

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta

Studijní program:
Fyzické geografie a geoekologie



RNDr. Lukáš Vlček

RETENCE VODY V PŮDÁCH HORSKÝCH OBLASTÍ NA PŘÍKLADU
ŠUMAVY
WATER RETENTION IN MOUNTAIN SOILS
– CASE STUDY ŠUMAVA MTS.

Disertační práce

Školitel práce: RNDr. Luděk Šefrna, CSc.

Praha, 2017

Prohlašuji, že jsem předloženou disertační práci s názvem „Retence vody v půdách horských oblastí na příkladě Šumavy“ zpracoval samostatně na základě vlastních zjištění a s pomocí materiálů uvedených v seznamu literatury. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 9.10.17

Lukáš Vlček

Na tomto místě bych chtěl poděkovat svému školiteli RNDr. Lud'ku Šefrnovi, CSc. za pomoc při řešení této práce, jeho cenné rady a názory nejen v odborných přírodovědeckých tématech. Hlavní poděkování patří také prof. RNDr. Bohumíru Janskému, CSc. a prof. RNDr. Jakubu Langhammerovi, PhD. za odbornou podporu a také jako řešitelům výzkumných projektů, bez kterých by tato práce nevznikla. Upřímné poděkování patří i kolegům z Katedry fyzické geografie a geoekologie PřF UK za odbornou pomoc a pomoc během terénních prací. V neposlední řadě pak děkuji své rodině za trpělivost a psychickou podporu po celou dobu studia.

Abstrakt

Práce pojednává o retenčním potenciálu půd v experimentálních povodích na Šumavě. Zadržení vody v krajině je otázka nejen retenční vodní kapacity, ale i infiltrační rychlosti, celkové redistribuce infiltrované vody v půdním prostředí a také doby, po kterou je dotován samotný vodní tok. Zvolené téma je rozebíráno pomocí detailního pedologického průzkumu, zpracováním a vyhodnocením srážkoodtokových událostí, chemismu toků a metody stabilních izotopů vodíku a kyslíku a využití barviv a stopovačů. Formování odtoku je v pohořích typu Šumava vázáno na zastoupení hydromorfních půd jako organozemí - hlavně pak na jejich nasycenost. Organozemě tvoří značnou zásobu vody v suchých obdobích, nicméně vodu hlavně zadržují a místní toky dotují jen minimálně. V období maximálního nasycení znásobují objem odtoku vlivem povrchového odtoku a preferenčních cest. U minerálních půd v oblasti Šumavy dochází obvykle infiltraci do zvodní v podloží, které pak zásobují prameny i v suchých obdobích. Z hospodářsky využívaného podhůří Šumavy mohou mít luční povodí vyšší retenční kapacitu díky odvodňovacím opatřením, na druhou stranu svým povrchem a drenážemi urychlují odtok během srážkových událostí. V dnešní době, kdy se extrémní srážky často střídají s obdobím sucha, je tak důležité uvažovat pro udržení vody v krajině nejen o retenční vodní kapacitě, ale i o preferenčním proudění, rychlosti infiltrace a dotaci vodních toků.

Klíčová slova: retence, voda v půdě, podpovrchové proudění, formování odtoku

Abstract

The thesis deals with water retention potential in soils of experimental catchment areas in Šumava Mts. Water storage in the landscape is a question not only of the water storage capacity, but also of the infiltration rate or total redistribution of infiltrated water in the soil environment. This chosen topic is analyzed by detailed pedological survey, processing and evaluation of rainfall events, chemistry of stream water and methods of stable isotopes hydrogen and oxygen and methods based on dyes or tracers. The runoff formation process in the Šumava Mts. is connected with the presence of hydromorphous soils as Histosols and their water saturation. Histosols and similar types of soils form a considerable supply of water in dry seasons, however, water is mainly retained in soil with a minimal impact on local streams. In the period of high saturation, the volume of outflow increases due to surface runoff and preferential pathways. At mineral soils in the Šumava region deep percolation usually occurs into aquifers in the subsoil, which then can supply springs during dry periods. From the agricultural exploited parts of the Šumava Mts., the meadow basins have higher retention capacity thanks to the drainage systems. On the other hand, soil surface and drainage systems of local meadows accelerate the outflow during heavy-rain events. Nowadays, when floods alternated with drought, it is important to consider water retention / storage in the landscape not only of water retention capacity but of preferential flow, infiltration rate and stream water subsidy.

Key words: water retention, water in soil, subsurface flow, runoff formation

Obsah

1 Úvod	7
1.2 Cíle práce.....	8
1.2 Struktura práce.....	8
2 Současný stav poznání	9
2.1 Formování odtoku	9
2.1.1 Formování odtoku v centrální Šumavě	10
2.1.2 Formování odtoku v zemědělsky využívaných oblastech Šumavy	11
2.2 Hodnocení retence vody v půdě	12
2.3 Dynamika výšky hladiny podzemní vody a odtoku vody z rašelinišť	14
2.4 Chemické vlastnosti vody v tocích.....	15
2.5 Popis formování odtoku pomocí stopovačů a stabilních izotopů ve vodě.....	16
3 Metodika	17
3.1 Popis zájmových území.....	17
3.1.1 Pramenná oblast Vydry.....	17
3.1.2 Pramenná oblast Blanice – povodí Zbytinského a Tetřívčího potoku.....	19
3.2 Použité metody	20
3.2.1 Hodnocení retenčního potenciálu povodí	21
3.2.2 Vliv zrašelinělých půd na odtok z povodí	22
3.2.3 Separace odtoku pomocí stabilních izotopů kyslíku	22
3.2.4 Identifikace preferenčního proudění pomocí barviv a stopovačů.....	23
3.2.5 Hodnocení retence dvou povodí s rozdílným hospodářským využitím.....	25
4 Výsledky a jejich diskuze	26
5 Závěr	29
6 Použitá literatura	30
7 Články sepsané v rámci tématu této práce	37

1 Úvod

Retence vody v půdě je velmi aktuální téma zejména díky problémům povodní a sucha, které mají velký společenský a hlavně zvyšující se ekonomický dopad. Povodně dokumentované Vltavě a Labi už od středověku měly mnohokrát katastrofální účinek (Brázdil et al., 2015; Vlasák, 2007; Faist, 1967). Zmírnit povodňové škody měl systém velkých přehrad, který byl z velké části hotový již v 60. letech. Nicméně ani tento systém nedokázal Prahu ochránit před ničivými povodněmi v roce 2002 nebo 2013. Už po povodni na řece Moravě v roce 1997 se řešila otázka, zda budovat nové přehrady, nebo se zaměřit na zvýšení retence vody v krajině, zejména pak v pramenných (horských) oblastech, kde tyto povodně obvykle vznikají. Pro již zmíněnou Vltavu je to hlavně oblast Šumavy. Významná suchá období v posledních dvou dekádách pak nutnost zvýšení retence vody v krajině podpořila.

Jednou z nejdůležitějších složek retence vody v krajině je samotná retenční schopnost půdy. Fyzikální vlastnosti půdního prostředí rozhodují, za jakých okolností dojde k povrchovému odtoku, kolik vody se může infiltrovat do půdy během srážkové události nebo jak dlouho se dokáže voda v půdě zadržet během suchých period. Znalost nejen hydropedologických vlastností, ale i stavu půdy, je pak hlavní vstup do řady predikčních hydrologických modelů.

Formování odtoku během srážkových událostí nebo suchých period v pramenných oblastech Šumavy je ovlivněno výskytem horských vrchovišť a zrašelinělých půd. Vliv rašeliníšť na odtokový proces v této oblasti započal již Ferda (1961). Podrobná hydropedologická měření zde ale neproběhla i proto, že celá oblast byla na dlouhou dobu nepřístupná. Tato práce si klade za úkol zpřesnit hydropedologické parametry dominantních půdních typů ve vybraných příkladových povodí Šumavy, zhodnotit jejich retenční potenciál a jejich dopad na hydrologickou odezvu v tocích. Práce byla zaměřena převážně na pramennou oblast Vydry, menší část pak na hospodářsky využívané povodí v pramenné oblasti Blanice.

1.1 Cíle práce

Cílem práce je zhodnotit retenční potenciál vybraných povodí Šumavy s typickými krajinnými prvky jako jsou rašeliniště, lesy ponechané samovolnému vývoji, hospodářsky využívané louky nebo pastviny. Dalším cílem je popsat formování odtoku během srážkových událostí s ohledem na rašeliništní nebo podmáčené plochy v povodí a také formování základního odtoku.

1.2 Struktura práce

Práce je členěna do 7 kapitol. Podrobný náhled do zvolené problematiky je uveden v kap. 2, která je poté následována metodickou částí. Práce je na závěr doplněna výtisky odborných článků shrnujících dosažené výsledky této práce. Tématicky je práce zaměřena na formování odtoku a hodnocení retence v pramenné oblasti Vydry, jakožto lesní oblasti s minimálním antropogenním zásahem, a v pramenné oblasti Blanice reprezentující zemědělsky využívané území.

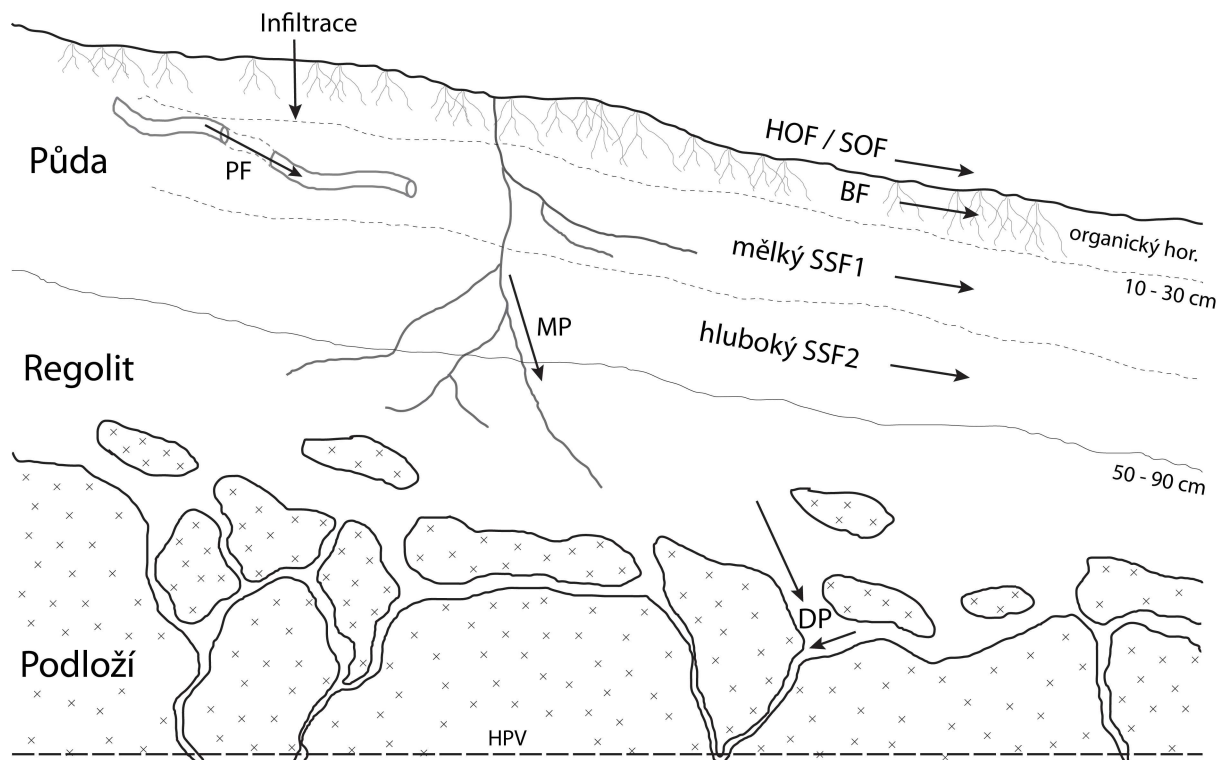
2 Současný stav poznání

Retence vody v půdě v sobě obsahuje dva hlavní procesy - infiltraci, díky které se voda do půdy dostane, a akumulaci nebo zadržení vody v půdě. Důležitost infiltračních vlastností půdy pro zemědělství byla popsána již ve starověku. První známou vědeckou práci o fyzikálním popisu průtoku vody v půdě publikoval Darcy (1857). Jeho půdní prostředí představoval ideální homogenní pórový materiál, kde voda proudila laminárně. Postupem času se ukázalo, že infiltrační proces má mnoho proměnných složek, jak dobou trvání, tak i množstvím proudící vody. Dnes spíše převažuje názor o dominantním preferenčním proudění.

2.1 Formování odtoku

Proudění vody v půdě, které se hlavní měrou podílí na formování odtoku během srážkové události, bylo obecně definováno jako Subsurface stormflow - bouřkové/bleskové podpovrchové proudění (Weiler et al., 2006). V nenasyceném prostředí lze vymezit několik typů podpovrchového proudění, které v půdě převažují. Jednotliví autoři se zaměřovali na různé typy převážně podle půdního prostředí, kde byl jejich výzkum prováděn. Základní souhrn názvů (typů) povrchového a podpovrchového proudění je uveden na obr. 1. Pokud má půda menší infiltrační rychlost než je intenzita deště, nastává hortonský povrchový odtok (Hortonian Overland Flow - HOF (Horton, 1933)). Povrchový odtok může ale také nastat, pokud dojde k překročení retenční kapacity půdy. Ten se nazývá nasycený povrchový odtok (Saturated overland Flow – SOF (Scherrer a Naef, 2003)). Spouštěcím faktorem pak není intenzita srážky, ale její celkový objem. Infiltrovaná voda začne formovat podpovrchový odtok s ohledem na vlastnosti půdního profilu. Obecně lze podpovrchové proudění (podpovrchový odtok) rozdělit na mělké podpovrchové proudění SSF (Subsurface storm flow) nebo hluboké SSF (Scherrer a Naef, 2003). K mělkému podpovrchovému proudění obvykle dochází na rozhraní půdních horizontů, například u glejů nebo pseudoglejů, zatímco k hloubkovému většinou na rozhraní půdního horizontu a půdotvorného substrátu. Přesné vymezení hloubky pro určení mělkého a hlubkového podpovrchového proudění není. SSF lze rozdělit i rychlý a pomalý. Podpovrchový odtok v nadložním humusu nebo epipedonu pak Gerke et al., (2015) označuje jako „odtok v organickém materiálu“ (BF – Biomat Flow). DP (Deep Percolation) je pak obecně uvažováno vertikální proudění do podloží. Podpovrchové proudění může být ale ovlivněno některými, z hlediska odtoku výraznými, úzkými

preferenčními cestami. Obecně se dá hovořit o makropórech (MP) tvořenými celou řadou činitelů (kořínky rostlin, tvorba pedů, makroedafon aj.) Proudění velikými póry se označuje jako „kanálkové proudění“ (PF – Pipe Flow) a voda těmito póry proudí místy turbulentně. Typické jsou pro organosoly, kde preferenční cesty vytváří vymleté kanálky po proudění nebo praskliny vlivem sesychání (Holden, 2005).



Obrázek 1 Schéma typů podpovrchového proudění

2.1.1 Současný stav poznání o formování odtoku v centrální Šumavě

Pramenné oblasti toků představují velmi heterogenní území. Specifikem Šumavy je existence vrchovištních komplexů. Při studiu tohoto území je proto klíčové věnovat se vlivu vrchovištního ekosystému na formování odtoku krajiny (Kocum, 2012).

Potřeba nových zdrojů pitné vody podnítila v 60. letech minulého století snahu zmapovat toky vhodné pro potenciální stavbu přehrad. Díky tomu započal podrobnější průzkum pramenných oblastí, nejen na Šumavě, z hlediska hydrologického a chemického režimu toků (Ferda et al., 1971). Vliv horských vrchovišť na hydrologický režim zdejších povodí se řešil v řadě prací

(Ferda et al., 1971; Janský a Kocum, 2008; Kocum, 2012). Tyto práce se ale zabývaly odtokovou odezvou bez detailní znalosti hydrologického chování samotných vrchovišť nebo ostatních zrašelinělých míst. Ukázalo, že vliv rašelinišť na odtokový režim toků a kvalitu (chemismus) vody v nich je spíše negativní. Nicméně ne vždy mají vrchoviště negativní hydrologický dopad, jak zmíněné zdroje uvádějí. Světová literatura se také obecně shoduje na nepříznivém dopadu rašelinišť na odtokový proces. Obecně je negativní vliv spatřován ve větší rozkolísanosti odtoku (Bragg, 2002; Evans et al., 1999; Holden a Burt, 2003). Tyto studie se ale zaměřovaly pouze na čistě rašeliništní povodí a nepracovalo se zde s jinými půdami než organozemi.

Z dlouhodobého pohledu dochází k prokazatelné proměně hydrologického režimu pramenné oblasti Vydry. Vlivem nárůstu převážně zimních teplot a možného poklesu letních srážek by mohl stoupnout počet suchých období v létě a zvýšil by se zimní průtok vlivem častějších kapalných srážek v tomto období (Bernsteinová et al., 2015). Změna vegetačního krytu (zdravý les, suchý les, holina) má prokazatelný vliv na teplotní a vlhkostní režim půd (Tesař et al., 2004a; Pavlásek et al., 2006; Hais a Kučera, 2008). Nicméně spíše než změna vegetačního pokryvu se na změny hydrologickém režimu projevuje klimatická změna a to nárůstem teplot vzduchu a poklesem pevných srážek (Langhammer et al., 2015).

2.1.2 Formování odtoku v zemědělsky využívaných oblastí Šumavy

Další důležitou zdrojovou oblastí pro tvorbu odtoku jsou hospodářsky využívané části Šumavy (mimo NP), například pramenná oblast jihočeské Blanice, která byla jednou z hlavních zdrojových oblastí při povodních 2002 (Kliment a Matoušková, 2009). Zdejší povodí jsou tvořena hospodářskými lesy a také loukami nebo pastvinami. Zásahy do zdejší krajiny jako odvodnění nebo zcelování pozemků a změna využití půdy mají nepochybně vliv na extremitu odtoku nebo plošnou a říční erozi. Vlivem rozdílného využití území na srážko-odtokový proces se zabývala řada studií. Zatímco většina prací poukazuje na změnu odtokových poměrů se změnou využití území (Hümann, M. et al., 2011; Kliment a Matoušková, 2009; Oudin et al., 2008; Robinson a Dupeyrat, 2005), u jiných studií byl tento jev neprůkazný (Bíba, 2001; Hibbert, 1967). V pramenné oblasti Blanice jsou viditelné rozdíly ve využití území hlavně v poměru pastvin (luk) a lesů. Vlivem rozdílného využití území pak ale docházelo k odlišným zásahům, hlavně těch odvodňovacím. Dobrým příkladem je porovnání experimentálních párových povodí Zbytinského a Tetřívčího potoku (Královec

et al., 2016). Morfologicky jsou povodí téměř totožná. Hlavním rozdílem je způsob využití území. S rozdílným poměrem luk (pastvin) a lesů souvisí i rozdílné meliorační opatření. Tato opatření pak mohou ovlivnit celkový hydrologický režim (Soukup et al., 1998). V povodí Tetřívčického potoku převažuje povrchový systém odvodňovacích rýh (Kalkus, 2016), povodí Zbytinského potoku je charakteristické trubkovou drenáží. V obou povodích jsou některé části odvodňovacího systému nefunkční. Z pedologické průzkumu je patrné, že půdní vlastnosti byly v obou povodích velmi podobné, nicméně rozdílný způsob a množství melioračních opatření změnilo hydrologické poměry jednotlivých půdních typů – hlavně těch hydromorfních. Ty ale mohou mít zásadní vliv na formování odtoku (Blažková et al., 2002). Jejich nasycení způsobuje velmi často povrchový odtok.

2.2 Hodnocení retence vody v půdě

Retence vody v půdě je dlouhodobě skloňované téma nejen v horských oblastech. V současné době je hojně řešen problém retenčního potenciálu zemědělské půdy (Dumbrovský, 2001; Guzha, 2004; Kovaříček et al., 2010; Kliment a Matoušková, 2007; Saha a Kukul, 2015), ale řešení retenčního potenciálu půd horských je do budoucna rovněž klíčový. Důvod většího zájmu o zemědělskou půdu je jasný a logický - větší plošné zastoupení, více ekonomických zájmů nebo snaha o zvýšení produkčních schopností půd. Také můžeme uvést několik méně diskutovaných faktorů jako snáze popsatelné půdní prostředí, snazší měření a odebrání vzorků nebo lepší dostupnost. Navíc horské a lesní prostředí komplikuje výzkum obvykle větší variabilitou morfologie zájmového území, plošnou variabilitou vegetace a také detailnější půdní mosaikou.

Už samotný pojem „retence vody v půdě“ je často chápán různými autory jinak. Nejvíce je s tím spojována „retenční vodní kapacita“ odvozená z retenční křivky (Brooks a Corey, 1964; van Genuchten, 1978) jako rozdíl nasycené Θ_s a reziduální vlhkosti Θ_r nebo jako sklon (derivace) retenční křivky.

Některé práce uvažují o termínu pro retenční vlastnost půd tzv. polní kapacitu (hydrolimit), tedy jako dlouhodobě ustálenou vlhkost půdy po nadměrném zvlhčení (Bear, 1971). Problémem je ovšem samotná definice ustáleného stavu. Tento pojem neuvažuje zadrženu vodu v makropórech, například v některých půdách v lese nebo samotných organozemích. Organozemě jsou obecně bobtnavé půdy a musí se počítat i se změnou jejich objemu během vysoušení nebo vlhčení (Vlčková et al., 2012)

Z hlediska popisu formování odtoku (kap. 2.1) je nutné uvažovat i o retenci vody v makropórech (gravitačních pórech), hlavně při výskytu nějaké bariéry v půdě jako méně propustného horizontu například přechod akrotelm / katotelm (Holden a Burt, 2003). Akrotelm, jako horní porézní část organozemního profilu, obvykle přechází ostrou hranicí do spodního zhutnělého a málo porézního katotelmu. S ohledem na tento jev je možné pro hodnocení retenčního potenciálu využít plnou vodní kapacitu, kdy se zjistí maximální objem pórů (gravitačních i kapilárních), které se můžou zaplnit vodou během intenzivního zvlhčení. Tato veličina lze přirovnat k efektivní pórovitosti definované Bearem (1971) jako volný prostor bez dlouhodobě zadržené vody.

Retenční potenciál lze tedy chápat nejen jako dlouhodobé zadržení vody, ale i jako zpoždění vody a její postupné uvolňování do toku. Půda vytváří retenční prostory i na svém povrchu například díky pedoturbaci, zejména vlivem vývrátů stromů. Díky tomu je pak povrch pokryt systémem malých sníženin s nízkou hydraulickou vodivostí (Rizzuti et al., 2004), kde se zadržaná voda pomalu infiltruje do půdy (obr. 2).

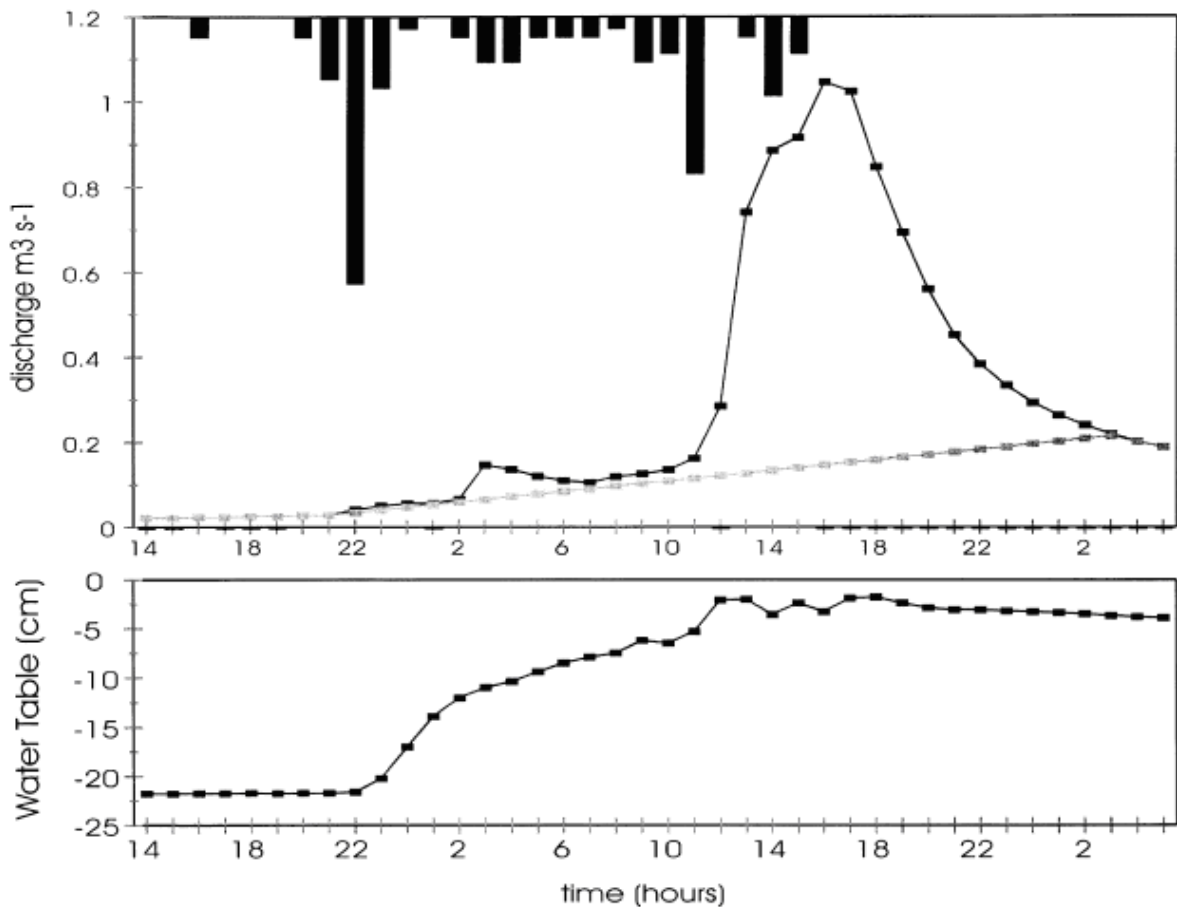


Obrázek 2 Zatopená sníženina po vývratu stromu během intenzivní srážky v povodí Rokytky

V semiardních oblastech pak množství infiltrované vody během intenzivních srážek (obvykle v krátkém časovém období) ovlivní zásobu podzemní vody a vydatnost pramenů po celý zbytek roku (Hill a Woodland, 2003). Pro zadržení veškeré srážkové vody se buduje na svazích množství malých hrází a překážek bránících povrchovému odtoku. V tomto případě je důležitá infiltrační kapacita nebo infiltrační rychlost půdy v určitém čase, méně pak už retenční kapacita půdy jako taková.

2.3 Dynamika výšky hladiny podzemní vody a odtoku vody z rašelinišť

Ať byla rašeliniště využívána v historii jakkoliv, vždy docházelo nejprve k jejich odvodnění. Obvykle se tak dělo pomocí systému odvodňovacích rýh. Bylo vypořádáno, že odtok z odvodněných a neodvodněných půd se liší (Špirhanzl, 1956). To pak vyústilo v diskuzi, zda pokračovat v odvodňování nebo naopak k navrácení do původního stavu. Problematika odvodnění půd, resp. hrazení původních odvodňovacích drénů odvodňujících rašeliniště, se od té doby stala podnětem pro široké diskuse v rámci zahraniční i tuzemské odborné literatury (Conway, Millar, 1960, Burke, 1967, McDonald, 1973, Moklyak et al., 1975, Holden et al., 2001, etc.). Podrobnou rešerši literatury reprezentující oba názorové póly provedl Holden et al. (2004). Tyto práce poukazují na fakt, že toky odvodňující rašeliniště mají značnou rozkolísanost průtoků a význam rašelinišť z hlediska vyrovnávání odtokového režimu byl v minulosti přeceňován. Mezi hlavní zjištění lze pokládat to, že při maximálním nasycení horských vrchovišť byl registrován rychlý vzestup odtoků (obr. 3). Rovněž při déletrvajícím období sucha se rašeliniště neprojevují hydrologicky pozitivně, tzn. nenapájí vodní toky.



Obrázek 3 Odtok z povodí a hladina podzemní vody během srážkové události (Evans, 1999)

2.4 Chemické vlastnosti vody v tocích

Významnou pomocí pro charakteristiku formování odtoku a hydrologického režimu povodí je sledování chemicko-fyzikálních vlastností vody. Tyto metody mají široké uplatnění, ale každá z nich má svou specifickou oblast použití (Kendal, C. a McDonnell, J. J., 1998, Hruška, 1996). Už samotné zabarvení vody v tocích může indikovat zdrojové oblasti v povodí během určitého časového úseku (Chapman et al., 2010). Jedním ze základních parametrů je měření změn el. vodivosti a pH vody v toku. Elektrická vodivost se obecně mění s množstvím obsažených iontů. V případě kationtů jde o prvky rozpuštěných solí nejčastěji jako Mg, K, Na ale také Fe, Mn nebo Al. V případě velmi kyselého pH pak vyšší hodnoty el. vodivosti mohou způsobit volné anionty vodíku (Worall et al., 2006). Nejnížší hodnoty el. vodivosti pak má obecně sníh a dešťová voda. V povodích s významným podílem rašelinných půd je nasnadě

pozorovat chemické parametry jako organický uhlík (TOC/ DOC) nebo zbarvení vody v tocích (Freeman et al., 2001; Freeman et al., 2004).

Jednou z hlavních výhod metod zaměřených na chemicko-fyzikálních vlastnosti vody je, že se tyto vlastnosti mohou měnit v průběhu srážkových událostí. Tím lze podchytit hlavní procesy formování odtoku a lze použít metodu separace hydrogramu (Seibert et al., 2009).

2.5 Popis formování odtoku pomocí stopovačů a stabilních izotopů ve vodě

Další metodou pro podchycení hlavních zdrojů vody v době srážkové události je metoda stabilních izotopů. Nejvíce využívané v hydrologickém výzkumu jsou pak izotopy vodíku a kyslíku. Využití mají v řadě řešených hydrologických témat. Metoda využívá děj, kdy poměr těžších a lehčích izotopů se mění na fázovém rozhraní. Přejít z kapalné fáze do plynné (z kapalné vody do páry během výparu) potřebují molekuly s těžšími izotopy více energie. Výsledkem je pak relativní nedostatek molekul s těžšími izotopy ve vodní páře než ve vodě (Kendal, C. a McDonnell, J. J., 1998). Isotopový poměr se pak může lišit v toku, podzemní nebo půdní vodě, v rámci vodních ploch nebo ve srážkách během srážkové události.

V českém prostředí jsou měření touto technologií prováděna hlavně stavební fakultou ČVUT v Jizerských horách (Šanda et al., 2014). Na Šumavě byl podrobný průzkum provedený pouze v malém měřítku. Ač jde o morfologicky podobné pohoří (členité okrajové oblasti a relativně plochá centrální část), vzhledem k podloží může jít o odlišný infiltrační proces a podpovrchový odtok. Pomocí stabilních izotopů lze prokázat nejen zdroj vody v celkovém odtoku z povodí, ale také zhodnotit dobu zdržení vody v povodí od srážkové události.

Pro mapování preferenčního proudění je nasnadě použít některý z celé řady stopovačů nebo přírodě neškodných barviv jako Brilliant blue (Käss, 1998; Weiler, M. a Naef, F., 2003; Schneider, 2007). Nejjednodušší je využít NaCl rozpuštěný ve vodě a následně sledovat změny elektrické vodivosti v toku (Kulasová et al., 2016). Hojně využívaný je také Fluorescein sodium. Výhodou je vysoká citlivost přístrojů, které ho dokáží identifikovat i při nízké koncentraci, a také jeho menší schopnost sorpce na půdní částice. Tím dochází k menší ztrátě během proudění v půdním. Nevýhodou je nutnost vyššího pH prostředí a také to, že se snadno rozpadá během denního světla (Käss, 1998). I tak je ale hojně využíván v celé řadě prací (Gerke et al., 2013; Gerke et al., 2015; Weiler a Naef, 2003; Wienhöfer et al., 2009).

Jako stopovač byla také úspěšně odzkoušena příměs těžkých izotopů vodíku - deuterium (Schneider, 2007), Bromid (Nobles et al., 2010) nebo kontaminace radionukleoidy jako Cs z radioaktivního spadu. Stopovací zkoušky mají podobné využití jako isotopové metody. Přírodě blízká barviva pak pomáhají detailně prozkoumat podpovrchové prodění a systém preferenčních cest.

3 Metodika

3.1 Popis zájmových území

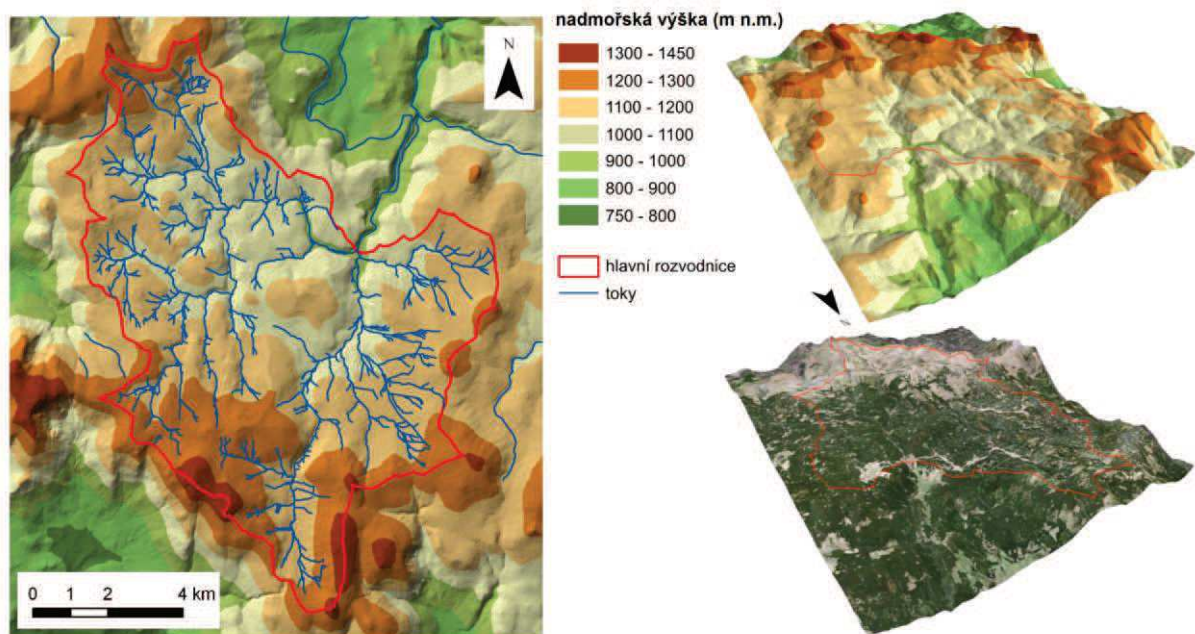
Jako vhodné zájmové území pro tuto práci byla zvolena oblast Šumavy a to z několika důvodů:

- 1) Šumava je jednou z hlavních zdrojových oblastí řeky Vltavy nejen během povodňových událostí
- 2) Potenciální zdrojová oblast pitné vody pro řadu velkých měst
- 3) Jde o příkladové hraniční pohoří Čech s odlišným hospodářským využitím centrální části a v podhůří.
- 4) Návaznost na dříve řešené výzkumné otázky ohledně kvality vody v tocích

3.1.1 Pramenná oblast Vydry

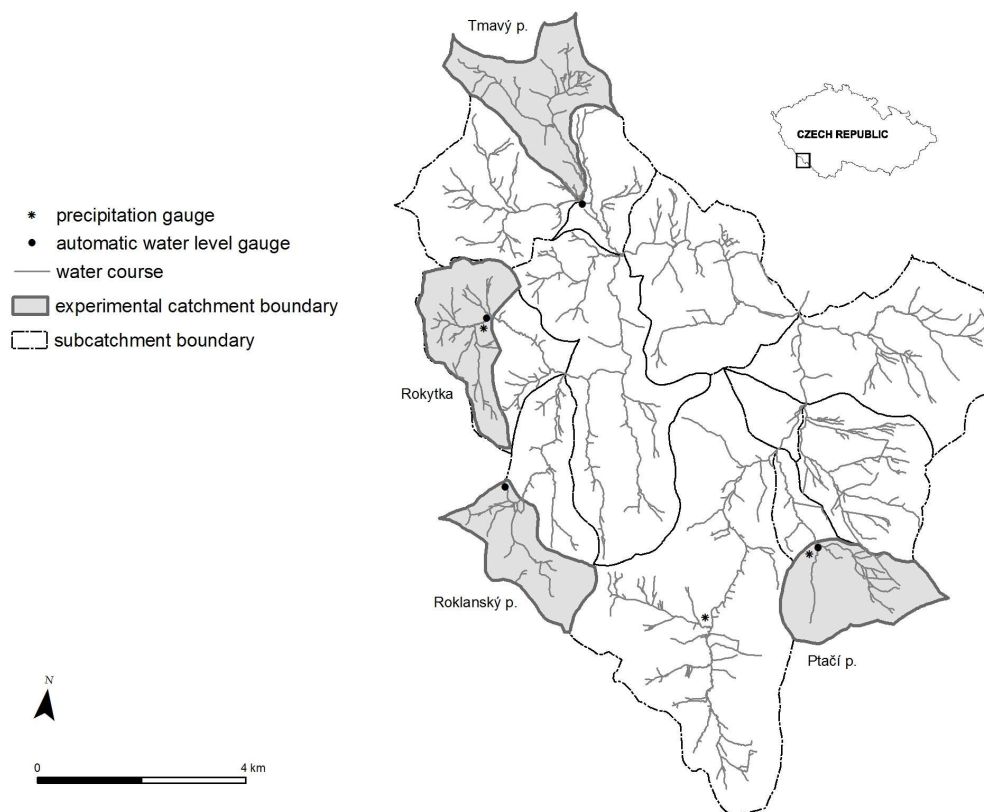
Tato oblast je typickým příkladem horských šumavských povodí s množstvím vrchovišť a zrašelinělých půd. Veškeré toky tohoto území se postupně stékají vějířovitě. Na Modravě pak soutok Roklanského a Modravského potoku vytváří řeku Vydru.

Průměrná nadmořská výška povodí horní Vydry činí 1078 m, tvar povodí je 0,29. Oblast má charakter náhorní plošiny se zarovnaným povrchem s poměrně nízkou sklonitostí svahů (obr. 4; Kocum, 2012)



Obrázek 4 Výškové poměry a 3D model terénu v povodí horní Vydry (Kocum, 2012)

V rámci pramenné oblasti Vydry byly zvoleny 4 menší subpovodí, na kterých pak byl zaměřený výzkum. Jde o povodí Rokytky, Ptačího, Roklanského a Tmavého potoku (obr. 5). Jako nejvhodnější se ukázalo povodí Rokytky, kde se vyskytuje množství rašelinných půd a vyvinutých vrchovišť. Hlavně se zde ale vyskytují stále menší přítoky, které tečou až do soutoku s hlavním tokem Rokytky pouze vrchovištěm, nebo územím krytým pouze organomineralní půdou. Lze tak lépe hodnotit kvalitu vrchovištní vody dotující hlavní tok.

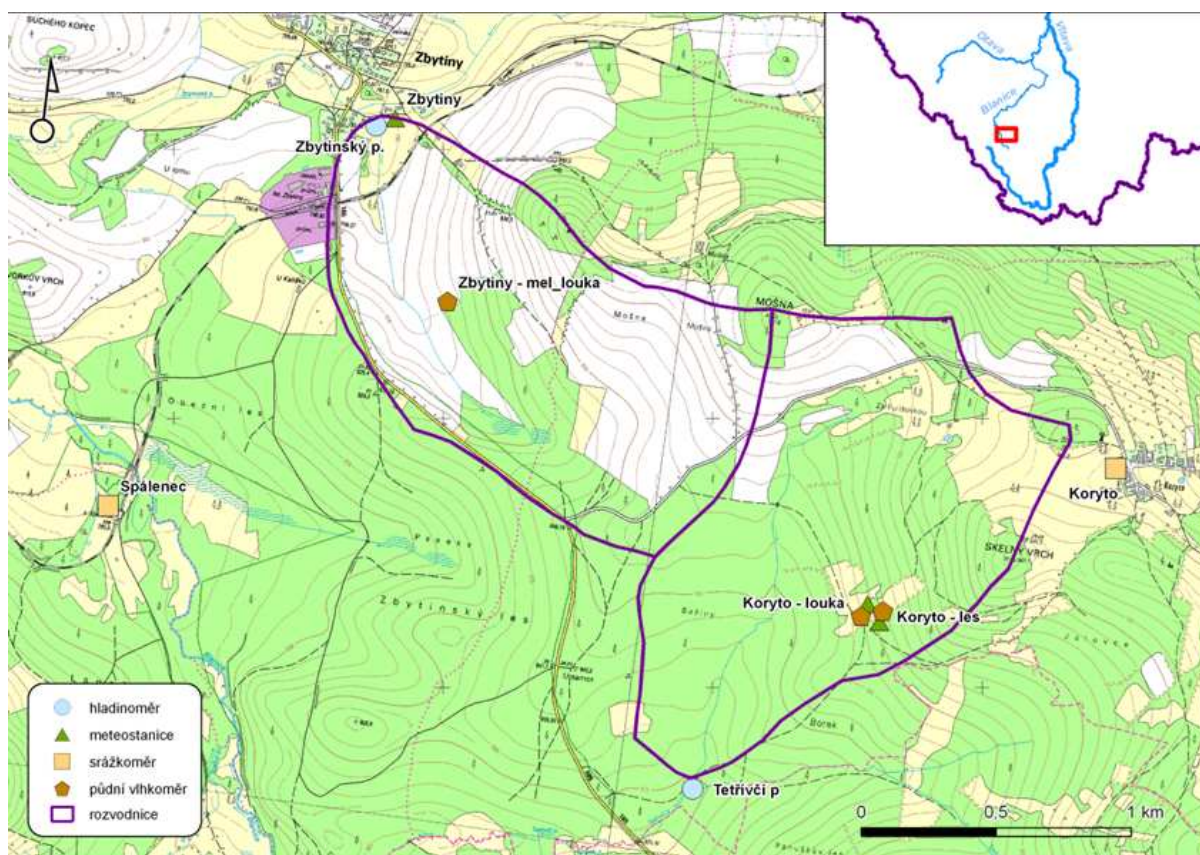


Obrázek 5 Oblast horní Vydry s vyznačenými experimentálními povodími (Vlček et al., 2016)

3.1.2 Pramenná oblast Blanice – povodí Zbytinského a Tetřívčího potoku

Párová povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka se nalézají v pramenné oblasti jihočeské Blanice poblíž obce Zbytiny na Šumavě (obr. 6). Reprezentují plošně malá, navzájem sousedící povodí s podobnými fyzickogeografickými a hydrografickými poměry ve výškovém rozpětí 785 až 946 m n. m. Povodí Tetřívčího potoka je charakteristické větším zastoupením glejů a organozemí (cca 1/3 plochy povodí), které přechází v jiné půdní typy s různým stupněm oglejení (pseudogleje, stagnogleje) a následně nejčastěji se vyskytujícím typem kambizemí. Zastoupení kambizemí je dominantní v povodí Zbytinského potoka (44 % plochy). Ve vyšších partiích obou povodí převažuje kryptopodzol. Zkoumaná povodí se liší, kromě rozložení půdních typů, i krajinným pokryvem. Povodí Zbytinského potoka představuje převážně travní porosty (cca 2/3 plochy povodí zaujímají louky, 1/3 lesy s převahou smrku). V povodí Tetřívčího potoka je poměr opačný ve prospěch lesa. V obou

povodích došlo v průběhu posledních 60. let k výrazným změnám ve využití a struktuře krajiny. Dřívější intenzivní zemědělské hospodaření v povodí Zbytinského potoka dokládá výskyt podpovrchové trubkové drenážní sítě. Odvodněná plocha původně zaujímal 27 % plochy experimentálního povodí. V současnosti je odvodněná plocha pokryta sečenou loukou a drenážní systém je na několika místech narušen. Ve střední a spodní části experimentálního povodí Tetřívčího potoka se naproti tomu nachází hustá síť povrchových, uměle vytvořených odvodňovacích příkopů.



Obrázek 6 Oblast experimentálních povodí Zbytinského a Tetřívčího potoku (Královec et al., 2012).

3.2 Použité metody

V příložených člancích byla využita data ze stanic Katedry fyzické geografie, Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy, data vlastního terénního průzkumu a přístroje Geografického institutu Univerzity v Curychu.

3.2.1 Hodnocení retenčního potenciálu povodí

Samotnému výpočtu předcházela podrobný pedologický průzkum zájmového povodí. Měřeny byly mocnosti půdních horizontů do matečného substrátu, u hydromorfních půd do hladiny podzemní vody.

Pro zhodnocení retenčního potenciálu povodí, myšleno volného prostoru pro retenci vody v půdě, byla vytvořena nová formule pracující s hloubkou půdních horizontů, odhadem skeletovitosti a plnou vodní kapacitou (Suchara, 2007).

$$RP = H * PVK * (1 - S) \quad (1)$$

Rovnice výpočtu retenčního potenciálu půdy; RP – retenční potenciál [mm]; H – hloubka půdního profilu / mocnost půdního horizontu; PVK – plná vodní kapacita [mm]; S – odhad skeletovitosti [-]

Hloubka jednotlivých horizontů určující základní hodnotu retence [mm]. Ve výpočtu nebyl použit C horizont (půdotvorný substrát). Řada půd v experimentálních povodích je v hloubce ukončena hladinou podzemní vody nebo zvětralinami místních pevných hornin s vysokým obsahem skeletu. V případě povodí Rokytky byla hladina podzemní vody ve vrchovišti odvozena podle dat Ústavu botaniky AVČR v Třeboni na základě měření v různých subtypech organozemi, které obvykle odpovídají variabilitě vegetačního krytu. Skeletovitost byla odhadována z půdní sondy a rekognoskací okolí (vývraty stromů, skelet na povrchu půdy). Vychází ze standardní metodiky komplexního průzkumu půd ohledně hodnocení skeletovitosti půd (Němeček et al., 1967). Plná vodní kapacita se laboratorně měří tak, že se vzorek (Kopeckého váleček) nechá plně nasytit vodou ponořením pod vodní hladinu a následně vysuší. Rozdíl plně nasyceného a vysušeného vzorku pak dá plnou vodní kapacitu. V zahraniční terminologii má tento pojem nejbližší k efektivní pórovitosti (Bear, 1971; Han, 2008), nicméně autoři počítají s aktuální vlhkostí. Vzhledem k rozsahu území a hlavně odběrům v různých termínech nemohla být aktuální vlhkost započítána do celkového výpočtu efektivní pórovitosti.

3.2.2 Vliv zrašelinělých půd na odtok z povodí

Pro analýzy průtoků, hladin podzemní vody a meteorologických veličin byla použita data ze stanic Katedry fyzické geografie Přf UK. Byly vybrány 4 povodí s rozdílným zastoupením rašelinišť a zrašelinělých půd. Podrobný pedologický průzkum nebyl proveden ve všech povodích z časových důvodů a také díky izolovanosti celé oblasti. Proto se zvolily jiné zdroje: databáze rašelinných ložisek Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půd (VÚMOP) a databáze Ústavu pro hospodářskou úpravu lesů (ÚHUL). Oba zdroje se prostorově liší díky odlišné metodice mapování. Podrobnému pedologickému průzkumu provedenému v povodí Rokytky nejlépe odpovídá databáze VÚMOP. Šetření bylo zaměřeno na výběr srážkových událostí v době maximálního a minimálního nasycení povodí, respektive při vysoké a nízké hladině podzemní vody ve vrchovištích, během 6-ti měřených let (2008-2013).

3.2.3 Separace odtoku pomocí stabilních izotopů kyslíku

Pro stanovení bilance vody z vrchoviště v celkovém odtoku byla použita metoda hmotnostního poměru (Bůzek, 1984).

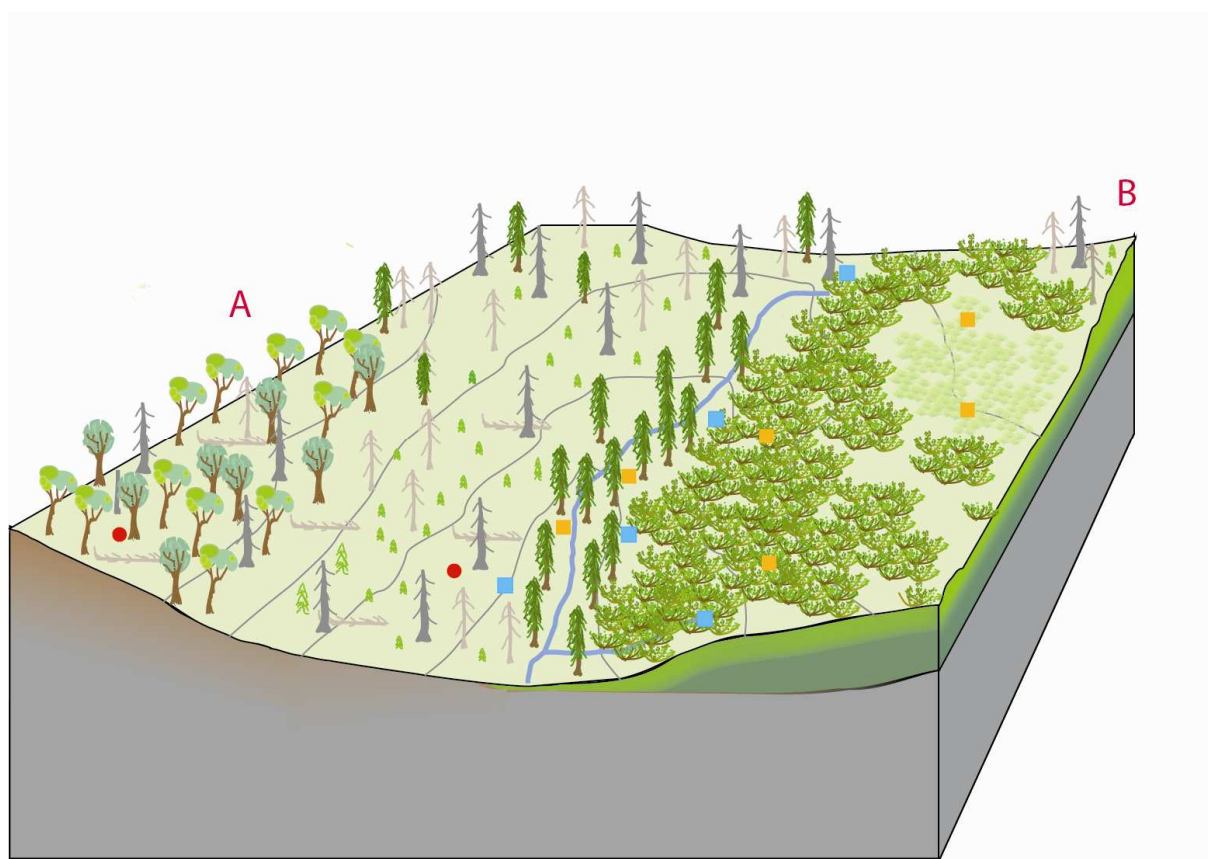
$$p = \frac{\sigma^{18}O_o - \sigma^{18}O_p}{\sigma^{18}O_v - \sigma^{18}O_p} * 100 \quad (2)$$

Rovnice poměrového zastoupení. Index „o“ – poměr izotopů kyslíku ve vodě v odtoku; index „p“ - poměr izotopů kyslíku ve vodě v přítoku; index „v“ - poměr izotopů kyslíku ve vodě ve vrchovišti

Vzorky vody pro rozbor poměru stabilních izotopů kyslíku byly odebírány ze srážek, na dvou místech v toku Rokytky protékající místním vrchovištěm (odběry před a za vrchovištěm) a také samotná voda z vrchoviště v intervalu 14 dnů během vegetační sezóny.

3.2.4 Identifikace preferenčního proudění pomocí barviv a stopovačů

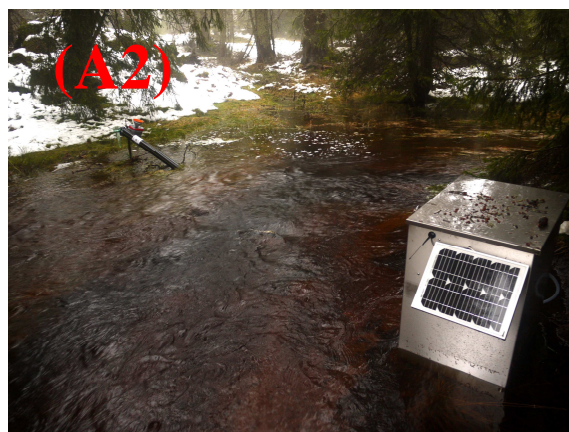
Rozdílný podíl vody z vrchovišť v toku a převládajících organominerálních půd na Šumavě (převážně kryptopodzol) vedl ke snaze popsat dominantní podpovrchové proudění na dvou relativně homogenních svazích – jeden tvořen vyvinutým vrchovištěm, druhý kryptopodzolem s menším výskytem podzolu (obrázek 7).



