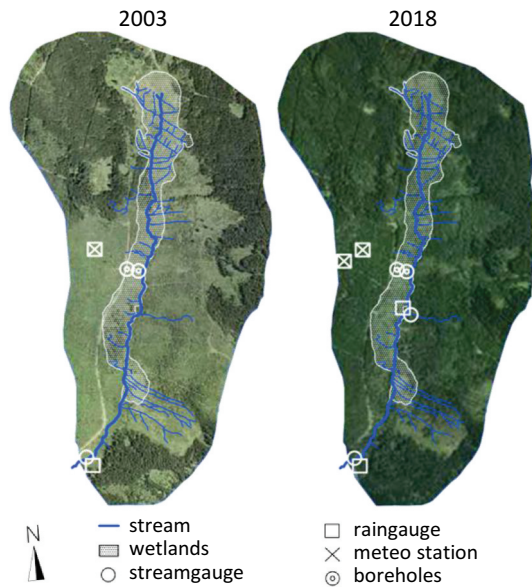
Stream discharge at the outlet of the Uhlirska catchment has been systematically monitored since 1982. The present study concerns the period 2000–2018, for which more refined hydrometeorological data are available (Cislerova *et al.* 1997, Sanda and Cislerova 2009, Sanda *et al.* 2014).

### 2.2 Monitoring sites and data availability

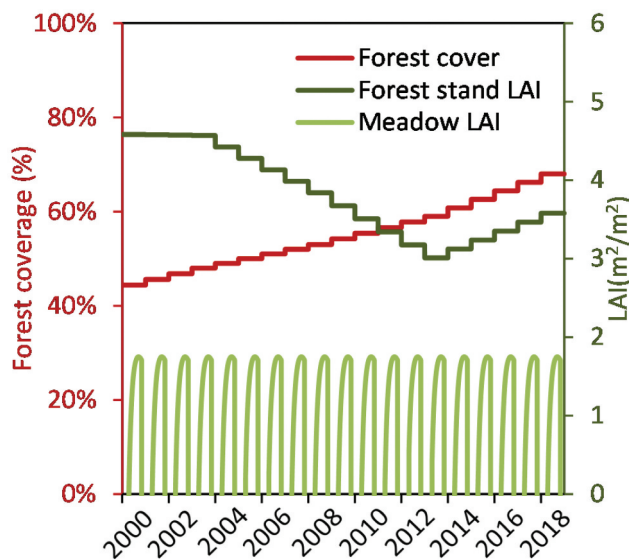
The layout of the monitoring network is provided in Fig. 1. There are two meteorological stations in the catchment (the newer one established in 2009). The relevant monitored variables include air temperature (Campbell Scientific temperature probes 106), atmospheric pressure and humidity (Setra Barometric Pressure Sensor and Campbell Scientific CS215 RH probe), net radiation (CMP3 pyranometer, CG3 pyrgeometer, and NR-LITE Net Radiometer, Kipp & Zonen), wind velocity (Vector Instruments A100R anemometer), precipitation (tipping bucket raingauges, snow weighing scale, manual sampling for snow water equivalent and snow depth). The stream discharge is gauged at the catchment outlet as well as at the upper sub-catchment outlet (stream stage monitoring by pressure transducer, a Cipoletti-type weir with a capacity of 200 L/s, and a v-notch weir with an angle of 120° and a capacity of 500 L/s). Groundwater is monitored in several boreholes. Soil water pressure is measured using soil tensiometers. Manual monitoring has been gradually automated using pressure transducers (Honeywell 236PC15GW), and since 2005 using UMS tensiometers (now Metre Group Inc.). Auxiliary monitoring of the spruce canopy and grass cover wetness in the summer season has been conducted since 2020 (leaf wetness sensors, Decagon Devices Ltd.).

The full monitoring scheme, as described above, runs during months without snow cover (typically starting between 21 April and 20 May and ending between 10 October and 31 October). The variables are generally monitored at 10-minute intervals. In winter, harsh conditions, difficulty accessing the area, and lack of electricity necessitate a reduction of





**Figure 1.** The Uhlirska catchment. The background aerial photos (mapy.cz) are from 2003 and 2018. The photos document changes in forest cover. The stream network, beside the main stream, is mostly formed by a partly dysfunctional drainage system built in 1980s. Since the 1990s, the ditches serving as intermittent streams have been gradually deteriorating.



**Figure 2.** The development of vegetation cover at the Uhlirska catchment. The course of simulated grass leaf area index (LAI) depends on the duration of the snow-free season which starts between ordinal dates 59 and 119 and ends at about day 305. Forest stand LAI is affected by management practice including thinning interventions.

monitoring activities. Specifically, radiation and wind velocity are not measured (sensors are dismantled to prevent damage), and precipitation is monitored weekly using a storage gauge (monthly in 2007 and 2008).

For the present study, hourly series were compiled when possible. Gaps in the meteorological series were mostly bridged using data from nearby stations: Bedrichov water dam station, operated by the Czech Hydrometeorological Institute (1.2 km distant from the catchment outlet); and the Nova Louka station, operated by the Institute of

Hydrodynamics of the Czech Academy of Sciences (1.4 km from the catchment outlet). In some cases, the time resolution had to be reduced. The overview of the temporal resolution of data is given in Table 1.

### 2.3 Catchment water balance

The catchment water balance can be expressed as:

$$\Delta S = H_{in} - H_{out} \quad (1)$$

where  $\Delta S$  is the change of storage over the balance period (mm), and  $H_{in}$  and  $H_{out}$  are the cumulative input and output of water (mm), respectively.

In general, the input of water comprises precipitation (liquid or solid) as well as water condensed or deposited on surfaces, and possible subsurface inflow across catchment divides. The output may include transpiration, wet canopy evaporation, soil evaporation, evaporation from surface water bodies, snow sublimation, stream discharge and subsurface discharge at the catchment outlet.

In the present study, precipitation and stream discharge are directly measured. Transpiration, wet canopy evaporation, and snow sublimation are evaluated based on observed meteorological conditions (Sections 2.4, 2.5, and 2.6). Soil evaporation, evaporation from surface water bodies and subsurface discharge at the catchment outlet are neglected (as justified below).

The amount of water condensed or deposited on surfaces is not evaluated; it is assumed that under favourable conditions this water accumulates and later evaporates entirely. However, the effect of dew formation on reducing vegetation transpiration is considered (Section 2.6.2).

The forest floor is covered by plant litter – mostly spruce needles. The spruce tree environment reduces the capacity of other plants to form an understory. The accumulated litter creates a habitat where plants are only rarely able to grow (Jimenez Rodriguez 2020). The absence of herbaceous vegetation and presence of a dense litter layer, together with permanently low radiation and a vapour pressure deficit, significantly reduce soil surface evaporation. Thus, the amount of water evaporated from the soil surface can be neglected when evaluating the annual catchment water balance.

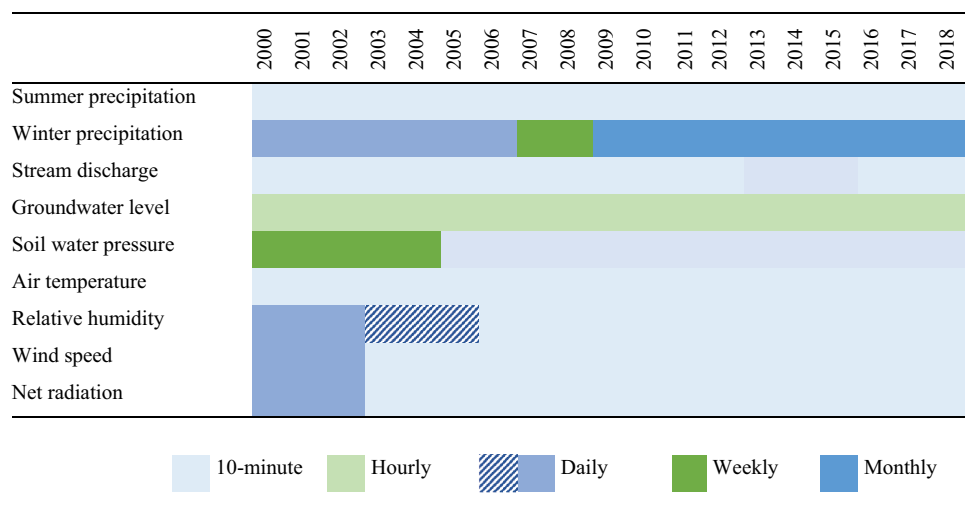
The stream surface represents a small area of the catchment and is permanently shaded. Therefore, the stream surface evaporation can be also neglected in the catchment water balance calculations.

No subsurface inflow across the catchment boundaries is expected due to the geological profile of the catchment, characterized by shallow soils and granite bedrock. Subsurface discharge in the vicinity of the catchment outlet is also assumed to be negligible. These assumptions are based on the hydrogeological survey of the catchment (Jankovec *et al.* 2017).

### 2.4 Snow sublimation

Snow sublimation is estimated according to Yao *et al.* (2018) based on Hargreaves's potential evaporation (using the coefficient of solar radiation attenuation) and the ratio of the specific latent heat of vaporization to the specific latent heat of sublimation.

**Table 1.** Temporal resolution of data for the Uhlirka catchment 2000–2018. Summer measurement scheme starts between 21 April and 20 May and ends between 10 October and 31 October. Daily frequency indicates that the series is fully (solid blue) or partly (hatched oblique blue) derived from nearby station data.



