



ČESKÉ VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V PRAZE

Fakulta stavební

Katedra hydrauliky a hydrologie

**Environmentální dopady horizontálních srážek z mlhy a nízké oblačnosti
v horském povodí v podmínkách kyselé atmosférické depozice**

**Environmental impacts of fog precipitation in a mountain catchment
under conditions of acid atmospheric deposition**

DISERTAČNÍ PRÁCE

Ing. Ladislav Palán

Doktorský studijní program: Stavební inženýrství

Studijní obor: Vodní hospodářství a vodní stavby

Školitel: doc. Ing. Josef Křeček, CSc

Praha, 2019



Environmentální dopady horizontálních srážek z mlhy a nízké oblačnosti v horském povodí v podmínkách kyselé atmosférické depozice

Environmental impacts of fog precipitation in a mountain catchment under conditions of acid atmospheric deposition

DISERTAČNÍ PRÁCE

Ing. Ladislav Palán

Katedra hydrauliky a hydrologie,
Fakulta stavební,
České vysoké učení technické v Praze.

Doktorský studijní program: Stavební inženýrství
Studijní obor: Vodní hospodářství a vodní stavby

Praha, 2019

Školitel:

doc. Ing. Josef Křeček, CSc
Katedra hydrauliky a hydrologie
Fakulta stavební
České vysoké učení technické v Praze
Thákurova 7
166 29 Prague 6
Czech Republic

Copyright © 2019 Ing. Ladislav Palán

Prohlášení

Jméno doktoranda: Ladislav Palán

Název disertační práce: Environmentální dopady horizontálních srážek z mlhy a nízké oblačnosti v horském povodí v podmínkách kyselé atmosférické depozice

Prohlašuji, že jsem uvedenou disertační práci vypracoval samostatně pod vedením školitele doc. Ing. Josefa Křečka, CSc.

Použitou literaturu a další materiály uvádím v seznamu použité literatury.

Disertační práce vznikla v souvislosti s řešením projektů:

- Mountain Waters of Bohemia (Earthwatch Institute)
- The integrated impact of climate change, air quality, and forest management on water ecosystem in headwater catchments (GAČR 526-09-0567 – CLIMHEAD)
- Ekologický průtok v horském povodí (SGS14/128/OHK1/2T/11)
- Vliv hydrologických extrémů na kvalitu vody a oživení horských toků v podmínkách acidifikace (SGS16/140/OHK1/2T/1)
- Bioindikace změn vodního režimu zalesněného horského povodí (SGS18/120/OHK1/2T/11)

-
- Climate – smart forestry in mountain regions (COST Action CA15226)
 - Ekosystémové služby horských lesů a povodí vodárenských nádrží v podmínkách kyselé atmosférické depozice a změny klimatu (INTER-EXCELLENCE: INTER-COST LTC 17006)

V Praze

Abstrakt

Horizontální atmosférické srážky z mlhy a nízké oblačnosti jsou významnou součástí úhrnů atmosférických srážek a vodní bilance horských povodí. V prostředí zatíženém významnými zdroji atmosférických emisí (zejména oxidy síry a dusíku) může docházet ke zvyšování kyselé atmosférické depozice a jejich environmentálních dopadů právě prostřednictvím působení horizontálních srážek, které v běžné lesnické a vodohospodářské praxi nejsou respektovány. V oblasti Jizerských hor dochází po řadu let k acidifikaci terestriálních a vodních ekosystémů vlivem kyselé atmosférické zátěže, zhoršování kvality vody ve vodárenských nádržích a zvyšování nákladů na úpravu pitné vody. Byly zde pozorovány extrémně nízké hodnoty pH vodního prostředí, které vedou ke snížení obsahu vápníku a hořčíku (tvrdosti vody) a uvolňování toxických forem hliníku. Tyto změny v kvalitě vodního prostředí adekvátně zvyšují i zdravotní rizika půdně-vegetačního komplexu povodí i zdraví obyvatelstva v přilehlých aglomeracích. Dominantním typem porostu v Jizerských horách je smrk ztepilý (*Picea abies*), který byl s imisní kalamitou nahrazován společenstvím *Junco-Calamagrostietum villosae* s fragmentovanými porosty smrku a dominancí travních druhů (zejména *calamagrostis* sp.). Výzkum zaměřený na výskyt a kvantifikaci horizontálních srážek byl realizován v experimentálním povodí Sklářského potoka (Jizerka, J-1) a v povodích vodárenských nádrží Souš (S) a Josefův Důl (JD). V těchto zájmových povodích byl vegetační porost kategorizován a stanoveny hodnoty indexu listové plochy (LAI) jednak pomocí pozemního šetření a jednak pomocí nepřímých metod. Pro rekonstrukci historického stavu porostu byla použita data mise Landsat. Detailní pozorování horizontálních srážek probíhalo v období 2010-2012 a 2015-2017 pomocí kombinovaného sledování podkorunových srážek (na monitorovacích plochách 30x30 m) a observace okapu mlžné vody na 12 pasivních kolektorech v transektu povodí J-1 (rozsahu nadmořské výšky 862-994 m). Cílem této práce je (i) detekce intervalu nadmořské výšky s významným výskytem horizontálních srážek v zájmových povodích Jizerských hor, (ii) analýza listové

plochy porostů, (iii) analýza úhrnu horizontálních srážek při specifických podmínkách fragmentovaných lesních porostů (včetně vlivů okraje lesa), (iv) porovnání výsledků různých metodických přístupů pro stanovení úhrnů horizontálních srážek na ploše povodí a (v) kvantifikace velikosti úhrnu horizontálních srážek v závislosti na lesní skladbě (pro historický stav a scénáře lesnických hospodářských zásahů). Byl stanoven úhrn horizontálních srážek na jednotlivých stanovištích a odvozen průměrný roční úhrn v rámci experimentálního povodí. Pro účely demonstrace efektu porostu na úhrny horizontálních srážek byla v rámci experimentálního povodí rekonstruována historická depozice vody formou horizontálních srážek a depozice forem síry a dusíku. Pro povodí JD a S byly diskutovány možné scénáře vegetačního pokryvu (A - plné znovuzalesnění smrkem ztepilým, B - zóny respektující sklony svahu, ochranu vodních toků a místa s negativním efektem horizontálních srážek), pro něž byla modelována depozice horizontálních srážek, dusíku a síry. Bylo prokázáno, že úhrn horizontálních srážek roste s nadmořskou výškou a vegetačním povrchem. V oblasti Jizerských hor depozice vody z mlhy a nízké oblačnosti snižuje intercepční ztrátu smrkového porostu v nadmořských výškách nad 700 m, významně pak až od 900 m výše. Stanovené úhrny horizontálních srážek v zájmových povodích tvoří 6 až 8 % srážek evidovaných na "volné ploše". Byla potvrzena statisticky významná shoda mezi metodami bilance podkorunových srážek a aplikace Slinnova depozičního modelu. Bylo pozorováno pouze statisticky nevýznamné navýšení úhrnu horizontálních srážek v podmínkách okraje lesa (do 10 %). Dlouhodobá pozorování srážko-odtokového vztahu v experimentálním povodí J-1 potvrdilo významný vliv smýcení dospělého smrkového porostu na snížení acidifikace povrchových vod (zlepšení kvality vodního prostředí včetně jeho oživení), proto revize současných lesnických postupů a zejména změna struktury lesa může vést k pozitivnímu ovlivnění kyselé atmosférické depozice a kvality povrchových vod v zájmových horských povodích.

Klíčová slova:

Jizerské hory, vodní bilance horského povodí, intercepce porostu, horizontální atmosférické srážky, kyselá atmosférická depozice, fragmentovaný lesní porost, index listové plochy, lesní hospodářství.

Abstract

Fog precipitation is a significant part of the atmospheric precipitation and water balance of mountain watersheds. In an environment affected by significant sources of atmospheric emissions (especially sulphur and nitrogen), acid atmospheric deposition and its environmental impacts can be increased by the effect of fog precipitation that is not respected in forestry and water management practices. In the Jizera Mountains, acidification of the terrestrial and aquatic ecosystem has been happening for many years due to acid atmospheric loads that led to a deterioration of water quality in water reservoirs and increasing drinking water treatment costs. Extremely low pH values of the aquatic environment leading to a decrease in calcium and magnesium (water hardness) and the release of toxic aluminium forms have been observed in the Jizera Mountains. These changes in the quality of the aquatic environment increase the health hazards of the soil-vegetation complex of the river basin and the health of the population in adjacent agglomerations. The dominating type of stand in the Jizera Mountains is spruce (*Picea abies*) that has been replaced with the immission calamity by the community *Junco-Calamagrostietum villosae* with fragmented spruce stands and the dominance of grass species (especially *calamagrostis sp.*). The research focusing on an occurrence and a quantification of fog precipitation was carried out in the experimental catchment Sklářský potok (Jizerka, J-1) and in the catchments of the drinking water reservoirs Souš (S) and Josefův Důl (JD). The vegetation was categorized and the leaf area index (LAI) was determined using ground research and indirect methods in the investigated catchments. Historical status of the vegetation was determined using Landsat data. A detailed observation of fog precipitation was performed during the periods 2010-2012 and 2015-2017 by combining observation precipitation under canopy (on plots of 30x30 meters) with the observation of fog drip using 12 passive fog collectors in a transect in the catchments J-1 (in a range of elevation 862-994 m a.s.l.). The aim of this study is (i) to detect the altitude interval of a significant occurrence of

fog precipitation in the investigated catchments of the Jizera Mountains, (ii) to analyze the leaf area index, (iii) to analyze quantity of fog precipitation under specific conditions of fragmented forest stands (including forest edge effects), (iv) to compare different methodological approaches for determining the amount of fog precipitation, and (v) investigation of a relation the fog precipitation amount and a forest composition (for historical status and scenarios of forest management). The amount of fog precipitation was determined at the individual sites and the average annual amount of fog precipitation in the experimental catchment was derived. For demonstrating the effect of vegetation, the historical deposition of fog water, sulphur and nitrogen were reconstructed in the experimental catchment. For the JD and S catchments, possible scenarios of the vegetation cover (A - full reforestation with spruce, B - zones respecting slope, protection of watercourses and stands of a negative effect of fog precipitation) were shown and the deposition of fog precipitation, nitrogen and sulfur was modelled. It has been shown that the amount of fog precipitation increases with altitude and vegetation. In the Jizera Mountains area, the fog drip reduces interception losses of spruce stands at altitudes above 700 m, but significantly above 900 m a.s.l. The amount of fog drip in investigated catchments varied from 6 to 8% of the open field precipitation. A statistically significant consistency between the under-canopy water balance method and the application of Slinn's deposition model has been confirmed. Only a statistically insignificant increase in the amount of fog drip in the forest edge (up to 10%) was observed. Long-term observation of the precipitation-runoff relationship in the J-1 experimental catchment confirmed the significant effect of a spruce harvesting on the reduction of acidification of surface waters (improving the quality of the aquatic environment including its recovery). Therefore, revision of current forestry practices and especially a forest structure change, can lead to a positive effect on acid atmospheric deposition and surface water quality in the investigated mountain catchments.

Keywords:

Jizera Mountains, water balance of mountain watershed, interception, fog precipitation, acid atmospheric deposition, fragmented forest stand, leaf area index, forest management.

Poděkování

Chtěl bych poděkovat svému školiteli doc. Ing. Josefu Křečkovi, CSc., že mi umožnil se věnovat právě tomuto výzkumu a že mi byl stálým zdrojem nejen odborných rad.

Na podpoře této výzkumné činnosti se podílely instituce:

- České vysoké učení technické v Praze
Projekty: SGS14/128/OHK1/2T/11,
SGS16/140/OHK1/2T/11 a SGS18/120/OHK1/2T/11
- Ministerstvo školství, mládeže a tělovýchovy ČR
Projekt: INTER-EXCELLENCE – INTER-COST LTC 17006
- Earthwatch institute (Boston, MA – USA)
Projekt: Mountain Waters of Bohemia
- Grantová agentura ČR
Projekt: GAČR 526-09-0567 - CLIMHEAD
- European Cooperation in Science and Technology
Projekt: COST action CA15226

Na tomto místě bych rád poděkoval rovněž i mé rodině a přátelům za jejich podporu během celé doby mého studia.

Obsah

Úvod	1
1 Stručný přehled problematiky	3
1.1 Definice horizontálních srážek	3
1.2 Vodní bilance	4
1.3 Vliv výskytu mlhy na snižování intercepční ztráty	5
1.4 Podmínky kyselé atmosférické depozice	6
1.5 Faktory výskytu horizontálních srážek	8
1.5.1 Nadmořská výška	8
1.5.2 Vegetace a listová plocha	9
1.5.3 Okraje a střed porostu	9
1.6 Metody stanovení depozice z mlhy	10
1.7 Přístrojové vybavení a jeho užití	11
1.7.1 Spektrometrické měření kapek a měření viditelnosti	12
1.7.2 Kolektory mlhy	12
2 Východiska a cíle práce	15
2.1 Vegetační povrch	15
2.2 Stanovení depozice v obnovujícím se porostu horského povodí	16
2.3 Využití území	17
2.4 Srovnání lokalit	18
2.5 Shrnutí a cíle	19
3 Experiment	21
3.1 Úvod	21
3.2 Metodika, výsledky a diskuse	22
3.2.1 Lokalita	22
3.2.2 Analýza vegetačního povrchu	22
3.2.3 Pozorování a analýza horizontálních srážek	35

3.2.4	Vliv lesní skladby na vývoj kvality povrchových vod v podmínkách acidifikace	64
Závěr		89
Literatura		93
Publikace autora		101

Úvod

Atmosférické srážky jsou složkou vodní bilance, a přestože nedílnou součástí těchto srážek jsou i srážky horizontální, jejich význam stále není patřičně doceněn. Výzkum horizontálních srážek probíhá celosvětově již od počátku druhé poloviny 20. století. Bylo prokázáno, že prostřednictvím horizontálních srážek je deponováno minimálně stejné množství kyselé atmosférické depozice jako prostřednictvím srážek vertikálních. V běžném lesním hospodářství ovšem nejsou environmentální dopady horizontálních srážek příliš uvažovány navzdory faktu, že v prostředí silně zatíženým emisními zdroji může velikost mlžné kyselé depozice dokonce dominovat. Nejen v literatuře se mluví hlavně o tzv. kyselých deštích, ale v takovýchto lokalitách by se mělo hovořit i o kyselých mlhách nebo horizontálních srážkách.

Přestože v některých regionech světa jsou horizontální srážky co do množství naprosto klíčové, ve střeoevropských podmínkách je velikost jejich úhrnu v celkovém množství atmosférických srážek malá. Z hlediska vláhové bilance vegetace, zejména v suchých obdobích roku, by ale horizontální srážky neměly být zanedbávány. V relativně malém množství vody je deponováno stejné množství kyselých látek jako ve srážkách vertikálních. Vegetace je tak stresována extrémně kyselými roztoky z horizontálních srážek. Vzhledem k tomu, že se úhrny srážek z mlhy běžně nedetekují, tyto srážky pak představují značnou nejistotu v množství celkového zatížení povodí polutanty. Ačkoli se v posledních desetiletích situace poněkud stabilizovala z pohledu emisí síry, která byla významným původcem acidifikace, rostoucí příspěvek ke kyselosti srážek lze zaznamenat u emisí oxidu dusíku.

Zájmová povodí, kterými se zabývá tato práce, se nachází v Jizerských horách v oblasti silně zasažené acidifikací. V této oblasti se nachází vodárenské nádrže sloužící jako zdroj pitné vody. Acidifikace, nejen prostřednictvím horizontálních srážek, snižuje pH, snižuje obsah vápníku a hořčíku a uvolňuje do vody z půdy toxický hliník. Změna kvality vody v povodí ovlivňuje kvalitu a zdraví porostu, ohrožuje vodní ekosystémy,

ale projevuje se nejen lokálně, ale i ekonomicky, kdy jsou nutné vyšší investice do úpravy pitné vody.

Vzhledem k environmentálnímu vlivu horizontálních srážek může být jejich vliv kontrolován změnou využití území a změnou postupů lesního hospodářství v povodí. Studium vlivu různých druhů vegetace na vstup horizontálních srážek do povodí může sloužit jako podklad pro změnu skladby lesního porostu i s ohledem na kvalitu vody v povodí. Proces tvorby a velikost skutečných environmentálních dopadů horizontálních srážek je velmi závislý na lokálních podmínkách, zejména klimatických, morfologických a vegetačních. Znalost procesu v jedné lokalitě nelze snadno zobecnit a aplikovat v lokalitě jiné, což je pravděpodobně jeden z důvodů, proč jsou horizontální srážky z hlediska environmentálních dopadů stále zanedbávány. Proto jen detailní výzkum v dostatečném množství jednotlivých lokalit může napomoci porozumění procesům tvorby horizontálních srážek natolik, aby se bylo možné pokusit kvantifikovat jejich úhrn obecně, včetně zatížení povodích kyselou depozicí.

Stav lesního porostu v zájmových povodích Jizerských hor je velmi specifický. Plošný úhyn lesa a jeho vytěžení v 80. letech 20. století, problémy se znovuzalesněním, vznik fragmentovaného porostu a intenzivní výskyt travních společenství vytvořili specifickou lokalitu, kde lze studovat horizontální srážky v širokém spektru podmínek.

Cílem disertační práce bude přispět k porozumění environmentálních dopadů horizontálních atmosférických srážek v horském povodí v podmínkách kyselé atmosférické depozice. Na základě detailního dlouhodobého pozorování bude stanovena velikost depozice horizontálních srážek různými metodami na ploše zájmových povodí – včetně odhadu historických úhrnů za předchozího stavu vegetace a odhadu kyselé depozice prostřednictvím horizontálních srážek z mlhy a nízké oblačnosti. Vliv vegetační skladby na velikost kyselé depozice bude demonstrován prostřednictvím různých vegetačních scénářů. Proces tvorby horizontálních srážek v daných podmínkách Jizerských hor bude uvažovat vliv okrajů porostu a může sloužit pro případné budoucí porovnání s dalšími lokalitami.

Stručný přehled problematiky

1.1 Definice horizontálních srážek

Srážky jsou výsledkem kondenzace nebo sublimace vodních par v ovzduší nebo na povrchu předmětů a rostlin. Vyskytují se ve formě kapalné (déšť, mrholení, mlha, rosa) a pevné (sníh, kroupy, námraza, jinovatka), Munzar (1989). Horizontální srážky jsou hlavně turbulentní proces, kterým jsou mlžné kapky usazovány na vegetační povrch (Hildebrandt a Eltahir 2008). Mezi horizontální srážky se řadí mlha, námraza, rosa, jíní, ledovka a jinovatka (Munzar 1989). Obecně je voda pocházející okapem z mlhy nebo nízké oblačnosti důležitým vstupem vody do povodí, který není registrován standardní srážkoměrnou sítí. V tradičním srážkoměru se horizontální srážky objevují v blíže nespecifikovatelných a nepředvídatelných objemech (Prošková a Hůnová 2006), proto je lze jen těžko uvažovat v bilančních výpočtech.

Horizontální srážky se v českém a slovenském prostředí označují jako srážky usazené, ovšem jak uvádí Bednář (1989), tento pojem patří k československým terminologickým specifikům a obecně se v mezinárodní terminologii nepoužívá. Na druhou stranu, rozlišování horizontálních srážek není v literatuře jednotné. Například Brechtel (1990) dělí horizontální srážky na „deposited“ (rosa, jíní a jinovatka) a „collected“ (mlha, oblačná voda a námraza), Bednář (2003) rozděluje horizontální srážky na kapalné a tuhé. Další autoři zase nepokládají za horizontální srážku ledovku, neboť ta se tvoří mrznutím kapek deště či mrholení na zemském povrchu a předmětech (Tesař et al. 2005). Rozdělování horizontálních srážek na jednotlivé druhy je užitečné hlavně kvůli jejich studiu, celkový úhrn těchto srážek je ale dán jako celková suma z kondenzované vody. V případě, že zadržaná voda na povrchu vegetace a země překročí intercepční kapacitu, voda odkapává na půdu propadem mezi vegetací nebo stokem po kmenech stromů, tento jev je pak známý jako horizontální srážky (Dawson 1998), v angličtině *horizontal precipitation*, *fog precipitation* nebo okrajově *occult precipitation*.

Hlavní činitelé kondenzace vody z mlhy jsou: teplota a vlhkost vzduchu a z nich vycházející teplota rosného bodu, rychlost větru, kapalný obsah vody v mlze, velikost kapek a vlastnosti předmětu, na které se usazují (Bruijnzeel et al. 2006). Předpokladem pro kondenzaci vody z mlhy je stav, kdy se teplota styčného povrchu přiblíží teplotě rosného bodu. Podmínkou kondenzace či desublimace vodní páry je přítomnost hygroskopických částic v atmosféře, tzv. kondenzačních jader. Nejúčinnější kondenzační jádra jsou buď částičky hygroskopických látek, nebo ionty.

Mlha je atmosférický aerosol sestávající se z velmi malých vodních kapiček (nebo vzácně drobných ledových krystalků) rozptýlených ve vzduchu, které snižují horizontální viditelnost pod 1 km. Mlha vzniká, jestliže teplota vzduchu poklesne pod teplotu rosného bodu, nebo se mu při dostatečném výskytu kondenzačních jader přiblíží (Parker 2003). Viditelnost v mlze je závislá na velikosti částic tvořící mlhu a obsahu vody – tedy množství kondenzované vody na jednotku objemu, nebo také kapalný obsah vody v mlze (LWC – liquid water content). Poloměr kapek v mlze může být 1–60 μm . Obsah vody v mlze obvykle nepřesahuje 0,05–0,1 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, ale ojediněle u velmi silných mlh může dosáhnout 1–1,5 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ (Prokhorov, A. M. 1979).

1.2 Vodní bilance

Vodní bilancí obecně rozumíme porovnání přírůstků, úbytků a změnu zásob vody v daném území za časový interval. Porovnáváme tedy množství spadlých srážek s výparem a odtokem vody. Množství srážek spadlých na povodí se skládá ze srážek vertikálních a horizontálních. Běžně se vychází z měřených dat získaných klasickými srážkoměry, kde jsou horizontální srážky zachytávány v zanedbatelném a blíže nezjistitelném množství. Snadno pak může docházet k podhodnocení celkového úhrnu srážek. Hadaš (2007) upozorňuje, že doposud také není uspokojivě vyřešen význam horizontálních srážek ve vláhové bilanci rostlin.

V České republice byly dosud horizontální srážky sledovány v horských a podhorských oblastech Šumavy, Krkonoš, Jizerských hor a Krušných hor (Tesař et al. 1995, 2004, 2005, Bridges et al. 2002), v německých Krušných horách (Zimmermann a Zimmermann 2002, Lange et al. 2003), v Orlických horách (Krečmer et al. 1979), na jižní Moravě v oblasti Rájec-Němčice (Hadaš 2007). V Českých podmínkách byl určen úhrn horizontálních srážek pro oblast Šumavy, Jizerských hor, Krkonoš, Krušných hor a Orlických hor od 10 do 20 % úhrnu srážek volné plochy. Stejný rozsah hodnot byl reportován pro blízká pohoří v Německu – Fichtelgebirge (Verhoeven et al. 1987, Wrzesinsky a Klemm 2000) a Kleiner Feldberg (Pahl et al. 1994).

Ze světových studií lze uvést výzkumy: v oblasti Great Dun Fell v Anglii (Pahl et al. 1997), Vosges Montains ve Francii (Herckes et al. 2001), kde byl úhrn stanoven jako zanedbatelný. Naopak v Dhofaru v Ománu

Hildebrandt a Eltahir (2008) naměřili pětinasobný úhrn horizontálních srážek ve srovnání se srážkami vertikálními. V pohoří Tanzawa v Japonsku Igawa et al. (2002) určil dvojnásobný poměr. V semi-aridních pobřežních oblastech Saudské Arábie (Katata et al. 2010), v sekvojových a pobřežních lesích v Kalifornii (Dawson 1998, Avila et al. 2000), v subalpínských jehličnatých lesech severovýchodu USA (Lovett 1984, Lovett a Reiners 1986) nebo v pohoří Sierra de las Minas ve východní Guatemale (Holder 2003) úhrn horizontálních srážek dosahuje 19-46 % srážek volné plochy.

Horizontální srážky z mlhy a nízké oblačnosti ve formě odkapávané vody jsou absorbovány kořenovým systémem a mohou přispívat k odtoku – přímo nebo nepřímo (geneze horizontálních srážek na povrchu vegetace sycením intercepční kapacity snižuje intercepční ztrátu). Dokonce studie, které používaly stabilní izotopové stopovače, prokázaly, že horizontální srážky mohou být zdrojem obnovy zásob podzemní vody (Scholl et al. 2002). Proto je tento vliv nutné sledovat v oblastech ohrožených zvýšenou acidifikací.

Studie horizontálních srážek naznačují, že jejich úhrn může ve velmi suchých oblastech několikrát převýšit úhrn dešťových srážek a horizontální srážky mohou být významným zdrojem vody. Obzvláště pokud při běžné srážkové události spadne většina ročního průměru (Katata et al. 2010), kdy většina vody okamžitě odteče, a nemůže tak být zdrojem vláhy pro vegetaci. Na druhou stranu i výzkumy v oblastech na srážky bohatých pobřežních hřebenů západního pobřeží USA (severní Kalifornie a jižní Oregon) prokázaly, že značná část vody vstupující do těchto regionů pochází právě z mlhy (Dawson 1998).

I přes relativně nízký poměr úhrnu horizontálních srážek ke srážkám volné plochy v středoevropských podmínkách je třeba vliv horizontálních srážek započítávat z hlediska přesných bilančních výpočtů v jehličnatých porostech. Velikost jejich úhrnu je ale závislá na zájmové lokalitě a stavu porostu a stupni zalesnění a případných hospodářských opatřeních (Krečmer et al. 1979).

1.3 Vliv výskytu mlhy na snižování intercepční ztráty

Intercepce je jednou ze složek, se kterou je nutno počítat ve výpočtech vodní bilance zejména u lesních porostů, kdy je jedním z procesů, kterým je snižováno množství disponibilní vody v krajině. Intercepce je množství vody zadržené na lesním porostu, které nikdy nedopadne na povrch půdy a ani na ní nesteče (Shaw et al. 2011). Voda z mlhy v korunách stromů tak snižuje ztráty srážkové vody. Vodní částice mlhy se usazují na povrchu rostlin, který se nasýtí skropnou vodou, a umožní tak následný okap nevázané vody. Tím jsou zajištěny porostní srážky i v jinak bezsrážkových obdobích. Rovněž nasycením vegetačního povrchu

se usnadňuje průnik případných vertikálních srážek k půdě (Krečmer 1968).

Je-li naměřená hodnota srážek na povrchu půdy menší, než je množství srážek nad vegetací, mluvíme o intercepční ztrátě. Tato ztráta díky výskytu horizontálních srážek z mlhy může být významně umenšována. Pokud předcházelo srážkové události suché období a intercepce je záporná, lze usuzovat na dotaci z horizontálních srážek.

Intercepční proces lze rozdělit do několika fází (Krečmer et al. 1981): (1) Všechna srážková voda zachycená vegetací je spotřebována na smáčení záchytného povrchu až po hodnotu skropné kapacity korun; (2) sycení intercepční kapacity korun, část srážkové vody začíná odkapávat a stékat po kmeni a (3) nasycení intercepční kapacity, všechny srážky beze ztrát pronikají skrz korunovou vrstvu. Krečmer et al. (1981) uvažuje, že výskyt a kvalita mlhy je pravděpodobně jedním z určujících faktorů, proč dochází ke kolísání intercepční ztráty během roku. Maximální přebytky porostních srážek se objevují v měsících se značným výskytem počtu dní s mlhou, největší ztráty vody pak nastávají v měsících s minimálním výskytem dnů s mlhou. Platí ovšem, že mlhy radiační oproti frontálním mlhám mají mnohem menší kapalný obsah vody v mlze a tudíž nižší schopnost snižovat intercepční ztrátu (Shaw et al. 2011).

V běžných vodohospodářských bilančních výpočtech se vliv sycení intercepční kapacity vodou z mlhy neuvažuje. Důvodem je nedostatek přímých měření, nicméně jejich zanedbání vede ke zkreslení bilance vody v povodí (včetně odhadu evapotranspirace).

1.4 Podmínky kyselé atmosférické depozice

Atmosférická depozice je proces transportu látek v plynném, kapalném a tuhém skupenství na zemský povrch, jde o významný děj, při němž probíhá samočištění atmosféry. V případě horizontálních srážek působí polutanty buď jako kondenzační jádra, nebo se do vody dostávají až při následném smyvu z povrchu listů. Velikost depozice se vyjadřuje obvykle v jednotkách látkového toku, nejčastěji $kg.km^2.rok^{-1}$ (Elias et al. 1995).

Vlivem exhalací klesá pH srážkových vod až k hodnotám < 4 , zejména u podkorunových srážek smrků. Fišák (2004) uvádí, že smrkové porosty jsou schopny zachytit z ovzduší vyšší množství kyselých látek než lesy smíšené či listnaté. Některé druhy půd mají relativně velkou schopnost neutralizační kapacity, a zdrží tak účinek kyselých dešťů na povrchové vody (Fišák 2004). Vzhledem k vlivu zastoupení smrku ve vegetaci na depozici iontů síry došlo ke snížení koncentrací síranů v povrchových vodách následkem úhynu lesních porostů (Fišák 2004). Kromě sloučenin síry jsou hlavním zdrojem okyselení prostředí sloučeniny dusíku. Nadbytek dusíku vede k přílišnému okyselení prostředí, ve vodních ekosystémech snižuje kvalitu vody a vede k rozvoji eutrofizace vod. Zdroje NO_x a NH_4 se na rozdíl od SO_x špatně eliminují, protože nepochá-

zejí z jednoho bodového zdroje, jako jsou typicky uhelné elektrárny, ale z plošných zdrojů, jako je doprava nebo zemědělství (Schemenauer et al. 1995).

Samotnou depozici lze rozdělit na mokrou a suchou, v případě vysokých koncentrací látek podstatně snižujících pH se hovoří o depozici kyselé. Suchá depozice se děje usazováním tuhých částic z atmosféry a absorpcí plynných složek vegetací (Bednář 2003). Mokrú depozice se uskutečňuje pomocí vertikálních nebo horizontálních srážek. Přestože úhrn horizontálních srážek ve středoevropském regionu nepřevyšuje úhrn vertikálních srážek, kyselá depozice formou horizontálních srážek je podle Tesaře et al. (2004) významnější. Koncentrace iontů v mlžné vodě mohou být až o řád vyšší než u vertikálních srážek.

Prošková a Hůnová (2006) uvádí, že příčinu vyšších koncentrací polutantů v mlžné vodě lze hledat ve výskytu mlhy v blízkosti zemského povrchu, kde se nalézá většina emisních zdrojů. Pahl et al. (1997) uvádí vzdálenost od kondenzační základny oblaku - vyšší množství rozpuštěných látek lze nalézt s vyšší vzdáleností od základny. To implikuje rostoucí zatížení polutanty s rostoucí nadmořskou výškou. V případě existence uzavřených porostů lze podle Weatherse et al. (1995) očekávat, že stromy na okraji porostu zadrží 3-15 krát více iontů než stromy uvnitř uzavřeného porostu.

Nízké pH v povrchových tocích vlivem kyselých srážek způsobuje uvolňování toxického hliníku (Holen et al. 2013), což redukuje biotop ve vodních tocích a nádržích. Kromě negativního vlivu na povrchové vody působí horizontální srážky přímo i na vegetaci, a to daleko komplexněji a déle než srážky vertikální (Fišák 2004). Zimmermann a Zimmermann (2002) to odůvodňují faktem, že velmi nízké pH může poškodit epikulární vrstvy listů, obzvláště pokud odpařováním usazených srážek se stává roztok ještě kyselejší. Tesař et al. (2005) doplňuje, že negativní účinky kyselá depozice formou mlhy jsou pro lesní ekosystém ještě citelnější, protože voda po odkapání mlhy přechází přímo ke kořenovému systému. Pahl et al. (1994) pozoroval, že kapky mlžné vody se mohou na listu udržet až čtyřikrát déle. Igawa (2002) zase velký vliv spatřuje v tom, že voda z mlhy se může zachytávat i na spodní straně listu na rozdíl od vody vertikálních srážek. Lange et al. (2003) v některých vzorcích mlžné vody v německé části Krušných hor našel tak vysoké koncentrace kyselých látek, že překračovaly hodnoty limitní pro zdraví lesa. Přestože tyto koncentrace od 80. let klesly, stále jsou velmi významné a mnoho vzorků zůstává ve phytotoxickém rozsahu pH pod 3,5.

V regionech v podmínkách kyselá atmosférická depozice, zejména z antropogenních zdrojů, se může významně zhoršit kvalita vodního prostředí (Verhoeven et al. 1987, Igawa et al. 2003, Holen et al. 2013), nicméně většina autorů sice popisuje negativní efekt acidifikované vody z mlhy, ale snaží se ho pouze kvantifikovat. Návrhy na opatření či výzkum zkoumající vliv nápravných opatření na omezení negativního vlivu

horizontálních srážek dosud nebyl plně proveden. Například Lange et al. (2003) pouze navrhuje další sledování polutantů mlžnou depozicí za účelem ochrany lesů před poškozením kyselými roztoky z mlhy, ale už neuvádí konkrétní opatření. Na druhou stranu, Křeček a Hořická (2010) se zabývají možnostmi jiného využití území a hospodaření v povodí. Rovněž uvádějí scénáře dalšího okyselování povrchových vod a půdy, což by vedlo k omezení obsahu vápníku a hořčíku a znovu vyššímu obsahu hliníku.

Katata et al. (2010) zmiňuje, že pro další výzkum je třeba dokonalejších modelů, které budou verifikovány a budou využívat přesnějších dat s menšími nejistotami, což by mohlo vést k lepšímu pochopení vlivu budoucího využití území a klimatické změny na mlžné lesy. Bruijnzeel et al. (2006) upozorňuje, že kvůli globální změně klimatu mohou být v potenciálním ohrožení nově i lesy vyšších hřebenů kvůli zvedání základny mlžných oblaků.

Bruijnzeel et al. (2006) upozorňuje, že přestože v některých ekosystémech (sekvojové lesy v Kalifornii) porozumění významu horizontálních srážek vzrostlo, stále není mnoho známo o fyziologickém významu horizontálních srážek v dalších ekosystémech. V podmínkách střední Evropy je díky výzkumům v českých a německých pohořích (Krečmer et al. 1979, Elias et al. 1995, Pahl et al. 1997, Wrzesinsky a Klemm 2000, Tesař et al. 2005) o procesu tvorby horizontálních srážek známo mnoho, ale stále je třeba dalších výzkumů pro kvantifikaci jejich vlivu v konkrétních regionech kvůli rozdílnému druhu, stavu, stáří a rozložení porostu a rozdílným zdrojům emisí v ovzduší.

1.5 Faktory výskytu horizontálních srážek

Význam úhrnu horizontálních srážek z mlhy a nízké oblačnosti lze obecně posuzovat v závislosti na nadmořské výšce, druhu a množství vegetačního pokryvu v oblasti a dle sezóny.

1.5.1 Nadmořská výška

Na základě dlouhodobého pozorování uvádí Krečmer et al. (1968, 1979), že srážky z mlhy můžeme dle místních podmínek ve středoevropském regionu považovat za vodohospodářsky podstatné od nadmořské výšky 600 m až 1000 m. Pro klimatické podmínky střední Evropy Brechtel (1989) uvádí jako limitní nadmořskou výšku 700 m. Wrzesinsky a Klemm (2000) hovoří o významné roli horizontálních srážek z mlhy pro vodní bilanci na zalesněných plochách až od nadmořské výšky 800 m. V klimatických podmínkách nížin mírného pásma pokládá Krečmer et al. (1979) vliv mlhy a srážek z mlhy za menší, nicméně následný výzkum v lužních lesích na Moravě přisuzuje horizontálním srážkám rovněž nezanedbatelný podíl ve vláhové bilanci rostlin (Hadaš 2006). Frekvence výskytu

mlhy roste s nadmořskou výškou. Horské oblasti jsou mnohem více ovlivněny atmosférickou depozicí z mlhy než níže položená místa, obzvláště ve střední Evropě (Lange et al. 2003). Fojt a Krečmer (1979) vysvětlují, že na rozdíl od poloh nížinných se právě ve vyšších polohách spíše objeví podmínky pro výskyt vodných mlh, které jsou schopny se stát v rámci intercepčního procesu kladnou složkou porostní vodní bilance.

1.5.2 Vegetace a listová plocha

Fojt a Krečmer (1975) uvádí, že mimo nadmořské výšky je neméně důležitým parametrem tvorby horizontálních srážek vegetační pokryv. V hustých porostech lze očekávat vyšší úhrny než v řídkých a nejmenší úhrn horizontálních srážek v trávě na volné ploše. Kantor a Šach (2007) upozorňují, že zvláštní zřetel je třeba brát nejen na hustotu zakmenění v ploše, ale i na stav listové plochy. Hustý lesní porost bude po rozsáhlém zimním polomu v korunách stromů vykazovat výrazně nižší schopnost záchytu vody z mlhy, stejně tak i listová plocha silně poškozená znečištěním v atmosféře. Goodman (1985) specifikuje, že nejvyšší potenciál záchytu mlžné vody lze hledat na smrkových porostech vzhledem k celkové ploše jehličí. Možnost záchytu horizontálních srážek v zimním období opadavými listnatými stromy je rapidně omezena.

Schopnost porostu k záchytu vody z mlhy lze do určité míry kvantifikovat pomocí indexu listové plochy (*leaf area index*) – LAI, který se dále využívá v depozičních modelech pro stanovení velikosti depozice mlžné vody (Hildebrandt a Eltahir 2008, Wrzesinsky a Klemm 2000, Lange et al. 2003). Index listové plochy byl definován Watsonem (1947) jako jednostranný index, který vyjadřuje, kolik metrů čtverečních zaujímá plocha všech listů, nacházející se nad 1 m^2 půdního povrchu. Hodnota LAI nabývá hodnot podle druhu porostu, který se na dané ploše nachází. Na loukách hodnoty LAI typicky dosahují hodnoty 2, maximálně 3 (Ramírez García et al. 2012), v porostech kulturních rostlin mohou tyto hodnoty být ještě vyšší. Gosa et al. (2007) zkoumal mnoho druhů trav a bylin a dospěl k závěru, že hodnoty LAI mohou velmi variovat – od 0,7 do 4,5 pro trávu, od 1,5 do 5,7 pro keře a od 5,2 do 5,3 pro stromy. Porovnáním různých metod stanovení LAI ale zjistil až 100% rozdíly mezi jednotlivými metodami. Breda (2003) uvádí LAI pro jehličnaté porosty 3,5 (borovice) až 7,5 (smrk).

1.5.3 Okraje a střed porostu

Existují dva hlavní procesy (Hildebrandt a Eltahir 2008), kterými dochází k záchytu a usazení horizontálních srážek: (i) ze strany, z okraje porostu (tzv. edge effect) nebo (ii) z vrchu (turbulentní depozice). Platí, že depozice procesem ze strany, tedy větrem hnanou oblačností, je významná zejména pro okraje porostů a se vzdáleností od kraje se stává zanedbatelnou (Weathers et al. 2005). Proto pro uzavřenější porosty je

turbulentní depozice důležitějším procesem. Tím, že zdroj srážek přichází z vrchu ze vzduchu, depozice je nezávislá na horizontální pozici a závisí pouze na zachytné ploše porostu, případně vertikálním rozložení koruny. Některé výzkumy využívající mikrometeorologické depoziční modely (Lovett 1984, Weathers et al. 1995) uvažují vliv okrajů porostu. Lovett a Reiners odvodil (1986), že depozice blízko okraje může být až pětinasobná proti depozici uvnitř porostu. Weathers et al. (1995) ve smrkovém lese ve státě New York očekává depozici na okrajích 3-15x vyšší než uvnitř uzavřeného porostu. Krečmer et al. (1979) ovšem uvádí, že pro fragmentovaný porost v pásu do šířky 10-20 m lze očekávat navýšení depozice pouze o 10 %. Hildebrand a Eltahir (2008) předpokládá nejvyšší vliv okrajů právě v porostu, který se dělí na více uzavřených celků, s prořídlným nebo žádným porostem mezi shluky stromů vlivem velké zachytné plochy ve srovnání se základní plochou vrcholků. Klemm et al. (2005) odvodil, že Lovettův model může depozici z mlhy významně přeceňovat až o 32 %, takže velikost depozice na okrajích odhadnutá modelem může být zatížena rovněž významnou chybou.

1.6 Metody stanovení depozice z mlhy

Vzhledem k tomu, že proces depozice horizontálních srážek je velmi závislý na místních podmínkách, je stanovení úhrnu horizontálních srážek podstatně složitější než u běžných vertikálních srážek. První obecný model depozice horizontálních srážek vytvořil Shuttleworth (1977), z jehož konceptu pak vycházeli další autoři. Obecně lze metody stanovení velikosti úhrnu horizontálních srážek rozdělit do několika kategorií:

Model chemického složení protékající vody (Lovett 1984) – Tento model aplikuje několik předpokladů ohledně chemie a hydrologie v povodí. Jedinými vstupy jsou vertikální srážky, horizontální srážky a suchá depozice. Jediné výstupy jsou evapotranspirace a stok po kmeni. Sledovaný iont musí mít minimální zdroje či ztráty ve sledovaném povodí ve srovnání s měřenými vstupy a výstupy, nejvhodnější iont byl stanoven SO_4^{2-} , protože zdroj je většinou mimo horské povodí a aniont přímo neinteraguje s povrchem vegetace.

Metoda bilance podkorunových srážek (Lovett 1988) – Tato metoda vychází z předpokladu, že horizontální srážky jsou zachyceny stromy a jejich objem je součástí podkorunových srážek. Porovnáním s interceptí a vertikálními srážkami lze stanovit přírůstek v podkorunových srážkách, který je původem z mlhy.

Měření přes náhradní plochu (Lovett a Reiners 1983) – Metoda vychází ze zachytu horizontálních srážek na náhradní ploše umělého „olistění“ či drátového kolektoru. V různých modifikacích zachytných

kolektorů je tato metoda široce užívaná pro odběr vzorků mlžné vody pro chemické rozборы, stanovení aktuálního úhrnu horizontálních srážek čistě touto metodou je však složité. Joslin et al. (1990) uvádí, že voda zachycená kolektorem nutně nereprezentuje množství vody zachycenou stromy, nicméně lze najít dobrý vztah mezi zachyceným množstvím v pasivních kolektorech a podkorunovými srážkami v lokálních podmínkách zkoumaného povodí (Joslin et al. 1990). Proto je vhodné sledování horizontálních srážek pasivními kolektory mlhy doplnit o sledování podkorunových srážek.

Depoziční modely – Do této kategorie mimo jiných spadá mikrometeorologický model odvozený Lovetttem (1984) nebo jednodušší analytický model odvozený v podobné době Slinnem (1982). Oba modely do různé míry operují s gradientem proudění vzduchu, turbulentním prouděním, meteorologickými veličinami a znalostí LWC. Lovettův model byl původně odvozen pro odhad příspěvku horizontálních srážek do vodní bilance v subalpínských jedlových lesích Apalačských hor. Následně byl použit v dalších lokalitách a byl různě modifikován. Mueller et al. (1991) modifikoval Lovettův model tak, že uvažuje zachyt horizontálních srážek převážně na listech a ne na ostatních částech stromu. Miller et al. (1993) přizpůsobil Lovettův model pro použití ve smíšených lesích pohoří Mount Whiteface v New Hampshire. Pahl et al. (1994) aplikoval model v porostu smrku (*Picea abies*) v Německu. Model je velmi náročný na detailní měření meteorologických veličin a detailní znalosti distribuce porostu. To omezuje jeho použitelnost pouze pro malá území a každá nejistota vstupu zvyšuje rapidně nejistotu výstupu. Slinnův model (Slinn 1982) byl na základě přímých měření v horských povodích aplikován dalšími autory (Hildebrandt a Eltahir 2008). Beswick et al. (1991) experimentálně zjistil, že Slinnův model (Slinn 1982), ač je jednodušší, produkuje lepší výsledky než Lovettův model. I bez velkého množství parametrů tak může být jednodušší model praktičtější pro odhad mlžné depozice.

1.7 Přístrojové vybavení a jeho užití

Přístrojové vybavení pro měření vertikálních srážek volné plochy i pod korunami je v literatuře detailně popsáno (člunkový srážkoměr, váhový srážkoměr, Hellmanův srážkoměr), stejně tak čidla, která jsou standardním vybavením meteorologických stanic (měření teploty, relativní vlhkosti, rychlosti větru). Specifickými přístroji jsou přístroje založené na spektrometrické analýze velikosti a počtu kapiček v mlze a přístroje pro stanovení viditelnosti (VIS), přičemž obě skupiny lze využít pro stanovení obsahu kapalné vody v mlze (LWC). Další skupinou přístrojů jsou vzorkovací přístroje, aktivní a pasivní kolektory mlhy. Jejich primární účel je odběr vzorků pro chemickou analýzu, ale je rovněž možné je oba

použít pro odhad LWC. V případě pasivního kolektoru lze zachycený objem použít v kombinaci s měřením podkorunových srážek a srážek volné plochy pro kvantifikaci prostorové depozice horizontálních srážek z mlhy.

1.7.1 Spektrometrické měření kapek a měření viditelnosti

Pro přímé měření LWC, respektive měření velikosti částic v mlze byly vyvinuty spektrometry, v literatuře se nejčastěji vyskytují dva přístroje: PVM-100 (Gerber 1984) a FSSP-100 (Knollenberg 1981), či jejich aktuálnější verze. Přístroje je nicméně nutno kalibrovat a během užití v terénu pravidelně kalibraci kontrolovat (Arends et al. 1992). Skutečná přesnost měření přístrojů je ale nejasná. Gerber et al. (1999) uvádí, že v některých případech byly detekovány rozdíly v měření mezi těmito přístroji až 200 %, ale dokonce i 650 %, což výrazně vybočuje z udávané přesnosti pro jednotlivé přístroje (30-50 % pro FSSP, 5-10 % pro PVM). Udávané nepřesnosti spektrometrických přístrojů lze považovat za významné. Přestože teoretická přesnost přístroje typu PVM-100 je velmi vysoká. Nutnost průběžné kalibrace či správné provedení měření v terénu nejistoty zcela logicky zvyšují a mohou se dostat na stejnou úroveň nepřesnosti jako odvození LWC pomocí kolektorů mlhy, kde udávaná přesnost je menší než 50 % (Arends et al. 1992).