Obrázek 7 Profil severní části povodí Rokytky se svahem tvořeným kryptopodzolem (A) a organozemí (B); červené tečky = tensiometry; oranžové čtverce = hladinoměrné sondy; modré čtverce = prameny.

Zatímco prameny z vrchoviště v suchém období až na jeden vysychaly, pramen ze svahu A vykazoval nízkou rozkolísanost v průtoku i teplotě a to i během extrémních srážkových událostí jako ze dne 23.10.14 (obr. 8).

Jako barvivo (stopovač) byl zvolen Brilliant blue (CAS no. 3844-45-9, v koncentraci 5 g/l) a Fluorescein sodium (CAS no. 518-47-8, v koncentraci 2 g /l). Zatímco Brilliant blue se lehce váže k půdním částicím a je využíváno k mapování preferenčního proudění v řádu několika metrů od místa aplikace, Fluorescein sodium se váže minimálně a je proto vhodný



Obrázek 8 A = závěrový profil uzavírající subpovodí na malém přítoku v povodí Rokytky; B = profil pod pramenem z vrchoviště; C = profil pod pramenem z kryptopodzolu (les); index 1 = základní odtok; index 2 = odtok během extrémní srážkové události (80 mm/den) 23.10.14; Aktuální průtoky: $Q(A1) = 11 \text{ l/s}$; $Q(A2) = 373 \text{ l/s}$; $Q(B1) = 0,6 \text{ l/s}$; $Q(B2) = 42 \text{ l/s}$; $Q(C1) = 1,4 \text{ l/s}$; $Q(C2) = 1,7 \text{ l/s}$.

zejména pro stopovací zkoušky v průlinovém nebo puklinovém prostředí. Hlavní nevýhodou u Brilliant blue je uváděna špatná identifikace u tmavých organických půdních horizontů, Fluorescein sodium pak se obtížně identifikuje v prostředí s pH nižším jak 5,5. Porovnání obou stopovačů je uvedeno v tabulce 1.

	Brilliant blue	Fluorescein sodium
využití jako barvivo pro popis preferenčních cest	ANO	ANO
identifikace na tmavých půdách	NE	ANO
významný vliv chem. vlastností prostředí	NE	ANO (pH)
vhodnost pro dlouhé vzdálenosti - využití jako stopovač	NE	ANO

Tabulka 1 Hlavní kritéria v použití barviv Brilliant blue a Fluorescein sodium

Obě barviva byla aplikována na svah krytý kryptopodzolem a na svah tvořený vyvinutým vrchovištěm (organozem) do čtvercových ploch 2,25 m² vzdálených přibližně 10 m od toku. V toku pak byly instalovány vzorkovače k odběru vody pro analýzu přítomnosti fluoresceinu. Po uplynutí doby cca 2 hodin od postřiku se začalo s odkrýváním vertikálních profilů 3 m níže po svahu od čtvercových ploch. Plochy stříkané fluoresceinem byly kopány po setmění z důvodu, že se fluorescein vlivem slunečního záření rozpadá. Každý odkrytý vertikální profil o rozměru 50x50 cm byl vyfocen (v případě plochy s fluoresceinem ještě ozářen UV zářivkou) a poté vyhodnocen kódem v programu IDL vyvinutým a poskytnutým Markusem Weilerem z Univerzity Freiburg.

3.2.5 Hodnocení retence dvou povodí s rozdílným hospodářským využitím

Rozdílné hospodářské využití území (les/louka) v podhorských oblastech může vést k odlišné hydrologické odpovědi na příčinnou srážku. Šetření předcházelo podrobný pedologický průzkum dle metodiky uvedené v kap. 3.2.1 „Hodnocení retenčního potenciálu povodí“ a zařazení půd dle klasifikace „Hydrology of soil types“ (Boorman, 1995). Řešila se jak potenciální retence v povodí (maximální množství vody, které může půda pojmout), tak i „aktuální retenční kapacita“, tedy s aktuální půdní vlhkostí a hladinou podzemní vody v hydromorfních půdách. Aktuální retenční kapacita byla poté dána do vztahu s následující

srážkoodtokovou událostí. Pro porovnání se standardní metodou hodnotící stav nasycení povodí byla „aktuální retence“ porovnána indexem předchozích srážek API. Intercepce porostu se v tomto případě zanedbala.

4 Výsledky a jejich diskuze

Na retenci vody v půdách lze nahlížet dvěma hlavními pohledy. Zprv je to retence vody z hlediska protipovodňové ochrany, zadruhé pak retence z hlediska zásob vody pro suchá období. Obvykle se hodnotí pouze jedno hledisko podle aktuální hydrometeorologické situace. Řada přístupů pro to či oné hledisko lze jen těžko kombinovat. Často je vhodné jen jedno z nich.

Obecně je důležité zjistit retenční kapacitu půdy v povodí. Z pohledu suchého období se obvykle zjišťuje pomocí polní kapacity, tedy největšího množství dlouhodobě udržené vody v půdě. Vypočítává se buď z retenční křivky (Brooks a Corey, 1964; van Genuchten et al., 1991) nebo vhodnou pedotransferovou funkcí (Bloemen, 1980; Wösten et al., 1991). Větší polní kapacitu mají půdy s vyšším podílem jílu nebo prachu. Na druhou stranu mají tyto půdy nižší infiltrační rychlost, pokud nedošlo ke vzniku trhlin vlivem vysychání jako například u vertisolů. Při extrémních srážkách o velké intenzitě a objemu ale dochází k povrchovému odtoku - méně vody se může infiltrovat a případně zachytit kapilárními silami v pórech. V mnohých případech je důležitá rovněž vyšší pórovitost celého půdního profilu nebo alespoň povrchu blízkých horizontů. Navíc u organogenních půd může docházet k bobtnání (Vlčková et al., 2012). Pro porovnání retence vody v malém povodí horní Vydry je spíše vhodné využít „plnou vodní kapacitu“, která zhodnotí potenciál jak kapilárních, tak i gravitačních pórů (Suchara, 2007). Nejen gravitační ale i kapilární póry jsou nedílnou součástí šumavských vrchovišť.

Z hydrologického hlediska byla vrchoviště vnímána jako tzv. houba, která zadrží vodu během srážkové události a poté ji postupně vypouští v době sucha (Spirhanzl, 1957). Následující práce pak poukázaly na rozkolísanost toků v povodí s výskytem rašelinišť nejen na Šumavě (Ferda et al., 1971, Hruška, Kohler a Bishop, 1999; Janský a Kocum, 2008), ale i ve světě (Holden, Burt, Cox, 2001; Holden, J. a Burt, T. P, 2003). Při porovnání retenčního potenciálu půd v době minimální a průměrné hladiny podzemní vody v povodí Rokytky (článek I) se

prokázal i fakt, že vrchoviště může mít řádově vyšší retenční kapacitu než zbytek půd v povodí. Větší část vegetační sezóny je ale hladina podzemní vody poměrně vysoko a vytváří tak z vrchoviště plochu s nejmenším retenčním potenciálem v povodí.

V průtocích se obecně tato retenční kapacita projeví zpožděním nebo zrychlením průtokové vlny (Evans et al., 1999). Poměr plochy zrašeliněných půd v povodí a rovněž jejich nasycenost může mít největší vliv na formování odtoku. V návaznosti na článek I byly vytypovány 4 povodí o podobné rozloze, podloží nebo sklonitostních poměrech. Hlavní rozdíl byl kladen na rozlohu rašelinišť a zrašeliněných půd. Předchozí práce v této oblasti zaměřující se na odtokové poměry hodnotily velká povodí jako Vydry nebo Křemelné (Ferda et al., 1971; Janský a Kocum, 2008; Čurda et al., 2011). Článek II poukazuje na nutnost znalosti jak velikosti, tak nasycenosti rašelinišť v povodí. V suchém období se nepotvrdil houbový efekt rašelinišť, jak uvádí Spirhanzl (1957) nebo Evans et al. (1999). V období maximální nasycenosti povodí je ale patrný nárůst objemu odtoku v povodí s vyšším zastoupením rašelinišť (20-30 %) přibližně od 10-15 mm srážky. K podobným závěrům došli Evans et al. (1999) nebo Holden a Burt (2003) na povodích s převahou rašelinišť.

V jaké míře přispívá vrchovištní voda do celkového odtoku, zpřesňuje článek III zaměřující se na danou problematiku z pohledu chemismu. Chemické ukazatele jako pH, zbarvení nebo TOC v tocích odpovídaly svým průběhem obecně těm z rašeliništních povodí hodnoceným Woralleem (2006) a Freemanem (2001). Tedy, že v době zvýšených průtoků dochází k vyplavení organických látek do toku. Poměr vody z rašelinišť v celkovém odtoku z povodí může být velice variabilní: 10 – 90 % (Klaus a McDonnell, 2013). Analýza stabilních izotopů kyslíku poukázala na maximální poměr kolem 10 % rašeliništní vody i mimo období základního odtoku. Zde je nutné podotknout, že vzhledem k izotopovému poměru srážek a vody v rašeliništi nebylo možné pro každou kampaň použít poměrovou rovnici (2). Vody vytékající z rašelinišť je v době zvýšeného odtoku pravděpodobně více, ale do odtokového procesu vstupuje ještě třetí složka v podobě vody ze srážek. Stejně problematická je interpretace údolních rašelinišť, kde do toku vstupuje i podzemní voda z horní části svahu (Šanda et al., 2014). I tak lze konstatovat, že dotace vody z vrchoviště do toku je v době základního odtoku minimální.

Existence dvou dominantních půdních typů (kryptopodzol, organozem) v povodí horní Vydry vytváří dvě specifická hydroopedologická prostředí. Na jedné straně mají podobnou nízkou hydraulickou vodivost [mm/h] a efektivní pórovitost (pokud bereme v úvahu i vodu v rostlinných pletivech fibrické organozemě), na straně druhé se liší hydrologický režim

pramenů, hloubka hladiny podzemní vody nebo výskyt povrchového odtoku. Zatímco prameny z minerálních půd jsou většinou stabilní, vrchovištní prameny vykazují značnou rozkolísanost. Ve vrchovišti je hladina podzemní vody blízko povrchu, ERT měření neprokázalo podzemní vodu do 20 m mimo malých zvodní. Během extrémních úhrnů srážek je povrchový odtok ve vrchovišti běžným jevem, kdy šlenky a malá jezírka se spojují v jeden odtokový systém. Povrchový odtok na kryptopodzolu je pozorován minimálně. Podle klasifikace „Hydrologických skupin půd“ (Boorman, 1995) a „převládajícího podpovrchového odtoku (Scherrer a Naef, 2003), lze ze zjištěných poznatků odhadnout dominantní podpovrchové proudění u kryptopodzolu jako hloubkovou perkolaci a potenciálně mělký podpovrchový odtok (SSF) nebo tok v organické vrstvě - Biomat flow (Gerke et al., 2015). V organozemi se odhaduje dominantní mělký podpovrchový odtok v akrotelmu, a pokud dojde k nasycení, pak i povrchový odtok. Stopovací experiment (článek IV) potvrdil u kryptopodzolu hloubkovou perkolaci. Spíše než mělký podpovrchový odtok definovaný Scherrerem a Naefem (2003) byl potvrzen “biomat flow” (Gerke et al., 2015). U organozemi v rašeliništi se potvrdil povrchový odtok a “biomat flow” v akrotelmu. Navíc se ukázala existence preferenčních cest (pipeflow) v katotelmu podél částečně rozložených kmenů nebo kořenů. Z metodického hlediska se oproti předpokladům prokázala vhodnost použití barviva Brilliant blue u tmavých půd na následné jeho vyhodnocení kódem v programu IDL.

Při porovnávání dvou povodí s rozdílným hospodářským využitím je hlavní důraz kladen na podobnost parametrů povodí jako reliéf nebo půdy (Tesař et al., 2004b). Podobně se vybrala povodí v článku V a VI. Antropogenní zásahy v minulosti však obě povodí částečně změnila i v půdních poměrech. Jedná se hlavně o rozdílné využití odvodňovacích opatření. Z pedologického průzkumu je patrné, že obě povodí by měla původně mít přibližně stejnou plochu hydromorfních půd, hlavně v konkávních částech údolí. Dokladem může být přeoraný anmoorový horizont v lučním povodí nebo zbytky hydromorfních znaků v půdním profilu mimo oblasti melioračních opatření. Zatímco luční povodí bylo ovlivněno trubkovou drenáží, lesní povodí bylo odvodněno odvodňovacími rýhami a kanály, které jsou již z části nefunkční. I tato opatření ale spadají do předpokladu rozdílného využití povodí. Celková dlouhodobá retenční kapacita vody v půdě vychází více v lesním povodí s větším zastoupením hydromorfních půd. Tyto plochy jsou ale náchylné k rychlému povrchovému odtoku (Boorman, 1995; Scherrer a Naef, 2003). Aktuální retenční kapacita, tedy retenční kapacita před příčinnou srážkou, je v průměru vyšší u lučního povodí vlivem trubkové meliorace, kde může také lépe docházet k hlubší infiltraci.

5 Závěr

V této práci byly použity 4 hlavní směry hodnocení retenční kapacity půd horských oblastí. Nejprve je důležitá znalost půdních poměrů v povodí a poté jejich retenční kapacita, která je proměnná v čase. To lze odhadnout jen těžko bez podrobného pedologického průzkumu. V prostředí Šumavy se ukázala jako klíčová výška hladiny podzemní vody u hydromorfních půd. V povodích s velkým zastoupením rašelinišť určuje hladina podzemní vody retenční vlastnosti celého povodí

Hodnocením dat průtoků z vybraných stanic na malých povodích v pramenné oblasti Vydry byl prokázán vliv rozlohy rašelinišť a zrašelinělých půd na tvorbu odtoku po srážkové události. Objem odtoku se ukázal jako zásadně vyšší v době maximálního nasycení pro srážky větší jak 10-15 mm. Naopak v suchých obdobích se větší retenční prostor rašelinišť neprokázal.

Pomocí metody stabilních izotopů a celkového chemismu vody v toku bylo zjištěno, že základní odtok z povodí s vyvinutým vrchovištěm je tvořen hlavně vodou ze zvodní v minerálních půdách. Rovněž se potvrdila značná rozkolísanost odtoku z povodí s větším podílem zrašelinělých půd a organozemí.

Při simulaci extrémního srážkového úhrnu způsobující značné zvýšení průtoků v toku, tzv. Stormflow (Weiler et al., 2006), na dvou svazích reprezentujících dominantní půdní typy centrální Šumavy (kryptopodzol, organozem) byl prokázán tok v organických horizontech na obou svazích, hloubková perkolace na svahu tvořená kryptopodzolem a povrchový odtok na svahu tvořeným organozemí.

V hospodářsky využívaných povodích Šumavy má rozdílné využití krajiny nepřímý vliv na odtok. Dlouhodobými zásahy, hlavně odvodňovacími, se půdní kryt transformoval podle hospodářského využití. Retenční kapacita je pak díky odvodnění větší u lučních půd, nicméně odezva odtoku na příčinnou srážku je u lesních povodí pomalejší.

Tato práce poukazuje na značný vliv zamokřených ploch na extremitu odtoku. Rašeliniště a další zamokřené plochy dokáží udržet dlouhodobě značné množství vody, která se však málo podílí na celkovém množství odtékající vody během základního toku.

6 Použitá literatura:

- [1] Bear, J. (1971): Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier Publish Company. New York, s. 763.
- [2] Bernsteinová, J., Bäessler C., Zimmermann, L., Langhammer, J., Beudert, B. (2015): Changes in runoff in two neighbouring catchments in the Bohemian Forest related to climate and land cover changes. *Journal of Hydrology & Hydromechanics*, 63(4), s. 342-352.
- [3] Bříba, M., Chlebek, A., Jařabáč, M., Jiřík, J. (2001): Les a voda – 45 let trvání vodohospodářského výzkumu v Beskydech. *Zprávy lesnického výzkumu*, 46, 4, s. 231-236.
- [4] Blažková, Š., Beven, K.J., Kulasová, A. (2002): On constraining TOPMODEL hydrograph simulations using partial saturated area information, *Hydrol. Process.*, 16, s. 441-458.
- [5] Bloemen, G. W. (1980): Calculation of Hydraulic Conductivities of Soils from Texture and Organic matter Content. *Z. Pflanzenernaehr. Bodenk.*, 143, s. 581–605. doi:10.1002/jpln.19801430513.
- [6] Boorman D.B., Hollis J.M., Lilly A. (1995): Hydrology of soil types: a hydrologically-based classification of the soils of the United Kingdom. Oxfordshire, Institute of Hydrology, s. 137.
- [7] Bragg, O.M. (2002): Hydrology of peat-forming wetlands in Scotland. *The science of the Total Enviroment*, s.111-129.
- [8] Brázdil, R., Trnka, M., Mikšovský, J., Řezníčková, L., Dobrovolný, P. (2015): Spring-summer droughts in the Czech Land in 1805–2012 and their forcings, *Int. J. Climatol.*, 35, s. 1405-1421. doi:10.1002/joc.4065.
- [9] Brooks, R. H., Corey, A. T. (1964): Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper 3*, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- [10] Burke, W. (1967): Principles of drainage with special reference to peat. *Irish Forestry* 24, s. 1-7.
- [11] Bůzek, F., 1984. A Rapid Procedure for Preparing Oxygen-18 Determination in Water Samples. *Isotopenpraxis*, 19, s. 70–72.

- [12] Chapman, P.J., McDonald, A.T., Tyson, R., Palmer, S.M., Mitchell, G., Irvine, B. (2010): Changes in water colour between 1986 and 2006 in the headwaters of the River Nidd, Yorkshire, UK. *Biogeochemistry*, 101, s. 281–294.
- [13] Conway, V. M., Millar, A. (1960): The hydrology of some small peat-covered catchments in the northern Pennines. *Journal of the Institute of Water Engineers* 14, s. 415-424.
- [14] Čurda, J., Janský, B., Kocum, J. (2011): Vliv fyzickogeografických faktorů na extremitu povodni v povodí Vydry. *Geografie*, 116, 3, s. 335–353.
- [15] Darcy, H. (1857): *Recherches expérimentales relatives au mouvement de l'eau dans les tuyaux*, Paris, Imprimerie impériale.
- [16] Dumbrovský, M. (2001): Metodika návrhu opatření ke zvýšení retenční schopnosti povodí při povodních. Uživatelský výstup výzk. projektu NAZV EP 9153 Hodnocení vodní retenční kapacity půd a krajiny při povodni a možnosti jejího zvyšování. Praha: VÚMOP Praha.
- [17] Evans, M.G., Burt, T.P., Holden, J., and J. K Adamson J.K., (1999): Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. *Journal of Hydrology*, s. 141 - 160.
- [18] Faist, H. (1967): Die jährlichen Hochwasserabflüsse der Elbe bei Magdeburg im Zeitraum von 1870 bis 1960, Dokumentation der Wasserwirtschaftsdirektion Mittlere Elbe Sude-Elbe.
- [19] Ferda, J., Hladný, J., Bubeníčková, L., Pešek, L. (1971): Odtokový režim a chemismus vod v povodí Horní Otavy se zaměřením na výskyt rašelinišť, Sborník prací HMÚ, 17, HMÚ, Praha, s. 22-126.
- [20] Freeman, C., Fenner, N., Ostle, N.J., Kang, H., Dowrick, D.J., Reynolds, B., Lock, M.A., Sleep, D., Hughes, S., Hudson, J. (2004): Export of dissolved organic carbon from peatlands under elevated carbon dioxide levels. *Nature* 430, s. 195–198.
- [21] Freeman, C., Evans, C.D., Montieith, D.T., Reynolds, B., Fenner, N. (2001): Export of organic carbon from peat soils. *Nature* 412, s. 785–786.
- [22] Gerke, K. M., Sidle, R. C., and Mallants, D. (2013): Criteria for selecting fluorescent dye tracers for soil hydrological applications using Uranine as an example, *J. Hydrol. Hydromechanics*, 61(4), s. 313-325, doi:10.2478/johh-2013-0040.
- [23] Gerke, K. M., Sidle, R. C., Mallants, D. (2015): Preferential flow mechanisms identified from staining experiments in forested hillslopes, *Hydrol. Process.*, 29, s. 4562–4578, doi:10.1002/hyp.10468.

- [24] Guzha, A.C. (2004): Effects of tillage on soil microrelief, surface depression storage and soil water storage, *Soil and Tillage Research*, Volume 76, Issue 2, Pages 105-114, ISSN 0167-1987, <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2003.09.002>.
- [25] Hais M., Kučera T. (2008): Surface temperature change of spruce forest as a result of bark beetle attack: remote sensing and GIS approach. *European Journal of Forest Research*, 127(4), s. 327–336.
- [26] Han, H., Giménez, D., Lilly, A. (2008): Textural averages of saturated soil hydraulic conductivity predicted from water retention data. *Geoderma*, 146 (1–2), s. 121–128. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.05.017>.
- [27] Hill, J., Woodland, W. (2003): Contrasting Water Management Techniques in Tunisia: Towards Sustainable Agricultural Use. *The Geographical Journal*, 169 (4), s. 342-357.
- [28] Hibbert, A. R. (1967): Forest treatment effects on water yield. In: Sopper, W.E., Lull, H.W. (Eds.): *International Symposium on Forest Hydrology, Proceedings of a National Science Foundation Advanced Science Seminar*, Pergamon Press, Oxford, s. 527–543.
- [29] Holden, J., Chapman, P. J., Labadz, J. C. (2004): Artificial drainage of peatlands: hydrological and hydrochemical process and wetland restoration. *Progress in Physical Geography*, 28,1, s. 95-123.
- [30] Holden, J. (2005): Piping and woody plants in peatlands: Cause or effect?, *Water Resour. Res.*, 41 (6), s. 1–10, doi:10.1029/2004WR003909.
- [31] Holden, J., Burt, T. P. (2003): Hydrological studies on blanket peat: The significance of the acrotelm-catotelm model, *J. Ecol.*, 91 (1), s. 86–102, doi:10.1046/j.1365-2745.2003.00748.x.
- [32] Holden, J., Wallage, Z. E., McDonald, A. T. (2011): Water table dynamics in undisturbed, drained and restored blanket peat. *Journal of Hydrology*, s. 103-114.
- [33] Holden, J., Burt, T. P., Cox, N. J. (2001): Macroporosity and infiltration in blanket peat: the implications of tension disc infiltrometer measurements. *Hydrological Processes*, 15, s. 289–303
- [34] Horton, R. E. (1933): The role of infiltration in the hydrologic cycle, *Trans. American Geophysical Union*, 14, s. 446-460.
- [35] Hruška, J., Johnson, C.E., Krám, P. (1996): Role of organic solutes in the chemistry of acid-impacted bog waters of the western Czech Republic. *Water Resources Research*, 32, č. 9, s. 2841–2851.
- [36] Hruška, J., Kohler, S., Bishop, K. (1999): Buffering processes in a boreal dissolved

- organic carbon – rich stream during experimental acidification. *Environmental Pollution*, 106, č. 1, s. 55–65.
- [37] Hümann, M., Schüler, G., Müller, C., Schneider, R., Johst, M., Caspari T. (2011): Identification of runoff processes – The impact of different forest types and soil properties on runoff formation and floods. *Journal of Hydrology*, 409, s. 637–649.
- [38] Janský, J., Kocum, J., (2008): Peat bogs influence on runoff process: case study of the Vydra and Křemelná River basins in the Šumava Mountains, southwestern Czechia. *Geografie - Sborník ČGS, Praha*, 113, 4, ISSN 1212-0014, s. 383-399.
- [39] Kalkus, J. (2016): Vliv odvodňovacích příkopů na hydrologický režim lesního povodí. Diplomová práce. Vedoucí práce Zdeněk Kliment. Dostupné z: <https://is.cuni.cz/webapps/zz>
- [40] Käss, W. (1998): Tracing technique in geohydrology: Rotterdam, A. A. Balkema, s. 581.
- [41] Kendal, C., McDonnell, J. J. (Eds.). (1998): *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier Science B.V., Amsterdam, s. 839.
- [42] Klaus, J., McDonnell, J.J. (2013). Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. *Journal of Hydrology*, 505, s. 47–64.
- [43] Kocum, J. (2012): Tvorba odtoku a jeho dynamika v pramenné oblasti Otavy, Dizertační práce, Vedoucí práce Bohumír Janský, <https://is.cuni.cz/webhapps/zzp/detail/84513>.
- [44] Královec, V., Kliment, Z., Vlček, L. (2012): Vliv rozdílného krajinného a půdního pokryvu na odtokovou odezvu v malých povodích. In: *Voda a krajina* (J. Bolom, M. Dočkal, M. Lipták, L. Weyskrabová eds.). Sborník příspěvků konference Voda a krajina 19.9.2012, ČVUT, Fakulta stavební, Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, s. 151-158, ISBN 978-80-01-05107-8.
- [45] Královec, V., Kliment, Z., Matoušková, M. (2016): Evaluation of runoff response on the basis of a comparative paired research in mountain catchments with the different land use. Case study of the Blanice River, Czechia. *Geografie*, 121, 2, s. 209–234.
- [46] Kliment, Z., Matoušková, M. (2009): Runoff changes in the Šumava Mountains (Black Forest) and the foothill regions: Extent of influence by human impact and climate changes. *Water Resources Management*, 23 (9): s. 1813-1834.
- [47] Kovaříček, P., Marešová K., Kolárová M., Vlášková M. (2010): Vliv kompostu na objemovou hmotnost, vodní kapacitu a hydraulickou vodivost substrátu. *Agritech Science* <http://www.agritech.cz/>, č. 2, článek 6, s. 1-8. ISSN, s. 1802-8942.

- [48] Kulasová, A., Blažková, S., Parma, P. (2016): The Influence of Extreme Rainfall on Flow, Soil Moisture, Nutrients and Tracer Pathways. *Forum geografic*, XV(Suppl. 2), s. 94-99, doi:10.5775/fg.2016.118.s.
- [49] Langhammer J., Ye, S., Bernsteinová, J. (2015): Runoff Response to Climate Warming and Forest Disturbance in a Mid-Mountain Basin. *Water*, 7 (7), s. 3320-3342.
- [50] Moklyak, V. I., Kubyskin, G. P., Karkutsiev, G. N. (1975): The effect of drainage works on streamflow. Hydrology of marsh-ridden areas, Proceedings of the Minsk symposium, June 1972. IAHS Studies and Reports in Hydrology, 19. Paris: Unesco Press, s. 439-46.
- [51] Nobles, M.M., Wilding, L.P., Lin, H.S. (2010): Flow pathways of bromide and Brilliant Blue FCF tracers in caliche soils, *Journal of Hydrology*, Volume 393, Issue 1, s. 114-122, ISSN 0022-1694, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.014>.
- [52] Němeček, J., Damaška, J., Hraško, J., Bedrna, Z., Zuska, V., Tomášek, M., Kalenda, M. (1967): Průzkum zemědělských půd ČSSR. Souborná metodika. 1. díl. Ministerstvo zemědělství a výživy. Praha. 246 s.
- [53] Oudin, L., Andréian, V., Lerat, J., Michel, C. (2008): Has land cover a significant impact on mean annual streamflow? An international assessment using 1508 catchments. *Journal of Hydrology*, 357, s. 303–316.
- [54] Pavlásek, J., Máca, P., Ředinová, J. (2006): Analýza hydrologických dat z Modravských povodí. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 54, 2, s. 207-216.
- [55] Rizzuti, A. M., Cohen, A. D., Stack, E. M. (2004): Using hydraulic conductivity and micropetrography to assess water flow through peat-containing wetlands, *Int. J. Coal Geol.*, 60 (1), 1–16, doi:10.1016/j.coal.2004.03.003.
- [56] Robinson, M., Dupeyrat, A. (2005): Effects of commercial timber harvesting on streamflow regimes in the Plynlimon catchments, mid-Wales. *Hydrological Processes*, 19, s. 1213–1226.
- [57] Saha, D., Kukul, S. S. (2015): Soil Structural Stability and Water Retention Characteristics Under Different Land uses of Degraded Lower Himalayas of North-West India. *Land Degrad. Develop.*, 26: 263–271. doi: 10.1002/ldr.2204.
- [58] Scherrer, S., Naef, F. (2003): A decision scheme to indicate dominant hydrological flow processes on temperate grassland, *Hydrol. Process.*, 17 (2), s. 391–401, doi:10.1002/hyp.1131.
- [59] Šanda, M., Vitvar, T., Kulasová, A., Jankovec, J., Císlarová, M. (2014): Run-off formation in a humid, temperate headwater catchment using a combined hydrological,

- hydrochemical and isotopic approach (Jizera Mountains, Czech Republic). *Hydrol. Process.*, 28, s. 3217–3229. doi:10.1002/hyp.9847.
- [60] Seibert, J., Grabs, T., Köhler, S., Laudon, H., Winterdahl, M., Bishop, K. (2009): Linking soil- and stream-water chemistry based on a riparian flow-concentration integration model, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, s. 2287-2297, doi:10.5194/hess-13-2287-2009.
- [61] Schneider, P. (2007): Hydrologische Vernetzung und ihre Bedeutung für diffuse Nährstoffeinträge im Hotzenwald / Südschwarzwald, *Physiographica – Basler Beiträge zur Physiogeographie*, 177, [online] dostupné z: edoc.unibas.ch/823/1/DissB_8420.pdf.
- [62] Soukup, M., Fídl, J., Kulhavý, Z. (1998): Vliv melioračních opatření na retenční potenciál krajiny, maximální odtok a průběh povodní. Zpráva za etapu 5.2.4. dílčího úkolu 5.2 "Vliv stavu a využívání krajiny na povodňovou situaci". Praha: VÚMOP, 33 s. + příl.
- [63] Spirhanzl, J. (1956): Rašelina a její využití. Nakladatelství Ministerstva zemědělství, Praha. 114 s.
- [64] Suchara, I. (2007): Praktikum vybraných ekologických metod. Karolinum. Praha. 134 s.
- [65] Tesař, M., Šír, M., Zelenková, E. (2004a): Vliv vegetace na vodní a teplotní režim tří povodí ve vrcholovém pásmu Šumavy. *Aktuality šumavského výzkumu II*, Srní, s. 84–88.
- [66] Tesař, M., Šír, M., Dvořák, I. J. (2004b): Vliv vegetačního porostu a jeho změn na vodní režim půd v pramenných oblastech Krkonoš. In: Štursa, J. et al. (eds.): *Geoekologické problémy Krkonoš*. Szklarska Poręba, listopad 2003. *Opera Corcontica*, 41: s. 30–37.
- [67] van GENUCHEN, M., Th. (1978): Calculating the Unsaturated Hydraulic Conductivity with a New closed-form Analytical Model, *Ree. Rep. 78-WR-08*, Wat. Res. Program, Dept. Of Civil Eng., Princeton Uni., Princeton.
- [68] Vlasák, T. (2007): Povodňové režimy Otavy a Lužnice. In Langhammer, J. (Ed.): *Změny v krajině a povodňové riziko*, Sborník příspěvků semináře Povodně a změny v krajině, PŘF UK, Praha, s. 105-113.
- [69] Vlček, L., Kocum, J., Janský, B., Šefrna, L., Blažková, Š. (2016): Influence of peat soils on runoff process: case study of Vydra River headwaters, Czechia. *Geografie*, 121 (2), s. 235-253.

- [70] Vlčková, M., Šrámek, V., Matoušková, V., Březina, K. B., Fadrhonsová, V., Kulhavý, Z. (2012): Stanovení retenčních křivek bobtnavých a skeletovitých lesních půd, *Zrávy lesnického výzkumu*, 57 (2), s. 133-143.
- [71] Weiler, M., McDonnell, J. J., Tromp-van Meerveld, I., and Uchoda, T. (2006): 112: Subsurface storm flow, in: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, edited by: Anderson, M. G. And McDonnell, J. J., John Wiley & Sons, New York, s. 1719-1732.
- [72] Weiler, M., Naef, F. (2003): An experimetnal sudy of the role of macropores in infiltration in grassland soils, *Hydrological Processes*, 17 (2), s. 477-493.
- [73] Wienhöfer, J., Germer, K., Lindenmaier, F., Färber, A., Zehe, E. (2009): Applied tracers for the observation of subsurface stormflow at the hillslope scale, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 1145-1161, doi:10.5194/hess-13-1145-2009.
- [74] Worrall, F., Burt, T., Adamson, J. (2006): Long-term changes in hydrological pathways in an upland peat catchment—recovery from severe drought?, *Journal of Hydrology*, Volume 321, Issue 1, s. 5-20, ISSN 0022-1694, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.06.043>.
- [75] Wósten, J.H.M., Papachepsky, Y.A., Rawls, W.J. (2001): Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics, *Journal of Hydrology*, Volume 251, Issues 3–4, 1, s. 123-150, ISSN 0022-1694, [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00464-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00464-4).

8 Články sepsané v rámci tématu této práce

V této kapitole jsou uvedeny články, které vznikly v rámci této práce. Jsou rozděleny do dvou skupin:

- Retenční potenciál a formování odtoku v pramenné oblasti Vydry
- Retenční potenciál a formování odtoku v pramenné oblasti Otavy

Kategorie	Citace článku	Pracovní podíl [%]
články v databázi Wos	Vlček, L., Kocum, J., Kučerová, A., Janský, B., Šefrna, L. (2012): Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště – případová studie Rokytecké slatě, povodí horní Otavy, JZ Česko. <i>Geografie</i> , 117, No.4, pp 1-17.	40
	Vlček, L., Kocum, J., Janský, B., Šefrna, L., Blažková, Š. (2016): Influence of Peat Soils on Runoff Process – Case Study of Vydra River Headwaters. <i>Geografie</i> , 121, No. 2, pp. 1–17.	50
	Kocum, J., Oulehle, F., Janský, B., Bůzek, F., Hruška, J., and Vlček, L. (2016): Geochemical evidence for Peat Bog contribution to streamflow generation process: case study of Vltava River headwaters, Czech Republic, <i>Hydrol. Sci. J.</i> , 61, 2579–2589, https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1140173 .	20
	Vlček, L., Falátková, K., and Schneider, P. (2016): Identification of runoff formation with two dyes in a mid-latitude mountain headwater, <i>Hydrol. Earth Syst. Sci.</i> , 21, 3025-3040, https://doi.org/10.5194/hess-21-3025-2017 .	50
články v databázi Scopus	Královec, V., Kliment, Z., Vlček, L., (2016): Hodnocení retence vody v půdě v lesním a nelesním prostředí. <i>Zprávy lesnického výzkumu</i> , No. 3, 181-189.	30
články v recenzovaném periodiku	Královec, V., Kliment, Z., Vlček, L., (2015): Influence of soil matrix and different land use on the runoff process in the experimental catchments Zbytiny. <i>Acta Hydrologica Slovaca</i> , Vol. 16, No. TC 1, p. 252 – 259.	30

Tabulka 2 Články popisující hlavní výsledky této práce

Článek I: Výpočet retenčního potenciálu povodí

Vlček, L., Kocum, J., Kučerová, A., Janský, B., Šefrna, L. (2012): Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště – případová studie Rokytecké slatě, povodí horní Otavy, JZ Česko. *Geografie*, 117, No.4, pp 1-17.

LUKÁŠ VLČEK, JAN KOCUM, BOHUMÍR JANSKÝ,
LUDEK ŠEFRNA, ANDREA KUČEROVÁ

RETENČNÍ POTENCIÁL A HYDROLOGICKÁ BILANCE HORSKÉHO VRCHOVIŠTĚ: PŘÍPADOVÁ STUDIE ROKYTECKÉ SLATĚ, POVODÍ HORNÍ OTAVY, JZ. ČESKO

VLČEK, L., KOCUM, J., JANSKÝ, B., ŠEFRNA, L., KUČEROVÁ, A. (2012): **Retention potential and hydrological balance of a peat bog: case study of Rokytko Moors, Otava River headwaters, sw. Czechia. Geografie, 117, No. 4, pp. 395–414.** – The paper summarizes findings about preservation and hydrological conditions of Rokytko Moors situated in the Vydra River headwaters, sw. Czechia. Special attention is paid to the evaluation of their water retention capacity. Due to the significant phenomenon of peat bogs in the study area, the assessment of factors affecting their retention potential represents a component in the discussion on flood protection and measures aimed at increasing runoff in dry periods. The main focus is directed at findings of runoff dynamics dependence on the ground water table in the peatland. Authors thus give attention to the assessment of the Rokytko Moors hydrological function, which represents a typical example of a peat bog in an environment of most of the evaluated parts of Šumava Mts. The research is based on a detailed pedological analysis of the Rokytko Brook catchment, on analysis of a peat bog ground water table time series and on data obtained by monitoring the water stage, discharge respectively, in the profile of the draining stream.

KEY WORDS: retention potential – hydrological balance – peat bog – Vydra River – Šumava Mts. – organogenous soil – peat bogs hydrological function – groundwater table.

Vytvořeno za podpory projektu GAČR P209/12/0997 „Vliv disturbancí krajiny na dynamiku fluvialních procesů v horských oblastech“ a projektu Specifického vysokoškolského výzkumu 2012-265212.

1. Úvod

Výskyt katastrofálních povodní a extrémně suchých období v posledních letech souvisí s naléhavou potřebou řešení širokého komplexu otázek protipovodňové ochrany a opatření ke zvýšení odtoku v periodách sucha, a to nejen klasickými inženýrskými metodami, ale i netradičními postupy. Jednu ze strategií představuje postupné zvyšování retenční kapacity povodí včetně jeho pramenných oblastí (Janský, Kocum 2007, 2008). Vzhledem k významnému podílu horských vrchovišť v nejvyšších partiích Šumavy je třeba zabývat se rovněž posouzením jejich retenční schopnosti a hydrologické komunikace s toky, které je odvodňují. Otázka hydrologické funkce zdejších rašelinišť je klíčová pro zhodnocení možností retence vody v konkrétním území. Velmi dobré podmínky pro zodpovězení této otázky poskytuje pramenná část povodí Vydry, která reprezentuje oblast s častým výskytem povodňových událostí a s vysokou heterogenitou ve smyslu fyzicko-geografických a socio-ekonomických aspektů. K hodnocení vlivu rašeliništních lokalit na hydrologické poměry bylo v rámci

povodí horní Otavy vytipováno experimentální povodí Rokytky, levostranného přítoku Roklanského potoka. V rámci výzkumu byla využita data Botanického ústavu Akademie věd v Třeboni o výšce hladiny podzemní vody ve vrchovišti a data z automatické hydrologické stanice v profilu pod studovaným rašeliništním komplexem.

Otázka vlivu rašelinišť na hydrologický režim toků, které je odvodňují, není přes řadu tuzemských i zahraničních projektů a mnohé spory vedené v odborných kruzích doposud uspokojivě vyřešena (Janský, Kocum 2008). Názory na tato témata se liší, což je evidentní z literatury, která se těmito otázkami zabývala již ve 2. polovině 19. století. Podrobnou analýzu rozmanitých přístupů k této problematice uvádí Ferda (1960). Tzv. „houbová teorie“, která byla v domácí i světové literatuře uznávána přibližně do 60. let 20. století, předpokládala, že rašeliniště zadržují vodu při vysokých srážkách (povodňových průtocích) a naopak v období sucha průtoky nadlepšují a podílejí se tak na vyrovnávání odtoku. Od 70. let 20. stol. se objevují práce, které retenční funkci rašelinišť zpochybňují a za jedinou možnost zvýšení jejich retenční kapacity doporučují snížení hladiny podzemní vody pomocí odvodnění. Tyto meliorační zásahy byly poté provedeny v řadě horských oblastí na území Česka. Problematika odvodnění, resp. hrazení původních melioračních kanálů odvodňujících rašeliniště, se od té doby stala podnětem pro široké diskuse v rámci zahraniční i tuzemské odborné literatury (Conway, Millar 1960; Burke 1967; McDonald 1973, Moklyak, Kubyshkin, Karkutsiev 1975; Baird 1997; Holden, Burt, Cox 2001 atd.). Podrobnou rešerši literatury reprezentující oba názorové póly provedli Holden, Chapman, Labadz (2004). Tyto práce poukazují na fakt, že toky odvodňující rašeliniště mají značnou rozkolísanost průtoků a význam rašelinišť z hlediska vyrovnávání odtokového režimu byl v minulosti přeceňován. Mezi hlavní zjištění lze pokládat to, že při naplnění horských vrchovišť na plnou vodní kapacitu byl registrován rychlý vzestup odtoků. Rovněž při déletrvajícím období sucha se rašeliniště neprojevují hydrologicky pozitivně, tzn. nenapájají vodní toky. O míře zapojení rašelinišť do odtokového procesu lze uvažovat i s přihlédnutím k ovlivnění jakosti vody, resp. iontovému složení vod v periodách nízkých či vysokých průtoků (Novák 1955, 1959; Onderíková, Štěrbová 1956; Oulehle, Janský 2003). V suchých obdobích klesá nebo téměř ustává odtok vody z rašelinišť, což se projevuje ve zlepšení jakosti vody v tocích, které je drénují nebo jsou z nich zásobovány občasnými přítoky. To potvrdily výsledky nejen ve zmíněné studii (viz Ferda a kol. 1971), ale i novější práce (Hruška et al. 1996; Hruška, Kohler, Bishop 1999; Oulehle, Janský 2003). Naopak ke zhoršení jakosti vody v tocích dochází během letních dešťových period či jarního tání sněhu, kdy jsou rašelinná ložiska plně saturována vodou a ta přetéká z jejich okrajů do koryt toků. V případě, že by tedy rašeliniště v suchých obdobích nadlepšovaly průtoky, jak to uváděli někteří autoři, muselo by se to projevit ve zhoršené kvalitě vody. Omezené hydraulické spojení mezi horskými rašeliništi a povrchovými toky souvisí se specifickými geomorfologickými poměry v povodí Vydry.

Cílem příspěvku je zjištění objemu vody, který je schopna půda v experimentálním povodí Rokytky zadržet a popsat vliv organozemí na retenci vody v krajině. Tato problematika je řešena několika vědeckými institucemi, ovšem s důrazem na výpočet pomocí retenčních křivek a proudění vody v půdě. Metoda *NS NRCS Curve Numbers* (Metoda odtokových křivek) zařazuje rašeliny do

silně nepropustných půd kategorie D (NRCS 1972). Tento příspěvek využívá k výpočtu objemu zadržené vody půdou gravimetrickou metodu a jeho výsledky mají poskytnout podklady pro modelování průtoků a extrémních hydrologických situací v pramenných oblastech řek. Velký důraz je mimo jiné kladen na porovnání retenční kapacity organozemí a ostatních půdních typů.

Retenční kapacita půd na Šumavě a v Krušných horách se pohybuje v rozmezí 60–90 mm. Ve všech výzkumných povodích se vyskytovaly hnědé půdy horského typu (podle TKS kambizem). Důležité je doplnit, že na krystaliniku vyvolávají srážky nad 60 mm zpravidla povodně (Tesař, Šír, Zelenková 2004). Podobným výzkumem na Slovensku v povodí Kysúci bylo dosaženo závěru, že tamější les je schopen zadržet až 68 mm, zatímco louky ve stejném povodí pouze 46 mm vody. Všeobecně je možné říci, že retenční kapacita lesa se pohybuje mezi 40 a 70 mm, výjimečně dosahuje až 400 mm (Čaboun, Mindáš 2011).

2. Popis experimentálního povodí

Rokytky je levostranným přítokem Roklanského potoka, který je společně s potokem Modravským hlavní zdrojnicí řeky Vydry (obr. 1). Ta po soutoku s Křemelnou tvoří řeku Otavu. Z geologického hlediska spadá toto povodí podle tektonického rajónování jednak k oblasti vltavsko-dunajské elevace (moldanubikum), jednak k oblasti tepelsko-barrandienské (slabě metamorfované proterozoikum; Svoboda a kol. 1964).

Větší část povodí se nachází v české části Šumavy, menší část zasahuje na německou stranu. Výzkumné povodí není uzavřeno soutokem Rokytky s Roklanským potokem, ale je ukončeno automatickým hladinoměrným zařízením. Plocha povodí činí dle orograficky vymezené rozvodnice 3,9 km² (Jelínek 2009). Terénním průzkumem byla zjištěna plocha 3,78 km². Přesné vymezení rozvodnice je vzhledem k existenci plochého charakteru rozvodí s bifurkací rašelinných ložisek na dvou místech velmi obtížné. U severní části rozvodnice je bifurkace malá a z poměrů hloubek dna půdního pokryvu lze odhadnout pouze malou ztrátu vody z vrchoviště. Druhá bifurkace se nachází v jihovýchodní části povodí a dle místního označení se jedná o Roklanskou slať. Odtok vody do povodí Rokytky lze v tomto případě odhadovat na méně než poloviční z celkového odtoku z vrchoviště.

Poloze centrální zarovnané části Šumavy odpovídají i výškové poměry povodí. Nadmořská výška se pohybuje v rozmezí 1089–1224 m n. m. s průměrnou hodnotou 1125 m n. m. Povodí Rokytky je i přes svoji horskou polohu poměrně ploché. Rozdíl v nadmořské výšce je maximálně 135 m. Průměrný sklon svahů dosahuje pouhých 4°. Pouze ojediněle přesahuje sklonitost hodnotu 10°, maximálně pak 12° (Jelínek 2009).

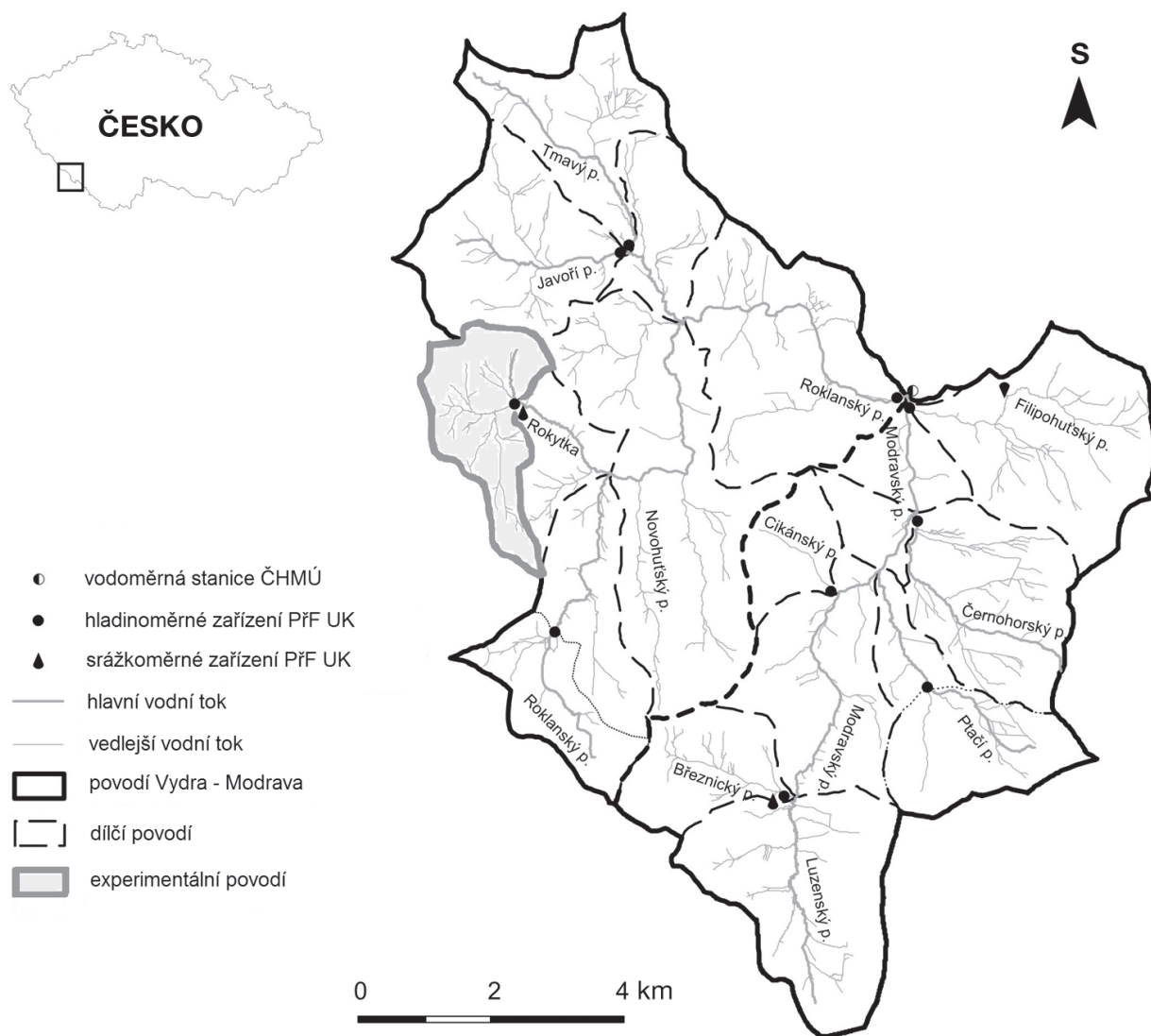
2.1. Půdní poměry

Půdy tohoto povodí jsou typickým příkladem šumavských půd, kde je typická vertikální souslednost půd a organozemní půdy na rozvodí a v pánvích. Podle půdních map České geologické služby se zde vyskytuje 5 typů půd. Povodí Rokytky pokrývá z velké části rašelinná půda vrchovištní (organozem) a horní

partie podzol humusový. Místy v nivě potoku se vyskytuje zrašelinělý glej. Půdotvorným substrátem jsou vrchovištní organozemě a zvětraliny kyselých intruziv (ČGÚ 1995).

2.2. Klimatické poměry

Zdejší podnebí má přechodný ráz, uplatňují se zde vlivy oceánského i kontinentálního klimatu. Celkové množství srážek se zvyšuje s rostoucí nadmořskou výškou, přičemž největší úhrn je dosahován v centrální části Šumavy (Březník 1486–1552 mm v třicetiletém průměru) a výrazně se liší v důsledku orografického efektu na návětrné a závětrné straně pohoří (NP Šumava 2011). U závěrového profilu povodí Rokytky je provozována klimatická stanice. V tomto příspěvku byla použita data o úhrnu srážek za rok 2010, kdy zde byla provedena hlavní část pedologického výzkumu. Největší denní úhrn v tomto



Obr. 1 – Povodí Vydry a Křemelné s lokalizací měrných profilů ČHMÚ a automatických hladinoměrů a srážkoměrů PřF UK Praha. Závěrový profil Otava – Rejštejn. Zvýrazněno je povodí Rokytky. Zdroj: Kocum, Janský (2009).

roce dosáhl 59,8 mm, průměrný denní úhrn v roce 2010 činil 3,2 mm. Rok 2010 byl z hlediska srážkových poměrů vyhodnocen na základě analýzy dostupných časových řad jako srážkově nadnormální (především měsíce květen, červenec a srpen). Naopak srážkově podnormální byl v rámci sledovaného období pouze měsíc říjen (ČHMÚ 2011).

2.3. Vegetační poměry

Povodí spadá do Národního parku Šumava a to téměř celým územím do jeho I. zóny. Vegetaci lze rozdělit na rašeliništní (vrchovištní) a lesní (ostatní). V rašeliništní vegetaci lze jasně vymezit vrchoviště horského typu, které je obklopeno podmáčenými smrčinami a minerotrofními ostricovými rašeliništi. V centrální části těchto vrchovišť jsou zachované přirozeně nelesní partie. Jejich vegetaci tvoří trávy s porosty suchopýru trsnatého (*Trichophorum caespitosum*). Dále se zde nachází rašelíník bodlavý (*Sphagnum cuspidatum*), ostrice mokřadní (*Carex limosa*) nebo blatnice bahenní (*Scheuchzeria palustris*). Najdeme zde celou řadu mechů. Dále k okraji vrchoviště se objevuje borovice rašelinná (*Pinus pseudopumilio*), bříza trpasličí (*Betula nana*) nebo ojediněle smrk na jeho okrajích či v blízkosti odvodňovacích rýh. Borovice rašelinná zabírá téměř třetinu rašelinných ploch. Při okraji rašelinišť se nachází menší plochy rašelinných a podmáčených smrčin (Bufková 2009). Zbylou lesní vegetaci tvoří hlavně smrkový les s příměsí jedle a buku, který se vyskytuje zejména na jižních svazích. Les je zhruba z jedné čtvrtiny ovlivněn kůrovcem. Nachází se zde jak „mrtvý les“, tak holiny částečně porostlé novou výsadbou a náletem. Bylinné patro tvoří druhy travin a mechů, a borůvky. Zdravý les má vyvinuté bylinné a keřové patro. „Mrtvý les“ se díky ponechání dřevní hmoty pomalu zaplňuje převážně smrkovým náletem semenáčky a travinami.