## 2.5 Potential transpiration and wet canopy evaporation

Based on the measured meteorological conditions, the potential transpiration is evaluated using the Penman-Monteith equation (Monteith 1965):

$$T_P = \frac{1}{\rho_w \lambda} \left\{ \frac{\delta(R_n - Q_G) + \gamma[\rho_a c_p (p_{vs} - p_v)/(r_a \gamma)]}{\delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \right\} \quad (2)$$

where  $T_P$  is the potential transpiration intensity (m/s),  $\rho_w$  is the water density ( $\text{kg/m}^3$ ),  $\lambda$  is the specific latent heat of vaporization ( $\text{J/kg}$ ),  $R_n$  is the net radiation ( $\text{W/m}^2$ ),  $Q_G$  is the heat flux into the ground ( $\text{W/m}^2$ ),  $\delta$  is the slope of the saturated vapour pressure curve ( $\text{Pa/K}$ ),  $\gamma$  is the psychrometric constant ( $\text{Pa/K}$ ),  $r_a$  is the aerodynamic resistance ( $\text{s/m}$ ),  $r_s$  is the vegetation surface resistance ( $\text{s/m}$ ),  $\rho_a$  is the air density ( $\text{kg/m}^3$ ),  $c_p$  is the specific isobaric heat capacity of air ( $c_p = 1005 \text{ J/kg/K}$ ),  $p_{vs}$  is the saturated vapour pressure (Pa),  $p_v$  is the actual vapour pressure (Pa).

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_u - d}{z_{0u}}\right) \ln\left(\frac{z_w - d}{z_{0w}}\right)}{k^2 u} \quad (3)$$

$z_u$  is the height of the wind velocity measurement,  $z_w$  is the height of the air humidity measurement,  $z_{0u}$  is the roughness length of the momentum transfer ( $z_{0u} = 0.123h_c$ ),  $z_{0w}$  is the roughness length of the vapour transfer ( $z_{0w} = 0.0123 h_c$ ),  $k$  is the von Karman constant ( $k = 0.41$ ),  $u$  is the wind velocity at the height  $z_u$  (m/s),  $d$  is zero level displacement (m), and  $h_c$  is the average height of vegetation (m).

The surface resistance coefficient  $r_s$  was estimated using the approach of Monteith (1981) based on the bulk stomatal resistance of a well-illuminated leaf and leaf area index (LAI). For calculating the LAI of the spruce forest, the allometric formula of Tobin *et al.* (2006), verified with measured data from 2000 and 2021, was used. The active LAI was estimated using the assumption that at a given time only half of the needles are actively contributing to the surface heat and vapour

transfer. In the case of grass, the active LAI was taken from Dohnal *et al.* (2006). Daily variation of  $Q_G$  was approximated as a percentage of net radiation (Allen *et al.* 1998).

Equations (2) and (3) can also be used to evaluate the evaporation from the wet canopy ( $E$ ); for this purpose, the vegetation surface resistance,  $r_s$ , is set to zero and Equation (2) reduces to the Penman equation (Penman 1948). The mutual shading of branches of different vegetation levels is not considered (consistent with the single-story vegetation assumption commonly associated with the Penman-Monteith approach).

If a negative value of  $E$  due to negative available energy ( $R_n - Q_G < 0$ ) is indicated, the wind is the most significant driver for evaporation (Groh *et al.* 2019) and the Penman-Monteith method can be replaced with the aerodynamic method (the expression in the curly brackets of Equation (2) is reduced to the section within the square brackets). The potential transpiration and wet canopy evaporation intensities are further used to evaluate the actual plant transpiration and interception loss in hourly time steps.

## 2.6 Actual transpiration and wet canopy evaporation

The description of complex processes accompanying rainfall partitioning and plant transpiration was simplified as follows. An interception model was used to estimate the amount of interception loss and the duration of the wet-canopy periods. Additionally, the wet-canopy condition was assumed to occur after dew formation. A nonzero actual transpiration was assumed only during dry-canopy periods.

As the dynamics of all the processes involved are closely related to the characteristics of the vegetation, the evaluation of rainfall interception and evapotranspiration was carried out separately for spruce trees and grass patches (both vegetation types mainly differ in plant height, i.e. aerodynamic resistance, and the value of active LAI, i.e. surface resistance). Subsequently, the respective results were combined based on the actual fraction of the catchment area occupied by each vegetation type. Temporal changes in the forest characteristics (incl. grass/tree coverage) were evaluated with the help of Forest

Simulator BWINPro 7 (Nagel and Schmidt 2006). The simulator is based on the tree generator TreeGrOSS (Nagel 2005). The growth functions of the stand simulator are based on extensive datasets from forest yield studies in Germany. In our case, the simulator was calibrated using the available catchment forest maps (from 1993, 1998, 2003, and 2013) and newer satellite images. The occasionally measured diameters of trees at breast height were used for verification. The output data from the simulator that were afterwards used include diameter at breast height, height of trees, and number of trees per hectare. The development of the vegetation cover characteristics over the period of interest is shown in Fig. 2.

### 2.6.1 Rainfall interception model

During rainfall events, the amount of interception loss,  $I$ , was evaluated hourly using a modified Liu (1997) interception model. The original Liu model considers evaporation intensity from the wet canopy to be restricted relative to the actual canopy storage. In our calculations, unrestricted evaporation was assumed both during and after rainfall. The modified interception model can be written in the following form:

$$I = (C_m - C_0)[1 - \exp(-kP/C_m)] + E \quad (4)$$

where  $P$  is the hourly amount of rainfall (mm),  $C_m$  is the canopy storage capacity (mm),  $C_0$  is the actual canopy storage at the beginning of the time interval (mm),  $k$  is the canopy coverage (-) defined as the fraction of the forest floor area covered by a vertical projection of the tree crowns, and  $E$  is the wet canopy evaporation (mm). The canopy storage at the end of a time interval can be calculated as  $C_0 - I + E$ , defining  $C_0$  for the next time step.

During no-rain intervals, canopy water storage was reduced according to the evaporation rate, until the vegetation became dry. Evaporation was evaluated using the Penman method or the aerodynamic method, as described in Section 2.5.

For the forest canopy, the model parameters (canopy storage capacity and canopy coverage) were optimized to reproduce the measured throughfall at a similar spruce forest site (Dohnal *et al.* 2014). For the grass cover, values (Table 2) were taken from the literature (Breuer *et al.* 2003).

For the studied catchment, the modified model provided more realistic results than the original model, which was supported by a separate single-season study comparing model predictions with

the leaf wetness sensor data collected for 36 rainfall events in 2020. The accuracy, sensitivity, and specificity derived from confusion matrices (Ting 2011) were 49%, 48%, and 73%, respectively, for the original Liu model and 76%, 77%, and 77% for the modified model (wet and dry periods were classified at an hourly time step). The rainfall interception model was further validated using throughfall data observed in 2021.

### 2.6.2 Effect of dew formation

Similarly to intercepted rain water, dew deposited on the canopy inhibits transpiration. An algorithm for predicting the presence of dew was developed based on a one-season measurement campaign using leaf wetness sensors. Dew occurrences were evaluated in hourly time steps (between midnight and sunrise) based on the relative air humidity. The condition of relative air humidity greater than 80% (between midnight and sunrise) was employed similarly (see e.g. Zhang *et al.* 2015). The hourly relative humidity was measured (2006–2018) or estimated (2000–2005) from air temperatures as recommended by Eccel (2012). The correlation coefficient between measured and estimated hourly relative air humidity values was greater than 0.77 for the control period 2006–2018.

We assumed that the vegetation surface dries within two hours in the case of spruce trees, and within three hours in the case of grass, after the conditions for dew formation are no longer met. Finally, we assumed that no dew is deposited beyond three hours after dawn for trees, and four hours for grass. These assumptions agree with Zhang *et al.* (2015), Wentworth *et al.* (2016) and Jia *et al.* (2019). The assumptions regarding the timing of dew occurrence are further supported by leaf wetness sensor measurements (over 90 dew occurrences in 2020). The accuracy, sensitivity, and specificity derived from confusion matrices (Ting 2011) were 89%, 81%, and 94%, respectively (wet/dry classification at an hourly time step).

### 2.6.3 Actual transpiration

Transpiration was assumed only if dry-canopy conditions were indicated. The actual transpiration was then assessed based on the potential transpiration rates calculated using Equation (2) and the assumption of water-conserving behaviour of the vegetation – so-called isohydric behaviour (Stedle and Peterson 1998, Zang *et al.* 2014, Klapste *et al.* 2020). It was shown that isohydric plants react to

**Table 2.** Environmental parameters used in the interception-evapotranspiration model, and forest growth simulator. Forest stand LAI is affected by management practice including thinning interventions. OD stands for ordinal date.

<i>Rainfall interception model</i>			
Maximum canopy storage capacity of spruce trees	5	mm	Dohnal <i>et al.</i> (2014)
Maximum canopy storage capacity of grass	2.4	mm	Breuer <i>et al.</i> (2003)
Canopy coverage of spruce forest	0.23	-	Dohnal <i>et al.</i> (2014)
Canopy coverage of grass	0.6	-	Breuer <i>et al.</i> (2003)
<i>Penman-Monteith equation</i>			
Stomatal resistance of well-illuminated leaf	100	s/m	Allen <i>et al.</i> (1998)
Beginning of grass growing season	117	OD	
End of grass growing season	305	OD	
Maximum height of grass	0.35	m	Holub (2000)
Minimum height of grass	0.05	m	Holub (2000)
<i>Forest simulator and allometric formula</i>			
Height of thinned trees	14-36	m	Nagel and Schmidt (2006)
Maximum thinning volume	50	%	Nagel and Schmidt (2006)
Fractional mass loss on abscission	0.1	-	Tobin <i>et al.</i> (2006)
Annual foliage turnover rate	0.2	-	Tobin <i>et al.</i> (2006)
Specific leaf area of spruce needles	4.95	m <sup>2</sup> /kg	Stenberg <i>et al.</i> (1999)

decreasing xylem water pressure by closing their stomata, thus limiting transpiration and preventing the internal water pressure from dropping below a certain critical level – the critical xylem water pressure. In the present study we use the assumption of a critical xylem water pressure to simulate the actual transpiration of isohydric plants.