Mnoho studií již rovněž prokázalo silnou hyperbolickou závislost mezi viditelností v mlze a LWC (Pahl et al. 1994, Wrzesinsky a Klemm 2000, Klemm et al. 2005, Yamaguchi et al. 2015). Nevýhodou je, že je potřeba provést souběžné měření viditelnosti a spektrometrické měření kapek v mlze pro získání empirických vztahů platných v dané lokalitě. Yamaguchi et al. (2015) navíc zjistil, že je třeba pro různá období roku užít jiný vztah. To je dáno jinou distribucí velikosti kapek v mlze během jednotlivých sezón. Wrzesinsky a Klemm (2000) pro měření viditelnosti a hustoty v mlze užili přístroj Vaisala PWD11 (*PWD - Present Weather Detector*), které při testování svého aktivního kolektoru využil i Michna et al. (2013).

Nevýhodou užívání spektrometrických přístrojů nebo přístrojů pro určování viditelnosti je omezení ve výběru výzkumné lokality. Lokalita musí být vybrána s ohledem na přístup k elektrickému napájení a internetovému připojení (Wrzesinsky a Klemm 2000). To může ovlivnit kvalitu měření ve výzkumné lokalitě, případně kvalitu kalibrace, pokud závislé veličiny nejsou určovány na jednom místě, obzvláště u tak hypsometricky silně závislého jevu, jako je mlha.

1.7.2 Kolektory mlhy

Kolektory mlhy slouží zejména pro odběr vzorků mlhy pro chemickou analýzu, ale lze jimi odhadovat i hodnotu LWC či sledovat hypsometrickou závislost mlhy. Podle typu měření se dělí na aktivní a pasivní -

v závislosti na tom, zda je mlha aktivně přístrojem nucena proudit a depozice je aktivně vybuzena, nebo zda k depozici dochází pouze na náhradní umělé ploše stejnými procesy jako na povrchu vegetace. U obou typů přístrojů je nutné pro odběr vzorků pro chemickou analýzu dodržovat oplach destilovanou vodou jako standardní proceduru, a to i v době bez mlžných událostí kvůli možnému ovlivnění suchou depozicí (Ali et al. 2004, Klemm et al. 2005, Michna et al. 2013).

Aktivní kolektory – Aktivní kolektory mohou být různých konstrukcí a velikostí, spojuje je ale tunelová konstrukce z chemicky inertního materiálu (Eliáš et al. 1995), se vstupem pro vzduchovou hmotu, s větráčkem a anemometrem a záchytnou plochou uvnitř přístroje, na které dochází ke kondenzaci vody z mlhy, která je dále zachytávána ve sběrné nádobě. Wrzesinsky a Klemm (2000) upozorňuje, že velké aktivní kolektory jsou v odběru vzorků limitovány velkou spotřebou elektrické energie. Michna et al. (2013) se pokusil nevýhodu velkých aktivních kolektorů spočívající v nutnosti elektrického napájení kompenzovat vývojem aktivního kolektoru, který by byl schopen fungovat na baterie alespoň jeden až dva týdny. Nový typ přístroje je modifikovaná verze užívaného přístroje CASCC (Caltech Active Strand Cloudwater Collector) – pojmenovaná MiniCASCC. Aktivní kolektory umožňují provádět ryze vzorkovací přístup bez ohledu na délku trvání mlžné události. Na takto získaném vzorku lze ale provádět jen chemickou analýzu bez možného odhadu LWC. Při respektování doby trvání mlhy lze z poměru proteklého množství vzduchové hmoty a zachyceného množství odhadnout LWC (Elias et al. 1995, Michna et al. 2013).

Pasivní kolektory – Pasivní kolektory mohou být rovněž různých konstrukcí. Záchyt vody z mlhy probíhá nevynuceně a může simulovat přirozený proces v krajině. Přístroje jsou nezávislé na elektrické energii, mohou tak operovat i v nepřístupnějších podmínkách. Frumau et al. (2011) hovoří o pasivních kolektorech mlhy jako o jednoduchém a univerzálním prostředku pro srovnání lokalit, kdy zachycený objem horizontálních srážek může sloužit i jako vstup do různých modelů. Uvádí několik dalších typů pasivních kolektorů, které byly využívány v různých výzkumech: (i) drátová síť, na níž dochází ke kondenzaci vody z mlhy; (ii) válcový Juvikův kolektor a (iii) tunelový pasivní kolektor.

Frumau et al. (2011) testoval výkonnost jednotlivých typů ve větrných a vlhkých podmínkách. Jako problém panelových kolektorů, například drátové sítě, uvádí fixní orientaci či nemožnost snadného způsobu sběru zachycených horizontálních srážek. Juvikův kolektor byl na druhou stranu ohodnocen jako nejefektivnější a na směru větru nezávislý kolektor. Kolektor je válcové konstrukce s hliníkovou žaluzií. Kondenzovaná voda okapává do sběrné nádoby, přístroj je chráněn před vnikem vertikálních srážek. Schemenauer a Cereceda (1994) ale oponují,

že ploché kolektory mají velmi velkou záchytnou plochu, větší než válcové typy, takže mohou měřit i při slabých mlhách. Otázkou ovšem je, zda naměřené množství horizontálních srážek může být relevantní a zda v případě nízkých koncentrací iontů suchá depozice výrazně nepřeváží depozici mokrou.

Walmsley et al. (1996) použil pasivní přístroj (*AES/ASRC – Atmospheric Environment Service/Atmospheric Sciences Research Center*) kanadské konstrukce, který byl použit i v dalších projektech (např. Mueller a Imhoff 1989). Přístroj je umístěn 1 m nad terénem, sestává se z cca 185 m teflonového vlákna o průměru 0,53 mm, na kterém dochází k depozici horizontálních srážek, ty dále okapávají do vnitřní polyethylenové nádoby. Mueller a Imhof (1989) použili variantu přístroje s drátem o průměru 0,4 mm. Drátový výplet simuluje tvar a velikost jehličí smrku, majoritní typ stromů daného vegetačního stupně, umožňuje dobře simulovat depoziční procesy a vyšetřovat vztah mezi depozicí horizontálních srážek odvozených bilancí podkorunových srážek a zachyceným množstvím vody v pasivním kolektoru.

Východiska a cíle práce

2.1 Vegetační povrch

Schopnost porostu k záchytu vody z mlhy lze do určité míry kvantifikovat pomocí indexu listové plochy (*leaf area index*, Watson 1947) – LAI, alespoň jako relativní index sloužící pro srovnání různých druhů porostu. Tento index se nechá dále užívat v depozičních modelech (Wrzesinsky a Klemm 2000, Lange et al. 2003, Hildebrandt a Eltahir 2008). Gosa et al. (2007) zjistil velmi významné rozdíly ve stanovení hodnoty LAI v závislosti na použité metodě.

Hodnotu LAI je možno stanovit přímými i nepřímými metodami. Přímé metody jsou nejpřesnější, nicméně jsou velmi pracné a spočívají v destruktivním sběru listů a jejich následné analýze. Nepřímé metody se dělí na kontaktní a bezkontaktní. Faktem je, že všechny nepřímé metody jsou zatíženy celou řadou nejistot odvíjejících se od konkrétního druhu vegetace, náhodnosti uspořádání listů až po způsob provedení dané analýzy (Breda 2003). Breda (2003) upozorňuje, že nepřímé metody stanovení LAI ve skutečnosti neměří LAI, protože veškerá částí zápoje (větve, kmeny, plody, listy nebo jehličí), které odráží záření, jsou ve skutečnosti zahrnutý do měření. Pokud nedojde k dodatečné korekci, vhodnější označení je PAI (*plant area index*) nebo SAI (*surface area index*). Ačkoli mnoho výzkumů využívá hodnotu LAI (viz výše), v některých se pro kvantifikaci depozice horizontálních srážek skutečně spíše užívá hodnota SAI (Lovett a Reiners 1986, Tesař et al. 2004). Většina prací avšak neuvádí použitou metodu stanovení LAI nebo SAI a ani neuvažuje nejistoty v jejich stanovení, což znesnadňuje mimo jiné porovnání výsledků z různých lokalit.

Tato práce se zaměří na stanovení hodnoty indexu listové plochy, která se uplatní v navazujících výpočtech. Cílem této práce je rovněž ověřit použitou přímou metodu stanovení LAI na zájmových plochách pomocí srovnání s metodami nepřímými.

2.2 Stanovení depozice v obnovujícím se porostu horského povodí

Existuje několik přístupů k měření úhrnů horizontálních srážek. V různých výzkumech se hojně uplatňovaly různé depoziční modely (Slinn 1982, Lovett 1984), nicméně Lovett (1988) označil metodu bilance podkorunových srážek za nejvhodnější metodu stanovení depozice horizontálních srážek z mlhy a nízké oblačnosti pro účely ekologických studií. Přestože se jedná o relativně nejlevnější a nejsnadnější metodu, není využívána příliš často. Jedním z nejrozšířenějších modelů je právě model Lovetta (1984), který je ovšem zatížen značnými nejistotami. Rovněž některé veličiny mohou být v odlehlých, ale ekologicky citlivých zájmových oblastech velmi obtížné měřitelné s ohledem na nároky na připojení ke zdroji elektřiny. Bilanci podkorunových srážek ale využil například Joslin et al. (1990), Weathers et al. (1995), Lange et al. (2003) nebo Prada et al. (2009). Joslin et al. (1990) ji vhodně kombinoval s měřením mlhy na náhradní ploše. Metoda bilance podkorunových srážek a srážek volné plochy je založena na předpokladu, že horizontální srážky jsou zachyceny stromy a jsou součástí podkorunových srážek.

Depozice horizontálních srážek se děje procesem ze strany, větrem hnanou oblačností nebo turbulentní depozicí z vrchu. Oba procesy se dějí souběžně a je nutné je uvážit při experimentálním měření. V otevřeném nebo prořídlém porostu při užití metody bilance podkorunových srážek je jejich společný vliv zachycen. V rámci uzavřených porostů při měření srážek pod korunami může ovšem dojít k zanedbání úhrnu horizontálních srážek vlivem okrajů. Pro výzkumnou lokalitu je třeba stanovit význam těchto okrajů v celkovém úhrnu vzhledem k proudění vzduchu a velikosti těchto ploch a případně o úhrn srážek na okrajích navýšit celkovou depoziční horizontálních srážek na zájmové ploše. Obecně není kvantifikováno, pro jaký druh a rozsah uzavřených porostů nelze vliv okrajů zanedbávat, a zda skutečně lze alespoň polootevřené až otevřené porosty uvažovat jako homogenní.

V klimaticky si blízkých oblastech se dosavadní výsledky výzkumů relativně shodují, nicméně každá oblast má zřejmá specifika, kdy je nutné na základě lokálního detailního výzkumu stanovit výškovou hranici pro významný úhrn horizontálních srážek z mlhy v zájmových povodích spolu s jejich vodohospodářským významem. Rovněž je třeba uvažovat i druh porostu, na kterém se horizontální srážky zachytávají, a při srovnávání lokalit je třeba zohlednit i skladbu porostu. Cílem této práce je ověřit v literatuře předpokládanou úroveň nadmořské výšky (600-1000 m n.m.) pro významnou depoziční horizontálních srážek pro středoevropská pohoří a zpřesnit ji pro Jizerské hory.

Pro určování depozice na ploše povodí s velkým výškovým gradientem je třeba uvážit fakt, že mikrometeorologické nebo analytické depoziční modely vychází z hodnoty obsahu kapalné vody v mlze (LWC),

která je ale často měřena pouze na jednom stanovišti. Proto se nabízí kombinace měření podkorunových srážek na více výškových úrovních, případně získání hypsometrického vztahu vhodnou kombinací měření pomocí podkorunových srážkoměrů a měření pasivními kolektory mlhy. Vzhledem k tomu, že mlhy jsou v horských povodích silně orograficky závislé (Bruijnzeel et al. 2006), náhradní zachytná plocha kolektorů vyčesává z mlhy vodu a koresponduje s obsahem vody v mlze, případně výskytem mlhy v dané výškové úrovni. Ačkoli Juvik et al. (1990) upozorňuje, že zachycené množství vody v kolektoru plně neodpovídá množství vody zachycené porostem, lze i tak najít dobrou závislost v lokálních podmínkách dané zájmové lokality. Mueller a Imhof (1989) uvádí, že v případě dobrého vztahu mezi pozorovanými podkorunovými srážkami a zachyceným množstvím vody v pasivním kolektoru může být mnohem praktičtější užívat pasivní kolektory mlhy než udržovat komplexní síť podkorunových srážkoměrů.

Získáním hypsometrického vztahu pro depoziční tok může být prostorově distribuováno měření podkorunových srážek ve specifické nadmořské výšce. S prostorovou znalostí druhu a stavu porostu lze kvantifikovat i schopnost porostu na neměřených částech zájmové lokality zachytávat horizontální srážky z mlhy. Výsledný depoziční tok v zájmové lokalitě je tak určen jako průměr prostorové distribuce depozičního toku v celém zájmovém povodí. Walmsley et al. (1996) reportuje hypsometrickou závislost depozičního toku horizontálních srážek jako důsledek rostoucí hodnoty LWC a rychlosti větru. Proto neuvážení hypsometrické závislosti výskytu mlhy (i hodnoty LWC) i na relativně malé ploše může vést k dalším vstupním nejistotám a být jedním z důvodů přecenění velikosti depozice Lovettova modelu (1984), které na základě přímých měření depozičního toku udává Klemm et al. (2005).

Pro případné stanovení depozice v dlouhodobém měřítku může být vhodné i užití analytického depozičního modelu za předpokladu měření potřebných meteorologických veličin. Je ale nutné ověřit shodu s přímými metodami měření horizontálních srážek.

Tato práce si dává za cíl na základě měření na zájmových plochách (podkorunových srážek, srážek volné plochy, měření pasivními kolektory mlhy v různé nadmořské výšce, měření meteorologických veličin) stanovit hypsometrickou závislost úhrnu horizontálních srážek s uvážením parametru vegetace a ověřit shodu různých metod stanovení průměrné hodnoty depozice horizontálních srážek na celé ploše zájmového povodí.

2.3 Využití území

V regionech v podmínkách kyselé atmosférické depozice, zejména z antropogenních zdrojů, se může významně zhoršit kvalita vodního prostředí (Verhoeven et al. 1987, Igawa et al. 2003, Holen et al. 2013). Většina autorů popisuje negativní efekt kyselé vody z mlhy a snaží se ho

pouze kvantifikovat. Návrhy na opatření či výzkum zkoumající vliv nápravných opatření na omezení negativního vlivu horizontálních srážek byl proveden pouze částečně. Například Lange et al. (2003) navrhuje sledování polutantů mlžnou depozicí za účelem ochrany lesů před poškozením kyselými roztoky z mlhy, ale už neuvádí konkrétní opatření. Na druhou stranu, Křeček a Hořická (2010) se zabývají možnostmi jiného využití území a hospodaření v povodí. Rovněž uvádějí scénáře dalšího okyselení povrchových vod a půdy, což by vedlo k snížení obsahu vápníku a hořčíku a zvýšení obsahu hliníku.

Z hlediska ochrany půd a vod je žádoucí zkoumat možnost změny využití území či změnit lesnické postupy – například nahrazení smrkové monokultury porostem, který je blízký přirozené a původní skladbě lesa (např. v oblasti Jizerských hor jde o smíšené porosty buku, jedle, smrku, jilmu a jeřábu). Listnaté stromy jsou mnohem odolnější vůči kyselým dešťům a nemají tak vysokou schopnost zachytu suché depozice síry a dusíku i zachytu horizontálních srážek s obsahem kyselých iontů. V případě plné obnovy lesa v podobě smrkové monokultury navrhuje Lange et al. (2003) alespoň monitoring velikosti kyselé depozice prostřednictvím horizontálních srážek pro získání včasného varování ohledně možného ovlivnění zdraví lesního porostu.

Tato práce si dává za cíl na základě dlouhodobého pozorování a historických dat stanovit plošnou depozici horizontálních srážek a stanovit historické úhrny horizontálních srážek s využitím znalosti historického stavu vegetace. Na základě znalosti procesu kyselé depozice ve smrkové monokultuře a znalosti významné hranice pro depozici vody z mlhy budou stanoveny scénáře velikosti kyselé depozice pro různé skladby vegetačního povrchu.

2.4 Srovnání lokalit

Co se týče porovnání jednotlivých lokalit z hlediska velikosti úhrnu horizontálních srážek z mlhy a nízké oblačnosti a velikosti kyselé depozice v současnosti jakékoli koncepční úvahy ztěžuje fakt, že naměřené výsledky jsou ve skutečnosti těžko porovnatelné. V ČR (i EU) dosud neexistuje závazné doporučení ani metodika pro vyjádření zachytné plochy u odběrových zařízení (Fišák 2004). Proto nelze snadno počítat kyselou depozici z horizontálních srážek do celkové mokré depozice, ani nelze porovnávat jednotlivé lokality mezi sebou vzhledem k nejistotám stanovení depozice jinou metodikou a jinými odběrovými nástroji. Breda (2003) uvádí, že nejistoty mohou plynout i z rozdílných metod určení indexu listové plochy. Prošková a Hůnová (2006) připomíná, že nelze úhrn depozice horizontálních srážek příliš extrapolovat mimo výzkumnou lokalitu vzhledem k tomu, že horizontální srážky jsou velmi závislé na místních podmínkách. Stejný problém, jak uvádí Bruijnzeel et al. (2006), existuje napříč výzkumnými lokalitami po celém světě, nejen v regionu střední

Evropy. Je tak obtížné obecně kvantifikovat nebezpečí pro lesní ekosystémy v místech s častým výskytem velmi vodných mlh s vysokými koncentracemi nepříznivých chemických sloučenin.

2.5 Shrnutí a cíle

Dosavadní výzkum horizontálních srážek se zaměřoval na kvantifikaci úhrnu těchto srážek i na velikost kyselé depozice. Vzhledem k tomu, že výskyt horizontálních srážek je velmi specifický v každé jednotlivé lokalitě, je cílem této práce na základě výzkumu a provedených experimentů v Jizerských horách v České republice přispět k všeobecné znalosti a porozumění procesům tvorby, výskytu a environmentálních dopadů horizontálních srážek v horském povodí v podmínkách kyselé atmosférické depozice. Cílem této práce je: (i) zpřesnit interval nadmořské výšky s významným výskytem horizontálních srážek pro zájmové lokality Jizerských hor, (ii) analýza listové plochy porostů jakožto důležitého parametru velikosti depozice horizontálních srážek, (iii) analýza úhrnu horizontálních srážek na experimentální ploše ve specifických podmínkách fragmentovaného okraje lesa, (iv) porovnat stanovení depozice na ploše experimentálního povodí pomocí různých metod, přičemž základní metoda bude metoda bilance podkorunových srážek. Na základě znalosti procesu depozice vody z mlhy dále (i) kvantifikovat historické úhrny horizontálních srážek a kyselé depozice prostřednictvím těchto srážek v experimentálním povodí před odlesněním a v obnovujícím se lese, (ii) analyzovat různé scénáře lesního hospodaření v povodí z hlediska dopadu na velikost úhrnu horizontálních srážek a kyselé atmosférické depozice prostřednictvím těchto srážek.

Experiment

3.1 Úvod

Vzhledem ke vhodným morfologickým charakteristikám a klimatu probíhá přímé sledování horizontálních srážek v Jizerských horách ($50^{\circ}40' - 50^{\circ}52'N$, $15^{\circ}08' - 15^{\circ}24'E$) dlouhodobě. Jizerské hory mají vlhké mírné klima (Köppenova klimatická zóna Dfc). Průměrné roční srážky jsou v rozsahu 1290 – 1400 mm, průměrná teplota vzduchu 4 – 5°C. Většinu lesního porostu (90 %) Jizerských hor tvoří smrk ztepilý (*Picea abies*), který se stal dominantním během 19. století a téměř vytlačil další dva původní druhy – buk lesní (*Fagus sylvatica*) a jedli bělokorou (*Abies alba*).

Jizerské hory se nachází v oblasti tzv. černého trojúhelníku (hraniční území mezi ČR, Německem a Polskem). Jedná se o oblast, která byla nejvíce zasažena silnou průmyslovou činností od 70. let 20. století. Největšího okyselení dosáhla v 80. letech, kdy začalo docházet k úhynu stromů kvůli acidifikaci. To v kombinaci s napadením kůrovcem (*Scolytinae*) a následnou lesní těžbou vyústilo v odlesnění většiny pohoří. Smrkový porost zůstal zachován pouze na části Jizerských hor. Dále přežil dospělý bukový porost v severní části Jizerských hor. Dominujícím porostem se stalo travní společenství *Junco-Calamagrostietum villosae*. Snížením emisí v následujících letech acidifikace postupně klesla, což umožnilo obnovu lesního porostu. Významný pokles acidifikace nastal ovšem až po roce 1989 (Hruška et al. 2006). Zapletal (2006) uvádí, že pokles průměrné roční hodnoty celkové depozice síranů a dusičnanů o 70 % mezi roky 1991 a 2000 byl způsoben omezováním emisí v celém regionu střední a západní Evropy. Ovšem v severočeských pohořích je emisní situace silně ovlivňována energetikou, například blízkými hnědouhelnými elektrárnami. V Polsku se vyrobí významné množství elektrické energie z hnědého uhlí a blízká elektrárna Turów je dále rozšiřována. Nelze tedy předpokládat, že situace z hlediska emisí iontů síry do ovzduší může být za současných podmínek dlouhodobě stabilizována. Z hlediska ros-

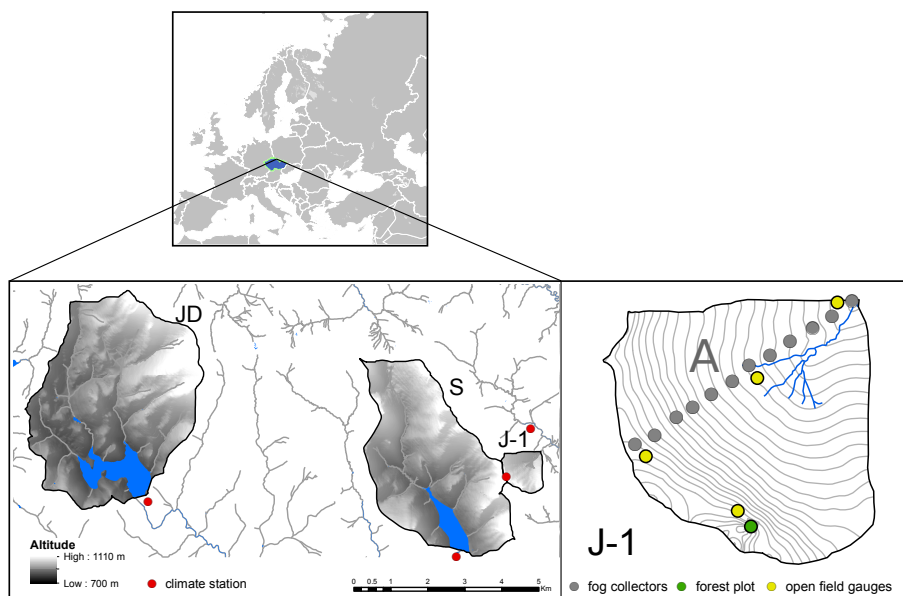
3. EXPERIMENT

toucí intenzity dopravy se v závislosti na meteorologických podmínkách do ovzduší rovněž dostává významné množství iontů dusíku. Na druhou stranu, současné pokračující zalesňování nabízí možnost studovat horizontální srážky v různých specifických podmínkách.

3.2 Metodika, výsledky a diskuse

3.2.1 Lokalita

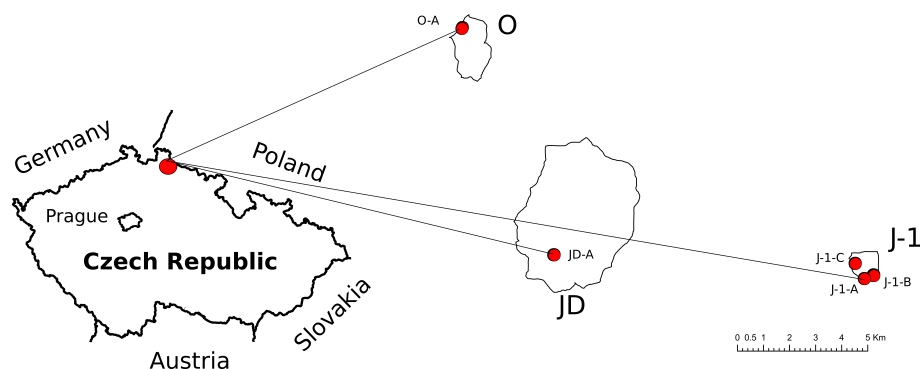
Experimentální výzkum horizontálních srážek, pozemní pozorování a odběrů vzorků byl soustředěn na náhorní ploše Jizerských hor v experimentálním povodí Sklářského potoka (J-1, profil Jizerka, číslo hydrologického pořadí 1-10-78-000, velikost povodí $1,03 \text{ km}^2$, gradient nadmořské výšky 862-994 m). Další pozorování byla realizována v povodích vodárenských nádrží Souš (S) a Josefův Důl (JD), viz Obr. 3.1.



Obrázek 3.1: Povodí vodárenských nádrží (Josefův Důl - JD, Souš - S) a experimentální povodí (J-1).

3.2.2 Analýza vegetačního povrchu

Pro účely hydrologického modelování byl porost v těchto tří povodích detailně vyšetřován a klasifikován. Charakteristiky stromů (věk, zakmenění, horizontální hustota korun) byly vymezeny standardním výzkumem (Křeček a Hořícká 2010), dále byla vegetace analyzována terénním šetřením a pomocí analýzy leteckých a satelitních snímků (mise Landsat



Obrázek 3.2: Povodí Jizerských hor s plochami určení LAI pomocí různých metod.

a Sentinel-2). Pro stav porostu v roce 2012-2017 byly hodnoty znovu ověřeny. Pro zjištění historického stavu porostu byly použity snímky z mise Landsat.

K indexu zakmenění a hustotě zápoje byl stanoven index listové plochy (LAI) na zájmových plochách. LAI je spolu s dalšími vegetačními charakteristikami důležitým vstupem do modelu depozice horizontálních srážek, protože nepřímo popisuje schopnost porostu zachytávat na svém povrchu vodu z mlhy a nízké oblačnosti.

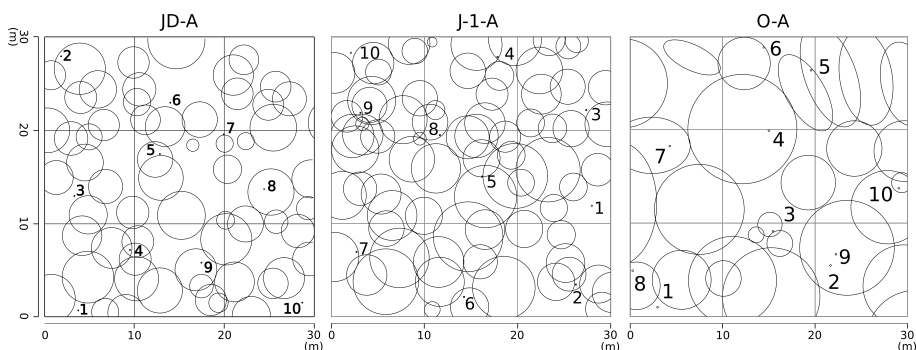
Hodnoty LAI byly porovnávány na experimentální ploše dospělého smrkového porostu v povodí Josefova Dolu (JD), dvou plochách dospělého porostu a na travní ploše v experimentálním povodí (J-1) a na ploše dospělého bukového porostu v povodí Oldřichov (0), viz Obr. 3.2.

Pro určení LAI byly použity různé techniky, avšak pouze hodnoty určené přímou pozemní metodou (předpoklad nejpřesnějšího stanovení) byly užity jako vstupy do deponičního modelu. Pro rok 2012 byla aplikována přímá pozemní destruktivní i nedestruktivní metoda a rovněž i nepřímá pozemní metoda. Dodatečně pro další srovnání byla pro rok 2016 aplikována metoda dálkového průzkumu Země (DPZ).

3.2.2.1 Přímá pozemní metoda

Na třech reprezentativních plochách o rozměru 30×30 m ve třech povodích (Obr. 3.3) a pro plochy trávy bylo určeno LAI přímou pozemní metodou. Jehličnatý porost (J-1-A, JD-A) byl měřen destruktivní metodou, kdy bylo jehličí ocesáno z větví, sbíráno, měřeno a váženo. Podobný postup byl aplikován pro travní vegetaci (J-1-C), kde kombinace listů, jehličí a trávy byla sbírána a rovněž měřena. Pro stanoviště opadavého buku byla aplikována nedestruktivní metoda, kdy byly měřeny listy sbírané během období opadu. Pro minimalizaci ztrát v důsledku počasí a rozkladu listů byl sběr prováděn každé dva týdny, opadané listy byly

3. EXPERIMENT



Obrázek 3.3: Horizontální projekce korun na plochách ($30 \times 30 \text{ m}$) v zájmových povodích – smrku (J-1-A,JD-A) a buku (O-A) spolu s lokacemi podkorunových srážkoměrů.

shromážděny, sušeny a váženy a následně byla stanovena průměrná plocha listů a LAI.

3.2.2.2 Nepřímá pozemní metoda

Obecně platí, že nepřímé pozemní metody jsou založeny na nedestruktivní analýze částí korun (nebo frakce mezer) pomocí vyšetřování jejich statistické a pravděpodobností distribuci (Jones 1992). Metoda založená na analýze mezer v koruně může být reprezentována pomocí hemisférických fotografií. Na hemisférických fotografiích lze rozeznat světelné vzory v koruně. Na základě analýze těchto vzorů lze koruny a olistění kvantifikovat a frakce mezer mohou být klasifikovány v různých zenitových a azimutových úhlech (Chen et al. 1991). Užití hemisférických fotografií pro stanovení LAI předpokládá uniformní oblohu – typicky před východem a západem slunce nebo při zatažené obloze.

Pro plochy J-1-A, JD-A a O-A bylo LAI určováno pomocí hemisférických fotografií, které byly pořízeny nad každým srážkoměrem (Obr. 3.3). Pro jejich analýzu byl použit volně dostupný software *Gap Light Analyser (GLA)*, Frazer (1999). S ohledem na zjištění Promise (2011), který porovnával různé přístupy analýzy hemisférických fotografií, nebyl aplikován žádný další software.

3.2.2.3 Metoda dálkového průzkumu Země

Metody DPZ lze užívat pro určení různých indexů v hrubém rozlišení. Mise Evropské vesmírné agentury (ESA) Sentinel 2 přinesla možnost zkoumat zájmová území ve vysokém rozlišení 10 m (ESA 2017). Protože určení LAI je silně nelineárně závislé na odrazivosti, určení LAI je silně závislé na rozlišení (Garrigues et al. 2006). Proto užití 10 m rozlišení mise

Sentinel 2 vede k přesnějším výsledkům ve srovnání s 30 m rozlišením mise Landsat.

Pro roky 2016 byl užít soubor dat *Level 1C (L1C, celkem 12 pásem 0,43 μm – 2,28 μm)* mise Sentinel 2 (ESA 2017). Každé místo na světě je zachyceno satelity Sentinelu 2 každých 5-6 dní. Pro zájmové plochy (Obr. 3.1) Jizerských hor (J-1-A, J-1-B, J-1-C, JD-A, O-A) byla provedena analýza se zaměřením pouze na teplé období od začátku dubna do konce října. Data L1C představující odrazivost vrchní části atmosféry byla dále zpracována podle procedury navržené Mueller-Wilmem et al. (2016). Výpočet LAI je založen na trénované neuronové síti popsané Weissem a Baretem (2016), založené na práci Weisse et al. (2000).

Leaf area index in a forested mountain catchment

LADISLAV PALÁN¹, JOSEF KŘEČEK¹ and YOSHINOBU SATO²

Abstract

Leaf area index (LAI) belongs among the catchment characteristics widely used in hydrological models but still associated with great uncertainties. In a mountain forest catchment, the leaf area affects retention and evapotranspiration loss, and it could be significantly modified by forestry practices. In this study, LAI in mature stands of Norway spruce (*Picea abies*) and European beech (*Fagus sylvatica*) was analysed in headwater catchments of the Jizera Mountains (Czech Republic) between 2012 and 2016. A comparison evaluation of LAI in harvested site with dominant herbaceous vegetation was taken into account by applying direct ground investigation what was compared with hemispherical canopy photography (Gap light analyser GLA-V2) and satellite remote sensing (Sentinel-2 mission). While the direct ground measurement includes only the foliage (leaves or needles), the Gap light analysis is affected by trunks and branches, and the remote sensing techniques by herbaceous understory. The results of the Gap light analyser underestimated the ground based LAI values by 52–76 per cent, and satellite interpretations by 29–73 per cent. The remote sensing is capable to provide effective information on the distribution of LAI within the time and space. However, in a catchment scale, the satellite detection underestimated average LAI values approx. by 42–62 per cent. Changes in the observed rainfall interception reflected well the LAI variation.

Keywords: mountain watershed, forest canopy, leaf area index, gap light analyser, satellite remote sensing

Introduction

Leaf area index (LAI) belongs to the canopy characteristics often used in hydrological and environmental studies (JONES, H.G. 1992; COWLING, S.A. and FIELD, C.B. 2003). Leaf area affects the canopy storage capacity (amount of water retained in the canopy), an important parameter of many interception models (GASH, J.H.C. *et al.* 1980). In practical forestry, density of a forest stand is quantified by the number of stems per hectare, the basal area per hectare, eventually, by the crown closure percentage identified at aerial photographs (WATTS, S.B. and TOLLAND, L. 2005). In hydrological models, LAI is used to estimate water budget of the vegetative canopy by calculating the deposited precipitation (rain, snow, fog etc.) (FEDERER, A. 1993; ALLEN, R.G.

et al. 2005; PUNČOCHÁŘ, P. *et al.* 2012; KŘEČEK, J. *et al.* 2017). WATSON, D.J. (1947) considered the leaf area index as the total one-side area of leaves per unit ground surface. To estimate LAI, both direct and indirect methods were developed (COWLING, S.A. and FIELD, C.B. 2003). The direct methods are more accurate but laborious and destructive, and representing a patch scale; while indirect methods based on the transmission of solar radiation through the canopy can provide approximates over large areas (ANDERSON, M.C. 1971). In the last years, several remote sensing algorithms of LAI have been evolved (WEISS, M. and BARET, F. 2016); the European Space Agency (ESA 2017) has developed an algorithm to calculate LAI based on the data of the satellite mission Sentinel 2 and direct ground measurements.

¹ Department of Hydrology, Czech Technical University in Prague, Thákurova 7. CZ-166 29 Prague 6, Czech Republic. E-mail: josef.krecek@fsv.cvut.cz (Correspondent author.)

² Department of Science and Technology for Biological Resources and Environment, Ehime University, 10-13, Dogo-Himata, Matsuyama, Ehime 790-8577, Japan.

Across the large amount of observed data, LAI estimates correlate with the vegetation type, geography and environmental circumstances. Concerning the herbaceous vegetation, GOSA, A.G. *et al.* (2007) reported LAI between 0.7 and 4.5, while RAMIRÉZ-GARCÍA, J. *et al.* (2012) summarized LAI of meadows between 2 and 3. For higher vegetation, LAI between 1.5 and 5.7 is reported for shrubs and between 4.5 and 10.6 for forests (GOSA, A.G. *et al.* 2007). LOVETT, G.M. and REINERS, W.A. (1986) found in spruce stands the surface area index between 5 and 6, BREDA, N.J.J. (2003) reported LAI variations in forests between 3.5 (pine) and 7.5 (spruce). However, the specific LAI estimates show relatively high divergences (up to 100%), BRENNER, A.J. *et al.* (1995). Therefore, it is evident that the extrapolation of the reported LAI data is limited and for a specific research field it is necessary to estimate the LAI parameter by the existing methodology. The aim of this paper is to compare the direct and indirect methods to estimate LAI values for environmental investigations of the acid atmospheric deposition in headwater catchments of the Jizera Mountains, Czech Republic (KŘEČEK, J. and HOŘICKÁ, Z. 2010; KŘEČEK, J. *et al.* 2010). This study focused on stands of Norway spruce (*Picea abie*) and European beech (*Fagus sylvatica*), as well as on the herbaceous vegetation growing at clear-cut areas.

Material and methods

This study was performed in the upper plain of the Jizera Mountains located in a humid temperate climate (subarctic region Dfc of the Köppen climate zonation; TOLASZ, R. 2007). The analysis of LAI was performed in headwater catchments Jizerka (J-1), Josefův Důl (JD) and Oldřichov (O) in 2012 (Figure 1).

In five forest plots (J-1-A, J-1-B, J-1-C, JD-A, O-A, squares of 30×30 metres), LAI was estimated by both direct and indirect methods. These studied forest stands are even-aged and single-storied with negligible herb layer, the plot J-1-C represents a harvested area (clear-

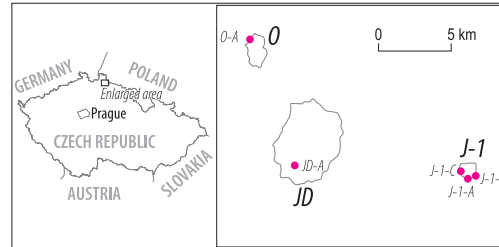


Fig. 1. Investigated headwater catchments of the Jizera Mountains with marked plots of LAI ground observations. – J-1 = Jizerka; JD = Josefův Důl; O = Oldřichov

cutting) with the forest regrowth retarded by a rapid development of herbaceous understory. Common characteristics of the stands were estimated by standard forest inventory according to SHIVER, B.D. and BORDERS, B.E. (1996). The allometric relationship between stem diameter (DBH, measured in the breast height of 1.3 m) and foliage area was used in spruce stands (JD-A, J-1-A, J-1-B, J-1-C) by a destructive sampling of needles at harvested trees (BREDA, N.J.J. 2003; FEHRMANN, L. and KLEINN, C. 2006). The leaf area was measured on a sub-sample of leaves to calculate the specific leaf area (SLA, $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$) in ratio to its dry mass. Finally, the total dry mass of leaves collected within a known ground-surface area is converted into LAI by multiplying by the SLA. According to WATSON, D.J. (1947), LAI is understood here as a one-sided area of photosynthetically active canopy surface per unit of horizontal ground area.

In the beech forest (O-A), the non-destructive method of collecting leaves below the canopy was applied during the autumn leaf fall (BREDA, N.J.J. 2003). Collected litter was dried at 60–80 °C for 48 hours) and weighed to calculate the dry mass. The leaf area of herbaceous understory was estimated by harvesting ten 0.25×0.25 m squares per each stand. The surface area of sampled leaves was measured by the portable leaf area meter ELE 470-010/01.

Simultaneously, two indirect methods were applied: the hemispherical canopy photogra-

phy (Gap light analyser GLA-V2, FRAZER, G.W. *et al.* 1999) and remote sensing (Sentinel-2 mission, ESA 2017). The gap fraction – based methods depend on the leaf-angle distribution. According to CAMPBELL, G.S. (1986), LAI may be express by the equation (1):

$$LAI = \frac{1}{G(\theta)} \ln(P(\theta)) \cos(\theta), \quad (1)$$

where LAI = leaf area index, θ = zenith angle of the view, $P(\theta)$ = gap fraction, $G(\theta)$ = G-function corresponding to the fraction of foliage projected on the plane normal to the zenith direction.

Digital hemispherical photographs were collected under different sky brightness conditions. In July 2012, a camera Nikon CoolPix 4500 with FC-E8 fish-eye lens was employed and ten photos were managed in each investigated forest plot (corresponding with the spots of rain collectors installed under the canopy). Photographs were taken skyward from the forest floor with a 180° hemispherical lens to record the size, shape, and location of gaps in the forest overstory. The free imaging software GLA Version 2.0 (FRAZER, G.W. 1999) was used to analyse the canopy (to extract the canopy structure and gap light transmission indices from true-colour fisheye photographs), and to estimate LAI values by the zenith angle 0–60° (LAI 4), (Figure 2).

For an aerial extrapolation of the ground observations, data of the European Space Agency satellite mission Sentinel 2 with a 10 m resolution (ESA, 2017) were employed. These data might lead to a better result in comparison with the 30 m resolution of the Landsat imagery archive (KŘEČEK, J. *et al.* 2017), particularly, by the strongly non-linear relationship of LAI and reflectance, reported by GARRIGUES, S. *et al.* (2006). However, the data of Sentinel 2 mission could be easily compared to Landsat mission; Sentinel 2 contains 12 bands (0.43 μm – 2.28 μm). The data of Sentinel 2 – L1C (Level 1C, representing a top of the atmosphere reflectance in cartographic geometry, MUELLER-WILM, U. *et al.* 2016) were collected in the vegetation period 2016 (April–October) and post-processed into

L2A (Level 2A, representing atmospheric corrected product and the ‘bottom of atmosphere reflectance in cartographic geometry’) following procedure of MUELLER-WILM, U. *et al.* (2016) to ensure a correct computation of LAI. However, in this period, only 23 images (with less than 50% cloudiness) were acceptable. Then, the LAI calculation was performed by the Biophysical Processor (S2ToolBox Level 2: estimation of biophysical variables) based on a trained neural network (WEISS, M. *et al.* 2000; WEISS, M. and BARET, F. 2016).

Based on an analysis of a maximal physical range of inputs and outputs, each calculation enables to indicate potentially invalid values of determined LAI (due to the water surface, cloud contamination, poor atmospheric correction, shadow, etc.). To avoid uncertainties in a single point analysis, grids of 5×5 m cells were created in the GIS application on the investigated plots (see Figure 1). All gathered LAI values were processed by standard statistical methods, only valid values were kept. Possible changes of the canopy between 2012 and 2016 were controlled by the Landsat imagery according to KŘEČEK, J. and KRČMÁŘ, V. (2015).

Additionally, in three two-week periods (June–August, 2012), rainfall penetration within the canopy of investigated stands were registered in daily intervals. Only rain events enough to saturate the canopy storage in days without any significant fog or low cloud occurrence were included in the calculation of canopy interception according to KŘEČEK, J. *et al.* (2017):

$$I = \sum_{i=1}^n P - \left(\sum_{i=1}^n P_t + \sum_{i=1}^n P_s \right), \quad (2)$$

where I = interception storage in mm, P = open field (gross) precipitation in mm, P_t = through-fall under the canopy in mm, P_s = steam-flow, interception loss of the canopy (I), n = number of rainy days.

Three forest stands (J-1-A, JD-A, O-A) were instrumented by ten modified Hellmann rain gauges and stem-flow was collected by plastic tubing (fixed around the stem circumfer-

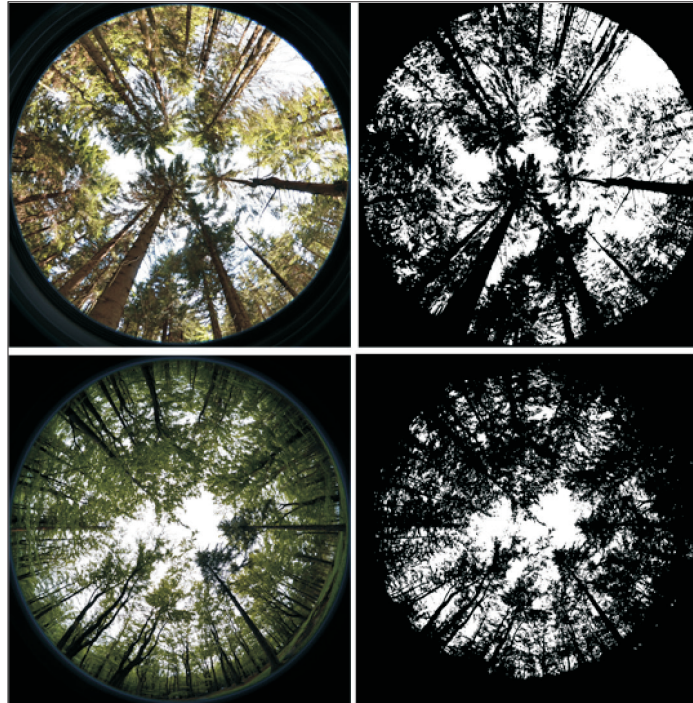


Fig. 2. An example of digital hemispherical photographs taken in investigated plots: Norway spruce (*Picea abies*) – top, and European beech (*Fagus sylvatica*) – bottom. Images registered – left, and processed – right.

ence) at two random tree trunks per each plot (Figure 3). The gross precipitation was observed in nearby forest openings (distance between 50 and 200 metres).

Results and discussion

Basic characteristics of the investigated forest stands are given in Table 1. From the analysis of sampled trees, the values of specific leaf area (SAI) were found: 17.2, 7.8 and 3.4 m²/kg for beech, spruce and grass, in a good agreement with data reported by HORNTVEDT, R. (1993), BREDA, N.J.J. (2003), and LIU, CH. and WESTMAN, C.J. (2009). Regressions between the leaf area LA (m²) and DBH (cm) in investigated spruce stands were found by $a = 0.74$, $b = 22.8$ (correlation coefficient $R = 0.82$, $R_{crit} = 0.75$, $p = 0.05$, $n = 5$). On the harvested plot

(J-1-C), there is a seasonal change in the leaf area described in Figure 4. The foliage and LAI values are included in Table 2.

Alternatively, LAI values detected by the Gap light analyser are in Table 3, and, the seasonal course of LAI provided by the satellite (Sentinel 2) during the vegetation period of 2016 is described in Figure 5. Evidently, applications of the Gap light analyser underestimated the ground based LAI of the investigated spruce and beech canopy by 52–76 per cent.

Similarly, CHEN, J.M. et al. (1991) and BRENNER, A.J. et al. (1995) reported an underestimation of LAI by hemispherical photographs approx. by 50 per cent (in comparison with the direct destructive methods). ZHANG, Y. et al. (2005) identified the main LAI errors in just in the automated camera exposure leading to underestimating LAI in a relatively dense canopy and overestimating it in a sparse vegetation cover.