3. Materiál a metody zpracování

3.1. Datové zdroje

Data pro zjištění plné vodní kapacity, okamžité hmotnostní vlhkosti zeminy a okamžité objemové vlhkosti byla pořízena vlastním terénním průzkumem. K popisu hydrologických poměrů ve vrchovišti byla využita hodinová data o hladině podzemní vody ve třech typech porostů, tj. ve flarku, trávníku a kleči, získaná monitoringem Botanického ústavu Akademie věd v Českých Budějovicích. Zjištění závislosti povrchového odtoku z vrchoviště na hladině podzemní vody bylo provedeno s použitím řady hodinových dat o výšce hladiny, resp. průtoku, v závěrovém profilu studovaného povodí, kde je instalováno ultrazvukové hladinoměrné zařízení Přírodovědecké fakulty UK v Praze. Řada průtoků v časovém kroku 10 minut byla statisticky zpracována dle ČSN (1997) pro další statistické analýzy. Výše uvedená data byla dána do souvislosti s daty o úhrnu srážek z automatického člunkového srážkoměru lokalizovaného v centrální části vrchoviště. Pro výzkum bylo zvoleno vegetační období roku 2010 vzhledem k faktu, že v tomto roce byla k dispozici nejúplnější řada porovnávaných dat.

3.2. Použité metody

Retenční potenciál půd je zkoumán celou řadou metod. Jednou z nejpoužívanějších je měření pomocí neutronové metody, metoda retenčních křivek (Šanda 1998), měření změny izotopů prvků ve vodě po průchodu půdou (Zhang a kol. 2011) a další techniky. Gravimetrická metoda, která byla použita v tomto příspěvku, má ale stále řadu výhod. Nejdůležitější věcí je jednoduchost této metody. Jejím využitím je možné podchytit více anomálií a větší plochu. Rovněž není tak časově náročná a její pomocí lze hodnotit více faktorů najednou (typ půdy, vegetace atd.). Navíc poskytuje v mnoha případech přesnější výsledky. U tématu retenční schopnosti půdy je zásadní zjištění pórovitost půdy. Standardní výpočet se opírá o jednoduchý princip podílu celkového objemu vzorku a objemu pevné složky. Měření pórovitosti půdy ovšem nemusí přesně určit objem pórů schopných pojmout vodu, v nasycené půdě může být uzavřený půdní vzduch aj. Proto byla vybrána metoda měření plné vodní kapacity.

Retenční schopnost jednotlivých částí vrchoviště byla porovnána s hladinou podzemní vody. Mezi hladinou podzemní vody ve vrchovišti a povrchovým odtokem z vrchoviště byla posuzována závislost vzhledem k dalším faktorům, jako je úhrn srážek apod.

Plná vodní kapacita (P) představuje objem kapilárních a nekapilárních pórů zaplněných vodou vyjádřený v procentech k celkovému objemu půdy. Měření bylo provedeno gravimetrickou metodou pomocí Kopeckého válečků. Vzorky byly odebrány z horizontů *A* a *B* v hloubkách přibližně 10 a 20 cm. Tam, kde byl *A* horizont slabý nebo naopak *Oh* hlubší než 10 cm, byl odebrán i *Oh* horizont.

Okamžitá hmotnostní vlhkost zeminy (OHV) byla měřena opět gravimetrickou metodou, a to pomocí rozdílu hmotnosti aktuálně odebraného vzorku a vzorku vysušeného. Výsledná hodnota pak odpovídá hmotnosti vody (g) na hmotnost sušiny (g), tedy (g/g), popřípadě (ml/g), nebo v procentuálním vyjádření (%; Suchara 2007).

Okamžitá objemová vlhkost (OOV) – jedná se o podobné vyjádření vlhkosti jako u hmotnostní vlhkosti s tím, že množství vody se nevztahuje na hmotnost půdy, ale na objem půdy, tedy g(ml)/cm³. Vyjádřit ji lze rovněž procentuálně (%; Suchara 2007).

Stanovení velikosti retence vody v půdě je jedním z klíčových výsledků tohoto článku. Z celkové plochy a jednotlivých hloubek ve vrchovišti je vypočten objem celého půdního pokryvu bez *C* horizontu, tedy objem *A* horizontu (případně *Oh* + *A*) a *B* horizontu (případně *E* + *B*, *B/C*). Od hodnot těchto objemů se pak odečte skeletovitost (–) a efektivní pórovitost (–). Tím byl vypočten objem potenciálních volných pórů v celém výzkumném povodí.

Nejprve byla vypočtena hodnota retence jednotlivých půdních horizontů (mm), tedy: hloubka horizontu (*H*) násobena plnou vodní kapacitou (*P*) a doplňkem skeletovitosti (*S*) do hodnoty 1.

$$R_A = H \times P \times (1 - S)$$

Retence v jednotlivých horizontech byla pak sečtena. Jak již bylo zmíněno, u některých sond byla přičtena i retence nadložního horizontu. Do tohoto objemu není započítána aktuální vlhkost, která se v době měření nedostala pod 60 %. Pomocí interpolačních metod pak byla vypočtena průměrná retence v celém povodí. Byly použity tři interpolační metody (IDW, Kriging, Spline)

a výpočet pomocí Thiessenových polygonů. Každá metoda podléhá jinému algoritmu výpočtu.

Monitoring hladiny podzemní vody a odtoku z vrchoviště – monitoring hladiny podzemní vody, resp. vodního stavu v závěrovém profilu experimentálního povodí, je založen na systému automatických měřících zařízení od firmy Fiedler-Mágr. Sestava je složena z řídicí a registrační jednotky typu M4016 a ultrazvukového snímače s připojením příslušného měřicího kanálu (Česák a kol. 2008). Přístroje provádějí kontinuální měření v intervalu 30 minut (hladina podzemní vody ve vrchovišti), resp. 10 minut (výška hladiny toku) s přesností na 1 mm. Sledování meteorologických prvků včetně úhrnu srážek je založeno na stejném systému.

4. Výsledky

4.1. Charakteristika půdních typů

Během výzkumu bylo v celém studovaném povodí provedeno 17 sond, u 12 z nich byly odebrány vzorky. Dále bylo uskutečněno 6 sond v organozemí s různým stupněm rozložení. Nejčastěji byly zjištěny následující půdní typy: podzol, kryptopodzol a organozem. Spíše okrajově jsou zde zastoupeny stagno-gleje a gleje. Jednotlivé půdní typy jsou místy různě zrašelinělé. Z podtypů je nejčastější podtyp modální, zrašelinělý nebo rankerový. Výskyt jednotlivých typů půd je ovlivněn nejvíce vegetací, expozicí a hloubkou podzemní vody. Vegetace ovlivňuje míru podzolizace. V místech se zdravým smrkovým lesem byl nejčastěji určen podzol, zatímco v mrtvém nebo smíšeném lese nebo holině se spíše nacházel kryptopodzol. To ovlivňoval ještě faktor expozice, přičemž jižní svahy mají velkou příměs listnatých stromů (především buků). Podzemní voda ovlivňuje charakter půdy v blízkosti toků nebo vrchovišť.

Hloubky půdy se pohybovaly okolo 50–60 cm, mělké sondy pak mezi 30 a 40 cm díky skeletovitosti nebo hladině podzemní vody. Specifickým případem je vrchoviště, kdy hloubka několikanásobně překročila místní průměr. Vzorky organozemí byly odebrány v typických příkladech jednotlivých typů, a sice na trávou nebo klečí porostlých vrchovištích se zřetelným typem organozemě fibrické, na přechodu mezi vrchovišti s organozemí saprickou a na otevřených partiích mezi vrchovišti. Při zjišťování hloubek organozemí se poté určil typ organozemě a byla mu přiřazena průměrná plná vodní kapacita naměřená na tomto subtypu.

Celková plocha organozemí v povodí je 0,87 km², což představuje více než 23 % z celého území. Pokud by mezi ně byly započteny i půdy zrašelinělé, zabírala by plocha odhadem přes 30 % území. Organozem fibrická (největší plocha) zabírá cca 14 % území.

4.2. Plná vodní kapacita (P)

Hodnoty *P* se pohybovaly v rozmezí cca 40–80 %, přičemž nejvyšší hodnoty vykazovaly vzorky převážně nadložního humusu. Vzorky organozemí vykazovaly hodnoty ještě vyšší (až 93 %). Důvodem může být i mírná bobtnavost

tohoto typu. Nejmenší hodnoty byly naměřeny ve hlubších nebo oglejených horizontech. Ovšem vlivem vysoké hladiny podzemní vody mají zdejší glejové půdy celkovou vysokou plnou vodní kapacitu proto, že mají mocný zrašelinělý A horizont a nadložní humus. Podrobnější statistika hodnot plné vodní kapacity je uvedena v tabulkách 1 a 2. Plná vodní kapacita obvykle s hloubkou klesá, ale byly odebrány i vzorky s vyšší hodnotou ve spodním horizontu. Tento jev může být vysvětlen vznikem tzv. škraloupu, tedy méně propustné vrstvy (Kutílek 1978; Rouseva, Torri, Pagliai 2002). Další možnou příčinou může být pedoturbace.

Plná vodní kapacita klesá s rostoucí intenzitou rozkladu ($POR_f > POR_h$). Čím větší je příměs minerální složky, tím klesá velikost pórů (Walczak, Rovdan, Witkowska-Walczak 2002).

4.3. Aktuální vlhkost

Aktuální vlhkost je důležitým faktorem při retenci vody. Jelikož byly odběry vzorků uskutečněny pouze v několika dnech během vegetační sezóny, nelze závěr měření nijak zobecnit. Aktuální vlhkost se během měření pohybovala mezi 57 a 97 %. Nejvyšší hodnoty byly naměřeny v gleji s vysokou hladinou podzemní vody. V tabulce 3 je zobrazena základní statistika okamžité hmotnostní vlhkosti (OHV), objemové hmotnosti (OOV) a aktuální vlhkosti (počítáno z P) v experimentálním povodí. Průměrná hodnota aktuální vlhkosti je 80 %.

Tab. 1 – Charakteristika hodnot plné vodní kapacity (v %) ve studovaném povodí bez organozemí

Ukazatel	Hodnota
Maximum	93,7
Minimum	41,4
Průměr	70
Směrodatná odchylka	18,4

Tab. 2 – Plná vodní kapacita (v %) jednotlivých kategorií organozemě použitých ve výpočtu

	OR _f	OR _{s/h}	OR _{h/RN}
P	95,1	93,8	90,4

Tab. 3 – Charakteristiky půdní vlhkosti ve studovaném povodí

Ukazatel	OHV (ml/g)	OOV (ml/cm ³)	Θ (%)
Maximum	13,81	0,95	95
Minimum	0,59	0,51	57
Průměr	3,59	0,71	83,3
Průměr (-10 %)	2,97	0,70	85

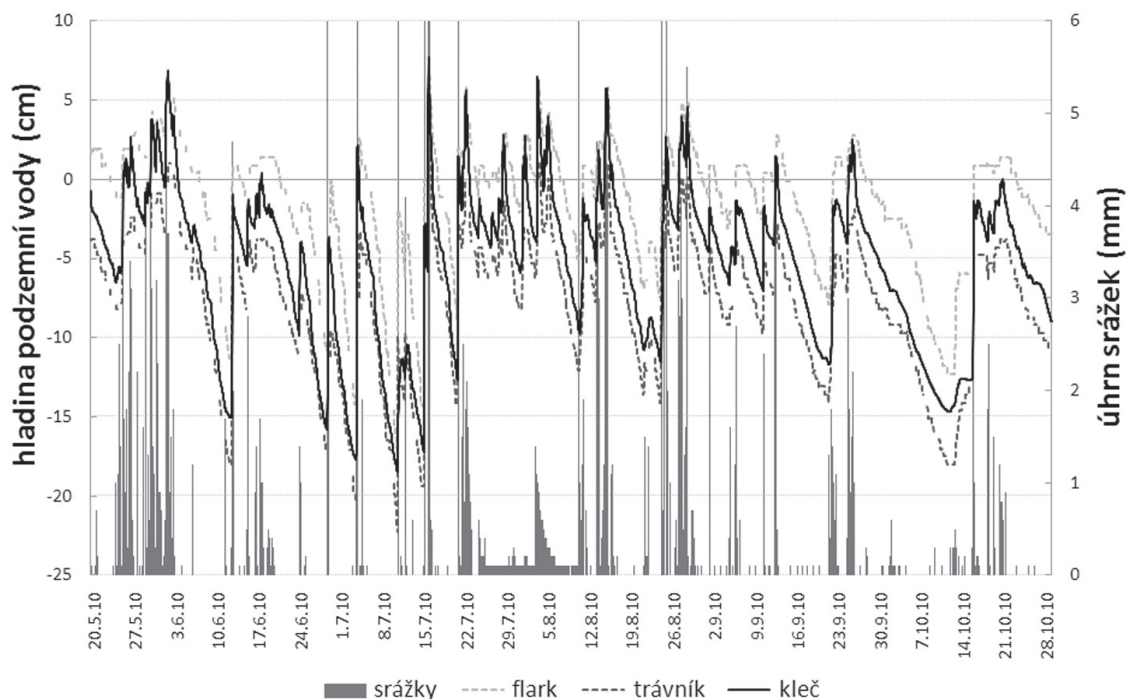
Pozn.: OHV – okamžitá hmotnostní vlhkost, OOV – okamžitá objemová vlhkost, Θ – aktuální vlhkost

Vysoké hodnoty způsobují vzorky organozemě, které mají hodnoty okamžité hmotnostní vlhkosti několikanásobně vyšší. Organozem má ze všech půd nejmenší objemovou hmotnost, proto je poměr hmotnosti vody a sušiny velmi vysoký. Vzorky půdy mohly být ovlivněny různými faktory, především ale faktem, že byly odebrány za různého počasí a odběru předcházelo různě dlouhé a různě srážkově dotované období. Ke zjištění dynamiky půdní vlhkosti během roku nebylo získáno dostatek hodnot, proto je v ostatních šetřeních odkazováno spíše na průměrnou vlhkost.

4.4. Hladina podzemní vody ve vrchovišti (HPV)

Hladina podzemní vody má v řadě typů rašelinišť výraznou sezónní i meziroční dynamiku. Relativně stabilní hladina bývá jen na rašeliništích sycených pramennou nebo artézskou vodou. Naopak vrchoviště a zalesněná vrchoviště závislá pouze na dotaci srážkovou vodou vykazují během letních přísušků typický, výrazný pokles HPV. V zimních měsících dochází k akumulaci pevných srážek na povrchu rašeliniště, které je zpravidla zamrzlé. Přesto voda nezamrznuté části stále odtéká, a tak můžeme pozorovat mírný pokles hladiny během jarního tání (Kučerová, Kučera, Hájek 2009).

Dynamika hloubky hladiny podzemní vody během vegetační sezóny je značná a na změně se projeví i menší srážka (obr. 2). Rychlost poklesu hladiny může dosahovat 2 až 3 cm za den. Reakce rašeliniště na srážky je velmi rychlá. Hladina podzemní vody se začíná zvyšovat téměř bezprostředně po výraznější srážce. Pro neúplnost dat zde nejsou uvedeny teploty vzduchu, ale i tak je dobře patrný rychlejší pokles v letních měsících než v měsících zimních.



Obr. 2 – Hladina podzemní vody a množství srážek v roce 2010. Zdroj: Kučerová, Kučera, Hájek (2009) a PřF UK v Praze.

Monitoring hladiny podzemní vody v rašeliništi byl prováděn na třech místech na různém typu vegetačního pokryvu – trávník, borovice kleč, flark (malá podlouhlá prohlubeň občasně zatopená vodou). V roce 2010 neklesla hladina níže než 20 cm pod povrch, ovšem během čtyřletého měření byla zjištěna nejnižší hodnota 37,8 pod povrchem, a sice v suchopýrovém trávníku. Střední hodnota hladiny podzemní vody se pohybovala mezi 4 a 10 cm (Kučerová, Kučera, Hájek 2009).

Flarky představují v rámci celého vrchoviště místa s nejvyšší průměrnou hladinou podzemní vody. Nejnižší průměrnou hladinu podzemní vody vykazují místa porostlá trávnikem, mezi těmito hladinami se nachází hladina podzemní vody v místech s porostem borovicí kleč. Ke zjištění hloubky půdního profilu, tedy u organozemě do hladiny podzemní vody, byla jako dno považována minimální naměřená (–37,8 cm) a průměrná (–10,7 cm) hladina, měřeno ve vegetačním povrchu – trávník (suchopýr), a vztaženo na organozem fibrickou a saprickou. U organozemě humolinové nebyla během měření hladiny podzemní vody nalezena, a proto byl za dno půdního profilu považován C horizont. V některých případech se u humolinové organozemě při přechodu ke gleji hladina podzemní vody vyskytovala velmi vysoko. Stanovení hladiny během jednodenního měření je však velice obtížné, neboť sonda se může zaplnit vodou až po několika hodinách. Proto se při výpočtu využívá také minimální hloubka.

Počet dnů, ve kterých se hladina podzemní vody vyskytovala výše než průměr, zřetelně překračuje počet dnů pod průměrem. Nejčastěji se vyskytující hodnotou za celou dobu měření byla hodnota –6,1 cm. Jestliže je průměrná hodnota kolem –10 cm pod povrchem, je téměř $\frac{3}{4}$ vegetační doby nadprůměrná. Logicky pak ztrácí schopnost vyrovnání srážek do průtoků.

Organozemě disponují největší pórovitostí ze všech typů půd, ale nemají nejrychlejší úbytek vody. Z toho lze usuzovat, že i maximální kapilární kapacita bude vyšší, než je tomu u organominerálních půd. Zřejmě díky tomu se hladina vody ve vrchovišti pohybuje takto vysoko a zároveň kopíruje vyklenutý povrch vrchoviště. Pokud hladina podzemní vody dosáhne povrchu, vznikne na vrchovišti povrchový odtok. Ten dokazuje i množství stružek mezi jezírky (flarky), místy i v kleči.

4.5. Retence vody v půdě

Pro interpolaci a extrapolaci dat je v současné době nejvíce využíváno statistických programů a nástrojů GIS, které umožňují aplikaci celé řady geostatistických metod (Kraus 2007; Dorninger, Schneider, Steinacker 2008). Pro výpočet retence vody půdou ve studovaném povodí byly vybrány interpolační metody IDW, Kriging a Spline, a navíc výpočet pomocí Thiessenových polygonů. Výsledkem je maximální hodnota srážky, kterou je možné v jeden okamžik absorbovat půdními póry až k rozhraní B a C horizontu. Hodnoty srážek potenciálně zachycených půdou v povodí jsou zobrazeny v tabulce 4.

Sondám v organozemi byl přiřazen vypočtený průměr pro daný subtyp. Je patrné, že největší vliv na retenci má hladina podzemní vody. Výpočet je jednodušší než u ostatních typů půd, protože se nemusí uvažovat skeletovitost. Hloubka byla vynásobena průměrnou plnou vodní kapacitou pro určitý subtyp organozemě. Data jsou limitována převzatými daty o hodnotě podzemní vody ve vrchovišti.

Tab. 4 – Průměrná hodnota retence vody (v mm; bez aktuální vlhkosti)

	Průměrná retence srážek (v mm)				Celková retence v povodí (v m ³)			
	IDW	KRIGING	SPLINE	TH. P	IDW	KRIGING	SPLINE	TH. P
Rokytká (p)	138,1	144,5	149,4	141,6	522 018	546 210	564 732	535 248
Rokytká (m)	267	231	213,1	234,6	1 009 260	873 180	805 518	884 520

Pozn.: (p) – průměrná hloubka hladiny podzemní vody ve vrchovišti v organozemi, (m) – minimální hloubka hladiny podzemní vody ve vrchovišti v organozemi

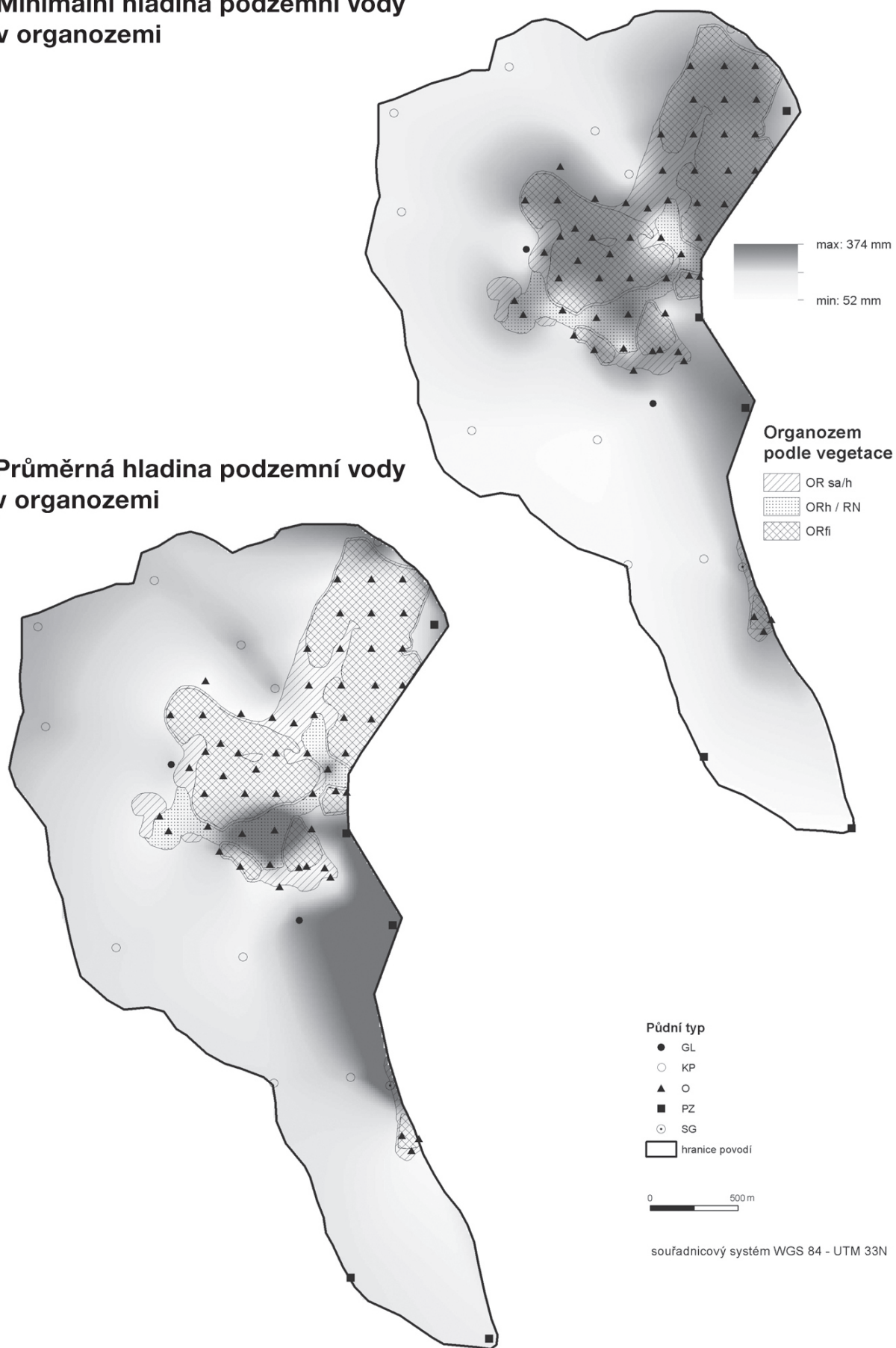
Hodnoty z povodí jsou rozděleny podle hladiny podzemní vody. Při výpočtu hodnot „*P prům.*“ se uvažuje průměrná naměřená hloubka hladiny podzemní vody, u dat „*P max.*“ potom minimální naměřená hloubka hladiny podzemní vody. Celkové množství potenciálně zadržené vody (mm) je zobrazeno v tabulce 4. Hladina podzemní vody v organozemi hraje zásadní úlohu v retenčním potenciálu povodí. Rozdíl minimální a průměrné hladiny podzemní vody vytvoří zásobu kolem 30 % z celého retenčního potenciálu povodí. Vzhledem k významné citlivosti dynamiky hladiny podzemní vody na příčinný úhrn srážek jsou i hodnoty retence vody v půdě značně proměnlivé v čase a závislé na srážkách.

Mapy na obrázku 3 zobrazují výsledky zadržení srážek při aplikaci jednotlivých interpolačních metod. Při využití metody IDW a Kriging se dobře projevil vliv vrchoviště a podzemní vody v něm. Při nejmenší dosud naměřené hladiny podzemní vody se retence celého povodí zvýší téměř dvojnásobně oproti jejímu průměrnému stavu. Při průměrné hladině tvoří vrchoviště jednu z nejmenších retenčních ploch v povodí Rokytky. Hodnoty retence přímo ovlivňuje pórovitost, skeletovitost a hloubka půdního profilu. Nejlepší kombinací je tedy hluboká půda s mocným A horizontem bez hrubého skeletu. Tyto parametry nejlépe splňuje organozem, ovšem bez hladiny podzemní vody. Druhou nejlepší retenci v povodí vykazuje kryptopodzol ve zdravém jehličnatém lese s mocným nadložním humusem a A horizontem s výraznou pedoturbací. Nejmenší retenční schopnost mají (pokud nebudeme uvažovat plně zatopenou organozem nebo glej) rankery nebo půdní typy na rozvodí s holinami nebo v místech s velkým sklonem. Tyto půdy mají obvykle tenký nadložní humus a A horizont a jsou velmi skeletovité.

Hranice výskytu organozemí byla stanovena terénním průzkumem na základě výskytu borovice rašelinné – někdy kleč (saprická/humolinová), suchopýru (fibrická) a v místech někdejší akumulární nádrže (tzv. klauzy; *RN/ORh*). Rovněž lze jednotlivé vegetaci přiřadit i různou průměrnou hladinu podzemní vody, protože citlivě reaguje na její dlouhodobou hloubku (Whittington et al. 2007). Pro vykreslení hodnoty retence vody se jeví jako nejvhodnější interpolační metodou metoda Kriging. Ta nejlépe vystihuje rozložení retence vody v povodí i přesto, že byly sondy nepravidelně rozmístěné. Nejméně vhodnou metodou se jeví metoda Spline. Nejenže má největší rozptyl v hodnotách, ale hodnoty jsou rovněž nelogicky rozmístěné. Metoda pomocí Thiessenových polygonů je pouze orientační a graficky nepřesná. Má nejjednodušší výpočet a lze ji použít pouze k porovnání s ostatními metodami. Při aplikaci všech interpolačních metod bylo použito stejné hodnotové měřítko potenciální retence srážek, čímž se jednotlivé interpolační techniky dají srovnat. Nevýhodou je malý vizuální rozdíl v hodnotách u metod IDW a Kriging.

Minimální hladina podzemní vody v organozemi

Průměrná hladina podzemní vody v organozemi



Obr. 3 – Mapy retence srážek půdou v povodí Rokytky s využitím interpolační metody Kriging

Tab. 5 – Retence srážek organozemí (bez aktuální vlhkosti)

Typ půdy	Typ vegetace	$P_{\text{prům.}}$ (mm)	$P_{\text{max.}}$ (mm)
ORf	trávník	101	359
ORf/m	kleč	100	354
ORs/h (ORh)	různé	96	341

Pozn.: $P_{\text{prům.}}$ – průměrná plná vodní kapacita, $P_{\text{max.}}$ – maximální plná vodní kapacita

Retenční potenciál studovaného povodí je oproti běžným krajinným typům v Česku dosti různorodý. Literatura uvádí, že krajina v našich podmínkách je schopna pojmout až 400 mm vody, průměrně 40–90 mm (Tesař, Šír, Zelenková 2004; Lichner, Šír, Tesař 2004). Fyzikální vysvětlení potenciální retence je uváděno v metodě CN křivek (NRCS 1972). Měření byla ale často prováděna v hospodářsky využívaných lesích v podhůří nebo na loukách a polích. Bohužel se ale v literatuře neuvádí, zdali je v tomto čísle zahrnuta hodnota půdní vlhkosti. U maximální hodnoty 400 mm zřejmě nikoliv. Vstupní data pro povodí Rokytky byla reprezentována dvěma skupinami s odlišnou hladinou podzemní vody v organozemi. Při použití průměrné hladiny podzemní vody tvoří vrchoviště (organozem) plochu s nejmenším retenčním potenciálem, hodnoty retence jsou podobné těm, které se vyskytují u mělkých půd. Průměrné hodnoty retence v povodí se vyskytovaly kolem 140 mm bez započtení aktuální vlhkosti. Při uvažování nejnižší hladiny podzemní vody vrchoviště představuje velký retenční potenciál v rámci celého povodí. Průměrná hodnota se pohybuje mezi 230 a 267 mm, což je o téměř 40 % větší hodnota než u povodí s průměrným stavem, při $\frac{1}{4}$ ploše organozemě z celého území Rokytky. Jelikož se ale hladina podzemní vody pohybuje $\frac{3}{4}$ vegetační doby výše než je průměrná hodnota, představuje organozem nejméně retenční plochu v celém povodí. Při připočtení aktuální vlhkosti (kolem 80 %) se organozem v těchto podmínkách prezentuje jako „přechod mezi půdou a pevným povrchem“.

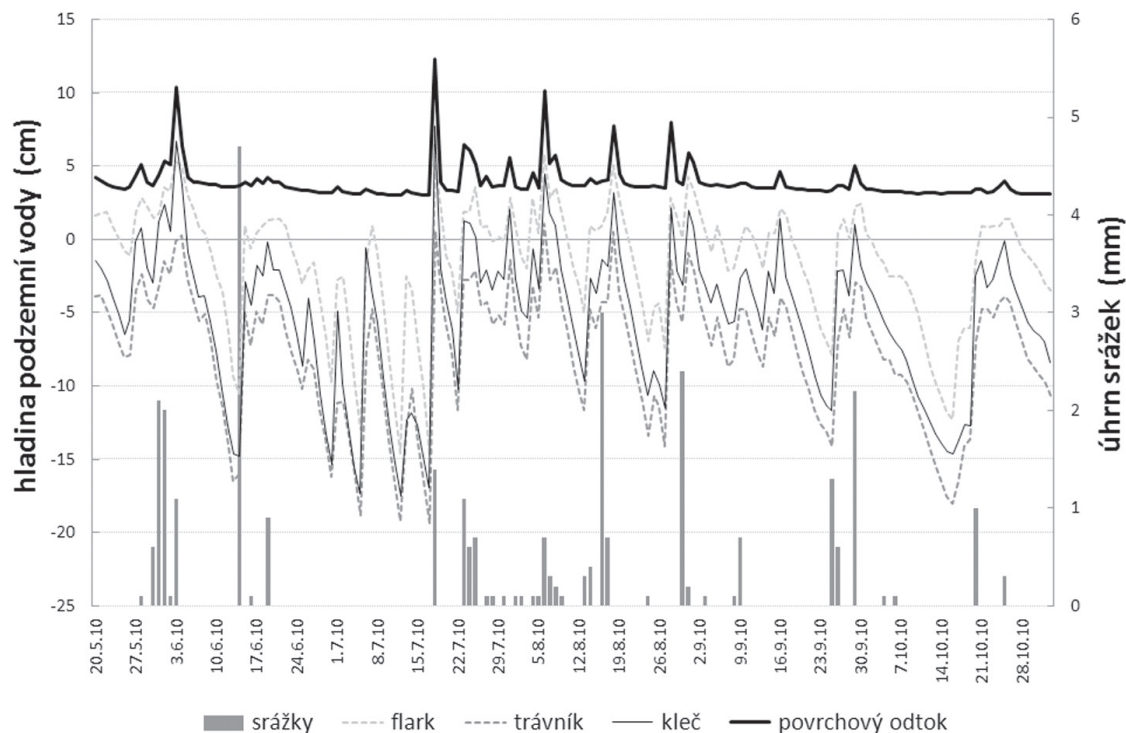
Pro praktické vyjádření je nutné od hodnoty retence odečíst hodnotu aktuální vlhkosti. Je diskutabilní, zdali bylo měření aktuální vlhkosti v povodí dostatečné. Její hodnoty se při odběrech pohybovaly od 60 do 97 %, průměrně pak kolem 80 %. Při nejmenší vlhkosti zadrží povodí kolem 56 mm, při nejnižší hladině podzemní vody kolem 95 mm. Nejnižší hodnoty hladiny podzemní vody byly zaznamenány v době s nejnižší půdní vlhkostí. S uvážením 60% vlhkosti činí hodnota retenčního potenciálu povodí při průměrné hladině podzemní vody 208 000 m³, při minimální hladině podzemní vody pak 403 000 m³. Dvojnásobnou hodnotu retence má organozem pouze v době beze srážek. Tu ovšem může ztratit během jednoho až dvou dnů.

4.6. Povrchový odtok z vrchoviště

Předchozí výzkum spočívající mimo jiné v podrobných analýzách vzestupných a sestupných fází povrchového odtoku během extrémních odtokových epizod potvrdil velmi významnou frekvenci kulminačních průtoků v závěrovém profilu studovaného povodí a krátkou reakci odtoku na příčinný úhrn srážek. Variabilita průtoků v tomto profilu byla takto popsána jako značná a retenční potenciál

na podkladě dostupných dat jako nevýznamný (Janský, Kocum 2008; Čurda, Janský, Kocum 2011). Pro korektní prezentaci výstupů byl hydrologický monitoring doplněn o hydrochemický a geochemický přístup za účelem zpřesnění separace odtokových fází pomocí aniontové defice. Výsledky tohoto šetření potvrdily výše uvedené poznatky, a sice že existence rašeliništních komplexů v povodí toku představuje negativní prvek pro jeho odtokové poměry. Na základě bilance izotopů kyslíku bylo zjištěno, že dotace povrchových toků vodou z horských vrchovišť je téměř zanedbatelná, pohybující se maximálně okolo 10 % mimo zimní sezónu. V zimních měsících je příspěvek vody z vrchoviště nulový a odtok je tvořen výhradně přítoky, potažmo podzemní vodou. Rašeliništní plochy v povodí tedy významně hydraulicky nekomunikují s povrchovými toky a jejich hydrologická funkce je v konkrétním území pramenné oblasti Otavy nevýznamná (Kocum, Janský 2009). S hydrografickou sítí začínají tyto plochy významně komunikovat až po svém plném nasycení v případech extrémních srážek.

Detailní popis hydrologické bilance horského vrchoviště byl proveden na základě dat o výšce hladiny Rokytky v závěrovém profilu studovaného povodí, získaných kontinuálním monitoringem během vegetačního období roku 2010. Porovnáním hodinových časových řad úhrnu srážek, hladiny podzemní vody v jednotlivých částech vrchoviště (flark, trávník, vrchoviště) a výšky hladiny toku v závěrovém profilu zájmového povodí byla rovněž zjištěna a popsána hydraulická komunikace vrchoviště s povrchovým odtokem. Míra závislosti dynamiky povrchového odtoku z vrchoviště na hladině podzemní vody poukazuje rovněž na schopnost rašelinného ložiska v tomto povodí pojmout srážkové úhrny. Touto analýzou byly opět potvrzeny výše uvedené poznatky.

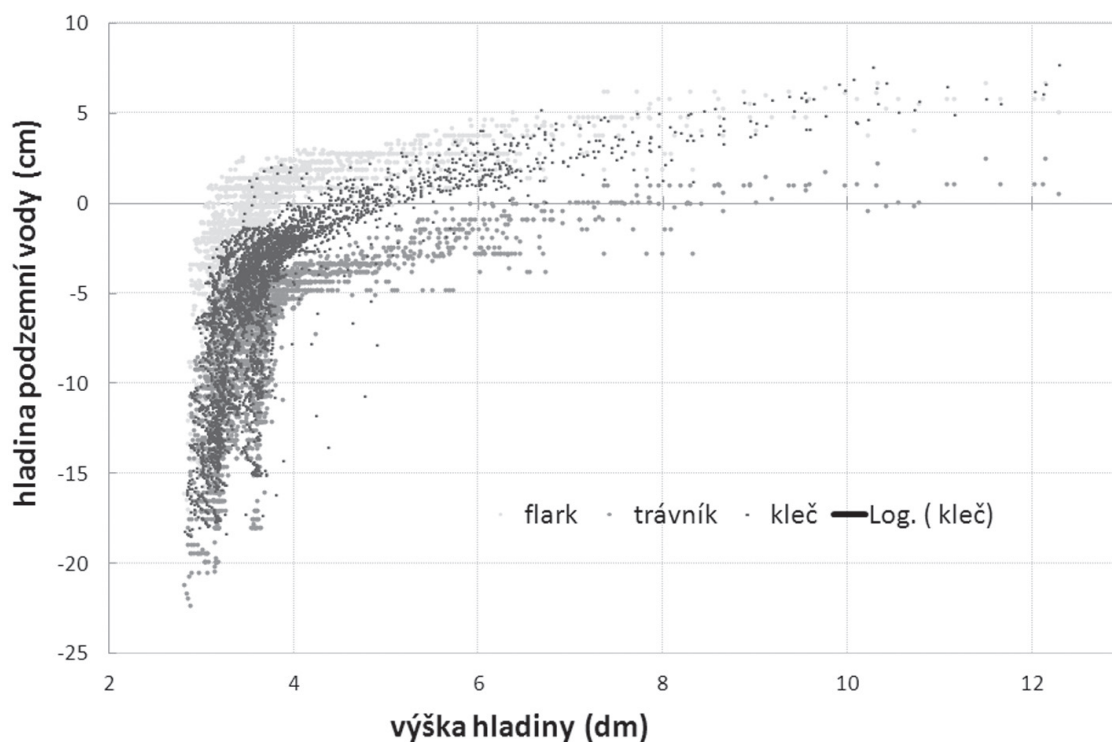


Obr. 4 – Vývoj hladiny podzemní vody v různých částech vrchoviště a hladiny povrchového odtoku v závislosti na příčinném úhrnu srážek. Zdroj: Kučerová, Kučera, Hájek (2009) a PřF UK v Praze.

Na obrázku 4 je znázorněno porovnání vývoje hladiny podzemní vody ve vrchovišti a hladiny povrchového odtoku z něj v závislosti na příčinném úhrnu srážek. Graf jednoznačně poukazuje vzhledem k minimálnímu časovému posunu odpovídajících si hodnot na velmi zanedbatelnou schopnost vrchovištního komplexu pojmout významné úhrny srážek. Hladina podzemní vody ve vrchovišti přitom logicky vykazuje mnohem menší rozkolísanost než výška hladiny v závěrovém profilu povodí. Během bezesrážkového období hladina podzemní vody v rašeliništi postupně klesá a při příčinné srážce velmi výrazně stoupne. Reakce povrchového odtoku je ale samozřejmě ještě výraznější. Z obrázku 5 je pak zřetelná velmi těsná závislost povrchového odtoku z vrchoviště, resp. výšky hladiny Rokytky v závěrovém profilu studovaného povodí, na HPV v různých částech vrchoviště.

5. Diskuze a závěry

Organozemě mají z hlediska pedologického zcela zásadní vliv na retenční potenciál v krajině. Toto zjištění vyplývá mimo jiné z výzkumu v rámci experimentálního povodí Rokytky v pramenné oblasti Otavy na Šumavě, kde je vliv půdního pokryvu typu organozemí na celkovou retenci území velmi patrný. Uvedené poznatky byly zjištěny na podkladě několikaletého výzkumu s využitím hydrologického, hydrochemického a pedohydrologického přístupu. Výskyt organozemí výrazně podporuje rozkolísanost průtoků v tocích, které jednotlivá vrchoviště drénují. V obdobích s nízkou hladinou podzemní vody ve vrchovišti představuje jejich existence v povodí značný retenční potenciál krajiny. Ovšem



Obr. 5 – Závislost výšky hladiny povrchového odtoku na hladině podzemní vody v různých částech vrchoviště. Zdroj: Kučerová, Kučera, Hájek (2009) a PřF UK v Praze.

už průměrné a nejčastější hodnoty hladiny podzemní vody vytváří z vrchoviště plochu s nejmenší retenční schopností v povodí.

Retenční kapacitu povodí je možné měřit několika způsoby. Hlavní důraz kladou hydroopedologové zpravidla na výpočet pomocí retenčních křivek. Tato metoda však vyžaduje patřičnou laboratorní výbavu a finanční možnosti. I proto je stále celkem hojně využívána tzv. gravimetrická metoda. Její aplikací není sice možné popsat procesy v půdě stejně detailně, jako to umí moderní metody, ale při porovnání výsledků dosažených v rámci našeho výzkumu s výsledky zjištěnými moderními přístupy bylo dosaženo obdobných závěrů.

Přímé faktory, které ovlivňují celkovou retenci vody, jsou měřitelné. Jedná se o hloubku půdy, pórovitost nebo plnou vodní kapacitu a skeletovitost. Ostatní faktory tvoří komplex různě velkých sil, které více či méně ovlivňují zmíněné parametry. V případě faktorů jako je vegetace nebo sklon nelze jednoznačně prokázat přímý vliv, protože obě tyto složky se vzájemně ovlivňují. Vliv vegetace a sklonu na retenci vody je nesporný, ale nelze jednoznačně konstatovat, že čím větší je sklon, tím menší je retence, a vegetační kryt je nutno zhodnotit u každé sondy zvlášť. Obě složky se navíc mohou vzájemně rušit. Faktorů ovlivňujících retenci vody v krajině je ale celá řada. Rovněž byly vytvořeny metodiky na zatřídění půd podle retenčních vlastností (Schmocker-Fackel, Naef, Scherrer 2007).

Negativní retenční vlastnost organozemí se teoreticky může změnit. V literatuře lze dohledat řadu pozitivních i negativních příkladů vlivu existence tohoto typu půd na hydrologický režim (Vlček 2008). Tyto proti sobě jdoucí pozorování se však dají sjednotit. Když bylo vrchoviště odvodněno, snížila se podle zjištění rozkolísanost průtoků, ovšem sukcesí vrchoviště za určitou dobu zaniklo. Pokud by byla hladina podzemní vody cíleně regulována a snižována v době potřeby, mohl by být retenční potenciál vrchoviště využit, aniž by byla ohrožena samotná jeho existence. Pravidelné výkyvy hladiny podzemní vody ve vrchovišti jsou přirozenými součástmi jeho vývoje.

Detailním porovnáním výstupů z hladinoměrných zařízení ve vrchovišti s odpovídajícími daty o vývoji průtoků v závěrovém profilu povodí byl zjištěn jejich minimální časový posun. Tento fakt poukazuje na zanedbatelnou schopnost vrchovištního komplexu pojmout významné úhrny srážek a minimální hydraulickou komunikaci mezi vrchovištním komplexem a drénujícím tokem. Negativní charakter vrchoviště je z tohoto hlediska zřejmý. Hladina podzemní vody ve všech částech studovaného vrchoviště vykazuje mnohem menší variabilitu než výška hladiny v závěrovém profilu povodí, přičemž byl sledován pozvolný pokles hladiny podzemní vody během období bez srážek. Bohužel nebyla vzhledem k nefunkčnosti měřících sestav v zimním období k dispozici data z piezometrů po celý rok, a proto nebyl detailně studován vliv sněhové pokrývky na hydrologický režim ve vrchovišti. Vzestup hladiny podzemní vody v závislosti na příčinné srážce je velmi markantní, ale reakce povrchového odtoku je samozřejmě ještě výraznější. Porovnáním dat o hladině podzemní vody a výšce hladiny v povrchovém toku byla zjištěna velmi těsná závislost povrchového odtoku z vrchoviště, resp. výšky hladiny Rokytky v závěrovém profilu studovaného povodí, na hladinu podzemní vody v různých částech vrchoviště.

Literatura:

- BAIRD, A. J. (1997): Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat. *Hydrological Processes* 11, s. 287–95.
- BUFKOVÁ, I. (2009): Ochrana rašelinišť na Šumavě: aneb byly Rokytecké slatě první? In: Černý, D., Dvořák, L. (eds.): *Weitfällerské slatě. Sborník výzkumu na Šumavě, 2. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk.*
- BURKE, W. (1967): Principles of drainage with special reference to peat. *Irish Forestry*, 24, s. 1–7.
- CONWAY, V. M., MILLAR, A. (1960): The hydrology of some small peat-covered catchments in the northern Pennines. *Journal of the Institute of Water Engineers* 14, s. 415–424.
- ČABOUN, V. MINDÁŠ, J. (2011): Vodohospodářské účinky lesov na odtokové poměry a povodňové vlny. *Lesnický výzkumný ústav, Zvolen*, 10 s.
- ČESÁK J., KOCUM, J., KLIMENT, Z., JENÍČEK, M. (2008): Monitoring odtokového režimu v pramenných oblastech toků. In: Langhammer, J. (ed.): *Změny v krajině a povodňové riziko. Sborník příspěvků semináře Povodně a změny v krajině. PřF UK, Praha*, s. 80–85.
- ČHMÚ (2011): Roční zpráva o hydrometeorologické situaci v České republice. ČHMÚ, úsek Hydrologie, duben 2011.
- ČSN (1997). ČSN 75 1400 – Hydrologické údaje povrchových vod. Český normalizační institut.
- ČURDA, J., JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2011): Vliv fyzickogeografických faktorů na extremitu povodní v povodí Vydry. *Geografie*, 116, č. 3, s. 335–353.
- DORNINGER, M., SCHNEIDER, S., STEINACKER, R. (2008): On the interpolation of precipitation data over complex terrain. *Meteorological and Atmospheric Physics*, 101, s. 175–189.
- FERDA, J. (1960): Hydrologický význam horských vrchovištních rašelinišť. *Sborník ČSAZV – Lesnictví, Praha*, č. 10, s. 835–856.
- FERDA, J., HLADNÝ, J., BUBENÍČKOVÁ, L., PEŠEK, J. (1971): Odtokový režim a chemismus vod v povodí Horní Otavy se zaměřením na výskyt rašelinišť. *Sborník prací HMÚ, sv. 17. HMÚ, Praha*, s. 22–126.
- HOLDEN, J., BURT, T. P., COX, N. J. (2001): Macroporosity and infiltration in blanket peat: the implications of tension disc infiltrometer measurements. *Hydrological Processes*, 15, s. 289–303.
- HOLDEN, J., CHAPMAN, P. J., LABADZ, J. C. (2004): Artificial drainage of peatlands: hydrological and hydrochemical process and wetland restoration. *Progress in Physical Geography*, 28, č. 1, s. 95–123.
- HRUŠKA, J. et al. (1996): Role of organic solutes in the chemistry of acid-impacted bog waters of the western Czech Republic. *Water Resources Research*, 32, č. 9, s. 2841–2851.
- HRUŠKA, J., KOHLER, S., BISHOP, K. (1999): Buffering processes in a boreal dissolved organic carbon – rich stream during experimental acidification. *Environmental Pollution*, 106, č. 1, s. 55–65.
- JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2007): Retenční potenciál v pramenných oblastech toků. In: Langhammer, J. (ed.): *Povodně a změny v krajině. MŽP ČR a PřF UK, Praha*, s. 307–316.
- JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2008): Peat bogs influence on runoff process: case study of the Vydra and Křemelná River basins in the Šumava Mountains, southwestern Czechia. *Geografie*, 113, č. 4, s. 383–399.
- JELÍNEK, J. (2009): Akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Rokyky v hydrologických letech 2007 a 2008. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze. Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie a geoekologie, 85 s.
- KOCUM, J., JANSKÝ, B. (2009): Retence vody v pramenných oblastech Vydry a Křemelné – případová studie povodí Rokytky. In: Černý, D. a Dvořák, L. (eds.): *Weitfällerské slatě. Sborník referátů ze semináře 21. 1. 2009. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk*, s. 26–48.
- ČGÚ (1995): Půdní mapa ČR. Soubor geologických a účelových map 1:50 000. Český geologický ústav v Praze.
- KRAUS, J. (2007): Geostatistika jako prostorové modelování statistických jevů. *Statistika*, 6, s. 490–502.
- KUČEROVÁ, A., KUČERA, T., HÁJEK, T. (2009): Mikroklima a kolísání hladiny podzemní vody v centrální části Rokytecké slati. In: Černý, D., Dvořák, L.: *Weitfällerské slatě. Sborník z výzkumu na Šumavě, 2. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk.*

- KUTÍLEK, M. (1978): Vodohospodářská pedologie. SNTL, Praha, 295 s.
- LICHNER, L., ŠÍR, M., TESAŘ, M. (2004): Testování retenční schopnosti půd. Aktuality šumavského výzkumu, 2, s. 63–67 s.
- MCDONALD, A. (1973): Some views on the effects of peat drainage. *Scottish Forestry* 27, s. 315–27.
- MOKLYAK, V. I., KUBYSHKIN, G. P., KARKUTSIEV, G. N. (1975): The effect of drainage works on streamflow. *Hydrology of marsh-ridden areas, Proceedings of the Minsk symposium, June 1972. IAHS Studies and Reports in Hydrology, 19. Unesco Press, Paris, s. 439–46.*
- NOVÁK, M. (1955): Huminové vody ve vodách údolních nádrží. *Vodní hospodářství*, 5, č. 4, s. 127–128.
- NOVÁK, M. (1959): Výzkum kvality vody v údolní nádrži Lipno. *Vodní hospodářství*, 9, č. 9, s. 378–383.
- NP ŠUMAVA, www.npsumava.cz (20. 1. 2011).
- NRCS (1972): SCS National Engineering Handbook, Section 4, Soil Conservation Service, US Department of Agriculture, Washington, DC.
- OULEHLE, F., JANSKÝ, B. (2003): Limnologie a hydrochemismus v NPR Rejvíz. In.: Jezera České republiky (Současný stav geografického výzkumu). PřF UK, Praha, s. 93–108.
- ONDERÍKOVÁ, V., ŠTĚRBOVÁ, A. (1956): Príspevok k biologii a chemizmu Oravskej nádrže. *Vodní hospodářství*, 6, č. 2, s. 46–51.
- ROUSSEVA, S., TORRI, D., PAGLIAI, M. (2002): Effect of rain on the macroporosity at the soil surface. *European Journal of Soil Science*, 53, s. 83–94 s.
- SCHMOCKER-FACKEL, P., NAEF, F., SCHERRER, S. (2007): Identifying runoff processes on the plot and catchment scale. *Hydrology and Earth System Science*, 11, s. 891–906.
- SUCHARA, I. (2007): Praktikum vybraných ekologických metod. Karolinum, Praha, 134 s.
- SVOBODA, J. a kol. (1964): Regionální geologie ČSSR. Český masív. Nakladatelství České akademie věd, Praha, 380 s.
- ŠANDA, M. (1998): Proudění vody v půdním profilu na svahu horského povodí. *Doktorské disertační minimum. ČVUT, Praha. 12 s.*
- TESAŘ, M., ŠÍR, M., ZELENKOVÁ, E. (2004): Vliv vegetace na vodní a teplotní režim tří povodí ve vrcholové části Šumavy. *Aktuality Šumavského výzkumu*, č. 2, s. 84–88.
- VLČEK, L. (2008): Retence vody organozemí. *Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie a geoekologie, Praha. 41 s.*
- WALCZAK, R., ROVDAN, E., WITKOWSKA-WALCZAK, B. (2002): Water retention characteristics of peat and sand mixtures. *International Agrophysics*, 16, s. 161–165.
- WHITTINGTON, P. et al. (2007): The influence of peat volume change and vegetation on the. *Mires and Peat*, 2, s. 1–14.
- ZHANG, W. a kol. (2011): The impact of vegetation and soil on runoff regulation in headwater streams. *Catena*, 87, s. 182–189.

S u m m a r y

RETENTION POTENTIAL AND HYDROLOGICAL BALANCE OF A PEAT BOG: CASE STUDY OF ROKYTKA MOORS, OTAVA RIVER HEADWATERS, SW. CZECHIA

From a pedological perspective, organogenous soils have a decisive influence on the water retention potential of the landscape. This assertion results, among other sources, from research carried out in the catchment of the Rokytka Brook in the source location of the Otava River in Šumava Mts., where the influence of organogenous soils on the overall water retention capacity of the whole area is readily apparent. The presented findings come from a long-term research utilizing hydrobiological, hydrochemical a pedohydrological approaches.

The presence of organogenous soils induces discharge fluctuations in streams, which drain the involved peat bogs. During periods with low levels of underground water under the peat bogs, their existence represents a significant potential for water retention. However, average and most frequent levels of underground water already turn the peat bogs into areas with the lowest water retention capacity in the basin. There are several ways to measure the water

retention capacity of a drainage basin. Hydropedologists put most emphasis on calculations based on retention curves. This method, however, requires adequate lab equipment and financial resources. These are some of the reasons for the prevalent popularity of the so called "Gravimetric method". Its application cannot provide such detailed descriptions of the soil processes as modern methods can, but through comparison of our results with the data obtained through these modern methods, it became apparent that both approaches yielded similar results.

Factors affecting the overall retention of water most directly are quantifiable. These are soil depth, porosity/permeability or fullness of water capacity and characteristics of the soil skeleton. Other factors are composed of variably powerful forces, which to a greater or smaller degree influence the aforementioned parameters.