One of our previous studies (Vogel *et al.* 2016) demonstrated that the critical xylem water pressure is associated with a certain maximum attainable transpiration flux,  $T_{crit}$ . It was shown that while the value of  $T_{crit}$  generally depends on the soil water content,  $T_{crit}$  changes insignificantly over the expected range of soil water content (given the hydraulic properties of soils prevailing in temperate montane conditions). Thus, if the soil conditions are not extremely dry, stable  $T_{crit}$  is an intrinsic property of the system. In our subsequent study (Vogel *et al.* 2017), where we examined the effect of xylem water storage on transpiration intensity, it was shown that  $T_{crit}$  can be temporarily exceeded until the plant xylem water storage, accumulated overnight, is depleted (usually a few hours after dawn). This effect is less pronounced in young forest stands (with limited xylem water storage) and was therefore neglected in the present study. Since the soil conditions at Uhlirka are typically moist (near saturated in the wetland parts and exhibiting soil water pressures between zero, i.e. saturation, and – 400 cm on the hillslopes), soil water availability is not thought to be a limiting factor for transpiration.

In the present study,  $T_{crit}$  was used together with the potential transpiration,  $T_p$ , to evaluate the actual transpiration,  $T_a$ :

$$T_a = \begin{cases} T_p & \text{if } T_p \leq T_{crit} \\ T_{crit} & \text{if } T_p > T_{crit} \end{cases} \quad (5)$$

The value of  $T_{crit}$  was assumed constant at 8 mm/d; that value was determined earlier for a similar spruce forest under similar meteorological conditions (Vogel *et al.* 2016). Potential transpiration was primarily evaluated at an hourly time step. If fine-resolution meteorological data were not available, the daily mean potential transpiration was calculated and subsequently downscaled into hourly values proportionally to air temperature variations. The parameter values used in this study to characterize vegetation are listed in Table 2.

## 2.7 Estimation of uncertainty of catchment water balance components

Sources of measurement uncertainty may include repeatability error, instrument parameter bias, resolution error, errors arising from environmental conditions, or other (NASA 2010). The uncertainty may be considered a random variable characterized by a symmetrical or asymmetrical probability distribution. Asymmetrical uncertainty can be attributed to systematic errors.

The most important uncertainty associated with the rainfall measurement is related to the raingauge undercatch, provided that the instrumental failures such as gauge blockage or mechanical errors are eliminated. Undercatch is induced by wind (in our case also by nearby trees; mean distance 10 m  $\pm$  2 m varying in time and location) and results in underestimation of the precipitation totals the extent of which is affected by the wind speed (Sevruk 1996, Pollock *et al.* 2018). Undercatch can be particularly significant for

summer heavy rainfalls. For our data, systematic underestimation of precipitation volume of only intense rainfalls by 10% would represent an error in annual rainfall totals up to 3%. Therefore, we assumed the uncertainty of the rainfall measurement to be asymmetrical with the expected relative deviation of 10% for rainfalls with below-average wind speeds and 15% for events with above-average wind speeds.

Winter precipitation measurement accuracy can suffer when monitoring points are located within areas of snow drift or scouring (or, as in our case, are influenced by the presence and distribution of spruce trees). In general, wind effects on snow precipitation may cause measurement uncertainty ranging from 10% to 50% (WMO 2008). We estimated this uncertainty to be  $\pm 30\%$  for our catchment.

The uncertainty associated with discharge measurement is expected to be  $\pm 5\%$  for Cipoletti weirs (USDA 2001) and  $\pm 4\%$  for v-notch thin-plate weirs in the case of low to average flows and  $\pm 2\%$  for higher flows (Shen 1981). After careful inspection of data, other possible errors of discharge measurement were considered not occurring (gauge underflow) and not significant (ice layers).

Transpiration was assumed to be uncertain by  $\pm 15\%$ . Langensiepen *et al.* (2009) reports lower uncertainty in transpiration for agricultural crops; however, the vegetation cover in our catchment is more heterogeneous and the measured primary meteorological variables more uncertain. Therefore, we believe that the uncertainty of the estimated transpiration will be higher in our case. Moreover, in connection with the growth of trees in the vicinity of our meteorological measurement sites, transpiration was considered slightly underestimated in the period when trees overgrew the measurement sites significantly (from 2010), and the uncertainty was estimated to be skewed accordingly (by about 4%).

The interception loss uncertainty was estimated as the square-root of the distribution variance ( $\pm 10\%$ ). This uncertainty of sublimation was increased to  $\pm 20\%$ .

When considering the propagation of uncertainties through Equation (1), individual measurement errors characterized by probability distributions need to be combined. Since two estimated distributions are asymmetrical, the propagation of uncertainties was calculated by a convolution:

$$f_{i+j}(H_S) = \int_{-\infty}^{\infty} f_i(H) f_j(H_S - H) dH \quad (6)$$

where  $H_S$  is catchment water storage, and  $f_i$  and  $f_j$  are uncertainties entering the convolution. If three components ( $i, j, k$ ) are considered, first  $f_i$  is convoluted with  $f_j$  and then the resulting  $f_{i+j}$  is convoluted with  $f_k$ . For more components, more convolution steps are conducted. In our case, five components were considered, namely precipitation, transpiration, stream discharge, wet canopy evaporation, and snow sublimation.

The algorithm was programmed ad hoc in the MATLAB code using standard MATLAB functions. The results of the uncertainty analysis are discussed in Section 3.5.

## 3 Results and discussion

The mean values of the individual components of annual and seasonal catchment water balance over the study period (2000–2018) are presented in Table 3. Each component is also

expressed as a percentage of the average annual precipitation. The water balance results indicate a negative change in catchment water storage over the period.

The overall discharge is 70.7% of annual precipitation. When assessed seasonally, the discharge is 56.3% of summer precipitation in summer, and 86.5% of the winter precipitation in winter. The lower summer discharge is attributed to water loss due to vegetation transpiration (about 33% of precipitation during summer), and rainfall interception (about 19% of precipitation during summer). Sublimation losses, as determined in this study, are rather low – less than 4% of winter precipitation.

Trend analysis of the selected variables (precipitation, stream discharge, mean temperature, relative air humidity) reveals that, with the exception of summer precipitation and winter temperatures, all trends are negative. Nevertheless, according to the Mann-Kendall test, no trend was found to be significant at a level of 5%. Transpiration trends are further discussed in section 3.2.

The variability of temperature, precipitation, and discharge during the study period is presented in Fig. 3. For December, January, and February, the median of measured temperature is below the freezing point. The variability of temperature is

relatively high due to the occurrence of warmer-than-average winters. The variabilities of precipitation and discharge in June, July, and August reflect the occurrence of intense rainfalls causing floods. The seasonal averages of the water balance components for the individual years of the study period are shown in Table 4. Brief characterization of the studied years with regard to the discharge and replenishment of the catchment water storage is provided in Table 5.

### 3.1 Interception loss

The annual variations of the summer interception loss as computed by the interception-evaporation model are presented in Fig. 4. Over the 19-year period, the average annual interception loss was 138.9 mm. The average annual interception losses of the grass and spruce stands were 92.8 and 178.8 mm, respectively. The interception loss calculated for grass is systematically lower than that for spruce, by 12.6%.

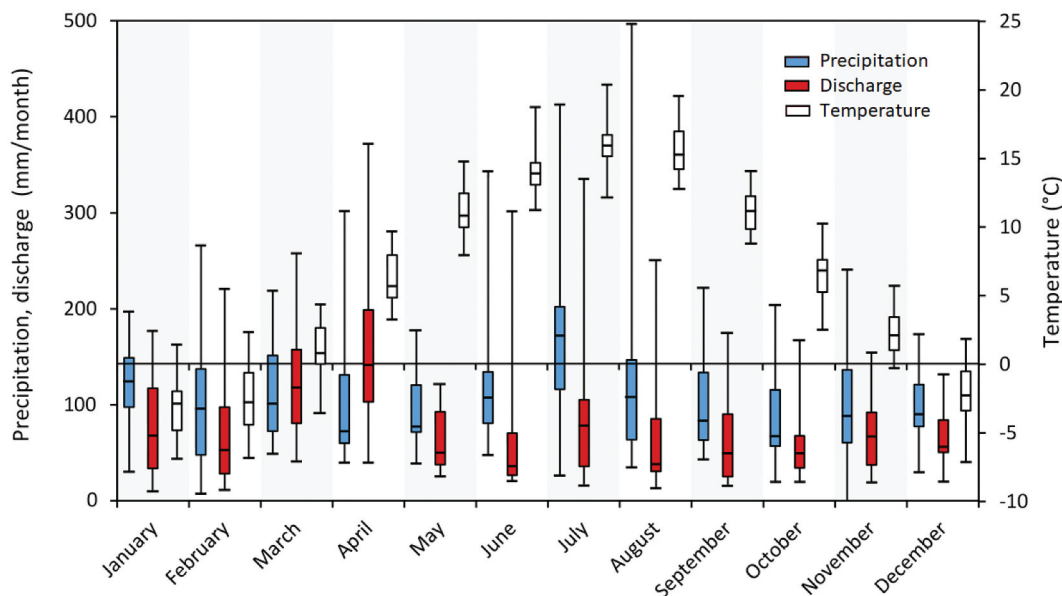
Interception losses presented in Fig. 4 are consistent with those determined for the same catchment by Tacheci (2002). In 2021, the interception loss of forest estimated from distributed throughfall measurement (30.1%) was in very good agreement with the results of the interception model (31.8%) (unpublished data).