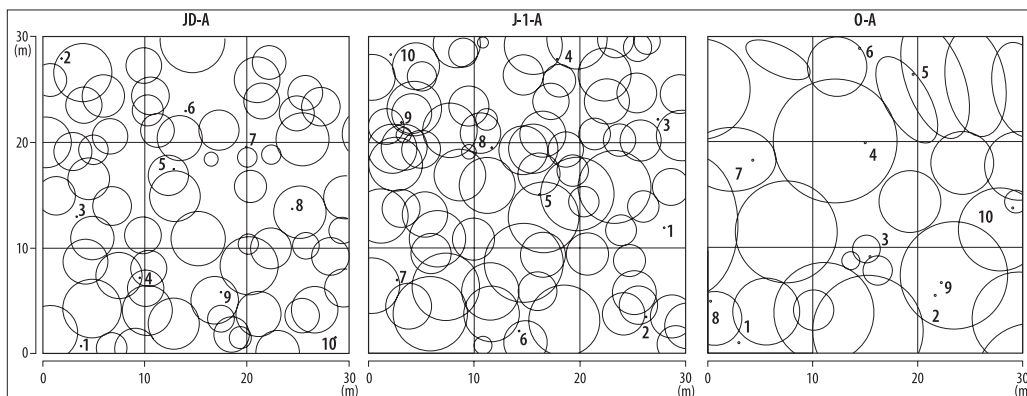


Fig. 3. Crown projection of trees in investigated stands of spruce (JD-A, J-1-A) and beech (O-A) with installed rain collectors (numbers 1–10)

Table 1. Forestry characteristics of the investigated plots

Stand	Dominant canopy	Age class, years	Elevation, m	Number of trees	DBH, cm	Mean height, m
JD-A	Spruce	80–100	745	54	27	24.0
J-1-A	Spruce	80–100	975	68	27	23.0
J-1-B	Spruce	80–100	945	27	36	23.0
J-1-C*	Grass	1–20	918	72	–	0.5
O-A	Beech	>141	506	28	37	25.0

*J-1-C plot represents harvested area overgrown by herbaceous vegetation (*Calamagrostis sp.*); this plot was reforested, but new seedlings still does not create a significant canopy.

Similarly, the satellite estimates underestimated LAI by 29–73 per cent by preferring the herb layers. It is evident that those remote sensing observations are more likely sensitive to an ‘effective leaf area index’ by reflecting heterogeneity in the leaf distribution. These uncertainties can cause the discrepancies in LAI values, particularly, the differences between the direct ground methodology and remote sensing applications. CHEN, J.M. et al. (2005) suggested quantifying differences between actual and effective LAI by the clumping index between 0.5 for a fully closed canopy, and 1 for a sparse canopy with randomly distributed leaves.

Remote sensing techniques enable an easy and fast extrapolation of LAI in a catchment scale. However, the comparison of various plots can be affected by possible cloud ap-

pearance. The satellite LAI approximation within three selected headwater catchments in the Jizera Mountains is demonstrated in Figure 6. It is evident that there are relatively

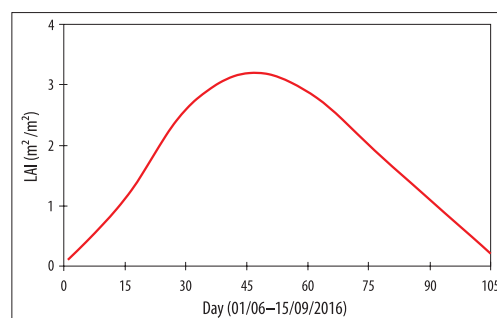


Fig. 4. Seasonal changes of the herbaceous canopy in the stand J-1-C.

Table 2. LAI found by the ground observation (plots of 30 x 30 m)

Stand	Basal area, m ² /ha	Crown closure, %	Dry leaf mass, kg	Foliage area, m ²	LAI
JD-A	41	92	842	6,570	7.3
J-1-A	46	78	773	6,030	6.7
J-1-B	32	61	417	3,253	3.6
J-1-C	–	6	900	2,880	3.2
O-A	41	89	296	5,040	5.6

Table 3. LAI estimated by the Gap Light Analyser (GLA-V2)

Stand	LAI										Mean
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
JD-A	1.53	2.39	2.38	1.79	2.77	1.86	2.06	2.08	2.39	2.41	2.17
J-1-A	1.69	1.64	1.75	1.81	1.73	1.34	1.27	1.83	2.14	1.22	1.64
J-1-B	1.84	1.64	1.77	1.84	1.56	1.68	1.62	1.85	1.72	1.64	1.72
O-A	1.59	1.34	1.28	1.54	1.35	1.37	1.55	1.41	1.34	1.78	1.46

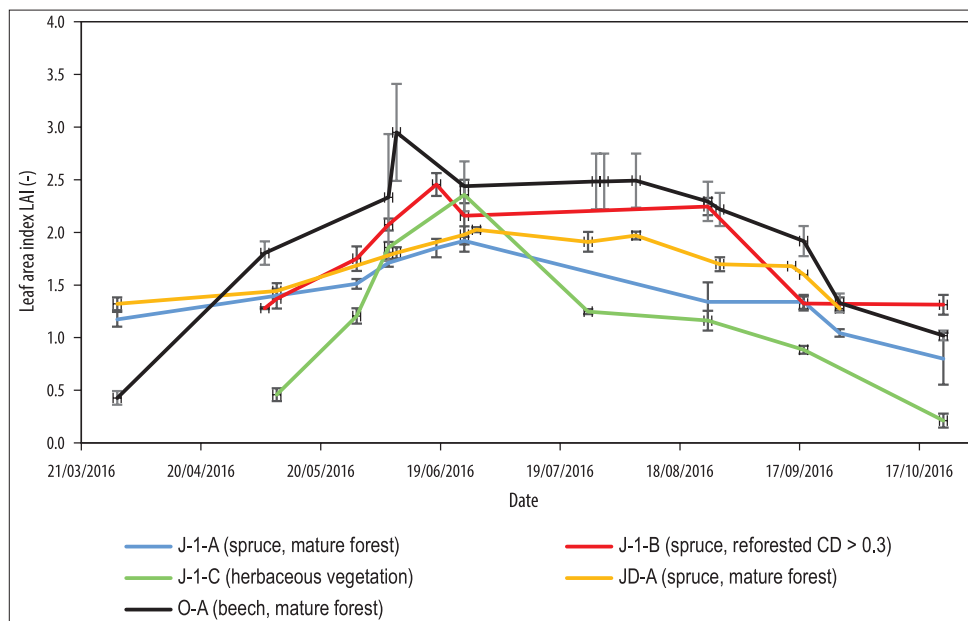


Fig. 5. Satellite estimates of LAI: values provided by the Sentinel 2 mission during the summer months of 2016.

high LAI values in spots of sparse tree occurrence just because of a high sensitivity of the satellite method to the herbaceous canopy. Therefore, the remote sensing method of Sentinel 2 can detect a vegetative surface but not very well the exact density and a foli-

age area of the canopy. In comparison with the aerial approximation of the direct ground LAI measurements and forest stands detected by LANDSAT imagery (Figure 7), the satellite remote sensing underestimates mean catchment LAI values by 42–62 per cent.

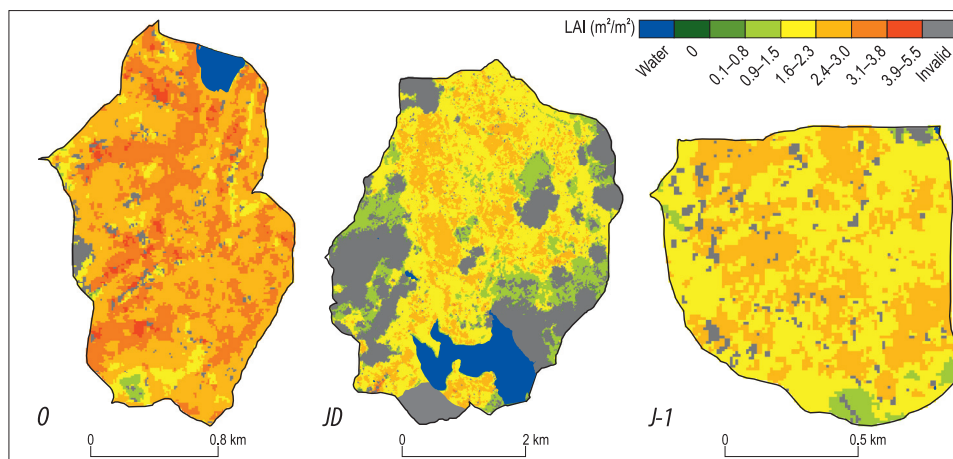


Fig. 6. Satellite LAI values in focused catchments on 25th June 2016. – O = Oldřichov; JD = Josefův Důl; J-1 = Jizerka

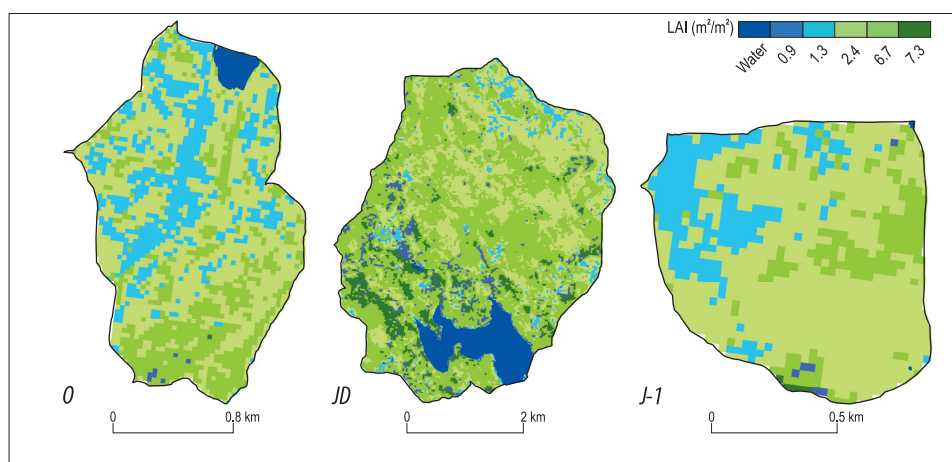


Fig. 7. LAI interpolation according to results of the direct ground observation and detection of forest stands by LANDSAT imagery, 2016. – O, JD, J-1 = for explanation see Fig. 6.

In the investigated six-week period of 2012, 16 rainy days without a significant fog occurrence and rainfall enough to saturate the canopy (above the canopy storage capacity) were registered, and the data are presented in Table 4.

Both rainfall interception (intercepted percentage of rainfall, I) and canopy storage capacity (C_s) correspond well with changes in

observed LAI values: correlation coefficient $R = 0.97$ ($R_{crit} = 0.95$, $n = 3$, $p = 0.05$), and we can consider a linear relationship between the canopy storage capacity C_s and leaf area index LAI :

$$C_s = 0.395 LAI - 0.084, \quad (3)$$

where C_s = canopy storage capacity, LAI = leaf area index.

Table 4. Rainfall interception in the studied plots

Indicator	JD-A	J-1-A	O-A
Rainfall interception (I), %	37.0	34.0	26.0
Canopy storage capacity (C _s), mm	2.1	1.7	1.4
Rain to fill canopy storage (R _s), m	3.4	2.8	2.5
Leaf area index (LAI)	7.3	6.7	5.6

With regard to the relatively limited number of interception plots, the relationship (3) has only an informative value, but still can provide us with possible changes in the canopy storage within the extend of investigated LAI values.

Conclusions

The direct ground LAI measurement included the foliage (leaves or needles) of the forest canopy, while indirect LAI estimated are affected also by trunks and branches. Remote sensing techniques reflect all the green parts including the herbaceous understory. In headwater catchments of the Jizera Mountains, the estimates of the Gap light analyser underestimate the ground based LAI values by 52–76 per cent, and satellite interpretations by 29–73 per cent. The remote sensing can provide fast and inexpensive information on the distribution of LAI within time and space in focused headwater catchments, and, enables a comparison of relative values among focused plots. However, in a catchment scale, the analysed satellite data underestimated average LAI values approx. by 42–62 per cent. A more valuable output could be considered by the interpolation of direct ground LAI measurements with only a detection of characteristic canopy classes from the both free available satellite imagery Landsat and Sentinel 2. In three plots instrumented with through-fall and stem-flow collectors, there was confirmed a significant relation between the canopy storage capacity and LAI values.

Acknowledgements: This research was supported by the Earthwatch Institute (Oxford, UK, Project on Mountain Waters of Bohemia), the Ministry of Education of the Czech Republic (INTER-EXCELLENCE: INTER-COST LTC 17006) and the Czech Technical University in Prague (SGS 16/140/OHK1/2T/11).

REFERENCES

- ALLEN, R.G., PEREIRA, L.S., RAES, D. and SMITH, M. 2005. *Crop evapotranspiration*. FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Rome, Food and Agriculture Organization.
- ANDERSON, M.C. 1971. Radiation and crop structure. In *Plant photosynthetic production, manual of methods*. Eds.: ŠESTÁK, Z., ČATSKÝ, J. and JARVIS, P.G., Hague, Dr. W. Junk, 77–90.
- BREDA, N.J.J. 2003. Ground-based measurements of leaf area index: a review of methods, instruments and current controversies. *Journal of Experimental Botany* 54. 2403–2417.
- BRENNER, A.J., CUETO ROMERO, M., GARCIA HARO, J., GILABERT, M.A., INCOLL, L.D., MARTINEZ FERNANDEZ, J., PORTER, E., PUGNAIRE, F.I. and YOUNIS, M.T. 1995. A comparison of direct and indirect methods for measuring leaf and surface areas of individual bushes. *Plant, Cell and Environment* 18. 1332–1340.
- CAMPBELL, G.S. 1986. Extinction coefficients for radiation in plant canopies calculated using an ellipsoidal inclination angle distribution. *Agricultural and Forest Meteorology* 36. 317–321.
- COWLING, S.A. and FIELD, C.B. 2003. Environmental control of leaf area production: Implications for vegetation and land-surface modeling. *Global Biogeochemical Cycles* 17. 1–11.
- ESA, 2017. *Sentinel-2*. <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-2> Accessed on 24.03.2017.
- FEDERER, A. 1993. *BROOK 90: A simulation model for evapotranspiration, soil water and streamflow*. Durham (US), USDA Forest Service.
- FEHRMANN, L. and KLEINN, C. 2006. General considerations about the use of allometric equations for biomass estimation on the example of Norway spruce in central Europe. *Forest Ecology and Management* 236. 412–421.
- FRAZER, G.W., CANHAM, C.D. and LERTZMAN, K.P. 1999. *Gap Light Analyzer (GLA), Version 2.0: Imaging software to extract canopy structure and gap light transmission indices from true-colour fisheye photographs, user's manual and program documentation*. Burnaby (British Columbia) – Millbrook (N.Y.), Simon Fraser University – Institute of Ecosystem Studies.
- GARRIGUES, S., ALLARD, D., BARET, F. and WEISS, M. 2006. Influence landscape spatial heterogeneity on the non-linear estimation of leaf area index from moderate spatial resolution remote sensing data. *Remote Sensing of Environment* 105. 286–298.

- GASH, J.H.C., WRIGHT, I.R. and LOYD, C.R. 1980. Comparative estimates of interception loss from three coniferous forest in Great Britain. *Journal of Hydrology* 48. 89–105.
- GOSA, A.G., SCHAEPMAN-STRUB, G., KOOISTRA, L., SCHAEPMAN, M. and PELLIKKA, P. 2007. Estimation of leaf area index using optical field instruments and imaging spectroscopy. In *Proceeding 5th Earsel Workshop on Imaging Spectroscopy*. Bruges, Belgium, 1–12.
- HORNTVEDT, R. 1993. Crown density of spruce trees related to needle biomass. *Forest Ecology and Management* 59. 225–235.
- CHEN, J.M., BLACK, T.A. and ADAMS, R.S. 1991. Evaluation of hemispherical photography for determining plant area index and geometry of a forest stand. *Agricultural and Forest Meteorology* 56. 129–143.
- CHEN, J.M., MENGES, C.H. and LEBLANC, S.G. 2005. Global mapping of foliage clumping index using multi-angular satellite data. *Remote Sensing of Environment* 97. 447–457.
- JONES, H.G. 1992. *Plant and microclimate*. 2nd edition. Cambridge (UK), Cambridge University Press.
- KŘEČEK, J. and HOŘICKÁ, Z. 2010. Recovery of headwater catchments and lakes affected by the acid atmospheric deposition. In *Integrated watershed management*. Eds.: BEHEIM, E. et al. Dordrecht, Springer, 200–207.
- KŘEČEK, J. and KRČMÁŘ, V. 2015. Landsat imagery applications to identify vegetation recovery from acidification in mountain catchments. *Hungarian Geographical Bulletin* 64. (2): 121–126.
- KŘEČEK, J., NOVÁKOVÁ, J. and HOŘICKÁ, Z. 2010. Ellenberg's indicator in water resources control: the Jizera Mountains, Czech Republic. *Ecological Engineering* 36. 1112–1117.
- KŘEČEK, J., PALÁN, L. and STUHLÍK, E. 2017. Acid atmospheric deposition in a forested mountain catchment. *iForest* 10. 680–686.
- LIU, CH. and WESTMAN, C.J. 2009. Biomass in a Norway spruce – Scots pine forest: a comparison of estimation methods. *Boreal Environment Research* 14. 875–888.
- LOVETT, G.M. and REINERS, W.A. 1986. Canopy structure and cloud water deposition in subalpine coniferous forests. *Tellus B* 38. 319–327.
- MUELLER-WILM, U., DEVIGNOT, O. and PESSIOT, L. 2016. *Sen2Cor Configuration and User Manual*. France, ESA.
- PUNČOCHÁŘ, P., KŘEČEK, J. and VAN DE GRIEND, A. 2012. Interception storage in a small Alpine catchment, In *Integrated watershed management*. Eds.: KŘEČEK, J. et al. Dordrecht, Springer, 200–207.
- RAMIRÉZ-GARCÍA, J., QUEMADA, M. and ALMENDROS, P. 2012. Ground cover and leaf area index relationship in a grass, legume and crucifer crop. *Plant, Soil and Environment* 58. 385–390.
- SHIVER, B.D. and BORDERS, B.E. 1996. *Sampling techniques for forest resource inventory*. London, John Wiley & Sons.
- TOLASZ, R. 2007. *Climate atlas of the Czech Republic*. Prague, Czech Hydro-meteorological Institute.
- WATSON, D.J. 1947. Comparative physiological studies on the growth of field crops: I. Variation in net assimilation rate and leaf area between species and varieties, and within and between years. *Annals of Botany* 11. 41–76.
- WATTS, S.B. and TOLLAND, L. 2005. *Forestry Handbook for British Columbia*. Vancouver. Faculty of Forestry, University of British Columbia.
- WEISS, M. and BARET, F. 2016. *S2ToolBox Level 2 products: LAI, FAPAR, FCOVER, Version 1.1*. Paris, French National Institute for Agricultural Research (INRA).
- WEISS, M., BARET, F., MYNENI, R.B., PRAGNÈRE, A. and KNYAZIKHIN, Y. 2000. Investigation of a model inversion technique to estimate canopy biophysical variables from spectral and directional reflectance data. *Agronomie* 20. 3–2.
- ZHANG, Y., CHEN, J.M. and MILLER, J.R. 2005. Determining digital hemispherical photograph exposure for leaf area index estimation. *Agricultural and Forest Meteorology* 133. 166–181.

3.2.3 Pozorování a analýza horizontálních srážek

3.2.3.1 Období 2010–2012

Podkorunové srážkoměry a pasivní kolektory mlhy

Lovett (1988) označil metodu bilance podkorunových srážek za nejvhodnější metodu stanovení depozice horizontálních srážek z mlhy a nízké oblačnosti pro účely ekologických studií. Metoda bilance podkorunových srážek a srážek volné plochy je založena na předpokladu, že horizontální srážky jsou zachyceny stromy a jsou součástí podkorunových srážek. Tato metoda byla částečně užita pro výzkum horizontálních srážek v zájmovém povodí J-1 a JD (Obr. 3.1). Během let 2010–2012 byly sledovány podkorunové srážky na dvou stanovištích smrku ztepilého (745 a 975 *m n. m.*) pomocí modifikovaných Hellmanových srážkoměrů (200 *cm*², plastový kolektor s ochranou proti výparu a kontaminaci ptáky). V každé výškové úrovni bylo nahodile rozmístěno 10 srážkoměrů na ploše 30 × 30 m (Tab. 3.1) dle metodiky navržené Krečmerem a Pávem (1982).

Podkorunové srážky byly porovnávány s množstvím srážek zachycených na volné ploše, umístěných 30–50 m od okraje lesa. Velikost intercepce byla odhadnuta a dopočítána na základě pozorování podkorunových srážek a srážek na volné ploše během období bez mlhy a verifikovaná údaji z příbuzných povodí. Stok po kmeni byl v povodích měřen plastovou trubicou kolem čtyř vybraných kmenů, nicméně jeho množství bylo shledáno zanedbatelné. To se shoduje se zjištěními Lindberga a Owense (1993), kteří pro smrkový porost indikují velikost stoku maximálně 2 % podkorunových srážek. Množství horizontálních srážek pod korunami stromů bylo určeno podle rovnice (3.1).

$$FP = T + I + S - R, \quad (3.1)$$

kde *T* je úhrn podkorunových srážek, *R* je úhrn atmosférických srážek na volné ploše, *S* je stok po kmeni a *I* je intercepce vertikálních srážek. Velikost intercepce se může pohybovat od 10 do 37 % srážek volné plochy (Lange et al. 2003, Krečmer et al. 1981), její velikost je ovšem nutné stanovovat během období bez výskytu mlhy, aby celková velikost intercepce nebyla umenšována právě depozicí horizontálních srážek během období s mlhou.

K identifikaci velikosti vlivu nadmořské výšky na potenciální úhrn horizontálních srážek bylo v experimentálním povodí (J-1, gradient 862–994 *m n. m.*) nainstalováno 12 pasivních kolektorů na vertikálním odlesněném transektu. V každém kolektoru probíhala kondenzace vody z mlhy na teflonovém vlákne o průměru 0,25 mm o celkové délce 400 m, ve výšce 1,7 m nad terénem. Kolektory byl chráněny před vnikem vertikálních srážek. Voda v kolektoru stékala do plastové láhve, vzorky byly odebírány v měsíčním kroku.

3. EXPERIMENT

Tabulka 3.1: Charakteristiky porostu na zájmových plochách 1 a 2 (30×30 m).

Parametr	Plocha	
	1	2
Nadmořská výška	745	975
Druh	Picea abies	Picea abies
Věk	80-100	80-100
Počet stromů	54	68
Střední výška	24	23
Hustota zápoje (-)	0.92	0.78
LAI (-)	7.3	6.7

Vzorky vody (podkorunové srážky, vzorky mlhy a stok po kmeni) byly analyzovány standardními technikami v hydro-biologické laboratoři Velký Pálenec (Karlova Univerzita) se zřetelem na pH a koncentrace síranů, dusičnanů a amoniaku. Díky relativně chladnému horskému klimatu subarktického regionu byla možná bakteriální aktivita v období mezi odběry regulována nízkou teplotou. Vzorky nebyly tudíž významně zatíženy bakteriální dekompozicí, která by ovlivnila chemické složení (obzvláště dusičnany). Potenciálnímu růstu řas bylo bráněno neprůhlednou vzorkovací láhví.

Data z pozorování byla analyzována zvláště pro teplou (V-X) a studenou sezonu (XI-IV). Výskyt, doba trvání a intenzita mlhy byly pozorovány v blízkých meteorologických stanicích – u nádrže Josefův Důl (745 m n. m.), u nádrže Souš (772 m n. m.) a v nejvyšším a nejnižším místě experimentálního povodí (850 a 980 m n. m.) pozorovatelem.

Depozice horizontálních srážek na ploše zájmových povodí

Na základě hustoty zápoje, indexu zakmenění, LAI smrkového porostu a trávy byl porost kategorizován do skupin, jimž byl přiřazen koeficient F_c , a byla vymezena jeho prostorová distribuce. Koeficient F_c vyjadřuje schopnost porostu zachytávat horizontální srážky z mlhy svým povrchem ve srovnání s maximálním možným záchytem v daném území zjištěného v 975 m n. m., koeficient reflektuje efektivnost smrkového porostu zachytávat vodu z mlhy s předpokládaným maximem v plně vzrostlém uzavřeném porostu ($F_c = 1$) a klesá s otevíráním porostu a řídnutím zápoje. Charakteristiky porostu jsou uvedeny v Tab. 3.2.

Úhrn horizontálních srážek roste s nadmořskou výškou (Walmsley et al. 1996, Krečmer et al. 1979, Brechtel 1989, Dawson 1998), proto pro aproximaci horizontálních srážek a depozice dusíku, síry a hodnoty pH na ploše povodí byla aplikována hypsometrická metoda na základě pozorování horizontálních srážek pod korunami stromů v nadmořských výškách 745 a 975 m n. m. a lineární závislosti ze zachycených objemů v kolektorech mlhy.

Tabulka 3.2: Zatřídění porostu a přiřazení koeficientu F_c .

Kategorie	Věková třída	F_c (-)
1	dospělý porost	1
2	středně starý porost	0,92
3	mladý porost, tráva	0,33
4	mladý porost, dominující tráva	0,18

Přestože pasivní kolektory mají omezený potenciál záchyty vody z mlhy a jejich efektivnost závisí na velikosti kapek a rychlosti větru (Avila et al. 2001, Frumau et al. 2011), zachycené množství vody v pasivních kolektorech představuje nástroj pro odhad vlivu nadmořské výšky na úhrn horizontálních srážek. V případě dobrého vztahu mezi pozorovanými podkorunovými srážkami a množstvím vody zachycené v pasivním kolektoru může být mnohem praktičtější užívat pasivní kolektory mlhy než udržovat komplexní síť podkorunových srážkoměrů (Mueller a Imhof 1989, Joslin et al. 1990).

Na základě kombinace vztahu mezi záchytem vody z mlhy v kolektorech a pod korunami byl odvozen obecný vztah (3.2) pro úhrn horizontálních srážek na ploše zájmových povodí zohledňující nadmořskou výšku a kategorii porostu:

$$P_{fd} = 0,001 \cdot (a \cdot E + a_0) \cdot A_{er}^{-1} \cdot F_c. \quad (3.2)$$

Obdobně byl odvozen vztah (3.3) na základě hypsometrické metody pro kyselou depozici:

$$m = (b \cdot E + b_0) \cdot A_{er}^{-1} \cdot F_c. \quad (3.3)$$

Mezi pH mlžné vody a nadmořskou výškou platí jednoduchý lineární vztah (3.4):

$$pH_{fog} = c \cdot E + c_0. \quad (3.4)$$

P_{fd} je sezónní úhrn horizontálních srážek (mm), m je velikost sezónní depozice daného prvku ($kg \cdot km^{-2}$) a, b, c, a_0, b_0, c_0 jsou koeficienty hypsometrického vztahu pro určitou sezónu, E je nadmořská výška (m), A_{er} je efektivní záchytná plocha kolektoru (m^2) a F_c je koeficient porostu. Tyto vztahy umožnily stanovit průměrnou depozici na celé zájmové ploše s uvážením prostorového rozložení vegetace a hypsometrie povodí.

Acid atmospheric deposition in a forested mountain catchment

Josef Křeček⁽¹⁾,
 Ladislav Palán⁽¹⁾,
 Evžen Stuchlík⁽²⁾

Acid atmospheric deposition is harmful to both forest and aquatic ecosystems. In mountain catchments, acidification also leads to difficulties in water resource management. In 2010-2012, acid atmospheric deposition was analysed in a small forest catchment located in the upper plain of the Jizera Mountains (Czech Republic). Patch observations included monitoring of the canopy interception in two mature stands of Norway spruce (*Picea abies*) at elevations of 745 and 975 metres a.s.l., and twelve passive fog collectors situated along an elevation gradient between 862 and 994 metres a.s.l. In the studied area, fog (and low cloud) precipitation starts to affect the interception loss of the spruce canopy at elevations above 700 metres. However, fog drip was found to also rise with the canopy area. At the catchment scale, methods of spatial interpolation (ArcGIS 10.2) were used to approximate the aerial atmospheric deposition of water and acidic substances (sulphate, nitrate and ammonia). In the watersheds of two adjacent drinking water reservoirs, Josefův Důl and Souš, the mean annual fog drip from the canopy was between 88 and 106 mm (i.e., 7-8% of the mean annual gross precipitation, or 10-12% of the mean annual runoff). Simultaneously, this load also deposited 658 kg km⁻² of sulphur and 216 kg km⁻² of nitrogen (i.e., 55% and 48% of the "open field" bulk amounts). Therefore, in headwater catchments stressed by acidification, the additional precipitation (measured under the canopy) can increase the water yield, but can also contribute to a decline in water quality, particularly in environments of low buffering capacity.

Keywords: Mountain Watershed, Spruce Forests, Acid Atmospheric Deposition, Water Resources Recharge

Introduction

Acid rain directly affects the chemical and pH balances of surface and ground waters in headwater regions of central Europe (Holen et al. 2013). Low pH values cause the mobilisation of toxic aluminium, which reduces the biota in water courses and reservoirs. Fog and cloud waters have been recognised as important carriers for the deposition of water-borne pollutants in high elevation forests (Kroll & Winkler 1989, Whitman 2000, Wrzesinsky & Klemm 2000). The process of fog condensation on vegetation foliage and dripping to soil surfaces can significantly affect the water balance in mountain watersheds (Vogelmann 1973, Krečmer et al. 1979, Ingwersen 1985, Lovett & Reiners 1986, Dawson 1998). Recently, fog collection technologies (simple

devices based on erected nets facing on-coming winds and trapping water particles in the air) have been developed in many parts of the world to modify the water cycle and to support local water supplies (Ruiz 2005). Fog has also been viewed as an important source of moisture in coastal ecosystems (Dawson 1998); however, effective fog/cloud water trapping by vegetation has been mainly reported in cloud forests (Vogelmann 1973, Holder 2003, Hildebrandt & Eltahir 2008). In general, higher elevation forests show relatively significant additional water yields due to the occurrence of fog (Ingwersen 1985, Walmsley et al. 1996, Igawa et al. 2002), and Holder (2003) has called the conservation of high elevation forests an important tool for water supply engineering.

Considering forests in Central Europe, Brechtel (1989) reported an elevation of 700 m as the threshold of significant fog precipitation. Upland watersheds above 700 m are currently covered mainly by coniferous forests (Andersson 2005). Fog drip in short vegetation types (like grass) has been found to be much smaller than in forests, with deposition intensities of 0.018-0.02 mm per hour in grasslands compared with 0.02-0.4 mm per hour in coniferous forests (Lovett & Reiners 1986, Hildebrandt & Eltahir 2008). In addition to canopy structure, however, a number of variables such as wind speed, liquid water content and droplet sizes influence the deposition of fog/cloud precipitation (Whitman 2000).

In regions affected by polluted air (particularly emissions of sulphur and nitrogen) and by consequent acid atmospheric deposition, processes trapping fog from the atmosphere can intensify the decline of water environment and water resources (Verhoeven et al. 1987, Delleur 1989, Schemenauer et al. 1995, Igawa et al. 2002, Schöpp et al. 2003, Kim et al. 2006, Křeček & Hořická 2006). Therefore, land use and watershed management practices might influence the volumes and chemistry of cloud/fog precipitation as well as the recharge, quantity and quality of water resources (Kim et al. 2006, Křeček & Hořická 2010). Increasing inputs of acid substances from fog precipitation may result in lower

□ (1) Department of Hydraulics and Hydrology, Czech Technical University in Prague, Thákurova 7, CZ-166 29 Prague 6 (Czech Republic); (2) Institute of Hydrobiology, Biology Centre CAS, Na Sádkách 7, CZ-37005 České Budějovice (Czech Republic)

@ Ladislav Palán (ladislav.palan@fsv.cvut.cz)

Received: Dec 16, 2016 - Accepted: May 08, 2017

Citation: Křeček J, Palán L, Stuchlík E (2017). Acid atmospheric deposition in a forested mountain catchment. *iForest* 10: 680-686. - doi: 10.3832/ifor2319-010 [online 2017-07-17]

Communicated by: Elena Paoletti

Krecek J et al. - iForest 10: 680-686

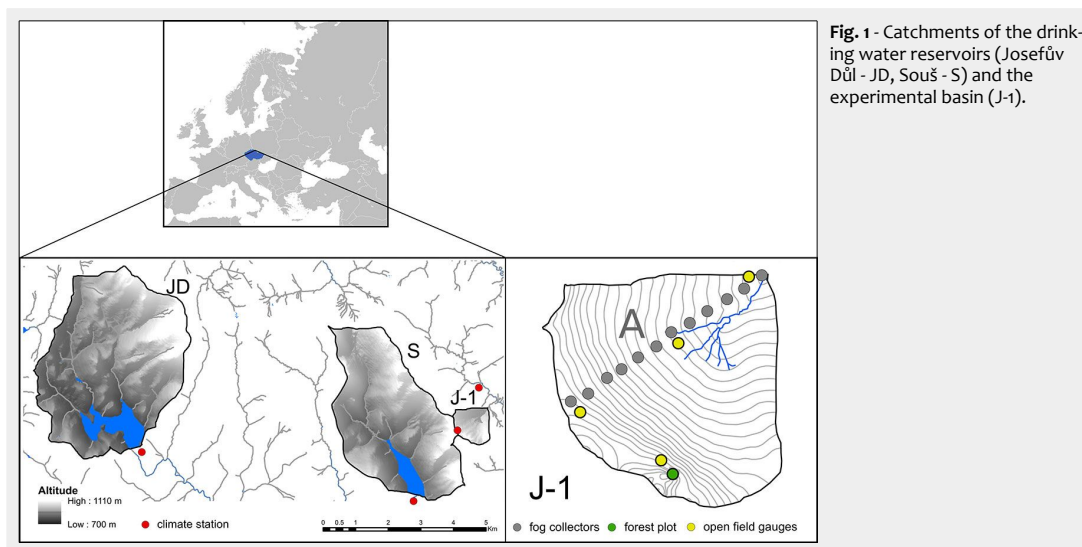


Fig. 1 - Catchments of the drinking water reservoirs (Josefův Důl - JD, Souš - S) and the experimental basin (J-1).

pH, reduced contents of calcium and magnesium (and water hardness), and the mobilisation of aluminium in water environments (Merilehto et al. 1988, Mosello et al. 1995, Kreček & Hořícká 2006). pH is one of the most important operational water quality parameters, with national guidelines for drinking water quality often suggesting an optimum pH in the range 6.5 to 8.5 (WHO 2004). Without air pollution and subsequent acid rain, most lakes and streams would have a pH level close to 6.5 (Merilehto et al. 1988). However, in the headwaters of the European “Black Triangle”, in the late 1980s water pH rose to 4.5 and concentrations of aluminium increased to 1-2 mg per litre (Kreček & Hořícká 2010). The limit of aluminium in drinking water is 0.1 mg per litre for large treatment facilities and 0.2 mg per litre for small facilities (WHO 2004). Therefore, in some water treatment plants, the increased acidity of raw water necessitated several additional investments (Kreček & Palán 2015). The aim of this study was to analyse the genesis of acid atmospheric deposition in forested headwater catchments of the Jizera Mountains (Czech Republic) with special attention on the role of fog/low cloud events, elevation and vegetation canopy.

Material and methods

Study site

This study was performed in the upper plain of the Jizera Mountains (50° 40' - 50° 52' N, 15° 08' - 15° 24' E), which has a humid temperate climate (Fig. 1). This 200 km² headwater area is located above 800 m (subarctic region of the Köppen climate zone, Dfc), the supposed threshold for the occurrence of significant fog/clouds in the Czech Republic (Prošková & Hůnová 2006). The mean annual precipitation ranges from 1290 to 1400 mm, the mean annual air temperature from 4 to 5 °C, and the average maximum snowpack depth is about 120 cm (the snow cover usually lasts from the beginning of November to the end of April – Tolasz & Baštýřová 2007).

The risk of acidification in the Jizera Mountains is enhanced by the granite bedrock and shallow podzolic soils of a low buffering capacity. The upper watersheds are fully forested; however, during the 19th century, the mixed forest of native tree species (Common beech - *Fagus sylvatica*, Norway spruce - *Picea abies*, and Common silver fir - *Abies alba*) was converted to spruce plantations (almost 90% of forest stands) of lower ecological stability (Kreček & Hořícká 2006).

Precipitation analyses

We analysed precipitation using the water balance method under a canopy proposed by Lovett (1988) as the most appropriate approach for measuring fog and cloud water deposition in ecological studies. During the period 2011-2012, precipitation (including fog-drip) under the canopy of two mature spruce stands (plots 1 and 2, at elevations of 745 and 975 metres a.s.l. – Fig. 1) were collected by modified Hellmann rain gauges (area of 200 cm², plastic collectors with a shield against bird contamination). Sets of ten gauges were randomly installed in plots of 30 × 30 metres according to forest characteristics (Tab. 1) and the method proposed by Krečmer & Páv (1982). The amount of fog drip was estimated by comparing the volumes of water collected by these sets of ten gauges with a single rain gauge installed in adjacent forest openings (i.e., “bulk”, located 30 to 50 metres away from the forest edge). According to Krečmer et al. (1979), in spruce stands the stemflow of rainwater can be considered to be negligible. To test this assumption at our stands, stemflow in the investigated plots was collected by plastic tubing installed around the circumference of four selected trunks. Collected volumes of water were recorded at monthly intervals; the interception loss of the canopy (*I*) was calculated as (eqn. 1):

$$I = \sum_{i=1}^n \frac{1}{m} P - \left(\sum_{i=1}^n \frac{1}{m} P_i + \sum_{i=1}^n \frac{1}{m} P_s \right) \quad (1)$$

where *P* is the open field (gross) precipitation (mm), *P_i* is the throughfall under the canopy (mm), *P_s* is the stemflow, *n* is the number of months, *m* is the number of seasons.

To identify the effect of elevation on potential fog drip, twelve passive fog collectors were installed in vertical transect A of

Tab. 1 - Characteristics of the investigated plots 1 and 2 (30 × 30 m).

Parameter	Plots	
	1	2
Elevation (m)	745	975
Tree species	<i>Picea abies</i>	<i>Picea abies</i>
Age (years)	80-100	80-100
Number of trees	54	68
Mean height (m)	24	23
Horizontal canopy density (m ² m ⁻²)	0.92	0.78
Leaf area index (m ² m ⁻²)	7.3	6.7

the Jizerka experimental catchment (J-1, area of 1 km², elevation gradient from 862 to 994 metres – Fig. 1), where mature spruce stands were harvested by clear-cutting. For each collector, the fog drip was generated using 400 metres of Teflon line (diameter of 0.25 millimetres, i.e., surface area index = 5) installed at a height of 1.7 metres above the ground, and collected in one-litre sample bottles at monthly intervals. Sample bottles were protected against direct rainfall access by a wide-brimmed cover that overlapped the fog collector at an angle of 34°.

The collected water samples (fog drip, throughfall and stemflow) were analysed by standard techniques in the Hydrobiological Laboratory Velký Pálenec (Charles University in Prague), including pH, conductivity, and contents of elements related to acid atmospheric deposition – sulphur (S-SO₄) and nitrogen (N-NO₃, N-NH₄). Concentrations of NO₃⁻ and SO₄²⁻ were determined by ion chromatography, and NH₄⁺ by the rubazotic acid method (Kopáček & Procházková 1993). Although bacterial activity may alter the chemical composition of water after collection (especially nitrogen – Golterman 1969), in our case the relatively cold mountain climate (subarctic region), relatively high concentrations of nitrogen, and low values of pH and dissolved organic carbon likely limited bacterial activity (Cape et al. 2001). The potential growth of algae was reduced by using dark sampling bottles and keeping samples in the dark during transport.

Precipitation deposition in watersheds

Findings worldwide (Krečmer et al. 1979, Brechtel 1989, Dawson 1998) have shown that in mountain watersheds, fog drip deposition increases with elevation and canopy density. Therefore, the hypsometric method with spatial interpolation (using ArcGIS 10.2) was employed to approximate the spatial atmospheric deposition of fog water (P_{fd}), sulphur (S-SO₄) and nitrogen (N-NO₃, N-NH₄) in two watersheds containing drinking water reservoirs in the Jizera Mountains, Josefův Důl and Souš (Fig. 1). To identify seasonal relationships between fog drip and elevation, data from the fog collectors was analysed separately for the summer (May-October) and winter (November-April) seasons. The occurrence of fog was also recorded at four nearby climate stations: Josefův Důl (elevation of 745 m a.s.l.), Souš (772 m), and at the highest and lowest points in the Jizerka experimental basin (980 and 850 m – Fig. 1).

Several authors (Krečmer et al. 1979, Lovett & Reiners 1986, Weathers et al. 1995) have observed higher fog drip at the edges of forest stands, sometimes exceeding the fog deposition in a nearby stand by 3 to 15 times. However, in fragmented forest stands such as those in the Jizera Mts. Krečmer et al. (1979) found increases of only up to 10% in border areas 10-20 metres wide. We therefore neglected the edge

effect in this study.

The vegetation canopy was analysed by satellite (Landsat imagery, resolution of 30 × 30 m) and detailed ground investigations (Kreček & Krčmář 2015). Then, the canopy surface was categorised into groups of herbaceous plants and forest stands, and their delineation in watersheds was performed. In the Jizerka experimental catchment, ground-based canopy analyses were carried out for twenty selected plots (30 × 30 m). Twelve of these were instrumented by passive fog collectors (along the harvested transect A – Fig. 1) and two by sets of ten rain gauges installed under the canopy. The forestry characteristics (age, stocking, horizontal canopy density) were estimated by a standard inventory (Kreček & Hořická 2010). The capacity for fog deposition was approximated by the fog-drip coefficient F_c according to the canopy surface estimates (Krečmer et al. 1979). The value of the coefficient F_c ranges from 0 to 1. Equation 2 was used to calculate the seasonal volume of fog precipitation for a specified canopy, elevation and season. The relation is based on a simple linear hypsometric relation between altitude and the precipitation volume (eqn. 2).

$$P_{fd} = 0.001 \cdot (a \cdot E + a_0) \cdot A_{er}^{-1} \cdot F_c \quad (2)$$

where P_{fd} is the seasonal amount of fog drip (mm), a and a_0 are coefficients of the hypsometric relation derived for the individual season, E is the elevation (m), A_{er} is the effective receptor area (m²), and F_c is the fog drip coefficient.

Similarly, the hypsometric method was used to assess the water quality of the deposited fog. Concentrations of the acidic substances (sulphate, nitrate and ammonia) from the fog collectors and rain gauges were used to estimate seasonal amounts of deposited elements (eqn. 3):

$$m = (b \cdot E + b_0) \cdot A_{er}^{-1} \cdot F_c \quad (3)$$

where m is the seasonal amount of deposited elements (kg km⁻²), b and b_0 are coefficients of the hypsometric relation derived for individual season and element, E is the elevation (m), A_{er} is the effective receptor area (m²), and F_c is the fog drip coefficient.

Standard descriptive statistics (including mean, median, maximum and minimum values, standard deviation – SD, standard

error of mean – SEM, upper and lower 95% confidence limits), normality test, and one-way ANOVA were used to analyse the data and to identify relationships between the groups of data (Motulsky & Searle 1998). The paired t-test comparing means of two groups of a variable was used to test differences between groups, and the correlation was tested by the Pearson's coefficient.

Results and discussion

Effects of elevation and canopy

The correlation matrix of elevation E (m), sampled volume of fog drip V (ml), water pH, and contents of N-NO₃, N-NH₄, S-SO₄ (mg l⁻¹) is presented in Tab. 2. Though passive string collectors are limited in their ability to collect cloud/fog water, and their efficiencies depend on the droplet spectra and wind speed (Schell et al. 1992, Avila et al. 2001), these data allow the effects of elevation to be assessed. It is evident that the groups of data are inter-correlated. With rising elevation, there was a significant increase of fog drip, followed by decreasing water pH. Contents of acidic substances (N-NO₃, N-NH₄, S-SO₄) were not well correlated with elevation, but in higher altitudes their deposition did increase with increasing volumes of precipitated water. There was a linear relationship between mean monthly fog drip and elevation in both summer and winter seasons with correlation coefficients $r = 0.93$ and 0.98 , $r_{crit} = 0.73$ ($n = 5$, $\alpha = 0.1$), a slope significantly different from zero ($P = 0.0082$ and 0.0033), and a non-significant departure from linearity ($F = 39.3$ and $73.75 > F_{crit} = 9.78$). During the winter season (November-April), the load of fog precipitation exceeded the summer fog drip (May-October) by 23-50%.

In plot 2 during the warm season (May-October), the observed canopy storage capacity was 2.3 mm. For the seasonal rainfall of 683 mm (Tab. 3) and approx. 100 rainy days saturating the storage capacity, the total interception loss of rainwater by the spruce canopy could be estimated at about 230 mm. Therefore, in plot 2 the interception losses not affected by the fog drip could reach 34 % of the gross precipitation. Similarly, in a dense mature plantation of Norway spruce (canopy density 0.8-0.9) not affected by additional precipitation from fog or low clouds, Krečmer et al. (1979) reported 37 % interception. The vol-

Tab. 2 - The correlation matrix of elevation E (m), sampled volume of fog drip V (ml), water pH (-), and contents of N-NO₃, N-NH₄, S-SO₄ (mg l⁻¹); $r_{crit} = 0.19$ ($n=125$, $p=0.05$).

	E	V	pH	N-NO ₃	N-NH ₄	S-SO ₄
E	1	0.21	-0.20	0.03	0.03	-0.05
V	0.21	1	-0.72	0.39	0.02	0.07
pH	-0.20	-0.72	1	-0.50	-0.29	-0.23
N-NO ₃	0.03	0.39	-0.50	1	0.08	0.13
N-NH ₄	0.03	0.02	-0.29	0.08	1	0.82
S-SO ₄	-0.05	0.07	-0.23	0.13	0.82	1

3.2. Metodika, výsledky a diskuse

Krecek J et al. - iForest 10: 680-686

Tab. 3 - Rainfall and fog-drip sampled in the plots 1 and 2, May-October, 2011-2012.

Plot	Precipitation	Amount (mm)	pH (-)		S-SO ₄ (mg l ⁻¹)		N-NO ₃ (mg l ⁻¹)	
			mean	SD	mean	SD	mean	SD
1	Rainfall	630	5.1	0.15	0.40	0.05	0.20	0.04
	Fog drip	27	4.1	0.9	4.60	0.8	1.92	0.69
2	Rainfall	683	4.8	0.11	0.43	0.04	0.22	0.14
	Fog drip	120	3.8	1.1	7.70	1.3	3.21	1.20

Tab. 4 - Fog drip coefficient F_c .

Stand category	Age classes	Horizontal canopy density	Fog-drip coefficient F_c
1	Mature stand	> 0.8	1
2	Mature stand	0.65 - 0.8	0.92
3	Middle age stand	0.25 - 0.65	0.33
4	Young stand, grass	< 0.25	0.18

ume of stemflow was found to be negligible, which is consistent with the findings of Krečmer et al. (1979) and Lovett & Reiners (1986). One possible explanation includes the centrifugal structure of the spruce canopy and rough stem-bark.