In the case of factors such as vegetation or slope angle, it is impossible to assert direct causation, because these components mutually influence each other. The impact of slope angle and vegetation on water retention is undeniable, but it is impossible to claim that greater angle implies smaller retention capacity and the vegetation cover must be judged case by case. In addition, each component can also distort the influence of the other. There is in fact a whole range of factors influencing the retention of water in a landscape. Subsequently, methodologies have been developed, which categorize soil types according to their water retention attributes (Schmocker-Fackel, Naef, Scherrer 2007). The negative character of organo-grounds in terms of water retention is theoretically subject to possible changes. Literature provides ample examples of both positive and negative influences of this soil type on the hydrological regime in an area (Vlček 2008). These seemingly contradictory observations can, however, be reconciled. When a peat bog had been drained the discharge fluctuations of local streams stabilised, but the bog eventually disappeared through succession. If the underground water levels were purposefully regulated and lowered at appropriate times, the water retention potential of a peat bog could be utilised without a threat to its continued existence. Regular fluctuations of underground water levels in a peat bog are a natural part of its normal evolution. A detailed observation of outputs from water-level sensors in a bog, together with appropriate data of water discharge at the final course of a catchment system revealed only a minimal time delay. This fact points towards a negligible capacity of peat bogs to contain significant quantities of rainfall and a minimal hydrological communication between a peat bog complex and the draining outflow. This makes the essentially negative character of peat bog rather apparent. The underground water levels in all parts of the examined bog exhibit a much smaller variability than surface water levels at the final course of its catchment, while gradual decrease in the underground water levels could be observed during periods without precipitation. Unfortunately, due to technical difficulties of the measuring equipment, the data from piezometers is not available for the winter season, wherefore the impact of snow cover on the hydrological regime of a peat bog could not be properly studied. The rise in underground water levels brought by significant rainfall is easily noticeable, the reaction of the surface outflow is even more pronounced. The comparison of data on underground water levels and water levels of the surface outflow revealed a strong contingency of the surface outflow from the peat bog, specifically, water levels of the Rokytká Brook in the final course of the studied catchment area, on the underground water levels in different parts of the peat bog.

Fig. 1 – Vydra and Křemelná River basins with the localization of CHMI measurement profiles and of automatic water level and precipitation gauges of Charles University in Prague, Faculty of Science. Closing profile represented by Otava River – Rejštejn. Accentuated is Rokytká Brook catchment. In legend: gauging station ČHMÚ, water level gauge Faculty of Science, Charles University in Prague, precipitation gauge Faculty of Science, Charles University in Prague, Cardinal water stream, ulterior stream, Vydra – Modrava catchment area, partial catchment area, experimental catchment area. Source: Kocum, Janský 2009.

Fig. 2 – Groundwater table and precipitation amount in 2010. Left – X Axis: underground water levels (cm), right: precipitation (mm). In legend: precipitation, flark, lawn, scrub. Source: Kučerová, Kučera, Hájek (2009) and Charles University in Prague, Faculty of Science.

- Fig. 3 – Maps of retention potential of the Rokytka Brook catchment using Kriging interpolation method. Minimal underground water table in organogenous soil. Average underground water table in the organogenous soil.
- Fig. 4 – Course of groundwater table in different parts of an upland bog and of draining stream water level in relation to causal precipitation amount. Left – X axis: underground water table (cm), right: precipitation (mm). In legend: precipitation, flark, lawn, scrub, surface outflow. Source: Kučerová, Kučera, Hájek (2009) and Charles University in Prague, Faculty of Science.
- Fig. 5 – Relation of draining stream water level to groundwater table in different parts of an upland bog. X axis: underground water table (cm), Y axis: surface table (dm). Source: Kučerová, Kučera, Hájek (2009) and Charles University in Prague, Faculty of Science.

Pracoviště autorů: Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie a geoekologie, Albertov 6, 128 43 Praha 2; e-mail: lukas.vlcek@natur.cuni.cz, kocum1@natur.cuni.cz, jansky.b@seznam.cz.

Do redakce došlo 6. 5. 2012; do tisku bylo přijato 6. 11. 2012.

Citační vzor:

VLČEK, L., KOCUM, J., JANSKÝ, B., ŠEFRNA, L., KUČEROVÁ, A. (2012): Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště: případová studie Rokytecké slatě, povodí horní Otavy, jz. Česko. *Geografie*, 117, č. 4, s. 395–414.

Článek II: Hodnocení odtoku z povodí s rozdílnou plochou zrašeliněných půd

Vlček, L., Kocum, J., Janský, B., Šefrna, L., Blažková, Š. (2016): Influence of Peat Soils on Runoff Process – Case Study of Vydra River Headwaters. *Geografie*, 121, No. 2, pp. 1–17

Influence of peat soils on runoff process: case study of Vydra River headwaters, Czechia

LUKÁŠ VLČEK¹, JAN KOCUM¹, BOHUMÍR JANSKÝ¹,
LUDEK ŠEFRNA¹, ŠÁRKA BLAŽKOVÁ²

¹ Charles University in Prague, Faculty of Science, Department of Physical Geography and Geoecology, Prague, Czechia; e-mail: jansky.b@seznam.cz, vlcek@natur.cuni.cz

² T.G. Masaryk Water Research Institute, Prague, Czechia

ABSTRACT This paper summarizes findings from the hydrological research in the Vydra River headwaters, the Šumava Mts., s-w Czechia, dealing with the hydrological function of local peat soils and their effect on the outflow from the basin. This study represents a part of a long-term research carried out at the Faculty of Science, Charles University in Prague. The paper shows how important it is to study the groundwater level in peat soils and its area in a catchment as well as to predict the outflow in distinct weather conditions. There were chosen four small experimental catchments with different peat and waterlogged forest coverage. Rainfall events were selected in various periods within a year with a varying groundwater level (maximum and minimum) in the peat bog. Within these situations flood wave volumes were calculated and all of them were compared regarding the peat bog extension. The presented research also compares various sources of data about peat soils areas and areas of waterlogged forest.

KEY WORDS peat soils – Vydra River headwaters – soil saturation – groundwater level – Šumava Mts.

VLČEK, L., KOCUM, J., JANSKÝ, B., ŠEFRNA, L., BLAŽKOVÁ, Š. (2016): Influence of peat soils on runoff process: case study of Vydra River headwaters, Czechia. *Geografie*, 121, 2, 235–253.

Received August 2014, accepted December 2015.

1. Introduction

Hydrological extremes occurring during last years have resulted in an increased discussion in professional spheres and they have been related to an urgent need to gradually solve them. The question of the influence of a peat and waterlogged soils on the hydrological regime of streams in Šumava Mts. has not been successfully answered yet, regardless a number of projects and numerous arguments conducted in the professional spheres (Janský, Kocum 2008).

The headwaters of Otava River, Šumava Mts., and its source Vydra River are characterized by the occurrence of vast areas of mountain peat soils supplied predominantly by rain water. The phenomenon of presence of a particular type of a peat bog and peat soils in a particular area greatly influences the outflow forming. Therefore, the objective of a long-term research in the area logically has to be a detailed monitoring of rainfall – runoff processes and of processes occurring in the soil environment, for the purpose of understanding the complicated mechanism of outflow transformation.

The first hydrological survey in this area was done by Ferda et al. (1971), who was followed by Vlasák (2008) and Kocum (2012). These papers compared Vydra and Křemelná River catchments in terms of the runoff process and their differences were attributed into a role of a peat coverage. A more precise answer to the peat bog influence of the outflow in Vydra River catchment was given by Čurda, Janský, Kocum (2011), who described the effects of physical-geographical factors on a flood episode extremity in Vydra River basin. He compared two main sources of Vydra River – Modravský and Roklanský Brooks and confirmed the adverse effect of a peat bog. Also Hruška et al. (1996) focused on peat and its effect on the chemical parameters of stream water in Czechia. However, none of them studied the distinct influence of saturated and unsaturated peat bogs in detail, everything was considered as a whole, mostly covering the area of 100 km². This study analyses basins of about 4 km² in area and focuses on runoff description in periods of the maximal and the potentially lowest saturation of waterlogged areas.

Šumava Mts. have the largest peat bog areas not only in Czechia but in Central Europe as well, mostly due to its specific geology and morphology. All necessary conditions for upland peat bogs development can rather be found in Scotland or Scandinavia. Waterlogged areas in Central Europe are formed mostly in flat areas or valleys, for example in Biebrza in Poland (Wasser 1995) or in Western Slovakia (Juráková 2003), where hydrological and climatic conditions are different from the mountainous peat bogs. Therefore, hydrological processes in the peat bog areas in Šumava Mts. are rather to be compared with the Scotland or the Scandinavian peaty areas.

The dynamics of groundwater level in a peat and its interaction with the outflow system has already been analyzed by other authors. Evans et al. (1999), who

studied blanked peat in the United Kingdom, says that the rapid generation of runoff occurs when water table levels at the monitoring side are within 5 cm of the surface and that the storm flow is generated above saturated catotelm. However, the whole catchment was covered just by blanked peat. Peat covers also the whole Scottish experimental catchment presented by Bragg (2002), where he focused on how local mires contribute to the outflow.

Many waterlogged areas in Europe have been drained for various agriculture purposes. The artificial impact has a distinct influence on water table fluctuation and on outflow from the catchment (Burke 1967; Holden, Wallage, McDonald 2001). Peat bogs in Vydra River basin were drained rarely and just unaffected catchments were used for the purpose of this study.

The hydrological behavior of a catchment has been described by several authors such as by Conway, Millar (1960). Such studies were carried out mainly in a blanked peat area with a specific hydrological regime. Similar type of catchment analysis in Šumava Mts. is still missing.

Therefore, this paper follows previous research in this area and focuses more in detail on the answers of the runoff behavior during rainfall events by using peat bog coverage or groundwater level data. The main aim of this study is to describe the behavior of the outflow in diversely saturated conditions considering a different peat soils area. An emphasis is put on hydrological extreme periods, either extremely wet or extremely dry. The question of the hydrological function of present peat soils and waterlogged areas is essential to answer in order to correctly evaluate water retention possibilities in Šumava Mts. Several classifications and characteristics of a peat has been presented by a number of scientists (Němeček 2011, Bridges, Batjes, Nachergale 2006). In this study, the data of peat deposits coverage from the Research Institute for Soil and Water Conservation (RISWC) were used.

Various rainfall events in different peat saturation conditions were selected and four experimental basins within Vydra River basin were chosen as well to evaluate the influence of peat soils on hydrological environment: Ptačí Brook, Roklanský Brook, Rokytká Brook and Tmavý Brook. Within the scope of the research, available data of groundwater level in peat bogs and data from automatic water stage recorders of the Faculty of Science, Charles University in Prague, in the profile under studied peat bog complex in 2008–2013 period, were used. The paper is also focused on a detailed monitoring of soil moisture and groundwater level in one of the chosen catchments.

2. Description of the experimental basins

The basins are situated in various parts of Vydra River headwaters. It is the basin of Ptačí Brook (A), Roklanský Brook (B), Rokytká Brook (C), and Tmavý Brook (D),

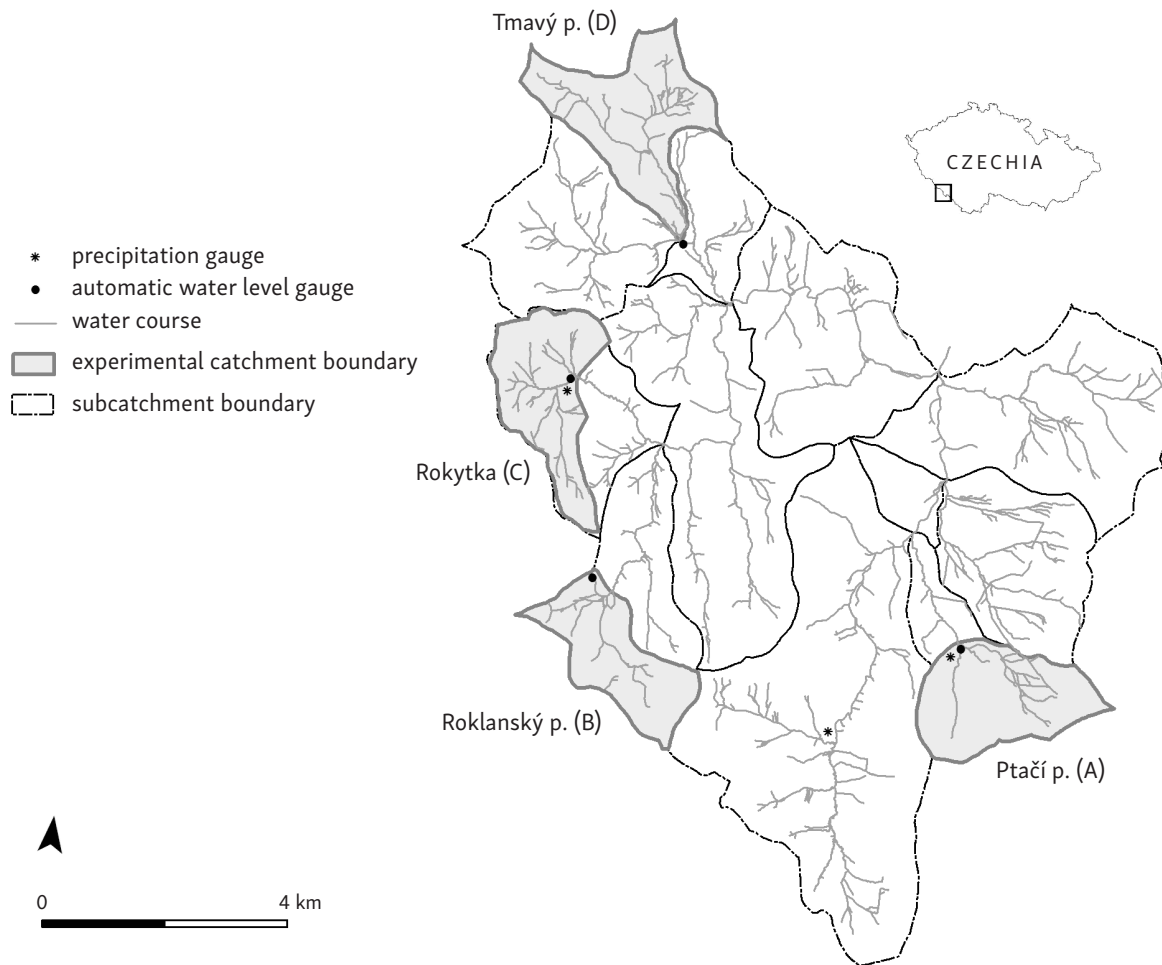


Fig. 1 – Experimental catchment areas within the Vydra River basin

see Figure 1. From the geological point of view, according to the tectonic zoning, the basins belong both to the area of Moldau-Danube elevation (moldanubikum, Svoboda et al. 1964). The bedrock consists of weathered metamorphic rock such as gneisses and of igneous rocks, represented mostly by granit. Quaternary sediments can be found in valleys.

The basins are located at an elevation of approximately 1,100–1,300 meters above sea level. Their area and slope are similar with the exception of the Rokytká basin which is slightly flatter, see Table 1. The basins have similar soil and vegetative conditions and most of the area was influenced by a bark beetle infestation. The biggest difference is the extent of peat soils.

2.1. Soil Conditions

Soils of experimental basins are typical examples of Šumava Mts. soils where a vertical sequence of several types of soil with Histosols on the ridges and basins

Tab. 1 – The basic description of the experimental catchments

Catchment	Area (km ²)	Mean slope (°)	Mean annual disch. (m ³ /s)
Ptačí (A)	4.09	5.59	0.15
Roklanský (B)	3.39	5.36	0.19
Rokytká (C)	3.82	3.58	0.18
Tmavý (D)	4.77	5.79	0.20

is typical. The basin is mostly covered by entic Podzol and organic soils. In certain lower parts of the basin, bogged Gley can be found. In the basin of Ptačí brook (A), even haplic Podzol is present. The area of waterlogged areas or other types of soils that are periodically saturated by water is an important variable in these parts of Šumava Mts. (as in other mountains in Czechia). These types of soils are mainly organic soils and their subtypes or their varieties.

2.2. Climatic Conditions

Climate in the area is variable, influenced both by the oceanic and the continental effect. The highest rainfall has been documented in the central part of Šumava Mts. (Březník 1,486–1,552 mm average during the last thirty years) and it is distinctively different at the windward and the leeward side of the mountains due to the orographic effect (NP Šumava 2011). At the point of outlet of the Rokytka Brook basin, a climatic station has been established. In this article, the data about precipitation from 2008 to 2013 were used. The year of 2013 was drier than the others with daily precipitation about 3.4 mm, see Figure 2.

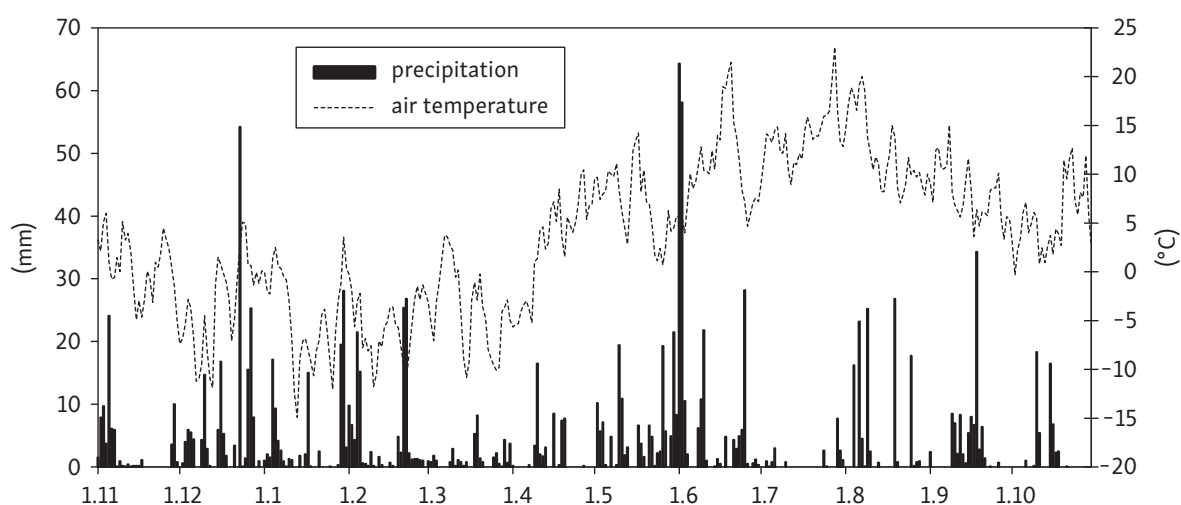


Fig. 2 – Daily precipitation and mean temperature in the year of 2013 in Modrava village. The gauging station is heated so snow precipitation is also included during winter time.

2.3. Vegetative Conditions

Basins are situated within Šumava National Park, more precisely they almost entirely belong to the park's 1st zone of protection (NP Šumava 2011). The vegetation can be divided into peat bog and forest (other). In the peat bog vegetation, mountain type of peat bogs are easily distinguishable. They are surrounded by waterlogged spruce forest and minerotrophic sedge peat soils. In the central parts of peat bogs, naturally non-forested areas are preserved. Their vegetation is formed by moss, cotton grass, mud sedge, or pod grass. Towards the edge of a peat bog, there are pine covers occurring on almost one third of peat bog areas. At the edge of peat bogs, smaller areas of waterlogged spruce forest are situated (Buřková 2009). The rest of the forest vegetation is mainly composed of spruce with the admixture of fir and beech, which is presented predominantly at the south-facing slopes. The forest is influenced by bark beetle. Due to keeping wood for decomposition, a "dead forest" is being slowly filled mainly by spruce self-seeding seedlings and grasses. The role of bark beetle calamity on the outflow is not confirmed.

3. Material and methods

3.1. Data Sources

Groundwater level data were recorded hourly in three most common types of saturated areas namely waterlogged spruce forest, peat covered with pine and peat covered with moss. The groundwater levels were measured by probes of Faculty of Science, Charles University in Prague (waterlogged forest, pine) and probe of Botany institute, AS Czechia (moss). These probes were installed in Rokytka Brook basin in the local peat bog. Discharges were measured by ultrasound probes installed at each outlet of the profile. Monitoring of water levels at the outlet of experimental basins is based on a system of automatic measuring stations by the company Fiedler-Mágr. The set comprises of control and registering units of the type M4016 and an ultrasound or a pressure transducer with the connection to an appropriate measuring channel (Česák et al. 2008). The stations measure water levels every 10 minutes with an accuracy of 1 mm. Precipitation data were taken from four precipitation gauges in 10-min step, which were installed in various parts of the Vydra River catchment.

3.2. Applied Methods

Mapping of Waterlogged Areas: A determination of the spatial extent of waterlogged areas is very complicated. A detailed field investigation yields the most

accurate results. Such investigations were reported for Rokytká Brook in Šumava Mts. (Vlček et al. 2012) and the same fieldwork was done in Ptačí Brook catchment. Due to the time demand, indirect methods need to be applied. In this case, data from the Research Institute for Soil and Water Conservation – VUMOP database of peat deposits were used. Data from the Typological Classification System of the Forest Management Institut – UHUL (Plíva 1987) were used for comparison only. A peat deposit (VUMOP data) is defined as having minimal depth of 30 cm. From the typological classification (UHUL data), waterlogged and peat bog ecological ranges were selected (T, G, R from Typological Classification) because they correlate with pedological studies of peat soils in the best way. Data from VUMOP were compared with field survey and they were well comparable, almost identical, so it is possible to use it as a data source of peat soil coverage.

Selection of Rainfall Events during Maximal and Minimal Saturation: Rainfall events were selected since year 2008 where all monitoring stations were installed. Continuous measuring of groundwater level (GWL) is only being performed in peat bogs in the Rokytká Brook basin, but the same occurrence of minima and maxima is anticipated in other basins. During the years of 2010, 2012 and 2013, the events were chosen easily due to the knowledge of GWL. During the years of 2008, 2009 and 2011 there was no GWL measuring, but the situation was solvable. The maximum catchment saturation was estimated from previous precipitation when there were events in a long-term rainfall period or after snow melting in spring. The estimation of minimal saturation was slightly complicated but it was solvable from GWL behavior as well. The events were chosen on the basis of duration for more than five days from the previous event, because between May and October it takes less than five days to empty a peat bog due to the evapotranspiration process. A problem occurs only with the upper small part of the peat bog where GWL may reach the bottom of the retention part only once a year and sometimes even not. However, ten events were selected during maximum saturation of the peat soil and nine during minimal saturation. Consequently, it was satisfying enough to find a trend.

4. Results

4.1. Mapping of Peat Soil Areas

In the basins of Ptačí (A) and Rokytká Brooks (C), a pedological study has been performed and the resulting retention potential of particular soil profiles was then interpolated onto the whole basin (Vlček et al. 2012). These results served as a basis for a selection of waterlogged areas from particular databases. The percentage representation is shown in Figure 3. Logically, the differences arise from the used

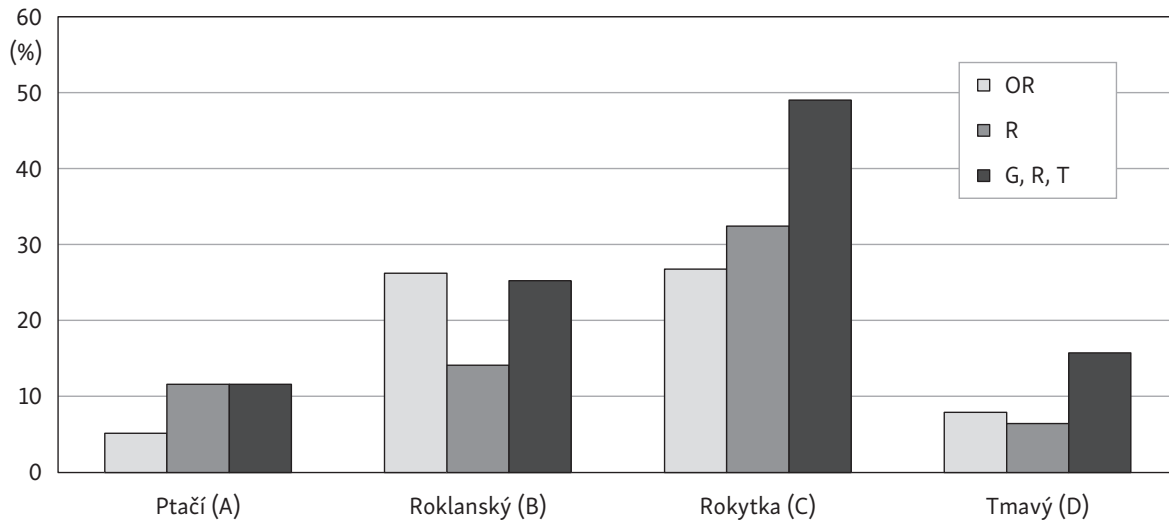


Fig. 3 – Percentage of peat soil areas in experimental basins. OR means Organosol within the Research Institute for Soil and Water Conservation (VUMOP) database, R, G, T are ecological ranges taken from Typological Classification System of the Forest Management Institut (UHUL) database.

methods of area mapping. The basin of Rokytka Brook (C) has potentially the biggest peat soils area; the basin of Tmavý Brook (D) potok has the smallest one. Only within the VUMOP data Ptačí Brook (A) has the smallest area of a peat (Fig. 3).

The disposition of peat soil areas is better visible in Figure 4. Particular categories correlate the best way in the basin of Roklanský Brook (B); the biggest difference in peat soil coverage is then in the basin of Ptačí Brook (A). It has been already mentioned, that the data from VUMOP were used for analysis. The basins are graphically zoomed together but their relative sizes are preserved.

4.2. Rainfall Events during Minimal Saturation

All rainfall events during minimal saturation and flood waves are shown in Figure 5. The chart describes flood wave volumes which occurred after a rainfall event in four experimental basins. In Šumava Mts., an event up to 10 mm is quite common in the whole area but it is very hard to find rainfall which covers all the catchments in the same time and starts after a long period without any rain. It occurs usually during summer like a storm event. Storms are mostly local covering only two catchments or there are some differences in the amount of precipitation. In that case, the precipitation gauge net helps. However, in the Figure 5 a different trend is shown: small areas covered with peat soils (basins A, D) result in higher flood wave (volume) than basins with peat soils coverage about 30%. The outflow is more or less similar up to 10–15 mm but at about 40 mm precipitation Roklanský (B) and Rokytka Brooks (C) produce higher flood wave volumes than Ptačí (A) and Tmavý Brooks (D).

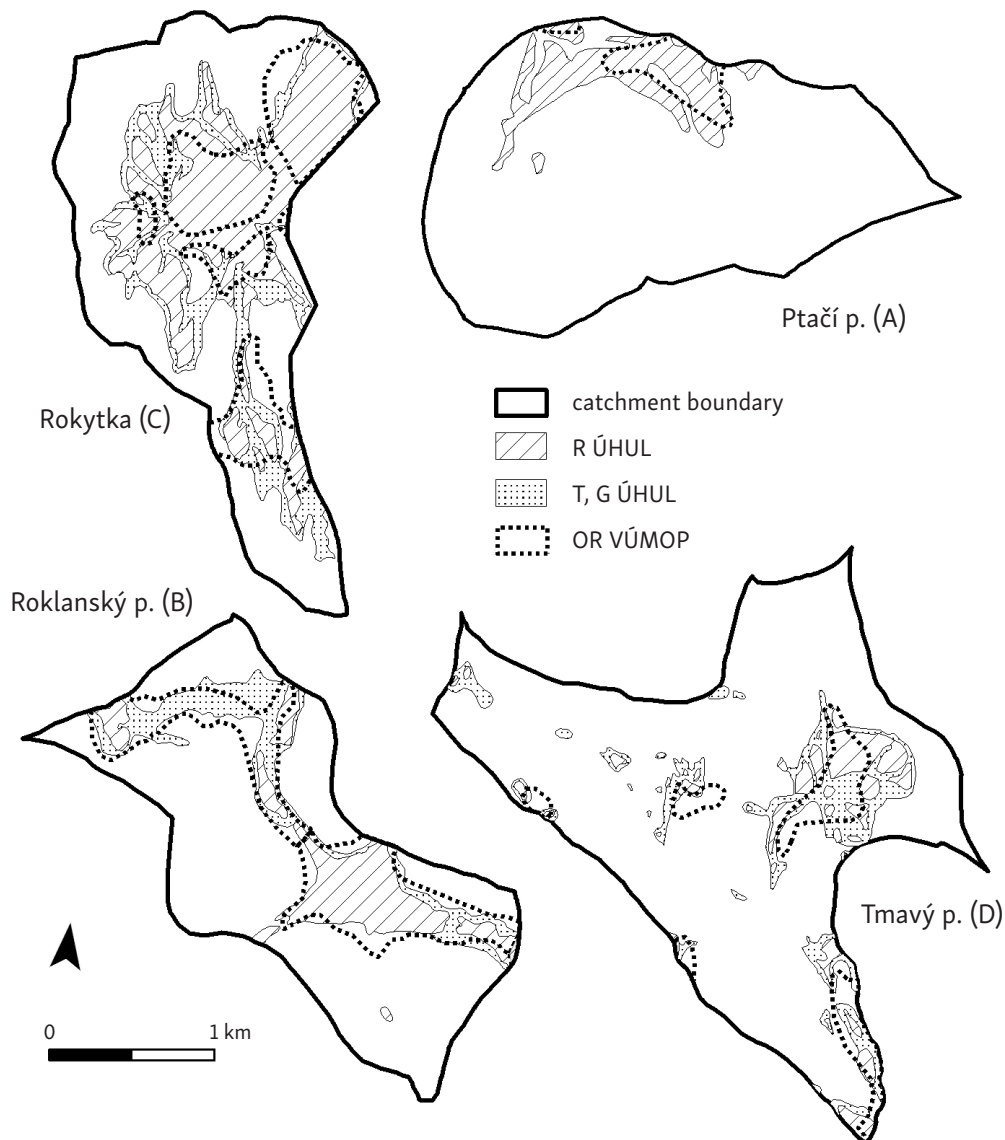


Fig. 4 – Waterlogged areas from VUMOP and UHUL databases

As an example of the minimal groundwater level, an event in August 2012, when the evapotranspiration is the highest, was chosen. For more detailed analysis, an event from the 21st August 2012 was chosen, when the GWL in the probe reached about 15 cm below the surface before the rain began and it had been 14 days since the last rainfall occurred. The whole monthly situation can be seen in Figure 6. For a better illustration, only the data from Rokytká (C) and Tmavý Brooks (D), which are examples of the largest and of the smallest waterlogged areas, are shown. At the first sight, the difference is obvious; Tmavý Brook (D) creates a wave but in the case of Rokytká Brook (C) the wave is almost unnoticeable (Fig. 6).

A more detailed analysis of the situation is presented in Figure 7. During this event, the rainfall amount was approximately 17 mm in total in about 6 hours after 14 days of drought. It is visible that the basins of Ptačí (A) and Tmavý Brooks (D) create a flood wave, where the specific discharge at the peak flow rate

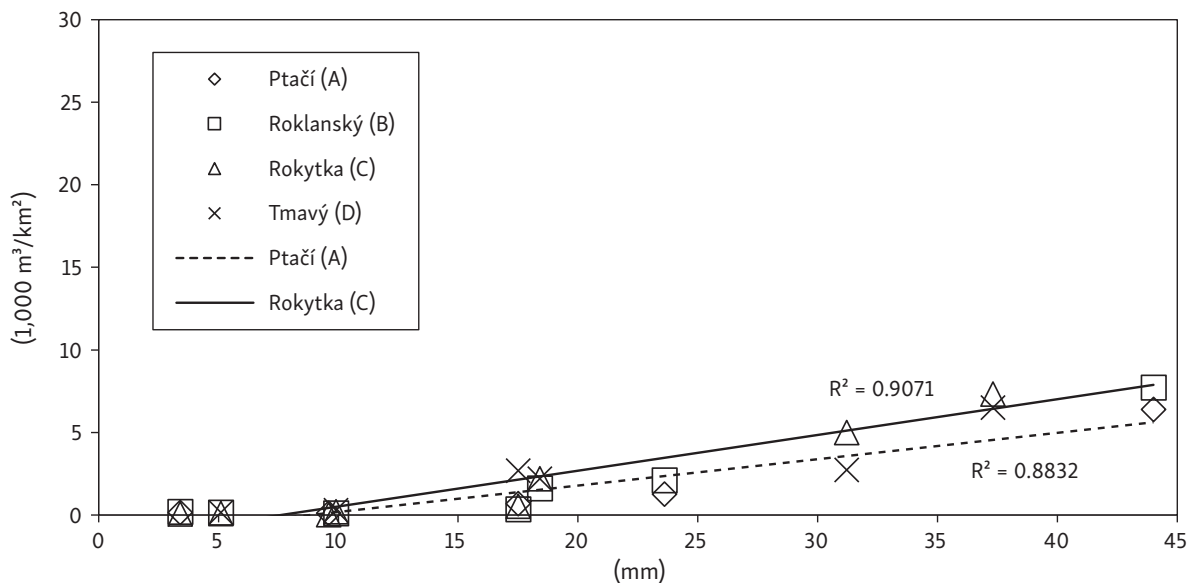


Fig. 5 – Flood wave volumes during various rainfall events during min. saturation. Horizontal axis represents the amount of precipitation.

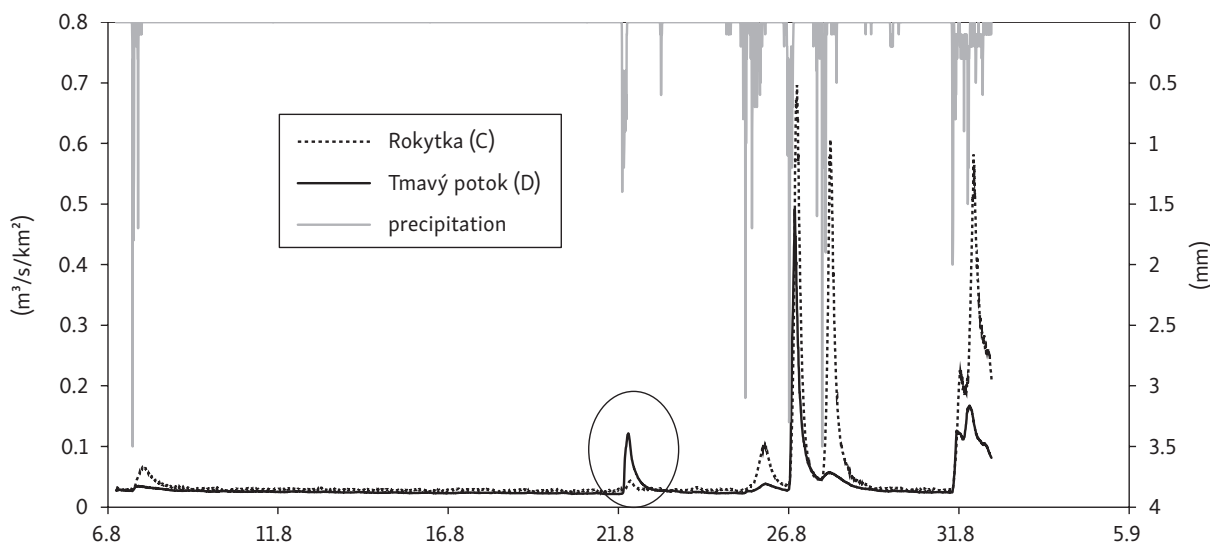


Fig. 6 – Specific discharge of Rokytka (C) and Tmavý Brooks (D) in August 2012

is considerably higher than before the beginning. On the contrary, the basins of Rokytka (C) and Roklanský Brooks (B) barely create a flood wave.

4.3. Rainfall Events during Maximal Saturation

Differences in flood wave volume during maximum saturation are visible in Figure 8. It is easy to see that the retention ability begins to vary from 15–20 mm of a rainfall amount but quite early the difference is doubled.

A selection of a period with maximum wetting is somewhat easier. All the possibly potential waterlogged areas stay saturated for a longer period of time in spring due to snow melting. The spring of 2013 was even more favourable in this regard, when the studied peat bog in Rokytka Brook (C) basin was fully saturated for more than a month. Thanks to a bigger source of snow and frequent rainfall from March to June, particular peat bog lakes were overflowing as well as the total studied surface runoff during the whole period of the study (May). The situation also added to the floods in the beginning of June 2013.

Precipitation and specific discharge in May 2013 is described in Figure 9. Again, for a better illustration, only the basins of Rokytka Brook (C) and Tmavý Brook (D)

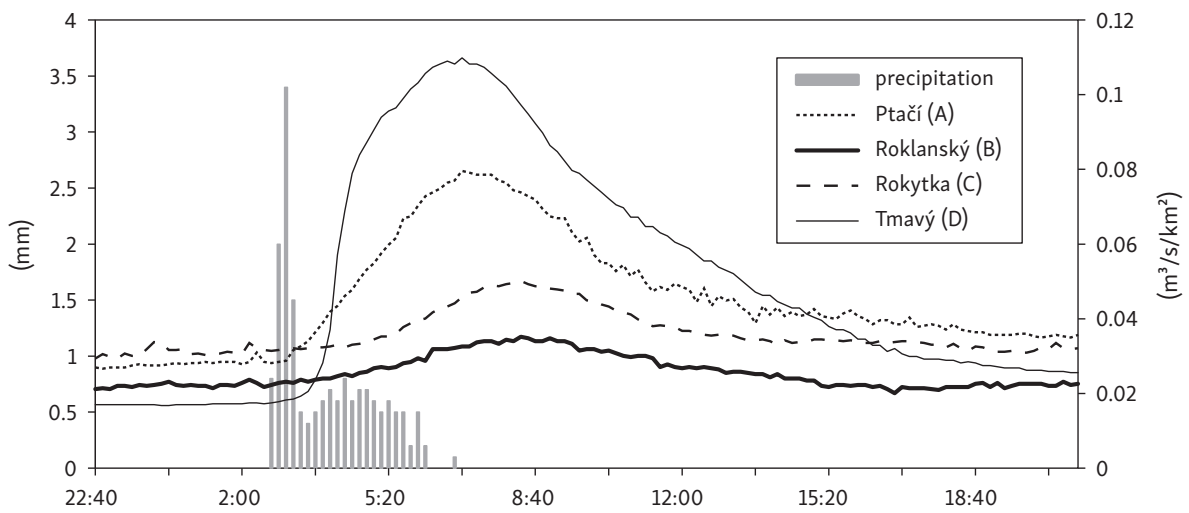


Fig. 7 – Specific discharge progress during rainfall event on the 20th–21st August 2012 in experimental catchments

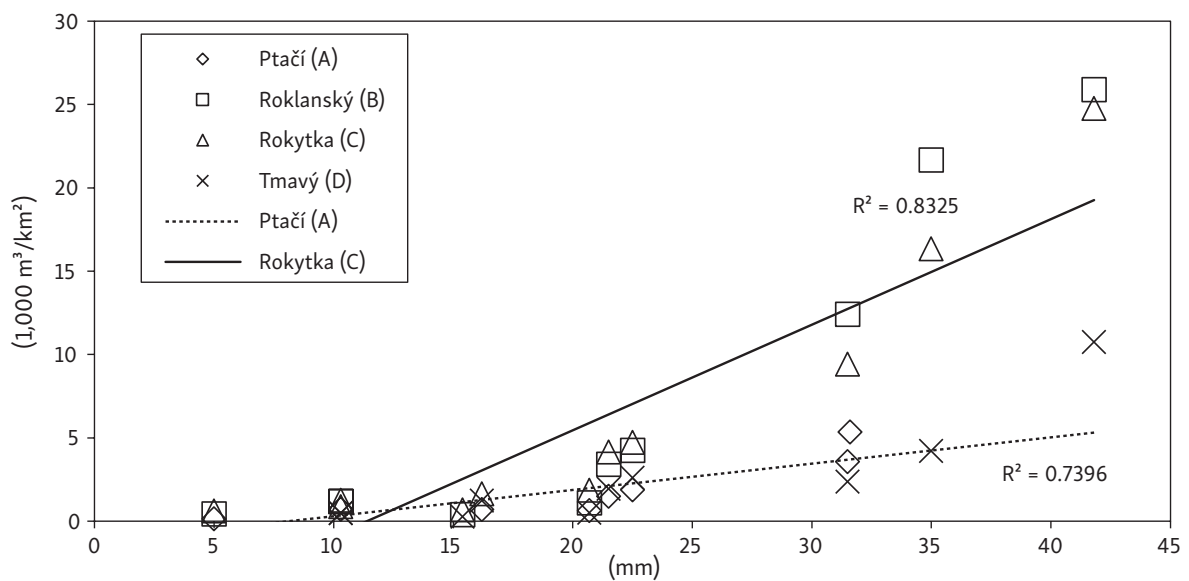


Fig. 8 – Flood wave volumes within various rainfall events during max. saturation. Horizontal axis represents the amount of precipitation.

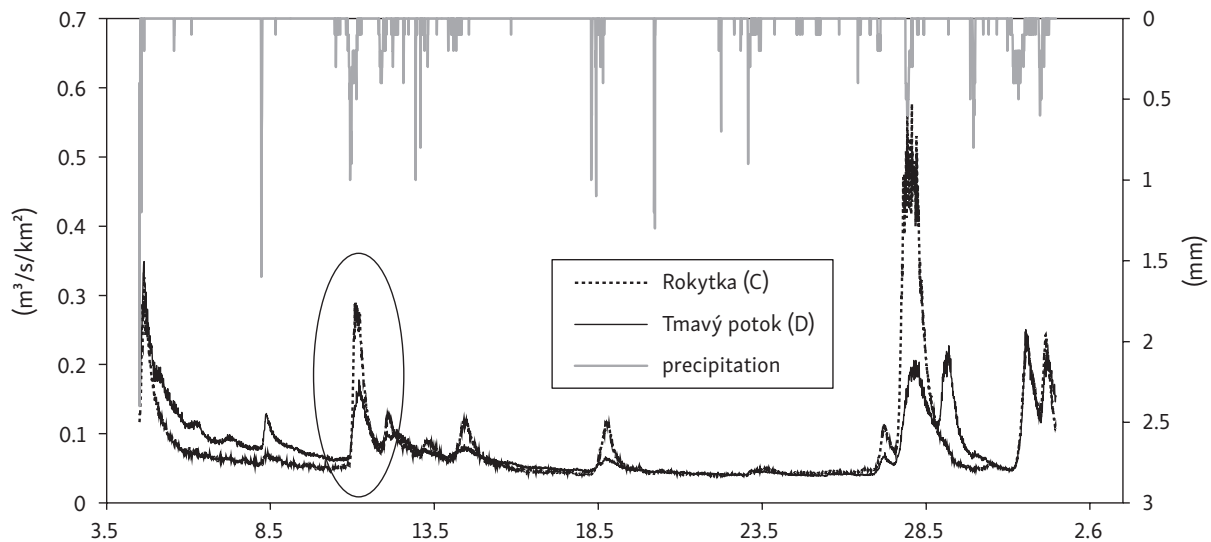


Fig. 9 – Specific discharge of Rokytka Brook (C) and Tmavý Brook (D) in May 2013

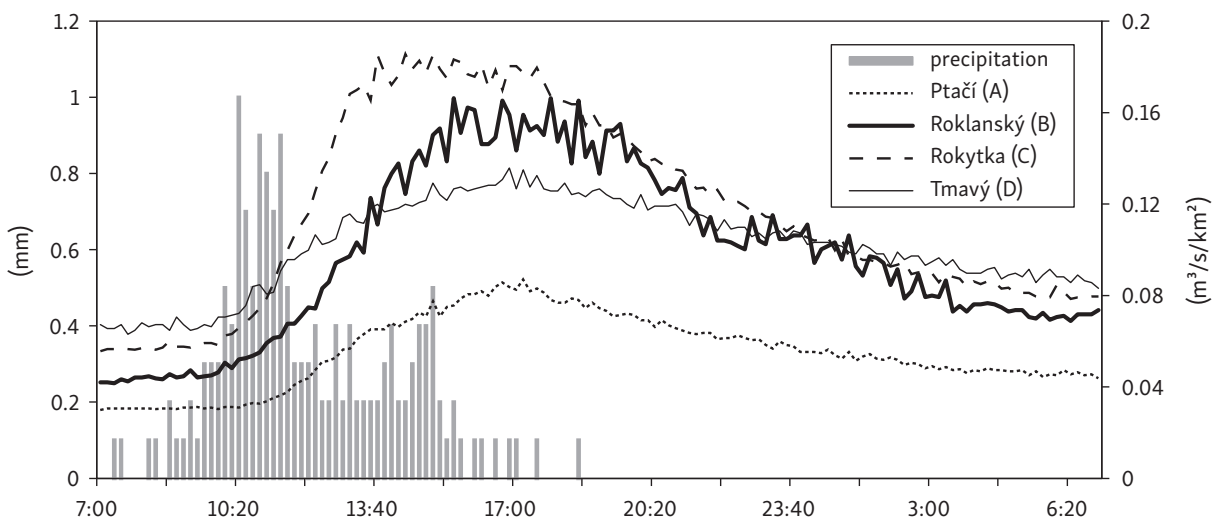


Fig. 10 – Specific discharge progress during rainfall event on the 10th–11th May 2013 in experimental catchments

are shown. A totally different behavior of specific discharge is visible and Rokytka Brook (C), the basin with the most waterlogged areas, exhibits the greatest change (Fig. 9).

For more detailed analysis, an event from the 10th May 2013 was chosen (see Fig. 10). Snow has melted approximately a week before this event. The total precipitation was about 16 mm. Even here, different behavior is seen compared to the period of drought. In regard of the volume, both Roklanský (B) and Rokytka Brooks (C) show a bigger increase of the specific discharge, while Tmavý and Ptačí Brooks show similar discharges as in the period of drought. For better imagination, the difference between the basins, the volumes of the flood wave are shown in Table 2, where V_d means flood wave volume during dry event and V_{sa} during maximal

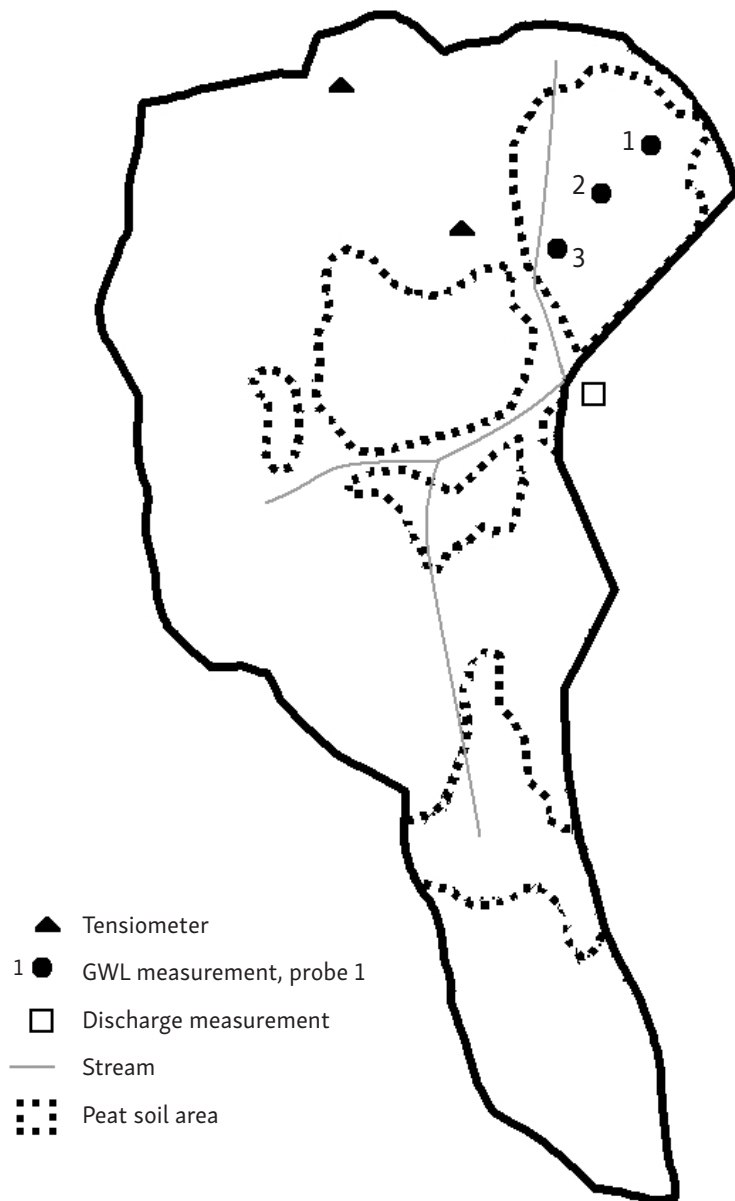


Fig. 11 – The scheme of Rokytká Brook catchment with installed measuring devices

saturation. Moreover, there are specific volumes (m^3/km^2) as well. The volume of the rainfall was estimated to be 17 mm and multiplied by the area of each basin (events 20.8.2012 and 10.5.2013).

To confirm the influence of peat bog in small catchment, three groundwater level probes in peat bog and two tensiometers in two depths (20 and 60 cm) in terrestrial soil were installed in the Rokytká Brook (C) catchment, see Figure 11. In this basin, the groundwater level and soil moisture are measured.

Results from the Rokytká Brook (C) catchment are shown below in Figure 12. The relationship of groundwater level in a peat bog (Fig. 12-1, 2, 3) and soil moisture (Fig. 12-4) with discharge from the Rokytká Brook (C) catchment, is shown there. GWL probes are installed in the peat bog in three sites with different land-cover. Probe 1 (Fig. 12-1) is situated in the upper part of the peat bog covered with moss and cotton grass, middle part 2 (Fig. 12-2) with pine, and lower part 3 (Fig. 12-3)

Tab. 2 – Flood wave volumes during 2 different events regarding maximal and minimal level of peat saturation

Catchment	Area (km ²)	V prec. (m ³)	Vd (m ³)	Vd (m ³ /km ²)	Vsa (m ³)	Vsa (m ³ /km ²)
Ptačí (A)	4.09	71,606	12,467	3,048	24,595	6,014
Roklanský (B)	3.38	59,267	984	258	31,935	9,448
Rokytká (C)	3.81	66,770	1,676	496	35,649	9,357
Tmavý (D)	4.76	83,466	5,224	1,098	23,304	4,896

Note: Vd – flood wave volume during dry event, Vsa – flood wave volume during maximal saturation.

with spruce waterlogged forest. The effect of different vegetation on GWL (or vice versa) was studied by Kučerová, Kučera, Hájek (2009) but only in upper part 1, and with the focus on evapotranspiration. It is possible to see, that the relationship of the outflow with groundwater level is closer than with soil moisture. Each of the peat bog's part has its own value (border) of GWL, when it causes volatility of the outflow. The most direct border line is presented in the upper part 1. If we focus on the soil moisture, it gives us more varied response. Moreover, from laboratory pF curves measurement, Θ_s (saturated moisture) was 0.675 in average and many high discharges occurred in non-saturated period.

5. Discussion

Waterlogged areas in Central Europe are mostly formed in valleys or in flat areas generally, e.g. in Biebrza locality in Poland (Wasser 1995) or in Western Slovakia (Juráková, Klementová 2003). However, climatic and hydrological conditions are very different from the mountainous peat bog localities. Moreover, they worked only at one catchment. Outcomes from different studies within a literature must be comparable in order to discuss the topic properly. From a narrow comparable literature review, diverse opinions on the influence of peat bogs and waterlogged areas on the formation of runoff are apparent (Ferda et al. 1971). From the older articles (Spirhanzl 1951, Ferda 1960), the reason seems to be the ignorance of dynamics of groundwater level within the peat bogs, which determines significantly the behavior of flood waves or water supply during a period of drought. Results in this paper confirm unfavourable impact of waterlogged areas on discharge in this area.