Interception loss represented a smaller percentage of the summer precipitation in years in which major rainstorms occurred. This happened e.g. in 2010 and 2013, when torrential rains caused catastrophic regional flooding in the Czech Republic and local flash floods in Northern Bohemia. The highest interception loss percentages correspond to summer seasons with more evenly distributed rainfall events (e.g. in 2008) or low precipitation amounts (e.g. in 2015).

An example of the interception–evapotranspiration model functioning is presented in Fig. 5. The example deals with a complex rainfall episode (precipitation total 7.3 mm). In the afternoon of the first day and early morning of the

**Table 3.** The 19-year averages of catchment water balance components. The period from 1 May to 31 October is denoted as the summer season; from 1 November to 30 April is the winter season. The percentage of seasonal precipitation is given in parentheses.

	Annual ( $T_{avg} = 6.4^{\circ}\text{C}$ )		Summer season ( $T_{avg} = 12.4^{\circ}\text{C}$ )		Winter season ( $T_{avg} = 0.2^{\circ}\text{C}$ )	
	mm	%	mm	% <sup>(1)</sup>	mm	%
Precipitation	1353.4	100	710.7	52.5 (100)	642.8	47.5 (100)
Stream discharge	956.3	70.7	400.2	29.6 (56.3)	556.1	41.4 (86.5)
Transpiration	256.5	19.0	232.5	17.2 (32.7)	24.0	1.8 (3.7)
Interception loss	138.9	10.3	137.8	10.2 (19.4)	1.1	0.1 (0.2)
Sublimation loss	23.4	1.7	0.7	0.1 (0.0)	22.7	1.7 (3.5)
Change of storage	-21.7	-1.6	-60.5	-4.5	38.9	2.9



**Figure 3.** The intra- and inter-annual variability of mean monthly temperatures, monthly precipitation and discharge at the Uhlirka catchment during the period 2000–2018. Box plots display the minimum, maximum, and sample median, and the first and third quartiles.

**Table 4.** Seasonal averages (avg) or totals (tot) and associated standard deviations (SD) of air temperature, precipitation, stream discharge, actual transpiration, interception loss and sublimation loss. Standard deviations were obtained from daily values. The period from 1 May to 31 October is denoted the summer season (a); the period from 1 November to 30 April is the winter season (b). Interception loss in winter and sublimation loss in summer are negligible and hence omitted here.

	Temperature (°C)		Precipitation (mm)		Stream discharge (mm)		Transpiration (mm)		Interception loss (mm)	
	avg	SD	tot	SD	tot	SD	tot	SD	tot	SD
<b>(a) Summer season</b>										
2000	12.7	5.7	557.8	77.4	321.1	73.8	230.4	15.1	138.6	15.3
2001	12.6	4.5	752.7	192.8	545.1	51.4	192.4	15.7	96.7	12.2
2002	13.6	5.4	789.0	205.4	434.4	96.7	212.5	17.4	168.0	18.2
2003	14.6	6.5	433.1	70.1	158.7	10.8	271.6	13.2	88.1	11.7
2004	12.9	6.6	627.6	83.0	289.3	17.4	211.7	16.6	120.6	13.9
2005	11.9	5.3	842.9	115.4	569.9	51.2	266.4	17.3	145.6	17.9
2006	13.5	5.1	753.7	161.6	535.6	111.9	275.6	16.3	130.5	14.2
2007	13.4	4.3	635.7	78.5	268.0	33.3	285.1	16.2	186.9	18.5
2008	11.7	4.0	723.4	104.9	243.6	30.7	291.8	14.8	212.3	22.0
2009	11.2	5.7	714.9	94.9	485.4	43.4	230.8	14.8	183.7	17.8
2010	11.0	5.8	1173.2	264.4	764.5	119.1	168.5	17.7	137.5	13.4
2011	11.9	6.6	866.4	150.6	564.5	97.9	255.0	16.2	151.2	14.1
2012	12.0	5.9	603.5	110.6	312.4	35.2	248.9	15.8	136.1	13.2
2013	11.6	5.3	997.1	179.0	724.4	100.4	198.6	14.5	124.2	12.7
2014	12.0	4.3	638.2	99.2	327.8	36.4	187.8	17.8	138.4	11.7
2015	12.3	4.3	431.0	61.9	143.4	6.7	257.7	14.8	114.0	11.6
2016	12.1	4.4	731.4	118.3	365.7	47.2	198.1	15.0	125.7	12.0
2017	12.0	4.5	865.1	107.5	436.9	46.4	167.8	16.9	142.4	11.8
2018	13.3	5.9	366.1	66.2	113.6	5.6	266.9	14.9	77.5	9.1
	Temperature (°C)		Precipitation (mm)		Stream discharge (mm)		Transpiration (mm)		Sublimation loss (mm)	
	avg	SD	tot	SD	tot	SD	tot	SD	tot	SD
<b>(b) Winter season</b>										
2000	0.2	4.4	798.4	94.9	681.8	34.9	45.0	3.4	17.9	1.1
2001	0.6	4.2	565.2	71.2	495.0	43.3	35.8	2.7	17.5	0.8
2002	0.7	5.8	684.9	37.3	769.0	52.7	32.0	4.3	15.2	0.9
2003	-0.3	6.9	590.1	160.7	542.0	33.3	36.4	3.3	15.9	1.0
2004	0.6	5.3	504.3	69.0	374.7	46.9	22.4	2.0	16.0	1.0
2005	-1.1	4.8	868.1	127.0	714.4	70.0	6.4	1.2	27.7	2.4
2006	-2.0	4.9	728.6	194.0	503.6	73.6	5.9	2.6	26.2	1.9
2007	3.8	5.2	585.9	25.1	611.4	46.9	56.7	5.3	19.2	1.2
2008	2.2	4.9	721.0	149.0	674.0	51.8	58.5	4.0	21.8	1.3
2009	0.0	5.0	826.1	122.8	602.8	52.8	27.5	1.1	21.4	1.7
2010	-1.1	5.5	470.4	72.0	457.8	42.0	3.1	4.4	24.4	1.8
2011	-0.3	4.7	611.4	71.1	586.4	45.4	21.6	3.4	28.5	2.1
2012	0.1	5.3	777.8	203.8	711.8	55.4	2.8	0.8	33.8	2.6
2013	-1.2	5.0	785.1	142.7	569.9	59.8	2.0	1.3	27.4	2.4
2014	1.7	4.6	371.0	72.6	382.3	33.2	26.1	4.3	21.9	1.6
2015	0.6	5.8	459.7	86.6	384.0	36.9	16.3	2.4	26.2	2.0
2016	0.9	4.8	626.8	118.9	484.1	39.8	17.2	2.6	24.9	1.8
2017	-0.6	4.5	797.6	225.2	552.6	42.4	16.2	3.9	24.4	1.8
2018	-0.5	5.0	440.3	67.5	467.7	23.3	24.1	5.2	21.1	1.8

next day, rainfall fills the canopy storage up to about 0.7 mm. During the morning hours of the second day, the intercepted water partly evaporates, reducing the canopy storage by approx. 0.3 mm. Subsequently, the interception storage is replenished by additional, more intense rainfall to its event-maximum level of 1.4 mm. The intercepted water completely evaporates within six hours after sunrise on the third day. Comparing the modelled interception storage to the leaf wetness sensor measurements, the leaf wetness sensors react to each rainfall pulse immediately, as does the modelled interception storage. As for the evaporation of the stored water, the leaf wetness sensors indicate considerably faster canopy drying than the model predicts.

Typically, daytime drying of vegetation after rainfall takes about two hours for small rainfall events, six hours for medium events, and up to 28 hours for heavy rainfall events that fully

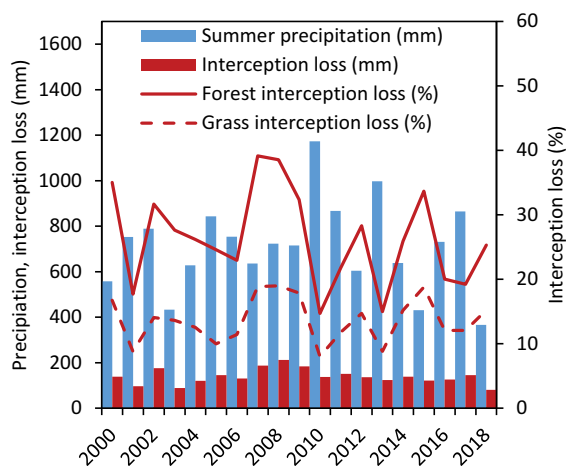
saturate the canopy storage. This corresponds well with the findings of Klemm *et al.* (2002) obtained for coniferous forest in Bavaria (Germany).

### 3.2 Transpiration

The effects of the applied procedure for the evaluation of actual transpiration over a four-day period are illustrated in Fig. 6a. In the morning, the actual transpiration meets the potential transpiration demand (8 September 2018). When the transpiration reaches the critical value  $T_{crit}$  it becomes limited. After the potential transpiration rate drops below the limiting rate, the actual transpiration follows the potential transpiration demand again. If conditions for the formation of dew are met, transpiration is inhibited for a few hours after sunrise (7 and 9 September in Fig. 6a).

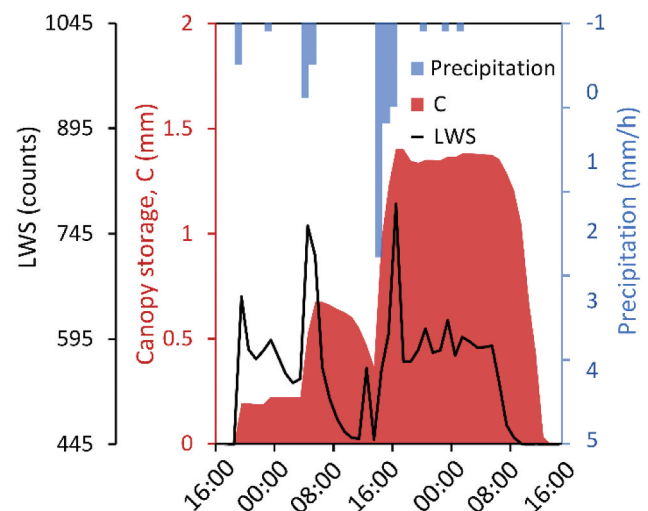
**Table 5.** Brief characterization of the studied years with regard to the discharge and replenishment of the catchment water storage.