The observed mean interception loss in the summer season (May-October) was 196 mm (31 % of the gross precipitation) for plot 1, and 112 mm (16 %) for plot 2. These differences in the interception loss between the two spruce stands could be explained simply by the deposition of fog droplets: 37 and 120 mm per season (*i.e.*, 0.2 and 0.7 mm daily).

In the Jizerka experimental catchment (plot 2), the content of sulphur and nitrogen were analysed separately for rain and fog water (Tab. 3). The passive fog drip collectors at different elevations showed in-

creasing concentrations of sulphur and nitrogen with increasing elevation. In comparison with rainfall the collected fog precipitation had lower pH, likely because of the genesis of fog droplets in an atmosphere polluted by emissions of sulphur and nitrogen. Verhoeven et al. (1987) reported higher acidity in fog versus rain in the Fichtelgebirge Mountains (Bavaria, Germany) due to an excess of strong mineral acids by anthropogenic emissions into the atmosphere.

At transect A (899-975 m a.s.l.) during the period 2010-2012, the average annual value of pH varied with elevation from 3.6 to 4.2, and the average annual concentration values (mg l⁻¹) of S-SO₄, N-NO₃, and N-NH₄ varied with elevation from 7.7 to 7.9, from 2.2 to 2.7, and from 6.2 to 7.2, respectively. These data correspond to the results of

Pahl et al. (1997), who reported higher amounts of dissolved chemicals (*e.g.*, SO₄) at greater distances above the cloud base.

In the watersheds of the drinking water reservoirs (Josefův Důl and Souš – Fig. 1), the estimates of the fog-drip coefficient F_c was consistent with standard forestry mapping (age classes and horizontal canopy density) for existing spruce plantations. As shown in Tab. 4, values of the F_c coefficient reflected the efficiency of the spruce canopy to collect fog droplets with a maximum ($F_c = 1$) in a close mature stand, and decreasing with opening of the canopy.

On the other hand, fog deposition depends on the frequency that fog occurs. The meteorological observation of fog events at elevations of 745, 772, 850 and 980 m a.s.l. (Fig. 1) showed a statistically significant relation between the number of foggy days and elevation (correlation coefficient $r = 0.99$, $r_{crit} = 0.95$, $n = 4$, $\alpha = 0.05$ – eqn. 4).

$$D_f = 0.2178 \cdot E - 153.76 \quad (4)$$

where D is the number of foggy days in the summer (days), and E is the elevation (m).

In the winter, the number of foggy days exceeded summer values by 60 %, corresponding to Tolasz & Baštýřová (2007). During temperatures below zero, the deposition of fog droplets falls to almost one-third of the potential, according to Lovett & Reiners (1986).

Watershed deposition

The observed and approximated loads of fog water and acidic substances were used for deriving the coefficients in the hypsometrically based regression of eqn. 2 and eqn. 3 using the effective receptor area of

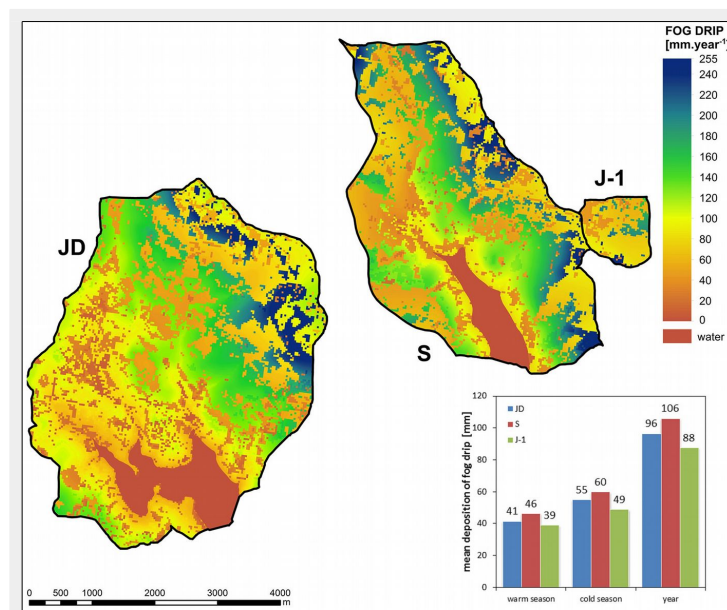
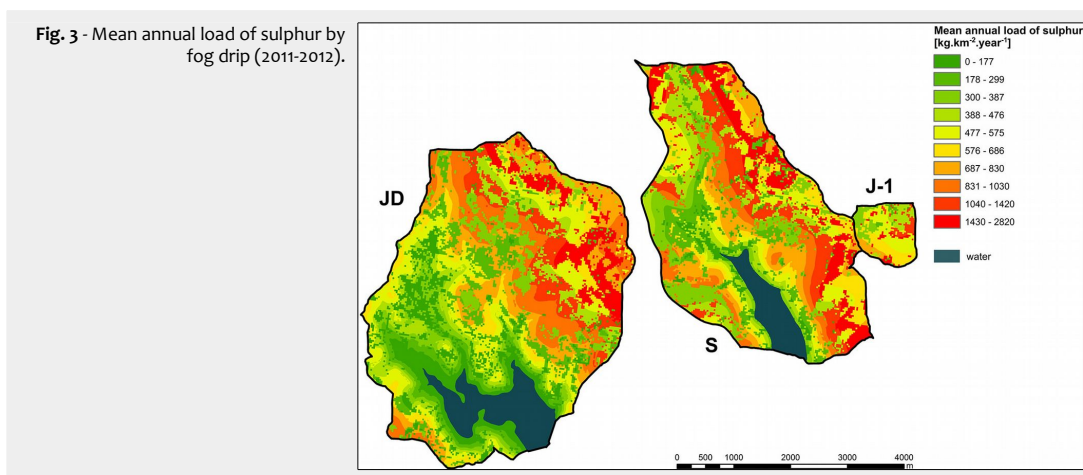


Fig. 2 - Mean annual fog drip in the investigated watersheds (2011-2012).

3. EXPERIMENT



the fog collector $A_{er} = 0.022 \text{ m}^2$ and the fog drip coefficient F_d depending on the vegetation cover. All relations (Tab. S1, Tab. S2, and Tab. S3 in Supplementary material) were statistically significant, with correlation coefficients varying in absolute value from 0.87 to 0.98 ($r_{crit} = 0.8114$, $n = 6$, $\alpha = 0.05$), slope different from zero (P from 0.01 to 0.0015), and a non-significant departure from linearity (F from 17.34 to 66.66, $F_{crit} = 7.39$).

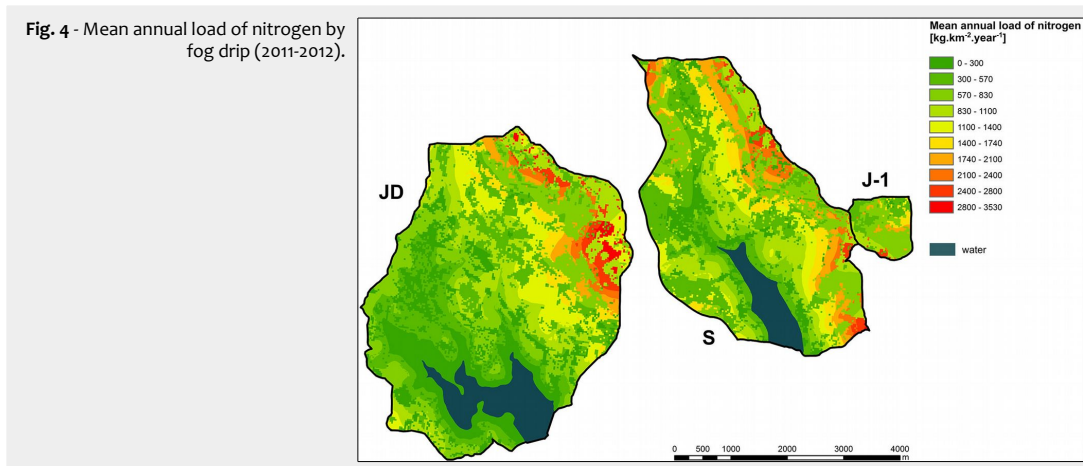
In the catchments of Jizerka (J-1), Josefův Důl (JD) and Souš (S), approximations of the data using eqn. 2 and eqn. 3 allowed to determinate the spatial distribution of values within catchments respecting local conditions such as the altitude and vegetation cover, resulting in spatial maps of the mean annual load of fog water (Fig. 2), sulphur (Fig. 3) and nitrogen (Fig. 4), and mean annual pH of fog water (Fig. 5).

The annual load of fog water varied from 7% to 8% of the mean annual gross precipitation (1324 mm, estimated by the hypsometric interpolation of the standard point

rain gauges). Therefore, the input of fog precipitation in the annual water budget increased the water yield from 10% to 12% (by 867 mm mean annual runoff). On the other hand, the mean annual loads of sulphate and nitrate from fog deposition were 1975 and 1080 kg km^{-2} in the watersheds of Josefův Důl and Souš, i.e., 55% and 48% of the amounts of sulphur and nitrogen, respectively, registered in the bulk. Likewise, in the Fichtelberg Mountains (Bavaria, Germany), Wrzesinsky & Klemm (2000) reported a significant role of fog precipitation in the water balance of forest stands at elevations above 800 m a.s.l. At a comparable elevation in the White Mountains (New York, USA), Miller et al. (1993) reported that cloud deposition contributed 32% and 37% of the total atmospheric load of nitrogen and sulphur.

The spatial maps can also be used to indicate locations in the investigated watersheds vulnerable to higher inputs of fog water, which may in turn affect the trees and water quality within the watersheds.

Generally, based on the spatial distribution of pH, nitrogen and sulphur, the higher altitudes of catchments are at higher risk, especially in combination with the occurrence of a mature coniferous forest. From the spatial distribution of the vegetation cover, it was possible to estimate the total inputs of fog water, sulphur and nitrogen, as well as water pH into the catchments, providing us with important information on the acidification of water courses and reservoirs in the water supply catchments Josefův Důl and Souš (Fig. 3, Fig. 4, Fig. 5). Because of the very low buffering capacity of the soil and bedrock in these catchments, these acid atmospheric loads directly affect the quality of surface waters (Kreček & Hořická 2006), and may require investments in water treatment (Kreček & Palán 2015). Those investments could be reduced, however, using forest management practices that respect conditions for the formation of fog precipitation and its negative role in mountain catchments stressed by acidification.



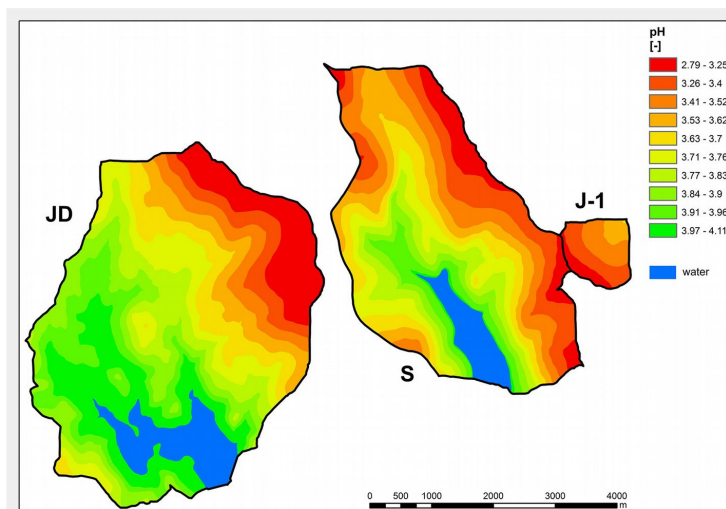


Fig. 5 - Annual pH values of fog drip (2011-2012).

Uncertainties in estimates of atmospheric deposition

The estimated loads of fog water and acidic substances (sulphate, nitrate, ammonia) to the watersheds investigated here are affected by several uncertainties. Generally, in mountainous terrain the accuracy of measured precipitation amounts decreases with increasing wind velocity (Shaw et al. 2010), with significant errors (above 5 %) when wind velocities are above 2 m s^{-1} . For the rain gauges installed in spruce stands (plots 1 and 2), the effect of wind was assumed to be negligible. Generally, errors in chemical analyses are considered to be on the order of 10%. The month-long storage of rain/fog water in gauges also introduces the risk of error, namely for nitrogen that can be altered by bacterial activity. Nevertheless, Cape et al. (2001) reported negligible changes of NO_3 contents in longer sampled rainwater in cold mountain environments, finding that significant errors might occur only in high summer months (July, August), but not exceeding 20%.

The efficiency of passive fog collectors is on the order of 10-20% of the actual liquid water content in a cloud; the collection efficiency of a single string depends on the size spectrum of the cloud droplets and wind velocities (Schell et al. 1992, Avila et al. 2001). However, our use of passive fog collectors was intended to just indicate the effects of elevation in the upper plain of the Jizera Mountains, assuming comparable wind speeds in the investigated transect (Fig. 1). The collected volumes of fog might also have been affected by the input of surrounding rainfall. However, the passive collectors at the Jizerka transect were protected against inputs of rainfall up to wind speeds of 2 m s^{-1} . At higher velocities (based on hourly means) and rainfall intensities above 5 mm day^{-1} , the sampled volumes of fog water were possibly increased

by rainfall up to 10%. Considering the collection techniques used, estimates of the canopy structure, and data interpolation, we believe the accuracy of the estimated long-term loads of fog water and acidic substances presented here to be in the range of $\pm 20\%$. Further research is needed to evaluate the effects of particular meteorological situations (particularly wind speed and direction) on episodic loads of fog drip. However, this study provides initial data for evaluating the effects of possible scenarios of forestry practices on atmospheric loads to the water supply catchments of Josefův Důl and Souš.

Conclusions

In the Jizera Mountains, the fog water deposition decreases the interception loss in spruce stands (*Picea abies*) at elevations above 700 m. However, measurable volumes of fog water sampled by passive collectors were detected at elevations above 900 m. Fog drip from the forest canopy was found to increase with elevation and canopy extent. In two mature spruce stands, located at elevations of 745 and 975 m, the observed summer interception losses were 196 mm (31%) and 112 mm (16%), respectively, and were significantly affected by fog drip at the higher elevation. The volumes of fog drip sampled by the passive collectors demonstrated the effects of elevation and seasonal variations. In the winter season (November-April), the fog deposition exceeded the summer values (May-October) by 23-50%.

In the catchments of the drinking water reservoirs Josefův Důl and Souš, loads of fog water varied from 88 to 106 mm (i.e., from 7% to 8% of gross precipitation). Therefore, for the mean annual precipitation of 1324 mm (867 mm runoff), the additional input of fog to the annual water budget could have increased the mean annual water yield from 10% to 12%. The negative

effect of fog precipitation on increasing acid deposition in the investigated watersheds was also demonstrated. The mean annual loads of sulphur and nitrogen from fog drip were 658 kg km^{-2} and 216 kg km^{-2} (i.e., 55% and 48% of the bulk amounts of sulphur and nitrogen, respectively).

Therefore, in headwater catchments stressed by acidification, the deposition of fog water can enhance the water yield and the recharge of water resources. At the same time, however, it can also affect the quality of surface waters, particularly in environments of a relatively low buffering capacity. Both these effects are related to the elevation and canopy structure, and could therefore be altered by forestry practices modifying the above-ground canopy.

Acknowledgements

This research was supported by the Earthwatch Institute (Oxford, UK), Project on Mountain Waters of Bohemia), the Grant Agency of the Czech Republic (GAČR 526-09-0567 - CLIMHED), by the Czech Technical University in Prague (SGS 16/140/OHK1/2T/11), and the Ministry of Education of the Czech Republic (INTER-EXCELLENCE: INTER-COST LTC 17006, 2017).

References

- Andersson F (2005). Coniferous forests. Series "Ecosystems of the world" no. 6, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, pp. 646. [online] URL: http://books.google.com/books?id=_YoO8xKYSJAC
- Avila EE, Pereyra RG, Castellano NE, Saunders CPR (2001). Ventilation coefficients for cylindrical collectors growing by riming as a function of the cloud droplet spectra. Atmospheric Research 57: 139-150. - doi: 10.1016/S0169-8095(01)00067-9
- Brechtel HM (1989). Monitoring wet deposition in forest - quantitative and qualitative aspects. In: "Monitoring Air Pollution and Forest Ecosystem Research: Commission of the European

3. EXPERIMENT

Acid atmospheric deposition in mountain catchment

- Communities, Air Pollution Reports" (Bresser AHM, Mathy P eds). RIVM, Bilthoven, Netherlands, pp. 39-63.
- Cape JN, Kirika A, Rowland AP, Wilson DR, Jickells TD, Cornell S (2001). Organic nitrogen in precipitation: real problem or sampling artefact? *The Scientific World Journal* 1: 230-237. - doi: [10.1100/tsw.2001.278](https://doi.org/10.1100/tsw.2001.278)
- Dawson TE (1998). Fog in the California redwood forest: ecosystem inputs and use by plants. *Oecologia* 117: 476-485. - doi: [10.1007/s004420050683](https://doi.org/10.1007/s004420050683)
- Delleur JW (1989). Atmospheric deposition. International Association of Hydrological Sciences, Wallingford, Oxfordshire, UK, pp. 288.
- Golterman H (1969). Methods for chemical analysis of fresh waters. F.A. Davis Company, Philadelphia, PA, USA, pp. 172. [online] URL: <http://eric.ed.gov/?id=ED064114>
- Hildebrandt A, Eltahir EAB (2008). Using a horizontal precipitation model to investigate the role of turbulent cloud deposition in survival of a seasonal cloud forest in Dhofar. *Journal of Geophysical Research* 113: 1-11. - doi: [10.1029/2008JG000727](https://doi.org/10.1029/2008JG000727)
- Holder CD (2003). Fog precipitation in the Sierra de las Minas Biosphere Reserve, Guatemala. *Hydrological Processes* 17: 2001-2010. - doi: [10.1002/hyp.1224](https://doi.org/10.1002/hyp.1224)
- Holen S, Wright R, Seifert I (2013). Effects of long range transported air pollution (LRTAP) on freshwater ecosystem services. ICP-Waters report 115/2013, NIVA - Norwegian Institute for Water Research, Oslo, Norway, pp. 43. [online] URL: <http://brage.bibsys.no/xmlui/handle/11250/216428>
- Igawa M, Matsumura K, Okochi H (2002). High frequency and large deposition of acid fog on high elevation forest. *Environmental Science* 36: 1-6. - doi: [10.1021/es0105358](https://doi.org/10.1021/es0105358)
- Ingwersen JB (1985). Fog drip, water yield, and timber harvesting in the Bull Run municipal watershed, Oregon. *Journal of the American Water Resources Association* 21: 469-473. - doi: [10.1111/j.1752-1688.1985.tb00158.x](https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1985.tb00158.x)
- Kim M-G, Lee B-K, Kim H-J (2006). Cloud/fog water chemistry at a high elevation site in South Korea. *Journal of Atmospheric Chemistry* 55: 13-29. - doi: [10.1007/s10874-005-9004-8](https://doi.org/10.1007/s10874-005-9004-8)
- Kopáček J, Procházková L (1993). Semi-micro determination of ammonia in water by the rubazotic acid method. *International Journal of Environmental Analytical Chemistry* 53: 243-248. - doi: [10.1080/03067319308045993](https://doi.org/10.1080/03067319308045993)
- Krečmer J, Hořícká Z (2006). Forests, air pollution and water quality: influencing health in the headwaters of Central Europe's "Black Triangle". *Unasylva* 224: 46-49.
- Krečmer J, Hořícká Z (2010). Recovery of Headwater Catchments and Lakes Affected by the Acid Atmospheric Deposition. In: "Integrated Watershed Management" (Beheim E, Rajwar GS, Haigh M, Křeček J eds). Springer, Dordrecht, Netherlands, pp. 200. - doi: [10.1007/978-90-481-3769-5_17](https://doi.org/10.1007/978-90-481-3769-5_17)
- Krečmer J, Krčmář V (2015). Landsat imagery applications to identify vegetation recovery from acidification in mountain catchments. *Hungarian Geographical Bulletin* 64: 121-126. - doi: [10.15201/hungeobull.64.2.3](https://doi.org/10.15201/hungeobull.64.2.3)
- Krečmer J, Palán L (2015). Effects of fog precipitation on water resources and drinking water treatment in the Jizera Mountains. *Civil Engineering Journal* 24: 1-7. [online] URL: http://www.civilengineeringjournal.cz/archive/issues/2015/2015_2/010-palan_2-2015.pdf
- Krečmer V, Fojt V, Krečmek J (1979). Fog precipitation and fog drip in forests as an item of water balance in a mountain region. *Meteorological Bulletin (Meteorologické zprávy)* 32: 78-81. [in Czech]
- Krečmer V, Páv B (1982). Methodology to estimate the number of rain gauges under the forest canopy. *Journal of Hydrology and Hydromechanics (Vodohospodářský časopis)* 479-490. [in Czech]
- Kroll G, Winkler P (1989). Influence of meteorological parameters on interception of cloud droplets in a coniferous forest. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre* 62: 265-274.
- Lovett GM, Reiners WA (1986). Canopy structure and cloud water deposition in subalpine coniferous forests. *Tellus B* 38: 319-327. - doi: [10.3402/tellusb.v38i5.15140](https://doi.org/10.3402/tellusb.v38i5.15140)
- Lovett GM (1988). A comparison of methods for estimating cloud water deposition to a New Hampshire (USA) subalpine forest. In: "Acid Deposition at High Elevation Sites" (Unsworth MH, Fowler D eds). Springer, Netherlands, pp. 309-320. - doi: [10.1007/978-94-009-3079-7_16](https://doi.org/10.1007/978-94-009-3079-7_16)
- Merilehto K, Kenttämies K, Kämäri J (1988). Surface water acidification in the ECE region: regional acidification, current geographical extent of acidification in lakes, streams and reservoirs in the countries of the ECE region. Nordic Council of Ministers, Copenhagen, Denmark, pp. 156. [online] URL: <http://books.google.com/books?id=E2J5gHEqzvgC>
- Miller EC, Panek JA, Friedland AJ, Kadlecck J, Mohnen VA (1993). Atmospheric deposition to a high-elevation forest at Whiteface Mountain, New York, USA. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology* 45: 209-227. - doi: [10.3402/tellusb.v45i3.15725](https://doi.org/10.3402/tellusb.v45i3.15725)
- Mosello R, Barbieri A, Marchetto A (1995). Seasonal variations and trends of atmosphere-borne nutrient load to the alpine biosphere and pedosphere. In: "The role of the hydrological cycle in Mountain Ecosystems". University of Zurich, Zurich, Irchel, Switzerland, pp. 17-18.
- Motulsky HJ, Searle P (1998). *InStat* guide to choosing and interpreting statistical tests. GraphPad Software, Inc., San Diego, California, USA, pp. 154.
- Pahl S, Winkler P, Arends BG, Kos GPA, Schell D, Facchini MC, Fuzzi S, Gallagher MW, Colville RN, Choularton TW, Berner A, Kruijs C, Bizjak M, Acker K, Wierprecht W (1997). Vertical gradients of dissolved chemical constituents in evaporating clouds. *Atmospheric Environment* 31: 2577-2588. - doi: [10.1016/S1352-2310\(96\)00285-3](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(96)00285-3)
- Prošková J, Hůnová I (2006). Assessment methods of fog and low cloud deposition. *Meteorological Bulletin (Meteorologické zprávy)* 59: 151-157.
- Ruiz G (2005). Characterization of fog water collection potential at Fort Ord and Glen Deven Ranch near Big Sur. Faculty of Science and Environmental Policy, California State University, Monterey Bay, CA, USA, pp. 27. [online] URL: http://digitalcommons.csumb.edu/caps_thes/5/5/
- Schell D, Georgii H-W, Maser R, Jaeshke W, Arends BG, Winkler P, Schneider T (1992). Inter-comparison of fog water samplers. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology* 44: 612-631. - doi: [10.3402/tellusb.v44i5.15573](https://doi.org/10.3402/tellusb.v44i5.15573)
- Schemenauer R, Banic CM, Urquiza N (1995). High elevation fog and precipitation chemistry in southern Quebec, Canada. *Atmospheric Environment* 29: 2235-2252. - doi: [10.1016/1352-2310\(95\)00153-P](https://doi.org/10.1016/1352-2310(95)00153-P)
- Schöpp W, Posch M, Mylona S, Johansson M (2003). Long-term development of acid deposition (1880-2030) in sensitive freshwater regions in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences* 7: 436-446. - doi: [10.5194/hess-7-436-2003](https://doi.org/10.5194/hess-7-436-2003)
- Shaw EM, Beven KJ, Chappell NA (2010). *Hydrology in practice* (4th edn). CRC Press, London, UK, pp. 560. [online] URL: <http://books.google.com/books?id=z1qignvz7YkC>
- Tolasz R, Baštyřová H (2007). Climate atlas of Czechia. Czech Hydrometeorological Institute, Prague, Czech Republic, pp. 256.
- Verhoeven W, Herrmann R, Eiden R, Klemm O (1987). A comparison of the chemical composition of fog and rainwater collected in the Fichtelgebirge, Federal Republic of Germany, and from the South Island of New Zealand. *Theoretical and Applied Climatology* 38: 210-221. - doi: [10.1007/BF00867414](https://doi.org/10.1007/BF00867414)
- Vogelmann HW (1973). Fog precipitation in the cloud forests of Eastern Mexico. *BioScience* 23 (2): 96-100. - doi: [10.2307/1296569](https://doi.org/10.2307/1296569)
- Walmsley JL, Schemenauer RS, Bridgman HA (1996). A method for estimating the hydrological input from fog in mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology* 35: 2237-2249. - doi: [10.1175/1520-0450\(1996\)035<2237:AMFETH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1996)035<2237:AMFETH>2.0.CO;2)
- Weathers KC, Lovett GM, Likens GE (1995). Cloud deposition to a spruce forest edge. *Atmospheric Environment* 29: 665-672. - doi: [10.1016/1352-2310\(94\)00317-E](https://doi.org/10.1016/1352-2310(94)00317-E)
- Whitman CD (2000). *Mountain meteorology: fundamentals and applications*. University Press, Oxford, UK, pp. 355.
- WHO (2004). *Guidelines for drinking water quality* (3rd edn). World Health Organization, Geneva, Switzerland, pp. 515.
- Wrzesinsky T, Klemm O (2000). Summertime fog chemistry at a mountainous site in central Europe. *Atmospheric Environment* 34: 1487-1496. - doi: [10.1016/S1352-2310\(99\)00348-9](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(99)00348-9)

Krecek J, Palán L, Stuchlík J (2017).

Acid atmospheric deposition in a forested mountain catchment.

iForest – Biogeosciences and Forestry – doi: [10.3832/ifor2319-010](https://doi.org/10.3832/ifor2319-010)

Supplementary Material

Tab. S1 - Coefficients a , a_0 (eqn. 2) and Pearson correlation (r) between the deposited fog water and elevation.

a	a_0	r	season
9.0447	-6186.0307	0.76	May-October
10.2680	-6762.2806	0.90	November-April

Tab. S2 - Coefficients b , b_0 (eqn. 3) and Pearson correlation (r) between the deposited acidic substances and elevation.

Acidic substances	b	b_0	r	season
S-SO ₄	0.0766	-56.1069	0.86	May-October
N-NO ₃	0.0270	-19.8859	0.81	May-October
N-NH ₄	0.0754	-55.5671	0.83	May-October
S-SO ₄	0.1126	-81.7721	0.94	November-April
N-NO ₃	0.0362	-26.2902	0.92	November-April
N-NH ₄	0.0940	-68.6638	0.88	November-April

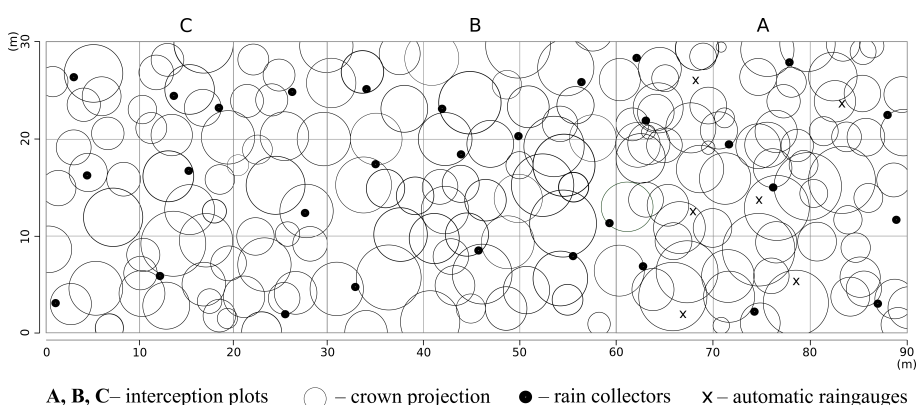
Tab. S3 - Regression coefficients k , q and Pearson correlation (r) between pH of the fog water and elevation.

k	q	r	season
-0.00268	5.9623	0.93	May-October
-0.00485	7.8040	0.95	November-April

3.2.3.2 Období 2015–2017

Vliv okrajů lesa na velikost úhrnu horizontálních srážek

Někteří autoři (Lovett a Reiners 1986, Weathers et al. 1995) uvádí, že depozice vody z mlhy může v některých případech na okrajích porostu převýšit depozici uvnitř porostu 3-15x. Ovšem ve fragmentovaném porostu, jaký se vyskytuje v Jizerských horách, uvádí Krečmer (1979) maximálně 10% navýšení depozice v pásu 10-20 m. Pro ověření skutečného vlivu okraje lesa v zájmové lokalitě byla proto v období 2015-2017 rozšířena experimentální plocha v dospělém smrkovém porostu povodí J-1, na níž byl měřen úhrn podkorunových srážek.



Obrázek 3.4: Horizontální projekce korun na plochách (30×30 m) v zájmovém povodí (J-1).

Další dvě plochy o rozměru 30×30 m navazující na plochu J-1-A (užitou v období 2010-2012) byly osazeny 2×10 Hellmanovými srážkoměry (Obr. 3.4), modifikové Brechtelem (1989) pro delší sběrné období (typ Münden-200), dle metodiky navržené Krečmerem a Pávem (1982). Vzdálenost srážkoměrů od okraje lesa se pohybuje mezi 0-90 m. Zároveň byla plocha J-1-A osazena 5 automatickými registračními srážkoměry. Voda z mlhy byla registrována standardním pasivním kolektorem mlhy, meteorologické veličiny byly sledovány pomocí osazené meteorologické stanice na volné ploše.

Pro odhad intercepce v době bez výskytu významných mlh v dospělém porostu na zájmových plochách byl využit analytický model Gashe (1979). Tento model sleduje jednotlivé fáze intercepčního procesu (viz kapitola 1.3). Odhadnutá intercepce byla porovnána s měřeními podkorunovými srážkami. Zároveň byla provedena analýza velikosti úhrnu podkorunových srážek v závislosti na vzdálenosti od okraje.

Aplikace depozičních modelů

Úhrn horizontálních srážek na dané zájmové ploše byl odhadnut po-

mocí výpočtu rozdílu mezi přímo pozorovanou intercepční ztrátou (na základě měření podkorunových srážek a srážek volné plochy) a intercepční ztrátou za předpokladu zanedbatelného přídatku mlžné vody dle Gashova modelu. Současně byl v rámci experimentálního povodí aplikován i depoziční model podle Slinna (1982) za účelem kvantifikace jejich vzájemných rozdílů (na základě pozorování meteorologických veličin, sledování mlhy a záhytu vody pomocí pasivního kolektoru mlhy). Protože již v minulosti byly odvozeny zjednodušené depoziční modely nevyžadující mnoho vstupů, za účelem jejich ohodnocení v podmínkách malého střeoevropského horského povodí byly aplikovány modely podle Gallagera et al. (1992) a Vermeulena et al. (1997). Celkový úhrn horizontálních srážek stanovený těmito modely v zájmovém povodí byl určen jako vážený průměr založený na ploše jednotlivých vegetačních kategorií v zájmovém povodí.



Interception and Fog Drip Estimates in Fragmented Mountain Forests

Ladislav Palán¹ · Josef Křeček¹Received: 10 June 2018 / Accepted: 12 September 2018 / Published online: 21 September 2018
© Springer Nature Switzerland AG 2018

Abstract

Forest interception is a major loss of water balance in mountain catchments, reducing the recharge of water resources. Fog precipitation occurring at higher elevations can reduce this loss by saturating the vegetative surface and dripping down to the soil surface. In 2015–2017, detailed observations of canopy throughfall and fog drip were performed in the upper plain of the Jizera Mountains (North Bohemia, Czech Republic). In the warm season (May–October), the interception loss of 106 mm was found in investigated mature spruce stand at 975 m a.s.l., i.e., 16% of the gross precipitation (662 mm). In 51 days a year, the forest interception was affected by a canopy fog drip. Hypothetically, by a negligible fog drip, the mean seasonal interception calculated by the Gash analytical model (225 mm) was 34% of the ‘open field’ rainfall. The fog drip volume (119 mm) was confirmed by the Slinn model (128 mm, + 9%), while the relatively simple models of Gallagher and Vermeulen significantly underestimated results by –23 and – 38%. Therefore, the Slinn model was employed to calculate daily fog drip over an annual cycle in heavy fragmented forest stands over 1 km² of an experimental catchment. We found only slightly increased fog drip (up to 10%) within 30 m of the forest edge, reflective of the relatively high forest fragmentation (an absence of large homogenous stands and sharp edges). Four basic canopy classes (from mature spruce stands to herbaceous cover) were distinguished. The mean annual fog drip was $P_F = 81$ mm (i.e., 7% of the gross precipitation) and fog drip reached 7–8% of the mean annual gross precipitation, or 10–12% of the mean annual runoff. In addition, the winter fog drip of up to 60% confirmed previous findings from this area.

Keywords Mountain catchment · Fragmented spruce stands · Forest interception · Canopy fog drip

✉ Ladislav Palán
ladislav.palan@fsv.cvut.cz

Josef Křeček
josef.kreck@fsv.cvut.cz

¹ Department of Hydrology, Czech Technical University in Prague, Thakurova 7, CZ-166 29 Prague 6, Czech Republic

1 Introduction

Worldwide, forest interception has been found to be a major loss of water balance in investigated catchments, significantly reducing the recharge of water resources (Gash 1979; Křeček 1990; He et al. 2012; Bren 2015). However, at higher elevations fog water condensation on vegetative foliage and its consequent dripping down to the soil surface can significantly increase water yields (Krečmer et al. 1979; Ingwersen 1985; Whitman 2000; Hildebrandt and Eltahir 2008). On the other hand, in regions significantly affected by acid atmospheric deposition the processes of trapping fog from the atmosphere can intensify declines of water environments and water quality (Schemenauer et al. 1995; Igawa et al. 2002; Křeček et al. 2017; Hůnová et al. 2018). In particular, increasing inputs of acid substances from fog precipitation may result in lower pH, reduced contents of calcium and magnesium (and water hardness), and the mobilisation of toxic aluminium in water environments (Merilehto et al. 1988; Křeček and Hořícká 2001; Stuchlík et al. 2017).

Acid rain (namely by the airborne emissions of sulphur and nitrogen) has probably affected the ecosystems of highly industrialised regions in Europe since the 1850s (Kopáček et al. 2016). After World War II, acid atmospheric deposition caused the widespread acidification of freshwaters, with damage to drinking water quality and populations of fish and other aquatic organisms, particularly in headwater areas of central Europe (Křeček and Hořícká 2006). In headwater catchments of the Jizera Mountains (Czech Republic), impacts of the acid atmospheric deposition has been augmented by interception and fog drip in spruce forests (*Picea abies*) (Křeček et al. 2017). Large-scale forest die-back, extensive clear-cut and problems in reforestation lead to the landscape fragmentation (Křeček et al. 2010). The aim of this paper is to estimate interception loss and fog drip in the upper plain of the Jizera Mountains, where fragmented forests and extensive invasive grass communities (namely *Calamagrostis sp.*) dominate.

2 Material and Methods

2.1 Study Site

The study was performed in the Jizerka experimental catchment (50°48'21" - 50°48'59"N, 15°19'34" - 15°20'48"E, Fig. 1) located in the upper plain of the Jizera Mountains (Czech Republic) between 862 and 994 m a.s.l. This catchment belongs to the Elbe river district (1-05-01-004), and has the following climate characteristics (1961–1990): North temperate zone, Köppen Dfc - sub-arctic region, mean annual precipitation 1400 mm, mean annual air temperature 4 °C, 90 foggy days per year, and average maximum snowpack of 120 cm (the snow cover usually lasts from the beginning of November to the end of April) (Tolasz 2007).

In the investigated catchment (instrumented in 1982), climax forests include Norway spruce (*Picea abies*) and Common beech (*Fagus sylvatica*), but spruce plantations have dominated Jizerka since the end of the eighteenth century. In 1984–1988, damaged mature spruce stands were harvested by clear-cutting followed by reforestation and *Junco effusi-Calamagrostietum villosae* became a new dominant community there (Křeček et al. 2010). The vegetation cover was categorized to four groups according to their canopy, based on both direct ground measurements and indirect approximation techniques (Křeček et al. 2017; Palán et al. 2018) (Table 1).

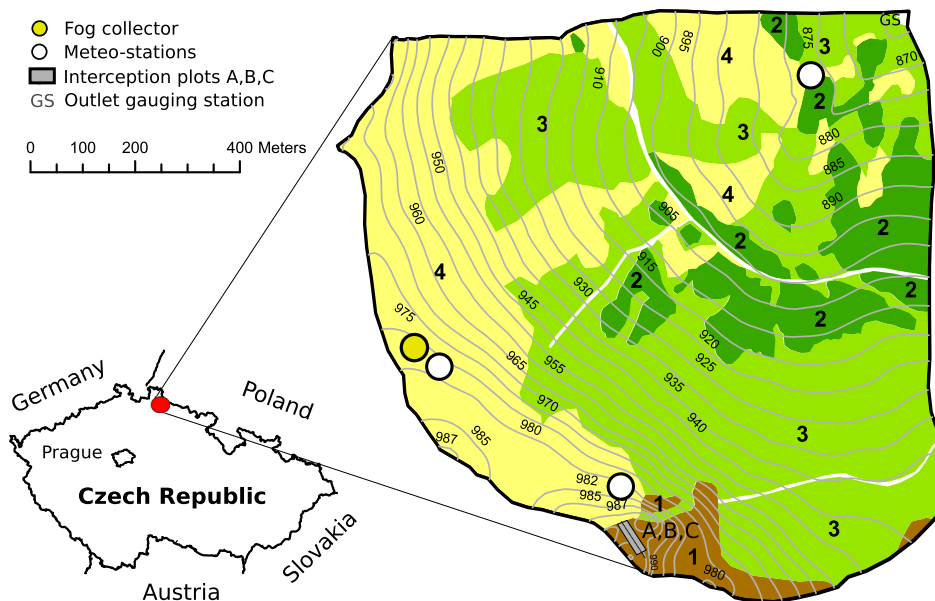


Fig. 1 The Jizerka experimental catchment, with four recognized vegetation groups (1 – mature spruce stands, 2 – middle aged stands, 3 – young stands with grass, 4 – young stands, grass dominating)

2.2 Assessing Interception Loss and Fog Drip

Interception loss (I) from tall canopies has been estimated by observing the net precipitation (P') reaching the soil surface under the canopy, and the gross precipitation in an adjacent ‘open field’ (P_G), e.g., Krečmer et al. (1979), Eq. (1):

$$I = P_G + P_F - P' = P_G + P_F - (P_T + P_S) \tag{1}$$

where:

- P' net precipitation (mm),
- P_G open field (gross) precipitation (mm),
- P_F fog drip (mm),
- P_T throughfall under the canopy (mm),
- P_S stemflow (mm).

To simulate interception loss in forest stands without significant fog drip, Gash (1979) proposed a storm-based analytical model, based on the mean evaporation and rainfall rates and the rainfall pattern. This model considers rainfall to occur as a series of discrete

Table 1 Inventory of vegetation cover (groups 1–4) in the experimental catchment

Group	Description	Tree age (years)	Mean height (m)	Area (10^3 m^2)
1	Mature spruce stands	61–100	23	45
2	Middle aged stands	31–60	17	150
3	Young stands with grass	6–30	3.9	484
4	Young stands, grass dominating	1–5	0.5	342

events, each comprising a period of wetting, when the rainfall (P_G) is less than the threshold value necessary to saturate the canopy (P_G'), a period of saturation, and a period of drying out after rainfall ceases. The canopy is assumed to have sufficient time to dry out between storms. The forest structure is described in terms of a canopy capacity (S), which is defined as the amount of water left on the canopy in zero evaporation conditions when rainfall and throughfall have ceased, a free throughfall coefficient (p), which determines the amount of rain which falls directly to the forest floor without touching the canopy, and the proportion of rainfall diverted to stemflow (p_s). The mean evaporation rate during rainfall (E) and the mean rainfall rate (R) are required to evaluate the loss from a saturated canopy until rainfall ceases. The separate components of the interception loss (I_1, I_2, I_3, I_4) are calculated as the interception of m relatively small storm insufficient to saturate the canopy (I_1):

$$I_1 = (1-p-p_s) \sum_{i=1}^m P_{G_i} \quad (2)$$

The loss (I_2) by wetting the canopy for n storms that saturate the canopy ($P_G > P_G'$) is given by:

$$I_2 = n (1-p-p_s) P_G' - nS \quad (3)$$

The evaporation from saturation until rainfall ceases (I_3) is given by:

$$I_3 = \frac{E}{R} \sum_{i=1}^n (P_{G_i} - P_G') \quad (4)$$

and, the evaporation after rainfall ceases (I_4) is given by:

$$I_4 = nS \quad (5)$$

Then, the total amount of intercepted rainwater (I) in a certain period is:

$$I = I_1 + I_2 + I_3 + I_4 \quad (6)$$

Muzylo et al. (2009) found that the original model (Gash 1979) and a model for a sparse canopy (Gash et al. 1995) were the most commonly used interception models, applied in both coniferous and hardwood forests. In spruce stands, stemflow as well as the evaporation from trunks can be supposed negligible (Křečmer et al. 1979).

Fog collection technology (a simple device based on erected nets facing the oncoming wind and trapping fog water particles) has been developed worldwide to estimate the fog drip potential, to modify the water cycle and to support the local water supply (Schell et al. 1992; Dawson 1998; Avila et al. 2001). Models for fog precipitation are similar to particle deposition models. The first micrometeorological approach in modelling fog drip volumes was proposed by Shuttleworth (1977), and his concept served as the basis for several other models (Slinn 1982; Lovett 1984; Lovett and Reiners 1986). These models are based on the friction velocity and efficiency of a particle collection by the canopy. The Lovett model has been widely applied to estimate the fog drip in coniferous forests (Lovett and Reiners 1986). However, the Slinn model was found to be easy to use and provided even more accurate fog drip estimates (Beswick et al. 1991; Zhang et al. 2001). Hildebrandt and Eltahir (2008) presented the modified Slinn model to calculate the fog drip flux (P_f) based on the flux of cloud droplets:

$$P_f = 3.6 LWC v_d t \quad (7)$$

where,

P_f fog drip (mm),
 LWC liquid water content (g m^{-3}),
 v_d settling velocity of droplets (m s^{-1}),
 t time of the deposition during a day (h).

The models of fog deposition are designed for transport of fog/cloud droplets into the canopy by means of turbulence, and they do not take into account edge effects. In a watershed with a clustered canopy (without uniform height and cluster edges), Hildebrandt and Eltahir (2008) introduced the enhancement factor c in the settling velocity v_d given by Eq. (8). The factor c is greater or equal to one and describes the enhancement of turbulent deposition due to edge effects:

$$v_d = c v_t + v_g \quad (8)$$

where,

v_t turbulent settling velocity,
 v_g gravitational settling velocity.

For spruce stands in the upper catchments in the Jizera Mountains, Křeček et al. (2017) used a simple linear hypsometric relation between the fog drip volume (P_f) and elevation (H):

$$P_f = 0.001 (aH + a_0) A_r F_c \quad (9)$$

where,

a, a_0 seasonal coefficients of hypsometric relation,
 A_r effective receptor area, and
 F_c fog drip coefficient (variable between 0.18 and 1.0 with the canopy density).

2.3 Interception and Fog Drip Observations

In 2015–2017, a detailed observation of canopy throughfall and fog drip was performed in the mature spruce stand J-1 (Fig. 2, elevation of 975 m) to expand on a long-term catchment study (Křeček and Hořická 2001; Křeček et al. 2017).

To access edge effects of forest in fog drip, throughfall was collected in three interception plots (A, B and C, squares 30×30 m, comparable crown density of 0.78 and tree height of 23 m) by sets of rain collectors. In each plot, ten plastic Hellman-size rain collectors, modified by Brechtel (1989) for longer sampling intervals (type Münden-200), were randomly installed under the forest canopy according to the method of Krečmer and Páv (1982), and interception was evaluated by Eq. (1) in monthly intervals. The distance of gauges from the forest edge varied from 0 to 90 m.

Simultaneously, in plot A five automatic tipping bucket gauges (an ALA monitoring system) were distributed to assess individual responses of throughfall to gross precipitation. In spruce stands, stem-flow of rain water was considered negligible according to findings of

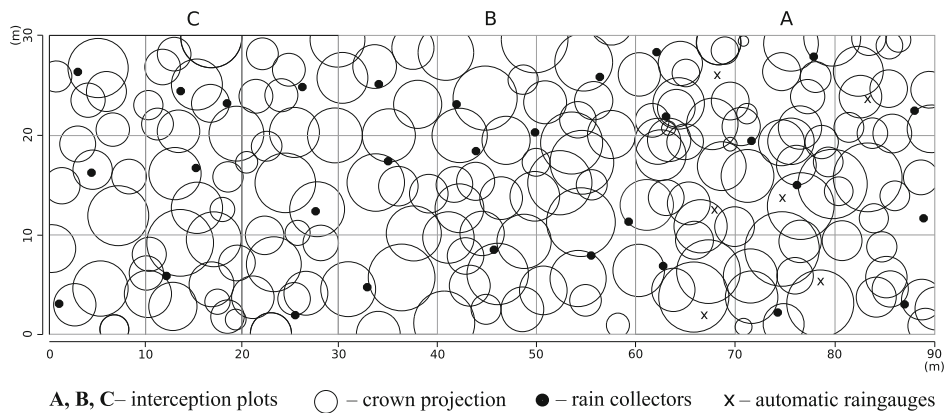


Fig. 2 Forest interception and fog drip observations in the Jizerka catchment

Krečmer et al. (1979) and Lovett (1984), and already confirmed in this research catchment by Křeček et al. (2017).

Fog drip was registered by the passive collector: a cylinder installed 1.7 m above the ground, exposing 400 m of Teflon line (diameter of 0.25 mm, i.e., surface area index 5) to the atmospheric transport of fog and low clouds. This was a modified instrument proposed by Mueller and Imhoff (1989) and Walmsley et al. (1996).