This paper gives a comparison of two “extreme” periods in terms of a groundwater level. It proves that when the level of groundwater is low, a peat bog is able to hold a great amount of water and thus to reduce the development of a flood wave. This fact confirms Ferda's theory which states that bogs reduce the

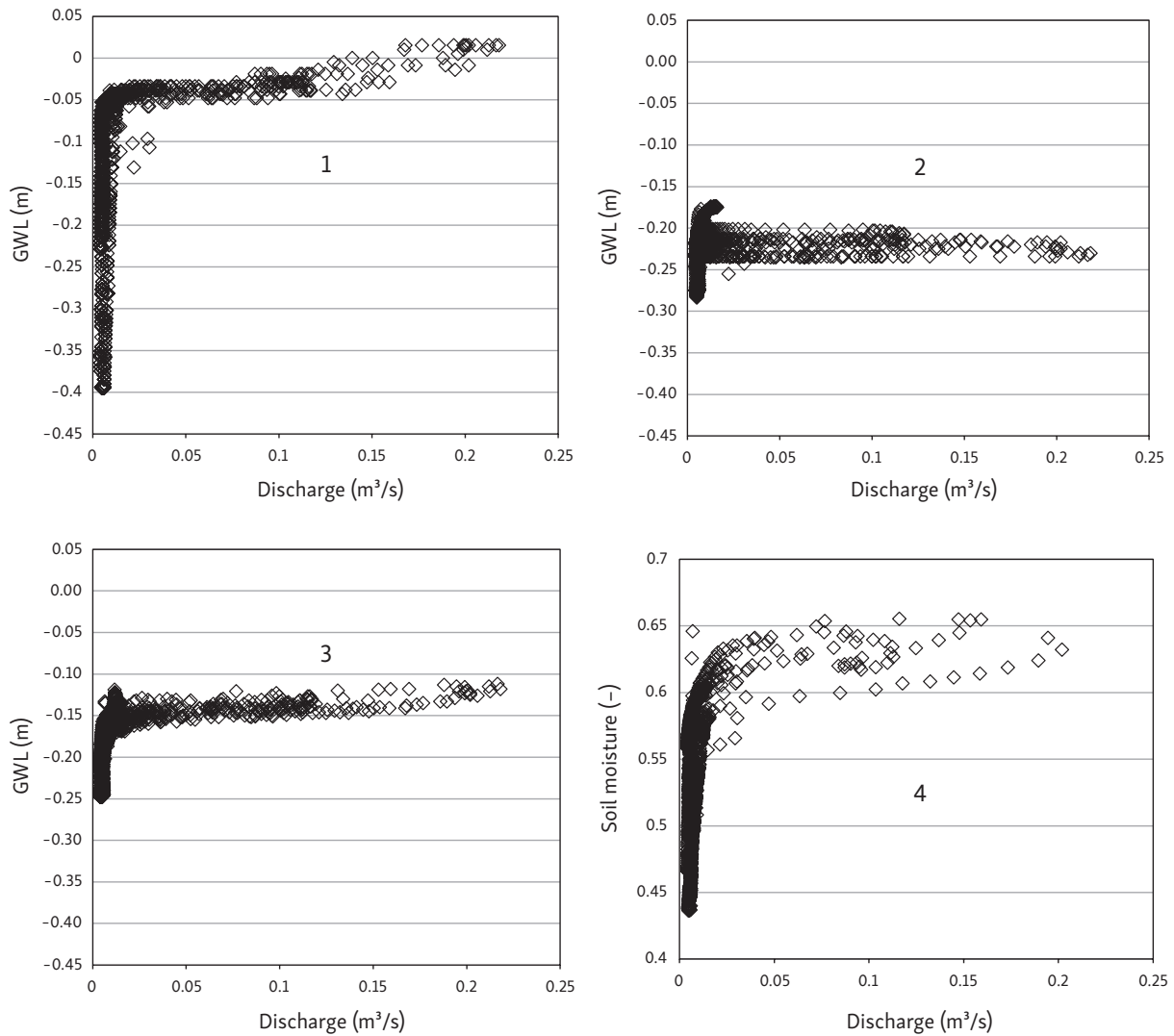


Fig. 12 – Effect of GWL (1–3) and of soil moisture (4) on discharge in the Rokytká Brook basin – (1) moss (data AS CR), (2) pine, (3) waterlogged forest.

variability of discharge (Ferda 1960). However, recent short-term measurements of groundwater level in a peat bog within the Rokytká Brook catchment show that for the most of the vegetation period, the peat bog is fully saturated (Kučerová, Kučera, Hájek 2009). At this point, it is not able to retain and slow down the flood wave and it thus becomes an unfavorable factor in the runoff formation process.

The importance of knowledge of a groundwater dynamics is, for example, confirmed by Evans et al. (1999) or Holden, Wallage, McDonald (2011). Their results presented that local peaty catchment produces higher outflow after 10–15 mm of precipitation. Their result agrees with our findings. During rainfall event catchments, the increased run-off after the groundwater reaches its maximum. However, catchments with negligible waterlogged areas are not compared. In general, catchments with low peatbog coverage create overland flow rarely (Scherrer, Naef 2003). This fact seems to be the main reason for a different behavior of outflow in

our catchments during rainfall event. Soil moisture does not create such a strong linkage with the outflow as groundwater level in a peatbog.

6. Conclusion

This approach in the area of Vydra River headwaters mainly consists of a detailed assessment of hydrological response of streams draining peat soils. This paper follows the previous research carried out in this area and gives more accurate results within the study of ongoing extreme rainfall-runoff processes. Mainly, it shows directly how large could volatility of runoff response on precipitation in the Vydra River headwaters be in different causal conditions. Waterlogged areas have distinct impact on the discharge behavior. During the maximal saturation and a rainfall event with the amount of 40 mm, basins with a peat bog coverage about 30% in proportion in this part of Šumava Mts. can create three times higher discharge and corresponding flood wave volume than basins with a peat bog coverage around 10%.

Results not only bring the confirmation of previous researches mentioned above. Mainly, it shows that the role of peat bogs in rainfall-runoff process starts to be registered and observed from about 15 mm of a rainfall event during drought and from about 20 mm during the maximal saturation. What is more, groundwater level measurement shows, that peat bog creates rapidly higher outflow just in the case when it is saturated. Soil moisture versus GWL varied more.

The understanding and insights into the mechanism of a runoff generation process in this area will certainly contribute to an improvement of prediction of a hydrological extremity. Its outcomes will undoubtedly help to adapt to increasing frequency of hydrological extremes with respect to the use of unforceable measures realized within the basin.

References

- BRAG, O.M. (2002): Hydrology of peat-forming wetlands in Scotland. *The Science of the Total Environment*, 111-129.
- BRIDGES, E., BATJES, N., NACHERGALE, F. (2006): World reference base for soil resources: atlas. Leuven: Acco, 1 atlas.
- BUFKOVÁ, I., (2009): Ochrana rašelinišť na Šumavě: aneb byly Rokytecké slatě první? In: Černý, D., Dvořák, L. (eds.): *Weitfällerské slatě*, Sborník výzkumu na Šumavě, 2, Vimperk, Správa NP a CHKO Šumava, 103.
- BURKE, W. (1967): Principles of drainage with special reference to peat. *Irish Forestry* 24, 1-7.
- CONWAY, V.M., MILLAR, A. (1960): The hydrology of some small peat-covered catchments in the northern Pennines. *Journal of the Institute of Water Engineers* 14, 415-424.

- ČESÁK, J., KOCUM, J., KLIMENT, Z., JENÍČEK M. (2008): Monitoring odtokového režimu v pramenných oblastech toků. In: Langhammer, J. (ed.): Změny v krajině a povodňové riziko. Sborník příspěvků semináře Povodně a změny v krajině. PŘF UK, Praha, 80–85.
- ČURDA, J., JANSKÝ, B., KOCUM, J. (2011): Vliv fyzickogeografických faktorů na extremitu povodní v povodí Vydry. *Geografie*, 116, 3, 335–353.
- EVANS, M.G., BURT, T.P., HOLDEN, J., ADAMSON, J.K. (1999): Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. *Journal of Hydrology*, 221, 141–160.
- FERDA, J. (1960): Hydrologický význam horských vrchovištních rašelinišť. Sborník ČSAZV – Lesnictví, Praha, 10, 835–856.
- FERDA, J., HLADNÝ, J., BUBENÍČKOVÁ, L., PEŠEK, L. (1971): Odtokový režim a chemismus vod v povodí Horní Otavy se zaměřením na výskyt rašelinišť. Sborník prací HMÚ, 17, HMÚ, Praha, 22–126.
- HOLDEN, J., WALLAGE Z.E., McDONALD, A.T. (2001): Water table dynamics in undisturbed, drained and restored blanket peat. *Journal of Hydrology*, 15, 103–114.
- HRUŠKA, J. et al. (1996): Role of organic solutes in the chemistry of acid-impacted bog waters of the western Czech Republic. *Water Resources Research*, 32, 9, 2841–2851.
- JANSKÝ, J., KOCUM, J. (2008): Peat bogs influence on runoff process: case study of the Vydra and Křemelná River basins in the Šumava Mountains, southwestern Czechia. *Geografie*, 113, 4, 383–399.
- JURÁKOVÁ, M., KLEMENTOVÁ, E. (2003): Status and trends of the wetlands in west Slovakia. *Slovak Journal of Civil Engineering*, 3, 1–8.
- KOCUM, J. (2012): Tvorba odtoku a jeho dynamika v pramenné oblasti Otavy. Praha. PhD. Thesis. Charles University in Prague, Faculty of Science.
- KUČEROVÁ, A., KUČERA, T., HÁJEK, T. (2009): Mikroklima a kolísání hladiny podzemní vody v centrální části Rokytecké slati. In: Černý, D., Dvořák, L. (eds.): Weitfällerské slatě. Sborník z výzkumu na Šumavě, 2. Správa NP, CHKO Šumava, Vimperk, 103.
- NĚMEČEK, J. (2011): Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. ČZU, Praha.
- NP Šumava (2011): www.npsumava.cz (20.1.2011).
- PLÍVA, K. (1987): Typologický klasifikační systém ÚHUL. ÚHUL Brandýs nad Labem.
- SCHRERRER, S., NAEF, F. (2003): A decision scheme to indicate dominant hydrological flow processes on temperate grassland. *Hydrological processes*, 17.
- SPIRHZANZL, J. (1951): Rašelina: její vznik, těžba a využití. Přírodovědecké nakladatelství, Praha.
- SVOBODA, J. et al. (1964): Regionální geologie ČSSR. Český masív. Nakladatelství České akademie věd, Praha.
- VLASÁK, T. (2008): Návrh databanky v povodí Otavy a její využití v protipovodňové ochraně. PhD. Thesis. KFGG, Přírodovědecká fakulta UK, Praha, 144.
- VLČEK, L. et al. (2012): Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště: případová studie Rokytecké slatě, povodí horní Otavy, jz Česko. *Geografie*, 117, 4, 371–395.
- WASSER, M.J. (1995): Hydrology, water chemistry and nutrient accumulation in the Biebrza fens and floodplains (Poland). *Wetlands Ecology and Management*. 2, 125–137.

SHRNUTÍ

Vliv rašelinných půd na odtokový proces: případová studie pramenná oblast Vydry, Česko

Studium hydrologických extrémů se stalo jedním z prioritních témat světové hydrologie, zejména v posledních dvaceti letech, kdy identifikujeme změny odtokového procesu jako jeden z důsledků změny klimatu. Extremita odtoku výrazně narůstá i v podmínkách střední Evropy, a to v případě čtenějších povodňových událostí i častějších a hlubších období hydrologického sucha. Účinná ochrana před těmito jevy spočívá především ve správném pochopení mechanismu srážko-odtokového procesu v daném regionu. Pramenná oblast Otavy reprezentuje zdrojové území formování extrémních odtokových událostí a území s vysokou heterogenitou ve smyslu fyzickogeografických a socioekonomických aspektů. Dlouhodobá izolace této oblasti podmínila současný stav našich poznatků, kdy zde nemohl být proveden podrobný výzkum tohoto typu. Ten byl v minulosti zaměřen pouze na posouzení hydrologické funkce rašelinišť, které představují významný fenomén především v povodí horní Vydry. Příspěvek potvrzuje fakt, že pro pochopení a objasnění procesu tvorby odtoku je klíčové detailně sledovat také hladinu podzemní vody v rašeliništních půdách či podíl tohoto typu půd v povodí, jakož i predikovat odtokovou odezvu při různých příčinných situacích.

Hlavním cílem práce je porovnat, jakým způsobem dochází v povodích s různou plochou rašelinišť k formování odtoku během minimálního a maximálního nasycení vrchovišť. V rámci studie byla vybrána čtyři malá experimentální povodí s různou rozlohou rašeliništních půd a zamokřených ploch lesa. Srážkové události byly vytipovány v různých částech roku při různé výšce hladiny podzemní vody ve vrchovišti. Během těchto situací byly vypočteny objemy povodňových vln a ty byly porovnány ve vztahu k rozloze vrchovišť v daném povodí.

Výstupy dokazují, že při nízké hladině podzemní vody je vrchoviště schopno pojmout velké množství vody a redukovat tak vývoj povodňové vlny. Dále pak poukazují na to, jak velká může být extremita odtokové odezvy na srážkový úhrn ve studované oblasti během různých příčinných podmínek. Získané poznatky potvrzují a podporují výsledky nedávných studií (Janský, Kocum 2008; Čurda, Janský, Kocum 2011 a Kocum 2012). Zamokřené plochy mají výrazný dopad na chování odtoku. Měření hladiny podzemní vody ukazuje, že existence vrchoviště rapidně navyšuje odtok pouze v případě, když je nasyceno. Při maximálním nasycení a úhrnu srážek ve výši kolem 40 mm mohou povodí s podílem vrchovišť 30 % a více v této části Šumavy generovat i 3krát vyšší průtok a odpovídající objem povodňové vlny než povodí s 10% pokrytím rašeliništi. Ze současných relativně krátkodobých měření hladiny podzemní vody ve vrchovišti v povodí Rokytky vyplývá, že po většinu vegetačního období jsou ovšem vrchovištní komplexy plně nasyceny (Kučerová, Kučera, Hájek 2009). V tom případě není vrchoviště schopno pojmout a zpomalit vývoj povodňové vlny a proto se tak stává nepříznivým faktorem v procesu tvorby odtoku. Další důležitá proměnná je reprezentována charakteristikami daného vrchoviště, především stupněm jeho vývoje a zásobováním vodou (Bragg 2002). V povodí horní Vydry lze ve většině případů nalézt rašeliniště plněné srážkovou vodou. Příspěvek rovněž zdůrazňuje, že rozloha zamokřených ploch v povodí je důležitější než jejich morfometrické parametry, jako jsou např. svahové charakteristiky.

Pochopení a objasnění mechanismu tvorby odtoku v této oblasti dokáže zcela určitě pomoci ke zlepšení predikce a ochrany před těmito extrémními jevy. Výsledky takového výzkumu představují klíčový faktor jejich účinné eliminace v souvislosti s využitím nenásilných opatření, která se dají v povodí realizovat.

- Obr. 1 Lokalizace experimentálních povodí v rámci povodí Vydry.
- Obr. 2 Denní úhrny srážek a průměrné denní teploty vzduchu v roce 2013 v obci Modrava. Vzhledem k vytápění srážkoměru jsou registrovány rovněž sněhové úhrny v zimním období.
- Obr. 3 Procentuální podíl vrchovišť v jednotlivých experimentálních povodích. OR – organosol (databáze VÚMOP); R, G, T – ekologické stupně (databáze ÚHUL).
- Obr. 4 Výskyt zamokřených ploch na základě databází VÚMOP a ÚHUL.
- Obr. 5 Objemy povodňových vln během různých srážkových událostí a minimální saturaci vrchovišť. Horizontální osa představuje úhrn srážek.
- Obr. 6 Specifický odtok v profilech na Rokytce (C) a na Tmavém potoce (D) v srpnu 2012.
- Obr. 7 Vývoj specifického odtoku během srážkové události ve dnech 20.–21. 8. 2012 v jednotlivých experimentálních povodích.
- Obr. 8 Objemy povodňových vln během různých srážkových událostí a maximální saturaci vrchovišť. Horizontální osa představuje úhrn srážek.
- Obr. 9 Specifický odtok v profilech na Rokytce (C) a na Tmavém potoce (D) v květnu 2013.
- Obr. 10 Vývoj specifického odtoku během srážkové události ve dnech 10.–11. 5. 2013 v jednotlivých experimentálních povodích.
- Obr. 11 Schéma povodí Rokytky s instalovanými měřicími přístroji.
- Obr. 12 Vliv hladiny podzemní vody (1–3) a půdní vlhkosti (4) na odtok v profilu Rokytka. 1 – rašeliník (data AS CR), 2 – kleč, 3 – podmáčený les.

ACKNOWLEDGMENTS

This article is supported by the Grant Agency of the Czech Republic under the project GAČR 13-32133S “Headwaters retention potential assessment with respect to hydrological extremes”

The authors acknowledge the financial assistance on this project.

Authors greatly thank to Botany institute AS CR and to Ing. Březina for help and data supply.

Článek III: Základní geochemický monitoring a poměr rašeliníšní vody v odtoku z povodí

Kocum, J., Oulehle, F., Janský, B., Bůzek, F., Hruška, J., and Vlček, L.: Geochemical evidence for Peat Bog contribution to streamflow generation process: case study of Vltava River headwaters, Czech Republic, *Hydrol. Sci. J.*, 61, 2579–2589, <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1140173>, 2016.



Geochemical evidence for peat bog contribution to the streamflow generation process: case study of the Vltava River headwaters, Czech Republic

Jan Kocum, Filip Oulehle, Bohumír Janský, František Bůzek, Jakub Hruška & Lukáš Vlček

To cite this article: Jan Kocum, Filip Oulehle, Bohumír Janský, František Bůzek, Jakub Hruška & Lukáš Vlček (2016) Geochemical evidence for peat bog contribution to the streamflow generation process: case study of the Vltava River headwaters, Czech Republic, Hydrological Sciences Journal, 61:14, 2579-2589, DOI: [10.1080/02626667.2016.1140173](https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1140173)

To link to this article: <http://dx.doi.org/10.1080/02626667.2016.1140173>



Accepted author version posted online: 24 Feb 2016.
Published online: 14 Jul 2016.



Submit your article to this journal [↗](#)



Article views: 58



View related articles [↗](#)



View Crossmark data [↗](#)



Citing articles: 1 View citing articles [↗](#)

Geochemical evidence for peat bog contribution to the streamflow generation process: case study of the Vltava River headwaters, Czech Republic

Jan Kocum^a, Filip Oulehle^b, Bohumír Janský^a, František Bůzek^b, Jakub Hruška^b and Lukáš Vlček^a

^aDepartment of Physical Geography and Geoecology, Faculty of Science, Charles University in Prague, Prague 2, Czech Republic; ^bDepartment of Biogeochemistry, Czech Geological Survey, Prague 1, Czech Republic

ABSTRACT

A geochemical approach using stable oxygen isotopes was used to understand streamflow generation processes in the highly peaty catchment of the Rokytká Brook in the headwaters of the Vltava River, Czech Republic. The contribution of water from peat bog areas to the total surface runoff was assessed using a hydrological time series, as well as geochemical, hydrochemical and isotope-hydrological approaches for unit hydrograph separation by means of anion deficiency. Using data from the hydrological year 2008, the role of an existing peat bog in the runoff formation dynamics of the Rokytká Brook catchment was determined, and the hydrological cycle was described and assessed using stable $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotopes. The research findings strongly support the fact that peatland areas within the studied catchment do not significantly communicate hydraulically with surface streams, and their hydrological function in this region is insignificant.

ARTICLE HISTORY

Received 3 November 2014
Accepted 22 October 2015

EDITOR

M. C. Acreman

ASSOCIATE EDITOR

not assigned

KEYWORDS

geochemical approach;
runoff formation; Vltava
River; headwaters; stable
oxygen isotopes;
experimental hydrology

1 Introduction

There are several obstacles to defining the environment in which hydrological processes take place. The surface runoff concept is insufficient, and determination of basic hydrological processes using information about the qualitative composition of water is inadequate. Hydrochemical and geochemical approaches may be used to explain the mechanisms of water retention and runoff formation in headstream areas. Solving the question of runoff formation in river headstream areas requires detailed information on the basic elements of runoff mechanisms. Since the theory of so-called “effective precipitation” (Horton 1933) was accepted, the hydrological responses of runoff to causal rainfall have been extensively studied. Despite this, the real mechanisms of water behaviour underground have not been so clearly described (McDonnell 2003). The absence of detailed measurements results in simplified assumptions and insufficient description of complicated processes such as the causal aspects of runoff formation. Rainfall–runoff transformation requires additional data, which can be obtained using a natural tracer. This information can be provided by a combination of isotope and geochemical approaches (Hoeg *et al.* 2000, Šanda 2010). This new dimension to hydrological studies has proven extremely simple and superior to previous methods (McDonnell 2003, Klaus and McDonnell 2013).

Using information about isotope concentrations in the soil and subsurface water, as well as in the causal precipitation, it is possible to determine the proportions of these phases in

extreme runoff, based on the isotope concentration in the outflow. However, the processes causing this exchange are not completely known (Kendall and McDonnell 1999, Šanda 2010). Water can often move through different isotopically and geochemically specified spaces and channels, or be retained (Kirchner 2003). These spaces are not space-homogenous and their contribution over time to the proportion of runoff is not necessarily constant (Šanda *et al.* 2009).

The hydrological function of peat bogs remains a matter of debate; so far, no-one has fully solved this problem, despite a number of research projects in different countries. Opinions on the function of peat bogs vary, and it is evident in the literature that questions raised in the second half of the 20th century will not be easy to answer. A detailed analysis of the various approaches to these questions was made by Ferda (1960) for the Šumava Mountains. The so-called “theory of sponge”, evident in the literature from the late 1960s, suggested that peatland was important for (a) its significant water retention and discharge regulating capability during high rainfall totals, and (b) its discharge heightening and runoff balancing ability in dry periods. From the late 1970s, studies appeared that confirmed the retention capacity of peat bogs. Authors asserted that the only possible way to increase the retention capacity was to lower groundwater levels by means of drainage. Since that time, the problem of hydraulic communication between peat bog complexes and draining streams, including the procedures of drainage, such as diking of former drainage channels, has become a field of broad debate within the literature (e.g. Conway and Millar 1960, Burke

1967, McDonald 1973, Moklyak *et al.* 1975, Baird 1997, Holden *et al.* 2001). An interesting and detailed review of the literature covering opinions on both sides can be found in Holden *et al.* (2004). Conflicting results were presented in the papers mentioned, depending on the different physical-geographical conditions. However, in general, the results proved that water courses draining areas of peatland show significant discharge variability, and that the influence of peatland on runoff regime balance had been overestimated in the past.

The same result – a significantly negative influence of peatland on the runoff process from the runoff variability point of view – was reached in a study area in the Upper Vltava River basin (Janský and Kocum 2008, Kocum *et al.* 2010, Čurda *et al.* 2011, Kocum 2012, Vlček *et al.* 2012). Peatland represents a very significant component of the hydrological regime in central parts of the Šumava Mountains. The existence of large peat bogs in this area is due to a humid climate and optimal relief configuration (Pošta 2004). The influence of peatland on water quality in water courses has been assessed as unambiguously negative, while the intensity of the effect is related to the area and volume in a catchment.

The influence of peat bogs on hydrological processes has also been discussed with respect to the effect on water quality, especially the ionic structure of water in periods of high or low discharges (Novák 1955, 1959, Onderíková and Štěrbová 1956, Freeman *et al.* 2001, Worrall *et al.* 2003). In dry periods, runoff from peat bogs decreases or becomes almost intermittent. This results in improvement in the quality of the water in streams draining the peat bog. This was confirmed by studies carried out by Ferda *et al.* (1971) and others (Hruška *et al.* 1996, 1999, Oulehle and Janský 2003). However, during summer rainfall periods and spring snowmelt, there is a decline in water quality as peat bog complexes are fully saturated and water flows over the stream bed. In the case of water release during dry periods, this would be expected to result in decreased water quality.

A geochemical approach, as a complement to hydrological approaches, can be used to assess the contribution of the peat bog water to total runoff formation through determination of the intensity of hydraulic communication between the hydrological conditions of a peat bog complex and surface runoff. With respect to the significant proportion of peatland areas within the Vltava River headwaters (southwestern Czech Republic), the local retention potential and runoff formation, in relation to the existence of highly peaty areas, could be assessed. Limited hydraulic connectivity between peat bogs and surface streams is related to specific geomorphological conditions in the Vltava River headwaters.

The Šumava Mountains have the largest peat bog areas in the Czech Republic, as well as in Central Europe, due to their specific geology and morphology. Similar conditions for upland peat bog development can also be found in Scotland and Scandinavia. Waterlogged areas in Central Europe are formed mostly in flat areas or valleys, for example in Biebrza, Poland (Wassen 1995), or in western Slovakia (Juráková and Klementová 2003), where hydrological and climatic conditions are different from those of mountainous peat bogs. Therefore, it is better to compare hydrological processes within the Šumava Mountains peat bogs to those in Scottish or Scandinavian peaty areas.

Based on hydrological time series analysis carried out within the Vltava River headstream area, Kocum (2012) determined the significant dependence of runoff variability on peatland proportion. Continual records of water level and the corresponding discharge values offer an extraordinary database for detailed analyses of the ascending and descending phases of flood waves, and for assessment of peat bogs and the influence of peat-forming soils on hydrological processes during dry periods. Through detailed statistical analysis of daily, monthly and yearly time series, slightly higher runoff variability was identified in the Vydra River basin (representing a quite peaty area) compared to the non-peaty Křemelná River basin. Runoff variability in experimental sub-catchments (including the Rokytká Brook catchment) was assessed by means of peak flow frequency analysis with respect to the different rates of discharge of the two compared streams, and by analysis of runoff reaction to causal rainfall during several rainfall events. The analyses of extreme runoff phases showed a higher frequency of peak flows and their shorter reaction to causal rainfall (lower water retention potency) in the case of highly peaty areas (Rokytká Brook catchment in particular); therefore, there is more distinct runoff variability of streams draining peatlands and peat-forming soils (Kocum and Janský 2009, Kocum 2012).

Stable oxygen isotopes are among the elements that occur in the natural hydrological cycle in various concentrations. Their concentrations can be used to give us unique information about water that enters a catchment in the form of precipitation, is retained in the catchment (e.g. in soil and underground water, saturated areas, rivers, lakes) and is released from the catchment in the form of runoff (Kendall and McDonnell 1999). Due to the uniqueness of the proportion of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotopes in each source over time (precipitation, subsurface water, surface water), the principle of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation is used for runoff formation modelling through the unit hydrogram separation method by means of anion deficiency.

The main goals of this study were:

- to assess the hydrological cycle in a highly peaty catchment using stable $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotopes and to determine the role of an existing peat bog in the runoff formation dynamics;
- to evaluate the correlation between the surface water chemistry and instantaneous discharge in the highly peaty catchment; and
- to determine the total balance of ecologically significant elements (N, C, S, Ca, Mg, K) in the highly peaty catchment.

To achieve these goals, the experimental catchment of the Rokytká Brook, situated in the headstream area of the Vltava River and representing a highly peaty watershed, was chosen.

2 Study area

The upper Vltava River basin, including the area where our experimental research was undertaken, the Rokytká Brook catchment (see Fig. 1), represents an area with a highly significant proportion of peatland. The catchment of interest is located in the most exposed part of the Šumava Mountains.

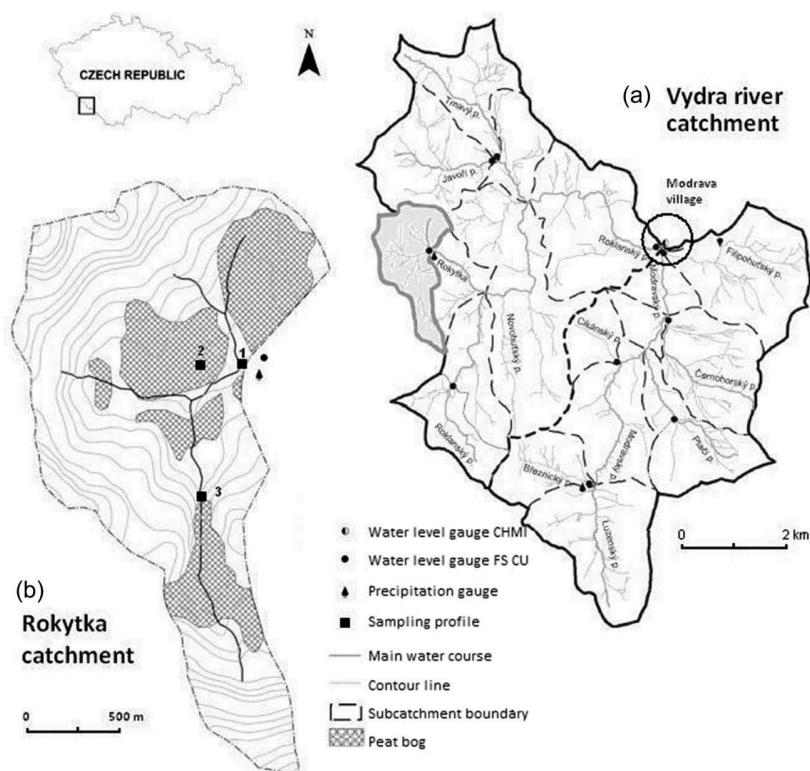


Figure 1. Location of the studied catchment including the CHMI (Czech Hydrometeorological Institute) and FS CU (Faculty of Science, Charles University in Prague) water stage recorders and automatic water level and precipitation gauges within the Vltava River headwaters (Vydra-Modrava closing profile). (a) Vydra River headwaters and location of the Rokytká Brook experimental catchment; (b) location of sampling profiles and the main peat bogs. Sampling profiles, 1: stream water at the outflow; 2: the largest peat bog lake in the catchment; 3: tributary.

The Rokytká Brook is the left tributary of the Rokytká Brook, one of two sources of the Vydra River, which becomes the Otava River. The experimental catchment, down to the closing profile with installed water level gauge, has an area of 3.86 km². According to the ZABAGED (the basic platform for geographical data of the Czech Republic: digital terrain model of the Czech Republic area) underlayer of bogs and marshes, and to the water streams and basins of the TGM Water Research Institute DIBAVOD (digital basis for water management data: thematic water management upgrade of ZABAGED layer) layers, bogs make up 0.892 km², which corresponds to about 23.1% of the total area.

Although the studied catchment is mountainous, its exposure in the plateau part of the Šumava Mountains gives it flat watershed characteristics favourable for the existence of high moorland. The catchment is formed of a typical old-aligned surface with an average slope of about 6° and an altitude varying between 1090 and 1230 m a.s.l. The bedrock is composed of weathered rocks, mainly granite. Soil conditions in the studied area include the features of on-site Organosols, as described by Šefrna (2004). Local soils represent typical examples of Šumava Mountain soils, where a vertical sequence of several types of soil, with Histosols on the ridges and basins, is typical. The basin is mostly covered by entic Podzol. The second most common type of soil is Histosol, which covers about 26% of the catchment area. In the lower part of the catchment, close to the closing profile, a relatively broad peat bog complex, with significant cubic capacity (up to 7.2 m

depth), and several peat bog lakes can be found (see Fig. 1 (b)). In certain lower parts of the basin, Gleysols are distributed. From a runoff conditions point of view, water-saturated Organosols represent extreme runoff accelerators. Even if Organosols have a broad capacity for retention of water, which is successively delivered to streams, their retention effect does not dominate in the state of full water saturation.

The vegetation can be divided between peat bog and forest (other). Within the peat bog vegetation, bogs of mountainous type are easily distinguishable. They are surrounded by water-logged spruce forest and minerotrophic sedge peat soils (Buřková 2009). The rest of the forest vegetation is mainly composed of spruce with the addition of fir and beech, and is present predominantly on the south-facing slope. The forest has been influenced by the spruce bark beetle calamity.

3 Methods

3.1 Hydro-climatic monitoring

The existing systems of automatic ultrasound and hydrostatic pressure water-stage recorders (with data transmission through the GPRS network using a GSM module), climatic stations and shuttle precipitation gauges (Fig. 1(a); located in the closing profile of the Rokytká Brook catchment) and other modern equipment and methods were used in the chosen experimental catchments to assess the landscape retention potential and to determine rainfall–runoff relations

in this area. The experimental profiles chosen also contained sensors for observation of physical-chemical parameters. This network, together with state profiles within the Czech Hydrometeorological Institute (CHMI) limnographic stations, produced a very good basis for analysis of the head-water runoff regime. In the profiles given, periodic discharge measurements using a hydrometric propeller were carried out in order to construct accurate consumption curves with high confidence coefficients. Using the above measurements, a detailed analysis of peatland hydrological function was carried out. The influence of peat bogs on runoff conditions was assessed by thorough comparison of runoff regimes in sub-catchments with different peatland proportions and other physical-geographical conditions. Processes of streamflow generation and present peat bog revitalization activities were studied primarily using hydrological statistics, and then by means of ion, carbon and oxygen isotope balance analyses, with particular attention to periods of high or low discharge rates.

3.2 Precipitation sampling

Precipitation sampling for isotope analyses was carried out once a month initially, and then twice a month after 3 months, in the study catchment. The precipitation amount and its isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$) were measured (Fig. 2). Precipitation chemistry and deposition were measured at monthly intervals in the adjacent catchments of Roh and Doupě, which have very similar characteristics and are close to the study area.

3.3 Surface water sampling

Surface water sampling was carried out to determine chemistry and isotopic composition in monthly and two-weekly time steps, respectively, in three different sampling profiles:

outflow profile (water level gauge, 1), bog profile (organogenous lake, 2) and inflow profile (tributary, 3) (see Fig. 1(b)). The sampling profile represented the study locality (sites) where water was sampled. The study catchment was closed by the automatic ultrasound hydrological gauge for continual water level and discharge monitoring. Instantaneous discharge in the studied profiles during water sampling for laboratory analyses is shown in Figure 3. Sampling episodes were chosen with respect to the whole discharge range in order to obtain data from extreme episodes such as thaw, snowmelt, rainfall and drought.

3.4 Chemical analyses

Samples were kept in the dark and cold (4°C) and analysed in accredited laboratories of the Czech Geological Survey (ISO 9001). The pH values and concentrations of the following species were stated: NO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- determined by ion exchange chromatography, F^- potentiometrically by ion-selective electrode, and NH_4^+ by Indofenol blue colorimetry; Ca, Mg, Na, K, Al, Fe and Si measured by flame atomic absorption spectrometry (FAAS); alkalinity measured by titratable strong acid (0.1 M HCl); dissolved organic carbon (DOC) and total nitrogen (TN) obtained by high-temperature oxidation-catalysed platinum, as for CO_2 and NO_2 ; total organic nitrogen (TON) calculated as the difference between TN and $\text{N-NO}_3 + \text{N-NH}_4$; and $\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ determined using standard methods with an analysis error $\pm 0.1\%$ (Bůžek 1984).

3.5 Water body apportionment using ^{18}O

In nature, oxygen (O) occurs as three stable isotopes ^{18}O , ^{17}O and ^{16}O . The H_2^{16}O molecule is lighter and needs less energy to evaporate than the H_2^{18}O molecule. During condensation it behaves in the opposite way. The tracing method uses the

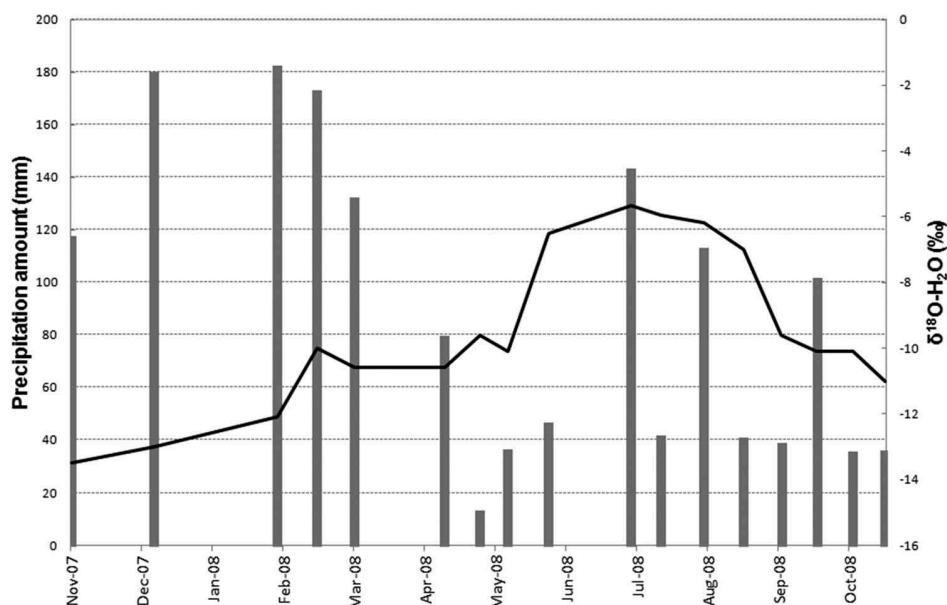


Figure 2. Precipitation amount (bars) and the $\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ profile (line) in precipitation for the Rokytká Brook catchment for the hydrological year 2008.

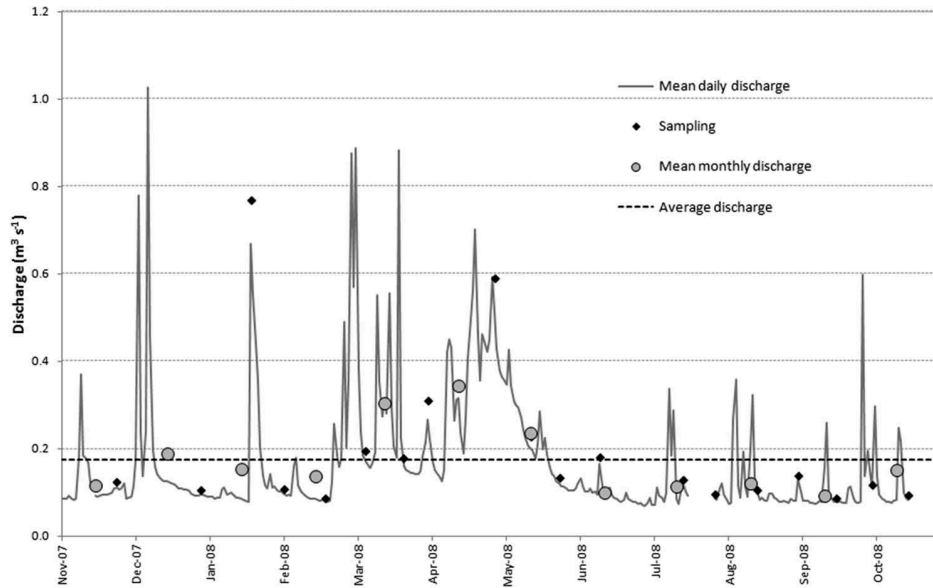


Figure 3. Demonstration of actual values of discharge during each sampling episode in the closing profile of the experimental Rokytká Brook catchment.

fact that the proportion of heavier and lighter isotopes changes at a phase interface (usually between liquid and vapour phases). The extra energy needed to transfer molecules with heavier isotopes to the vapour phase results in a relative deficiency of molecules with heavier isotopes in water vapour than in liquid water (Kendall and McDonnell 1999). Because this process (fractionation) is temperature related (Craig and Gordon 1965), precipitation in colder areas and during colder periods has a lower $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratio compared to warmer areas and warmer periods. Due to the uniqueness of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotope ratio of each source (precipitation, sub-surface water, surface water) at a particular time, the principle of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation could be used for runoff formation modelling. The symbol “delta” is used to express the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$

isotope ratio. It represents the relative proportion of measured $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ to a standardized $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ proportion (in this case SMOW – Standard Mean Ocean Water) (Hoeg *et al.* 2000, Klaus and McDonnell 2013).

To calculate the contribution of the bog to the Rokytká Brook runoff, a simple model, including the inputs from the bog and from the tributary, was used. It was not possible to assess the input of direct precipitation separately due to the similar signals of $\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ in the bog and the precipitation (see Fig. 4). The water balance of the Rokytká Brook experimental catchment stems from the mass balance (Bůžek 1984). The contribution of the bog to the Rokytká Brook runoff was therefore calculated on the basis of the following equations:

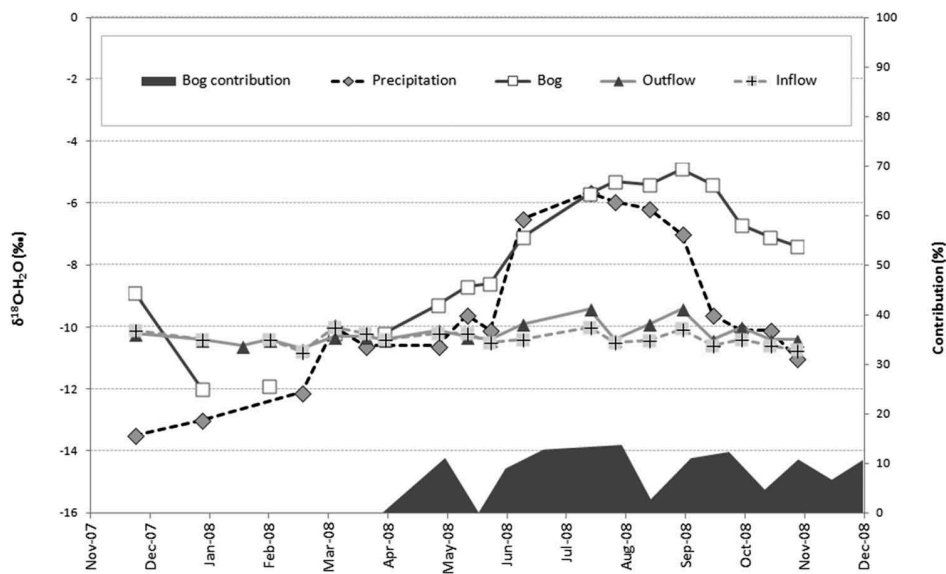


Figure 4. Profile of $\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ in surface water and precipitation in the Rokytká Brook catchment for the hydrological year 2008; the y-axis shows the relative balance contribution of bog water to the total runoff from the watershed.

$$Q_O \delta^{18}O_O = \sum Q_i \delta_i = Q_B \delta^{18}O_B + Q_T \delta^{18}O_T \quad (1)$$

$$p = Q_B / Q_O \quad (2)$$

$$p = (\delta^{18}O_O - \delta^{18}O_T) / (\delta^{18}O_B - \delta^{18}O_T) \times 100 \quad (3)$$

where $\delta^{18}O_O$ is the outflow isotopic composition, $\delta^{18}O_T$ is the tributary isotopic composition, $\delta^{18}O_B$ is the bog isotopic composition, p is the relative contribution of bog water (%) and Q is the discharge in observed profiles.

4 Results

4.1 Precipitation chemistry and deposition

The total amount of precipitation in the Rokytká Brook catchment in the hydrological year 2008 was 1485 mm. Deposition of each element in the nearby Roh and Doupě catchments is presented in Table 1. Precipitation amounts and $\delta^{18}O$ -H₂O profile are visualized in Figure 2. The seasonal course of $\delta^{18}O$ -H₂O was very consistent.

4.2 Hydrological analyses

The Rokytká Brook represents typical hydrological behaviour of streams in the central Šumava Mountains, with peak flows occurring in April and May during snowmelt (Fig. 5). The annual discharge was $0.18 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, so the studied year, 2008, showed a slightly below-average value (Fig. 6).

Potential evapotranspiration was calculated using the Penman-Monteith equation (Penman 1948) from the set of 2007–2014 data. Evapotranspiration data varied little within the year, with a maximum movement of around $100 \text{ mm month}^{-1}$, see Figure 7. The precipitation amount did not include water from snow during winter, so it seems quite low compared to the discharge.

The 2008 hydrological year analysed in the Rokytká Brook profile was, from a runoff and precipitation point of view, quite average and typical for a region with such physical-geographic conditions (see Fig. 6). Data from the 2008 hydrological year were homogenized and deemed representative

Table 1. Deposition ($\text{kg ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$) and precipitation amount (mm) in the Roh and Doupě experimental catchments of the Czech Geological Survey, located very close to the Rokytká Brook catchment.

Catchment	Doupě	Roh
Altitude (m a.s.l.)	1197–1330	1216–1270
Precipitation amount (mm)	1178	1269
Deposition ($\text{kg ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$)		
Na	2.0	1.3
K	1.0	0.5
Mg	0.4	0.4
Ca	2.5	2.2
NH ₄	4.4	7.2
F	0.1	0.1
Cl	0.9	1.3
NO ₃	9.4	13.1
SO ₄	7.4	9.9
TOC	21.8	20.9
S	2.5	3.3
N	5.5	8.6
pH	5.01	5.23

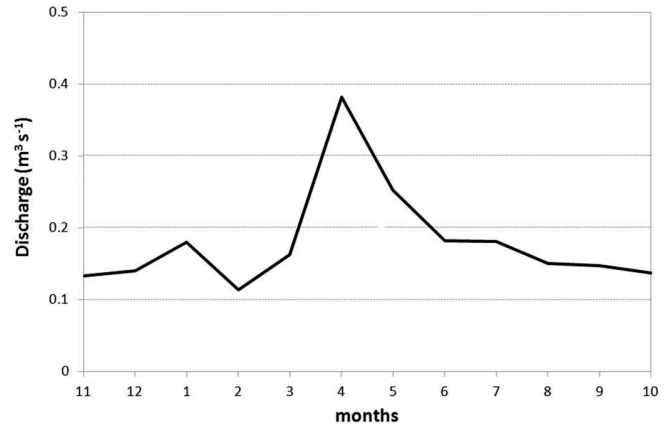


Figure 5. Mean monthly discharge in the outflow from the Rokytká Brook catchment (FS CU 2007–2014 dataset).

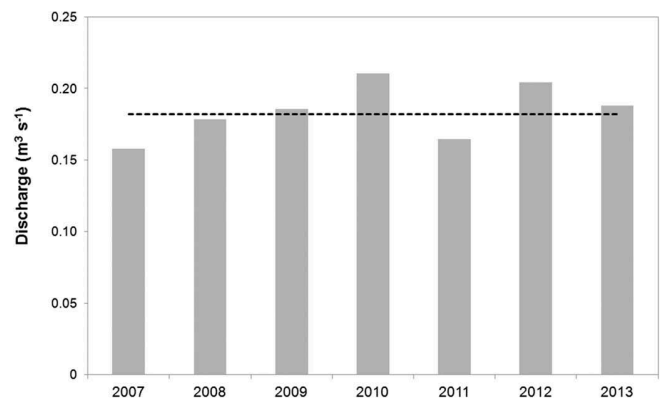


Figure 6. Annual discharge in the outflow from the Rokytká Brook catchment (FS CU 2007–2014 dataset). Dashed line represents mean annual discharge.

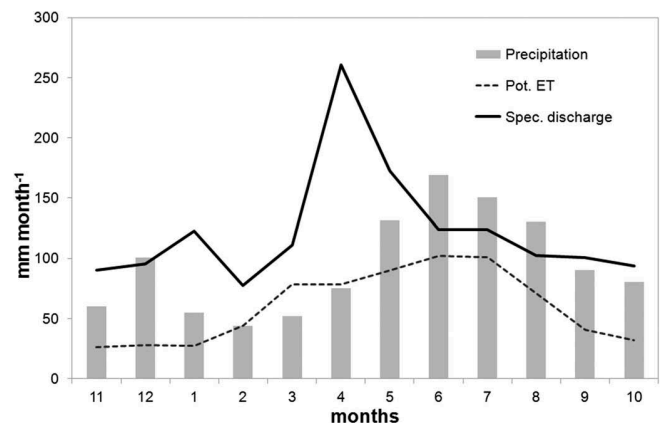


Figure 7. Monthly mean precipitation, specific discharge and potential evapotranspiration (pot. ET).

and sufficient for detailed analyses. The mean daily and monthly discharges were calculated and the average discharge for 2008 was determined in order to assess general features of the runoff regime in the studied year (Fig. 3). The time series showed a typical course except for the first week of December 2007, when a strong thaw occurred. The actual discharge values during each sampling term are shown in Figure 3.

Sampling of precipitation and of surface water was focused on different levels of discharge (especially on periods of low or high surface runoff) and thus provided sufficient data for partial analyses. Results from hydrological analyses had to be verified using other approaches including geochemical methods (see Section 4.3).

Total runoff (1437 mm) was comparable to the measured amount of precipitation (1485 mm). Such low evapotranspiration is improbable; thus, the input of atmospheric water is apparently undervalued. Horizontal precipitation such as fog or frost probably contributed to the higher rate of total precipitation. The contribution of horizontal deposition in the Šumava Mountains could be estimated at a minimum of 10%. Most elevated locations, including the Rokytká Brook catchment, had a higher horizontal deposition of around 15% (Eliáš *et al.* 1995, Tesař *et al.* 1995, Pavlásek *et al.* 2010).

4.3 Runoff chemistry and balance

4.3.1 Bog

Water in the Rokytká peat bog had low concentrations of dissolved solids and a seasonal $\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ profile (Fig. 4) similar to that for precipitation, which represents the main source of water in the bog. Hydrogen ion concentration (pH) in the bog water is regulated largely by the total organic carbon (TOC) concentration (Fig. 8). TOC showed a strong seasonal profile related to evaporation and organic matter production (low TOC concentration in winter and high concentration in summer). Inherently higher contents of organic acids together with low total mineralization result in low pH and low water alkalinity. Nitrates occur in the bog solely during the winter period, while their source is represented by winter precipitation.

4.3.2 Rokytká Brook tributary

The Rokytká Brook catchment is fed by many tributaries; however, two of them are the most significant. Due to the fact that both affluents showed very similar chemistry, data from the one with higher discharge were analysed. Total mineralization of the Rokytká Brook was higher than that of

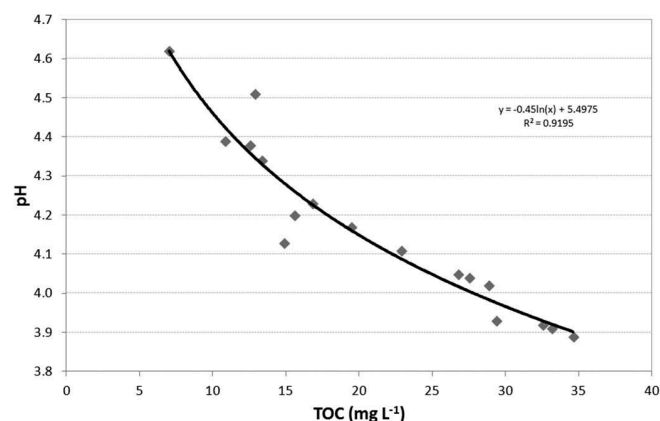


Figure 8. Hydrogen ion concentration (pH) dependence on TOC concentration in the Rokytká Brook catchment peat bog.

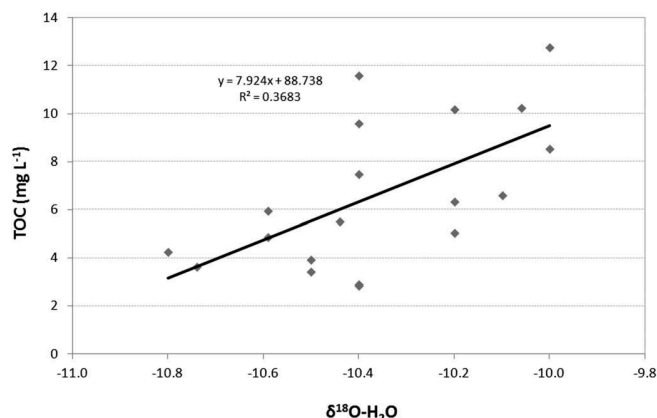


Figure 9. TOC– $\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ relationship in the Rokytká Brook tributary (inflow profile).

a bog and its $\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ profile was more balanced (Fig. 4). The $\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ balance is a consequence of the prevailing supply from groundwater. The Rokytká Brook can contain water from shallow soil horizons with a higher TOC content, but only during periods of higher precipitation (Fig. 9). The hydrogen ion concentration (pH) of the Rokytká Brook was significantly dependent on discharge (Figs 10 and 11) and the profile of affluent discharge was very similar to that of the brook itself. Increased TOC concentration was related to the production of organic matter during the summer period. No significant correlation between TOC and pH occurred.

4.3.3 Rokytká Brook outflow

The chemistry of the Rokytká Brook in the closing profile is similar to the chemistry of the main tributary. As mentioned previously, the pH of the Rokytká Brook is dependent on actual discharge (Fig. 11).

From the results (Fig. 4), it is evident that the contribution of bog water to the Rokytká Brook runoff was insignificant, moving at the most only around 10% of total runoff outside the winter period. During winter months the bog contribution was negligible and the runoff was formed solely by the tributaries, thus by groundwater. The general character of Rokytká Brook chemistry is derived primarily from sources of water that have been in contact with mineral soils, also during the period of increased runoff (see stable $\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$, Fig. 4). A strong argument for the claim that the main sources of Rokytká Brook runoff are represented by its tributaries, supplied mainly by groundwater, is that there was also a high concentration of cations in the brook compared to the bog (Fig. 12). Periodically increased TOC concentrations most likely originated from the riparian zone, from where TOC is washed away in periods of increased runoff. Production of seasonal organic matter would also have had some influence.

5 Discussion

The Šumava Mountains encompass the largest peat bog area in not only the Czech Republic, but in Central Europe, largely due to the specific geology and morphology. However, it is quite complicated to compare data acquired from this type of

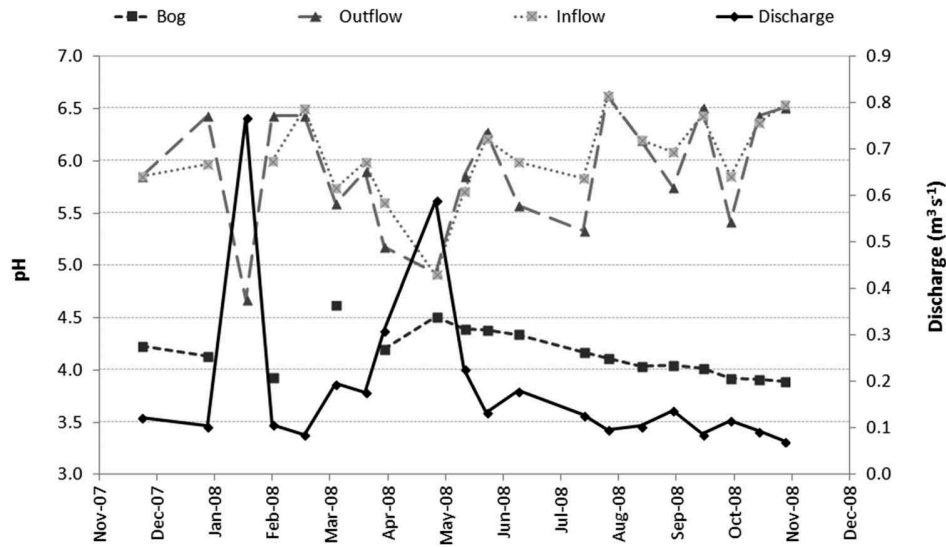


Figure 10. Hydrogen ion concentration (pH) and instantaneous discharge during sampling of the Rokytká Brook catchment, hydrological year 2008.