2000	24% above average winter precipitation and 22% below average summer precipitation
2001	12% below average winter precipitation and 6% above average summer precipitation; low solar radiation (20% lower $T_p$ than average)
2002	9% above average precipitation; flood year; early snow melting (beginning in February); 4 month winter-to-spring transition period (air temperatures near zero and the occurrence of precipitation both as snow and rain)
2003	Extremely low: 39% below average summer precipitation; low summer runoff coefficient (0.37)
2004	16% lower than average total precipitation; 17% lower runoff coefficient than average; absence of winter-to-spring transition period
2005	High precipitation: 26% above average annual; absence of winter-to-spring transition period
2006	Higher precipitation total: 10% higher than average; long cold winter (temperature below 0°C until the end of March); absence of winter-to-spring transition period
2007	10% lower than average total precipitation; warm winter (1.1°C on average, December to February) and summer (16.1°C on average, June to August); high solar radiation (36% higher $T_p$ than average); continuous thawing of snow during winter
2008	7% higher than average total precipitation; warm winter (0.6°C on average, December to February); high radiation (57% higher $T_p$ than average); frequent snowmelt periods during winter
2009	14% higher than average total precipitation; long and cold winter (temperature below 0°C until the end of March)
2010	Extremely high summer precipitation (65% above the average); extremely low winter precipitation (27% below the average); flood year; cold winter (-5.3°C on average, December to February) and summer (13.7°C on average, June to August); low solar radiation (26% lower $T_p$ than average)
2011	Average precipitation; frequent snowmelt periods during winter
2012	Average precipitation
2013	32% higher than average total precipitation; cold winter (-4°C on average, December to February); low solar radiation (15% lower $T_p$ than average)
2014	25% lower than average total precipitation; extremely low winter precipitation (42% below the average); warm winter (-1°C on average, December to February); continuous thawing of snow during winter
2015	Extremely low precipitation total (34% below the average); extremely low summer runoff coefficient (0.33)
2016	Average precipitation
2017	23% higher than average precipitation; long and cold winter (temperature below 0°C for 4 months); low solar radiation (21% lower than average); absence of winter to spring transition period
2018	Extremely low precipitation total (40% below the average); warm summer (15.7°C on average, June to August); extremely low summer runoff coefficient (0.31); continuous thawing of snow during winter

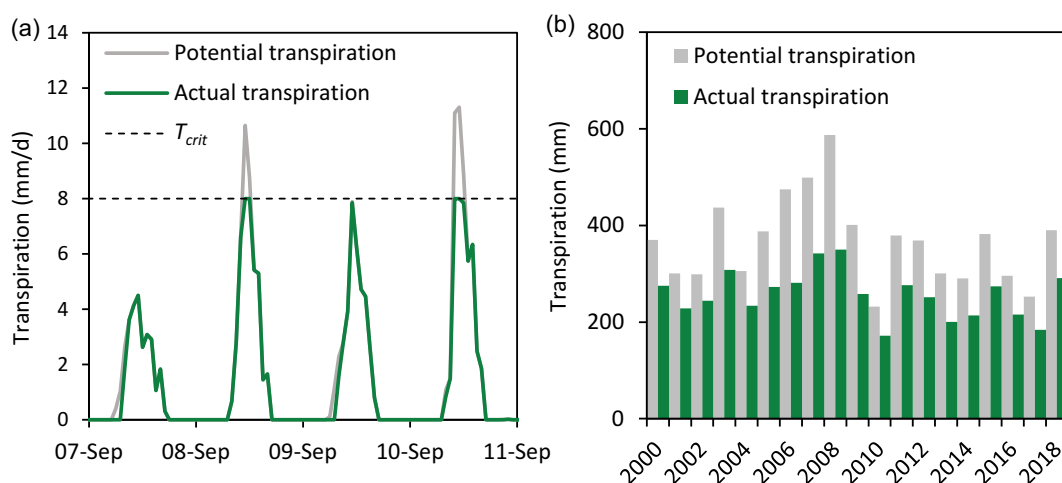
**Figure 4.** Measured summer precipitation and estimated interception loss in the studied period (2000–2018).

The xylem water potential control of plant transpiration is reflected in the value of  $T_{crit}$ . According to our model, this control mechanism reduces the potential transpiration by about 17 mm per month (in June, July, and August). At the same time the reduction of transpiration due to dew deposition represents about 5 mm/month, and rainfall interception causes a reduction of up to 2 mm/month.

Yearly values of actual transpiration totals are compared with the respective potential transpiration values in Fig. 6b. The overall reduction of transpiration comprises 29.9% of potential transpiration. Regarding specific causes, 2.3% of the reduction is related to the wet canopy after rainfall, 7.7% to the dew formation, and 19.9% to the xylem water potential control.

**Figure 5.** Simulated canopy water storage during a selected rainfall episode compared to leaf wetness sensor (LWS) measurement. The minimum value on the main y-axis is the factory calibrated threshold when the sensor is dry.

The evaluated actual transpiration appears to be stable over the observed period (Fig. 6b). This is mainly due to the applied assumption of isohydric behaviour of vegetation. Limiting the maximum transpiration rate suppresses variations seen in the estimated potential transpiration that are related to the inter-annual variations of observed evaporation drivers as well as of vegetation LAI. For Mediterranean climate, Gerlein-Safdi *et al.* (2018) reported up to 25% suppression of annual transpiration caused by dew formation. Considering higher atmospheric demand and an absence of snow-dominated season in that climate, our results seem to be consistent (on the right side). We were unable to find comparable literature results for the humid temperate climate.



**Figure 6.** Potential and actual transpiration: (a) reduction of transpiration based on the concept of critical transpiration rate ( $T_{crit}$ ) and transpiration inhibition caused by the presence of dew; (b) estimated annual transpiration totals.

### 3.3 Daily variations of catchment water balance components in a hydrologically average year

The variations in the estimated and measured components of catchment water balance in hydrological year 2016 are shown in Fig. 7. The year had average precipitation (1358 mm total: 731 mm in the summer, and 627 mm in the winter period). The annual runoff coefficient was 0.63. During the summer season, four major rainfall-runoff events occurred (incident rainfall about 60 mm, causing peak discharges over 300 L/s). Several discharge peaks in the winter (major ones on 26 January, 22 February, and 27 March) were caused by periods of warmer weather resulting in snowmelt.

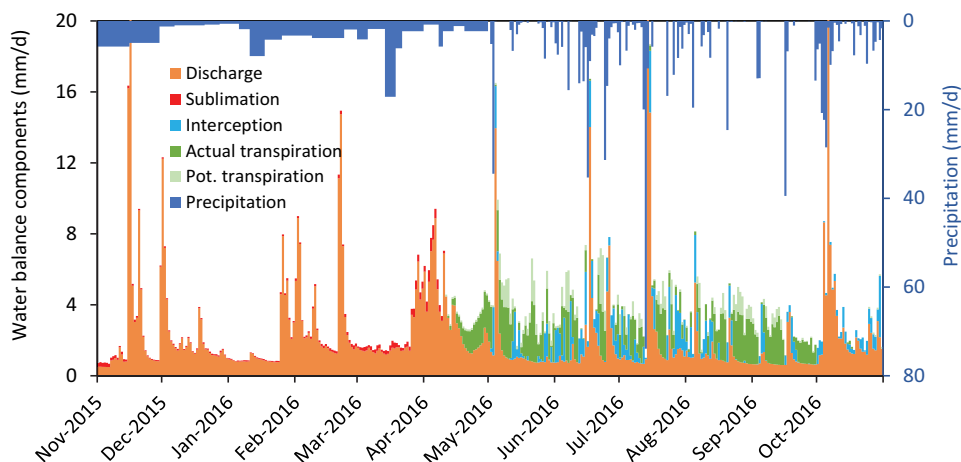
In winter, snow sublimation plays a more important role in the spring months (March and April) when the sun is higher above the horizon, generating considerably more incoming solar radiation.

Plant transpiration is assumed to start after the snowpack disappears. In 2016, this occurred in the middle of April. The actual transpiration over the period of 12 April–31 October was 215 mm. The onset of transpiration is relatively sharp due to the predominance of spruce forest (64% of the catchment

area in 2016), which can transpire immediately, unlike deciduous trees or grass. Due to relatively frequent and not very intense precipitation, the interception loss reached 127 mm in 2016.

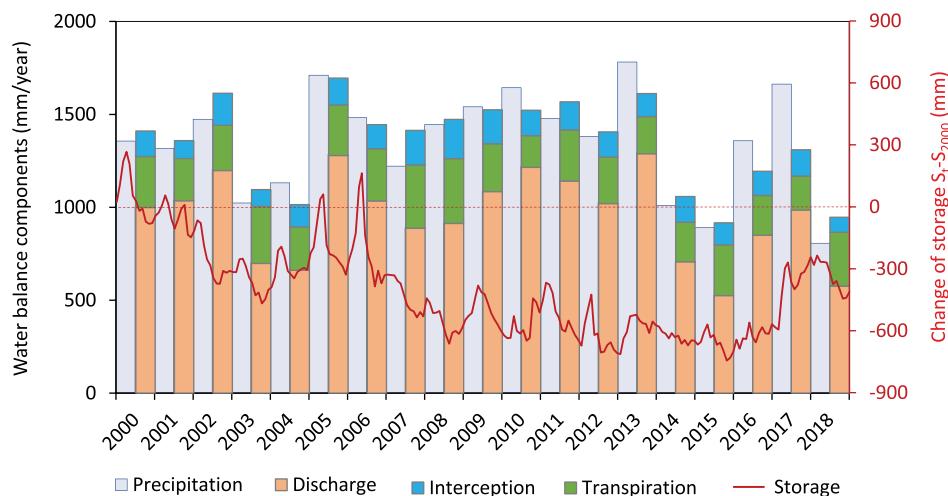
### 3.4 Catchment water balance

Quantified individual water balance components allow us to evaluate the catchment water balance closure, according to Equation (1). Table 3 provides the averages (annual and season-related) of the evaluated water balance components together with the change of catchment water storage as calculated over the 19-year period. Figure 8 and Table 4 show catchment water balance components as obtained in separate years. While yearly values are presented in Fig. 8, summer- and winter-related parts are shown in Table 4. The inter-annual variability of interception loss and transpiration is illustrated in Figs 4 and 6. For intra-annual variability of precipitation and discharge, see Fig. 3.