The condensed droplets were filtered and collected in one-litre plastic bottle protected against vaporization by a white shelter around and glass beads at the throat (according to Brechtel 1989). The collector was equipped with a wide brimmed hat overlapping the horizontal sampling area at an angle of 34° to avoid collection of direct rainfall, and, the collected fog drip was sampled in monthly intervals.

In the nearby meteorological station (Fig. 1) standard parameters (temperature, humidity, gross rainfall, and wind speed) were measured by the ALA monitoring system. The standard descriptive statistics and tests were applied to analyze the collected and estimated data (Motulski and Searle 1998).

2.4 Fog Drip Estimates

We estimated fog drip by calculating differences between interception loss found for observed gross precipitation and throughfall (Eq. 1), and interception loss in circumstances of negligible fog drip given by the Gash analytical model (Eqs. 2–6); and, simultaneously, by the Slinn model (Eq. 7) based on the settling velocity v (Eq. 8), where the gravitational component v_g is expressed by Eq. (10):

$$v_g = \frac{2 r_d^2 g \rho_w}{9 \eta} \quad (10)$$

where,

- r_d droplet radius (m),
- g gravitational constant (m s^{-2}),
- ρ_w density of water (kg m^{-3}), and
- η dynamic viscosity of the air (Pa s).

The turbulent deposition v_t is an inverted sum of the atmospheric resistance r_a ($s\ m^{-1}$) and the surface resistance r_{surf} ($s\ m^{-1}$) given by:

$$v_t = \frac{1}{r_a + r_{surf}} \quad (11)$$

$$r_a = \frac{u_z}{u_f^2} = \frac{\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right)}{\kappa u_f} \quad (12)$$

$$r_{surf} = \frac{1}{3 u_f E} \quad (13)$$

where,

- d displacement height (m),
- z_0 roughness length (m),
- u_f friction velocity ($m\ s^{-1}$),
- u_z wind velocity at the reference height ($m\ s^{-1}$), and
- κ is the von Karmán constant.

The fog collection efficiency E is considered to be equal to the impaction efficiency according to Slinn (1982):

$$E = \left(\frac{St}{o + St}\right)^2 \quad (14)$$

where,

- St Stokes number (–) calculated by Eq. (15) according to Jacob et al. (1985), and the parameter
- o reaching values 0.6–1.0:

$$St = \frac{v_g u}{g R} \quad (15)$$

where,

- R the characteristic radius of collection obstacles (m).

Simultaneously, two more simple empirical formulas were employed to assess the outputs of the Slinn model: the empirical formula of Gallagher et al. (1992):

$$v_d = (-0.011 r_d^2 + 0.311 r_d - 1.41) \frac{1}{r_a} \quad (16)$$

and of Vermeulen et al. (1997):

$$v_d = 0.195 u_f^2 \quad (17)$$

Since it was not possible to observe the droplet spectra in the Jizerka catchment, we accepted the approach of Walmsley et al. (1996) to determinate the liquid water content LWC by recording samples of the passive fog drip collector (18):

$$LWC = \frac{0.001 V_c}{3.6 A_c E t u} \quad (18)$$

where,

- V_c recorded amount of fog drip (mL),
- A_c cross-section area (m²) of the obstacle,
- E fog capture efficiency due to impaction with the obstacle (-),
- t the real time of deposition during a day (h), and
- u wind speed (m s⁻¹).

Equation (18) was successfully applied by Ritter et al. (2008) and Katata et al. (2010). In addition, Katata et al. (2010) proposed Eq. (19) based on the logarithmic profile of LWC in the boundary layer:

$$LWC_{1.7m} = LWC_h \ln \left(\frac{1.7}{0.0123h} \right) / \ln \left(\frac{1}{0.0123} \right) \quad (19)$$

where,

- $LWC_{1.7m}$ outputs of the Eq. (18), based on observations at 1.7 m above the ground, and
- LWC_h values revised for mean canopy height h (m).

2.5 Catchment Scale Interception

To estimate the interception storage of the Jizerka experimental catchment (Fig. 1), weighted averages of interception and fog drip volumes were estimated based on the four basic canopy groups (Table 1). Results of the linear hypsometric Eq. (9) calculating the fog drip volume with elevation, canopy area and fog drip efficiency (Křeček et al. 2017) were compared with fog drip values modelled by Eq. (7), including Eqs. (10–19).

3 Results

3.1 Throughfall Analysis

In the mature spruce stand (J-1, Fig. 2), monthly throughfall collected in plots A, B and C during the summer (May – October) is presented in Table 2. Statistical analysis of monthly throughfall (Table 3) showed relatively high skewness and kurtosis; however, the Kolmogorov-Smirnov Test confirmed that all sampled monthly rainfalls had Gaussian distribution: KS test values (from 0.18 to 0.20, Table 3) were below the critical $KS_{crit} = 0.262$ ($n = 18$, $p = 0.05$).

Considering the edge effect, a slightly increased fog drip up to 10% was found in the C plot (30 m from the edge), however, not statistically significant. With the distance of the plots (A, B, C) from the edge (Fig. 2), the variation among column medians were not significantly greater than expected by chance: from the Bonferroni Multiple Comparison Test, t-values were 0.06 (A vs B), 0.13 (A vs C) and 0.19 (B vs C), all below the critical value $t_{crit} = 2.48$ ($n = 18$, $p = 0.05$), and Barlett's test showed non-significant differences between the A, B, C throughfalls among the standard deviations ($BS = 0.012$, $p = 0.99$).

Table 2 Summer interception loss in the investigated mature spruce stand J-1 at Jizerka: plots A, B and C (warm season, May–October, 2015–2017)

Year	J-1	J-1-A		J-1-B		J-1-C	
	Gross precipitation	Throughfall		Throughfall		Throughfall	
	P_G (mm)	P_T (mm)	(%)	P_T (mm)	(%)	P_T (mm)	(%)
2015	437	358	82	349	80	368	84
2016	772	656	85	664	86	673	87
2017	778	654	84	638	82	667	86
Mean	662	556	84	550	83	569	86

For the 30 rain gauges installed in the three observation plots (A, B, C), the Spearman rank correlation $r = -0.1$ showed a non-significant ($r_c = 0.35$, $n = 30$, $p = 0.05$) relationship of throughfall-based fog drip with distance from the forest edge (Fig. 3). Similarly, for a linear regression model, the t-test value 0.117 was below the critical value $t_c = 2.048$, not confirming a trend with gauge distances. For plot C, a decreasing fog drip with gauge distance from the edge D between 2 and 28 m, according to $P_F = 111.3 - 1.24D$ can be noted, but this was not significant at $p = 0.05$ (Spearman rank correlation coefficient $r = -0.46 < r_c = 0.6$).

The forest edge effect depends on wind conditions. In this study, gross rainfall and throughfall were observed in monthly intervals (May – October, 2015–2017) where the mean wind speed and directions were comparable (2.3 m s^{-1} , north-west direction dominating).

3.2 Interception Loss

Seasonal interception (May – October) in the three investigated plots (A, B, C) of the mature spruce stand (J-1) at Jizerka is presented in Table 2. The mean summer interception loss in plots A, B and C varied between 14 and 17% of the gross precipitation. Similarly, in a dense mature plantation of Norway spruce (canopy density 0.8–0.9) not affected by additional precipitation from fog or low clouds, Krečmer et al. (1979) reported 37% interception.

In plot J-1-A, the alternative interception loss for negligible fog drip was analysed by the Gash model, Eqs. (2–6), Table 4. The free throughfall coefficient $p = 0.22$ is given by the horizontal canopy coverage (0.78) and stemflow supposed negligible $p_s = 0$. Under the canopy observation of throughfall by automatic gauges was often hindered by dust and needle fall. Anyway, for 20 rain events observed in days with zero fog evidence, from the regression

Table 3 Descriptive statistics of monthly collected rain volumes, 2015–2017

Statistical characteristics	J-1	J-1-A	J-1-B	J-1-C
	Gross rainfall P_G (mm)	Throughfall P_T (mm)	Throughfall P_T (mm)	Throughfall P_T (mm)
Arithmetic mean	110.4	92.7	91.8	94.9
SD (standard deviation)	57.9	49.6	49.1	51.4
SEM (standard error of mean)	13.6	11.6	11.5	11.9
C_v (coefficient of variation)	0.52	0.54	0.55	0.58
C_s (coefficient of skewness)	0.95	0.93	0.94	0.96
C_k (coefficient of kurtosis)	3.21	3.14	3.19	3.17
KS (Kolmogorov-Smirnov)	0.19	0.18	0.19	0.20

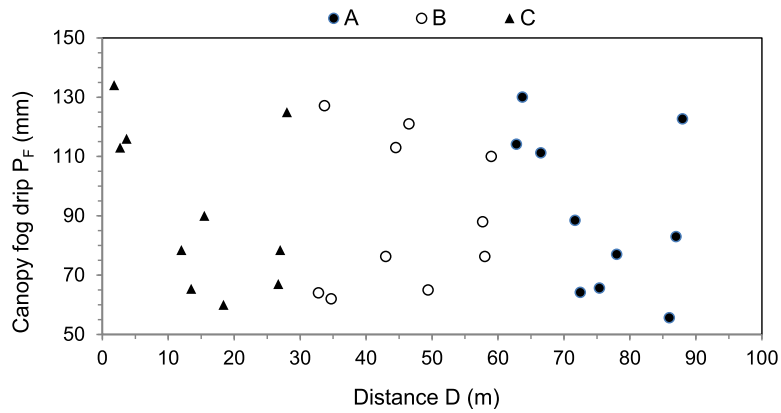


Fig. 3 Mean monthly fog drip P_F (mm) with rain gauge distance D (m) from the edge of the stand J-1: plots A, B and C, 2015–2017

between gross rainfall P_G and throughfall P_T , we estimated the canopy storage capacity $S = 1.7$ mm and the evaporation rate from the saturated canopy during rainfall $E = 0.21$ mm h^{-1} . Then, for the mean rainfall rate ($R = 2.18$ mm h^{-1}), we estimated the threshold rainfall to saturate the canopy $P' = 2.8$ mm. For those 20 rainfalls not affected by fog a good agreement was found between modelled and observed interception by the Wilcoxon matched-pairs signed-ranks test (two tailed p value $p = 0.001$, $n = 12$, $p = 0.05$, considered significant).

Table 4 Components of the Gash storm-based analytical model in the J-1-A stand (m, n – numbers of rainfalls not enough and saturating the canopy; I_1, I_2, I_3, I_4 – separate components of the interception loss I , Eqs. (2–5), V, VI, ...X – consecutive months of the warm season)

	V	VI	VII	VIII	IX	X	Sum
2015							
m	16	17	15	3	16	7	74
n	7	12	9	7	8	4	47
I_1	15.8	10.8	8.9	4.5	8.5	4.2	53
I_2	3.3	5.8	4.3	3.3	3.8	2	23
I_3	0.2	0.4	0.6	0.2	0.3	0.4	2
I_4	11.9	20.4	15.3	11.9	13.6	6.8	80
I	31.2	37.4	29.1	19.9	26.2	13.4	158
2016							
m	22	27	26	6	19	21	121
n	6	20	24	8	11	11	80
I_1	15.9	16.1	31.3	3.4	12.3	15.1	94
I_2	2.9	9.7	11.6	3.8	5.3	5.2	38
I_3	0.2	0.5	0.7	0.6	0.4	1	3
I_4	10.2	34.0	40.8	13.6	18.7	18.7	136
I	29.2	60.3	84.4	21.4	36.7	40	271
2017							
m	17	15	25	9	28	28	122
n	4	11	15	9	15	15	69
I_1	18.7	11.7	19.5	7	21.8	21.8	101
I_2	1.9	2.6	4	2.2	4.1	6	21
I_3	0.2	0.5	0.7	0.6	0.4	1	3
I_4	6.8	18.7	25.5	15.3	25.5	25.5	117
I	27.6	33.5	49.7	25.1	51.8	54.3	242

In the summer seasons of 2015–2017, altogether 513 rain events were captured: $m = 317$ not sufficient to saturate the canopy, and $n = 196$ storms that saturated the canopy. For the seasonal gross rainfall 437, 772 and 778 mm, interception values reached 158, 271 and 242 mm, i.e., 36, 35 and 31% of the gross precipitation. Thus, in the summers 2015–2017, fog drip in the mature spruce stand J-1-A was 79, 154 and 117 mm, i.e., 18, 20 and 15% of the gross precipitation (decreasing the seasonal interception loss to 18, 20 and 15%).

3.3 Fog Drip Modeling

Seasonal (May–October) and annual fog drip estimates provided by the Slinn model, Eqs. (10–15), and observations of the gross precipitation and the canopy throughfall, Eq. (1), adopting the rainstorm analysis of Gash, Eqs. (2–6), are presented in Table 5. The two-tailed p value of the Mann-Whitney test was 0.7, thus medians of throughfall and Slinn series did not differ significantly, contrary to values calculated by models of Gallagher, Eq. (16), and Vermeulen, Eq. (17). Thus, the Slinn model showed relatively good agreement with the throughfall based data (9% higher mean summer fog drip), while the relatively simple models of Gallagher and Vermeulen provided lower mean seasonal fog drip by 23 and 38%, respectively (Table 6). In our research plot, we found that the forest edge effect is not significant and could be neglected (Fig. 3), thus, the coefficient c (Eq. 8) is considered to be equal to one.

3.4 Catchment Scale Fog Drip and Interception

Data on the presence of daily fog and fog drip volume V_c sampled by the open field fog collector (J-1) from 2015 to 2017 are given in Fig. 4.

The liquid water content of the fog (LWC) and the corresponding settling velocities v_d are shown in Fig. 5, and the mean canopy fog drip P_F is given in Fig. 6. The investigated mature spruce stand J-1-A corresponds with the canopy group 1 (Table 1). In Table 6, the mean annual canopy fog drip is presented comparing estimates by the models of Slinn (Eqs. 10–15), Gallagher (Eq. 16) and Vermeulen (Eq. 17), calculated in daily steps. In the Jizerka experimental catchment, the total mean annual fog drip was calculated as the weighted average of the Slinn estimates for the four respected canopy groups.

To estimate the total fog drip on the catchment area, only the model of Slinn has been employed because of the lack of direct measurements of the interception capacity and throughfall for all type of stands. However, based on the previous findings (Punčochář et al. 2012; Palán et al. 2018), both rainfall interception and canopy storage capacity corresponded well with changes in observed leaf area index (LAI) values. A linear relationship has been

Table 5 Seasonal and annual fog drip estimates in the mature spruce stand J-1-A, 2015–2017

Year	Summer fog drip (May–October)		Annual fog drip
	Throughfall	Slinn model	Slinn model
2015	79	112	260
2016	154	146	294
2017	117	125	268
Mean	117	128	274

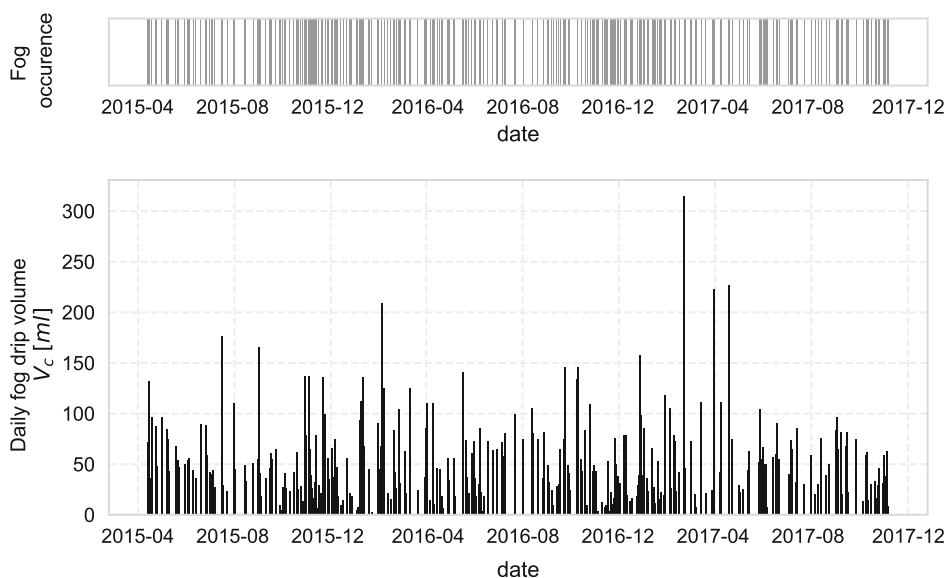
Table 6 Mean annual fog drip in the Jizerka experimental catchment, 2015–2017

Canopy group	Settling velocity v_d (m s^{-1})			Mean annual fog drip P_F (mm)		
	<i>Slinn</i>	<i>Gallagher</i>	<i>Vermeulen</i>	<i>Slinn</i>	<i>Gallagher</i>	<i>Vermeulen</i>
1	0.173	0.138	0.084	274	219	177
2	0.117	0.091	0.041	213	167	135
3	0.114	0.078	0.068	66	43	35
4	0.050	0.025	0.024	19	8	6
Weighted average	0.095	0.065	0.050	81	57	46

proved. Thus, for the warm period (May to October), the estimated fog drip in the J-1-A stand was distributed proportionally for entire catchment, according to an average LAI of each vegetation group. The estimated mean amount 117 mm for vegetation group 1 (Table 1) was converted to 103, 28 and 20 mm for vegetation groups 2, 3 and 4, respectively. By vegetation group representation in the experimental catchment, the weighted average of seasonal mean of fog drip for the warm season (May to October) was estimated to be 40 mm. Similarly, the weighted average for entire experimental catchment is considered when using the model of Slinn (Table 6) and annual mean fog drip $P_F = 81$ mm.

In the investigated three years period, the daily calculation of Slinn model was performed. A strong linear relationship between the friction velocity (u_f) and the settling velocity (v_d , the final output of calculation) has been confirmed (Pearson correlation $R = 0.9997$, $n = 960$). Thus, we proposed a simple approximation of the model of Slinn:

$$v_d = 0.0926 u_f + 0.0171 \quad (20)$$

**Fig. 4** Fog occurrence and fog drip at the J-1 meteorological station, 2015–2017

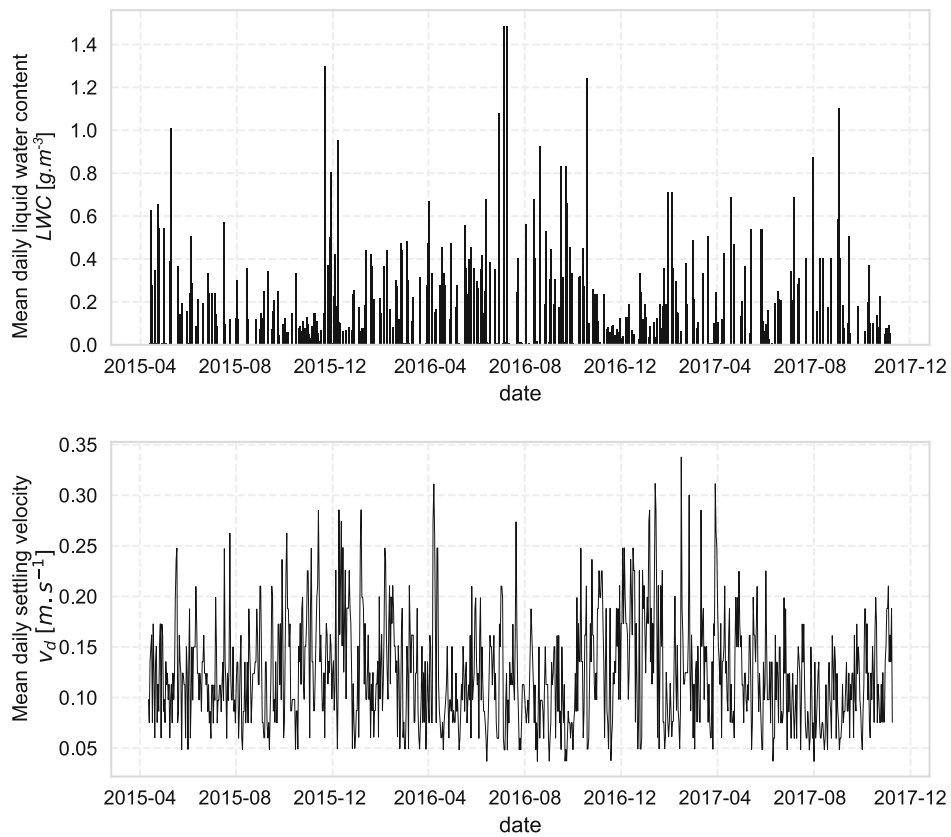


Fig. 5 Mean daily liquid water content (LWC) in fog and settling velocity v_d , 2015–2017

4 Discussion and Conclusions

In the warm season (May–October) 2015–2017, based on the troughfall observation in mature spruce stand at the elevation of 975 m, the interception loss was 106 mm (i.e., 16% of the gross precipitation, 662 mm). This observation was affected by the canopy fog drip in 51 foggy days a

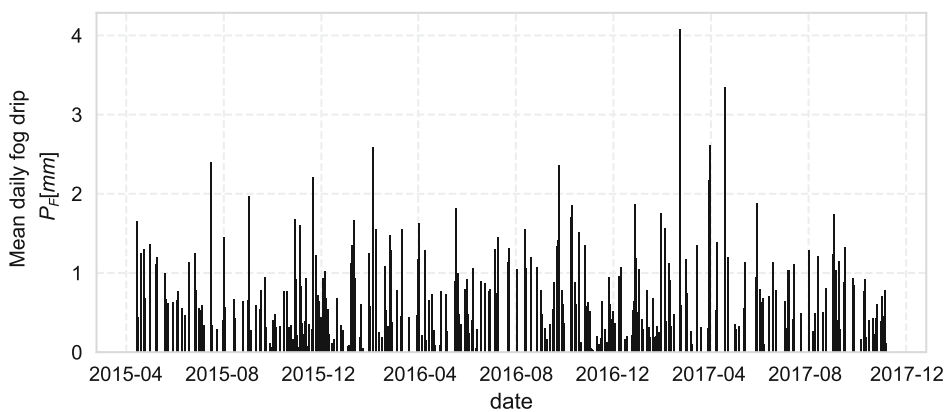


Fig. 6 Mean daily canopy fog drip at Jizerka in the catchment scale, 2015–2017

year. Hypothetically, with a negligible fog occurrence the mean seasonal interception calculated by the Gash analytical model (225 mm) was 34% of the ‘open field’ rainfall. Thus, the mean summer fog drip (119 mm) reached 18% of the gross rainfall, reducing the canopy interception by 54% (from 34 to 16% of the gross rainfall). These results correspond well with findings in mature spruce stands reported by Krečmer et al. (1979) and Křeček et al. (2017).

The vegetative cover in the studied catchment is strongly fragmented. Considering the edge effect, a slightly increased fog drip up to 10% was found in the C plot (located up to 30 m from the edge), but not statistically significant. With the distance of the plots (A, B, C) from the forest edge (Fig. 2), observed throughfalls followed a decreasing relation of the canopy fog drip (P_F) with distance (D): $P_F = 111.3 - 1.24D$ up to 30 m (but not significant at $p = 0.05$). Similarly, Krečmer et al. (1979) found slightly increased fog drip (up to 10%) within 20 m from the spruce stand edge in the Orlické hory Mountains. In contrast, Lovett and Reiners (1986) and Weathers et al. (1995) reported a dramatic increase of fog drip at the forest edge, which could exceed the fog deposition in the forest stand by 3 to 15 times. However, considering the relatively high variation in canopy throughfall (Table 3), we suggest that results based on transect gauge observations are rather limited for quantifying this process. Moreover, in the Jizerka catchment the relatively high forest fragmentation (Fig. 1) means there is a lack of large homogenous forest stands and sharp edges.

Summer fog drip estimates by the Slinn model (128 mm) correspond better with the canopy throughfall observations (117 mm, i.e., +9% difference) than the relatively simple models of Gallagher (−23%) and Vermeulen (−38%). The Slinn model is more general while the models of Gallagher and Vermeulen are only a relatively simple approximation based on local measurements. Using the Slinn model to calculate daily fog drip in whole three years 2015–2017, in the mature spruce stand J-1, the seasonal fog drip contributions were 47% (summer) and 53% (winter). The Slinn approach was used to estimate fog drip in the Jizerka catchment. Thus, in the catchment scale, the mean annual fog drip $P_F = 81$ mm (i.e., 7% of the gross precipitation) corresponded well with a previous study where fog drip reached 7–8% of the mean annual gross precipitation and 10–12% of the mean annual runoff (Křeček et al. 2017). Similarly, respecting the canopy groups, the canopy throughfall fog drip observation was distributed over the catchment area based on the leaf area index; the estimated mean seasonal fog drip (May to October) $P_F = 40$ mm (i.e., 6.4% of the gross precipitation). In elevated headwater catchments significantly affected by the acid atmospheric load, fog drip from forest canopy can increase water resources recharge but also threaten the water quality. Both aspects could be controlled by forest practices.

Acknowledgments This research was supported by the Ministry of Education of the Czech Republic (INTER-EXCELLENCE: INTER-COST LTC 17006) and the Czech Technical University in Prague (SGS18/120/OHK1/2 T/11).

References

- Avila EE, Pereyra RG, Castellano NE, Saunders CPR (2001) Ventilation coefficients for cylindrical collectors growing by riming as a function of the cloud droplet spectra. *Atmos Res* 57:139–150
- Beswick KM, Hargreaves KJ, Gallagher MW, Choularton TW, Fowler D (1991) Size-resolved measurements of cloud droplet deposition velocity to a forest canopy using an eddy correlation technique. *Q J R Meteorol Soc* 117:623–645
- Brechtel HM (1989) Monitoring wet deposition in forest – quantitative and qualitative aspects. In: Bresser AHM and Mathy P (ed) *Monitoring Air Pollution and Forest Ecosystem Research*, Commission of the European Communities, Air Pollution Reports 39–64

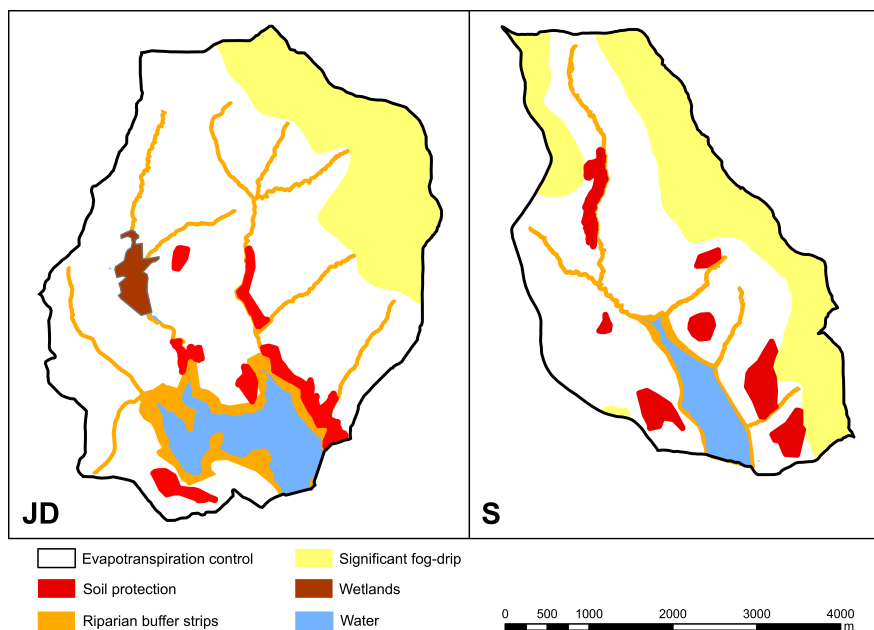
- Bren L (2015) Forest hydrology and catchment management. Springer Netherlands, Dordrecht
- Dawson TE (1998) Fog in the California redwood forest: ecosystem inputs and use by plants. *Oecologia* 117: 476–485
- Gallagher MW, Beswick K, Choularton TW, Coe H, Fowler K, Hargreaves K (1992) Measurements and modelling of cloudwater deposition to moorland and forests. *Environ Pollut* 75:97–107
- Gash JHC (1979) An analytical model of rainfall interception by forests. *Q J R Meteorol Soc* 105:43–55
- Gash JHC, Lloyd CR, Lachaud G (1995) Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. *J Hydrol* 170:79–86
- He Z, Wenzhi Z, Hu L, Tang Z (2012) Effect of forest on annual water yield in the mountains of an arid inland river basin: a case study in the Pailugou catchment on northwestern China's Qilian Mountains. *Hydrol Process* 26:613–621
- Hildebrandt A, Eltahir EAB (2008) Using a horizontal precipitation model to investigate the role of turbulent cloud deposition in survival of a seasonal cloud forest in Dhofar. *J Geophys Res* 113:1–11
- Hůnová I, Brabec M, Malý M, Valeriánová A (2018) Revisiting fog as an important constituent of the atmosphere. *Sci Total Environ* 636:1490–1499
- Igawa M, Matsumura K, Okochi H (2002) High frequency and large deposition of acid fog on high elevation forest. *Environ Sci Technol* 36:1–6
- Ingwersen JB (1985) Fog drip, water yield, and timber harvesting in the bull run municipal watershed, Oregon. *Water Resour Bull* 21:469–473
- Jacob DJ, Waldman JM, Haghi M, Hoffmann MR, Flagan RC (1985) Instrument to collect fogwater for chemical analysis. *Rev Sci Instrum* 56:1291–1293
- Katata G, Nagai H, Kajino M, Ueda H, Hozumi Y (2010) Numerical study of fog deposition on vegetation for atmosphere–land interactions in semi-arid and arid regions. *Agric For Meteorol* 150:340–353
- Kopáček J, Hejzlar J, Krám P, Oulehle F, Posch M (2016) Effect of industrial dust on precipitation chemistry in the Czech Republic (Central Europe) from 1850 to 2013. *Water Res* 103:30–37
- Křeček J (1990) Evapotranspiration from a forested basin in the Jizera Mountains. *IAHS Publication No 190*: 229–237
- Křeček J, Hořická Z (2001) Degradation and recovery of mountain watersheds: the Jizera Mountains, Czech Republic. *Unasylva* 52:43–49
- Křeček J, Hořická Z (2006) Forests, air pollution and water quality: influencing health in the headwaters of Central Europe's black triangle. *Unasylva* 57:46–49
- Křeček J, Nováková J, Hořická Z (2010) Ellenberg's indicator in water resources control: the Jizera Mountains, Czech Republic. *Ecol Eng* 36:1112–1117
- Křeček J, Palán L, Stuchlík E (2017) Acid atmospheric deposition in a forested mountain catchment. *iForest* 10: 680–686
- Křečmer V, Páv B (1982) Methodology to estimate the number of rain gauges under the forest canopy (*In Czech*). *Journal of Hydrology and Hydromechanics (Vodohospodársky časopis)* 30:479–490
- Křečmer V, Fojt V, Křeček J (1979) Fog precipitation and fog drip in forests as an item of water balance in a mountain region. *Meteorological Bulletin* 32:78–81
- Lovett GM (1984) Rates and mechanisms of cloud water deposition to a subalpine balsam fir forest. *Atmos Environ* 18:361–371
- Lovett GM, Reiners WA (1986) Canopy structure and cloud water deposition in subalpine coniferous forests. *Tellus B* 38:319–327
- Merilehto K, Kenttämies K, Kämäri J (1988) Surface water acidification in the ECE region: regional acidification, current geographical extent of acidification in lakes, streams and reservoirs in the countries of the ECE region. Nordic Council of Ministers, Copenhagen
- Motulski HJ, Searle P (1998) InStat guide to choosing and interpreting statistical tests. GraphPad Software, Inc., San Diego
- Mueller SF, Imhoff RE (1989) Inferring cloud deposition to a forest canopy using a passive cloudwater collector. *Geophys Res Lett* 16:683–686
- Muzylo A, Llorens P, Valente F, Keizer JJ, Domingo F, Gash JHC (2009) A review of rainfall interception modelling. *J Hydrol* 370:191–206
- Palán L, Křeček J, Sato Y (2018) Leaf area index in a forested mountain catchment. *Hungarian Geographical Bulletin* 67:3–11
- Punčochář P, Křeček J, van de Griend AA (2012) Interception storage in a small alpine catchment. In: Křeček J, Haigh M, Hofer Th, Kubin E (eds) Management of mountain watersheds. Springer, Dordrecht, pp 180–191
- Ritter A, Regalado CM, Aschan G (2008) Fog water collection in a subtropical elfin laurel forest of the Garajonay National Park (Canary Islands): a combined approach using artificial fog catchers and a physically based model. *Journal of Hydrology and Meteorology* 9:920–935
- Schell D, Georgii H-W, Maser R, Jaeshke W, Arends BG, Kos GPA, Winkler P, Schneider T, Berner A, Kruszc S (1992) Intercomparison of fog water samplers. *Tellus* 44B:612–631

- Schemenauer R, Banic CM, Urquizo N (1995) High elevation fog and precipitation chemistry in southern Quebec, Canada. *Atmos Environ* 29:2235–2252
- Shuttleworth WJ (1977) The exchange of wind driven fog and mist between vegetation and the atmosphere. *Bound-Layer Meteorol* 12:463–489
- Slinn WGN (1982) Predictions for particle deposition to vegetative canopies. *Atmos Environ* 16:1785–1794
- Stuchlík E, Bitušík P, Hardekopf DW, Kahounová M, Tátošová J, Vondrák D, Dočkalová K (2017) Complexity in the biological recovery of Tatra Mountain lakes from acidification. *Water Air Soil Pollut* 228(184)
- Tolasz R (2007) *Climate atlas of the Czech Republic*. Prague, Czech Hydrometeorological Institute
- Vermeulen AT, Wyers GP, Römer FG, Leeuwen NFMV, Draaijers GPJ, Erisman JW (1997) Fog deposition on a coniferous forest in the Netherlands. *Atmos Environ* 31:375–386
- Walmsley JL, Schemenauer RS, Bridgman HA (1996) A method for estimating the hydrologic input from fog in mountainous terrain. *J Appl Meteorol* 35:2237–2249
- Weathers KC, Lovett GM, Likens GE (1995) Cloud deposition to a spruce forest edge. *Atmos Environ* 29:665–672
- Whitman CD (2000) *Mountain meteorology: fundamentals and applications*. Oxford University Press, Oxford
- Zhang L, Gongb S, Padrob J, Barrieb L (2001) A size-segregated particle dry deposition scheme for an atmospheric aerosol module. *Atmos Environ* 35:549–560

3.2.4 Vliv lesní skladby na vývoj kvality povrchových vod v podmínkách acidifikace

Vodárenské nádrže Josefův Důl (JD) a Souš (S) slouží jako zásobárna pitné vody pro přilehlé regiony. Na straně lesního hospodaření byla aplikována pouze jen vybraná opatření pro zlepšení kvality povrchových vod. Nicméně současné přístupy nereflktují významnou roli lesa na velikost depozice kyselých iontů z mlhy a nízké oblačnosti, takže zotavení povodí vodárenských nádrží z acidifikace je neefektivní. Existuje předpoklad, že změna lesní skladby může významně ovlivnit kvalitu povrchových vod díky redukci negativního příspěvku kyselé depozice z mlhy.

Aby mohl být demonstrován skutečný vliv lesní skladby a vegetačního povrchu na vývoj kvality povrchových vod v zájmových povodí, byla pro období 1983-2016 provedena analýza vegetačního povrchu v experimentálním povodí J-1 pomocí snímků mise Landsat. Porost byl pro jednotlivé roky kategorizován do stejných tříd jako v období 2010-2012.



Obrázek 3.5: Vymezení lesních zón v povodích nádrží Josefův Důl (JD) a Souš (S).

Na základě dlouhodobých dat o kyselé atmosférické depozici a odvozených vztahů (rovnice 3.2–3.4) byl stanoven plošný úhrn horizontálních srážek a velikost depozice $S - SO_4$, $N - NO_3$ s $N - NH_4$. Rekonstrukce vývoje historické depozice byla dána do souvislosti s vývojem pH a koncentracemi síranů a dusičnanů ve vodě Sklářského potoka a zalesněnou plochou v čase. Zlomovým rokem pro velikost kyselé depozice byl rok 1984, kdy proběhla lesní těžba. Pro experimentální povodí byl tak de-

monstrován vliv různé lesní skladby na celkovou kyselou depozici v povodí.

Aby mohl být demonstrován efekt konkrétních opatření na kvalitu povrchových vod, byly získané poznatky aplikovány v rámci povodí vodárenských nádrží. V zájmových vodárenských povodích bylo vymezeno pět základních zón podle jejich role k odtokovému procesu: (1) břehové zóny, (2) zóny ochrany půdy, (3) zóny evapotranspirace, (4) zóny horizontálních srážek a (5) mokřady, viz Obr. 3.5. Břehové pásy respektují již existující zóny ochrany vodních zdrojů, lesní těžba by měla být pouze selektivní. Plochy se sklony svahu nad 30 % jsou určeny jako zóny ochrany půdy. V těchto zónách by hlavním cílem lesnických prací měla být tvorba humusových vrstev, podpora kořenového systému a stabilizace svahů. Dospělý smrkový les by měl být postupně nahrazen přirozenou skladbou lesa (smíšený nebo bukový les). Plochy se sklonem svahů menším než 30 % zabírají většinu plochy zájmových povodí (bez zón 1 a 2), lesnické práce by zde měly směřovat zejména ke kontrole výparu.

Pro determinaci maximálního vlivu vegetace na depozici horizontálních srážek byly uvažovány dva scénáře. Scénář A předpokládá plné obnovení dospělého smrkového porostu. Scénář B předpokládá plochy buku kolem břehu a na sklonech vyšších než 30 %, v nadmořské výšce nad 900 m pouze travní společenství a ve zbylých plochách otevřený porost smrku. Při uvážení současných hodnot kyselé atmosférické depozice lze z rozdílu mezi těmito dvěma scénáři dopočítat maximální redukci kyselé atmosférické depozice v povodích vodárenských nádrží.

Water-quality genesis in a mountain catchment affected by acidification and forestry practices

Josef Křeček^{1,3}, Ladislav Palán^{1,4}, Eva Pažourková^{1,5}, and Evžen Stuchlík^{2,6}

¹Department of Hydrology, Czech Technical University in Prague, Thákurova 7, CZ-166 29 Prague

²Institute of Hydrobiology, Biology Centre CAS, Na Sádkách 7, CZ-37005 České Budějovice

Abstract: Effects of changes in air pollution and forest cover on the acid atmospheric deposition and runoff were studied in the Jizerka experimental catchment (Czech Republic), a sensitive mountain environment of low buffering capacity. From 1982 to 2015, resident scientists and volunteers measured water quality of precipitation, fog, and stream samples at the watershed level. Archived LANDSAT imagery was used to reconstruct changes in forest composition in the watershed based on a detailed ground inventory done in 2010 to 2012. Spatial interpolation was used to approximate atmospheric deposition of water and SO_4^{2-} , NO_3^- , and NH_4^+ over the watershed area. The open-field load of S peaked in 1987 to 1988 and dropped substantially in the 1990s, but inorganic N did not show a significant trend. The N : S deposition ratio increased from 0.37 to 2.83. Mean annual stream-water pH increased from 4.2 to 5.9, and concentrations of SO_4^{2-} and NO_3^- decreased by 55 and 53%, respectively. Seasonal acidification of stream water was observed during snowmelt (March, April) and episodic summer rainstorms. The relatively rapid response of stream-water quality to reduced deposition corresponded with subsurface runoff generated in a shallow podzolic soil. Relatively high leaching of NO_3^- in the 1980s followed limited N uptake in damaged spruce stands and clear-cut areas. Recovery of stream-water chemistry followed the drop in the acid atmospheric deposition by ~5 y, and stream biota revived after 10 to 15 y. Removal of spruce forest and reduced air pollution caused faster recovery from acidification than expected from pure air-quality improvement. Reduced atmospheric deposition and fog-drip interactions caused by lower canopy area suggest that modified forestry practices can affect deposition rates and stream-water quality. Deciduous or mixed forests could decrease the acidic atmospheric load by reducing leaf area and surface roughness.

Key words: mountain catchment, acid atmospheric deposition, forestry practices, runoff genesis, citizen science

Mountainous parts of many river basins provide 40 to 80% of the water that is available to lowland users (Messerli et al. 2004). The importance of mountain catchments as water resources will increase with population pressure (UNEP 2007, Viviroli et al. 2007) and effects of expected climate change (Christensen 2005). Leopold (2006) emphasized the role of headwater mountain streams in river system development, and Körner and Ohsawa (2005) considered the recharge of water resources as the most important environmental benefit of mountain regions. Mountain watersheds in central Europe are mostly forested, and their sustainable environmental benefits are guaranteed by forestry practices (FAO 2008).

Biswas et al. (2014) suggested that water-quality deterioration at the global scale is attributable mainly to poor

management of water resources. The European Commission (2012) recommended application of a multidisciplinary approach to watershed management and revision of stream water-quality regulations. In populated regions, the quality of natural fresh waters is degraded mostly by point-source pollution, whereas distant mountain catchments are particularly affected by large-scale air pollution (emissions of SO_2 , NO_x , NH_4^+) and atmospheric acid deposition (Reuss and Johnson 1986, Baldigo and Lawrence 2001, Schöpp et al. 2003, Kopáček et al. 2016).

Anthropogenic emissions of acidic precursors have been increasing since the industrial revolution and peaked in the late 1980s. International cooperation to reduce atmospheric emissions (the 1985 Helsinki Protocol on the Reduction of Sulphur Emissions or their Transboundary Fluxes by $\geq 30\%$)

E-mail addresses: ³josef.kreckek@fsv.cvut.cz; ⁴ladislav.palan@fsv.cvut.cz; ⁵eva.pazourkova@fsv.cvut.cz; ⁶evzen.stuchlik@yandex.com

DOI: 10.1086/698533. Received 14 June 2017; Accepted 28 February 2018; Published online 18 June 2018.
Freshwater Science. 2018. 37(4):000–000. © 2018 by The Society for Freshwater Science.

000

has led to signs of recovery in acidified European headwater regions (Křeček and Hořícká 2001, Holen et al. 2013). Falkenmark and Allard (2015) called for a detailed analysis of natural waters from a dynamic perspective, but too many studies in headwater catchments have investigated only base-flow conditions. Thus, studies are needed of water movement through the surface and subsurface environments combined with chemical reactions taking place along their pathways (Bolstad and Swank 1997, Takagi 2015).

Lumb et al. (2011) reviewed methods of indexing with a numerical value based on physical, chemical, and biological indicators, including especially pH and NO_x loading. For larger-scale investigations, Rapport et al. (1998) emphasized the important role of citizens in monitoring indicators to assess water quality, and the USEPA (1997) developed detailed methods of volunteer water monitoring. Since the 1970s, several nonprofit organizations have been founded to promote participation of lay volunteers in environmentally sound field research (Hand 2010). Irwin (1995) and Silvertown (2009) see involvement of volunteers in collecting and processing the field data as an important part of scientific inquiry and environmental education.

Czech Republic was graded above average relative to 147 countries based on the Water Poverty Index (Lawrence et al. 2002). However, the Czech Republic received lower values for environmental indicators associated with the risk of water pollution. In the headwaters of the Jizera

Mountains (northern Bohemia, Czech Republic), water acidification began to be visible in the 1950s and peaked in the mid-1980s (Křeček and Hořícká 2006). Its consequences were a large-scale (40–80%) die-back of spruce stands and their subsequent removal particularly in headwater catchments, a decrease in water pH, and degradation of life in streams and water reservoirs (Stuchlik et al. 1997). The number of species in planktonic and benthic communities was significantly reduced, and fish became extinct in the late 1950s.

Our objective was to analyze long-term (1982–2015) changes in water quality in the Jizerka experimental catchment and link these data to changes in atmospheric acid deposition and forest cover. We hypothesized that on a catchment scale, the acid atmospheric load and streamwater quality in mountain regions could be ameliorated by forestry practices.

METHODS

Study site

The study was performed in the upper plain of the Jizera Mountains (Fig. 1). In the 1980s, this area was strongly affected by acidic atmospheric deposition and die-back of spruce plantations (*Picea abies*). After the clear-cut of damaged spruce stands, grass-dominated *Junco effusi-Calamagrostietum villosae* became a new dominant commu-

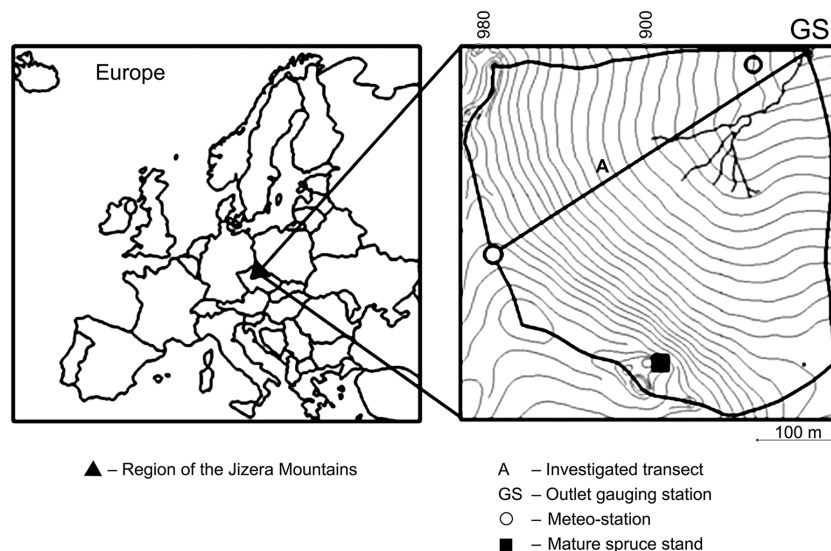


Figure 1. The Jizerka experimental basin in Europe.

3. EXPERIMENT

nity (Křeček et al. 2010). The Jizerka experimental catchment (lat 50°48'21"–50°48'59"N, long 15°19'34"–15°20'48"E, Elbe river district 1-05-01-004; Table 1) has operated since 1981. Characteristics of the recent climate (1961–1990) are: north temperate zone, Köppen Dfc subarctic region, mean annual precipitation = 1400 mm, air temperature = 4°C, average maximum snowpack = 120 cm (snow cover usually lasts from the beginning of November to the end of April; Tolasz 2007). Here, low-base-status soils (sandy-loamy podzols) between 0.5- and 1.2-m depth have developed above porphyritic granite bedrock. Topsoils are dominated by grass root systems to depths of 15 cm. The topsoil is composed of litter (O_l , depth = 0–2 cm), humus layer ($O_f + O_h$ = 2–10 cm), and leached horizon (A_n = 10–15 cm). Mor is the most common humus (2–5 cm). The area is characterized by rapid subsurface runoff where the ground is restricted to shallow, weathered rock formations. In this basin, climax forests include Norway spruce (*Picea abies*) and common beech (*Fagus sylvatica*), but, since the end of the 18th century, spruce plantations have dominated the landscape. In 1984–1988, mature spruce stands (showing ~30% defoliation) were harvested by clear-cutting followed by reforestation with coniferous stands.