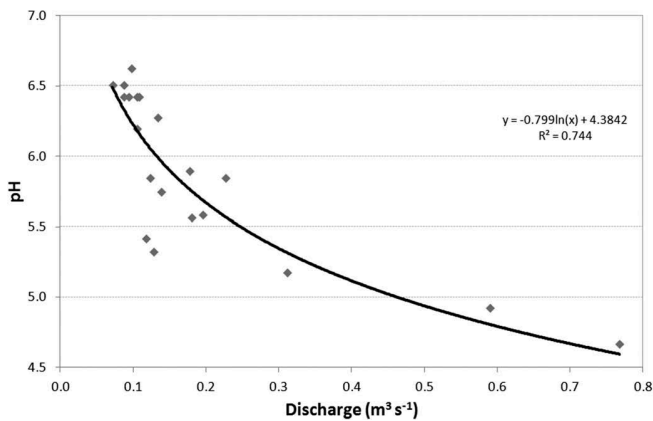


Figure 11. Hydrogen ion concentration (pH) dependence on discharge in the Rokytká Brook profile (water level gauge), hydrological year 2008.

peat bog with those situated in other parts of Europe, or the rest of the world. Although some of the requirements needed for peat bog development are present in Central Europe, all the necessary conditions for upland peat bog formation are found in Scotland and Scandinavia. Waterlogged areas in Central Europe are found mostly in flat areas or valleys, for example in Biebrza in Poland (Wassen 1995) or in western Slovakia (Juráková and Klementová 2003). However, the hydrological and climatic conditions in these regions are different from those in mountainous bog regions. This paper presented new and unique findings about the role of peat bogs in the specific conditions typical of Central Europe. It is crucial to be aware of this fact and to take it into consideration.

Opinions on the role of peat bogs in rainfall–runoff processes in the Šumava Mountains have changed dramatically

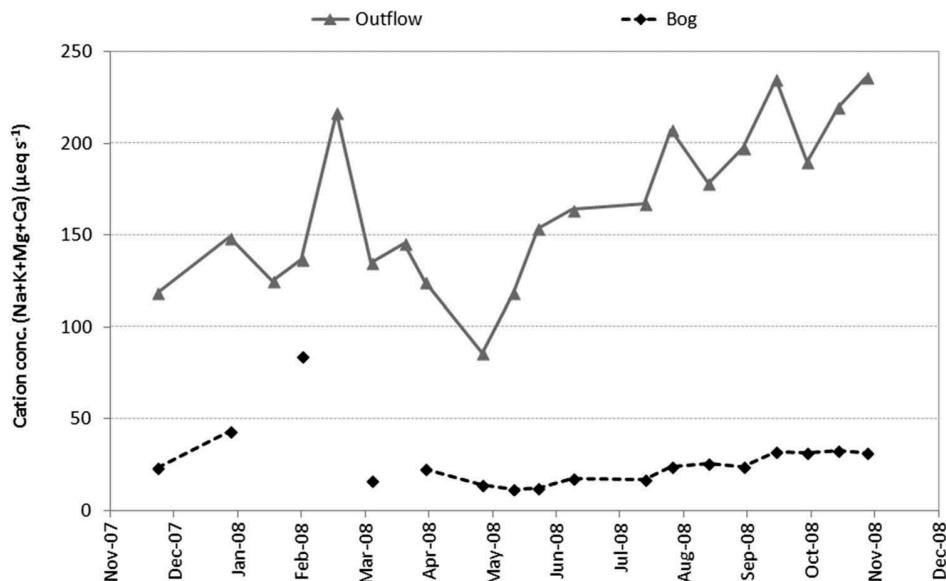


Figure 12. Cation concentration (Na + K + Mg + Ca) in surface water of the Rokytká Brook catchment, hydrological year 2008.

during the last 150 years. A general consensus has appeared in the last five decades. The first hydrological survey on this topic was carried out by Ferda *et al.* (1971) and followed by Janský and Kocum (2008). Čurda *et al.* (2011) then provided more accurate results comparing two sources of the Vydra River with different peat proportions in their catchments, confirming previous research. Importantly, they showed that the role of peat bogs in rainfall–runoff processes starts to be observed from about 15 mm rainfall during drought and about 20 mm during maximum saturation. What is more, groundwater level measurements showed that peat bogs generate high outflow in the case of full saturation, as Vlček *et al.* (2012) claimed.

On the basis of the current observations of surface runoff, we have undertaken detailed analyses of ascending and descending phases of extreme runoff, and minimum discharges in profiles closing several sub-catchments with different physical-geographic conditions, including the Rokytka Brook catchment. In general, our studies showed higher peak flow frequency and shorter reaction to causal amounts of precipitation in the highly peaty areas. In other words, the studies showed greater runoff variability of streams draining peatland localities (Janský and Kocum 2008, Čurda *et al.* 2011, Vlček *et al.* 2012). The Rokytka Brook experimental catchment represents a highly peaty area with a runoff regime of significant variability compared to other watersheds. Data from the 2008 hydrological year proved it to be a representative year, with sufficient information for detailed analyses.

The exactness of the hydrological balance calculation in such a small experimental catchment can be affected by some possible errors. On the basis of the acquired data, the input data presented by precipitation could be undervalued, the outflow data could be overvalued due to an inaccurate consumption curve, or there is an underground inflow, which is not probable. Amounts of total runoff and measured precipitation (see Section 4.2; 1437 mm) point to the fact that the input of atmospheric water is apparently undervalued. Although it represents a less important component of wet deposition, from the quantitative point of view, horizontal precipitation (fog and frost) probably contributes to a higher rate of total precipitation. Tesař *et al.* (1995) stated that the contribution of horizontal deposition in the Šumava Mountains could be estimated as at least 10%. Most elevated areas, including the Rokytka Brook catchment, accounted for even higher horizontal deposition of around 15% (Eliáš *et al.* 1995, Pavlásek *et al.* 2010).

On the basis of the findings using a hydrological approach, a more detailed hydrochemical and geochemical analysis was undertaken. Geochemical data showed no significant hydraulic connection of the studied bog to the Rokytka Brook bed. The contribution to surface runoff by water from the bog was very insignificant, moving a maximum of around 10% outside the winter period. The predominance of underground water (forced out due to the pressure gradient) in total runoff was also confirmed by separation of each runoff component according to geochemical parameters. Several experts (Conway and Millar 1960, Burke 1967, McDonald 1973, Moklyak *et al.* 1975, Baird 1997, Holden *et al.* 2001) have undertaken detailed studies of peatland hydrological function,

including drainage procedures such as diking of former drainage channels, in various regions with different physical-geographic backgrounds. The findings are often very discrepant. Accordingly, the problem of hydraulic communication between peat bog complexes and draining streams needs to be solved strictly with respect to local physical-geographic conditions.

From a hydrological point of view, in these physical-geographic conditions peatland acts as a negative element for runoff transformation and its hydrological features are not favourable. Findings from our geochemical analyses therefore confirmed our primary hydrological assumption of a negative and insignificant impact of peatland on runoff dynamics, especially during flood and drought episodes. The weak influence of the peat bog is also demonstrated by a high concentration of cations in the surface runoff compared to the bog. Groundwater from the catchment is a much greater contributor to the surface runoff of the Rokytka Brook. In general, a very close correlation between pH and actual discharge in the experimental profiles located on the Vltava River headwaters was found, corresponding to Worrall *et al.* (2003). A reasonably close relationship was also observed in the closing profile of the Rokytka Brook catchment.

Detection of natural tracers is a useful method to provide key information in hydrological observation studies of catchment runoff formation. Studies of water dynamics by means of natural tracers typically use oxygen (^{18}O) and hydrogen (^2H) isotopes (Kendall and McDonnell 1999). This approach is very favourable for the study of the hydrological balance under Central European conditions. Stable oxygen and hydrogen isotopes are elements that occur naturally, in variable concentrations, in the hydrological cycle. The isotope ratio provides unique information about the water that enters a catchment in the form of precipitation, the water that is retained in the catchment and the water that flows out in the form of runoff. The approaches of Hoeg *et al.* (2000) and Klaus and McDonnell (2013) showed the potential of using natural tracers, such as oxygen isotopes, to give good insight into the mechanism of runoff creation, especially in the studied area. Subsequent analyses need to be carried out in a field laboratory such as the Rokytka Brook catchment.

6 Conclusions

Using a combination of modern hydrochemical and geochemical methods it is now possible to investigate hydrological processes in experimental catchments in much more detail. These methods complement classical hydrological statistics and open up new opportunities to perform detailed studies of the “big picture” of streamflow generation processes under specific conditions. Statistical analysis of a hydrological time series, specifically the rate of variability of the runoff regime, for the catchment chosen in this study, correlated with results carried out using ion, carbon and oxygen isotope balance observations. Hydrological function in the study area appeared to be insignificant. Considerable runoff variability in highly peaty areas, together with the minimum hydraulic connectivity of peat bog complexes with water stream beds, is of

fundamental importance for our understanding of the behaviour of peatland areas in the highly exposed Vltava River headwaters. It is even more crucial that the area of the Vydra River headwaters is being monitored in terms of flood protection, drought prevention, and use as a potential reserve of freshwater. Proper understanding of the mechanisms of runoff generation processes in this area would certainly improve prediction of extreme hydrological episodes.

Disclosure statement

No potential conflict of interest was reported by the authors.

Funding

This work was supported by the Grant Agency of the Czech Republic [grant number GA 13-32133S].

References

- Baird, A.J., 1997. Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat. *Hydrological Processes*, 11, 287–295. doi:10.1002/(ISSN)1099-1085
- Buřková, I., 2009. Ochrana rašelinišť na Šumavě aneb byly Rokytecké slatě první? In: D. Černý and L. Dvořák, eds. *Weitfällerské slatě*. Vimperk: Správa NP a CHKO Šumava, 12–23.
- Burke, W., 1967. Principles of drainage with special reference to peat. *Irish Forestry*, 24, 1–7.
- Bůžek, F., 1984. A Rapid Procedure for Preparing Oxygen-18 Determination in Water Samples. *Isotopenpraxis*, 19, 70–72.
- Conway, V.M. and Millar, A., 1960. The hydrology of some small peat-covered catchments in the northern Pennines. *Journal of the Institute of Water Engineers*, 14, 415–424.
- Craig, H., Gordon, L.I., 1965. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere. In: E. Tongiorgi, ed. *Proceedings of conference on stable isotopes in Oceanic Studies and Paleotemperatures*. Spoleto: Laboratory of Geology and Nuclear Science, 9–130.
- Čurda, J., Janský, B., and Kocum, J., 2011. Vliv fyzickogeografických faktorů na extremitu povodní v povodí Vydry. *Geografie - Sborník ČGS*, 116 (3), 335–353.
- Eliáš, V., Tesař, M., and Buchtele, J., 1995. Occult precipitation: sampling, chemical analysis and process modelling in the Šumava Mts. (Czech Republic) and in the Taunus Mts. (Germany). *Journal of Hydrology*, 166, 409–420. doi:10.1016/0022-1694(94)05096-G
- Ferda, J., 1960. Hydrologický význam horských vrchovištních rašelinišť. *Sborník ČSAZV - Lesnictví*, 10, 835–856.
- Ferda, J., et al., 1971. Odtokový režim a chemismus vod v povodí Horní Otavy se zaměřením na výskyt rašelinišť. *Sborník Prací HMÚ*, 17, 22–126.
- Freeman, C., et al., 2001. Export of organic carbon from peat soils. *Nature*, 412, 785–786. doi:10.1038/35090628
- Hoeg, S., Uhlenbrook, S., and Leibundgut, C., 2000. Hydrograph separation in a mountainous catchment - combining hydrochemical and isotopic tracers. *Hydrological Processes*, 14, 1199–1216. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(200005)14:7<1199::AID-HYP35>3.0.CO;2-K
- Holden, J., Burt, T.P., and Cox, N.J., 2001. Macroporosity and infiltration in blanket peat: the implications of tension disc infiltrometer measurements. *Hydrological Processes*, 15, 289–303. doi:10.1002/(ISSN)1099-1085
- Holden, J., Chapman, P.J., and Labadz, J.C., 2004. Artificial drainage of peatlands: hydrological and hydrochemical process and wetland restoration. *Progress in Physical Geography*, 28 (1), 95–123. doi:10.1191/0309133304pp403ra
- Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions American Geophysical Union*, 14, 446–460. doi:10.1029/TR014i001p00446
- Hruška, J., et al., 1996. Role of organic solutes in the chemistry of acid-impacted bog waters of the western Czech Republic. *Water Resources Research*, 32 (9), 2841–2851. doi:10.1029/96WR01104
- Hruška, J., Kohler, S., and Bishop, K., 1999. Buffering processes in a boreal dissolved organic carbon - rich stream during experimental acidification. *Environmental Pollution*, 106 (1), 55–65. doi:10.1016/S0269-7491(99)00061-5
- Janský, B. and Kocum, J., 2008. Peat bogs influence on runoff process: case study of the Vydra and Křemelná River basins in the Šumava Mountains, southwestern Czechia. *Geografie - Sborník ČGS*, 113 (4), 383–399.
- Juráková, M. and Klementová, E., 2003. Status and trends of the wetlands in west Slovakia. *Slovak Journal of Civil Engineering*, 3, 1–8.
- Kendall, C. and McDonnell, J.J., 1999. *Isotope tracers in catchment hydrology*. Amsterdam: Elsevier Science B.V.
- Kirchner, J.W., 2003. A double paradox in catchment hydrology and geochemistry. *Hydrological Processes*, 17, 871–874. doi:10.1002/(ISSN)1099-1085
- Klaus, J. and McDonnell, J.J., 2013. Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. *Journal of Hydrology*, 505, 47–64. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.09.006
- Kocum, J., 2012. *Tvorba odtoku a jeho dynamika v pramenné oblasti Otavy*. Thesis (PhD). Charles University in Prague.
- Kocum, J. and Janský, B., 2009. Retence vody v pramenných oblastech Vydry a Křemelné – případová studie povodí Rokytky. In: D. Černý and L. Dvořák, eds. *Weitfällerské slatě*. Vimperk: Správa NP a CHKO Šumava, 26–48.
- Kocum, J., et al., 2010. Extremita odtoku v pramenné oblasti Otavy (řešení negativních dopadů klimatické změny). In: M. Vrabec, I. Durčanský, and J. Hladný, eds. *Hydrologické dny 2010 - Voda v měnícím se prostředí*. Praha: Nakladatelství ČHMÚ, 597–604.
- McDonald, A., 1973. Some views on the effects of peat drainage. *Scottish Forestry*, 27, 315–327.
- McDonnell, J.J., 2003. Where does water go when it rains? Moving beyond the variable source area concept of rainfall–runoff response. *Hydrological Processes*, 17, 1869–1875. doi:10.1002/(ISSN)1099-1085
- Moklyak, V.I., Kubyshev, G.P., and Karkutsiev, G.N., 1975. *The effect of drainage works on streamflow. Hydrology of marsh-ridden areas, Minsk, USSR*, 1972. IAHS Studies and Reports in Hydrology, 19. Paris: Unesco Press, 439–446.
- Novák, M., 1955. Huminové vody ve vodách údolních nádrží. *Vodní Hospodářství*, 5 (4), 127–128.
- Novák, M., 1959. Výzkum kvality vody v údolní nádrži Lipno. *Vodní Hospodářství*, 9 (9), 378–383.
- Onderiková, V. and Štěrbová, A., 1956. Príspevek k biologii a chemizmu Oravskej nádrže. *Vodní Hospodářství*, 6 (2), 46–51.
- Oulehle, F. and Janský, B., 2003. Limnologie a hydrochemismus v NPR Rejvíz. In: B. Janský and M. Šobr, eds. *Jezera České republiky (Současný stav geografického výzkumu)*. Prague: Charles University in Prague, 93–108.
- Pavlásek, J., et al., 2010. Ten years of hydrological monitoring in upland microcatchments in the Bohemian Forest, Czech Republic. *IAHS-AISH Publication*, 336, 213–218.
- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 193, 120–145. doi:10.1098/rspa.1948.0037
- Pošta, P., 2004. *Organogenní jezera v České republice*. Thesis (Master). Charles University in Prague.
- Šanda, M., 2010. Přírozené stabilní izotopy kyslíku a vodíku v hydrologii experimentálního povodí. In: M. Vrabec, I. Durčanský, and J. Hladný, eds. *Hydrologické dny 2010 - Voda v měnícím se prostředí*. Praha: Nakladatelství ČHMÚ, 255–261.

- Šanda, M., Kulasová, A., and Císlarová, M., 2009. Hydrological processes in the subsurface investigated by water isotopes and silica. *Soil and Water Resources*, 4, 83–92.
- Šefrna, L., 2004. *Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodním* [online]. Charles University in Prague. Available from: http://hydro.natur.cuni.cz/zmeny_povodni/pdf/sefrna.pdf [Accessed 8 July 2009].
- Tesař, M., Eliáš, V., and Šír, M., 1995. Preliminary results of characterization of cloud and fog water in the mountains of Southern and Northern Bohemia. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 43 (6), 412–426.
- Vlček, L., *et al.*, 2012. Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště: případová studie Rokytecké slatě, povodí horní Otavy, JZ. *Geografie - Sborník ČGS*, 117 (4), 371–395.
- Wassen, M.J., 1995. Hydrology, water chemistry and nutrient accumulation in the Biebrza fens and floodplains (Poland). *Wetlands Ecology and Management*, 2, 125–137.
- Worrall, F., Burt, T.P., and Adamson, J.K., 2003. Controls on the chemistry of runoff from an upland peat catchment. *Hydrological Processes*, 17, 2063–2083. doi:10.1002/(ISSN)1099-1085

Článek IV: Popis formování odtoku pomocí dvou barviv

Vlček, L., Falátková, K., and Schneider, P. (2017): Identification of runoff formation with two dyes in a mid-latitude mountain headwater, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 3025-3040, <https://doi.org/10.5194/hess-21-3025-2017>.



Identification of runoff formation with two dyes in a mid-latitude mountain headwater

Lukáš Vlček¹, Kristýna Falátková¹, and Philipp Schneider²

¹Department of Physical Geography and Geoecology, Charles University, Prague, Czech Republic

²Department of Geography, University of Zurich, Zurich, Switzerland

Correspondence to: Philipp Schneider (philipp.schneider@geo.uzh.ch)

Received: 11 February 2017 – Discussion started: 17 February 2017

Revised: 8 May 2017 – Accepted: 14 May 2017 – Published: 23 June 2017

Abstract. Subsurface flow in peat bog areas and its role in the hydrologic cycle has garnered increased attention as water scarcity and floods have increased due to a changing climate. In order to further probe the mechanisms in peat bog areas and contextualize them at the catchment scale, this experimental study identifies runoff formation at two opposite hillslopes in a peaty mountain headwater; a slope with organic peat soils and a shallow phreatic zone (0.5 m below surface), and a slope with mineral Podzol soils and no detectable groundwater (>2 m below surface). Similarities and differences in infiltration, percolation and preferential flow paths between both hillslopes could be identified by sprinkling experiments with Brilliant Blue and Fluorescein sodium. To our knowledge, this is the first time these two dyes have been compared in their ability to stain preferential flow paths in soils. Dye-stained soil profiles within and downstream of the sprinkling areas were excavated parallel (lateral profiles) and perpendicular (frontal profiles) to the slopes' gradients. That way preferential flow patterns in the soil could be clearly identified. The results show that biomat flow, shallow subsurface flow in the organic topsoil layer, occurred at both hillslopes; however, at the peat bog hillslope it was significantly more prominent. The dye solutions infiltrated into the soil and continued either as lateral subsurface pipe flow in the case of the peat bog, or percolated vertically towards the bedrock in the case of the Podzol. This study provides evidence that subsurface pipe flow, lateral preferential flow along decomposed tree roots or logs in the unsaturated zone, is a major runoff formation process at the peat bog hillslope and in the adjacent riparian zone.

1 Introduction

Hydrologic extremes in central Europe during recent decades have stimulated debates over sustainable solutions and suitable, cost-efficient strategies to prevent or mitigate the impacts of droughts and floods. Floods on the Vltava and Elbe River are documented back to Middle Ages (Brázdil et al., 2015; Faist, 1967) as having had devastating impacts on infrastructure and the economy. However, a system of dams and reservoirs, which was built in the Vltava catchment – the main drainage of the Šumava Mts. in the 1960s – failed to prevent major floods in 2002 (Hladný et al., 2005; Hladný, 2009) or 2013. These floods were mainly caused by heavy rainfall in summer or by rain on snow events. As the Šumava Mts. and the Vltava catchment are promising water resources, research efforts have focused on this area.

Peat bogs (PB) are prominent in the Šumava Mts., which affects water quality and storm discharge (Ferda et al., 1971; Janský and Kocum, 2008; Vlček et al., 2016). Streamflow in peaty catchments is characterized by its quick rise and fall, and huge volatility: very low baseflows during dry periods and spiky storm hydrographs caused by heavy rainfall events (Evans et al., 1999; Holden et al., 2001; Holden, 2005). However, most of these studies have focused on pure peat areas only. In the Šumava Mts., peat bog covers approx. 35 % of the catchments in this region, but the larger proportion of these catchments is covered by mineral soils. Although peat bogs are not dominating the catchment area, their hydrology determines the runoff processes (Vlček et al., 2012). In order to establish the relative roles of peat bog and Podzol in this type of catchment, this study focused on a comparison of runoff formation on contrasting soil types – namely a mountain Histosol/peat bog and a Podzol (PZ) on opposite hillslopes of the

headwater – representing organic and mineral soil properties, respectively.

Sprinkling experiments with sorptive dye tracers have been successfully applied at the plot and hillslope scale in many different environments (Bachmair et al., 2009, 2012; Hümann et al., 2011; Flury and Flühler, 1995; Schneider et al., 2014; Weiler and Flühler, 2004; Weiler, 2011; Wienhöfer et al., 2009) and are an established method to identify interactions between infiltration, preferential flow, matrix flow and percolation. The sorptive dye Brilliant Blue (BB) FCF, is probably the most widely used dye tracer in such sprinkling experiments (Flury and Flühler, 1995). Successful experiments using BB at mineral soil test sites identified significant processes during the formation of storm runoff such as infiltration and initiation of vertical preferential flow in macropores (Weiler and Flühler, 2004), infiltration and vertical preferential flow dependence on soil structures, soil type and land use (Bachmair et al., 2009; Weiler and Flühler, 2004), lateral preferential flow in a soil pipe network (Anderson et al., 2009; Wienhöfer et al., 2009) and lateral preferential flow in organic topsoil layer/biomat flow (Schneider et al., 2014).

Almost all headwaters of the Šumava Mts., including the Rokytká catchment, have been affected by bark beetle calamity and by storm activity; e.g., the storm Kyrill in 2007 uprooted many trees. These disturbances have been shown to have a long-term impact on runoff formation in headwater systems (Langhammer et al., 2015). However, it is unclear how these disturbances modify specific runoff formation processes like infiltration, lateral drainage (soil piping) or percolation in riparian soils.

However, runoff formation at hillslopes, particularly subsurface stormflow (SSF), is highly variable and complex (Bachmair and Weiler, 2012). To evaluate both vertical and lateral preferential subsurface flow in the Rokytká headwater, we conducted two separate sprinkling experiments on each soil type with two different dye tracers with different properties. The experiments in this study were conducted in the vicinity of a headwater stream where the riparian zone connects to the two hillslopes. The test site was selected for several reasons:

1. Runoff formation control – the riparian zone represents a potential buffer in hydrologic connectivity between hillslopes and a stream (Von Freyberg et al., 2014; Seibert et al., 2009).
2. Representativeness – the two slopes are covered by prevailing soil types in the Šumava Mts. (Podzol, Histosol).
3. Tracer detection in a stream – hydrologic connectivity of a hillslope and a stream can be detected and potentially quantitatively described by conservative tracers such as Fluorescein sodium (FLC, also Uranine). Therefore, proximity of a stream is favorable in terms of time-saving and lesser dilution of a tracer.

Table 1. Selected dye-sprinkling experiments sorted by land use and scale of dye application.

	Land use	Plot studies	Hillslope studies
Brilliant Blue	Forest studies	Bachmair et al. (2009); Wienhöfer et al. (2009)	Anderson et al. (2009); Wienhöfer et al. (2009)
	Grassland studies	Weiler and Flühler (2004); Bachmair et al. (2009); Schneider et al. (2014)	–
Fluorescein sodium	Forest studies	Gerke et al. (2008, 2013, 2015)	Wienhöfer et al. (2009); Weiler and Naef (2003)
	Grassland studies	–	Weiler and Naef (2003); Schneider (2007); Schneider et al. (2014)

The sorptive tracer BB was used mainly to detect vertical flow, and the conservative tracer FLC was used to detect vertical and lateral flow at two opposite hillslopes with different soil types (peat bog and Podzol). Furthermore, based on other studies in dark-colored organic soils (Markus Weiler, personal communication, 2014), we considered that BB-stained soil patterns may be difficult or impossible to identify in the peat bog. Thus, we adapted a successful dye tracer soil staining experiment applied in organic forest soils using FLC (Gerke et al., 2008). FLC can be used to identify preferential flow patterns by staining soil particles (Gerke et al., 2015), and as a tracer detecting lateral subsurface flow and thus hydrologic connectivity and potentially tracer breakthrough into a stream or a spring equipped with automated water samplers or field fluorimeters. Thus, FLC provides two functions in parallel: vertical and lateral soil staining of preferential flow structures and lateral connectivity between the sprinkling plots (lower, convex part of the hillslopes) and the stream or springs. In theory, such a combined FLC experiment could link plot and hillslope experiments and thus provide additional insights into the mechanical understanding of the entire hillslope-riparian zone-stream system and thus providing an estimate where (flow paths), when (timing, delay) and possibly how much hillslopes with different soils contribute to discharge in headwaters. Examples of applications of the dyes BB and FLC are shown in Table 1. To summarize, the objectives of this study are to identify runoff formation at both prevailing soil types (Histosol/Peat, entic Podzol) with emphasis on the following aspects:

- Identify infiltration and vertical preferential flow in the unsaturated zone in soil profiles – as well as possible infiltration barriers causing lateral flow on the plot scale.
- Identify soil horizons and/or structures, where vertical flow translates into lateral preferential flow, e.g., whether lateral preferential flow occurs in partially saturated parts in the *unsaturated* zone, or expanding *fully saturated* horizons promote transmissivity feedback.

- Identify vertical percolation in the saturated zone; determine whether infiltrated water percolates deep into the bedrock and thus a “secondary” (strongly delayed) drainage system is recharged during storms – plot scale.
- Identify lateral preferential flow paths and possibly estimate lateral flow velocities in the soil – hillslope scale.

2 Materials and methods

2.1 Study site

The 3.8 km² Rokytká headwater is a tributary to the Otava River, located in the central part of Šumava Mts. The second-order stream drains 0.6 km² of the Rokytká headwater covering an altitude range between 1100 and 1260 m a.s.l. The test site can be divided into two parts – two opposite hillslopes – with different soils and vegetation cover (Fig. 1). The mineral soil hillslope consists of a Podzol (PZ hillslope) and is covered by beech stands at the upper hillslope zone PZ1 and dead spruce stands with healthy seedlings at the lower hillslope zone PZ2. The soil profiles are similar throughout the slope without a clear gradient towards the stream. The soil type has been identified as an entic Podzol with a shallow organic top layer (<5 cm) and similar soil texture (Table 2) to a depth of 1 m. Some small parts of the mineral soil hillslope PZ are covered by haplic Podzol, but these areas are hardly identifiable without excavation. Neither there was a sharp transition between the mineral soil and the bedrock (well-weathered gneiss or granite) perceptible with ERT measurements, nor could a persistent groundwater level be detected. The organic soil hillslope is covered by a well-developed mountain peat bog (PB hillslope). The entire PB area consists of a mixture of various stages of decomposed peat; however, acrotelm and lower catotelm can be distinguished at depths ranging from 8 to 25 cm. Vegetation and soil depth vary according to the position along the hillslope forming a catena. The upper organic soil hillslope zone is covered mostly by cotton grass (*Eriophorum* sp. L.) or moss (*Sphagnum* sp. L.; PB1 in Fig. 1). This zone has the highest water table fluctuations and the depth of the PB is 4–5 m. The vegetation cover at the lower hillslope zone (PB2 in Fig. 1) consists of pine (*Pinus mungo*), blueberry (*Vaccinium myrtillus*) and moss. The riparian zone (PB3 in Fig. 1) forms the bottom of the valley, which is covered by a waterlogged spruce forest with blueberry and moss. The depth of the PB varies from 1 m in the riparian zone PB3 up to 5 m in the upper hillslope zone PB1 (Fig. 1).

Despite the differences between an organic and a mineral soil at the two hillslopes, the basic soil properties – which have a strong impact on infiltration and subsurface stormflow – are rather similar (Table 1). Vertical hydraulic conductivity (HC_v) was measured on-site with a single-ring infiltrometer (Flow-Group Comp.). Low values of HC_v are contrasted by

the high effective porosity. This contrast is caused by relatively few macropores compared to other soils and a high percentage of small pores, which are mostly not active during the infiltration process. A low HC_v in the topsoil is supposed to generate surface flow – likely saturation overland flow (SOF) and possibly Hortonian overland flow (HOF) to a minor extent – or near-surface biomat flow (BMF; Sidle et al., 2007) during high intensity storms. However, at the mineral soil hillslope PZ no surface flow has been observed even during large storms with daily precipitation sums of up to 80 mm. At the organic soil hillslope PB, surface flow can be observed at times when the peat bog is saturated.

In general, the dominant runoff formation process in most forested mountain headwater catchments can be described as SSF (Weiler et al., 2006). However, site-specific soil types and their properties, such as those at our test site, peat bog (PB3) and entic Podzol (PZ2), may result in a characteristic and possibly unique combination of runoff formation processes. Based on our field surveys and soil mapping using the *Hydrology of Soil Types* classification (HOST, Boorman et al., 1995), the Podzol at the mineral soil hillslope PZ2 was classified as hydrological soil class 4, meaning it is a “mineral soil, aquifer > 2 m depths, no impermeable layer, consolidated substrate” and conceptual runoff formation model A. The latter model implies “The dominant water movement is downwards through the vadose zone to an aquifer at least two meters below the surface. Lateral movement is largely confined to the saturated zone, with the hydrological response being controlled by the flow mechanisms of the substrate. Where the rock is more coherent but deeply weathered or fissured, the dominant flow is via the fissures as the bulk of the rock is only slightly porous at best. Aquifers or groundwater are more rarely found in this group” (Boorman et al., 1995). The peat bog at the organic soil hillslope PB3 was classified as hydrological soil class 12 meaning organic soils, no significant aquifer, raw peaty topsoil, substrate raw peat, upper soil layers remain saturated for much of the year and conceptual model K, which implies “Where there is deep peat, the flow is dominated by surface and immediate subsurface flow, with the underlying substrate having little influence on the hydrological response” (Boorman et al., 1995).

2.2 Hydrologic conditions of the Rokytká headwater

In these catchments, the retention ability depends mainly on the shallow depth of the phreatic zone in the peat bog, whereas the deep phreatic zone in the Podzol plays a minor role (Vlček et al., 2012). Peat bog areas are hypothesized to control storm runoff formation in these headwaters. Peat bogs can significantly contribute to stormflow when the peat is fully saturated, i.e., storm events exceeding a threshold of 10–15 mm (Vlček et al., 2016). According to a geochemical study based on 2 years of monthly stream water sampling (Kocum et al., 2016), peat bogs contribute only 10 % to baseflow at the outlet of the entire Rokytká catchment (3.8 km²).

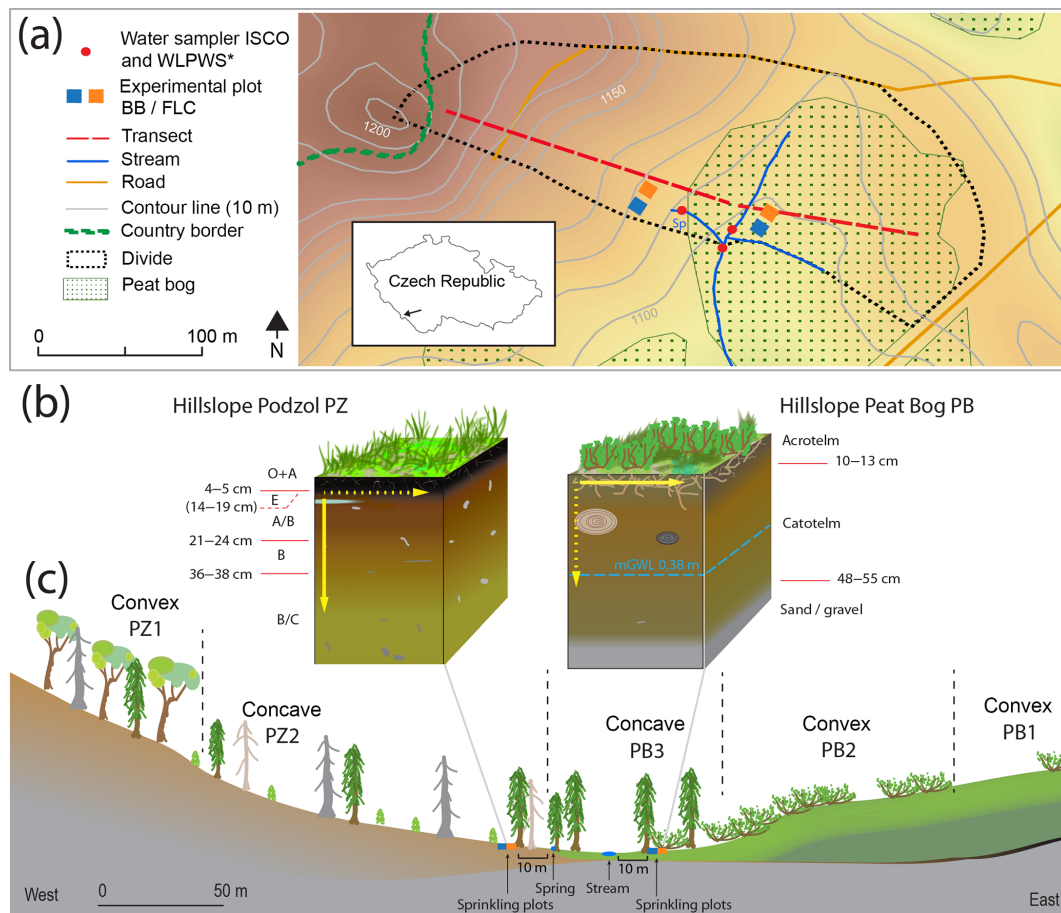


Figure 1. (a) Overview of the Rokytká headwater test site (0.6 km^2) in the Šumava Mts. in southwestern (SW) Czech Republic; Sp = spring; * Water-level proportional water sampler (Schneider et al., 2013). (b) The yellow arrows at the experimental Podzol plot PZ2 and the peat bog plot PB3 represent simplified conceptual models of assumed runoff formation during stormflow according to the *Hydrology of Soil Types* classification (HOST; Boorman et al., 1995): The soil type entic Podzol at plot PZ2 matches HOST soil class 4 with conceptual model A; the soil type peat bog at plot PB3 matches HOST soil class 12 with conceptual model K (Fig. 8). (c) Cross section of the Rokytká headwater and its two opposite hillslopes. The mineral soil hillslope Podzol (PZ) consists of entic or at least haplic Podzol and is covered by beech and spruce stands. The organic soil hillslope (PB1–PB3) represents a typical peat bog (PB) of the Šumava Mts. The upper hillslope zone PB1 (cotton grass), the lower hillslope zone PB2 (pine) and the riparian zone PB3 (waterlogged spruce forest) represent zones of the PB catena with different vegetation cover, groundwater and peat soil depths.

However, some zones of a peat bog area, such as springs or soil pipe systems connected to the stream, exhibit high fluctuations in discharge (Holden and Burt, 2002). This could explain the observed spiky storm hydrographs at the entire Rokytká catchment outlet (3.8 km^2) and at the Rokytká headwater test site (0.6 km^2). Pronounced discharge fluctuations from Peat areas could be caused by surface flow (field observation at the Rokytká peat bog), near-surface (Holden et al., 2001; Holden, 2005) or subsurface stormflow in soil pipes (Rizzuti et al., 2004; Holden, 2005; Gerke et al., 2015). Results of Holden and Burt (2003) at a blanket Peat site showed that near-surface flow (Biomat flow, BMF) up to the depth of 10 cm can contribute more than 90 % to the plot's outflow. BMF is defined as lateral stormflow in the organic litter

layer with high porosity and high hydraulic conductivity in the topsoil (Gerke et al., 2015).

Storm hydrographs at the Rokytká headwater are highly volatile and are characterized by quick and steep rising and falling limbs. The hydrologic response to rainfall events is fast and the recession to antecedent baseflow occurs rather quickly (Fig. 2). The average annual mean flow M_q at the Rokytká headwater outlet is about 0.098 mm h^{-1} (860 mm a^{-1}); yet at 330 days of the year (>90%) the discharge is lower. Compared to the average, the hydrologic year 2015 (1 November–31 October) was a rather dry year with total annual precipitation of 840 mm (long-term average 1220 mm) and total runoff of 580 mm or 0.07 mm h^{-1} (long-term average 860 mm). Mean annual maximum flow M_{Hq} is 2.24 mm h^{-1} and mean annual minimum flow M_{Nq}

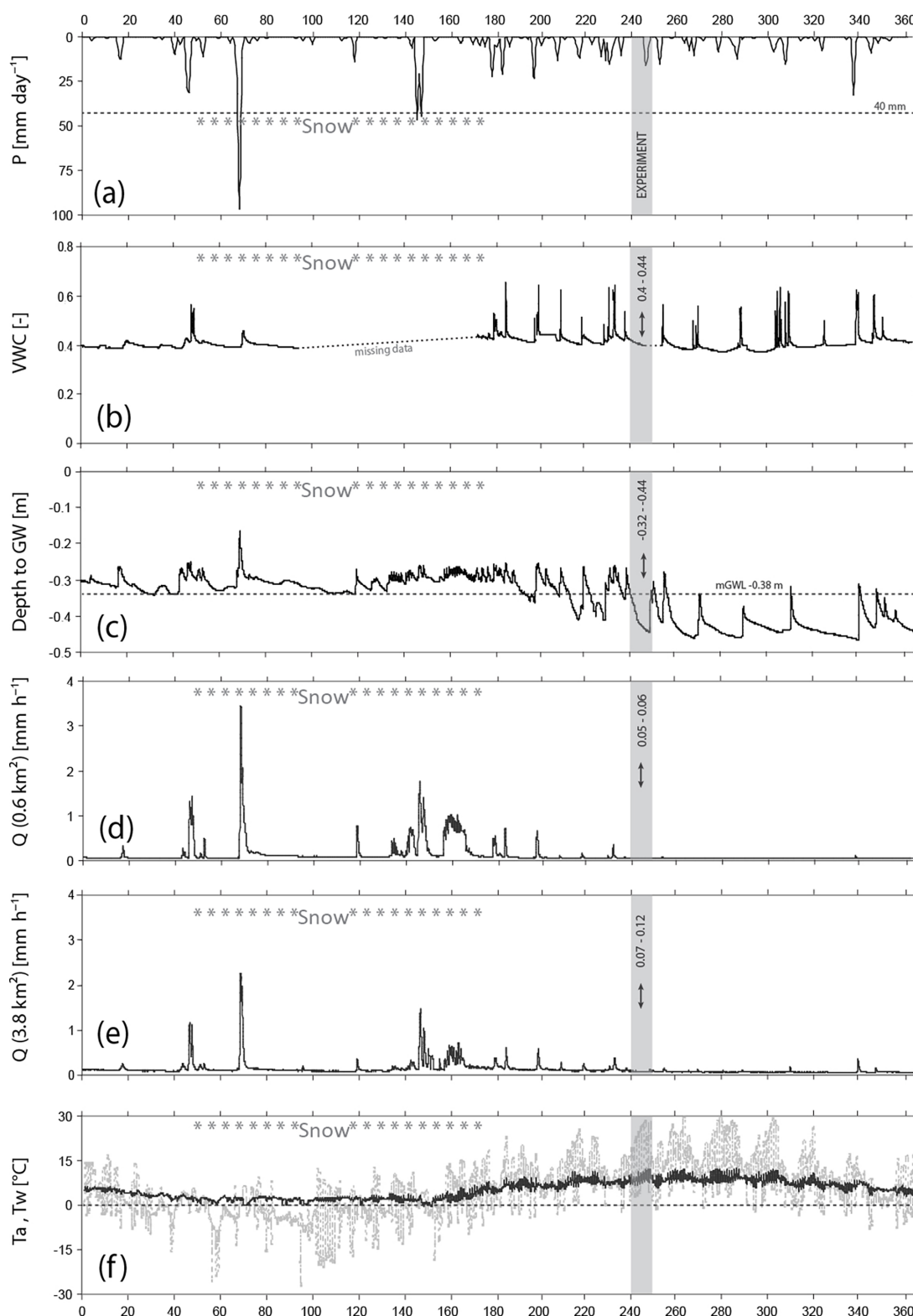


Figure 2. Hydro-meteorological data of the water year 2015 (1 November 2014–31 October 2015). **(a)** P : precipitation [mm d^{-1}]. **(b)** VWC: volumetric water content at hillslope PZ in 0.2 m depth [-]. **(c)** Depth to groundwater level at slope PB3. **(d)** Q (0.6 km^2): discharge [mm h^{-1}] of Rokytká headwater. **(e)** Q (3.8 km^2): discharge [mm h^{-1}] of Rokytká catchment (3.8 km^2). **(f)** T_a : air temperature [$^{\circ}\text{C}$] (dashed gray line), T_w : stream water temperature [$^{\circ}\text{C}$] (solid black line). The gray bars mark a 10-day period starting with dye tracer sprinkling in the evening of 29 June (day 240 of the water year) and 8 July (day 249 of the water year).

Table 2. Soil characteristics at the two experimental plots PZ and PB in the Rokytká headwater. PZ is Podzol (mineral soil), PB is peat bog (organic soil); RH is coverage of a selected soil type at the Rokytká Headwater; OR is coverage of a selected soil type at the Otava River Headwater; * peat in general is Histosol according to IUSS Working Group WRB (2006); ** depth at hillslope PB3; SL is sandy loam; L is loam.

Slope	Soil type	Soil area [%] RH/OR	Soil depth [m] RH/OR	Depth to [m] groundwater	Slope [%]	Soil layer	Eff. [%] porosity	Hydrol. [mm h ⁻¹] cond.	Soil texture
PZ	entic Podzol	51/45	0.7/0.4–0.7	> 2.0	4–6	A/B	80.0	0.50	SL-L
						B	53.5	0.38	SL
PB	Histosol*	44/20	2.1/1.2**	0.35	3–5	T	89.2	0.30	–



Figure 3. Pictures of the application plots of the dye-sprinkling experiments at the Rokytká headwater, Šumava Mts., Czech Republic. (a, b) Sprinkling plots at the mineral soil hillslope Podzol (PZ2). (a) Brilliant Blue plot (BB); (b) Fluorescein sodium plot (FLC). (c, d) Sprinkling plots at the organic soil hillslope peat bog (PB3). (c) Brilliant Blue plot (BB); (d) Fluorescein sodium plot (FLC).

is 0.04 mm h^{-1} . The peak discharge H_{q_p} in 2015 reached 3.5 mm h^{-1} (Fig. 2); thus, the ratio $H_q : M_q \approx 50$ is relatively high. From June to October 2015 daily precipitation rarely exceeded 10 mm d^{-1} and thus storm-flow events were unfrequent and small. Yet, the Rokytká creek did not fall dry due to two persistent springs at the mineral soil hillslope PZ. In contrast, springs at the organic soil hillslope PB are susceptible to desiccation.

2.3 Dye tracer experiments

The dye tracer experiments were carried out at both hillslopes (mineral soil slope PZ2 and organic soil slope PB3) of the Rokytká headwater during baseflow conditions in late June 2015. At each hillslope two $1.5 \text{ m} \times 1.5 \text{ m}$ plots were sprinkled with both dyes (Brilliant Blue, CAS no. 3844-45-9, concentration 5 g L^{-1} ; Fluorescein sodium, CAS no. 518-47-8, concentration 2 g L^{-1}). All sprinkling plots are located at the transition between the concave, lower part of the hills-

lope and riparian zone in the vicinity of the stream (distance to stream $\approx 10 \text{ m}$; Fig. 3).

First, all plots were pre-sprinkled with 45 L ($\approx 20 \text{ mm}$) of local stream water to raise soil moisture and connect the pathways for water percolation, and then the plots were sprinkled with 45 L ($\approx 20 \text{ mm}$) of dye solution. The overall sprinkling time at each plot was $\sim 2 \text{ h}$ in order to simulate a rainfall intensity of 20 mm h^{-1} . These amounts and intensities represent a heavy rainfall storm in the Šumava Mts. Due to previous rainfall events, the soil moisture ranged between 0.40 and 0.45 VWC; 40 mm rainfall usually causes significant stormflow and also represents frequently occurring amounts of daily precipitation in central Europe low mountain ranges (Hümann et al., 2011). Storms of this magnitude occur 2–3 times in an average year in the Šumava Mts. (Fig. 2). The groundwater level in the peat bog was initially about 0.35 m below the terrain surface (Fig. 2), which represents average peat bogs summer groundwater levels at the near-riparian organic soil hillslope.

pH is an important parameter when using FLC as a soil staining dye for preferential flow identification (Gerke et al., 2008, 2013). The soils in the Šumava Mts. are characterized by low pH values ranging from extremely acidic pH 3.8 for peat bogs to moderately acidic pH 6.0 for Cambisols. In the Rokytká headwater soil pH is very strongly acidic pH 4.8 at the peat bog plot PB3 and strongly acidic pH 5.4 at the mineral soil plot PZ2. Therefore, a NaOH solution was added during the initial pre-sprinkling with dye-free water (pH 12) to raise and buffer the soil pH to reduce fluorescence suppression of FLC caused by a very strongly acidic environment.

The experiment continued with excavation of the FLC-sprinkling plots. The excavation of soil profiles and the photography of FLC-stained soil structures were performed under short-time ultraviolet (UV) illumination (410 nm) at night, approx. 4 h after sprinkling, as FLC is strongly light sensitive (Käss, 1998).

In the following we describe the soil profile excavation and photo documentation procedure performed after the sprinkling step by step. First, we visually surveyed the terrain surface and all micro-depressions downslope of the sprinkling plots along the primary topographic gradient (thalweg) towards the stream to identify potential preferential flow pat-

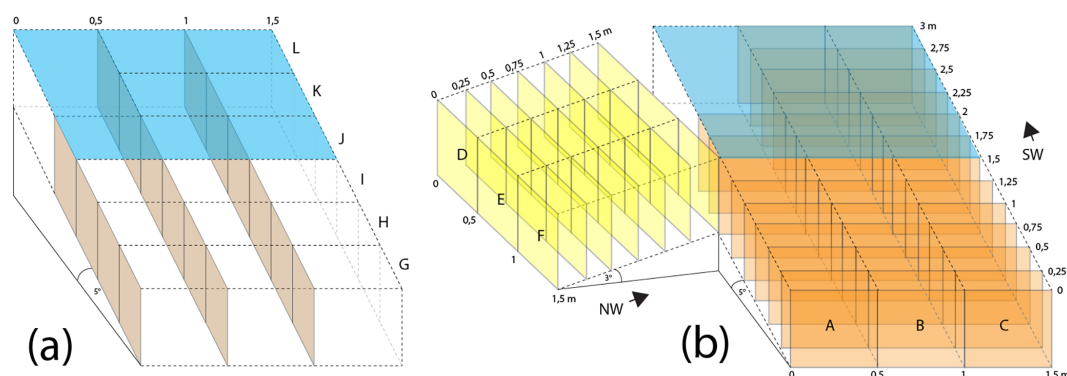


Figure 4. Sketch of the dye tracer experiment excavation directed along the flow lines. **(a)** Scheme of excavation and photography of lateral soil profiles (gray) parallel to the lateral–horizontal preferential flow paths (rows G–L). Blue areas show the dye-sprinkling plots, where “platform” images were taken of horizontal layers of the soil (these layers have the same orientation as the soil layer boundaries). **(b)** Scheme of excavation and photography of frontal soil profiles (orange and yellow sections) up the slope (“columns” A–F). The yellow inclined part (columns D–F) was only excavated and photographed at plot PB3 to capture the dominant lateral–horizontal preferential flow paths.

terns near or at the surface. In case of visible dye patterns at the surface, exploratory frontal soil pits, perpendicular to the horizontal/lateral flow, would start at the stained surfaces nearest to the stream. Second, the systematic frontal profile excavation started 1.5 m downslope from the sprinkling plots outside of the sprinkling area along the projected flow direction along the thalweg (Fig. 4). Third, the pre-planned systematic excavation was extended along possible secondary gradients using additional exploratory frontal profiles at local terrain depressions. These were excavated up to 10 m down the slope to find potential secondary flow directions and to identify the maximum distance of dye-stained flow structures. Fourth, lateral profiles, oriented parallel to the flow, were excavated in a systematic way at all places where the dyes were detected outside of the sprinkling area. Fifth, the sprinkling area was excavated in a pre-defined systematic way (Fig. 4). The pictures of soil profiles were taken from two sides in frontal and lateral orientation. Frontal images were taken towards the slope (perpendicular to the direction of horizontal–lateral flow), whereas lateral images were taken along the slope (parallel to the direction of horizontal–lateral flow). The size of each image (photograph) was 50 cm × 50 cm.; lateral pictures (Fig. 4a) were taken in soil pit profile lines every 0.5 m (G–L), frontal pictures in soil pit profile rows at every 0.25 m (Fig. 4b). A similar system of excavation was used by Schneider et al. (2014) and Gerke et al. (2015).

Pictures of the soil profiles were taken during the excavation with a digital Micro Four Third camera with a crop factor of 2.0 (Panasonic Lumix DMC-G1 with a 12 MP MOS sensor, 13 mm × 17.3 mm sensor area and a 14–45 mm zoom lens, mostly at a focal length of 14 mm, equivalent to 28 mm in full format/35 mm film) under daylight conditions beneath a shading tarp to avoid direct sunlight and shadow effects in case of the BB plots. White balance, white point and

black point reference were calibrated using a Datacolor Spider Cube, which was placed in every image. Pictures at the FLC plot were taken at night with the same camera. Each FLC soil profile was illuminated separately with two light sources:

1. a 500 W Halogen lamp (approx. light temperature 5500 K in the visible spectra with maximum 550 nm) to document the natural soil profile color with its horizons;
2. a 27 W UV LED lamp (9 × 3 W UV LEDs, Highlite International BV Comp.) producing UV light 410 nm with a 120° beam angle to visualize fluorescent FLC-stained soil structures similar to Gerke et al. (2013).

The dye-stained flow patterns for both dyes BB and FLC at all soil profiles were analyzed according to a method and with an analytical tool described by Weiler and Flüßler (2004). This method was originally developed for analyzing BB. Therefore, the color space of the photographs is converted from the red–green–blue (RGB) color space taken by the camera sensor into the hue–saturation–value (HSV) color space and then classified and spatially analyzed with an algorithm written in IDL code (Weiler and Naef, 2003). For the Rokytká experiments, this procedure was applied for both dyes, BB and FLC, thus for two different groups of photographs. To detect and analyze FLC in the soil profile photographs similarly to the BB photographs, the dye detection routine in the original IDL code was adapted for optimal FLC identification.

2.4 Headwater stream and spring sensing and sampling

All sprinkling plots were located approx. 10 m away from the headwater stream in the lower concave part of the hillslope.

Rainfall runoff data at the Rokytká catchment indicate that 10–15 mm of precipitation produce a noticeable response in the stream when the peat bog is in moist, near-saturated conditions (Vlček et al., 2016). Hence, the amount of sprinkling water (40 mm per plot) simulated a rainfall that connects the hillslopes to the riparian zone and the headwater stream. Thus, the tracer FLC could potentially appear in the stream. During early summer conditions, similar to the conditions of the experiments with comparable antecedent soil moisture and groundwater levels, 40 mm of daily rainfall (on the entire catchment) rises the discharge from baseflow to peak flows on the order of 1.5 mm h^{-1} . To detect whether and when the hillslopes connect to the stream, we installed two automated water samplers (ISCO 6700) in the vicinity of the sprinkling area in the stream and one at the catchment outflow to sample stream water for future analysis (Fig. 1). Each sampler detected one hillslope. A field fluorometer (Albilgia GGUN-FL30, detection limit $2 \times 10^{-11} \text{ g mL}^{-1}$) was installed in the stream at the Rokytká headwater gauge in order to detect hydrologic connectivity, to capture the travel time of FLC from the sprinkling plots to the stream, and to possibly monitor the FLC break-through curve. The sampling interval was 15 min, allowing for continuous operation of the field fluorometer for 2 weeks. Moreover, water-level proportional water samplers WLPWS (Schneider et al., 2013) were installed at the same places as the ISCO samplers (two springs and at the gauge).