**Figure 7.** Daily values of water balance components in the hydrological year 2016 (individual components are presented as a stacked column chart).





**Figure 8.** Catchment water balance components and the change of the catchment water storage,  $\Delta S$ , over the period 2000–2018 (individual components are presented as a stacked column chart).

The change of catchment water storage calculated for the whole study period (2000–2018) is  $-412$  mm (varying between  $+267$  and  $-744$  mm; Fig. 8). The reduction reflects recent changes in the catchment hydrological regime caused by a series of drier-than-average years.

The noticeable decrease in storage is associated with warm winters (e.g. 2007, and 2008). The average daily temperatures over these winters were higher than  $2^{\circ}\text{C}$  (in comparison with the all-time average winter temperature of  $0.2^{\circ}\text{C}$ ). In warmer winters, the solid-to-liquid precipitation ratio decreases (e.g. Merio *et al.* 2019), and a larger proportion of water immediately leaves the catchment as runoff. The corresponding winter runoff coefficients are considerably higher (by about 15%). Similar results were reported by Neukum and Azzam (2012) for a catchment in the Black Forest in southwest Germany. Consequently, the characteristic spring snowmelt, during which water percolates deeper and replenishes the catchment storage, is diminished.

Negative water balance is related to the absence of strong spring snowmelt in the low-snowfall winters of 2010 and 2018 (when precipitation was 30% below average), or in the otherwise average winter of 2002, when significant warming occurred at the end of January, leading to the unusually early start of transpiration. Similarly, years with below-average precipitation and warm weather (e.g. 2003, 2015, and 2018) caused a decrease in catchment storage. The summer precipitation totals were lower than 434 mm in these years. On the other hand, rainy years with low solar radiation (e.g. 2010 and 2017) contributed to catchment storage replenishment.

The above-mentioned findings about reduction of storage are in accordance with those in the literature for similar environments and/or conditions. The winter-to-spring transition is widely recognized as a key period for seasonally snow-covered, forest catchments. A less pronounced influence of snowmelt on spring runoff, as seen in our data for 2007, 2008 and 2014, was identified as responsible for a fundamental change of the hydrologic character of a catchment by Grogan *et al.* (2020) in their study using North American data. Snowmelt in mountain environments was identified by Chen *et al.* (2018) as an

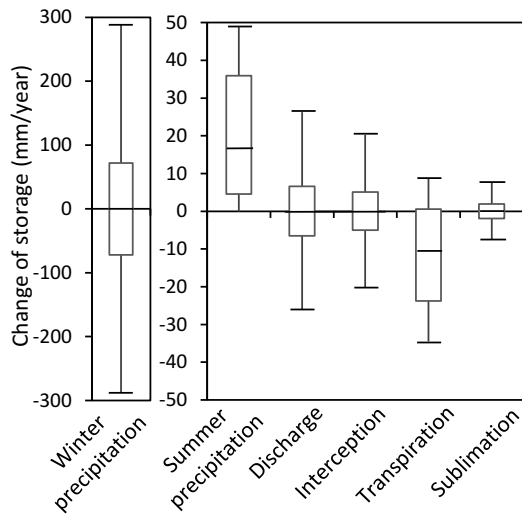
important source of groundwater recharge. Another factor affecting groundwater storage in our case is significantly below average winter precipitation total (in 2010 and 2018). As pointed out by Peters *et al.* (2006), the catchment reaction to winter drought is usually attenuated and delayed. According to van Loon *et al.* (2010) and Jenicek *et al.* (2018), the effect of winter drought persists into the summer season, which is in agreement with the exceptionally low summer runoff observed in our catchment in 2018.

If the actual transpiration were not reduced by xylem water potential control and only wet canopy reduction were considered, the change of catchment water storage calculated for the whole study period would be extremely negative (equal to  $-1796$  mm). Such a water storage deficit is impossible and is not supported by any direct observations. This emphasizes the importance of taking xylem water potential control into account in catchment water balance assessments.

A small amount of water is used for vegetation growth in the maturing forest. Using the forest simulator of Nagel and Schmidt (2006), the volume of newly grown wood was determined and the amount of water stored in this new vegetation was estimated to increase about 0.6 mm per year. In our formulation of the water balance (Equation 1), this amount is a part of the change of catchment water storage.

### 3.5 Uncertainty of the estimated changes of catchment water storage

The determination of each component of the catchment water balance is associated with a specific uncertainty. These uncertainties are expressed as probability distributions. The uncertainties for summer precipitation and transpiration are assumed to be asymmetrical (Section 2.7). An example of the uncertainty distributions of the catchment water balance components as reflected in the estimated change of the catchment water storage in 2016 is shown in Fig. 9. The figure illustrates the differences in magnitude of uncertainties associated with each component. It also reflects the assumed underestimation of summer precipitation (causing an increase in expected



**Figure 9.** Uncertainties of water balance components as reflected in the estimated change of catchment water storage in 2016. Box plots of uncertainty distributions display the median, middle 50% (box), and 99.3% ranges (whiskers).

change of storage) as well as of transpiration (causing a decrease in expected change of storage). Components with a symmetrical uncertainty distribution do not induce any shift of the expected value.

The uncertainties associated with the estimated change in the catchment water storage in the individual years during the period 2000–2018 (calculated using Equation 1) are shown in Fig. 10a. The uncertainty distributions were obtained as the convolution of the estimated uncertainties of the individual catchment water balance components in each year.

In 2015 and 2018, the calculated change of the catchment water storage is significantly shifted to negative values, and at the same time is associated with a relatively low uncertainty (narrow peak). This is due to the small amount of highly uncertain winter precipitation (low winter precipitation is often associated with a decrease in catchment water storage, and at the same time it is always affected by relatively low measurement uncertainty).

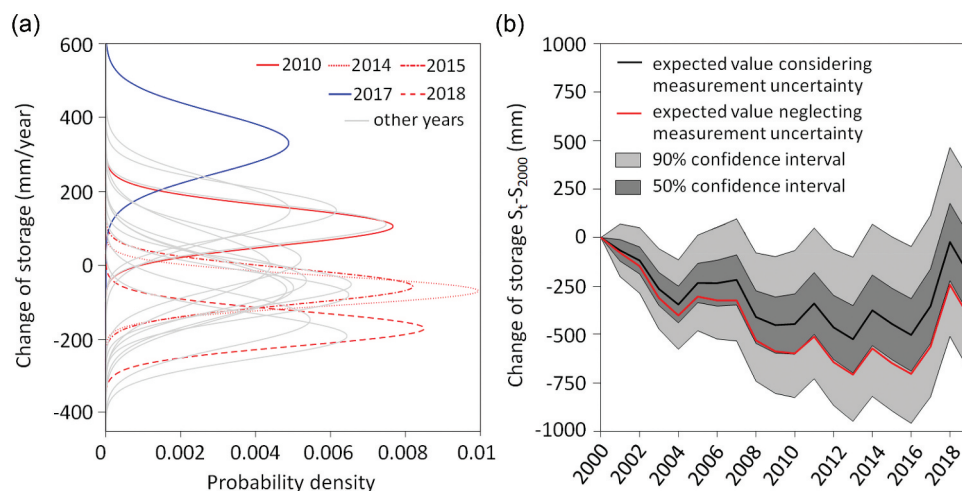
Low uncertainty is also indicated for 2010; however, in this case the above-average amount of summer precipitation shifted the storage change to positive values. The year 2017 was one of the rainiest years, preceded by several dry years, so the high rainfall amounts were not reflected in increased runoff but resulted in replenishment of the catchment water storage.

Figure 10b shows the uncertainty associated with the estimated catchment water storage due to the propagation of the individual uncertainties of the catchment water balance components over the whole period 2000–2018. The expected value considering uncertainty differs significantly from that obtained without considering the measurement uncertainties. The former is less negative due to the asymmetrical uncertainty distribution of summer precipitation, which is considered underestimated throughout the period.

From Fig. 10b, it can also be seen that the change of catchment water storage is characterized by progressively increasing uncertainty. It is possible to conclude that with a probability of 74%, the resulting change in storage over the 19-year period is negative. This is in accordance with our observations of borehole water level (Fig. 11). While baseflow (not shown here) and deep-water storage seem to be unchanged, the borehole situated farther from the river experienced a significant decrease of water level from 2013 to 2017, while the water level in the borehole near the river showed no trend over the period. The decrease in shallow water storage was accompanied by the disappearance of ephemeral stream branches and previously identified variable source areas at the valley bottom.

## 4 Conclusions

The estimated negative long-term change of the catchment water storage was ascribed to the absence of strong spring snowmelt, during which water percolates deeper and replenishes the catchment storage. Warmer than average winters in the studied period resulted in more frequent occurrence of liquid precipitation, frequent snowmelt episodes during winter, and below-average winter precipitation totals.