Instrumented catchment

The experimental basin (Fig. 1) was instrumented in 1982. The outlet is equipped with a sharp-crested v-notch weir with an automatic water pressure and temperature recorder ALA 4020 (ALA, Bučovice, Czech Republic) logging every 10 min. In situ monitoring of stream waters, including temperature, pH, and conductivity, was done with the field multimeter WTW-350i (WTW, Weilheim, Germany). Meteorological observations were made along transect A (established for hypsometric studies) at 875 and 975 m asl. Two Czech Hydrometeorological Institute climate stations (Kořenov-Jizerka and Desná-Souš, elevation = 772 and 850 m asl) are ~2500 and 300 m from the catchment boundary.

Table 1. Geomorphology of the Jizerka catchment.

Variable	Value (range)
Area (km ²)	1.03
Elevation (m)	927 (862–994)
Slope (%)	7.52 (0.02–24.33)
Shape index	0.69
Length of streams (m)	1490
Drainage density (km/km ²)	1.45
Length of the main stream (m)	657
Slope of the main stream (%)	5.98
Strahler stream order	2

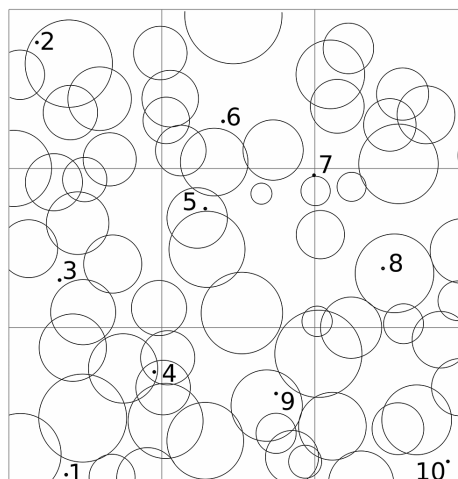


Figure 2. Locations of rainfall collectors (1–10) and the horizontal canopy projection of the mature spruce stand.

Along the vertical transect A (harvested in 1984), an additional 3 modified Hellmann rain gauges (area = 200 cm², plastic collectors with a shield against bird contamination, 1-L sampling bottles) were placed at elevations of 862, 899, and 975 m asl in 1991. In the mature spruce stand (plot area = 30 × 30 m, elevation = 975 m), through-fall under the canopy (Fig. 2) was sampled with 10 rainfall storage gauges (200 cm²), and stemflow was collected at 2 average trees. This method of through-fall observation is recommended as the most appropriate approach to identify fog and cloud water deposition (Lovett 1988). Sets of modified storage gauges (200 cm²) were installed in the soil to collect through-fall under the ground vegetation in 2 harvested (and reforested) sites at elevations of 862 and 975 m asl. To identify the evidence of fog drip, 12 passive fog collectors were installed along transect A (862–994 m). At each collector, the fog drip was generated by 400 m of Teflon line (diameter = 0.25 mm, surface area index [SAI] = 5) exposed at the height of 1.7 m above the ground. Sample bottles were protected against direct rainfall access by a wide-brimmed cover that overlapped the fog collector at an angle of 34°.

Water and biota sampling, analytical methods

Stream waters at the catchment outlet were sampled weekly with more frequent sampling during flood events, and deposited rain/fog drip was sampled monthly with more frequent sampling (weekly or after individual rain events) during the field expeditions. Samples (rain/fog drip, through-fall, stemflow, stream water) were filtered through

40- μm inert mesh, stored in the refrigerator, and analyzed in the laboratory at the Hydrobiological Station Velký Pálenec (Charles University, Prague). Concentrations of all ions were determined by ion chromatography with conductometric detection; pH was measured with radiometer combination electrodes, and conductivity determined by radiometer conductometric sensor (Stuchlík et al. 2006).

The chemical composition (especially N) of the rain/fog drip samples can be altered by bacterial activity at the time of collection. However, in our study area, bacterial activity is greatly reduced by a combination of the relatively cold mountain climate (subarctic region), relatively high concentrations of N, and low values of pH and dissolved organic C (Cape et al. 2001). The potential growth of algae was reduced by the dark sampling bottles and shelters.

Benthic macroinvertebrates were sampled near the outlet of the Jizerka catchment (a low-gradient stream channel with only sand and gravel substrate types, depth < 0.5 m) in May (after snowmelt), July/August (high summer), and in September/October (a relatively dry period). In 2004–2005, this sampling was done in the framework of a Czech regional campaign (Horecký et al. 2013). A kick-net sampling technique was used (Rosenberg and Resh 1993). The invertebrates were collected with a hand-net (mesh size = 500 μm) then sieved through a 300- μm net and preserved with an 80% ethanol solution. Accurate counts of each taxon were undertaken in the laboratory (by eye and under a binocular microscope at 12–16 \times magnification) by trained professional staff.

Catchment inventory

The archive of LANDSAT imagery (NASA 2014) was used to detect development of the vegetative cover (1984, 1992, and 2010). This imagery has a resolution of 30 m. Only data from clear-sky summer seasons (June–August) were used. The normalized difference vegetation index (NDVI) was calculated for the spectral reflectance registered in the visible (red) and near-infrared bands according to Weier and Herring (2000):

$$\text{NDVI} = (\text{NIR} - \text{VIS}) / (\text{NIR} + \text{VIS}), \quad (\text{Eq. 1})$$

where NIR is near-infrared radiation (0.7–1.1 μm), and VIS is visible radiation (0.4–0.7 μm).

Supervised classifications of multiband raster images (Landsat 4 and 5) were used simultaneously, and images representing distinct sampling areas of the different canopies were classified with the image analyst tool in ArcGIS (version 10.2; Environmental Systems Research Institute, Redlands, California; Nagi 2011).

Since 1991, detailed forest inventories have been conducted during field surveys of 12 (20- \times 20-m) fixed quadrats situated at 100-m incremental altitudinal steps along transect A. Basic forestry variables (tree species, age, basal

area, tree height, timber volume, and horizontal canopy density) were evaluated by standard techniques (Watts and Tolland 2005). Complementary detailed botanical investigations included phytosociological relevés (4 \times 4 m) and seasonal development of herbaceous canopy (height, canopy area). The assimilating area of grass was measured with a portable leaf area meter LI-3100C (LI-COR, Lincoln, Nebraska). In 2012, the leaf area of spruce stands was estimated by direct ground-based measurements (Breda 2003). The definition of leaf area index (LAI) was interpreted as $\frac{1}{2}$ (total green leaf/needle area per unit surface area), as recommended by Chen and Black (1992).

Five canopy classes were identified from the multiband raster images in the years 1983, 1985, 1992, 2002, and 2010. These 5 classes were: 1) mature spruce forests, 2) stands with crown closure >0.3, 3) reforested plots with crown closure < 0.3, 4) areas covered by herbaceous communities only, and 5) clear-cut (Křeček and Krčmář 2015). These classes correspond with definitions of forest used by the United Nations Framework Convention on Climate Change (crown closure > 0.3, height >2–5 m at maturity; Sasaki and Putz 2009).

Atmospheric deposition and runoff genesis

According to the findings of Krečmer et al. (1979), Wrzesinsky and Klemm (2000), and Křeček et al. (2017), atmospheric precipitation is affected by both elevation and vegetative canopy. The hypsometric method was used to assess the effect of elevation on precipitation, canopy throughfall, and deposition of SO_4^{2-} , NO_3^- , and NH_4^+ under the canopy (Křeček et al. 2017) using the same 5 canopy classes used by Křeček and Krčmář (2015). Seasonal atmospheric loads were estimated as (Křeček et al. 2017):

$$m = (bE + b_0)F_c/A_{er}, \quad (\text{Eq. 2})$$

where m = seasonal load (summer and winter), b and b_0 = empirical hypsometric coefficients, E = elevation, A_{er} = effective receptor area, and F_c = fog-drip coefficient.

Methods of spatial interpolation (ArcGIS) were used to approximate the catchment deposition of water and acidifying substances (SO_4^{2-} , NO_3^- , and NH_4^+), and their runoff was estimated from concentrations and discharge (Q) measured at the catchment outlet. Mean annual concentrations were calculated by weighted averages, and mean pH values were recalculated from converted values of H^+ . The method of local minima in the hydrograph separation was applied to detect fast (direct) runoff in the catchment (Sloto and Crouse 1996).

Standard descriptive statistics and 1-way analysis of variance (ANOVA) was applied to analyze the data sets and to identify relationships between the groups of data (Motulsky and Searle 1998). Trends in the time series data (and a change in trends) were detected by the Change and Trend Problem Analysis (CTPA) programme (WMO 2001).

Participation of citizen scientists

From 1991 to 2012, voluntary citizen scientists participated in ground observations. This participation made possible extra and time-sensitive sample collection during critical hydrological events. Each year, 4 to 5 teams each involving 4 to 8 volunteer participants spent 2 wk engaged in supervised field surveys organized by the Earthwatch environmental program (Earthwatch Institute 2012). After the standard preliminary selection done by Earthwatch, volunteers were instructed and trained in the field. The accuracy of their results was assessed daily. This project also was focused on the environmental education of volunteers, so after the 2-wk field activities and thematic discussions, their knowledge and skills were evaluated by specific tests.

According to findings of Robson et al. (1993) or Hodgson and Evans (1997), stream-water observations in upland watersheds require sampling at hourly or shorter intervals to provide good temporal resolution. Therefore, volunteers also gathered more detailed information on stream-water characteristics (temperature, pH, and conductivity) and collected water samples during some snowmelt and rain events. Data measured by volunteers in situ were controlled under laboratory conditions.

RESULTS

Changes of the canopy

The Jizerka catchment was covered by mature spruce stands. In 1984, 62% of the catchment area was harvested by clear-cutting, and ~88% was harvested by the end of the 1980s. Reforestation was complicated by establishment of invasive grass communities (*Calamagrostis* sp., predominantly *Calamagrostis villosae*) that spread over the basin area. Characteristics of the monitored reforested stands along transect A (A1–A12) and the mature stand (Fig. 1)

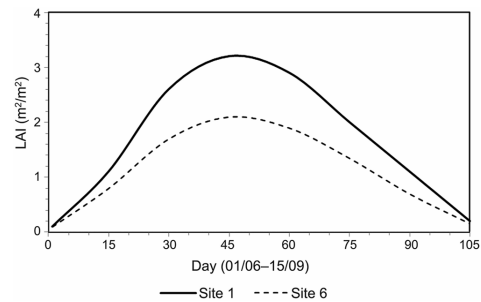


Figure 3. Seasonal changes in the living canopy of grass as leaf area index (LAI) along the A transect in 2012. Days are formatted dd/mm.

are presented in Table 2. In the reforested area (2012 inventory), blue spruce (*Picea pungens*) and Norway spruce (*Picea abies*) predominated with areal coverage of 48 and 32%, whereas the areal percentage of deciduous species, mountain-ash (*Sorbus aucuparia*) and silver birch (*Betula pendula*), was only 10%.

In 2012, 25 y after the clear-cut, LAI of reintroduced trees was 0.11 to 2.76 (mean = 1.31 ± 0.26). In addition, the seasonal assimilating surface of the herbaceous canopy (Fig. 3) reached maximum LAI values between 2.1 and 3.2 in high summer. The corresponding values of NDVI varied from 0.66 to 0.76 (mean of 0.72 ± 0.1) and were relatively insensitive to changes in the canopy when LAI was >2 . Thus, the supervised classification of multiband raster images (Landsat 4, 5) was a more efficient indicator of canopy classes according to the crown closure of trees. In 1982 to

Table 2. Characteristics of the monitored stands in 2012. N_t = number of trees, CD = canopy density (crown closure), H = average tree height, LAI = leaf area index of trees, NDVI = normalized difference vegetation index.

Stand	Elevation (m)	N_t	CD (m^2/m^2)	H (m)	LAI (m^2/m^2)	NDVI
A1	862	107	0.38	3.62	1.9	0.68
A2	870	416	0.62	2.33	2.63	0.66
A3	878	317	0.55	2.61	2.07	0.69
A4	885	192	0.28	2.74	1.28	0.68
A5	891	324	0.59	3.96	2.76	0.70
A6	899	99	0.31	5.42	1.56	0.71
A7	907	72	0.06	0.50	0.11	0.75
A8	918	56	0.16	1.48	0.37	0.76
A9	930	102	0.21	2.61	1.06	0.75
A10	942	49	0.20	3.86	1.08	0.75
A11	961	146	0.15	2.39	0.5	0.75
A12	975	90	0.17	2.41	0.42	0.75
Mature stand	975	68	0.78	23.0	6.7	0.90

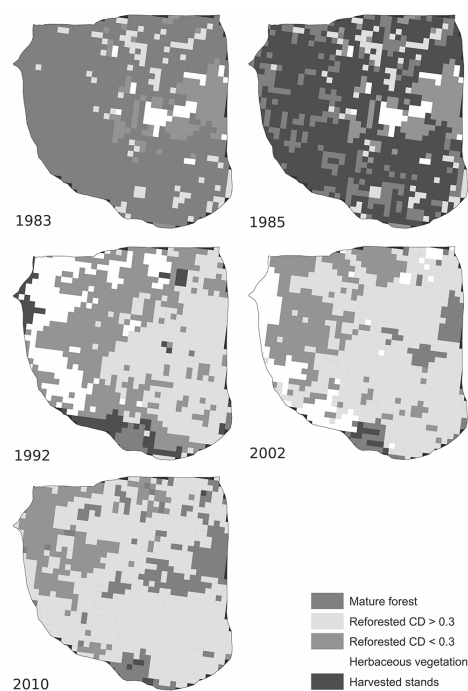


Figure 4. Canopy crown closure of trees (CD) in the Jizerka catchment from 1983 to 2010.

2015, canopy changes were reconstructed from the multi-band imagery (Fig. 4). The areal percentage of the 5 canopy classes is presented in Table 3.

Acidic atmospheric deposition

In 1982 to 2015, open-field deposition of SO_4^{2-} -S and N (NO_3^- -N and NH_4^+ -N) recorded in most of the Jizerka catchment correspond with content of SO_2 and NO_x in the air ($r = 0.87$ and $r = 0.48$, respectively; $r_{\text{crit}} = 0.32$, $n = 34$, $p = 0.05$; moving averages of order 3 are presented

Table 3. Areal percentage of the canopy classes in the Jizerka basin (1982–2010). CD = canopy density (crown closure).

Stands	1983	1985	1992	2002	2010
Mature forests	71	9	2	7	16
Reforested CD > 0.3	14	14	38	58	65
Reforested CD < 0.3	11	11	38	22	18
Grass	4	4	16	11	0
Clear-cut	0	62	6	2	1

in Fig. 5). Atmospheric concentrations of SO_2 and NO_x were retrieved from the standard observation network of CHMI (2016): AIM (Ambient Ion Monitor) stations Desná-Souš (LSOU-1022) and Kořenov-Jizerka (LJIZ-1047). SO_2 was measured by UV fluorescence over 10 min, and NO_x was measured by chemiluminescence in hourly intervals.

In 1982 to 1992, mean annual concentrations of SO_2 exceeded the threshold for forests ($20 \mu\text{g SO}_2/\text{m}^3$; Posch et al. 2001), whereas concentrations of NO_x were below the critical value ($30 \mu\text{g NO}_x/\text{m}^3$). The deposition of S showed a decreasing trend with gradient of -0.12 ($t = 20.3$, $t_{\text{crit}} = 2.1$, $p = 0.05$; WMO 2001). However, the trend in the deposition of N was not quite significant ($t = 0.69$). In 1982 to 2015, mean annual pH of precipitation increased from 4.2 to 5.3, and a pH-relevant annual open-field flux of H^+ in precipitation decreased from 90 to $5 \text{ mg m}^{-2} \text{ y}^{-1}$. However, based on the deposition of SO_4^{2-} , NO_3^- , and Cl^- (Yang et al. 2010), the open-field H^+ flux decreased from 265 to $86 \text{ mg m}^{-2} \text{ y}^{-1}$, and the total H^+ flux in the Jizerka catchment decreased from 325 to $93 \text{ mg m}^{-2} \text{ y}^{-1}$. The annual open-field flux of buffering basic cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , and Na^+) fluctuated between 1.67 and 3.35 (mean = $2.86 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$, and did not show any significant trend).

Interception loss of spruce stands was modified by the deposition of fog water on the canopy. The observed canopy storage capacity in the 975-m^2 study stand (Figs 1, 2) was 2.3 mm. Given a seasonal rainfall of 683 mm and ~ 100 rainy days saturating the storage capacity, the total interception loss of the spruce canopy (not affected by fog) was $\sim 230 \text{ mm}$ (34% of the gross precipitation). Therefore, the interception loss of 112 mm (16% of gross precipitation) was evidently caused by additional deposition of

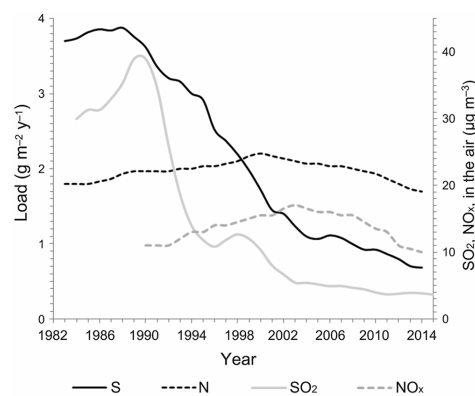


Figure 5. Concentrations of SO_2 and NO_x in the air and the open-field load of S (SO_4^{2-} -S) and inorganic N (NO_3^- -N and NH_4^+ -N); moving averages of order 3 in the Jizerka catchment from 1982 to 2015.

3. EXPERIMENT

Table 4. Seasonal coefficients b and b_0 for summer (May–October) and winter (November–April) loads of acidifying substances.

Chemicals	Summer		Winter	
	b	b_0	b	b_0
SO ₄ ²⁻ -S	0.0766	-56.1069	0.1126	-81.7721
NO ₃ ⁻ -N	0.0270	-19.8859	0.0362	-26.2902
NH ₄ ⁺ -N	0.0754	-55.5671	0.0940	-68.6638

fog water. The volume of stem-flow was negligible. Along transect A (Fig. 1), measurable volumes of fog water were collected by passive collectors at elevations >900 m (collectors 7–12). Mean monthly fog drip and elevation were significantly correlated in summer (May–October) and winter (November–April) ($r = 0.93$ and 0.98 , respectively; $r_{crit} = 0.75$, $n = 5$, $p = 0.05$). These relationships have slopes significantly different from 0 ($p = 0.0082$ and 0.0033 , respectively) and no significant departure from linearity ($F = 39.3$ and 73.75 , respectively; $F_{crit} = 9.78$). The load of fog drip was greater in winter than in summer by 23 to 50%.

The empirical coefficients b and b_0 (Eq. 2) based on field observations in 2010 to 2012 are given in Table 4. Fog-drip coefficients F_c were calculated as 1 (dense mature stand), 0.33 (stand of crown closure >0.3), and 0.18 (area overgrown by grass).

The atmospheric load of water and acidifying substances (SO₄²⁻, NO₃⁻, and NH₄⁺) in the Jizerka catchment was estimated by spatial interpolation based on the canopy classes and elevation (Eq. 2) in 1982 to 2015. Annual values of fog drip, open-field deposition, and an additional canopy load (total loads are sums of the open-field and the extra canopy values) are shown in Fig. 6A–C. These data reconstruct the atmospheric load at a catchment scale. In 1982 to 2015 (34 y), the mean annual runoff of S (2.96 g m⁻² y⁻¹) exceeded the open-field deposition (2.14 g m⁻² y⁻¹) by 38%, but not the total deposition (3.31 g m⁻² y⁻¹, 89%) (Fig. 6B). The mean annual runoff of N (0.95 g m⁻² y⁻¹) was less than the total (2.43 g m⁻² y⁻¹, 39%) and the open-field (1.68 g m⁻² y⁻¹, 56%) loads (Fig. 6C).

The decreasing trends in the output (runoff) of S and N (slopes = -0.163 and -0.025, respectively; $t = 22.49$ and 11.2 , $r_{crit} = 2.1$, $p = 0.05$) exceeded that found in the open-field deposition (-0.12 and 0.002; Fig. 5). Comparing data from 1982 to 1984 (before the forest clear-cut) with 2001–2015 (after the drop in emissions and forest regrowth), mean total annual deposition of S decreased from 8.7 to 1.6 g m⁻² y⁻¹ (the extra loading on the canopy decreased from 60 to 40%, Fig. 6B), whereas N did not change significantly (from 2.62 to 2.74 g m⁻² y⁻¹ with decreasing canopy effect from 45 to 27%; Fig. 6C). Annual fog-drip amounts corresponded to the % forest area covered by stands with crown closure >0.3 ($r = 0.79$, $r_{crit} = 0.32$,

$n = 34$, $p = 0.05$; Fig. 6A). From 1982 to 2015, atmospheric N deposition consisted of 72% NH₄-N and 28% NO₃-N. The ratio between the total N and S loads increased from 0.35 (1982–1988) to 2.0 (2011–2015).

Runoff genesis

Significant correlations were found between mean annual stream-water characteristics (pH, contents of SO₄²⁻, and NO₃⁻) and the air pollution (AP; concentrations of SO₂ and NO_x combined) and mean canopy density (CD) of the Jizerka catchment (Table 5). These characteristics

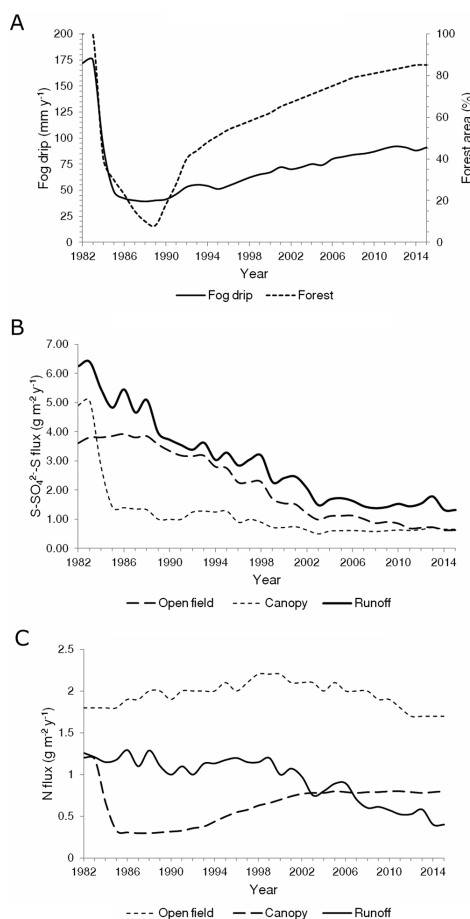


Figure 6. Fog drip (A), the balance of S (B), and the balance of N (C) in the Jizerka catchment (1982–2015).

Table 5. The correlation matrix between mean annual stream-water pH, SO_4^{2-} , and NO_3^- , air pollution (AP; SO_2 and NO_x combined), and canopy density (CD) in 1982–2015 ($r_{\text{crit}} = 0.28$, $n = 33$, $p = 0.05$).

Variable	CD	AP	SO_4^{2-}	NO_3^-	pH
CD	1	0.55	0.62	0.38	-0.49
AP	0.55	1	0.84	0.23	-0.61
SO_4^{2-}	0.62	0.84	1	0.53	-0.94
NO_3^-	0.38	0.23	0.53	1	-0.63
pH	-0.49	-0.61	-0.94	-0.63	1

were not well correlated with annual precipitation or runoff ($r = 0.04$ – 0.06) because of high annual precipitation (mean \pm SD, 1398 ± 143 mm). Thus, in the 1990s, the recovery of stream waters from acidification resulted from a synergy of the drop in SO_2 emissions and reduction of the surface area of spruce forests. Later, open-field deposition rates for both elements stabilized, and their atmospheric loads and stream-water chemistry were controlled by regrowth of forest stands (Fig. 7, Table 3).

Fast (direct) flow, estimated from observed hydrographs by local minimum separation (Sloto and Crouse 1996) ranged between 54 and 61% of the annual runoff. Differences in the hydrograph formation are determined by annual snow water volume and frequency of rainstorms and are not affected by changes in forest canopy (Křeček and Hořická 2001). Relationships between stream-water variables (pH, electrical conductivity, concentrations of SO_4^{2-} , NO_3^-) and instantaneous discharge are shown in Table 6. pH was the most effective single variable distinguishing the occurrence of fast direct runoff at the Jizerka catchment outlet.

The recovery of stream-water chemistry (Fig. 8) followed the drop in the atmospheric acid deposition by ~ 5 y, but a revival of stream biota reflects these changes with a lag period of 10–15 y (Table 7). In 1994, the number of taxa of benthic organisms (36) corresponded to a strongly acidified environment ($\text{pH} < 4.2$; Veselý and Majer 1996), whereas by 2005, the number of taxa had increased to 68, which is more typical of a moderately acidified environment ($\text{pH} = 5.0$ – 6.3 ; Horecký et al. 2013). By 2005, several acid-sensitive taxa either had reappeared (Crustacea, Ephemeroptera) or increased significantly in the number of species present (Plecoptera, Trichoptera). The stream investigated at Jizerka was devoid of fish in the 1980s and remained without fish in 1990–2015.

Seasonal and episodic acidification

Annual distributions of mean monthly pH in 1982 (before the forest harvest), 1992, 2002, and 2012 (progressed forest regrowth) are shown in Fig. 8. Monthly pH increased, but seasonal pH minima continued to drop < 5.3 , which is

considered a threshold for the rapid mobilization of toxic Al (Křeček and Hořická 2001). Streamflow Al content decreased from 1 to 2 (1980s) to 0.2 to 0.5 (1990s) and 0.1 to 0.2 mg/L (2010s). Seasonal acidification was driven mainly by direct (fast) runoff from spring snowmelt (Fig. 9A). In summer, stream-water pH decreased during rainstorms (Fig. 9B).

DISCUSSION

In the Jizerka catchment, the open-field deposition of SO_4^{2-} -S peaked in the late 1980s and showed a decreasing trend with the drop in atmospheric emissions of SO_2 during the 1990s (Fig. 5) in response to the 1985 Helsinki Sulphur Protocol (Holen et al. 2013). However, the open-field load of NO_3^- -N and NH_4^+ -N did not change significantly. Between 1982 and 2015, the N : S deposition ratio increased from 0.37 to 2.83. NH_4^+ and NO_3^- presented 72 and 28% of the long-term load of inorganic N, respectively. Ground observations confirmed linear hypsometric relationships between precipitation, the number of foggy days, and fog drip with atmospheric deposition. Rapidly decreasing trends in catchment runoff of both S and N (Fig. 6B, C) correspond with clear-cutting of spruce stands (1984–1988) and reduction of canopy area. Reforestation (mainly with spruce stands) of the Jizerka basin started only a year after the harvest, but regrowth of forests was relatively slow. Field surveys in 1992, 2002, and 2010 showed that the area dominated by grass (crown closure < 0.3) was 62, 37, and 19%, respectively. The invasive grass community (*Calamagrostis* sp.) spread across the catchment with the defoliation of mature spruce stands (Křeček et al. 2010).

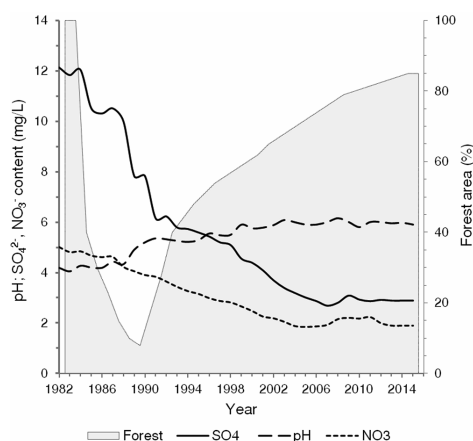


Figure 7. Changes of mean annual pH, SO_4^{2-} , and NO_3^- in stream water as the forest regrew in the Jizerka catchment (1982–2015).

3. EXPERIMENT

Table 6. The correlation matrix between stream-water discharge (Q), pH, electrical conductivity (EC), and concentrations of SO_4^{2-} and NO_3^- in 2010–2012 ($r_{\text{crit}} = 0.20$, $n = 102$, $p = 0.05$).

Variable	Q	pH	EC	SO_4^{2-}	NO_3^-
Q	1	-0.67	-0.46	0.35	-0.29
pH	-0.67	1	0.51	-0.40	-0.33
EC	-0.46	0.51	1	0.31	0.24
SO_4^{2-}	0.35	-0.40	0.31	1	0.30
NO_3^-	-0.29	-0.33	0.24	0.30	1

The Landsat imagery analysis was an effective tool for identifying changes in the canopy and atmospheric depositions in the Jizerka catchment. However, NDVI values were relatively insensitive when canopy LAI was >2 , as found previously by Křeček and Krčmář (2015). In contrast, supervised classification of multiband raster images (Landsat 4, 5) was more efficient in detecting differences in crown closure of trees (Fig. 4).

Prošková and Hůnová (2006) regarded an elevation of 800 m as the threshold for significant fog/cloud occurrence in the Czech Republic. In the upper plain of the Jizerka Mountains, Křeček et al. (2017) reported significantly modified interception processes by fog deposition at elevations >700 m. In our study stand (elevation = 975 m), interception storage not affected by fog (34% of the gross precipitation) corresponded with the interception loss (30–40%) found in similar spruce forests by Krečmer et al. (1979). The observed interception loss (112 mm; 16% of gross precipitation) was affected by the additional deposition of fog water. The volume of stem-flow was negligible, consistent with findings by Krečmer et al. (1979) and Lovett and Reiners (1986). Compared to an open-field load, the reconstructed estimates of fog drip and additional canopy deposition (Fig. 6A–C) provided more realistic information on the atmospheric load within a mountain catchment and a better view of where this deposition exceeded critical levels of S and inorganic N. In the Jizerka catchment, the critical load of S ($75 \text{ meq m}^{-2} \text{ y}^{-1}$, according to the regional mapping; Schwarz et al. 2009) was exceeded from 1982 (beginning of the study) until 2002 ($75\text{--}247 \text{ meq m}^{-2} \text{ y}^{-1}$) in the open-field (herbaceous vegetation), and continues to be exceeded in forest stands ($79\text{--}553 \text{ meq m}^{-2} \text{ y}^{-1}$). The critical load of N ($55 \text{ meq m}^{-2} \text{ y}^{-1}$) also continues to be exceeded in both ($99\text{--}149 \text{ meq m}^{-2} \text{ y}^{-1}$) and spruce stands ($142\text{--}206 \text{ meq m}^{-2} \text{ y}^{-1}$). Bobbink and Roelofs (1995) consider $1 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ($71 \text{ meq m}^{-2} \text{ y}^{-1}$) as an empirical critical deposition of N in forests of central Europe. This threshold has been exceeded by a factor of 2 to 3 throughout the period from 1982 to 2015 in the Jizerka catchment. This greater deposition of nutrient N is particularly important considering the evidence of increased

environmental sensitivity and changes in biodiversity (Matzner and Murach 1995).

Prechtel et al. (2001) reported a significant decline of SO_4^{2-} concentrations in European headwater streams in the 1990s (relative to in the 1980s), but less than the decline in input fluxes. The response in runoff increases as soil storage capacity decreases. In the Jizerka catchment, the fast response of SO_4^{2-} runoff relative to the drop in the deposition during the 1990s, reflects the clear-cut of spruce forests (1984–1988) and prevailing fast subsurface runoff generated by relatively shallow podzolic soils of a low SO_4^{2-} storage capacity. The open-field load of N did not change significantly in 1982–2015, but NO_3^- concentrations in stream water decreased by 12% in the 1990s and by 53% after 2010 (relative to in the 1980s). The relatively high leaching of NO_3^- before the forest harvest (1982–1984) corresponds with high atmospheric loads of N and limited N uptake by already damaged spruce stands (defoliation of 30%). Grenon et al. (2004) reported higher NO_3^- leaching from forest floor with forest decline caused by the decreased uptake of N by vegetation and increased microbial release of N. Decreased N uptake by spruce trees contributes to increasing availability of mineral N in the summer, whereas enhanced microbial N release takes place over the whole year. Tahovská et al. (2010) reported increased in situ availability of NO_3^- before the defoliation peaked, and Huber (2005) found a positive correlation between herbaceous ground vegetation and NO_3^- concentration in soil water during the first 2 to 5 y after forest die-back.

Low pH (Figs 7, 8), low hardness ($\leq 10 \text{ mg/L Ca}^{2+}$ and Mg^{2+}), and high Al contents ($>0.2 \text{ mg/L}$) were observed in surface waters of the Jizerka Mountains in the 1980s (Křeček and Hořická 2006). With the recovery of the water environment in the 1990s, pH values increased from 3.3–

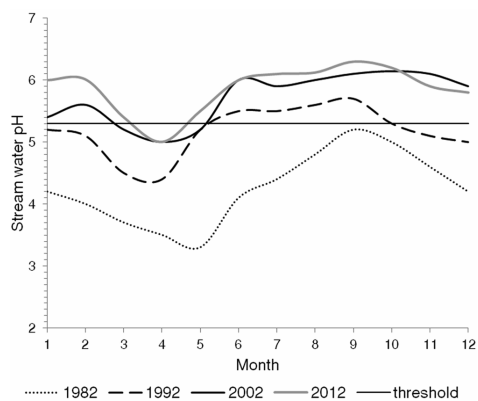


Figure 8. Mean monthly pH of stream water at the outflow of the Jizerka catchment.

3.2. Metodika, výsledky a diskuse

Table 7. The number of identified taxa of benthic organisms at the Jizerka outlet.

Taxa	1994	2005
Nematoda	–	1
Oligochaeta	2	4
Hydracarina	–	1
Crustacea	–	1
Ephemeroptera	–	3
Plecoptera	12	20
Megaloptera	1	–
Trichoptera	4	17
Diptera excl. Chironomidae	11	10
Chironomidae	4	5
Coleoptera	2	6
Total	36	68

5.2 to 4.4–5.7, Al content dropped to 0.1–0.2 mg/L and fish (Brook Char and Brown Trout extinct since the 1980s) were reintroduced in selected streams (Křeček and Hořícká 2001). No health-based guideline value has been proposed for pH of water, but pH is one of the most important operational water-quality variables (WHO 2004). Without pollution or acidic rain, most lakes and streams would have a pH level near 6.5 (Merilehto et al. 1988). Decreased pH is particularly associated with increased mobility of Al and heavy metals in the podzolic soil layer and has a negative impact on the drinking-water supply and survival of aquatic biota (Křeček and Hořícká 2006, Horecký et al. 2013). Mean annual pH at the Jizerka outlet increased from 4.0 (1982–1985) to 5.3 (1990–1994), but repetitive episodic acidification still affects the recovery of the biota, particularly acid-sensitive species. Seasonal pH minima during snowmelt (Fig. 8) are <5.3, a threshold associated with a rapid mobilization of toxic Al (Bache 1985, Veselý and Majer 1996). Water pH seems to be an effective variable of the hydrograph separation (Fig. 9A, B, Table 6) and is more powerful than conductivity recommended by Caissie et al. (1996).

Guerold et al. (2000) considered aquatic invertebrate communities as the best indicator for assessing the negative environmental effect of acidification. Skjelkvåle et al. (2003) found large-scale evidence of chemical recovery from surface-water acidification in Europe, but little evidence of biological recovery. Recovery of stream-water chemistry at the Jizerka outlet (Fig. 7) occurred ~5 y after drop in the acid atmospheric deposition, but recovery of stream biota appeared after a lag of 10–15 y (Table 7).

Acidification of sensitive ecosystems has been a serious environmental problem in Europe in recent decades. Schöpp et al. (2003) estimated the amounts of SO₂, NO_x, and NH₃ emissions in Europe from 1880 to 2030, and Kopáček et al. (2016) modeled the chemistry of precipita-

tion affected by industrial dust in Central Europe since the 1850s. Spruce forests contributed to acidification of headwater catchments in Central Europe by increasing acidic atmospheric deposition. Data from the Jizerka catchment (1982–2015) document that the acidic atmospheric deposition and stream-water quality can be modified at the catchment scale by forestry practices. In comparison with mature spruce stands, the herbaceous canopy that developed on harvested areas decreased the atmospheric acid load by ~40% and mitigated acidification of surface waters. Deciduous or mixed forests could decrease the acidic atmospheric load because of their lower leaf area and surface roughness (Lovett and Reiners 1986), particularly in the dormant season. In the Jizerka Mountains, mixed forests of near-native composition can increase the soil buffering capacity (Matzner and Murach 1995) and support ecological stability (Rappport et al. 1998) by a deeper root system

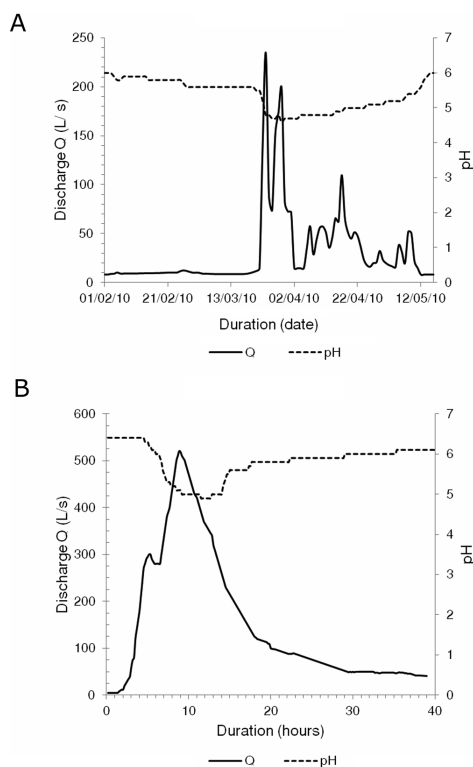


Figure 9. pH and discharge (Q) of snowmelt runoff in the Jizerka basin from March–May 2010 (A) and of summer runoff episode of a frequency > 1 (B) in the Jizerka basin from June 8–9 2010. Dates are formatted dd/mm/yy.

and a higher resistance to air pollution. UNEP (2007) calls for a reduction of the acidic atmospheric deposition in headwater catchments to mitigate the progressive downstream acidification of rivers and the ocean. However, the regrowth of coniferous stands following a reduction in atmospheric emissions could slow the recovery of surface waters (Fig. 7). Uncertainties in predictions of the future of recovery from acidification still depend on rates of production of atmospheric emissions, global climate change, and the long-term behavior of N in forest ecosystems.

Citizen scientists

Citizen scientists of the Earthwatch Institute played an important role in gathering extensive field data. Hodgson and Evans (1997) warned of reduced accuracy and increased response time when measuring pH in waters with naturally low ionic strength. The in situ data (pH, conductivity) collected by volunteers showed a relatively good agreement with values obtained under the laboratory conditions (20 readings tested/expedition, $r = 0.79\text{--}0.93$ ($r_{\text{crit}} = 0.16$, $n = 100$, $p = 0.05$) in the years of field expeditions. Rosenberg and Resh (1993) considered the primary role of nonspecialist volunteers to be sampling benthic macroinvertebrates, but their participation in water monitoring and the forest inventory were controlled by the professional project staff in our study. In addition, the volunteers enabled greater temporal resolution in the sampling campaigns and were a source of essential data. The motivation of citizen participants played an important role in their education as evaluated by the Earthwatch Institute (2012).

ACKNOWLEDGEMENTS

Author contributions: JK contributed to the design of this study, analyzed the data, and wrote the initial version of the manuscript, LP and EP contributed to the data processing, and ES to the laboratory analyses and their interpretations.

This research was supported by the Earthwatch Institute (Oxford, UK, Mountain Waters of Bohemia, 1991–2012), Grant Agency of the Czech Republic (GA ČR 526-09-0567 CLIMHEAD, 2009–2013), Czech Technical University in Prague (SGS 16/140/OHK1/2T/11, 2016–2017), and the Ministry of Education (INTER-EXCELLENCE: INTER-COST LTC 17006, 2017). We are grateful to Zuzana Hořická (co-PI of the Earthwatch project in 1994–2008) for her field logistic assistance and helpful comments.

LITERATURE CITED

- Bache, B. W. 1985. Aluminium mobilization in soils and waters. *Journal of the Geological Society* 143:699–706.
- Baldigo, B. P., and G. B. Lawrence. 2001. Effects of stream acidification and habitat on fish populations of a North American river. *Aquatic Sciences* 63:196–222.
- Biswas, A. K., C. Tortajada, and R. Izquierdo. 2014. *Water quality management: present situations, challenges and future perspectives*. Routledge, London, UK.
- Bobbink, R., and J. G. M. Roelofs. 1995. Nitrogen critical loads for natural and semi-natural ecosystems: the empirical approach. *Water, Air, and Soil Pollution* 85:2413–2418.
- Bolstad, P. V., and W. T. Swank. 1997. Cumulative impacts of landuse on water quality in a southern Appalachian watershed. *Journal of the American Water Resources Association* 33:519–533.
- Breda, N. 2003. Ground-based measurements of leaf area index: a review of methods, instruments and current controversies. *Journal of Experimental Botany* 54:2403–2417.
- Caissie, D., T. L. Pollock, and R. A. Cunjak. 1996. Variation in stream water chemistry and hydrograph separation in a small drainage basin. *Journal of Hydrology* 178:137–157.
- Cape, J. N., A. Kirika, A. P. Rowland, D. R. Wilson, T. D. Jickells, and S. Cornell. 2001. Organic nitrogen in precipitation: real problem or sampling artefact? *TheScientificWorld* 1:230–237.
- Chen, J. M., and T. A. Black. 1992. Defining leaf area index for non-flat leaves. *Plant, Cell and Environment* 15:421–429.
- CHMI (Czech Hydrometeorological Institute). 2016. Air pollution in the Czech Republic. Czech Hydrometeorological Institute, Prague, Czech Republic. (Available from: <http://portal.chmi.cz/historicka-data/ovzdusi>)
- Christensen, J. H. 2005. Prediction of regional scenarios and uncertainties for defining European climate change risks and effects (PRUDENCE). Final Report. Danish Meteorological Institute, Copenhagen, Denmark. (Available from: <http://prudence.dmi.dk>)
- Earthwatch Institute. 2012. *Earthwatch annual report. Earthwatch Europe*, Oxford, UK.
- European Commission. 2012. Report on the implementation of the Water Framework Directive: river basin management plans. Commission Staff Working Document COM 670. European Commission, Brussels, Belgium. (Available from: <http://ec.europa.eu/environment/water/water-framework>)
- Falkenmark, M., and B. Allard. 2015. Water quality genesis and disturbances of natural freshwaters. *Water Pollution* 5:45–78.
- FAO (Food and Agriculture Organization). 2008. *Forests and water*. FAO Forestry paper 155. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, Italy. (Available from: <http://www.fao.org/docrep/011/i0410e/i0410e01.pdf>)
- Grenon, F., R. L. Bradley, G. Joannis, B. D. Titus, and C. E. Prescott. 2004. Mineral N availability for conifer growth following clear cutting: responsive versus non-responsive ecosystems. *Forest Ecology and Management* 188:305–316.
- Guerold, F., J. P. Boudot, G. Jacquemin, D. Vein, D. Merlet, and J. Rouiller. 2000. Macroinvertebrate community loss as a result of headwater stream acidification in the Vosges Mountains (NE France). *Biodiversity and Conservation* 9:767–783.
- Hand, E. 2010. Citizen science: people power. *Nature* 466:685–687.
- Hodgson, P., and J. G. Evans. 1997. Continuous pH, electrical conductivity and temperature measurement at Plynlimon: towards an integrated, reliable and low maintenance instrument system. *Hydrology and Earth System Sciences* 1:653–660.
- Holen, S., R. F. Wright, and I. Seifert. 2013. Effects of long range transported air pollution (LRTAP) on freshwater ecosystem services. ICP-Waters report 115/2013, SNO 6561-2013, Norwegian Institute for Water Research (NIVA), Oslo, Norway.