3 Results

3.1 Mineral soil hillslope, Podzol (PZ2)

Visible BB dye-stained patterns of lateral preferential flow in the soil profiles were observed up to a distance of 0.5 m outside the BB-sprinkling plot in the downslope direction (\pm along the thalweg). Additional exploratory trenches were excavated 2 and 3 m downslope from the plot to detect further dye-stained patterns of lateral subsurface flow in the soil, but no traces of BB were found. Thus, the systematic excavation started 1.5 m downslope of the BB-sprinkling plot (Fig. 4). Figure 5a shows a selected lateral soil pit profile (IL1), which is mostly within the BB-sprinkling plot at the mineral soil hillslope. BB infiltrated rather homogeneously into the upper soil horizon (O + A) and percolated rather heterogeneously deeper into the soil. Thus, BB-stained patterns are placed irregularly at lower soil horizons, some of which reached down to the B/C horizon without continuous connection to the topsoil in the excavation plain. The frontal soil profile (Fig. 5b) located outside the sprinkling plot confirms the prominence of BB-stained lateral–horizontal flow paths in the shallow subsurface, namely in the uppermost soil horizons (O + A, A/B). Some BB-stained patterns were observed at deeper soil horizons of the profile indicating preferential infiltration independent of specific soil horizon or depth. Stones and roots occur rarely and thus do not sig-

nificantly modify lateral or vertical dye-stained flow structures. BB was transported vertically along patches in the soil matrix, typically at locations where the higher soil horizons O + A and/or A/B were stained. These vertical preferential flows were rather created by slight differences in texture and porosity of the soil matrix than by vertical macropore structures such as root networks or burrows. There were no visible vertical macropores. The root systems of the spruce stands are mostly limited to a depth of 0.2 m (O + A and A/B horizons) and traces of edaphone are very limited. The local soil at profile AC0.5 (Fig. 5b) was not pre-sprinkled and thus likely less saturated when compared with the lateral profile located within the sprinkling plot (Fig. 5a). This may explain the more pronounced dye-stained vertical flow structures in the AC0.5 frontal profile compared to the pre-sprinkled IL1 lateral profile.

The dye FLC was not visible at the soil surface outside of the sprinkling plot. First exploratory trenches were excavated at a distance of 2 m downslope of the sprinkling plot; none of them showed any dye-stained patterns in the soil profiles. The systematic excavation started 1.5 m downslope from the sprinkling plot similar to the BB plot at hillslope PZ2 (Fig. 1). FLC dye-stained patterns are located without any visible link to the soil horizons, roots or stones (Fig. 6a and b). FLC dye was sparsely distributed in the topsoil horizons (O + A, A/B). Almost no dye-stained patterns were found in the lateral soil profiles, especially in the lower soil horizons, within the sprinkling plot area (e.g., Fig. 6a). The largest occurrence of FLC dye-stained soil patterns were found at frontal profile AC0.5 in the Bh soil horizon - horizon enriched with humus substances (Fig. 6b).

The smallest stained spots ($< 1 \text{ cm}^2$) were likely caused by UV light reflected from small grains of quartz from the weathered gneiss. The adopted version of the FLC dye classification algorithm could not distinguish these pixel-scale patches from truly FLC dye-stained features. However, this analytical bias has a negligible impact on the main findings concerning the FLC dye-staining in the mineral soil profiles (PZ2).

3.2 Organic soil hillslope, peat bog (PB3)

The visual survey of the soil surface in the vicinity of the BB-sprinkling plot revealed near-surface flow in the northwestern (NW) direction towards the stream. BB was detected in a small, water-filled depression 10.5 m downslope from the sprinkling plot. A few excavations were performed from this point uphill towards the dye-sprinkling plot; systematic excavation and profile photographic documentation started 1.5 m downslope of the plot with a spacing of 0.25 m (Fig. 4a, yellow section). The BB-stained flow paths did not strictly follow the terrain gradient but went from the NW side of the sprinkling plot and followed mostly lateral preferential flow structures formed by decomposed trees or roots. This lateral preferential flow path was later identified as the main

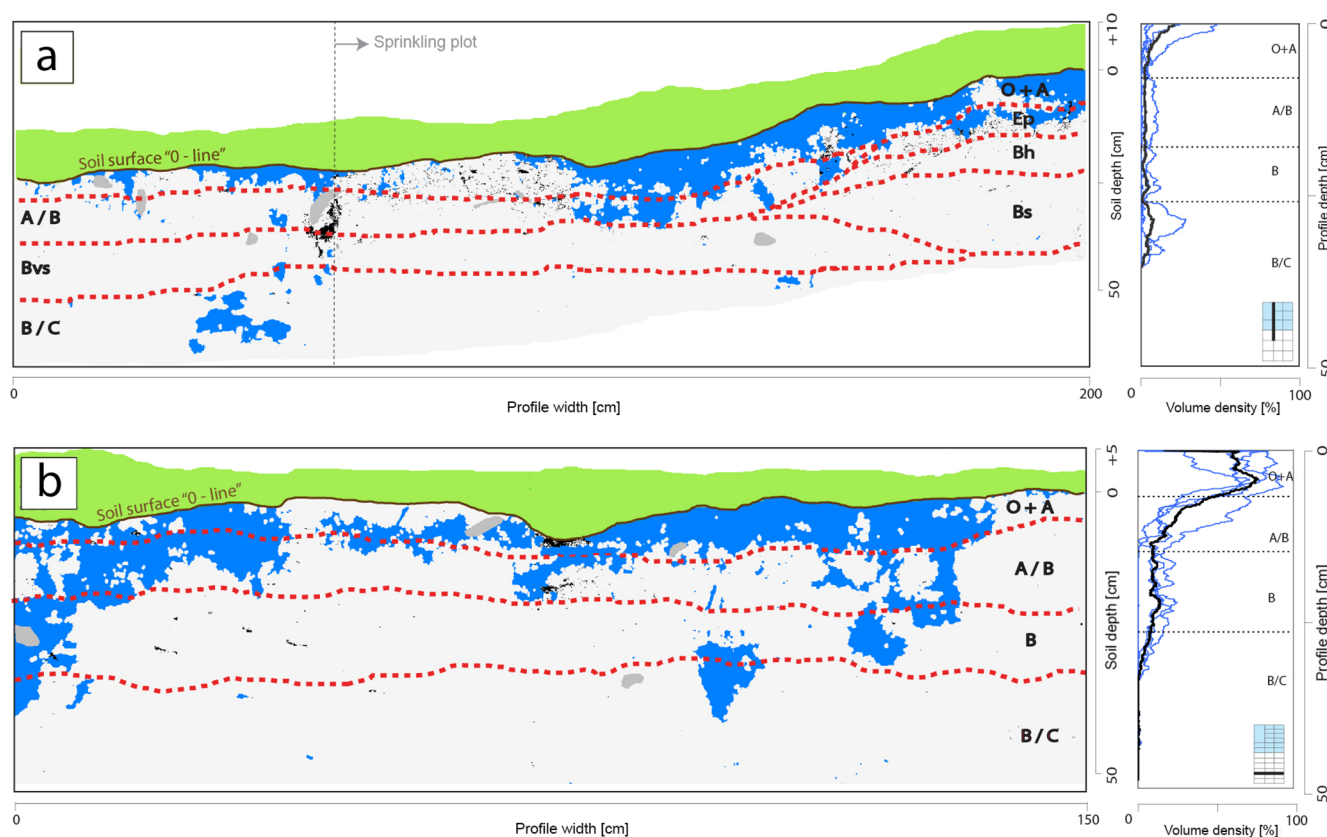


Figure 5. (a) Lateral profile IL1 and (b) frontal profile AC0.5 at the Brilliant Blue (BB)-sprinkling plot PZ2 at the mineral soil hillslope (Podzol). The position of the profile is indicated in bottom right corner. Blue: BB dye; gray: stones, roots; green: vegetation; black: unclassified shadows, roots; red-dotted line: soil horizon divide. The charts on the right represent the distribution of the volume density of BB in different soil depths. Ep is elusive podzol horizon; Bh is podzol horizon enriched with humus substances; Bs is podzol horizon with significant sesquioxide content.

direction of the subsurface flow. Relatively smaller and less stained flow paths were observed downslope from the sprinkling plot (Fig. 4a, orange section), with BB disappearing 2 m from the sprinkling plot. The BB excavation started the day after the sprinkling, yet dye stored in large macropore pockets started flowing down the trench walls when these soil structures were truncated. BB followed lateral soil pipes that were formed by decomposed roots or fallen trees. Healthy trees and undecomposed timber did not create such effective lateral preferential flow paths; therefore, they had no significant impact on dye-stained patterns (Fig. 7). BB created clearly detectable dye-stained patterns on the dark peat particles as well, so the major flow paths of BB could be detected even several days after the dye application. The excavation of BB-stained soil patterns at the organic soil hillslope PB3 proceeded from two directions (NW and SW, Fig. 4a) following the stained flow paths in the soil. Near the sprinkling plot, most of the dye was detected at the surface and in near-surface soil horizons, which correlates with acrotelm (Fig. 7). About 2.0 m downslope from the BB-sprinkling plot at hillslope PB3 (Fig. 1), the dye-stained patterns diminished in the

acrotelm and were observed mainly in and around macropores in the catotelm. The excavation caused problems at location FD0.25/profile D 0 – 1 as dye-filled macroporous pockets in the soil drained BB when disturbed during excavation and thus secondarily stained these soil profiles. Such secondary patterns were cleaned to minimize falsely detected BB along the excavation front.

The excavation of the FLC-sprinkling plot at PB3 at the organic soil hillslope (peat bog) started 3 h after sprinkling after dark. Repeated visual surveys of the terrain surface and of the excavated soil trenches downslope of the sprinkling plot using the UV lamp (410 nm) and UV torches (385 nm) did not detect any traces of FLC at the surface or in the soil pits. Even in the soil horizons within the sprinkling plot, no FLC dye-stained flow patterns were identified. Only parts of the vegetation at the surface of the sprinkling plot itself were visibly stained with FLC. FLC was later detected in a small water-filled depression about 2.5 m downslope from the sprinkling plot PB3.

Traces of FLC were not detected in the headwater stream, neither in any water samples taken by automated water sam-

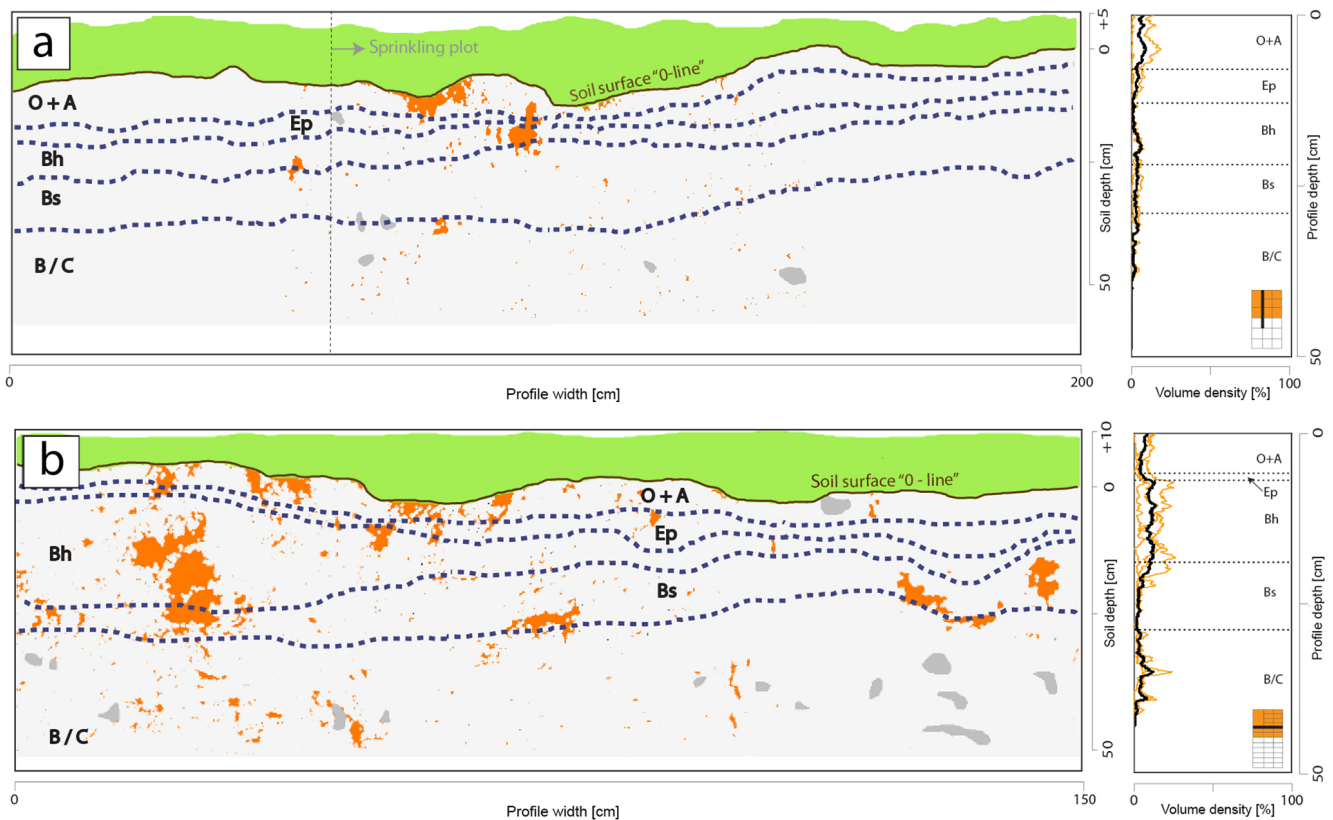


Figure 6. (a) Lateral soil profile IL1 and (b) frontal soil profile AC0.5 at the Fluorescein sodium (FLC)-sprinkling plot PZ2 at the mineral soil hillslope (Podzol). The position of the profile is indicated in bottom right corner. Orange: FLC dye; gray: stones, roots; green: vegetation; black: unclassified shadows; dark-blue dotted lines: soil horizon divide. The charts on the right represent the dye volume in different depths below the soil surface.

plers (ISCO 6700) or water-level proportional water samplers WLPWS, nor with the field fluorometer during the 14-day monitoring period following the dye application.

4 Discussion

Hillslope hydrology is concerned with the partition of precipitation as it passes through the vegetation and soil between overland flow and subsurface flow (Kirkby, 1988). Runoff formation at hillslopes (zero-order basin response) and in riparian zones (first- and second-order stream response) are the main controls defining the hydrologic response of mountainous headwaters in humid climates. Vertical processes and lateral connectivities are strongly dependent on soil properties, thus soil types are a major regulator of the interplay of these processes. Soil types can be classified in hydrologically meaningful terms, e.g., according to HOST (Boorman et al., 1995).

Hillslope processes define how small catchments respond to rainfall (Anderson and Burt, 1990). Specifically, hillslope processes control how long water is stored in soil or bedrock, which determines how quickly small catchments

respond to rainfall (Uhlenbrook et al., 2008). Our experiments in the Šumava Mts. showed that the peat bog hillslope connected much more quickly to the stream and contributed considerably more to the runoff response of the headwater than the Podzol hillslope. The larger Rokytká catchment (3.8 km², third-order stream) showed similar hydrologic behavior (Fig. 2) – low baseflow and flashy storm hydrographs – to the smaller Rokytká headwater (0.6 km², second-order stream). This is noteworthy since the proportion of the peat bog ranges from 60 % at the second-order stream headwater to less than 30 % at the third-order stream catchment; the remaining areas are covered by Podzol. This illustrates that the hydrologic response of the catchment is dominated by the runoff formation at the peat bog, whereas we speculate that a deep groundwater system is fed by percolation in the Podzol that is rather disconnected from the second- and third-order streams.

4.1 Mineral soil hillslope, Podzol (PZ2)

Based on the properties of Podzol, surface flow (SOF or HOF) at the mineral soil hillslope PZ was not expected. This hypothesis was supported by the results of the BB staining

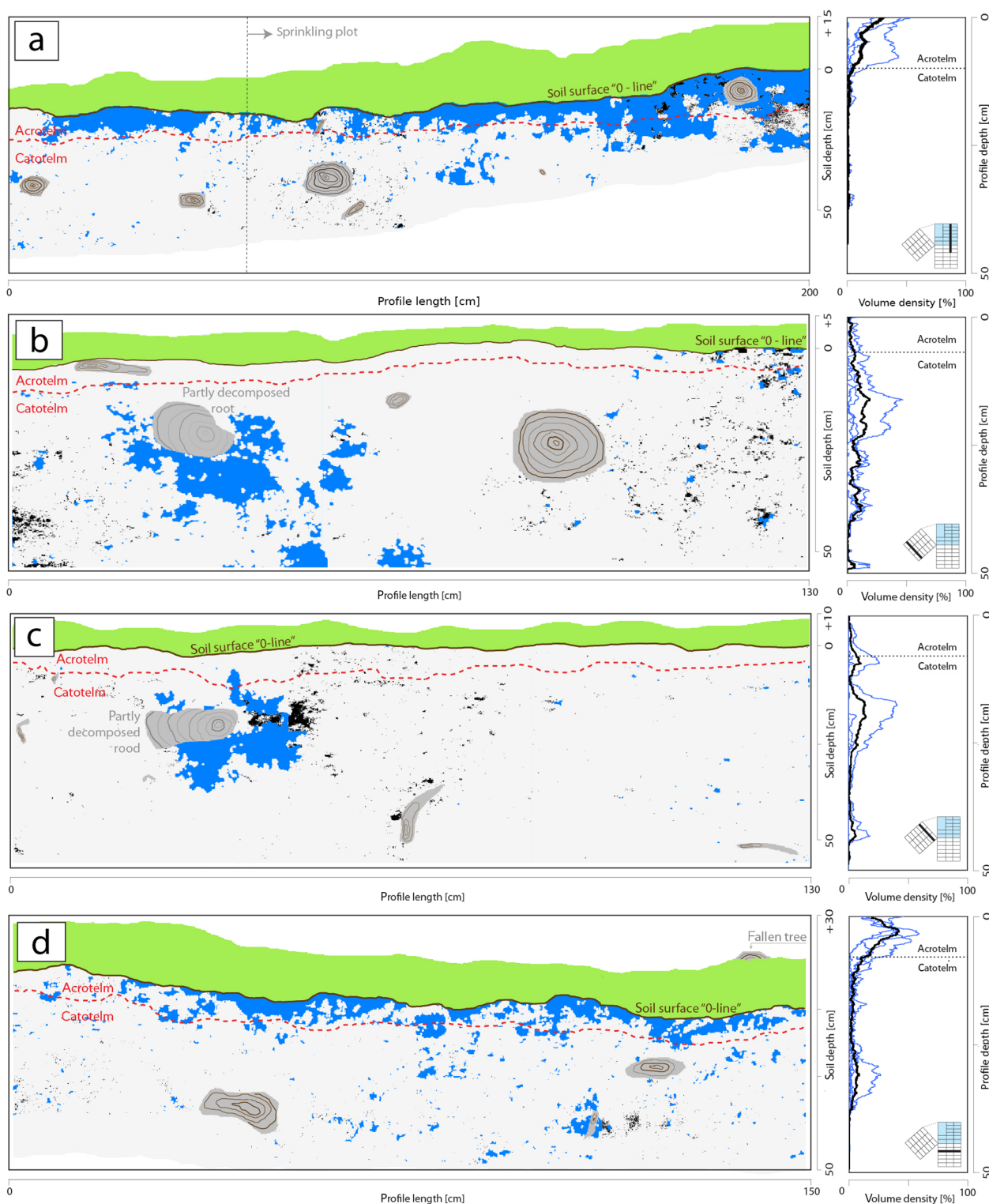


Figure 7. (a) Lateral soil profile IL0.5, and (b) frontal soil profile FD0.25 at the Brilliant Blue (BB)-sprinkling plot PB3 at the organic soil hillslope (peat bog). The position of the profile is indicated in bottom right corner. Blue: BB dye; gray: roots; green: vegetation; black: unclassified shadows; red-dotted line: soil horizon divide. The charts on the right represent the vertical distribution of the volume density of the BB. The reduced width of the soil profiles shown in Fig. 7b and c are due to the presence of a tree stump on the right side of these profiles. (c) Profile FD1.25 and (d) frontal profile AC1 at the BB-sprinkling plot PB3 at the organic soil hillslope (peat bog). The position of the profile is indicated in bottom right corner. Blue: BB dye; gray: roots; green: vegetation; black: unclassified shadows; red-dotted line: soil horizon divide. The charts on the right represent the vertical distribution of the volume density of the BB. The reduced width of the soil profiles shown in Fig. 7b and c is due to the presence of a tree stump on the right side of these profiles.

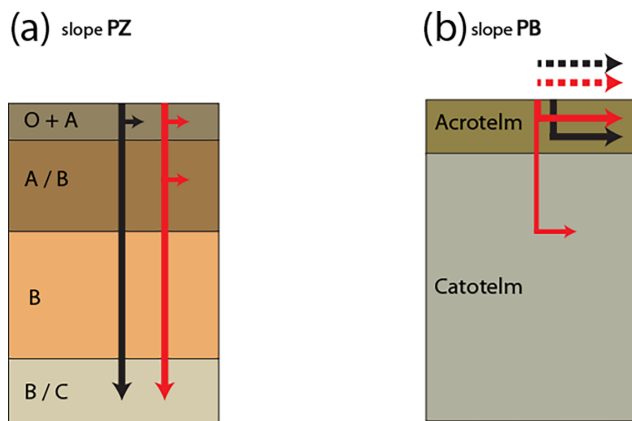


Figure 8. Conceptual models of runoff formation and (subsurface) stormflow for the organic soil hillslope (peat bog PB3) and the mineral soil hillslope PZ (Podzol) derived by parallel plot sprinkling experiments with the conservative dye Fluorescein sodium (FLC) and the sportive dye Brilliant Blue (BB) at the Rokytká headwater. Detected subsurface-flow components at the PZ hillslope (a) biomat flow, shallow lateral subsurface flow and mostly deep percolation (vertical), and at the organic soil hillslope PB (peat bog) (b) biomat flow at short distances and mostly lateral pipe flow following decayed tree-root systems with long lateral subsurface-flow distances. The dashed arrows represent surface flow (saturation overland flow, SOF), which could not be detected during the experiments but has been observed on-site during natural storm events. Black arrows: hypothesized runoff formation processes according to the *Hydrology of Soil Types* classification (HOST; Boorman et al., 1995); Red arrows: results of the Šumava experiments.

patterns in the soil profiles at PZ2. However, the dye did not identify a hydrologic active soil horizon as clearly as with the Gleysol hillslope study (Schneider et al., 2014). The most abundantly stained soil structures (volume density of up to 85 %, Fig. 5b) were found within the uppermost soil horizon O + A, up to a depth of 0.1 m below the surface. The shape of the BB depth distribution was similar at the plot; however, the volume density of max. 50 % is significantly lower (Fig. 5a). Based on the soil properties at the mineral soil hillslope PZ2, such as porosity and hydraulic conductivity, infiltration was expected to be rather stable and homogeneous. However, BB infiltrated heterogeneously. Parts of the topsoil created conditions for the occurrence of fingering (DiCarlo et al., 2013) or similar types of matrix preferential flow (Weiler and Flühler, 2004; Anderson et al., 2009; Wienhöfer et al., 2009). Similar to previous work, we attribute the heterogeneous infiltration to the corrugated transition between the dark organic topsoil horizons (O, A) and the lower mineral horizons (A/B, B). However, Weiler and Flühler (2004), Anderson et al. (2009) and Wienhöfer et al. (2009) conducted their studies at steeper slopes and on different soil types compared to the Šumava experiments. A sharp interface between an upper organic and a lower “organo-mineral” layer like in the Šumava sprinkling experiments can initiate significant biomat flow (Gerke et al.,

2015) that can be attributed to water repellency (Doerr et al., 2000). Water repellency of the soil surface was observed in the organic topsoils at the Rokytká headwater during dry periods. However, due to rainfall events prior to our experiments, the antecedent soils moisture conditions (0.45–0.5) likely did not support water repellency in the topsoil (Fig. 2). At PZ2, BB was clearly visible at deeper soil horizons, where it created seemingly detached stained patterns. These stained patterns represent vertical preferential flow paths (Nobles et al., 2010; Gerke et al., 2015; Uchida et al., 2005), but the excavation spacing (0.25–0.5 m) was probably too coarse to detect connected stained flow paths in full detail. Horizontal–lateral preferential flow paths dominated at the topsoil layers (O + A), whereas vertical flow directions (percolation) dominated at the lower soil horizons. These differences in the direction of stained pathways are consistent with the results of Schneider et al. (2014) or Gerke et al. (2015).

FLC stained significantly fewer soil structures or pathways compared to BB at both hillslopes. FLC was almost absent with few exceptions in the near-surface organic topsoil layers. This could be because of the relatively small amount of dyed water (20 mm dyed sprinkling water and 20 mm undyed pre-sprinkling water). Previous FLC soil staining experiments used simulated rainfalls of 50–100 mm (Gerke et al., 2015). The size of the irrigation plots (1.5 m × 1.5 m) does not appear to be a factor, as previous work used irrigation plots that were 1 m × 1 m, and successfully detected FLC (Gerke et al., 2015). The FLC dye solution could have bypassed the topsoil horizons via macropores and soil pipes without visibly staining these preferential flow structures due to various causes, e.g., local hydrophobicity (Doerr et al., 2000) or strong acidity. On the other hand, FLC-stained patterns in the lower soil horizons at the Podzol plots are similar to the BB-stained patterns. This indicates, that the organic topsoils at the Šumava test sites may suppress the fluorescence of FLC in addition to the well-known pH induced fluorescence elimination. At the Podzol hillslope PZ2 the FLC-stained soil patterns suggest rather a subsurface lateral pipe-flow network as described in Uchida et al. (2005) than biomat flow as identified by Gerke et al. (2015).

4.2 Organic soil hillslope, peat bog (PB3)

BB at the peat bog hillslope PB3 did not detect surface flow SOF or significant vertical deep percolation. BB patterns in the soil profiles supported the hypothesis of near-surface biomat flow, which can be attributed to lateral preferential flow in the acrotelm. Differences in porosity and hydraulic conductivity between acrotelm and catotelm create similar stained patterns when compared to the Gleysol hillslope studied in the experiment of Schneider et al. (2014). The infiltration process at the hillslope PB3 matches fairly well the definition of lateral subsurface stormflow (Wienhöfer et al., 2009). Lateral preferential flow was detected with BB at PB3; however, it was limited mostly to few, but well-

connected pipe networks with high drainage capacity. These soil pipe networks are created by decomposed dead trees or dead roots in the Acro- and catotelm. Such lateral soil pipe networks are an important runoff formation process at peaty catchments (Jones, 1997; Holden and Burt, 2002). Holden and Burt (2003) identified the dominant lateral stormflow as shallow subsurface flow (SSF) down to the depth of 0.1 m. However, BB at the organic soil hillslope PB3 showed that lateral soil pipes were connected both in Acro- and catotelm (depth 0.1–0.4 m) to jointly form the major preferential flow paths through the peat bog. Hence, during the BB excavation soil pipes were only observed in the catotelm. BB dye-stained flow paths in the soil appeared prominently further downslope (outside of the dye-sprinkling plot) and connected mostly laterally via soil pipes rather than vertically penetrating the acrotelm. However, most soil profiles – both frontal and lateral – document that the BB dye-stained flow paths are rather limited to macropore structures and rarely to matrix flow. Deep percolation at the organic soil hillslope PB3 was not detected. The assumption, that BB may be difficult to optically detected in such dark soils as peat bog, was not confirmed. It could be shown that BB can be successfully applied in peat bogs to stain vertical flow structures in soil profiles and has the potential to trace rather long-distance lateral preferential flow paths (distances > 10 m) in waterlogged areas with shallow groundwater (~0.5 m below surface).

The critical role of pH affecting Fluorescein's fluorescence and thus its on-site optical detection is well known (Gerke et al., 2013; Käss, 1998). Therefore, the FLC solution was buffered with NaOH to compensate for the strong acidity of the organic soil, similar to the approach successfully applied in FLC staining experiments in organic topsoils in Japan (Gerke et al., 2015). The rarely detected FLC at the peat bog hillslope does not necessarily indicate that no dye infiltrated into the upper organic layer as the dye's fluorescence could not be optically detected in situ. The FLC solution could have bypassed the organic topsoil horizons via macropores and soil pipes at the peat bog plot PB3 as well as at the Podzol plot PZ2. The very low soil pH in the peat bog might be the reason why FLC fluorescence was not observed. Although we attempted to increase the soil water pH by pre-sprinkling the plots with NaOH-enriched water, and similarly buffered the FLC solution, these countermeasures at the sprinkling plots were probably not enough to significantly change the pH conditions in the soil at both hillslopes, but especially at PB3. FLC was mostly visible on organic surfaces such as plants (moss, grass) on the surface but not in the peat itself. This might be attributed to the tendency of FLC to attach to organic matter, which significantly counteracts its conservative behavior in mineral soils, especially in thick organic soils such as peat bogs. Furthermore, the “very strong acidity” in the peat bog soil, the phreatic zone and the capillary fringe together may have diluted any buffering effect of the NaOH-enriched sprinkling water. However, FLC dye was visible the next day during daylight in a small, water-filled

depression approximately 3.0 m downslope from the FLC-sprinkling plot. This indicates that the dye had been transferred via preferential flow in lateral soil pipes in the vadose zone and had not been completely (ab)sorbed by organic soil particles.

4.3 Plots–stream hydrologic connectivity with Fluorescein

Limitation and possible causes of failure of FLC staining and tracing experiments have been well described for organic and mineral soils by Gerke et al. (2008) and for groundwater and surface-water applications by Käss (1998). The most common problems were addressed for the Šumava experiments by

- pre-sprinkling of the plot with NaOH buffered water (pH 12);
- addition of NaOH to the FLC solution to create a secondary pH buffer;
- avoiding bright sunlight as FLC is light sensitive and decays quickly, by performing the FLC sprinkling and excavation work at night with controlled short-time exposure to UV and visual spectra light.

Despite our advanced and dense FLC monitoring network in all tributaries and springs draining the hillslopes field fluorometer, automated water samplers and water-level proportional water samplers (Schneider et al., 2013), FLC was not detected in the stream or at the springs. As a result, we could neither measure a tracer breakthrough nor could we delineate a transit time or prove hydrologic connectivity from the sprinkling plots to the drainage system. The following explanations may explain why FLC did not reach the drainage system:

- small sprinkling water volume and limited area of the sprinkling plots (1.5 m × 1.5 m) compared to the distance from the plots to the stream or springs (10 m);
- masking of the FLC fluorescence by very low background pH values (Käss, 1998);
- fluorescence reduction and masking of FLC by organic substances (Käss, 1998);
- sorption of FLC to vegetation and topsoil organic matter.

As the sprinkling solution mixed with soil and shallow groundwater, its pH probably dropped back to low background pH values. Another reason for null detection of FLC might be the relatively small amount of water sprinkled at the plot compared to the soil and groundwater volume. The influence of the capillary fringe and the soil matrix to dilute the pH-enriched sprinkling water might be significant, but the presented data cannot confirm or disprove this possibility.

4.4 Dominant runoff formation

In extension to our hypothesis, which was based on the conceptual runoff formation model, HOST model A, (Boorman et al., 1995; Figs. 1 and 8) we found that additional lateral subsurface flow in deeper soil horizons occurred at the mineral hillslope PZ2 (Podzol). As predicted, a near-surface runoff formation process occurred in parallel to deep percolation (Fig. 8). Biomat flow, a shallow subsurface flow in the topmost soil horizon O + A (Sidle et al., 2007; Gerke et al., 2015) is thus a relevant runoff formation process at the mineral hillslope PZ2 (Podzol). The absence of a shallow groundwater body and percolation-restricting soil layers buffers the lateral stormflow at the hillslope PZ2, as a large portion of precipitation infiltrates into the soil and percolates into the underlying bedrock. These findings are supported by the lack of temporary or fully saturated zones, perched aquifers or a groundwater body rising into the soil (transmissivity feedback), which may connect the hillslope to the stream and thus effectively drained the Podzol (Fig. 8). According to the runoff formation decision scheme by Scherrer and Nae (2003), the dominant runoff formation process at the Podzol hillslope can be classified as a combination of delayed HOF and delayed subsurface stormflow (SSF2). The sprinkling experiments with the dyes (BB and FLC) showed the existence of vertical and lateral preferential pathways in the topsoil and indicated that delayed subsurface-flow SSF occurs also.

At the organic soil hillslope PB3, the hypothesized HOST model K (Boorman et al., 1995) was supported by our results. Biomat flow and lateral preferential flow in soil pipe networks formed by decaying fallen trees and roots in the acrotelm and – in addition to our prediction also in the catotelm – are the primary runoff formation processes at the peat bog hillslope (Fig. 8). Our hypothesis of HOF was confirmed for the peat bog hillslope PB3 by the results of the sprinkling experiments with Brilliant Blue. It is necessary to notice that the results should be interpreted with respect to the relatively small size of the sprinkling plots (1.5 m × 1.5 m) compared to the entire hillslopes, which were not sprinkled.

5 Conclusions

In this study runoff formation during stormflow was investigated at two opposite hillslopes with different soil types (Histosol/Peat, Podzol) in a second-order mountain headwater catchment in the Czech Republic. Two dye tracers with different attributes – the sorptive dye Brilliant Blue (BB), and the conservative dye Fluorescein sodium (FLC) – were applied to stain preferential flow paths in the soil and at its surface.

At the peat bog hillslope, BB staining identified a quickly activated and effective shallow lateral subsurface drainage

system in the acrotelm. Preferential flow structures connected the hillslope with the not-sprinkled riparian zone via lateral pipe flow along decayed roots and fallen trees in the acrotelm, and the upper catotelm. Healthy roots did not create similar drainage-effective, well-connected lateral preferential flow structures as decomposed roots or dead trees at the peat bog site. In contrast, subsurface flow at the Podzol hillslope was created only near surface in the organic topsoil (biomat flow). The lateral subsurface transport in the unsaturated zone at the organic soil hillslope (peat bog) was about an order of magnitude higher (10 m lateral flow) than at the mineral soil hillslope (Podzol, 1 m lateral flow). At the mineral soil hillslope (Podzol) both dye tracers worked well in the subsoil and delivered similar results. Percolation in the soil and deep percolation into the bedrock dominated, as expected; lateral preferential drainage was rather limited. Compared to the organic soil hillslope (peat bog), the lateral subsurface-flow distance is reduced by an order of magnitude (1 m vs 10 m). The findings at the Podzol hillslope with prevailing vertical flow agree with the facts that groundwater influenced soil horizons could not be detected in soil profiles.

We were more easily able to detect hydrologic connectivity from the hillslope to the riparian zone with BB than with FLC at the peat bog hillslope. This is surprising, as BB is considered to be more sorptive (less conservative) than FLC. Moreover, the dark-blue BB is often difficult to optically detect in dark organic soils like Peat. We attribute this finding to the fact that BB is less affected than FLC by the very strongly acidic soil and groundwater (pH < 5) found in peaty environments such as the Šumava headwaters.

Data availability. The data used in this study can be obtained upon request to the Department of Physical Geography and Geoecology, Charles University, Prague, Czech Republic.

The Supplement related to this article is available online at <https://doi.org/10.5194/hess-21-3025-2017-supplement>.

Author contributions. LV, KF, and PS participated in the experiment and contributed to the manuscript.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. The authors would like to thank Jan Seibert from the University of Zürich for providing equipment and tools, Bohumír Janský from Charles University, Prague, for help and financial support, and Markus Weiler from the University of Freiburg for providing his IDL code for the Brilliant Blue image analysis. We are indebted to Václav Královec, Miroslav Šobr,

Michal Jeníček, Zdeněk Kliment, Luděk Šefrna, Jan Kocum, Julius Česák, Jitka Vlčková and Jiří Vlček for support and assisting with fieldwork, to Sarah Kliegman, Keck Science Department of Claremont McKenna, Pitzer, and Scripps Colleges, for helpful comments, suggestions and proofreading, and to the National Park Šumava for permission to conduct our research on its land. This work was supported by project GAČR 13-32133S “Headwaters retention potential with respect to hydrological extremes”, and by project COST ES1306, LD 15130 “Impact of landscape disturbance on stream and basin connectivity”.

Edited by: Markus Weiler

Reviewed by: Bernhard Kohl and one anonymous referee

References

- Anderson, A. E., Weiler, M., Alila, Y., and Hudson, R. O.: Dye staining and excavation of a lateral preferential flow network, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 935–944, <https://doi.org/10.5194/hess-13-935-2009>, 2009.
- Anderson, M. G. and Burt, T. P.: *Process Studies in Hillslope Hydrology*, Wiley, Winchester, UK, 1990.
- Bachmair, S. and Weiler, M.: Hillslope characteristics as controls of subsurface flow variability, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 3699–3715, <https://doi.org/10.5194/hess-16-3699-2012>, 2012.
- Bachmair, S., Weiler, M., and Nützmann, G.: Controls of land use and soil structure on water movement: Lessons for pollutant transfer through the unsaturated zone, *J. Hydrol.*, 369, 241–252, ISSN 0022-1694, 2009.
- Boorman, D.B., Hollis, J.M., and Lilly, A.: *Hydrology of soil types: a hydrologically-based classification of the soils of the United Kingdom*, Institute of Hydrology report no. 126, 1995.
- Brázdil, R., Trnka, M., Mikšovský, J., Řezníčková, L., and Dobrovolný, P.: Spring-summer droughts in the Czech Land in 1805–2012 and their forcings, *Int. J. Climatol.*, 35, 1405–1421, <https://doi.org/10.1002/joc.4065>, 2015.
- Dicarlo, D. A.: Stability of gravity-driven multiphase flow in porous media: 40 Years of advancements, *Water Resour. Res.*, 49, 4531–4544, <https://doi.org/10.1002/wrcr.20359>, 2013.
- Doerr, S. H., Shakesby, R. A., and Walsh, R. P. D.: Soil water repellency: Its causes, characteristics and hydrogeomorphological significance, *Earth Sci. Rev.*, 51, 33–65, [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00011-8](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00011-8), 2000.
- Evans, M. G., Burt, T. P., Holden, J., and Adamson, J. K.: Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995, *J. Hydrol.*, 221, 141–160, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00085-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00085-2), 1999.
- Faist, H.: *Die jährlichen Hochwasserabflüsse der Elbe bei Magdeburg im Zeitraum von 1870 bis 1960, Dokumentation der Wasserwirtschaftsdirektion Mittlere Elbe Sude-Elbe*, 1967.
- Ferda, J., Hladný, J., Bubeníčková, L., and Pešek, L.: 1971.Odtokový režim a chemismus vod v povodí Horní Otavy se zaměřením na výskyt rašeliníš, *Sborník prací HMÚ*, 17, HMÚ, Praha, 22–126, 1971.
- Flury, M. and Flühler, H.: Tracer Characteristics of Brilliant Blue FCF, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59, 22–27, <https://doi.org/10.2136/sssaj1995.03615995005900010003x>, 1995.
- Gerke, K. M., Sidle, R. C., and Tokuda, Y.: Sorption of Uranine on forest soils, *Hydrol. Res. Lett.*, 2, 32–35, <https://doi.org/10.3178/hrl.2.32>, 2008.
- Gerke, K. M., Sidle, R. C., and Mallants, D.: Criteria for selecting fluorescent dye tracers for soil hydrological applications using Uranine as an example, *J. Hydrol. Hydromech.*, 61, 313–325, <https://doi.org/10.2478/johh-2013-0040>, 2013.
- Gerke, K. M., Sidle, R. C., and Mallants, D.: Preferential flow mechanisms identified from staining experiments in forested hillslopes, *Hydrol. Process.*, 29, 4562–4578, <https://doi.org/10.1002/hyp.10468>, 2015.
- Hladný, J.: Jaké následky přineslo sucho v roce 2003? In Němec, J., Kopp, J. (Eds.): *Vodstvo a podnebí v České republice*, MZE ČR, Consult Praha, 81, 2009.
- Hladný, J., Kašpárek, L., Krátká, M., Kněžek, M., and Martínková, M.: *Katastrofální povodeň v České republice v srpnu 2002*, MŽP ČR, Praha, 68, 2005.
- Holden, J.: Piping and woody plants in peatlands: Cause or effect?, *Water Resour. Res.*, 41, 1–10, <https://doi.org/10.1029/2004WR003909>, 2005.
- Holden, J. and Burt, T. P.: Piping and pipeflow in a deep peat catchment, *Catena*, 48, 163–199, [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(01\)00189-8](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00189-8), 2002.
- Holden, J. and Burt, T. P.: Hydrological studies on blanket peat: The significance of the acrotelm-catotelm model, *J. Ecol.*, 91, 86–102, <https://doi.org/10.1046/j.1365-2745.2003.00748.x>, 2003.
- Holden, J., Burt, T. P., and Cox, N. J.: Macroporosity and infiltration in blanket peat: The implications of tension disc infiltrometer measurements, *Hydrol. Process.*, 15, 289–303, <https://doi.org/10.1002/hyp.93>, 2001.
- Hümann, M., Schüler, G., Müller, C., Schneider, R., Johst, M., and Caspari T.: Identification of runoff processes – The impact of different forest types and soil properties on runoff formation and floods, *J. Hydrol.*, 409, 3–4, 637–649, ISSN 0022-1694, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.067>, 2011.
- IUSS Working Group WRB: *World reference base for soil resources 2006*, 2nd edition. *World Soil Resources Reports No. 103*. FAO, Rome, ISBN 92-5-105511-4, 2006.
- Janský, B. and Kocum, J.: Peat Bogs influence on runoff process: Case study of the vydra and křemelná river basins in the šumava mountains, Southwestern Czechia, *Geografie*, 113, 383–399, 2008.
- Jones, J. A. A.: Pipeflow contribution areas and runoff response, *Hydrol. Process.*, 11, 35–41, 1997.
- Käss, W.: *Tracing technique in geohydrology*: Rotterdam, A. A. Balkema, 581 pp., 1998.
- Kirkby, M.: Hillslope runoff processes and models, *J. Hydrol.*, 100, 315–339, 1988.
- Kocum, J., Oulehle, F., Janský, B., Bůzek, F., Hruška, J., and Vlček, L.: Geochemical evidence for Peat Bog contribution to streamflow generation process: case study of Vltava River headwaters, Czech Republic, *Hydrol. Sci. J.*, 61, 2579–2589, <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1140173>, 2016.
- Langhammer, J., Su, Y., and Bernsteinová, J.: Runoff response to climate warming and forest disturbance in a mid-mountain basin, *Water (Switzerland)*, 7, 3320–3342, <https://doi.org/10.3390/w7073320>, 2015.

- Nobles, M. M., Wilding, L. P., and Lin, H. S.: Flow pathways of bromide and Brilliant Blue FCF tracers in caliche soils, *J. Hydrol.*, 393, 114–122, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.014>, 2010.
- Rizzuti, A. M., Cohen, A. D., and Stack, E. M.: Using hydraulic conductivity and micropetrography to assess water flow through peat-containing wetlands, *Int. J. Coal Geol.*, 60, 1–16, <https://doi.org/10.1016/j.coal.2004.03.003>, 2004.
- Schneider, P.: Hydrologische Vernetzung und ihre Bedeutung für diffuse Nährstoffeinträge im Hotzenwald/Südschwarzwald, *Physiographica – Basler Beiträge zur Physiogeographie*, 177, available at: edoc.unibas.ch/823/1/DissB_8420.pdf (last access: 10 December 2016), 2007.
- Schneider, P., Lange A., and Doppler, T.: Development and evaluation of a water level proportional water sampler, *American Geophysical Union, Fall Meeting 2013*, abstract #H43H-1579, 2013.
- Schneider, P., Pool, S., Strouhal, L., and Seibert, J.: True colors – experimental identification of hydrological processes at a hillslope prone to slide, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 875–892, <https://doi.org/10.5194/hess-18-875-2014>, 2014.
- Scherrer, S. and Naef, F.: A decision scheme to indicate dominant hydrological flow processes on temperate grassland, *Hydrol. Process.*, 17, 391–401, <https://doi.org/10.1002/hyp.1131>, 2003.
- Seibert, J., Grabs, T., Köhler, S., Laudon, H., Winterdahl, M., and Bishop, K.: Linking soil- and stream-water chemistry based on a riparian flow-concentration integration model, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 2287–2297, <https://doi.org/10.5194/hess-13-2287-2009>, 2009.
- Sidle, R. C., Hirano, T., Gomi, T., and Terajima, T.: Hortonian overland flow from Japanese forest plantations – an aberration, the real thing, or something in between?, *Hydrol. Process.*, 21, 3237–3247, <https://doi.org/10.1002/hyp.6876>, 2007.
- Uchida, T., Tromp-Van Meerveld, I., and McDonnell, J. J.: The role of lateral pipe flow in hillslope runoff response: An intercomparison of non-linear hillslope response, *J. Hydrol.*, 311, 117–133, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.01.012>, 2005.
- Uhlenbrook, S., Didszun, J., and Wenninger, J.: Source areas and mixing of runoff components at the hillslope scale – a multi-technical approach, *Hydrological Sciences Journal – Journal des Sciences Hydrologiques*, 53, 741–753, <https://doi.org/10.1623/hysj.53.4.741>, 2008.
- Vlček, L., Kocum, J., Janský, B., Šefrna, L., and Kučerová, A.: Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště: případová studie Rokytecké slatě, povodí horní Otavy, *JZ Česko, Geografie*, 4, 2012.
- Vlček, L., Kocum, J., Janský, B., Šefrna, L., and Blažková, Š.: Influence of peat soils on runoff process: case study of Vydra River headwaters, *Czechia, Geografie*, 121, 235–253, 2016.
- Von Freyberg, J., Radny, D., Gall, H. E., and Schirmer, M.: Implications of hydrologic connectivity between hillslopes and riparian zones on streamflow composition, *J. Contam. Hydrol.*, 169, 62–74, <https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2014.07.005>, 2014.
- Weiler, M.: Field-Based Observation of Hydrological Processes, in: *Treatise on Water Science Academic Press*, 339–350, 2011.
- Weiler, M. and Flüher, H.: Inferring flow types from dye patterns in macroporous soils, *Geoderma*, 120, 137–153, <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.08.014>, 2004.
- Weiler, M. and McDonnell, J. J., Tromp-van Meerveld, I., and Uchida, T.: Subsurface stormflow, in: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, edited by: Anderson, M. G. and McDonnell, J. J., John Wiley & Sons, New York, 1719–1732, 2006.
- Weiler, M. and Naef, F.: An experimental study of the role of macropores in infiltration in grassland soils, *Hydrol. Process.*, 17, 477–493, 2003.
- Wienhöfer, J., Germer, K., Lindenmaier, F., Färber, A., and Zehe, E.: Applied tracers for the observation of subsurface stormflow at the hillslope scale, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 1145–1161, <https://doi.org/10.5194/hess-13-1145-2009>, 2009.

Článek V: Hodnocení retence vody v povodí s rozdílným hospodářským využitím

Královec, V., Kliment, Z., Vlček, L., (2016): Hodnocení retence vody v půdě v lesním a nelesním prostředí. Zprávy lesnického výzkumu, No. 3, 181-189.

HODNOCENÍ RETENCE VODY V PŮDĚ V LESNÍM A NELESNÍM PROSTŘEDÍ

EVALUATION OF SOIL WATER RETENTION IN FOREST AND NON-FOREST ENVIRONMENT

VÁCLAV KRÁLOVEC ✉ - ZDENĚK KLIMENT - LUKÁŠ VLČEK

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie, Albertov 6, CZ - 128 43 Praha 2, Czech Republic

✉ e-mail: vaclav.kralovec@natur.cuni.cz

ABSTRACT

This paper deals with the evaluation of soil water retention in two small catchments, which are used in different ways. Both catchments are located in the headwater area of the Blanice River (Šumava Mts., Czech Republic). The experimental catchments of the Zbytinský Brook and the Tetřívčí Brook are the matter of a comparative paired catchment research aimed to runoff response monitoring in prevailing forest and meadow habitats. The evaluation of soil components is based on a detailed hydropedological research and on laboratory analyses with the use of the soil classification HOST and a dominant direction of water flow according to the DHF system. Then, potential and current retention for each soil type in both catchments were calculated. The calculations were compared with the antecedent precipitation index (API) and with runoff response. A higher retention capacity was discovered in the non-forest Zbytinský Brook catchment with the correlation of causal conditions of about 30–40 mm. The diverse conditions of both catchments and different soil water retention of disadvantageous forested catchment are connected with historic changes in a land use and drainage arrangements. The study proves that forest should be assessed as a complex of interactive factors when only a mere land cover does not have any direct impact on the runoff in the catchment.

Klíčová slova: párová povodí, experimentální výzkum, krajinný a půdní pokryv, objemová půdní vlhkost, retenční kapacita půd, Šumava, Česká republika

Key words: paired catchments, experimental research, land and soil cover, volumetric soil moisture, soil water retention, Šumava Mts., Czech Republic

ÚVOD

Les představuje velmi specifické prostředí pro formování odtoku. Většina studií se o vlivu lesa na odtok vyjadřuje v dosti širokém rozmezí od velmi výrazně pozitivního až po těžko prokazatelný. Studie pojednávající o negativním vlivu lesa na transformaci odtoku z povodí jsou poměrně vzácné (MALÝ 2009). První systematické výzkumy v malých lesních povodích byly prováděny v alpské oblasti (ENGLER 1919). V našich podmínkách se dlouhodobému výzkumu ve dvojici povodí v oblasti Javorníků věnoval VÁLEK (1962). Nezalesněné povodí Zděchovky vykazovalo oproti zalesněnému povodí Kychovské výrazně vyšší hodnoty kulminačních průtoků, strmější vzestup a pokles průtoků během odtokové epizody. V období nízkých průtoků lesní povodí nadlepšovalo odtok. BÍBA et al. (2001) hodnotili dopady vegetačních změn na odtokové poměry dvou zalesněných horských povodí Červík a Malá Ráztoka v Beskydech. Během porostních obnov došlo především k nárůstu odtoku u nízkých průtoků, zvýšení u kulminačních průtoků nebylo prokázáno. ROTHACHER (1973) při studiu dvojice horských povodí v Oregonu prokázal, že v situacích s vysokým indexem předchozího nasycení byly kulminace vyšší v zalesněném povodí.

Les je potřeba vnímat jako komplex působících faktorů, v němž vedle samotného porostu hraje významnou roli charakter a variabilita půdní pokrývky. Interakce mezi lesy a půdami zůstává šedou oblastí v hydrologickém poznání. Většina výzkumných poznání předpokládá, že lesy obecně mají tendenci snižovat odtok z povodí. Evapotranspirace lesů způsobuje úbytek půdní vlhkosti. Nicméně je třeba zvážit, že intercepce a transpirace lesů jsou daleko nižší než množství srážek během bouřek odpovědných za přívalové povodně. HÜMMANN et al. (2011) uvádí, že transpirace lesních porostů (4–10 mm/den) zvyšuje úbytek půdní vlhkosti a spolu s ní zvyšuje i retenční kapacitu půdy. Podobné hodnoty (5 mm/den při bezesrážkovém, slunném průběhu počasí) uvádí pro lesní porost i KREČMER et al. (2003). Transpirace hustého travního porostu (až 8 mm/den) je ale s lesními porosty srovnatelná. Výdej vody porostem (transpirace) činí u lesního porostu až 60 % srážkového úhrnu, u lučních ekosystémů 50 % a v polních ekosystémech až 40 % (STŘEDA et al. 2008). Vlhkost půdy na stanovišti ovlivňuje také typ vegetace a jeho vlastnosti (druhové složení, věk, stav kořenového systému atd.). STŘEDA et al. (2008) zjistili, že vzrostlý lužní les je oproti jiným stanovištím poměrně významným konzumentem půdní vláhy, přičemž značná část jeho spotřeby je kryta zdroji podzemní vody. Po odlesnění dochází ke zvýšení půdních

vlhkostí, které se udržují na poměrně vysokých hodnotách i ve vegetačním období. Hydrologickou odezvu půd na srážky studovali pod různými typy krajinného pokryvu ve Španělsku JORDÁN et al. (2008). Využití půdy určuje prostorové rozložení dynamiky půdní vody tím, že ovlivňuje infiltraci a míru odtoku nebo evapotranspiraci, zejména během vegetačního období. Mozaika různých druhů hydrologických reakcí na srážky, jako je tvorba odtoku nebo infiltrace, se řídí prostorovým rozložením vegetace a jeho vlivu na půdní povrch. Největší odtok byl naměřen na vřesovišti a zatravněné části svahu. Lesní půdy korkového dubu a olivovníku naopak vykazovaly nejmenší hodnoty odtoku. TESAŘ et al. (2004) sledovali vliv vegetačního porostu (kleč, smrkový les, louka) a jeho změny na vodní režim půd v pramenných oblastech Krkonoš. Konstatovali, že v podmínkách, kdy se nemění plocha transpirující vegetace, se nemění ani vodní režim povodí (mimo suché podmínky, extrémní z hlediska růstu rostlin), a to vcelku nezávisle na druhovém složení vegetace.