**Figure 10.** (a) Uncertainty distributions associated with the change of catchment water storage in individual years. (b) The change of catchment water storage over the period 2000–2018, with 90% and 50% confidence limits.

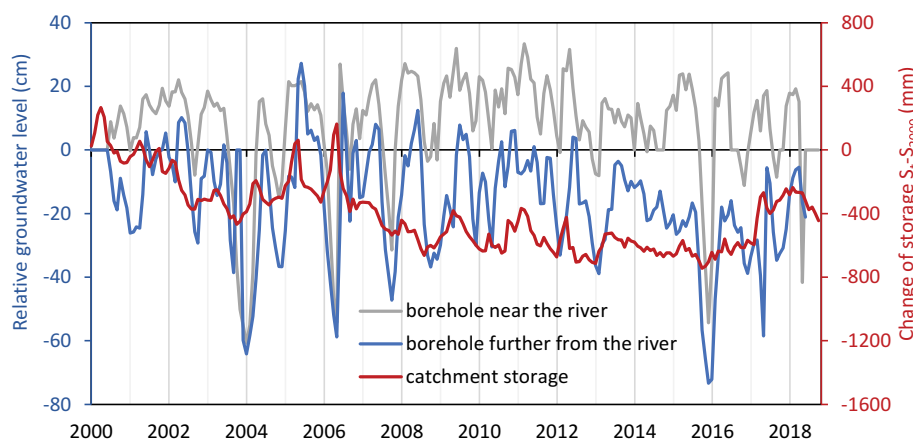


Figure 11. Monthly groundwater levels in two shallow boreholes situated at the valley bottom.

The uncertainties of the individual catchment water balance components are difficult to estimate. They are relatively large (especially for winter precipitation), and some are asymmetrical. Consequently, they have a crucial impact on the interpretation of the long-term catchment water balance.

Our results imply that considering vegetation's conservative water-balance management is essential for the studied environment of Norway spruce forest. Setting a limit to the maximum transpiration rate helps to achieve realistic prediction of the variation in catchment water storage. At the same time, it partly counteracts the effect of inter-annual variations of transpiration drivers and vegetation characteristics, thus stabilizing evaluated annual transpiration over the observed period. The applied algorithm does not consider any reduction due to low soil water availability.

Although our long-term soil water status observations do not suggest that the forest suffered from a soil moisture scarcity, with below-average precipitation totals and a significant decrease of the calculated catchment water storage, the possibility of intermittent water stress occurrence in the future cannot be excluded. The worsening hydroclimatological conditions, in combination with a fungal disease or bark beetle attack, may threaten the future well-being of the forest stands.

## Acknowledgements

The research was funded by the Czech Science Foundation, project No. 20-00788S, with the contribution of the Student Grant Competition programme of the Czech Technical University in Prague, grant no. SGS22/044/OHK1/1T/11.

## Disclosure statement

No potential conflict of interest was reported by the authors.

## Funding

This work was supported by the Czech Science Foundation [20-00788S]; and the Student Grant Competition program [SGS22/044/OHK1/1T/11].

## References

- Abeshu, G.W. and Li, H.Y., 2020. Horton index: conceptual framework for exploring multi-scale links between catchment water balance and vegetation dynamics. *Water Resources Research*, 57, 5. doi:10.1029/2020WR029343
- Allen, R.G., et al., 1998. Crop evaporation: guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 56, FAO, Rome, Italy.
- Beven, K., 2006. Searching for the Holy Grail of scientific hydrology:  $Q_t = (S, R, \Delta t)A$  as closure. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10 (5), 609–618. doi:10.5194/hess-10-609-2006
- Breda, N., et al., 2006. Temperate forest trees and stands under severe drought: a review of ecophysiological responses, adaptation processes and long-term consequences. *Annals of Forest Science*, 63 (6), 625–644. doi:10.1051/forest:2006042
- Breuer, L., Eckhardt, K., and Frede, H.-G., 2003. Plant parameter values for models in temperate climates. *Ecological Modelling*, 169 (2–3), 237–293. doi:10.1016/S0304-3800(03)00274-6
- Bruijnzeel, L.A., Eugster, W., and Burkard, R., 2005. Fog as a hydrological input. In: M.G. Anderson, ed. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. Chichester, UK: John Wiley, Chap. 38, Vol. 38, 559–582.
- Budyko, M.I., 1974. *Climate and Life*. New York: Academic Press.
- Buzacott, A.J.V. and Vervoort, R.W., 2021. Storage in south-eastern Australian catchments. *Water Resources Research*, 57 (12), e2021WR029799. doi:10.1029/2021WR029799
- Carrer, G.E., Klaus, J., and Pfister, L., 2019. Assessing the catchment storage function through a dual-storage concept. *Water Resources Research*, 55 (1), 476–794. doi:10.1029/2018WR022856
- Chen, Z., et al., 2018. Dynamics of water fluxes and storages in an Alpine karst catchment under current and potential future climate conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22 (7), 3807–3823. doi:10.5194/hess-22-3807-2018
- Cislerova, M., et al., 1997. Water flow monitoring in soil profile of experimental site at Uhlirská watershed. Research Report VaV, 510/3/96 Part 8, VUV TGM, CTU Prague. (In Czech).
- Coenders-Gerrits, A.M., et al., 2014. Uncertainties in transpiration estimates. *Nature*, 506 (7487), E1–E2. doi:10.1038/nature12925
- Daly, E., et al., 2019. Hydrological spaces of long-term catchment water balance. *Water Resources Research*, 55 (12), 10747–10764. doi:10.1029/2019WR025952
- Dohnal, M., et al., 2006. Analysis of soil water response to grass transpiration. *Soil Water Research*, 1 (3), 85–98. doi:10.17221/6510-SWR
- Dohnal, M., et al., 2014. Rainfall interception and spatial variability of throughfall in spruce stand. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 62 (4), 277–284. doi:10.2478/johh-2014-0037
- Eccel, E., 2012. Estimating air humidity from temperature and precipitation measures for modelling applications. *Meteorological Applications*, 19 (1), 118–128. doi:10.1002/met.258