- Horecký, J., J. Rucki, P. Krám, J. Křeček, P. Bitušík, J. Špaček, and E. Stuchlík. 2013. Benthic macroinvertebrates of headwater streams with extreme hydrochemistry. *Biologia* 68:1–11.
- Huber, C. 2005. Long lasting nitrate leaching after bark beetle attack in the highlands of the Bavarian Forest National Park. *Journal of Environmental Quality* 34:1772–1779.
- Irwin, A. 1995. *Citizen science: a study of people, expertise, and sustainable development*. Rutledge, London, UK.
- Kopáček, J., J. Hejzlar, P. Krám, F. Oulehle, and M. Posch. 2016. Effect of industrial dust on precipitation chemistry in the Czech Republic (Central Europe) from 1850 to 2013. *Water Research* 103:30–37.
- Körner, C., and M. Ohsawa. 2005. Mountain systems. Pages 683–716 *in* R. Hassan, R. Scholes, and N. Ash (editors). *Ecosystems and human well-being: current state and trends*. Island Press, London, UK.
- Křeček, J., and Z. Hořícká. 2001. Degradation and recovery of mountain watersheds: the Jizera Mountains, Czech Republic. *Unasylva* 52:43–49.
- Křeček, J., and Z. Hořícká. 2006. Forests, air pollution and water quality: influencing health in the headwaters of Central Europe's "Black Triangle". *Unasylva* 57:46–49.
- Křeček, J., and V. Krčmář. 2015. Landsat imagery applications to identify vegetation recovery from acidification in mountain catchments. *Hungarian Geographical Bulletin* 64:121–126.
- Křeček, J., J. Nováková, and Z. Hořícká. 2010. Ellenberg's indicator in water resources control: the Jizera Mountains, Czech Republic. *Ecological Engineering* 36:1112–1117.
- Křeček, J., L. Palán, and E. Stuchlík. 2017. Acid atmospheric deposition in a forested mountain catchment. *iForest* 10:680–686.
- Krečmer, V., V. Fojt, and J. Křeček. 1979. Fog precipitation and fog drip in forests as an item of water balance in a mountain region. *Meteorological Bulletin* 32:78–81.
- Lawrence, P., J. Meigh, and C. Sullivan. 2002. *The water poverty index: an international comparison*. Keele Economics Research Papers, Keele University, Keele, UK.
- Leopold, L. B. 2006. *A view of the river*. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts.
- Lovett, G. M. 1988. A comparison of methods for estimating cloud water deposition to a New Hampshire (U.S.A.) subalpine forest. Pages 309–320 *in* D. Fowler and M. H. Unsworth (editors). *Acid deposition at high elevation sites*. Springer, Dordrecht, The Netherlands.
- Lovett, G. M., and W. A. Reiners. 1986. Canopy structure and cloud water deposition in subalpine coniferous forests. *Tellus* 38:319–327.
- Lumb, A., T. C. Sharma, and J. F. Bibeault. 2011. A review of genesis and evolution of water quality index (WQI) and some future directions. *Water Quality, Exposure and Health* 3:11–24.
- Matzner, E., and D. Murach. 1995. Soil changes induced by air pollutant deposition and their implication for forests in central Europe. *Water, Air, and Soil Pollution* 85:63–76.
- Merilehto, K., K. Kenttämies, and J. Kämäri. 1988. Surface water acidification in the ECE region. The Nordic Council of Ministers (NORD), Copenhagen, Denmark.
- Messerli, B., D. Viviroli, and R. Weingartner. 2004. Mountains of the world: vulnerable water towers for the 21st century. *AMBIO* 13:29–34.
- Motulsky, H. J., and P. Searle. 1998. *InStat guide to choosing and interpreting statistical tests*. GraphPad Software, Inc., San Diego, California.
- Nagi, R. 2011. *Classifying Landsat image services to make a land cover map*. ArcGIS Resources, Environmental Systems Research Institute, Redlands, California (Available from: <http://esri.com/esri/arcgis>).
- NASA (National Aeronautics and Space Administration). 2014. *Landsat science*. National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC. (Available from: <http://landsat.usgs.gov>)
- Posch, M., P. A. M. de Smet, J. P. Hettelingh, and R. J. Downing. 2001. Modelling and mapping of critical thresholds in Europe. RIVM Report No. 259101010. National Institute for Public Health and the Environment, Bilthoven, The Netherlands. (Available from: <https://www.rivm.nl/bibliotheek/rapporten/259101010.pdf>)
- Prechtel, A., C. Alewell, M. Armbruster, J. Bittersohl, J. M. Cullen, C. D. Evans, R. Helliwell, J. Kopáček, A. Marchetto, E. Matzner, H. Meesenburg, F. Moldan, K. Moritz, J. Veselý, and R. F. Wright. 2001. Response of sulphur dynamics in European catchments to decreasing sulphate deposition. *Hydrology and Earth System Sciences* 5:311–325.
- Prošková, J., and I. Hůnová. 2006. Assessment methods of fog and low cloud deposition. *Meteorological Bulletin* 59:151–157.
- Rapport, D. J., R. Constanza, P. R. Epstein, C. Gaudet, and R. Levins. 1998. *Ecosystem health: principles and practice*. Blackwell Science, Oxford, UK.
- Reuss, J. O., and D. W. Johnson. 1986. *Acid deposition and the acidification of soils and waters*. Ecological Studies 59. Springer, New York.
- Robson, A. J., C. Neal, S. Hill, and C. J. Smith. 1993. Linking variations in short- and medium-term stream chemistry to rainfall inputs—some observations at Plynlimon, Mid-Wales. *Journal of Hydrology* 144:291–310.
- Rosenberg, D. M., and V. H. Resh. 1993. Introduction to freshwater biomonitoring and benthic macroinvertebrates. Pages 1–9 *in* D. M. Rosenberg and V. H. Resh (editors). *Freshwater biomonitoring and benthic macroinvertebrates*. Chapman and Hall, New York.
- Sasaki, N., and F. E. Putz. 2009. Critical need for new definitions of "forest" and "forest degradation" in global climate change agreements. *Conservation Letters* 2:1–7.
- Schöpp, W., M. Posch, S. Mylona, and M. Johansson. 2003. Long-term development of acid deposition (1880–2030) in sensitive freshwater regions in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences* 7:436–446.
- Schwarz, O., J. Hošek, P. Anděl, J. Hruška, J. Hofmeister, T. Svoboda, and L. Petržílka. 2009. Maps of critical atmospheric loads of sulphur and nitrogen in forest ecosystems of the Giant Mountains National Park and the Jizera Mountains (in Czech). *Lesnická práce, Kostelec nad Černými lesy* (Czech Republic). (Available on CD-ROM from: Lesnická práce s.r.o., náměstí Smiřických 1, 281 63 Kostelec nad Černými lesy, Czech Republic.)
- Silvertown, J. 2009. A new dawn for citizen science. *Trends in Ecology and Evolution* 24:467–471.
- Skjelkvåle, B. L., C. Evans, T. Larssen, A. Hindar, and G. Raddum. 2003. Recovery from acidification in European surface waters: a view to the future. *AMBIO: A Journal of the Human Environment* 32:170–175.

3. EXPERIMENT

Volume 37 December 2018 | 000

- Sloto, R. A., and M. Y. Crouse. 1996. HYSEP: a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. U.S. Geological Survey, Water Resources Investigations Report 96-4040. US Geological Survey, Lemoyne, Pennsylvania.
- Stuchlík, E., Z. Hořícká, M. Prchalová, J. Křeček, and J. Barica. 1997. Hydrobiological investigation of three acidified reservoirs in the Jizera Mountains, the Czech Republic, during the summer stratification. Canadian Technical Report of Fisheries and Aquatic Sciences 2155:56–64.
- Stuchlík, E., J. Kopáček, J. Fott, and Z. Hořícká. 2006. Chemical composition of the Tatra Mountain lakes: response to acidification. *Biologia*, Bratislava 61/Supplement 18:S11–S20.
- Tahovská, K., J. Kopáček, and H. Šantrůčková. 2010. Nitrogen availability in Norway spruce forest floor: the effect of forest defoliation induced by bark beetle infestation. *Boreal Environment Research* 15:553–564.
- Takagi, M. 2015. Water chemistry of headwater streams under stormflow conditions in catchments covered by evergreen broadleaved forest and by coniferous plantation. *Landscape and Ecological Engineering* 11:293–302.
- Tolasz, R. 2007. Climate atlas of the Czech Republic. Czech Hydrometeorological Institute, Prague, Czech Republic.
- UNEP (United Nations Environmental Programme). 2007. Global environmental outlook 4. United Nations Environmental Programme, Progress Press, Valetta, Malta.
- USEPA (US Environmental Protection Agency). 1997. Volunteer stream monitoring: a methods manual. EPA 841/B97003. US Environmental Protection Agency, Washington, DC.
- Veselý, J., and V. Majer. 1996. The effect of pH and atmospheric deposition on concentrations of trace elements in acidified freshwaters: a statistical approach. *Water, Air, and Soil Pollution* 88:227–246.
- Viviroli, D., H. H. Dürr, B. Messerli, M. Meybeck, and R. Weingartner. 2007. Mountains of the world, water towers for humanity: typology, mapping, and global significance. *Water Resources Research* 43:W07447.
- Watts, S. B., and L. Tolland. 2005. Forestry handbook for British Columbia. 5th edition. University of British Columbia, Vancouver, British Columbia.
- Weier, J., and D. Herring. 2000. Measuring vegetation (NDVI & EVI). Earth Observatory, National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC. (Available from: <https://earthobservatory.nasa.gov>)
- WHO (World Health Organization). 2004. Guidelines for drinking-water quality. 3rd edition. World Health Organization, Geneva, Switzerland.
- WMO (World Meteorological Organization). 2001. Technology for detecting trends and changes in time series of hydrological and meteorological variables. Hydrological Operational Multipurpose System, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Wrzesinsky, T., and O. Klemm. 2000. Summertime fog chemistry at a mountainous site in central Europe. *Atmospheric Environment* 34:1487–1496.
- Yang, J. L., L. M. Huang, and G. L. Zhang. 2010. Source and consumption of proton and its impacts on cation flux and soil acidification in a forested watershed of subtropical China. Pages 108–111 *in* Proceedings of the 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, 1–6 August 2010, Brisbane (Australia). International Union of Soil Sciences, Crawley, Australia.



Contents lists available at ScienceDirect

Land Use Policy

journal homepage: www.elsevier.com/locate/landusepol

Impacts of land use policy on the recovery of mountain catchments from acidification

Josef Křeček^{a,*}, Ladislav Palán^a, Evžen Stuchlík^b

^a Department of Hydrology, Czech Technical University in Prague, Thákurova 7, CZ-166 29 Prague, Czech Republic

^b Institute of Hydrobiology, Biology Centre CAS, Na Sádkách 7, CZ-37005 České Budějovice, Czech Republic



ARTICLE INFO

Keywords:

Mountain watershed
Acid atmospheric deposition
Forestry practices
Land use policy

ABSTRACT

Watersheds in mountainous regions provide water resources available to large downstream areas. Acidification of mountain waters leads to problems in water quality with impacts to drinking water supply and biodiversity conservation. Effects of the land use policy, air pollution and forest canopy on acidification of headwater catchments in the Jizera Mountains were studied in the period of 1982–2015. The archive of LANDSAT imagery and a field inventory was used to reconstruct changes in the vegetative cover. The atmospheric deposition of acidic substances (sulphate, nitrate, and ammonia) in studied catchments was approximated by a spatial interpolation. The acid atmospheric load culminated in the 1980s. The Helsinki protocol on the reduction of sulphur emissions lead to a reduced open field deposition of sulphur, but, the atmospheric deposition of sulphur and nitrogen is also controlled by the vegetative canopy. A drop in the acid load and a recovery of surface waters from acidification were observed with the harvest of spruce forests. The existing land use policy, institutes of 'protected headwater area' and 'zones of hygienic protection' (Water Act 138/1973) were ineffective in this situation. In a catchment scale, the proposed scenario of structured forestry zones (respecting riparian buffers, stability of steep slopes, significant fog drip areas, peat spots) can decrease the annual load of sulphur and nitrogen by approx. 30%.

1. Introduction

The land is one of the key constituents of life on the Earth (Platt, 2004). Watersheds in mountainous regions provide between 40 and 80% of the water resources available to lowland settlements (Messerli et al., 2004), and a wide range of ecological and human crises result from incorrect land use, in particular, inadequate access to and the inappropriate management of freshwater resources (Gleick, 1997). Körner and Ohsawa (2005) identified a hierarchy of environmental benefits in mountain catchments including the recharge of water resources (quantity and quality), recreation, timber, habitat, and beautiful scenery. Particular attention has been paid to mountain environments by religions and pilgrimage traditions. Mountains are considered a place of guardianship, recovery, and expectancy in biblical poems throughout Jewish and Christian history (Gillingham, 2017), sacred places in Japanese religion beliefs (Sugimoto, 2010), or pegs stabilizing the earth in the Quran (Press and Siever, 1986). In modern societies, with the decline of traditional beliefs the role of legislature increases (Inglehart and Baker, 2000). Generally, the concept of environmental services is based on links between flows of values to human societies as

a result of the state and quantity of natural capital (MEA, 2005). However, natural ecosystem services lie outside the traditional domain of commercial markets and are still undervalued (Postel and Thompson, 2005). There have been calls for developing rational land use policies to reduce watershed-related conflicts (Gleick, 1997), as well as for the emergence of integrated water resource management based on an ecosystem approach in a catchment scale (Mitchell, 2005). Davies and Mazumder (2003) emphasized that drinking water management must ultimately be based on sound science, strong policy, and effective policy instrumentation. In sensitive watersheds, Greenberg et al. (2003) proposed a proactive policy option: turning sensitive lands into green buffers by purchasing it or by permitting the transfer of development rights to other less sensitive parcels.

Mountain watersheds in central Europe are predominantly covered by forests; therefore, forestry practices and forest protection strategies are among the key aspects of their beneficial functions to be considered in collaborative watershed management (FAO, 2006). Thus, multi-resource forestry (seeking the simultaneous production of several interdependent substances and services) has been developed to maintain forests as biophysical systems (Dudley and Stolton, 2003). Considering

* Corresponding author.

E-mail addresses: josef.krecek@fsv.cvut.cz (J. Křeček), ladislav.palan@fsv.cvut.cz (L. Palán), evzen.stuchlik@yandex.com (E. Stuchlík).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.landusepol.2017.10.018>

Received 20 July 2017; Received in revised form 4 October 2017; Accepted 11 October 2017

Available online 29 May 2018

0264-8377/ © 2017 Elsevier Ltd. All rights reserved.

3. EXPERIMENT

J. Křeček et al.

Land Use Policy 80 (2019) 439–448

the priority of water supply, Willis (2002) categorised the main non-market costs and benefits of forestry practices: (1) abstraction for potable water (for drinking and commercial uses), (2) agriculture and irrigation in downstream areas, (3) hydro-electric power generation, (4) wildlife (including recreational and commercial fisheries), and (5) other recreational uses. Unfortunately, the hydrological characteristics needed for the evaluation of these benefits are still affected by serious uncertainties due to a lack of long-term field monitoring (Foy et al., 2015). Additionally, the identification and assessment of environmental benefits in mountain watersheds are complicated by increased civilisation pressures and changes in the global climate (Christensen, 2005).

Acid rain (initiated namely by the airborne emissions of sulphur and nitrogen) has probably affected the ecosystems of highly industrialised regions in Europe already since the 1850s (Schöpp et al., 2003; Kopáček et al., 2016). After World War II, acid atmospheric deposition caused the widespread acidification of freshwaters, with damage to drinking water quality and populations of fish and other aquatic organisms, particularly in headwater areas of central Europe (Křeček and Hořická, 2006). Controlling the acid atmospheric load became an important issue in the 1970s; however, these aspirations were limited by a broad spectrum of uncertainties in both the atmospheric loads and impacts (Kelly-Quinn et al., 2008). In Europe, atmospheric deposition culminated in the late 1980s, and in the early 1990s first signs of a recovery in acidified mountain waters followed the 1985 *Helsinki Protocol on the Reduction of Sulphur Emissions or their Transboundary Fluxes* (with loads of sulphur decreased to approx. 40% of those in 1987) (Křeček and Hořická (2001), Holen et al. (2013)). Within a watershed, the presence of deciduous or mixed forests can decrease the acid atmospheric load through lower leaf area and surface roughness, particularly in the dormant season (Lovett and Reiners, 1986). The aim of this paper is to discuss and evaluate the impacts of existing land use policy on the recovery of headwater catchments from acidification in the Jizera Mountains (Czech Republic). We hypothesize that environmentally sound forestry practices could significantly regulate the atmospheric deposition and runoff genesis at the catchment scale.

2. Land use policy in the Jizera Mountains

The history of land use policy in the Jizera Mountains corresponds namely with interventions in other Bohemian forests noted since the 14th century (Rabštejnek, 1969). The legislature followed changing priorities in forest functions, from an early protection of forests to secure the state boarders or big game hunting, to sustainable timber harvesting and recent multi resource forestry. The poor state of mountain forests in the second half of the 19th century, and occurrence of several catastrophic floods, initiated the declaration of the soil improvement (Act 116/1884 Coll.) and the safe diversion of mountain waters (Act 117/1884 Coll.) in the former Austro-Hungary (Dvořák and Novák, 1994). Consequently, a system of retention reservoirs, torrent control, and forest conservation measures were realized in the Jizera Mountains in the beginning of the 20th century.

In 1956, the *Protected Landscape Region of the Jizera Mountains* was set aside by the Czech government to preserve the unique natural elements of the region (Nature Protection Act 40/1956, and, Nature and Landscape Protection Act 114/1992 Coll.). The system of drinking water supply system in the Jizera Mountains was developed after 1960. Nowadays, two reservoirs (Josefův Důl and Souš, Fig. 1) serve as the main sources of drinking water for neighbouring cities. To support the water resource recharge, in 1978, the *Protected Headwater Area of the Jizera Mountains* was declared by the Decree 40/1978 of the Czech government (Water Act 138/1973 and 254/2001 Coll.). However, this law still faces a serious gap in ensuring forestry services (Tureček, 2002), only the reduction of forest areas and the development of drainage areas are controlled.

Similarly, the *Protection Forests* (forests at unfavourable sites: high slopes or peatlands) and *Special Purpose Forests* (forests in zones of

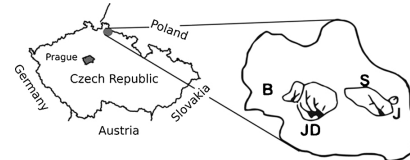


Fig. 1. Investigated catchments in the Jizera Mountains (B – Bedřichov, J – Jizerka, JD – Josefův Důl, S – Souš).

hygienic protection of water resources), declared by the Forestry Act (289/1995 Coll). Peřina et al. (1977) considered the role of forest stands in runoff genesis by respecting the buffer strips around watercourses and reservoirs, the stands controlling soil erosion on steep slopes, and the stands regulating water yield by controlling evaporation. At present, this concept is adopted by FMI (2015) in regulating forestry activities in protective zones of water resources on the territory of the Czech Republic. However, this strategy does not respect a role of forests in modifying the acid atmospheric load by the vegetative cover, and, is ineffective in a recovery of headwater environments from acidification.

3. Material and methods

3.1. The study area

This study was performed in the upper plain of the Jizera Mountains (North Bohemia, Czech Republic, 50°40'–50°52' N, 15°08'–15°24' E, Fig. 1) characterized by the humid temperate climate: the subarctic region Dfc of the Köppen climate classification. The mean annual precipitation range is from 1290 to 1400 mm, and the mean annual air temperature from 4 to 5 °C. In a normal year, snow cover lasts from the beginning of November to the end of April, reaching a maximum snowpack of 120 cm (Tolasz, 2007). Low-base-status soils (sandy-loamy Podzols), developed on porphyritic granite reach a depth between 0.5 and 1.2 m, are extremely sensitive to acidification. The root system dominates in the topsoil, occurring up to a depth of 15 cm. Mor is the most common humus (2–5 cm). Fast subsurface run-off dominates, and groundwater bodies occur only in shallow weathered rock formations.

According to the climate normal of 1961–1990, altitudinal forest zones (Zlatník, 1976) in the upper catchments of the Jizera Mountains include: 1) Spruce – beech (*Picea abies*–*Fagus sylvatica*) where beech dominates (mean annual temperature 4.5–5.5 °C; mean annual precipitation 900–1,050 mm; growing season 115–130 days), 2) Beech – spruce (*Fagus sylvatica*–*Picea abies*) with majority of spruce (mean annual temperature 4.0–4.5 °C; mean annual precipitation 1050 to 1200 mm; growing season 100–115 days) and, 3) Spruce (*Picea abies*, mean annual temperature 2.5–4.0 °C; mean annual precipitation 1200 to 1500 mm; growing season 60–100 days), Fig. 2.

During the 19th century the mixed forest of native tree species (*Fagus sylvatica* L., *Picea abies*, and *Abies alba* Mill.) was converted to spruce plantations (almost 90% of current forest stands) of lower ecological stability (Křeček and Hořická, 2006). In the 1980s, this area was strongly affected by the acid atmospheric deposition, damages and dieback of spruce forests; after an extended clear-cut, grass dominated and *Junco effusi*–*Calamagrostietum villosae* became the new dominant community (Křeček et al., 2010). In the early 1990s, restoration activities started and environmentally sound forestry practices in headwater catchments were reconsidered (Chalupa and Křeček, 1995).

3.2. Investigated catchments

The regional water supply system includes two drinking water reservoirs (Josefův Důl and Souš) with potential additional storage in

3.2. Metodika, výsledky a diskuse

J. Křeček et al.

Land Use Policy 80 (2019) 439–448

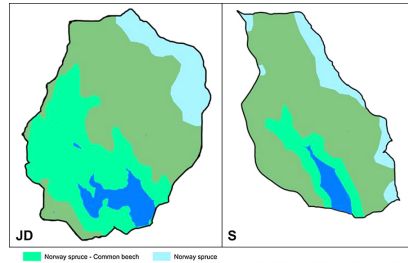


Fig. 2. Climax zones in the catchments Josefův Důl (JD) and Souš (S).

Table 1
Characteristics of the Jizerka experimental basin.

Parameter	Jizerka exp. basin
Hydrological order ^a	1 – 05-01-004
Area (km ²)	1.03
Elevation range (m)	862–994
Mean elevation (m)	927
Mean slope (%)	8
Pa (mm)	1359
ETP (mm)	341

Pa – mean annual precipitation.

ETP – mean annual Penman's evaporation.

^a Hydrological order of streams in the Czech Republic (HMI, 1965).

Table 2
Characteristics of the reservoirs Bedřichov, Josefův Důl and Souš.

Parameter	Reservoir		
	Bedřichov	Josefův Důl	Souš
Origin (year)	1905	1982	1915
Altitude (m)	774	733	768
Maximum depth (m)	13.5	38.2	19.3
Total volume (10 ⁶ m ³)	2.1	22.6	7.6
Residence time (days)	76	343	172

Stream	Černá Nisa	Kamenice	Černá Desná
	Hydrological order ^a	2-04-07-0160-1	1-05-01-0580
Basin area (km ²)	4.3	19.6	13.8
Basin elevation (m)	774–886	733–1084	768–1122
Mean slope (%)	12	12	14
Pa (mm)	1232	1268	1324
ETP (mm)	378	373	362

Pa – mean annual precipitation.

ETP – mean annual Penman's evaporation.

^a Hydrological order of streams in the Czech Republic (HMI, 1965).

Bedřichov (Broža, 1990, Fig. 1). Since 1982, the long-term environmental monitoring included the impact of forest clear-cut on runoff genesis (the experimental basin Jizerka, Table 1) and catchment – lake relationships (the water reservoirs Bedřichov, Souš and Josefův Důl, Table 2).

The experimental basin (Fig. 3) was instrumented in 1982. The outlet is equipped by the sharp-crested V-notch weir and the water pressure recorder. Stream waters were sampled weekly (with more frequent intervals during flood situations) and meteorological observations were carried out in elevations 875 and 975 m (along the harvested transect A). In two mature spruce stands (30 × 30 m, elevations 745 and 975 m), the canopy throughfall (collected by ten rain gauges of 200 cm² area) and stemflow (collected by two average trees)

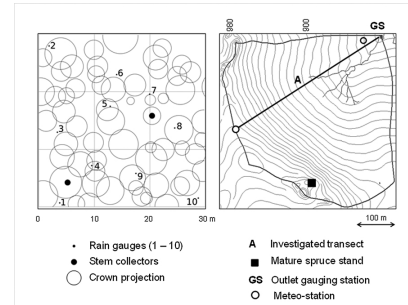


Fig. 3. The Jizerka experimental basin.

were sampled in two weeks up to monthly intervals. This method is supposed as the most appropriate approach to identify fog and cloud water depositions (Lovett, 1988).

In 1991, started long-term monitoring of water quality and biota in the reservoirs and their inflows. The transparency (Secchi disc), conductivity, pH and content of dissolved oxygen (WTW, Hydrolab) were measured *in situ*. The collected samples (rain/fog drip, canopy throughfall/stemflow, stream/lake waters) were filtered through 40 μm inert mesh, stored in the fridge and analysed in the accredited laboratory of the Hydrobiological Station Velký Pálenec (Charles University in Prague).

Chemical analyses (were performed by methods developed for soft water studies of mountain waters (Stuchlík et al., 2006) directly after sampling. Concentrations of major ions (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, NH₄⁺, Cl⁻, NO₃⁻, and SO₄²⁻) were determined by ion chromatography, pH was consistently measured with combination electrodes and conductivity by the conductometric sensor.

4. Theory and calculations

4.1. Canopy classes

The archive of LANDSAT imagery (NASA, 2014) was used to identify changes in the vegetative cover over the studied catchments (resolution of 30 m) in 1983–2016. Only clear-sky images collected in the high summer (June–August) were taken into account. The normalized difference vegetation index (NDVI) was calculated for the spectral reflectance registered in the visible (red) and near-infrared bands, Eq. (1), according to Weier and Herring (2000):

$$\text{NDVI} = (\text{NIR} - \text{VIS}) / (\text{NIR} + \text{VIS}) \quad (1)$$

where: NIR – near infrared radiation (0.7–1.1 μm), VIS – visible radiation (0.4–0.7 μm).

Simultaneously, the supervised classification of multi-band raster images (Landsat 4 and 5) was employed. For collected samples (representing distinct sample areas) images were classified by the image analyst (Nagi, 2011). Křeček and Krčmář (2015) reported relatively insensitive NDVI changes with leaf area index LAI > 2, therefore, the supervised classification of multi-band raster images (Landsat 4 and 5) seems to be more efficient in identification of the forest canopy. From the multi-band raster images, five canopy classes were identified in the consecutive years 1983–2015. These classes (mature spruce forests, stands of the crown closure above 0.3, reforested plots with the crown closure below 0.3, areas covered only by grass communities, and clear-cut) correspond with the definition of “forest” used by the United Nations Framework Convention on Climate Change: crown closure > 0.3, and height > 2–5 m at maturity, Sasaki and Putz (2009).

3. EXPERIMENT

4.2. Precipitation and the acid atmospheric deposition

In a mountain terrain, the atmospheric deposition of water and acid substances depend on elevation, morphology and vegetative cover (Křečmer et al., 1979; Wrzesinsky and Klemm, 2000). The relationship between a net precipitation (reaching the soil surface) and an interception loss (evaporation of water temporarily stored on the canopy) can be described by the Eq. (2), Křečmer et al. (1979):

$$P' = P + P_f - I = P_t + P_s \quad (2)$$

where: P' – net precipitation (mm), P – open field (gross) precipitation (mm), P_f – fog drip (mm), I – interception loss (mm), P_t – throughfall under the canopy (mm), P_s – stemflow (mm).

Křeček and Punčochář (2012) evaluated the hypsometric method as the most effective in estimating the amounts of gross precipitation within studied catchments in the Jizerka Mountains. Křeček and Palán (2015) approved the Eq. (3) to calculate volumes of fog precipitation for a specified canopy, elevation and season there.

$$P_{fd} = 0.001 \cdot (a \cdot E + a_0) \cdot A_{er}^{-1} \cdot F_c \quad (3)$$

where: P_{fd} – seasonal amount of fog drip [mm], a and a_0 – coefficients of hypsometric relation derived for individual season, E – elevation [m], A_{er} – an effective receptor area [m²], and F_c is the fog drip coefficient.

Similarly, according to Křeček et al. (2017), seasonal atmospheric loads of the acidified elements were estimated by the Eq. (4):

$$m = (b \cdot E + b_0) \cdot A_{er}^{-1} \cdot F_c \quad (4)$$

where: m – seasonal load (summer and winter), b , b_0 – empirical hypsometric coefficients,

E – elevation, A_{er} – effective receptor area, F_c – fog drip coefficient.

Methods of spatial interpolation (ArcGIS 10.2) were used to approximate the catchment deposition of water and the main acidifying substances (SO₄, NO₃ and NH₄).

5. Results

5.1. Canopy changes

Initially, the Jizerka experimental catchment was covered by mature spruce stands. In 1984–1992, the catchment was harvested by clearcutting. The regrowth of forest stands was complicated by invasive grass communities (*Calamagrostis* sp., with dominant *Calamagrostis villosae*) spreading fast over the catchment area (Table 3, Fig. 4). The extent of mature spruce forests decreased to 2% (1992), then, by the reforestation, the area of stands with crown closure above 0.3 increased to 65% (2010), Table 3.

In catchments of the drinking water reservoirs Josefův Důl and Souš, the percentage of mature stands increased from 27 to 57% (21–58%) and reforested stands with crown closure above 0.3 increased from 16 to 29% (11–31%), during the years 1983 and 2010.

5.2. Consequences of the acid atmospheric deposition

In the studied catchments, sulphur was the most acidifying element

Table 3
The development of forest stands after the clear-cut (percentage of the catchment area).

Catchment	1992		2002		2010	
	MS	CC > 0.3	MS	CC > 0.3	MS	CC > 0.3
Jizerka	2	36	7	57	16	65
Josefův Důl	26	31	39	37	57	29
Souš	8	30	20	51	58	31

MS – mature spruce stands, CC > 0.3 – reforested stands with crown closure above 0.3.

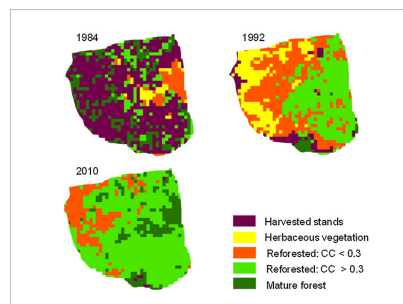


Fig. 4. Canopy classes in the Jizerka catchment, 1984–2010.

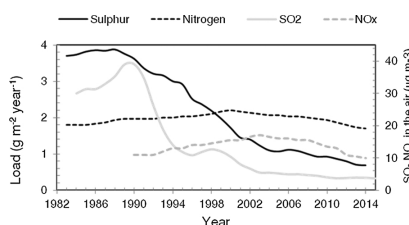


Fig. 5. The open field load of sulphur and inorganic nitrogen, and concentrations of SO₂ and NO_x in the air (Jizerka, 1982–2015): moving averages of the order 3.

of the atmospheric deposition in the 1980s, decreasing with the drop in SO₂ emissions in the 1990s, while the open field deposition of nitrogen did not change significantly (Fig. 5). Thus, the ratio between the deposition of sulphur and nitrogen decreased from 2.7 to 0.35 during the period of observation 1982–2015.

A fog/low cloud occurrence was found significant in elevations above 700 m a.s.l. (Křeček and Palán, 2015). Changes in annual amounts of the fog drip by vegetative cover correspond with the canopy alteration: 176 mm (1982–1983), 42 mm (1985–1990) and 83 mm (2010–2015), i.e. 13%, 3 and 6% of the mean annual precipitation observed in the Jizerka catchment, Fig. 6. The deposition of sulphur in the Jizerka catchment decreased from 8.6 g m⁻² year⁻¹ (1983) to 4.35 (51% in 1992, after the clear-cut) and 1.39 (16% in 2010–2015, with the reduction of SO₂ emissions), Fig. 7, and the deposition of inorganic nitrogen dropped from 2.9 g m⁻² year⁻¹ (1983) to 2.4 (83% in 1992, after the clear-cut) and returned back to 2.5 g m⁻² year⁻¹ (88% in 2010–2015, with the forest regrowth), Figs. 8 and 9.

In 1982–2015, the mean annual stream water pH increased from 4.2 (strongly acidified) to 5.9 (moderately acidified environment), Fig. 10. These changes were affected by the drop in SO₂ emissions after 1988, and reduction of the canopy (receptor area) by the clear-cut of spruce stands in 1984.

The studied reservoirs (Bedrichov, Sous and Josefův Důl) are dimictic, with a typical summer stratification of temperature and pH (Stuchlík et al., 1997), seasonal changes in the water chemistry are relatively high (Figs. 11 and 12). In the 1980s, the water quality in reservoirs declined significantly: pH values dropped to 4–5, the content of aluminium increased to 1–2 mg/l (with a high level of toxic forms of aluminium – free Al³⁺ as well as inorganic complexes of Al), both zooplankton and phytoplankton were drastically reduced, and fish disappeared (Křeček and Hořícká, 2006). In the 1990s, with the reduction of acid inputs, restoration activities included the reintroduction of brook char (*Salvelinus fontinalis*) and brown trout (*Salmo trutta*

J. Křeček et al.

Land Use Policy 80 (2019) 439–448

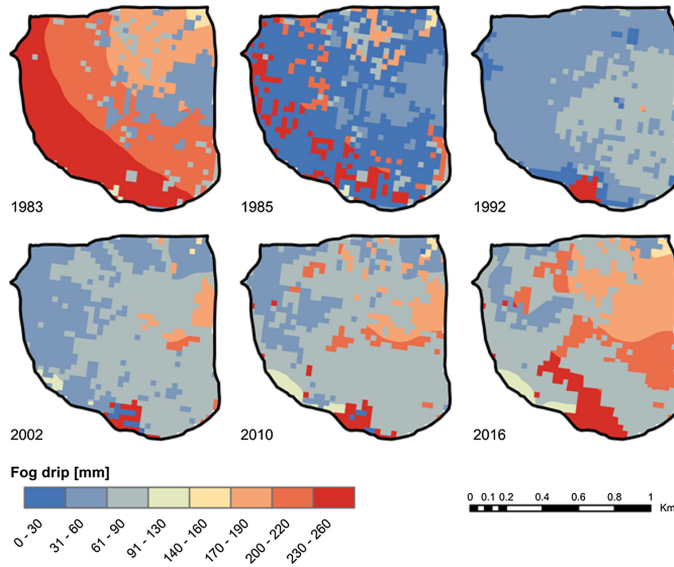


Fig. 6. The annual fog drip in the Jizerka experimental basin, 1983–2016.

morpha *fario*) to the reservoirs and their inlets.

Since 1997, seasonal liming (dry application of calcite powder sprinkled from the air) has been applied in the Souš reservoir annually after the snowmelt to support the process of drinking water treatment.

5.3. Soil erosion and sedimentation

Due to the increase in airborne emissions and an extensive dieback of spruce forests in the 1980s, the regulations claimed by Water Act

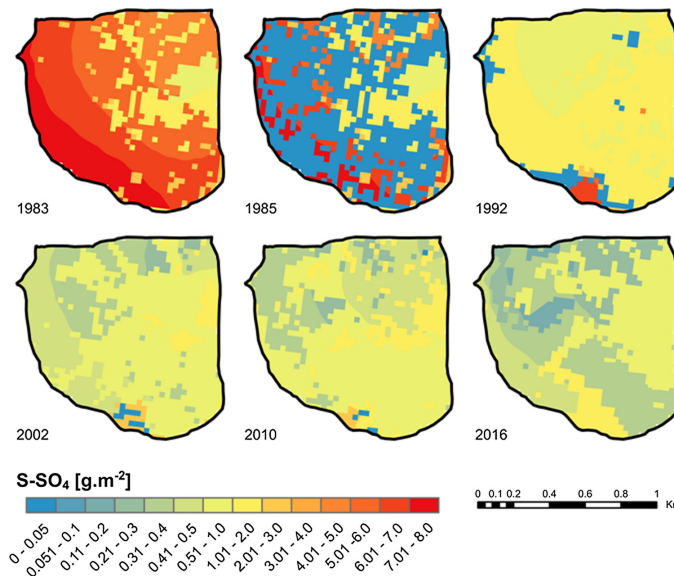


Fig. 7. The annual load of S-SO₄ in the Jizerka experimental basin, 1983–2016.

3. EXPERIMENT

J. Křeček et al.

Land Use Policy 80 (2019) 439–448

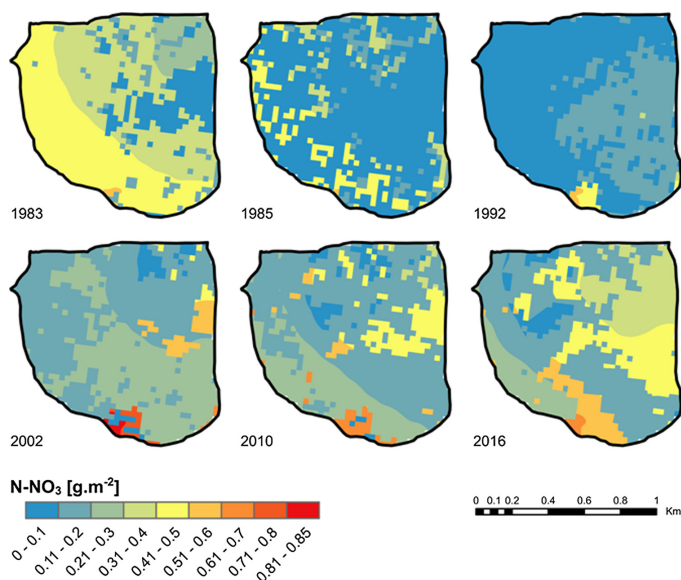


Fig. 8. The annual load of N-NO₃ in the Jizerka experimental basin, 1983–2016.

138/1973 (limits in forest harvesting) were not respected by forestry practices in protected headwaters of the Jizera Mountains. In the Jizerka experimental catchment, commercial harvesting (extensive clear-cut, timber skidding by wheeled tractors, and buffer zones not

considered) led to an expanse of erosion rills and the drainage network (Fig. 13).

The total length 10.3 km of rills (skidding paths) originated during the timber harvest (1984–1990), and 6.1 km of deep rills (depth above

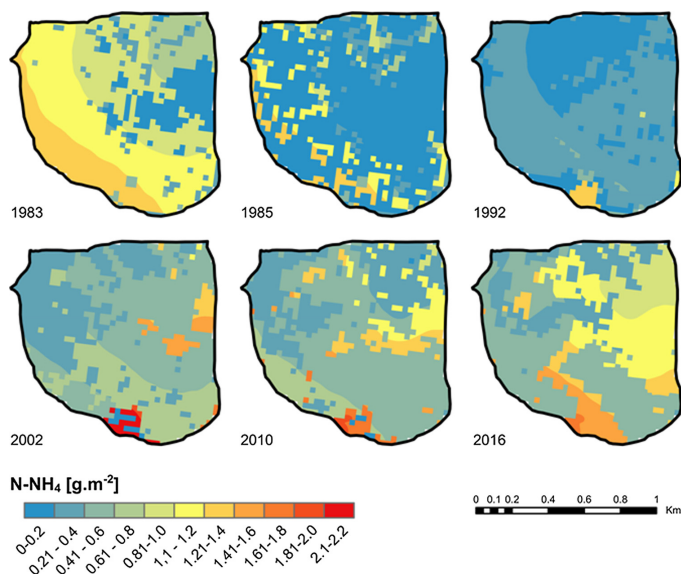


Fig. 9. The annual load of N-NH₄ in the Jizerka experimental basin, 1983–2016.

3.2. Metodika, výsledky a diskuse

J. Křeček et al.

Land Use Policy 80 (2019) 439–448

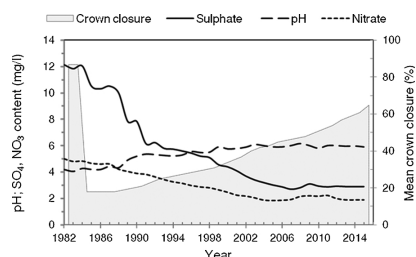


Fig. 10. Mean annual pH, and contents of sulphate and nitrate in stream water, related to a reduce in forest canopy (the Jizerka basin, 1982–2015).

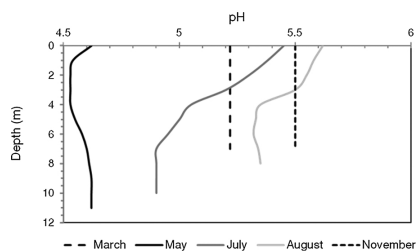


Fig. 11. Seasonal changes of pH in the Bedřichov reservoir, 1995.

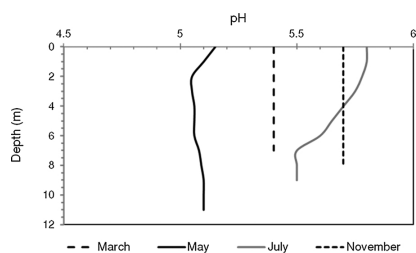


Fig. 12. Seasonal changes of pH in the Bedřichov reservoir, 2010.

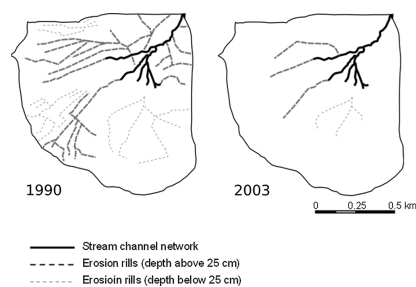


Fig. 13. Stream channels and erosion rills in the Jizerka basin (1990 and 2003).

25 cm) were connected to the drainage network. Thus, the network of drainage network increased from 1.45 to 7.55 km². The erosion loss of soil increased from 0.01 mm (pre-treatment period) to 1.34 mm

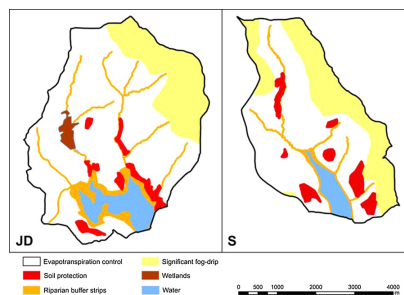


Fig. 14. The delineation of forestry zones in the watersheds Josefův Důl (JD) and Souš (S).

(1984–1990), and sediment runoff reached approx. 30% of the eroded soil volume. After the harvest, a relatively fast natural rehabilitation of shallow rills (depth below 25 cm) was observed: about 15% was covered by grass (mainly hemicryptophytes) in 3 years, and 80% in 10 years. In deep rills, there is slightly higher proportion of stress-tolerant plants (45%) in comparison with shallow rills. It confirms the low nutrient availability at the places where the top soil horizon was removed. In 2003, only the length 1.5 km of active deep rills and 1 km of shallow rills was identified (Fig. 13).

5.4. Proposed structured forestry zones in the catchment Josefův Důl and Souš

To maintain achievements of the long-term environmental monitoring in headwaters of the Jizera Mountains, a structured forestry in catchments of drinking water reservoirs should recognize five zones according to their main role in runoff genesis: (1) riparian buffer zones, (2) zones of soil protection, (3) zones of evapotranspiration control, (4) zones of significant fog drip, and (5) wetlands. Their delineation and extend in the studied catchments (Josefův Důl and Souš) are given in Fig. 14 and Table 4.

Riparian buffer strips are allocated with the respect of existing protection zones of the first-rank (delineated by service roads along the reservoirs), and second-rank (30–100 m wide), FMI (2015). The forest harvest should be restricted to a selective cutting only.

Soil protection zones are delineated on slopes above 30%, their dominant role is to control stability of slopes, surface runoff and soil erosion (Gray and Sotír, 1996). In this zone, forestry practices should support the production of humus and litter layers (FAO, 2006), as well as a deep rooting. The even-age spruce forests should be progressively replaced with stands of near-native composition (mixed or beech stands).

At slopes below 30% (excluding the riparian and fog-drip zones), forestry practices could control particularly the evapotranspiration loss (and water yield). This zone dominates in the catchments of Josefův Důl and Souš (Fig. 14), covering 64 and 58% of their areas (Table 4). The

Table 4
The extend of forestry zones in the catchments Josefův Důl (JD) and Souš (S).

Structural forestry zones	JD		S	
	(ha)	(%)	(ha)	(%)
Riparian buffer strips	140	8	50	4
Soil protection	40	2	60	5
Evapotranspiration control	1090	64	770	58
Fog drip	360	21	430	33
Wetlands	70	5	0	0

3. EXPERIMENT

J. Křeček et al.

Land Use Policy 80 (2019) 439–448

evapotranspiration loss in these elevations can be reduced namely by lower interception of the canopy (Křeček and Punčochář, 2012). Thus, in these zones delineated at Josefův Důl and Souš, the interception loss might be reduced up to 120 mm annually by thinning or a shift to broadleaves (limited clear-cutting could be accepted).

In the catchments of Josefův Důl and Souš, Křeček and Palán (2015) analysed fog drip to be an important water budget component of mature spruce stands in elevations above 900 m (i.e. 21 and 33% of the catchment area, Fig. 14), increasing the gross precipitation by 200–250 mm annually (i.e. 14–18%). On the other hand, by the acid rain (pH below 5.6), acid substances in the fog or low clouds lead to deterioration of water quality: the mean observed annual load of sulphur and nitrogen from fog drip reached 55 and 48% of the total sulphur and nitrogen load registered in the bulk (Křeček et al., 2017). These results correspond well with changes in stream water quality with the harvest of spruce plantations (Křeček and Hořická, 2001, 2006). Therefore, in these elevations, dense coniferous stands could increase water yield, but, concurrently decline the water quality. At the current state of acidification, in the fog-drip zones (Fig. 14) the load of atmospheric sulphur and nitrogen could be decreased approx. by 50% (S-SO₄ from 0.8 to 0.4, N-NO₃ from 0.7 to 0.4 and N-NH₄ from 1.5 to 0.8 g m⁻² year⁻¹) by a shift from the mature spruce stands to grass.

The peat bog *Nová Louka* of 32 ha in the JD basin is protected by the Nature Conservation Act (114/1992 Coll.) as an area of natural conservation (biodiversity protection and carbon storage) with restricted human activities. A total area of 70 ha (5% of the catchment area) was delineated (Fig. 14), also including wetland forests surrounding the bog.

6. Discussion

Since 2010, the open field deposition of sulphur and nitrogen in headwaters of the Jizera Mountains did not change rapidly (Fig. 4), and, this level of air borne pollution is still expected in a near future (Kopáček et al., 2016). In forests of central Europe, Bobbink and Roelofs (1995) consider 1 g m⁻² year⁻¹ (i.e. 71 meq m⁻² year⁻¹) as the empirical critical deposition of nitrogen; this value has been permanently exceeded in studied catchments of the Jizera Mountains, 1982–2016. Higher depositions of nutrient nitrogen are particularly considered with the evidence of higher environmental sensitivity and changes in biodiversity (Matzner and Murach, 1995). In this situation, the total annual deposition of sulphur and nitrogen can be reduced by the proposed structured forestry zones. Impacts of two scenarios (A: even aged mature spruce forests, B: the structured forestry with beech stands in riparian and soil protection zones, spruce stands with reduced crown closure to 0.5 at the slopes below 30%, and, a grass cover in elevations above 900 m) on the acid load are estimated in Table 5 and Fig. 15. In the studied catchments, the structured forestry project can decrease the annual load of sulphur from 0.9 to 0.25 g m⁻² year⁻¹ (1.16–0.31), and the load of nitrogen from 1.07 to 0.29 g m⁻² year⁻¹ (1.39–0.37), e.g. to

Table 5
The modelled annual atmospheric load of sulphur and nitrogen in catchments of Josefův Důl and Souš, 2010–2015.

Catchment	Annual load (g m ⁻² year ⁻¹)	
	Scenario A	Scenario B
Josefův Důl		
S-SO ₄	0.90	0.25
N-NO ₃	0.30	0.08
N-NH ₄	0.77	0.21
Souš		
S-SO ₄	1.16	0.31
N-NO ₃	0.38	0.10
N-NH ₄	1.01	0.27

27–28% of the deposition observed under the canopy of mature spruce stands. In comparable elevations of the Adirondack Mountains (New York, US), Miller et al. (1993) reported the role of fog/cloud drip by 32 and 37% of the total atmospheric load of nitrogen and sulphur.

The estimates of the fog-drip coefficient F_c (Eq. (3)) respect the standard forest inventory (age classes and crown closure); F_c values reflect the efficiency of vegetative cover to collect fog droplets with maximum (F_c = 1) in close mature stands, decreasing with opening the canopy, 0.5 for mature beech stands, and 0.18 for a grass vegetation. Several authors (Lovett and Reinert, 1986; Weathers et al., 1995) observed higher fog drip at the edge of forest stands, exceeding the fog deposition of a close stand by 3–15 times. However, in the fragmented forest stands at the Jizerka basin, our findings correspond with Krečmer et al. (1979): increases up to 10% only in a border belt of 10–20 m. Therefore, in this study, we neglected the edge effect.

Reviewing a large number of experiments, FAO (2006) reported 1.5–2% reductions of water yield per each 10% catchment change from coniferous to evergreen forests. In a similar climate, Willis (2002) reported increasing water yield (approx. 18–20% of the gross precipitation) by a conversion from coniferous stands to grass. In the studied catchments, a reduced evapotranspiration by the scenario B are compensated by a lower fog drip under the canopy (Křeček et al., 2017). Thus, the structured forestry (scenario B) decreases the annual runoff by 96 (Josefův Důl catchment) and 122 mm (Souš catchment), i.e. 7–9% of the gross precipitation. However, in the Jizera Mountains, water quality seems to be the most important issue of the regional water supply system.

The harvest of spruce plantations seems to be the main reason of the reduced atmospheric load of sulphur and nitrogen in headwater catchments of the Jizera Mountains in the 1990s (Fig. 10). The rapidly rising soil erosion could be controlled by skidding the timber by cableways or horses, delineating the riparian buffer strips and soil protection zones (slopes above 30%), as well as by a consistent conformance with the existing legislative.

7. Conclusions

In the Jizera Mountains, the management of headwater catchments has been controlled particularly by the Decree 40/1978 of the Czech government (Water Act 138/1973 and 254/2001 Coll.). However, the institutes of ‘protected headwater area’ and ‘zones of the hygienic protection’ were ineffective in the situation of a significant acid atmospheric deposition.

The 1985 Helsinki Protocol on the Reduction of Sulphur Emissions or their Transboundary Fluxes initiated the drop in SO₂ emissions and an open field deposition of sulphur observed since the 1990s. However, the atmospheric load of sulphur and nitrogen can be modified by the vegetative canopy. The long-term environmental monitoring in headwater catchments and reservoirs (1982–2015) confirmed the impacts of forest clear-cut on the drop in the acid deposition and a recovery of surface waters from acidification documented namely in the 1990s. In 1982–2015, in the studied catchments, the ratio between the deposition of sulphur and nitrogen decreased from 2.7 to 0.35. Namely, the atmospheric load of nutrient nitrogen permanently exceeds the threshold of 1 g m⁻² year⁻¹ (an empirical critical deposition of nitrogen in forests of central Europe).

A fog drip observed under the canopy is an important factor which can increase the water yield, but, also decline the water quality by an additional acidification of mountain catchments. In the Jizera Mountains, we found an important fog drip in elevations above 900 m, reaching approx. 20% of the gross precipitation. In comparison with close mature spruce forests, the scenario of five specific zones with structured forestry practices (beech stands in riparian buffer strips and soil protection zones, grass cover in elevations above 900 m, and reduced crown closure in spruce or mixed forests around) can decrease the annual load of sulphur and nitrogen by approx. 30%.

446

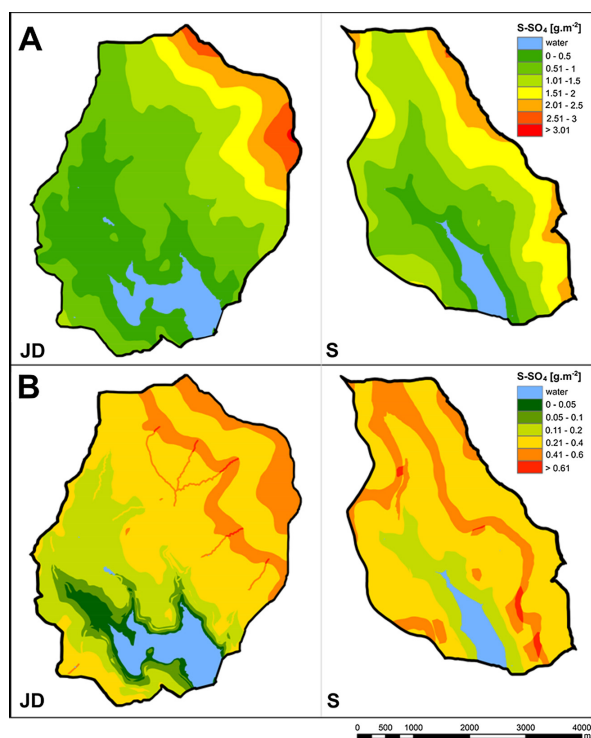


Fig. 15. The annual load of sulphur in the catchments Josefův Důl (JD) and Souš (S), scenarios A and B.

Acknowledgments

This research was supported by the Earthwatch Institute (Oxford, UK, Project on Mountain Waters of Bohemia, 1991–2012), Czech Technical University in Prague (Project SGS16/140/OHK1/2T/11, 2016–2017), and the Ministry of Education (INTER-EXCELLENCE: INTER-COST LTC 17006, 2017).

References

- Bobbink, R., Roelofs, J.G.M., 1995. Nitrogen critical loads for natural and semi-natural ecosystems: the empirical approach. *Water Air Soil Pollut.* 85, 2413–2418.
- Broža, V., 1990. Dams in Bohemia and Moravia. Agricultural Publishing House, Brázdá, Prague (101 pp.).
- Chalupa, M., Křeček, J., 1995. National Debate on Management of Mountain Watersheds in the Jizera Mountains (Czech Republic). Forest-Water Foundation, Prague (13 pp.).
- Christensen, J.H., 2005. Prediction of Regional Scenarios and Uncertainties for Defining European Climate Change Risks and Effects (PRUDENCE), Final Report. Danish Meteorological Institute, Copenhagen (231 pp.).
- Davies, J.M., Mazumder, A., 2003. Health and environmental policy issues in Canada: the role of watershed management in sustaining clean drinking water quality at surface sources. *J. Environ. Manage.* 68, 273–286.
- Dudley, N., Stolton, S., 2003. Running Pure: The Importance of Forest Protected Areas to Drinking Water. The Arguments for Protection Series, Research Report of the World Bank and WWF Alliance for Forest Conservation and Sustainable Use. (112 pp.).
- Dvořák, J., Novák, L., 1994. Soil Conservation and Silviculture. Elsevier, Amsterdam (399 pp.).
- FAO, 2006. The New Generation of Watershed Management Programmes and Projects. FAO Forestry Paper 150. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome (128 pp.).
- FMI, 2015. Protection of Water Resources (In Czech). Operating Methodology in Forestry. Forest Management Institute, Brandýs n.L., Czech Republic (41 pp.).
- Foy, C., Arabi, M., Yen, H., Asce, A.M., Gironas, J., Bailey, R.T., 2015. Multisite assessment of hydrologic processes in snow-dominated mountainous river basins in Colorado using a watershed model. *J. Hydrol. Eng.* 20 (04015017).
- Gillingham, S., 2017. *Psalms Through the Centuries*, vol. 1. Wiley-Blackwell, London (400 pp.).
- Gleick, P.H., 1997. Water in crisis: path to sustainable water use. *Ecol. Appl.* 8, 571–579.
- Gray, D.H., Sotir, R.B., 1996. Biotechnical and Soil Bioengineering Slope Stabilization: A Practical Guide for Erosion Control. John Wiley & Sons, New York (400 pp.).
- Greenberg, M., Mayer, H., Miller, K.T., Robert Hordon, R., Kneé, D., 2003. Reestablishing public health and land use planning to protect public water supplies. *Am. J. Publ. Health* 93, 1522–1526.
- HMI, 1965. (Czech Republic). Hydrological conditions of Czechoslovakia (In Czech), vol. I–III Hydro-meteorological Institute (HMI), Prague (1276 pp.).
- Holen, S., Wright, R., Seifert, L., 2013. Effects of Long Range Transported Air Pollution (LRTAP) on Freshwater Ecosystem Services. ICP-Waters Report 115/2013, HOLEN ET AL. Norwegian Institute for Water Research, Oslo, Norway (43 pp.).
- Inglehart, R., Baker, W.E., 2000. Modernization cultural change, and the persistence of traditional values. *Am. Sociol. Rev.* 65, 19–51.
- Körner, Ch., Ohsawa, M., 2005. Mountain systems. In: Hassan, R., Scholes, R., Ash, N. (Eds.), *Ecosystems and Human Well-Being: Current State and Trends*. Island Press, London, pp. 683–716.
- Křeček, J., Hořická, Z., 2001. Degradation and recovery of mountain watersheds: the Jizera Mountains, Czech Republic. *Unasylva* 52, 43–49.
- Křeček, J., Hořická, Z., 2006. Forests, air pollution and water quality: influencing health in the headwaters of Central Europe's "Black Triangle". *Unasylva* 57, 46–49.
- Křeček, J., Krčmář, V., 2015. Landsat imagery applications to identify vegetation recovery from acidification in mountain catchments. *Hung. Geogr. Bull.* 64, 121–126.
- Křeček, J., Palán, L., 2015. Effects of fog precipitation on water resources and drinking water treatment in the Jizera Mountains, Czech Republic. *Civ. Eng. J.* 10, 1–7.
- Křeček, J., Punčochář, P., 2012. Design of climate station network in mountain catchments. *Hung. Geogr. Bull.* 61, 19–29.
- Křeček, J., Nováková, J., Hořická, Z., 2010. Ellenberg's indicator in water resources control: the Jizera Mountains, Czech Republic. *Ecol. Eng.* 36, 1112–1117.
- Křeček, J., Palán, L., Stuchlík, E., 2017. Acid atmospheric deposition in a forested

3. EXPERIMENT

J. Křeček et al.

Land Use Policy 80 (2019) 439–448

- mountain catchment. *iForest* 10, 680–686.
- Kelly-Quinn, M., Cruikshanks, R., Johnson, J., Matson, R., Baars, J.R., Bruen, M., 2008. *Forestry and Surface Water Acidification*. Research Report. University College Dublin (76 pp.).
- Kopáček, J., Hejzlar, J., Krám, P., Oulehle, F., Posch, M., 2016. Effect of industrial dust on precipitation chemistry in the Czech Republic (Central Europe) from 1850 to 2013. *Water Res.* 103, 30–37.
- Krečmer, V., Fojt, V., Křeček, J., 1979. Fog precipitation and fog drip in forests as an item of water balance in a mountain region. *Meteorol. Bull.* 32, 78–81.
- Lovett, G.M., 1988. A comparison of methods for estimating cloud water deposition to a New Hampshire (USA) subalpine forest. In: Unsworth, M.H., Fowler, D. (Eds.), *Acid Deposition at High Elevation Sites*. Springer, Dordrecht, pp. 309–320.
- Lovett, G.M., Reiners, W.A., 1986. Canopy structure and cloud water deposition in sub-alpine coniferous forests. *Tellus* 38, 319–327.
- MEA, 2005. *Ecosystems and Human Well-Being: Synthesis*. Millennium Ecosystem Assessment. Island Press, Washington, D.C (155 pp.).
- Matzner, E., Murach, D., 1995. Soil changes induced by air pollutant deposition and their implication for forests in central Europe. *Water Air Soil Pollut.* 85, 63–76.
- Messerli, B., Viviroli, D., Weingartner, R., 2004. Mountains of the world: vulnerable water towers for the 21st century. *AMBIO Spec. Rep.* 13, 29–34.
- Miller, E.K., Panek, J.A., Friedland, A.J., Kadlec, J., Mohnen, V.A., 1993. Atmospheric deposition to a high-elevation forest at Whiteface Mountain, New York, USA. *Tellus* 45B, 209–227.
- Mitchell, B., 2005. Integrated water resource management, institutional arrangements, and-use planning. *Environ. Plann. A* 37, 1335–1352.
- NASA, 2014. *Landsat Science*. (Accessed on the 24th October 2016). <http://landsat.usgs.gov>.
- Nagi, R., 2011. *Classifying Landsat Image Services to Make a Land Cover Map*. ArcGIS Resources. ESRI (Accessed on the 24th October 2016). <http://esri.com/esri/arcgis>.
- Peřina, V., Krečmer, V., Šach, F., Dressler, M., Réman, Z., Křeček, J., Skypala, J., Beneš, J., Jafabáč, M., 1977. *Advanced Research Project to Demonstrate the Role of Forests in Water Resource Recharge of Drinking Water Reservoirs* (In Czech). Report of the Forest Research Institute, Opočno Research Station (Czech Republic) (112 pp.).
- Platt, R.H., 2004. *Land use and society*. Island Press, Washington, pp. 479.
- Postel, S., Thompson, B.H., 2005. Watershed protection: capturing the benefits of nature's water supply services. *Nat. Resour. Forum* 29, 98–108.
- Press, F., Siever, R., 1986. *Earth*, fourth edition. W.H Freeman & Co Ltd., New York (656 pp.).
- Rabštejnec, O., 1969. Forests of the Jizera Mountains (In Czech). *Nat. Conserv. (Ochrana Přírody)* 24, 40–42.
- Sasaki, N., Putz, F.E., 2009. Critical need for new definitions of forest and forest degradation in global climate change agreements. *Conserv. Lett.* 2, 1–7.
- Schöpp, W., Posch, M., Mylona, S., Johansson, M., 2003. Long-term development of acid deposition (1880–2030) in sensitive freshwater regions in Europe. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 7, 436–446.
- Stuchlík, E., Hořická, Z., Prchalová, M., Křeček, J., Barica, J., 1997. Hydrobiological investigation of three acidified reservoirs in the Jizera Mountains, the Czech Republic, during the summer stratification. *Can. Tech. Rep. Fish. Aquat. Sci.* 2155, 56–64.
- Stuchlík, E., Kopáček, J., Fott, J., Hořická, Z., 2006. Chemical composition of the Tatra Mountain lakes: response to acidification. *Biol. Bratisl.* 61 (Suppl. 18), S11–S20.
- Sugimoto, Y., 2010. *An Introduction to Japanese Society*, third edition. Cambridge University Press, Cambridge (359 pp.).
- Tolasz, R., 2007. *Climate Atlas of Czechia*. Czech Hydrometeorological Institute, Prague (256 pp.).
- Tureček, K., 2002. *The Water Act* (In Czech). SONDY, Prague (349 pp.).
- Weathers, K.C., Lovett, G.M., Likens, G.E., 1995. Cloud deposition to a spruce forest edge. *Atmos. Environ.* 29, 665–672.
- Weier, J., Herring, D., 2000. *Measuring Vegetation (NDVI & EVI)*. Earth Observatory. (Accessed on the 24th October 2016). <http://earthobservatory.nasa.gov>.
- Willis, K.G., 2002. *Benefits and Costs of Forests to Water Supply and Water Quality*. Social and Environmental Benefits of Forestry, Report to Forestry Commission, Phase 2. Centre for Research in Environmental Appraisal and Management. University of Newcastle (20 pp.).
- Wrzesiński, T., Klemm, O., 2000. Summertime fog chemistry at a mountainous site in central Europe. *Atmos. Environ.* 34, 1487–1496.
- Zlatník, A., 1976. *Forest Phytocenology* (In Czech). SZN, Prague (495 pp.).

Závěr

V Jizerských horách depozice vody z mlhy a nízké oblačnosti snižuje intercepční ztrátu smrkového porostu v nadmořských výškách nad 700 m. Nicméně významný výskyt horizontálních srážek byl detekován až v nadmořské výšce nad 900 m pomocí pasivních kolektorů mlhy. Bylo prokázáno, že úhrn horizontálních srážek roste s nadmořskou výškou a vegetačním povrchem.

Podstatným krokem před samotnou kvantifikací horizontálních srážek bylo detailní vyšetření vegetačního pokryvu a stanovení indexu listové plochy (LAI). V zájmovém povodí byly aplikovány přímé a nepřímé postupy. Zatímco přímá pozemní metoda v případě stromů do LAI zahrnovala pouze listy či jehličí, nepřímé metody zahrnují ještě větve a kmeny. Metody dálkového průzkumu Země (DPZ) zase započítávají i ostatní zelené části lesního patra (mechové, bylinné, keřové). Pro další výpočty byly uvažovány jako referenční pouze hodnoty stanovené přímou pozemní metodou. Metoda hemisférických fotografií pro stanoviště dospělého smrku a buku podceňovala hodnoty o 52-76 % a DPZ o 29-73 %. Na druhou stranu, DPZ je relativně levnou a rychlou metodou pro stanovení distribuce LAI v čase a na zájmové ploše a umožňuje alespoň relativní porovnání hodnot mezi zájmovými stanovišti. Nicméně v měřítku celého povodí dosahovalo podhodnocení hodnoty LAI 42-62 % (v závislosti na sezóně). Na třech stanovištích vybavených podkorunovými srážkoměry byla potvrzena závislost mezi záchytnou kapacitou korun a hodnotou LAI.

V období 2010-2012 byly na dvou stanovištích o ploše 30×30 m (nadmořská výška 745 m a 975 m) sledovány podkorunové srážky. Pozorována intercepční ztráta v teplém období (květen-říjen) byla 196 mm v nadmořské výšce 975 m a 112 mm v nadmořské výšce 775 m. Užití pasivních kolektorů mlhy v tomto období sloužilo ke zjištění efektu nadmořské výšky na depozici mlhy a ke sledování depozice vody na náhradním povrchu. Úhrn horizontálních srážek během chladného období (listopad-duben) překročil úhrn teplého období (květen-říjen) o 23-50 %.

3. EXPERIMENT

Vypočítaný plošný úhrn horizontálních srážek v zájmových povodích varioval mezi 88 a 106 mm za rok (7-8 % volné plochy). Zároveň byl odhadnut negativní vliv horizontálních srážek z hlediska zvyšování kyselé depozice. Průměrný roční příspěvek síry a dusíku z mlžné vody byl $658 \text{ kg.km}^{-2}.\text{rok}^{-1}$, respektive $216 \text{ kg.km}^{-2}.\text{rok}^{-1}$ (tj. 55 %, respektive 48 % celkové depozice).

V období 2015-2017 probíhalo pozorování pouze v nadmořské výšce 975 m. V teplé sezóně (květen-říjen) byla na stanovišti dospělého smrku v nadmořské výšce 975 m pozorována intercepční ztráta 106 mm (16 % srážek volné plochy). Hypoteticky se zanedbatelným výskytem mlhy by průměrná sezónní intercepce vypočítaná podle modelu Gashe byla 225 mm (34 % srážek volné plochy). Sezónní depozice vody z mlhy a nízké oblačnosti na stanovišti dospělého smrku tak dosáhla 18 % srážek na volné ploše. Se zohledněním morfologie a vegetačních skupin v povodí dosáhl sezónní úhrn horizontálních srážek v průměru 40 mm (6,4 % srážek volné plochy), což koresponduje s pozorováním v období 2010-2012.

Základní plocha na stanovišti v nadmořské výšce 975 m byla v období 2015-2017 rozšířena o další dvě na sebe navazující plochy $30 \times 30 \text{ m}$ za účelem zjištění vlivu specifického okraje lesa v zájmové lokalitě na celkový úhrn horizontálních srážek. Vegetační povrch je v této lokalitě silně fragmentován. Zhruba 10% navýšení úhrnu horizontálních srážek bylo pozorováno na stanovišti nejbližší okraji lesa (0-30 m) a se vzdávající vzdáleností celkový úhrn klesal, nicméně závislost nebyla statisticky významná. Krečmer (1979) udával rovněž mírné navýšení až 10 % do vzdálenosti 20 m od okraje lesa v oblasti Orlických hor, zatímco Lovett a Reiners (1986) a Weathers et al. (1995) udávali významné navýšení horizontálních srážek na okraji lesa 3-15 krát. Při relativně vysoké variaci úhrnu podkorunových srážek lze spatřovat limitace kvantifikace toho efektu s pouhým využitím jednoduchého transektu srážkoměrů. Navíc v experimentálním povodí relativně vysoká fragmentace porostu způsobila, že prakticky neexistuje rozsáhlý homogenní les nebo ostré okraje.

Pro období 2015-2017 byl rovněž aplikován Slinnův depoziční model a pro porovnání i zjednodušené modely podle Gallaghera a Vermeulena. Zatímco pro stanoviště dospělého smrku Slinnův model nadhodnotil sezónní úhrn horizontálních srážek proti metodě bilance podkorunových srážek o 9 %, modely podle Gallaghera a Vermeulena úhrn podhodnotily o 23 %, respektive o 38 %. V měřítku celého povodí byl celkový úhrn podle Slinnova modelu 81 mm (7 % srážek volné plochy).

Kyselá atmosférická depozice prostřednictvím vody z mlhy a nízké oblačnosti je významnou součástí celkové kyselé depozice v experimentálním povodí v Jizerských horách. Depozice $S - SO_4$ má od 90. let klesající trend, zatímco depozice $N - NO_3$ a $N - NH_4$ se výrazně nezměnila. Pozemní pozorování potvrdilo hypsometrickou závislost pro srážky, horizontální srážky, počet dní s mlhou a velikost kyselé depozice prostřednictvím horizontálních srážek. S využitím historických snímků

mise Landsat byl v zájmovém povodí vyšetřen historický stav vegetačního povrchu, který byl dále zatříděn do jednotlivých skupin. S využitím odvozených vztahů pro úhrn horizontálních srážek a depozice síry a dusíku z mlhy a nízké oblačnosti byly rekonstruovány historické úhrny srážek a zatížení sírou a dusíkem. Dle modelu úhrn horizontálních srážek po smýcení lesa klesl na 24 % ve srovnání s dobou, kdy v povodí dominoval dospělý porost smrku ztepilého. S pokračujícím zalesňováním průměrný úhrn dosahuje 47 % původních hodnot, což představuje 13 %, 3 % a 6 % srážek volné plochy pro období 1982-1983, 1985-1990 a 2010-2015. Celková depozice síry v experimentálním povodí klesla po smýcení lesa z $8,6 \text{ g.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$ (1983) na $4,35 \text{ g.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$ (1992) a dále na $1,39 \text{ g.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$ (2010-2015). Depozice anorganického dusíku poklesla po smýcení lesa z $2,9 \text{ g.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$ (1983) na $2,4 \text{ g.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$ (1992) a dále vzrostla na $2,5 \text{ g.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$ (2010-2015) s pokračujícím zalesněním.

Historické zatížení sírou a dusíkem z mlhy a nízké oblačnosti bylo porovnáno se zatížením na volné ploše. Celkové roční zatížení sírou překračovalo kritickou hodnotu (75 meq.m^{-2} , Schwarz et al. 2009) až do roku 2002 na volné ploše, na stanovišti dospělého smrku pokračuje stále. Celkové roční zatížení dusíkem stále překračuje kritickou hodnotu (55 meq.m^{-2} , Schwarz et al. 2009) v měřítku celého povodí. Bobbink a Reolofs (1995) určili kritickou hodnotu ročního zatížení dusíkem 71 meq.m^{-2} , tato hodnota byla v období 1982-2015 překročena 2-3 násobně. Rekonstruovaná zátěž určená modelem v experimentálním povodí a historické měření koncentrací látek v profilu Sklářského potoka prokázalo, že kyselá depozice i kvalita vody mohou být významně kontrolovány lesnickými postupy. Travní vegetace, která v povodí dominuje na smýcených plochách, snižuje atmosférickou depozici až o 40 % ve srovnání s dospělým smrkovým porostem a tím zmírňuje okyselení povrchových vod. Rovněž smíšený nebo listnatý les může snížit zatížení kyselou depozicí, zejména díky nižším hodnotám LAI (Lovett a Reiners 1986), zejména v nevegetačním období. Konkrétně v Jizerských horách by smíšený les blízký přirozené skladbě lesa mohl zvýšit pufrální kapacitu půdy (Matzner a Murach 1995) a zvýšit odolnost k znečištění ovzduší.

Na základě rekonstrukce historické depozice byly za účelem posouzení vlivu lesní skladby navrženy scénáře různého vegetačního pokryvu v zájmových povodích Jizerských hor (JD – Josefův Důl, S – Souš). Scénář A předpokládal plně znovu zalesnění smrkem ztepilým, scénář B předpokládal strukturovaný les s plochami buku v oblastech ochrany půdy a v břehových oblastech, na plochách se sklonem menším než 30 % plochy smrku ztepilého s redukováným zápojem a travní komunity v nadmořské výšce nad 900 m. V zájmových povodích může strukturovaný lesní porost snížit roční zatížení sírou z 0,9 na $0,25 \text{ g.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$ (JD), respektive 1,16 na $0,31 \text{ g.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$ (S), a rovněž zatížení dusíkem z 1,07

3. EXPERIMENT

na $0,29 \text{ g.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$ (JD), respektive z 1,39 na $0,37 \text{ g.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$ (S). V zónách s významným úhrnem horizontálních srážek by náhrada dospělého smrkového porostu travním společenstvím snížila depozici síry a dusíku cca o 50 % za současného stavu acidifikace ($S - SO_4$ z 0,8 na $0,4 \text{ g.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$, $N - NO_3$ z 0,7 na $0,4 \text{ g.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$ a $N - NH_4$ z 1,5 na $0,8 \text{ g.m}^{-2}.\text{rok}^{-1}$).

V pramenných horských povodích zatížených kyselou atmosférickou depozicí mohou horizontální srážky z mlhy a nízké oblačnosti navyšovat množství dostupné vody a částečně doplňovat vodní zdroje. Na druhou stranu ovšem mají významný vliv na kvalitu povrchových vod, zejména v prostředích s nízkou pufrací kapacitou. Oba tyto vlivy jsou významně závislé na nadmořské výšce a struktuře lesního porostu. Přestože od 90. let setrvale klesají emise síranů do ovzduší, zatížení povodí sírou a dusíkem může být významně kontrolováno rovněž změnou vegetačního porostu. Dlouhodobá pozorování srážko-odtokového vztahu v experimentálním povodí potvrdila významný vliv smýcení dospělého smrkového porostu na snížení acidifikace povrchových vod (zlepšení kvality vody včetně jejího oživení), proto revize lesnických postupů a změna struktury lesa může vést k pozitivnímu ovlivnění vodního prostředí.

Literatura

- [1] Ali K, Momin GA, Tiwari S, and others (2004) Fog and precipitation chemistry at Delhi, North India. *Atmospheric Environment* 38:4215-4222. doi: 10.1016/j.atmosenv.2004.02.055
- [2] Arends BG, Kos GPA, Wobrock W, and others (1992) Comparison of techniques for measurements of fog liquid water content. *Tellus B* 44:604-611. doi: 10.3402/tellusb.v44i5.15572
- [3] Avila EE, Pereyra RG, Castellano NE, Saunders CPR (2001) Ventilation coefficients for cylindrical collectors growing by riming as a function of the cloud droplet spectra. *Atmospheric Research* 57:139-150. doi: 10.1016/S0169-8095(01)00067-9
- [4] Bednář J (2003) *Meteorologie: úvod do studia dějů v zemské atmosféře*. Portál, Praha
- [5] Bednář J (1989) *Pozoruhodné jevy v atmosféře: atmosférická optika, akustika a elektřina*. Academia, Praha
- [6] Beswick KM, Hargreaves KJ, Gallagher MW, and others (1991) Size-resolved measurements of cloud droplet deposition velocity to a forest canopy using an eddy correlation technique. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 117:623-645. doi: 10.1002/qj.49711749910
- [7] Bobbink R, Roelofs JGM (1995) Nitrogen critical loads for natural and semi-natural ecosystems: The empirical approach. 85:2413-2418. doi: 10.1007/BF01186195
- [8] Breda NJJ (2003) Ground-based measurements of leaf area index: a review of methods, instruments and current controversies. *Journal of Experimental Botany* 54:2403-2417. doi: 10.1093/jxb/erg263
- [9] Brechtel HM (1989) Monitoring wet deposition in forest — quantitative and qualitative aspects. In: *Monitoring Air Pollution and*

- Forest Ecosystem Research: Commission of the European Communities, Air Pollution Reports. RIVM, Bilthoven (Netherlands), pp 39-63
- [10] Bridges KS, Jickells TD, Davies TD, and others (2002) Aerosol, precipitation and cloud water chemistry observations on the Czech Krusne Hory plateau adjacent to a heavily industrialised valley. *Atmospheric Environment* 36:353-360. doi: 10.1016/s1352-2310(01)00388-0
- [11] Bruijnzeel LA, Eugster W, Burkard R (2006) Fog as a Hydrologic Input. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. doi: 10.1002/0470848944.hsa041
- [12] Dawson TE (1998) Fog in the California redwood forest: ecosystem inputs and use by plants. *Oecologia* 117:476-485. doi: 10.1007/s004420050683
- [13] Elias V, Tesar M, Buchtele J (1995) Occult precipitation: sampling, chemical analysis and process modelling in the Sumava Mts., (Czech Republic) and in the Taunus Mts. (Germany). *Journal of Hydrology* 166:409-420. doi: 10.1016/0022-1694(94)05096-G
- [14] ESA (2017) Sentinel-2 - Missions - Sentinel Online. <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-2>. Accessed 24 Mar. 2017
- Fišák J (2004) Výzkum usazených srážek v Ústavu fyziky atmosféry Akademie věd České republiky. *Meteorologické zprávy: Meteorological Bulletin* 57:78-85.
- [15] Fojt V, Krečmer V (1975) Tvorba horizontálních srážek z mlhy a jejich množství ve smrkových porostech středohorské oblasti. *Vodohospodářský časopis* 23:s. 581-606.
- [16] Frazer GW, Canham CD, Lertzman KP (1999) Gap Light Analyzer (GLA), Version 2.0: Imaging software to extract canopy structure and gap light transmission indices from true-colour fisheye photographs, users manual and program documentation.
- [17] Frumau KFA, Burkard R, Schmid S, and others (2011) A comparison of the performance of three types of passive fog gauges under conditions of wind-driven fog and precipitation. *Hydrological Processes* 25:374-383. doi: 10.1002/hyp.7884
- [18] Gallagher MW, Beswick K, Choularton TW, and others (1992) Measurements and modelling of cloudwater deposition to moorland and forests. *Environmental Pollution* 75:97-107. doi: 10.1016/0269-7491(92)90062-F

-
- [19] Gash JHC (1979) An analytical model of rainfall interception by forests. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 105:43-55. doi: 10.1002/qj.49710544304
- [20] Garrigues S, Allard D, Baret F, Weiss M (2006) Influence of landscape spatial heterogeneity on the non-linear estimation of leaf area index from moderate spatial resolution remote sensing data. *Remote Sensing of Environment* 105:286-298. doi: 10.1016/j.rse.2006.07.013
- [21] Gerber H (1984) Liquid Water Content of Fogs and Hazes from Visible Light Scattering. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 23:1247-1252. doi: 10.1175/1520-0450(1984)0231247:LWCOFA2.0.CO;2
- [22] Gerber H, Frick G, Rodi AR (1999) Ground-Based FSSP and PVM Measurements of Liquid Water Content. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 16:1143-1149. doi: 10.1175/1520-0426(1999)0161143:GBFAPM2.0.CO;2
- [23] Goodman J (1985) The Collection of Fog Drip. *Water Resources Research* 21:392-394. doi: 10.1029/wr021i003p00392
- [24] Gosa AG, Schaepman—Strub G, Kooistra L, and others (2007) Estimation of leaf area index using optical field intruments and imaging spectroscopy. In: *Proceeding 5th Earsel Workshop on Imaging Spectroscopy*, Bruges, Belgium.
- [25] Hadaš P (2006) Horizontální srážky jako významná složka vláhové bilance ekosystému lužních lesů. In: *Sborník z mezinárodní vědecké konference Bioklimatologie a voda v krajině*. Strečno, Slovensko, p 7
- [26] Hadaš P (2007) Zkušenosti z měření usazených atmosférických srážek na stacionární ploše Rájec-Němčice. In: *Bioclimatology and natural hazards: International Scientific Conference*. Zvolen - Poľana nad Detvou, Slovakia,
- [27] Herckes P, Wendling R, Sauret N, and others (2002) Cloudwater studies at a high elevation site in the Vosges Mountains (France). *Environmental Pollution* 117:169-177. doi: 10.1016/s0269-7491(01)00139-7
- [28] Hildebrandt A, Eltahir EAB (2008) Using a horizontal precipitation model to investigate the role of turbulent cloud deposition in survival of a seasonal cloud forest in Dhofar. *Journal of Geophysical Research* 113:1-11. doi: 10.1029/2008JG000727

- [29] Holder CD (2003) Fog precipitation in the Sierra de las Minas Biosphere Reserve, Guatemala. *Hydrological Processes* 17:2001-2010. doi: 10.1002/hyp.1224
- [30] Holen S, Wright R, Seifert I (2013) Effects of long range transported air pollution (LRTAP) on freshwater ecosystem services: (ICP Waters report 115/2013). Norwegian Institute for Water Research, Oslo
- [31] Hruška J, Majer V, Fottová D (2006) Vliv kyselých depozic na chemismus povrchových vod v Krkonoších. *Opera Corcontica* 2006:95-110.
- [32] Chen JM, Black TA, Adams RS (1991) Evaluation of hemispherical photography for determining plant area index and geometry of a forest stand. *Agricultural and Forest Meteorology* 56:129-143. doi: 10.1016/0168-1923(91)90108-3
- [33] Igawa M, Matsumura K, Okochi H (2002) High Frequency and Large Deposition of Acid Fog on High Elevation Forest. *Environmental Science* 36:1-6. doi: 10.1021/es0105358
- [34] Jones HG (1992) *Plant and microclimate*, 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom
- [35] Joslin JD, Mueller SF, Wolfe MH (1990) Tests of models of cloudwater deposition to forest canopies using artificial and living collectors. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics* 24:3007-3019. doi: 10.1016/0960-1686(90)90480-B
- [36] Kantor P, Šach F (2007) Vodní režim mladého horského smrkového a bukového porostu ve vegetačních obdobích 2005 a 2006. In: International scientific conference bioclimatology and natural hazards: proceedings. Slovenská Bioklimatologická Spoločnosť, Zvolen - Polana nad Detvou, Slovakia, p s.7
- [37] Katata G, Nagai H, Kajino M, and others (2010) Numerical study of fog deposition on vegetation for atmosphere—land interactions in semi-arid and arid regions. *Agricultural and Forest Meteorology* 150:340-353. doi: 10.1016/j.agrformet.2009.11.016
- [38] Klemm O, Wrzesinsky T, Scheer C (2005) Fog water flux at a canopy top: Direct measurement versus one-dimensional model. *Atmospheric Environment* 39:5375-5386. doi: 10.1016/j.atmosenv.2005.05.041
- [39] Knollenberg RG (1981) Techniques for probing cloud microstructure. *Clouds their Formation, Optical Properties, and Effects* 15. doi: 10.1016/B978-0-12-350720-4.50007-7

-
- [40] Kreček J, Hořická Z (2010) Recovery of Headwater Catchments and Lakes Affected by the Acid Atmospheric Deposition. In: Integrated Watershed Management. Springer Netherlands, Dordrecht, pp 200-207
- [41] Krečmer V, Páv B (1982) Methodology to estimate the number of rain gauges under the forest canopy (In Czech). *Journal of Hydrology and Hydromechanics (Vodohospodársky časopis)* 30:479-490.
- [42] Krečmer V (1968) K intercepci srážek ve středohorské smrčtině. *Opera Corcontica* 1968:s. 83-96.
- [43] Krečmer V, Fojt V, Křeček J (1979) Horizontální srážky z mlhy v lesích jako položka vodní bilance v horské krajině. *Meteorologické zprávy: Meteorological Bulletin* 32:s. 78-81.
- [44] Krečmer V, Fojt V, Hynčica V (1981) Intercepční proces ve smrkových porostech. *Vodohosp. Čas.* 29:str. 593 — 614.
- [45] Lange C (2003) Fog frequency and chemical composition of fog water—a relevant contribution to atmospheric deposition in the eastern Erzgebirge, Germany. *Atmospheric Environment* 37:3731-3739. doi: 10.1016/s1352-2310(03)00350-9
- [46] Lindberg SE, Owens JG (1993) Throughfall studies of deposition to forest edges and gaps in montane ecosystems. *Biogeochemistry* 19:-. doi: 10.1007/BF00000877
- [47] Lovett GM (1984) Rates and mechanisms of cloud water deposition to a subalpine balsam fir forest. *Atmospheric Environment* (1967) 18:361-371. doi: 10.1016/0004-6981(84)90110-0
- [48] Lovett GM (1988) A Comparison of Methods for Estimating Cloud Water Deposition to a New Hampshire (U.S.A.) Subalpine Forest. *Acid Deposition at High Elevation Sites* 309-320. doi: 10.1007/978-94-009-3079-7_16
- [49] Lovett GM, Reiners WA (1986) Canopy structure and cloud water deposition in subalpine coniferous forests. *Tellus B* 38:319-327. doi: 10.3402/tellusb.v38i5.15140
- [50] Matzner E, Murach D (1995) Soil changes induced by air pollutant deposition and their implication for forests in central Europe. 85:63-76. doi: 10.1007/BF00483689
- [51] Michna P, Schenk J, Werner RA, Eugster W (2013) MiniCASCC - A battery driven fog collector for ecosystem research. *Atmospheric Research* 128:24-34. doi: 10.1016/j.atmosres.2013.02.009

- [52] Miller EK, Friedland AJ, Arons EA, and others (1993) Atmospheric deposition to forests along an elevational gradient at Whiteface Mountain, NY, U.S.A. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics* 27:2121-2136. doi: 10.1016/0960-1686(93)90042-W
- [53] Mueller-Wilm U, Devignot O, Pessiot L (2016) *Sen2Cor Configuration and User Manual*. ESA, France
- [54] Mueller SF (1991) Estimating cloud water deposition to subalpine spruce-fir forests-I. Modifications to an existing model. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics* 25:1093-1104. doi: 10.1016/0960-1686(91)90150-6
- [55] Mueller SF, Imhoff RE (1989) Inferring cloud deposition to a forest canopy using a passive cloudwater collector. *Geophysical Research Letters* 16:683-686. doi: 10.1029/GL016i007p00683
- [56] Munzar J (1989) *Malý průvodce meteorologií*. Mladá fronta, Praha
- [57] Pahl S, Winkler P, Arends BG, and others (1997) Vertical gradients of dissolved chemical constituents in evaporating clouds. *Atmospheric Environment* 31:2577-2588. doi: 10.1016/S1352-2310(96)00285-3
- [58] Pahl S, Winkler P, Schneider T, and others (1994) Deposition of Trace Substances via Cloud Interception on a Coniferous Forest at Kleiner Feldberg. *The Kleiner Feldberg Cloud Experiment 1990* 231. doi: 10.1007/978-94-011-0313-8_11
- [59] Parker SB (ed) (2003) *McGraw-Hill dictionary of scientific and technical terms*, 6th ed. McGraw-Hill, New York
- [60] Prada S, Menezes de Sequeira M, Figueira C, da Silva MO (2009) Fog precipitation and rainfall interception in the natural forests of Madeira Island (Portugal). *Agricultural and Forest Meteorology* 149:1179-1187. doi: 10.1016/j.agrformet.2009.02.010
- [61] Prokhorov AM (1979) *The Great Soviet Encyclopedia*, 3rd Edition.
- [62] Promis A, Gärtner S, Butler-Manning D, and others (2011) Comparison of four different programs for the analysis of hemispherical photographs using parameters of canopy structure and solar radiation transmittance.
- [63] Prošková J, Hůnová I (2006) Přístupy k hodnocení atmosférické depozice usazených srážek. *Meteorologické zprávy* 59:151-157.

- [64] Ramírez García J, Quemada M, Almendros P (2012) Ground cover and leaf area index relationship in a grass, legume and crucifer crop. *Plant, Soil and Environment* 58:385-390.
- [65] Shaw EM, Beven KJ, Chappell NA, Lamb R (2011) *Hydrology in practice*, Fourth edition. Spon Press, London
- [66] Shuttleworth WJ (1977) The exchange of wind-driven fog and mist between vegetation and the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology* 12:463-489. doi: 10.1007/BF00123193
- [67] Schemenauer R, Banic CM, Urquizo N (1995) High elevation fog and precipitation chemistry in southern Quebec, Canada. *Atmospheric Environment* 29:2235-2252.
- [68] Schemenauer RS, Cereceda P (1994) A Proposed Standard Fog Collector for Use in High-Elevation Regions. *Journal of Applied Meteorology* 33:1313-1322.
- [69] Scholl MA, Gingerich SB, Tribble GW (2002) The influence of microclimates and fog on stable isotope signatures used in interpretation of regional hydrology: East Maui, Hawaii: East Maui, Hawaii. *Journal of Hydrology* 264:170-184. doi: 10.1016/s0022-1694(02)00073-2
- [70] Schwarz O, Hošek J, Anděl P, Hruška J, Hofmeister J, Svoboda T, Petržílka L (2009) Soubor map atmosférické depozice, překročení kritických zátěží síry a dusíku pro lesní ekosystémy a lišejníkové indikace imisní zátěže v KRNAP a CHKO Jizerské hory. Kostelec nad Černými lesy, Czech Republic: Lesnická práce.
- [71] Slinn WGN (1982) Predictions for particle deposition to vegetative canopies. *Atmospheric Environment* (1967) 16:1785-1794. doi: 10.1016/0004-6981(82)90271-2
- [72] Tesar M, Elias V, Šir M (1995) Preliminary results of characterisation of cloud and fog water in the mountains of southern and northern Bohemia.
- [73] Tesař M, Šír M, Fottová D (2004) Usazené srážky na Šumavě. *Aktuality Šumavského výzkumu* 2.:79-83.
- [74] Tesař M, Šír M, Fottová D (2005) Usazené srážky a chemismus malého horského povodí. In: *Hydrologie malého povodí. Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, Praha,*
- [75] Verhoeven W, Herrmann R, Eiden R, Klemm O (1987) A comparison of the chemical composition of fog and rainwater collected in the Fichtelgebirge, Federal Republic of Germany, and from the

- South Island of New Zealand. *Theoretical and Applied Climatology* 38:210-221. doi: 10.1007/bf00867414
- [76] Vermeulen AT, Wyers GP, Römer FG, and others (1997) Fog deposition on a coniferous forest in The Netherlands. *Atmospheric Environment* 31:375-386. doi: 10.1016/S1352-2310(96)00056-8
- [77] Walmsley JL, Schemenauer RS, Bridgman HA (1996) A Method for Estimating the Hydrologic Input from Fog in Mountainous Terrain. *Journal of Applied Meteorology* 35:2237-2249.
- [78] Wanner H (1979) Zur Bildung, Verteilung und Vorhersage winterlicher Nebel im Querschnitt Jura-Alpen, G7. Reihe Geographica Bernensia, Bern: Geographisches Institut der Universität Bern
- [79] Watson DJ (1947) Comparative physiological studies on the growth of field crops: II. The effect of varying nutrient supply on net assimilation rate and leaf area. *Annals of Botany* 11:375-407.
- [80] Weathers KC, Lovett GM, Likens GE (1995) Cloud deposition to a spruce forest edge. *Atmospheric Environment* 29:665-672. doi: 10.1016/1352-2310(94)00317-E
- [81] Weiss M, Baret F (2016) S2ToolBox Level 2 products: LAI, FAPAR, FCOVER. INRA, France
- [82] Weiss M, Baret F, Myneni RB, and others (2000) Investigation of a model inversion technique to estimate canopy biophysical variables from spectral and directional reflectance data. *Agronomie* 20:3-22. doi: 10.1051/agro:2000105
- [83] Wrzesinsky T, Klemm O (2000) Summertime fog chemistry at a mountainous site in central Europe. *Atmospheric Environment* 34:1487-1496. doi: 10.1016/S1352-2310(99)00348-9
- [84] Yamaguchi T, Katata G, Noguchi I, and others (2015) Long-term observation of fog chemistry and estimation of fog water and nitrogen input via fog water deposition at a mountainous site in Hokkaido, Japan. *Atmospheric Research* 151:82-92. doi: 10.1016/j.atmosres.2014.01.023
- [85] Zapletal M (2006) Atmospheric deposition of nitrogen and sulphur in relation to critical loads of nitrogen and acidity in the Czech Republic. *Journal of Forest Science* 52:92-100.
- [86] Zimmermann L, Zimmermann F (2002) Fog deposition to Norway Spruce stands at high-elevation sites in the Eastern Erzgebirge (Germany). *Journal of Hydrology* 256:166-175. doi: 10.1016/s0022-1694(01)00532-7

Publikace autora

Recenzované publikace relevantní k tématu práce

- [1] Křeček J, Palán L, Pažourková E, Stuchlík E (2019) Water-quality genesis in a mountain catchment affected by acidification and forestry practices. *Freshwater Science* 38:1-13. doi: 10.1086/698533 ^{1 2}
- [2] Křeček J, Palán, L, Stuchlík E (2019) Impacts of land use policy on the recovery of mountain catchments from acidification. *Land Use Policy* 80:439-448. doi: 10.1016/j.landusepol.2017.10.018 ^{1 2}
- [3] Palán L, Křeček J (2018) Interception and fog drip estimates in fragmented mountain forests. *Environmental Processes* 5:1-16. doi: 10.1007/s40710-018-0327-2 ^{1 3}
- [4] Palán L, Křeček, J, Sato Y (2018) Leaf area index in a forested mountain catchment. *Hungarian Geographical Bulletin* 67:3-11. ¹
- [5] Křeček J, Hořická Z, Palán L (2018) Restoring the functionality of forest ecosystems in headwater catchments affected by the acid atmospheric deposition. In: *Reconnecting natural and cultural capital*. Luxembourg: Publications Office, Luxembourg, pp. 125-132.
- [6] Křeček J, Palán L, Stuchlík E (2017) Acid atmospheric deposition in a forested mountain catchment. *iForest - Biogeosciences and Forestry* 10:680-686. doi: 10.3832/ifor2319-010 ^{1 2}
- [7] Křeček J, Palán L (2017) Environmental Services in Mountain Catchments Affected by the Acid Atmospheric Deposition. In:

¹indexováno v databázi SCOPUS

²indexováno v databázi WoS, s IF

³indexováno v databázi WoS

Ecosystem services of headwater catchments. Springer International Publishing, Switzerland, pp 169-182 ¹

- [8] Křeček J, Palán L (2015) Effects of fog precipitation on water resources and drinking water treatment in the Jizera Mountains, the Czech Republic. The Civil Engineering Journal 24:1-8. ³

Ostatní recenzované publikace

- [9] Křeček J, Nováková J, Palán L, Pažourková E (2019) Soil conservation in a forested mountain catchment. EQA - International Journal of Environmental Quality 33:27-36. doi: 10.6092/issn.2281-4485/8496 ³
- [10] Kubin E, Křeček J, Palán L (2017) Effects of Forest Practices on Water Resources Recharge in the Boreal Climate. Environmental Processes. doi: 10.1007/s40710-017-0249-4 ^{1 3}
- [11] Palán L, Punčochář P (2017) Environmental Security and Headwater Control in Brazil. In: Ecosystem services of headwater catchments. Springer International Publishing, Switzerland, pp 127-138 ¹

¹indexováno v databázi SCOPUS

³indexováno v databázi WoS