- Gerlein-Safdi, C., et al., 2018. Dew deposition suppresses transpiration and carbon uptake in leaves. *Agricultural and Forest Meteorology*, 259, 305–316. doi:10.1016/j.agrformet.2018.05.015
- Good, S.P., Noone, D., and Bowen, G., 2015. Hydrologic connectivity constrains partitioning of global terrestrial water fluxes. *Science*, 349 (6244), 175–177. doi:10.1126/science.aaa5931
- Grogan, D.S., Burakowski, E.A., and Contosta, A.R., 2020. Snowmelt control on spring hydrology declines as the vernal window lengthens. *Environmental Research Letters*, 15 (11), 114040. doi:10.1088/1748-9326/abbd00
- Groh, J., et al., 2019. Quantification and prediction of nighttime evapotranspiration for two distinct grassland ecosystems. *Water Resources Research*, 55 (4), 2961–2975. doi:10.1029/2018WR024072
- Holub, P., 2000. The grow than effectiveness of nitrogen usage by grass type Calamagrostis on the deforested areas within the Beskydy Mountains. PhD Thesis. Masaryk University Brno. (In Czech).
- Hou, Y., et al., 2022. Cumulative forest disturbances decrease runoff in two boreal forested watersheds of the northern interior of British Columbia, Canada. *Journal of Hydrology*, 605. doi:10.1016/j.jhydrol.2021.127362
- Jankovec, J., et al., 2017. Groundwater recharge and residence times evaluated by isotopes of hydrogen and oxygen, noble gases and CFCs in a mountain catchment in the Jizera Mts., northern Czech Republic. *Geochemical Journal*, 51 (5), 423–437. doi:10.2343/geochemj.2.0469
- Jenicek, M., Seibert, J., and Staudinger, M., 2018. Modeling of future changes in seasonal snowpack and impacts on summer low flows in alpine catchments. *Water Resources Research*, 54 (1), 538–556. doi:10.1002/2017WR021648
- Jia, Z., Wang, Z., and Wang, H., 2019. Characteristics of dew formation in the semi-arid loess plateau of Central Shaanxi province, China. *Water*, 11 (1), 126. doi:10.3390/w11010126
- Jimenez Rodriguez, C.D., 2020. Evaporation partitioning of forest stands: The role of forest structure. PhD Thesis, TU Delft.
- Kampf, S.K., et al., 2020. The case for an open water balance: re-envisioning network design and data analysis for a complex, uncertain world. *Water Resources Research*, 56 (6), e2019WR026699. doi:10.1029/2019WR026699
- Kirchner, J.W., 2009. Catchments as simple dynamical systems: catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45 (2), W02429. doi:10.1029/2008WR006912
- Klapste, J., Lecoy, J., and Del Rosario Garcia-Gil, M., 2020. Drought stress adaptation in norway spruce and related genomics work. *The Spruce Genome*, 129–153. doi:10.1007/978-3-030-21001-4\_9
- Klemm, O., et al., 2002. A climatology of leaf surface wetness. *Theoretical and Applied Climatology*, 71 (1–2), 107–117. doi:10.1007/s704-002-8211-5
- Langensiepen, M., et al., 2009. Quantifying the uncertainties of transpiration calculations with the Penman–Monteith equation under different climate and optimum water supply conditions. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149 (6–7), 1063–1072. doi:10.1016/j.agrformet.2009.01.001
- Liu, S., 1997. A new model for the prediction of rainfall interception in forest canopies. *Ecological Modelling*, 99 (2–3), 151–159. doi:10.1016/S0304-3800(97)01948-0
- Luttschwager, D. and Jochheim, H., 2020. Drought primarily reduces canopy transpiration of exposed beech trees and decreases the share of water uptake from deeper soil layers. *Forests*, 11 (5), 537. doi:10.3390/f11050537
- McDonnell, J.J., et al., 1996. New method developed for studying flow in hillslopes. *Eos*, 77 (47), 465–472. doi:10.1029/96EO00306
- McGloin, R., et al., 2019. Available energy partitioning during drought at two Norway spruce forest and a European beech forest in Central Europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124 (7), 3726–3742. doi:10.1029/2018JD029490
- Merio, L.-J., et al., 2019. Snow to precipitation ratio controls catchment storage and summer flows in boreal headwater catchments. *Water Resources Research*, 55 (5), 4096–4109. doi:10.1029/2018WR023031
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. *Symposia Society Experimental Biology*, 19, 205–234.
- Monteith, J.L., 1981. Evaporation and surface temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 107 (451), 1–27. doi:10.1002/qj.49710745102
- Nagel, J., 2005. TreeGrOSS eine Java basierte Softwarekomponente zur Waldwachstumsmodellierung für Forschung. Lehre und Praxis. Deutscher Verband Forstlicher Forschungsanstalten - Sektion Forstliche Biometrie und Informatik, 15. Tagung Freiburg 9.-10. Oktober 2003, 33–37.
- Nagel, J. and Schmidt, M., 2006. The silvicultural decision support system BWINPro. In: H. Hasenauer, ed. *Sustainable Forest Management – Growth Models for Europe*. Heidelberg: Springer, 59–63.
- NASA, 2010. *Measurement uncertainty analysis principles and methods. NASA measurement quality assurance handbook - Annex 3*. Washington, DC: NASA.
- Netherer, S., et al., 2015. Do water-limiting conditions predispose Norway spruce to bark beetle attack? *New Phytologist*, 205 (3), 1128–1141. doi:10.1111/nph.13166
- Neukum, C. and Azzam, R., 2012. Impact of climate change on groundwater recharge in a small catchment in the Black Forest, Germany. *Hydrogeology Journal*, 20 (3), 547–560. doi:10.1007/s10040-011-0827-x
- Penman, H.L., 1948. Neutral evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, 193, 120–146. doi:10.1098/rspa.1948.0037
- Peters, E., et al., 2006. Propagation and spatial distribution of drought in a groundwater catchment. *Journal of Hydrology*, 321 (1–4), 257–275. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.08.004
- Peters, R.L., et al., 2019. Contrasting stomatal sensitivity to temperature and soil drought in mature alpine conifers. *Plant, Cell & Environment*, 42 (5), 1674–1689. doi:10.1111/pce.13500
- Pinol, J., Avila, A., and Escarré, A., 1999. Water balance in catchments. In: F. Rodà, et al., eds. *Ecology of mediterranean evergreen oak forests. Ecological studies*. Berlin, Heidelberg: Springer, 137. doi:10.1007/978-3-642-58618-7\_19
- Pollock, M.D., et al., 2018. Quantifying and mitigating wind-induced undercatch in rainfall measurements. *Water Resources Research*, 54 (6), 3863–3875. doi:10.1029/2017WR022421
- Reinhardt, K. and Smith, W.K., 2008. Impacts of cloud immersion on microclimate, photosynthesis and water relations of Abies fraseri (Pursh.) Poir in a temperate mountain cloud forest. *Oecologia*, 158 (2), 229–238. doi:10.1007/s00442-008-1128-5
- Ritter, A., Regalado, C.M., and Aschan, G., 2009. Fog reduces transpiration in tree species of the Canarian relict health-laurel cloud forest (Garajonay National Park, Spain). *Tree Physiology*, 29 (4), 517–528. doi:10.1093/treephys/tpn043
- Rosner, S., et al., 2016. Novel hydraulic vulnerability proxies for a boreal conifer species reveal that opportunists may have lower survival prospects under extreme climatic events. *Frontiers in Plant Science*, 7 (831). doi:10.3389/fpls.2016.00831
- Sanda, M. and Cislérova, M., 2009. Transforming hydrographs in the hillslope subsurface. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 57 (4), 264–275. doi:10.2478/v10098-009-0023-z
- Sanda, M., et al., 2014. Run-off formation in a humid, temperate headwater catchment using a combined hydrological, hydrochemical and isotopic approach (Jizera Mountains, Czech Republic). *Hydrological Processes*, 28 (8), 3217–3229. doi:10.1002/hyp.9847
- Sayama, T., et al., 2011. How much water can a watershed store? *Hydrological Processes*, 25 (25), 3899–3908. doi:10.1002/hyp.8288
- Sevruk, B., 1996. Adjustment of tipping-bucket precipitation gauge measurements. *Atmospheric Resources*, 42 (1–4), 237–246. doi:10.1016/0169-8095(95)00066-6
- Shen, J., 1981. Discharge characteristics of triangular-notch thin-plate weirs. Studies of flow of water over weirs and dams. *Geological Survey water-supply paper*, 1617–B. doi:10.3133/wsp1617B
- Staudinger, M., et al., 2017. Catchment water storage variation with elevation. *Hydrological Processes*, 31 (11), 2000–2015. doi:10.1002/hyp.11158
- Stenberg, P., et al., 1999. Shoot structure, canopy openness, and light interception in Norway spruce. *Plant, Cell & Environment*, 22 (9), 1133–1142. doi:10.1046/j.1365-3040.1999.00484.x

- Steudle, E. and Peterson, C.A., 1998. How does water get through roots? *Journal of Experimental Botany*, 49 (322), 775–788. doi:10.1093/jxb/49.322.775
- Tacheci, P., 2002. Hydrological regime of small mountainous catchment and assessment of vegetation change effect. PhD Thesis. Czech Technical University in Prague. (In Czech)
- Tetzlaff, D., Malcolm, I., and Soulsby, C., 2007. Influence of forestry, environmental change and climatic variability on the hydrology, hydrochemistry and residence times of upland catchments. *Journal of Hydrology*, 346 (3–4), 93–111. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.08.016
- Teuling, A.J., et al., 2010. Catchments as simple dynamical systems: experience from a Swiss pre-alpine catchment. *Water Resources Research*, 46 (10), W10502. doi:10.1029/2009WR008777
- Ting, K.M., 2011. Confusion Matrix. In: C. Sammut and G.I. Webb, eds. *Encyclopedia of Machine Learning*. Boston, MA: Springer, 209. doi:10.1007/978-0-387-30164-8\_157
- Tobin, B., et al., 2006. Assessment of allometric algorithms for estimating leaf biomass, leaf area index and litter fall in different-aged Sitka spruce forest. *Forestry*, 79 (4), 444–464. doi:10.1093/forestry/cpl030
- Troch, P.A., et al., 2009. Climate and vegetation water use efficiency at catchment scales. *Hydrological Processes*, 23 (16), 2409–2414. doi:10.1002/hyp.7358
- USDA, 2001. *Water measurement manual*. US Department of the interior, Bureau of reclamation. Washington, DC: United States Department of Agriculture.
- van Loon, A.F., et al., 2010. Understanding hydrological winter drought in Europe. Global change: facing risks and threats to water resources. Proc. of the Sixth World FRIEND Conference, Fez, Morocco, October 2010). IAHS Publ. 340.
- Venturas, M.D., Sperry, J.S., and Hacke, U.G., 2017. Plant xylem hydraulics: what we understand, current research, and future challenges. *J. Integrative Plant Biology*, 59 (6), 356–389. doi:10.1111/jipb.12534
- Vogel, T., et al., 2016. Mesoscopic aspects of root water uptake modeling: hydraulic resistances and root geometry interpretations in plant transpiration analysis. *Advances in Water Resources*, 88, 86–96. doi:10.1016/j.advwatres.2015.12.006
- Vogel, T., et al., 2017. A simple representation of plant water storage effects in coupled soil water flow and transpiration stream modeling. *Vadose Zone Journal: VZJ*, 16 (5). doi:10.2136/vzj2016.12.0128
- Vose, J.M., et al., 2011. Forest ecohydrological research in the 21st century: what are the critical needs? *Ecohydrology*, 4 (2), 146–158. doi:10.1002/eco.193
- Wang, G.X., Liu, G.S., and Li, C.J., 2012. Effects of changes in alpine grassland vegetation cover on hillslope hydrological processes in a permafrost watershed. *Journal of Hydrology*, 444, 22–33. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.03.033
- Wentworth, G.R., et al., 2016. The role of dew as a night-time reservoir and morning source for atmospheric ammonia. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16 (11), 7435–7449. doi:10.5194/acp-16-7435-2016
- Wiekernkamp, I., et al., 2016. Changes in measured spatiotemporal patterns of hydrological response after partial deforestation in a headwater catchment. *Journal of Hydrology*, 542 (1–2), 648–661. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.09.037
- WMO, 2008. *Chapter 6, Measurement of Precipitation, Part I. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, WMO-No. 8, Seventh*. Geneva, Switzerland: WMO.
- Yao, H., et al., 2018. Comparison of five snow water equivalent estimation methods across categories. *Hydrological Processes*, 32 (12), 1897–1908. doi:10.1002/hyp.13129
- Zang, C., et al., 2014. Patterns of drought tolerance in major European temperate forest trees: climatic drivers and levels of variability. *Global Change Biology*, 20 (12), 3767–3779. doi:10.1111/gcb.12637
- Zehe, E., et al., 2010. Plot and field scale soil moisture dynamics and subsurface wetness control on runoff generation in a headwater in the ore mountains. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14 (6), 873–889. doi:10.5194/hess-14-873-2010
- Zhang, L., Dawes, W.R., and Walker, G.R., 2000. Response of mean annual ET to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, 37 (3), 701–708. doi:10.1029/2000WR900325
- Zhang, Q., et al., 2015. Characteristics of dew formation and distribution, and its contribution to the surface water budget in a semi-arid region in China. *Boundary-Layer Meteorology*, 154 (2), 317–331. doi:10.1007/s10546-014-9971-x