Střídavé plnění půdy srážkami, prázdnění transpirací a občasným výtokem do podložních vrstev vytváří děj, který se označuje jako vodní režim půd. Půda se chová jako pórovitá průtočná nádrž. Její hlavní hydrologickou charakteristikou je retenční kapacita, tj. schopnost zadržovat vodu (TESAŘ et al. 2000), která je považována za hlavní regulátor odtoku vody z lesních povodí (KREČMER et al. 2003). Hodnota retence se však v čase mění, hlavně díky půdní vlhkosti, a u zamokřených ploch také díky výšce hladiny podzemní vody. Každý půdní typ vytváří svými pedologickými vlastnostmi (textura, struktura aj.) specifické prostředí, které určuje směr proudění a dobu zdržení infiltrované vody. Díky tomu je možné kategorizovat chování půdní vody během srážkových událostí, a tím i zpřesnit predikci chování odtoku během těchto událostí (BOORMAN et al. 1995). U hydromorfních půd může hladina podzemní vody hrát důležitou úlohu především v místech, kdy se téměř po celý rok drží blízko povrchu a vytváří tím minimální prostor pro retenci (BOORMAN et al. 1995; EVANS et al. 1999; VLČEK et al. 2012).

Specifické místní a půdní podmínky mají větší vliv na tvorbu odtoku a retence vody než různý typ lesa. Fyzikální vlastnosti půd jsou jedním z rozhodujících faktorů pro zmírnění rychlého odtoku. Půdní složka tvoří důležitý parametr v hodnocení srážko-odtokového procesu. Určuje nejen množství infiltrované vody, ale také dobu jejího zdržení v půdě. Byly nalezeny nejméně dva mechanismy rychlého transportu vody půdou. Jedná se o perkolaci proudění v hrubozrnné půdě, případně v jemnozrnné půdě s obsahem hydrofobních látek, nebo proudění v makropórech půdy. Oba mechanismy se uplatňují při tvorbě dešťového odtoku v horských podmínkách v ČR (TESAŘ et al. 2004). Hydropedologické metody byly stěžejní stránkou výzkumu vodního režimu smrkového a bukového porostu v experimentálním objektu Dešenská stráň v Orlických horách (ŠVIHLA et al. 2007). Do půdy s velkou retenční kapacitou dynamickou (objem gravitačních pórů) srážková voda snadno infiltruje a prosakuje do půdních horizontů. Velká retenční kapacita statická znamená velkou zádržnost vody půdou pro vodu kapilární. Stejnou metodu výpočtu retenční kapacity lesních půd použili ŠVIHLA et al. (2006) rovněž v experimentálním lesním povodí „U Dvou louček“ v Orlických horách při dvou studovaných povodňových situacích. Celková retence byla stanovena na 29,4 mm a 31,1 mm, což představovalo cca 75 %, resp. 67 % spadlých srážek a přibližně 22 % celkové retenční kapacity půd. Retence dynamická regulovala 89 %, resp. 69 % objemu odtoku velkých vod. O celém procesu transformace srážko-odtokového vztahu rozhoduje počáteční vlhkost půdy. Při první vlně byla lesní půda plně nasycena kapilární vodou, retence statická se neuplatnila a transformační proces proběhl jen v zóně makropórů. Odteklo proto 85 % ovzdušné srážky. Ve druhé vlně se uplatnila i retence statická, což vedlo k odtoku jen 41 % ovzdušné srážky. Vyšší než průměrnou retenční kapacitu půd na povodí „U Dvou louček“ konstatovali později ŠVIHLA et al. (2014). S použitím hydropedologických metod se v různých obměnách a v různých stanovištních poměrech lze setkat v pracích autorů LEE (1980), PRAX, RAEV (1985) nebo TESAŘ, ŠÍR (2005).

Předložená studie se zaměřuje na výzkum srážko-odtokového procesu ve dvou párových horských experimentálních povodích Zbytnského a Tetřívčího potoka. Obě povodí mají téměř stejné půdotvorné faktory, čímž se u nich dají očekávat velmi podobné hydropedologické vlastnosti. Jediným rozdílným faktorem je antropogenní ovlivnění, kdy se projevila nejen změna lesního porostu na pole, louky a pastviny, ale hlavně meliorační zásahy během posledních sta let. Právě meliorační opatření způsobila zmenšení zamokřených ploch, transformaci půdních horizontů, s čímž souvisí i změna infiltračních tras a rychlostí. Zatímco v zalesněném povodí Tetřívčího potoka se budovala síť povrchových odvodňovacích kanálů, v lučném povodí Zbytnského potoka došlo k instalaci podpovrchové trubkové drenážní sítě a zaorání mezi a malých stružek.

Primárním cílem této práce je zhodnotit a porovnat retenci povodí s různým typem vegetace. Druhotným cílem je zjistit, jak se výsledná retence půdy liší v souvislosti s předchozími srážkami a zároveň ovlivňuje výsledný odtok z povodí.

MATERIÁL A METODIKA

Charakteristika povodí

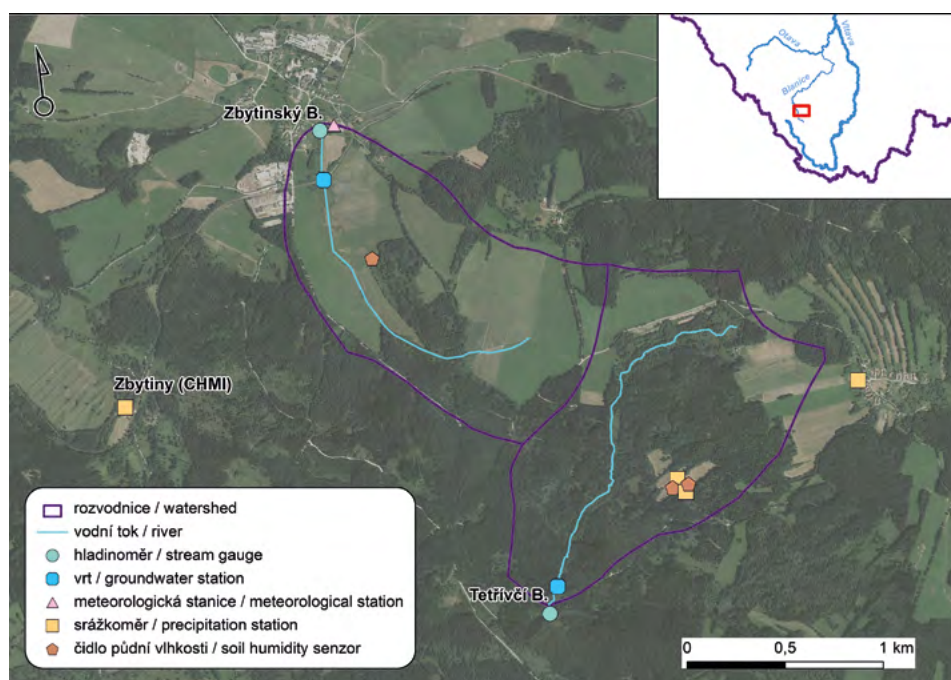
Párová povodí Zbytnského (ZBY) a Tetřívčího potoka (TET) se nalézají v pramenné oblasti Blanice ve východní části Šumavy poblíž obce Zbytiny (obr. 1). Reprezentují plošně malá, navzájem sousedící povodí s podobnými fyzickogeografickými a hydrografickými poměry ve výškovém rozpětí 785–946 m n. m. Vybrané základní charakteristiky obou povodí jsou uvedeny v tab. 1.

Povodí Tetřívčího potoka je charakteristické větším zastoupením glejů a organozemí (cca 1/3 plochy povodí), které přechází v jiné půdní typy s různým stupněm ogelejení (pseudoglej, stagnoglej) a následně v nejčastěji se vyskytující typ kambizem modální (obr. 2). Její zastoupení je dominantní v povodí Zbytnského potoka (44 % plochy, viz tab. 2). Ve vyšších partiích obou povodí převažuje kryptopodzol.

Zkoumaná povodí prezentují současnost a historii způsobu hospodářského využití území typického pro pramennou oblast Šumavy a šumavského podhůří. Odlišují se zejména způsobem hospodaření v krajině, který se projevuje rozdílným zastoupením vegetačního pokryvu a půdních typů. Povodí Zbytnského potoka představuje převážně luční prostředí (cca 2/3 plochy povodí zaujímají louky, 1/3 hospodářský les s převahou smrku). V povodí Tetřívčího potoka je poměr opačný ve prospěch lesa, přičemž hlavní část tvoří smrkový les s příměsí buku nebo borovice. V obou povodích došlo v průběhu posledních 60 let k výrazným změnám ve využití a struktuře krajiny. Dřívější intenzivní zemědělské hospodaření v povodí Zbytnského potoka dokládá výskyt podpovrchové trubkové drenážní sítě. Odvodněná plocha původně zaujímala 27 % plochy experimentálního povodí. V současnosti je odvodněná plocha pokryta sečenou loukou a drenážní systém je na několika místech narušen. Ve střední a spodní části experimentálního povodí Tetřívčího potoka se naproti tomu nachází hustá síť povrchových, uměle vytvořených odvodňovacích příkopů.

Monitoring a datové zdroje

Základem experimentálního výzkumu je monitorovací síť vybudovaná na jaře 2006, která umožňuje kontinuální monitoring hydrologických a meteorologických veličin. Skládá se ze dvou hladinoměřů osazených v závěrových profilech obou experimentálních povodí, meteorologické stanice a dalších tří srážkoměrů. V roce 2011 byla na vybraných lokalitách instalována zařízení pro kontinuální měření objemové půdní vlhkosti a teploty půdy. Pro stanovení potenciální a aktuální retence povodí byla použita data z pravidelných odběrných kampaní vzorků půdy a údaje z vrtů sledujících výšku hladiny podzemní vody v hydromorfních půdách.


Obr. 1.

Poloha a vymezení párových povodí

Fig. 1.

Location and area of study catchments

Tab. 1.

Vybrané fyzicko-geografické a hydrografické charakteristiky experimentálních povodí

Selected physical geographic and hydrographic characteristics of the experimental catchments

Vybrané charakteristiky povodí/Characteristics of the catchment	Zbytinský potok/Brook (ZBY)	Tetřívčí potok/Brook (TET)
Plocha povodí/Catchment area (km ²)	1,55	1,62
Nejvyšší bod v povodí/The highest point (m a.s.l.)	906	946
Nejnižší bod v povodí/The lowest point (m a.s.l.)	785	824
Střední nadmořská výška povodí/Mean altitude (m a.s.l.)	811	851
Délka údolnice/Thalweg (m)	1 933	2 158
Gravelliův koeficient/Gravelli coefficient	1,15	1,19
Charakteristika povodí/Catchment shape index α	0,42	0,42
Sklon povodí/Slope (%)	9,71	9,59
Hustota říční sítě/Density of river network (km.km ⁻²)	1,25	1,33

Tab. 2.

Procentuální zastoupení půdních typů v obou povodích

Percentage distribution of soil types in both catchments

Půdní typ/Soil type	Zbytinský potok/Brook (ZBY) [%]	Tetřívčí potok/Brook (TET) [%]
Kambizem modální (KAm)/Cambisol	43,9	26,7
Kambizem oglejená (KAg)/gleyic Cambisol	8,7	3,6
Kryptopodzol modální (KPm)/entic Podzol	16,5	29,8
Pseudoglej modální (PGm)/aquic Stagnosol	0,5	4,3
Stagnoglej modální (SGm)/gleyic Stagnosol	17,4	3,7
Glej modální (GLm)/Gleysol	13,0	30,3
Glej histický (GLh)/histic Gleysol	0,0	1,5
Organozem mesická (ORm)/Histosol	0,0	0,2

Použité metody

Pedologický průzkum a modely stanovení půdních typů dle proudění vody v půdě

Původní pedologický podklad komplexního průzkumu půd (KPP) a lesnická typologická klasifikace, které měly pomoci zhodnotit hydro-pedologické vlastnosti povodí, se ukázaly pro malá experimentální povodí jako nedostačující. Proto bylo provedeno několik pedologických kampaní, které měly zpřesnit dostupné pedologické podklady (některé půdní typy se zcela zamítly, některé naopak přidaly) a detailně vymežit jednotlivé půdní areály. Celkem bylo vytipováno šest půdních typů (organozem mesická, glej modální, kambizem modální, kryptopodzol modální, pseudoglej modální a stagnoglej modální) a k nim navíc dva subtypy (glej histický, kambizem oglejená). Výsledkem bylo vytvoření osmi typů ploch půdního pokryvu, kterým byly přiděleny specifické hydro-pedologické vlastnosti a byly zařazeny do kategorizace půdních typů dle hydrologických vlastností HOST (Hydrology of soil types; BOORMAN et al. 1995). Zároveň k nim byla také přiřazena kategorie dominantního směru průtoku vody půdou DHF (Dominant hydrological flow; SCHRERRER, NAEF 2003).

Stanovení potenciální a aktuální retenční kapacity

Z celkové plochy povodí a jednotlivých hloubek půdních sond byl vypočten objem celého půdního pokryvu bez C horizontu, tedy objem A horizontu (případně Oh + A) a B horizontu (případně E + B, B/C). Hodnoty těchto objemů byly upraveny pomocí skeletovitosti a efektivní pórovitosti (BEAR 1972). Tím byl vypočten objem potenciálních volných pórů v celém výzkumném povodí. Nejprve byla vypočtena hodnota retence jednotlivých půdních horizontů R_A [mm], jejichž součet pak činil potenciální retenci půdního segmentu daného půdního typu:

$$R_A = H \times P \times (1 - S), \quad (1)$$

kde

H hloubka půdního horizontu [mm],

P efektivní pórovitost [%],

S skeletovitost [%].

Do výpočtu potenciální retence nebyl započten vliv aktuální objemové vlhkosti ani výšky hladiny podzemní vody. Jednalo se o vyjádření teoretického množství vody, které povodí dokáže maximálně pojmut.

Základem pro stanovení aktuální retenční kapacity povodí byl zmíněný podrobný pedologický průzkum, jehož výsledkem byla mapa půdních typů. K výše uvedeným půdním typům byly vybrány referenční lokality pro odběr půdních vzorků Kopeckého válečky, z nichž byla stanovena okamžitá objemová vlhkost (θ). Kromě toho byly provedeny zhruba dvě desítky odběrných kampaní, jejichž cílem bylo zjistit aktuální objemovou vlhkost povodí. Zároveň byly v hydromorfních půdách vytipovány lokality pro pravidelné měření výšky hladiny podzemní vody. Hodnota aktuální retence byla zpřesněna dle aktuální nasycenosti povodí a výšky hladiny podzemní vody v hydromorfních půdách. Aktuální retence povodí byla vypočtena pro všechny provedené odběrné kampaně, u kterých byl zároveň definován stav přírodních podmínek v povodí (suché, průměrné, vlhké). Pro přehlednější interpretaci byly použity průměrné hodnoty retenční kapacity odpovídající jednotlivým stavům přírodních podmínek.

Vztah retenční kapacity a srážkových a odtokových charakteristik

Výslednou retenční kapacitu jsme následně využili jako:

- a) závislou proměnnou při porovnání vztahu s desetidenním indexem předchozích srážek $API(10)$:

$$API(10) = \sum_{i=1}^{n=10} 0,93^i \times P_i, \quad (2)$$

kde

$API(10)$ ukazatel předchozích srážek za období 10 dnů,

$n = 10$ celkový počet dní před výskytem příčinné srážky,

i pořadí dne počítané nazpět ode dne, ke kterému je API určován,

P_i denní srážkový úhrn v i -tém dni před výskytem příčinné srážky [mm].

- b) příčinnou proměnnou při porovnání s odtokovou výškou povodí. Vzhledem k sousední poloze obou povodí se předpokládala téměř stejná srážková dotace za určité období před stanovením retenční kapacity. Následně se rovněž definoval vztah mezi retenční kapacitou a jejím vlivem na odtok vody z povodí. Oba vztahy byly znázorněny pomocí bodových grafů. Průběh a těsnost byly vyjádřeny pomocí regresní křivky, resp. koeficientu determinace.

VÝSLEDKY

Modely stanovení půdních typů dle proudění vody v půdě

Přiřazení kategorií HOST a DHF jednotlivým půdním typům v povodí je zobrazeno v tab. 3. Dle HOST je většina ploch zařazena do kategorií silně ovlivněných podzemní vodou (E, F, G). Zbylé plochy (H, I) mají pak společnou nízkou hydraulickou vodivost, ovšem bez zřetelné hladiny podzemní vody. Pro odezvu v odtoku je ale důležitější kategorie dominantního proudění podzemní vody. U řady půd těchto povodí nedochází k hloubkové infiltraci a proudění probíhá buď povrchově s různým zpožděním, nebo mělce podpovrchově do 30 cm: kategorie THOF, HOF1, HOF2 (SCHRERRER, NAEF 2003). U kategorie SOF2 může dojít ke zpožděnému povrchovému proudění pouze zřídka a jen při plném nasycení půdních pórů. Půdní typy KA a KP jsou pro retenci vody v půdě nejvhodnější, mělo by u nich docházet k hloubkové infiltraci.

Plochy ORm se vyznačují nízkou hydraulickou vodivostí, voda pomalu infiltruje, ale také redistribuje do hlubších horizontů. Hladina vody je převážnou část roku vysoko. V průběhu srážko-odtokových epizod převažuje povrchový nebo mělký laterální odtok. Během suchého období se suchá organická vrstva může stát hydrofóbní, což značně ovlivní infiltraci a průtok vody půdou.

Plochy GLo se chovají podobně jako plochy ORm. V těchto půdách ale nedochází k tak velkým výkyvům hladiny podzemní vody. Půda pak není tolik náchylná na vyschnutí a nedochází ke změně na hydrofóbní.

Plochy GL mají na rozdíl od GLo organominerální horizont, který je zřídka ovlivněn hladinou podzemní vody. Může lépe infiltrovat srážkovou vodu a plného nasycení a následného povrchového odtoku dosahuje se zpožděním.

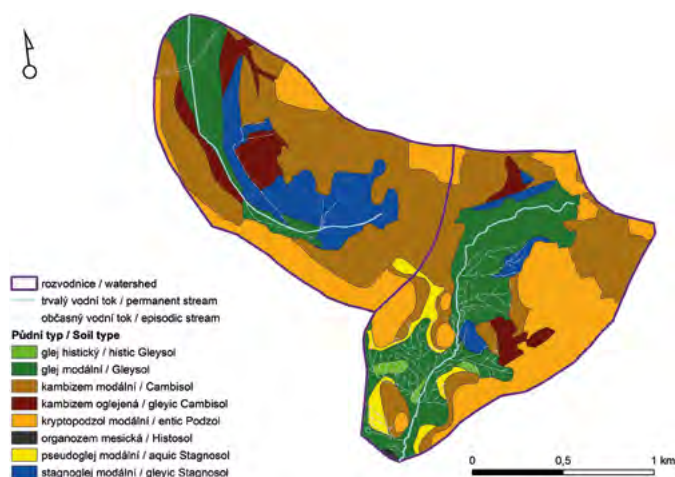
Plochy KA a KP mají podobné chování. Infiltrační rychlosti jsou v rámci povodí vyšší. Voda perkoluje do podloží bez výraznější bariéry, kterou může tvořit pouze zvýšené množství skeletu.

Plochy KAg a PG mají infiltrační rychlosti podobné jako KA a KP. Proudění podzemní vody je však ovlivněno hladinou podzemní vody, která zabraňuje nebo zpomaluje infiltraci do podloží.

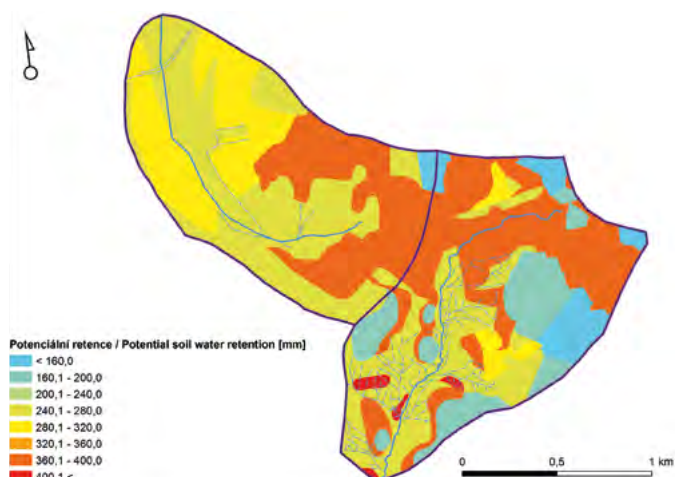
Plochy SG mohou vytvářet zpožděný povrchový odtok v době plného nasycení nebo během silných srážek. V době nízkého nasycení může voda infiltrovat do hlubších vrstev.

Stanovení potenciální a aktuální retenční kapacity

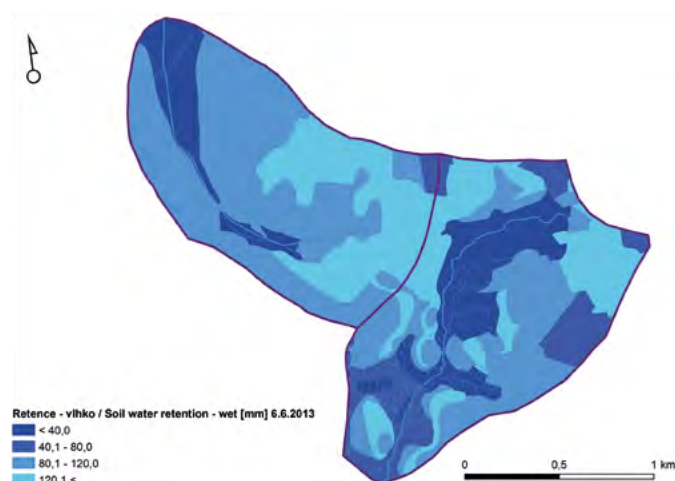
Místa s nejvyšší potenciální retenční kapacitou se lokálně vyskytují v plochých pánvích u závěrového profilu Tetřívického potoka. Jedná



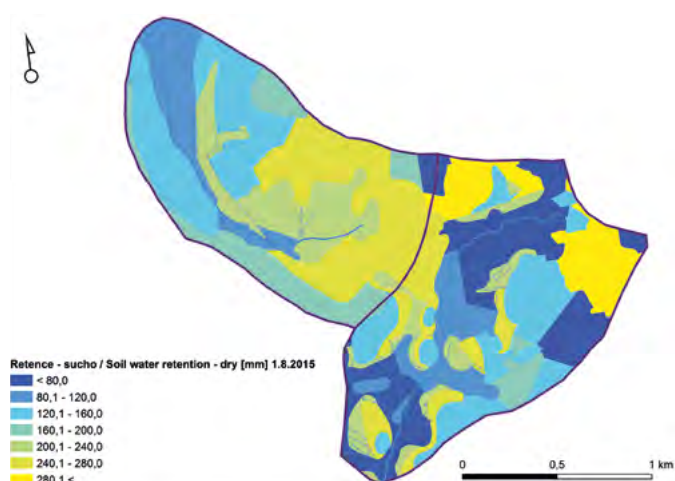
Obr. 2.
Prostorové rozložení půdních typů
Fig. 2.
Spatial distribution of soil types



Obr. 3.
Potenciální retence vody půdou v obou povodích
Fig. 3.
Potential soil water retention in both catchments



Obr. 4.
Retenční kapacita obou povodí ve vlhkém období (6. 6. 2013)
Fig. 4.
Soil water retention in both catchments during wet conditions (6. 6. 2013)



Obr. 5.
Retenční kapacita obou povodí v suchém období (1. 8. 2015)
Fig. 5.
Soil water retention in both catchments during dry conditions (1. 8. 2015)

Tab. 3.
Zařazení ploch do systému HOST (Hydrologie půdních typů) a DHF (Dominantního směru průtoku vody v půdě)
Inclusion of areas in the system HOST (Hydrology of soil types) and DHF (Dominant hydrological flow)

Plocha půdního typu/Soil type area	HOST - model	HOST - třída/class	DHF
Kambizem modální (KA)/Cambisol	H	16	DP
Kambizem oglejená (KA _g)/gleyic Cambisol	E	6	SOF2
Kryptopodzol modální (KP)/entic Podzol	H	16	DP
Pseudoglej modální (PG)/aquic Stagnosol	E	6	SOF2
Stagnoglej modální (SG)/gleyic Stagnosol	I	18	HOF2
Glej modální (GL)/Gleysol	F	25	HOF2
Glej histický (GLO)/histic Gleysol	G	25	HOF1
Organozem mesická (OR _m)/Histosol	G	12	THOF

Vysvětlivky/Explanations: DP – hloubková infiltrace/deep percolation; SOF2 – zpožděný povrchový odtok v případě plného nasycení/delayed saturation overland flow; HOF2 – zpožděný povrchový odtok/delayed Hortonian overland flow; HOF1 – okamžitý povrchový odtok/immediate Hortonian overland flow; THOF – rašelinný okamžitý povrchový odtok/temporary Hortonian overland flow

se o poměrně mocné půdy bez skeletu, obsahující významné množství organogenního materiálu. Kromě toho se z pohledu retenčního potenciálu pozitivně jeví i relativně hluboké kambizemě modální na plochých rozvodích, většinou využívané jako louky nebo pastviny. Nejnižší hodnoty retenčního potenciálu byly naopak nalezeny na svazích nejvyšších vrcholů, kde převažují mělké skeletovité půdy (obr. 3). Hodnota retenčního potenciálu je v povodí Tetřívčického potoka 281,4 mm. Nepatrně vyšší retenční potenciál byl zjištěn v povodí Zbytinského potoka (302,4 mm).

Z hydrologického pohledu je však důležitější porovnání aktuální retenční povodí. Tab. 4 souhrnně ukazuje vypočtenou aktuální retenční povodí a související srážkové a odtokové charakteristiky v rámci jednotlivých odběrných kampaní. Bez ohledu na stav přírodních podmínek byla vyšší retenční kapacita zjištěna v povodí Zbytinského potoka (v závislosti na přírodních podmínkách o cca 30–40 mm). Lze vysledovat, že s nárůstem sucha se rozdíly v retenční kapacitě mírně zvětšují

ji ve prospěch Zbytinského potoka (tab. 5), což znamená, že se povodí Zbytinského potoka vysušuje o něco rychleji.

Níže jsou pro porovnání zobrazeny hodnoty aktuální retenční kapacity povodí během dvou extrémních situací. Obr. 4 ukazuje stav povodí při vlhké situaci z 6. 6. 2013. Hodnota celkové retenční kapacity obou povodí se pohybovala mezi 80–109 mm. Je zřetelně vidět, které oblasti byly schopny pojmout ještě další srážkovou dotaci a které již byly téměř nasyceny. Obr. 5 naopak znázorňuje stav povodí během dlouhého období sucha v srpnu 2015. V těchto tropických dnech se aktuální retenční kapacita zvýšila na 155–190 mm, tedy téměř na dvojnásobek. Procentuálně se kvůli poklesu hladiny podzemní vody nejvíce zvětšil retenční prostor u glejů.

Vztah aktuální retenční kapacity a odtokových charakteristik

Kromě porovnání samotné retenční kapacity v obou povodích nás rovněž zajímalo, jaká závislost existuje mezi aktuální retenční ka-

Tab. 4.

Aktuální retenční kapacita, odtoková výška a API(10) během jednotlivých kampaní v letech 2013–2015
Current soil water retention, runoff depth and API(10) during the field campaigns in 2013–2015

Datum/Date	Příčinné podmínky (podle odtokové výšky)/Causal conditions (by runoff depth)	Aktuální retence povodí/ Current soil water retention (mm)		Absolutní rozdíl retence/ Soil water retention difference (mm)	Odtoková výška/Runoff depth (mm)		API(10)	
		ZBY	TET		ZBY	TET	ZBY	TET
29.4.2013	průměrné/average	123,3	91,4	31,9	68,7	36,0	8,1	7,9
22.5.2013	průměrné/average	132,6	91,8	40,8	65,7	33,0	9,9	9,4
6.6.2013	vlhké/wet	108,7	80,1	28,6	312,1	170,7	120,1	119,1
15.7.2013	průměrné/average	138,6	96,4	42,1	35,0	34,3	8,2	9,4
24.9.2013	suché/dry	134,2	100,5	33,7	21,8	19,0	10,3	10,7
31.10.2013	suché/dry	141,2	107,9	33,3	33,2	18,8	2,6	2,3
26.3.2014	průměrné/average	117,5	89,9	27,6	27,8	21,8	21,5	21,5
15.6.2014	suché/dry	172,3	120,7	51,6	24,5	15,6	0,5	0,1
23.8.2014	suché/dry	140,3	101,9	38,4	35,4	19,2	8,1	7,8
14.9.2014	vlhké/wet	113,3	83,3	30,0	214,3	139,3	34,2	33,4
28.10.2014	průměrné/average	130,1	98,0	32,1	58,3	40,2	29,7	32,5
24.4.2015	průměrné/average	128,8	89,7	39,1	62,8	53,8	26,4	27,3
18.5.2015	suché/dry	150,0	106,2	43,8	34,6	21,8	1,7	1,8
30.6.2015	suché/dry	141,1	100,5	40,6	25,1	19,5	6,8	8,4
1.8.2015	suché/dry	190,2	155,3	35,0	19,4	14,6	11,8	11,7
18.8.2015	suché/dry	184,9	147,4	37,5	22,7	16,7	19,8	20,5

Tab. 5.

Srovnání aktuální retenční kapacity v různých přírodních podmínkách
Comparison of current soil water retention during different causal conditions

Příčinné podmínky (podle odtokové výšky)/Causal conditions (by runoff depth)	Aktuální retence povodí/Current soil water retention (mm)		Absolutní rozdíl retence/ Soil water retention difference (mm)
	ZBY	TET	
vlhké/wet	111,0	81,7	29,3
průměrné/average	128,5	92,9	35,6
suché/dry	156,8	117,5	39,2

pacitou a srážkami (reprezentovanými desetidenním ukazatelem předchozích srážek – API(10)) a zda se mezi sebou obě povodí nějakým způsobem liší. Obr. 6 prokázal náš předpoklad, že mezi oběma veličinami existuje těsná negativní závislost. Síla závislosti se mezi oběma povodími v podstatě neliší. Rozdíl je však patrný v průběhu regresní křivky, kdy je zřejmý větší rozptyl hodnot aktuální retenční kapacity v povodí Zbytnského potoka.

V následném kroku bylo naším cílem prozkoumat, jak aktuální retenční kapacita souvisí s odtokem vody z povodí a případně identifikovat nějaké odchylky v chování obou povodí. Na obr. 7 je vidět, že se vzrůstající aktuální retenci se snižuje odtoková výška, což platí obecně pro obě povodí. Síla závislosti je již nižší, než byla v případě vztahu s API10, což dokládá, že se na formování odtoku budou kromě aktuální retenční kapacity povodí podílet i jiné faktory. Těsnější závislost je možné pozorovat v povodí Tetřívčího potoka, což značí, že je zde odtok více determinován půdním prostředím.

DISKUSE

Pro porovnání tvorby odtoku nebo retenčních vlastností dvou povodí s různým vegetačním krytem se obvykle vyhledávají povodí se stejnými vlastnostmi, např. geologickými, klimatickými, půdními atd. (TESAŘ et al. 2004; MALÝ 2009). V případě pošumavských povodí je však hledání dvou „stejných“ povodí obtížné, pokud má být jediným rozdílným parametrem vegetační pokrov. Obecnějším a realističtější předpokladem je hledání rozdílů způsobených rozdílným využíváním území. V případě, že bychom se chtěli dívat na experimentální povodí z perspektivy půdotvorných parametrů, jeví se výběr obou povodí jako zcela vhodný. Všichni hlavní půdotvorní činitelé jsou zde zastoupeni ve stejné míře. Lze tedy přepokládat, že bez antropogenního ovlivnění by se zde vyskytovaly stejné půdní typy. To, co dokázalo změnit některé půdní typy a subtypy během několika staletí, je právě změna hospodářského využití krajiny, hlavně pak meliorační zásahy snižující hladinu podzemní vody nebo ovlivňující rozsah zamokřených ploch. Uvedené transformace v krajině měly za následek změnu půdotvorných procesů v různých částech povodí. Vliv antropogenních zásahů na tyto procesy je pak pozorovatelný přímo

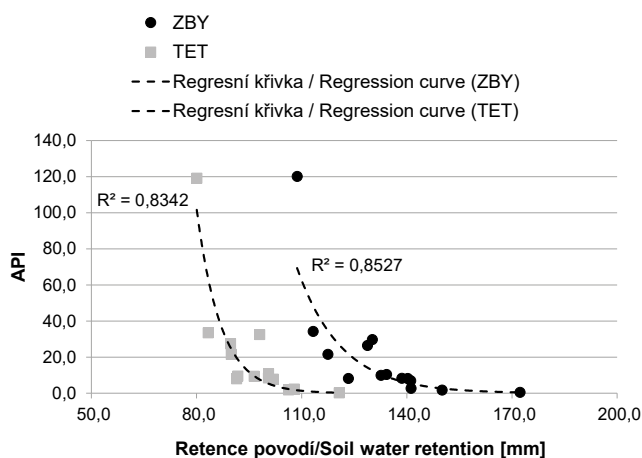
v půdních profilech. Přeměnou půdních horizontů samozřejmě dochází i ke změně vodního režimu, textury a hlavně pórového systému určujícího dominantní směr proudění půdní vody.

Retenční potenciál obou povodí je ovlivňován zejména půdním typem, konfigurací terénu (sklonitostí) a krajinným pokryvem. V reálných podmínkách se však retence povodí významně mění. Nejméně vhodné půdy pro zadržení vody bývají zpravidla hydromorfní půdy. Tyto půdy jsou po většinu roku nasyceny vodou, a tudíž jsou nevhodné pro infiltraci a zdržení větších srážek. Do této kategorie spadají i stagnogleje a pseudogleje. Tyto půdy se však v povodí Zbytnského potoka neprojevily z hlediska aktuální retence příliš negativně. Důvodem může být meliorační systém, který může změnit stagno(pseudo)-glejový půdotvorný proces a nastartovat proces jiný.

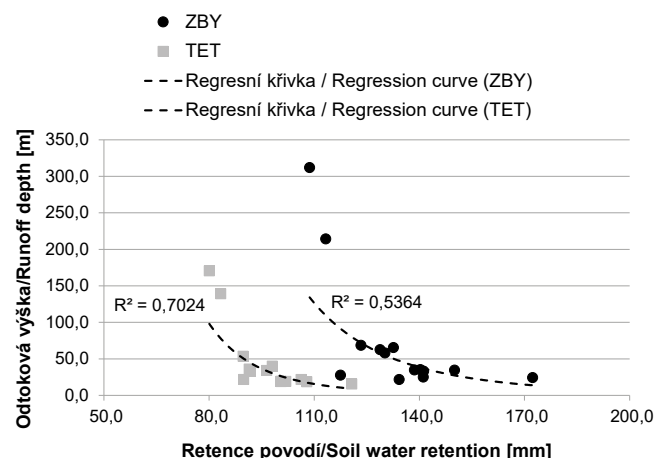
Vypočtené hodnoty retenční kapacity povodí jsou významně větší než hodnoty uváděné v podobně zaměřených studiích (ŠVIHLA et al. 2006, 2007). Jako vysvětlení se nabízí použití jiné metody výpočtu, případně různá velikost disponibilního prostoru v půdě pro infiltraci srážkové vody daná hloubkou půdního profilu.

Z výsledků všeobecně vyplývá, že větší aktuální retenční schopnost má povodí Zbytnského potoka. Tento fakt lze, kromě výše zmíněného podzemního odvodnění, přičíst většímu zastoupení půdních ploch, kde dochází k hloubkové infiltraci (BOORMAN et al. 1995), v tomto případě kambizemí modálních na plochých rozvodích. Nižší retenční schopnost povodí Tetřívčího potoka se naopak projevuje díky většímu množství zamokřených ploch. Tyto plochy jsou náchylné k rychlému povrchovému odtoku (SCHRERRER, NAEF 2003). Provedená analýza potvrdila negativní vliv hydromorfních půd na retenci povodí a prokázala potenciálně větší riziko lesního povodí při vzniku významné odtokové události.

Obecně se během srážkových epizod může voda v povodí zdržovat buď v mikrodepresích na povrchu, nebo v půdě či hlubších zvodních. Právě vlastnosti půdy a jejího povrchu určují rychlost infiltrace a směr proudění půdní vody. I když jsou srážky rozhodujícím faktorem pro odtokovou odezvu obou povodí, jejich transformace na odtok v čase je závislá na prostředí, kterým se pohybují. V povodí Tetřívčího potoka bylo prokázáno, že je odtok z povodí více determinován zásobou vody v půdě, která bývá zpravidla větší než u Zbytnského potoka.



Obr. 6.
Vztah mezi retenční kapacitou povodí a API(10)
Fig. 6.
Relationship between the soil water retention and API(10)



Obr. 7.
Vztah mezi retenční kapacitou povodí a odtokovou výškou
Fig. 7.
Relationship between the soil water retention and runoff depth

ZÁVĚR

Sledování a zkoumání experimentálních povodí Zbytiny probíhá nepřetržitě již 9 let. Hlavní náplní výzkumu je zjistit, jak jednotlivé klimatické, pedologické nebo krajinné faktory působí na odtok vody z povodí. Vzhledem ke komplexitě přírodního prostředí je téměř nemožné pozorovat všechny faktory najednou, ale je potřeba se zaměřit na konkrétní vliv a jeho projev. Tento příspěvek se primárně zaměřuje na roli půdního prostředí při formování odtoku a porovnává rozdíly mezi různými přírodními ekosystémy (les a louka).

Větší retenční kapacita byla zjištěna v nezalesněném povodí Zbytinského potoka. Její příčinou může být především jiné zastoupení půdních typů se zcela odlišnými retenčními vlastnostmi. Rozdílná chování obou povodí při formování odtoku a rozdílná retence vody půdou v neprospěch lesního povodí je dáвана do souvislosti s historickými změnami ve způsobu využití krajiny a různými antropogenními vlivy (meliorační opatření). Z tohoto pohledu má samotný vegetační pokryv nepřímý vliv na odtok vody z povodí.

Poděkování:

Předložený výzkum byl proveden za podpory Grantové agentury České republiky, projekt č. 13-32133S „Retenční potenciál pramenných oblastí ve vztahu k hydrologickým extrémům“ a za podpory MŠMT, projekt č. LD15130 „Vliv disturbancí krajiny na konektivitu toků a povodí“. Článek je publikován na základě příspěvku prezentovaného na konferenci Lesnická hydrologie – věda a praxe pořádané VÚLHM Strnady v Ostravici-Sepetná 21.–23. 9. 2015.

LITERATURA

- BEAR J. 1972. Dynamics of fluids in porous media. New York, American Elsevier: 764 s.
- BÍBA M., CHLEBEK A., JAŘABÁČ M., JIŘÍK J. 2001. Les a voda – 45 let trvání vodohospodářského výzkumu v Beskydech. Zprávy lesnického výzkumu, 46, (4): 231–238.
- BOORMAN D.B., HOLLIS J.M., LILLY A. 1995. Hydrology of soil types: a hydrologically-based classification of the soils of the United Kingdom. Oxfordshire, Institute of Hydrology: 137 s.
- ENGLER A. 1919. Untersuchungen über den Einfluß des Waldes auf den Stand der Gewässer. Mitteilungen der Schweizerischen Zentralanstalt für das forstliche Versuchswesen, 12, (XV). Zürich, Beer in Komm., Schweizerische Zentralanstalt für das forstliche Versuchswesen: 626 s.
- EVANS M.G., BURTON T.P., HOLDEN J., ADAMSON J.K. 1999. Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. Journal of Hydrology, 221: 141–160.
- HÜMMANN M., SCHÜBER G., MÜLLER C., SCHNEIDER R., JOHST M., CASPARI T. 2011. Identification of runoff processes – The impact of different forest types and soil properties on runoff formation and floods. Journal of Hydrology, 409: 637–649.
- JORDÁN A., MARTÍNEZ-ZAVALA L., BELLINFANTE N. 2008. Heterogeneity in soil hydrological response from different land cover types in southern Spain. Catena, 74: 137–143.
- KREČMER V. et al. 2003. Lesy a povodně. Souhrnná studie. Praha, Národní lesnický komitét a Ministerstvo životního prostředí ČR: 48 s.
- LEE R. 1980. Forest hydrology. New York, Columbia University Press: 349 s.
- MALÝ A. 2009. Vliv rozdílného využití krajiny na srážko-odtokový proces v experimentálních povodích Zbytiny. Diplomová práce. Praha, Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy: 151 s.
- PRAX A., RAEV I. 1985. Water balance of spruce stands (*Picea abies* (L.) Karst.) in different geographical regions. Brno, Vysoká škola zemědělská: 146 s.
- ROTHACHER J. 1973. Does harvest in west slope Douglas-fir increase peak flow in small forest streams? Portland (Oregon), Pacific Northwest Forest and Range Experimental Station: 13 s. USDA Forest Service Research Paper PNW-163.
- SCHREFFER S., NAEF F. 2003. A decision scheme to indicate dominant hydrological flow processes on temperate grassland. Hydrological Processes, 17: 391–401.
- ŠTŘEDA T., LITSCHMANN T., PALÁTOVÁ E. 2008. Vlhkost půdy pod různými typy vegetace v říční krajině. In: Litschmann, T. (ed.): Bioklimatologické aspekty hodnocení procesů v krajině, Mikulov, 9.–11. září 2008. Praha, Český hydrometeorologický ústav: 65–73.
- ŠVIHLA V., ČERNOHOUS V., KULHAVÝ Z., ŠACH F. 2006. Retence srážkové vody lesní půdou v horském povodí. In: Neuhöferová, P. (ed.): Meliorace v lesním hospodářství a v krajinném inženýrství. Kostelec nad Černými lesy, 26.–27. ledna 2006. Praha, Fakulta lesnická a environmentální České zemědělské univerzity a Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy: 35–43.
- ŠVIHLA V., ŠACH F., KULHAVÝ Z., KANTOR P. 2007. Vyhodnocení hydopedologického průzkumu na experimentálním lesohydrologickém objektu Deštenská stráň v Orlických horách. Zprávy lesnického výzkumu, 52, (1): 27–36.
- ŠVIHLA V., ČERNOHOUS V., ŠACH F. 2014. Velké vody na lesním povodí v Orlických horách. Zprávy lesnického výzkumu, 59, (3): 205–212.
- TESAŘ M., ŠÍR M., SYROVÁTKA O., DVOŘÁK I.J. 2000. Vodní bilance půdního profilu v pramenné oblasti Labe – Krkonoše. Opera Corcontica, 37: 127–142.
- TESAŘ M., ŠÍR M., DVOŘÁK I. J. 2004. Vliv vegetačního porostu a jeho změn na vodní režim půd v pramenných oblastech Krkonoš. In: Štursa, J. et al. (eds.): Geoekologické problémy Krkonoš. Szklarska Poręba, listopad 2003. Opera Corcontica, 41: 30–37.
- TESAŘ M., ŠÍR M. 2005. Vyhodnocení vodního režimu půd na lokalitách lišících se vegetačním krytem v Národním parku Šumava. In: Hruška, J. (ed.): Biogeochemické cykly ekologicky významných prvků v měnících se přírodních podmínkách lesních ekosystémů Národního parku Šumava. Výzkumná zpráva. Praha, Česká geologická služba: 17 s.
- VÁLEK Z. 1962. Lesy, pole a pastviny v hydrologii pramenných oblastí Kychové a Zdechovky. Praha, Výzkumný ústav vodohospodářský: 115 s. Práce a studie, 106.
- VLČEK L., KOCUM J., JANSKÝ B., ŠEFRNA L., KUČEROVÁ A. 2012. Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště: případová studie Rokytecké slatě, povodí horní Otavy, jihozápadní Česko. Geografie, 117: 395–414.

EVALUATION OF SOIL WATER RETENTION IN FOREST AND NON-FOREST ENVIRONMENT

SUMMARY

The study deals with the evaluation of two experimental paired catchments of the Zbytinský Brook and the Tetřívčí Brook in the headwater area of the Blanice River in the Šumava Mts. (Czech Republic) from the perspective of their retention and runoff response to precipitations. The catchments were chosen on the basis of the same morphological character but different land cover. The same soil cover was also one of the conditions, but due to the different farming (changes in land use and land cover), the catchments have become diverse in their pedology. The soil conditions there proved to be ones of the key differences between the catchments.

The catchments are typical examples of the landscape at the foothills of the Šumava Mountains. In the Zbytinský Brook catchment, there are predominant meadows with partially flow in the pipe drainage system. A lot of areas have been used as arable land for hundreds of years. This fact has become evident in the soil character. The Tetřívčí Brook catchment is covered mostly by spruce forests. The catchment has been significantly affected by surface drainage system with open ditches. Despite this fact, there are lots of waterlogged areas, which consist of gleysols and histosols.

The aim of this study is the calculation of potential retention in both catchments and the comparison of retention character during the dry and wet period. Then, the runoff response was examined during the two periods. Both catchments were also evaluated by a detailed soil mapping and a description of dominant flows of soil water.

The paper is based on a detailed hydropedological research and on hydrological data from the Faculty of Science of Charles University in Prague. The catchments have been divided into 8 categories, each of them of different soil type (Fig. 2). Each category has been given a model and a class according to the soil classification HOST (BOORMAN et al. 1995) and a dominant direction of flow according to the DHF system (SCHRERRER, NAEF 2003). Next, potential and current soil water retention of each soil type in chosen catchments was worked out (Tab. 4). These calculations were compared with the antecedent precipitation index and with runoff response (Fig. 6 and 7).

The study has proved different character of both catchments on the basis of hydrological response to the causal precipitation. No direct impact of different land cover was confirmed. The diverse distribution of soil types with completely different retention character could be the main cause of dissimilar runoff. Providing that there are the same pedological processes and morphological characters in both catchments, we can say that the distinction of soil cover in both catchments is caused by different farming and other anthropogenic impacts (e.g. drainage). From this point of view, the land cover has an indirect impact on the runoff from the catchment.

Zasláno/Received: 08. 01. 2016

Přijato do tisku/Accepted: 06. 04. 2016

Článek VI: Hodnocení retence vody v půdě ve vztahu k odezvě odtoku

Královec, V., Kliment, Z., Vlček, L., (2015): Influence of soil matrix and different land use on the runoff process in the experimental catchments Zbytiny. *Acta Hydrologica Slovaca*, Vol. 16, No. TC 1, p. 252 – 259.

**VLIV PŮDNÍ SLOŽKY A ROZDÍLNÉHO VYUŽITÍ ÚZEMÍ
NA ODTOKOVÝ PROCES V EXPERIMENTÁLNÍCH POVODÍCH ZBYTINY**

Václav Královec, Zdeněk Kliment, Lukáš Vlček

Studie se zaměřuje na hodnocení odtokové odezvy ve dvou párových experimentálních povodích v pramenné oblasti šumavské Blanice, které se primárně odlišují krajinným a půdním pokryvem. Srážko-odtokové vztahy a odchylky v odtokové odezvě jsou hodnoceny ze tří hledisek: i/ na základě průměrných bilančních charakteristik a míry variability odtoku, ii/ na základě analýzy vybraných srážko-odtokových epizod, iii/ podle hydropedologických charakteristik a retenční kapacity povodí. Obecně se povodí liší především v dlouhodobých odtokových charakteristikách, během srážko-odtokových epizod se rozdíl snižují. Půdní pokryv je v obou povodích poměrně heterogenní a retence povodí je z velké míry závislá na hydropedologických vlastnostech jednotlivých půdních typů a horizontů a aktuální výšce hladiny podzemní vody.

KLÍČOVÉ SLOVÁ: párový experimentální výzkum, hydrologická bilance, srážko-odtokový proces, krajinný a půdní pokryv, retence vody

INFLUENCE OF SOIL MATRIX AND DIFFERENT LAND USE ON THE RUNOFF PROCESS IN THE EXPERIMENTAL CATCHMENTS ZBYTINY. The study deals with the evaluation of runoff response in two paired experimental catchments in headwater area of Blanice river in the Šumava Mts., which differ primarily in land and soil cover. Rainfall-runoff relationships and differences in runoff responses of both catchments were observed from three points of view: i/ on the basis of average balance characteristics and the rate of runoff variability, ii/ on the analysis of chosen rainfall-runoff events, iii/ according to the hydropedological characteristics and retention capacity of catchment. Generally, catchments differ mainly in long-term runoff characteristics, during rainfall-runoff events the differences decrease. Soil cover is in both catchments rather heterogeneous and water retention of catchment is largely dependent on hydropedological properties of individual soil types and horizons and actual groundwater level.

KEY WORDS: paired catchment research, hydrological balance, rainfall-runoff process, land and soil cover, water retention

Úvod

Změny v hydrologickém režimu jsou často diskutovány v souvislosti se změnami přírodního prostředí a krajiny. Vedle vlivu globálních (klimatických) změn na srážko-odtokový proces je na nižších prostorových úrovních zkoumán zejména dopad změn ve využití krajiny a krajinném pokryvu. Změny se projevují ve vodní bilanci, extremitě odtoku, vlhkosti půdy a evapotranspiraci. Vlivu změn ve využití území na hydrologické procesy se věnovalo velké množství prací, např. Hibbert (1967), Bosh a Hewlett (1982), Camorani et al. (2005), Oudin et al. (2008) nebo Malý (2009). Hibbert (1967) dospěl ve

své studii k závěru, že odtoková odezva povodí na změny ve využití území je vysoce variabilní a většinou nepředvídatelná. O více než 30 let později Kokkonen a Jakeman (2001) uvedli, že stále neexistují žádné spolehlivé a důvěryhodné modely, které by dokázaly předpovědět vliv změny využití území na hydrologickou odezvu v měřených povodích. Podobně neurčitě se hovoří i o vlivu lesa na odtokové poměry v povodí. Dlouhodobému systematickému výzkumu ve dvojici povodí (cca 4 km²) v oblasti Javorníků se věnoval od konce 20. let 20. století Válek (1962). Nezálesněné povodí Zděchovky vykazovalo oproti zalesněnému povodí Kychové výrazně vyšší

hodnoty kulminačních průtoků, strmější vzestup a pokles průtoků během odtokové epizody. Bíba et al. (2001) hodnotil dopady vegetačních změn na odtokové poměry dvou zalesněných horských povodí Červík a Malá Ráztoka (cca 2 km²) v Beskydech v průběhu téměř 50letého monitoringu. Většina studií se o vlivu lesa vyjadřuje v dosti širokém rozmezí od velmi výrazně pozitivního až po těžko prokazatelný. Studie pojednávající o negativním vlivu lesa na transformaci odtoku z povodí jsou poměrně vzácné (Malý, 2009).

Pro detailní výzkum srážko-odtokového procesu jsou vhodné studie v malých experimentálních povodích (0,1-10 km²). Vzájemné odlišnosti v charakteristice studovaných povodí umožňují sledovat vliv jednotlivých faktorů na odtokový proces (Pavlásek et al., 2006). V malých homogenních plochách lze lépe pozorovat vybraný problém bez intervence rušivých vlivů a na základě hydrologické analogie pak interpretovat výsledky pro větší území (Kříž, 1978; Bosch a Hewlett, 1982). Jednou z nejčastěji používaných metod pro srovnání povodí je metoda párového výzkumu (McCulloch a Robinson, 1993). Základním předpokladem párového výzkumu je, aby si navzájem porovnávaná povodí byla z hlediska prostoru a fyzikogeografických podmínek co nejpodobnější. Podstatné je, aby se výrazně odlišovala ve zkoumaném atributu. Obvykle jsou vybrána sousední povodí, u nichž lze vzhledem k jejich blízké poloze a malé velikosti studované plochy uvažovat stejné příčinné podmínky pro vznik srážko-odtokové události. V párovém srovnávacím výzkumu se sledují jak změny v dlouhodobých bilančních charakteristikách, např. Bosh a Hewlett (1982), Brown et al. (2005) nebo Robinson a Dupeyrat (2005), tak rozdíly v průběhu vybraných srážko-odtokových epizod, např. Iroumé et al. (2005), Pavlásek et al. (2006) nebo Silveira a Alonso (2009).

Půdní složka tvoří důležitý parametr v hodnocení srážko-odtokového procesu. Určuje nejen množství infiltrované vody, ale také dobu jejího zadržení v půdě. Hodnota retence se však v čase mění, hlavně díky půdní vlhkosti a u zamokřených ploch také díky výšce hladiny podzemní vody. U hydromorfních půd může hladina podzemní vody hrát důležitou úlohu především v místech, kdy se téměř po celý rok drží blízko povrchu a vytváří tím minimální prostor pro retenci (Evans et al., 1999, Vlček et al., 2012).

Cílem předkládané studie je zhodnotit odezvy odtoku na spadlé srážky v morfoloogicky a hydrograficky identických, ale rozdílně využívaných horských povodích Zbytinského a Tetřívčího potoka v pramenné oblasti Blanice v jižních Čechách. Přestože se jedná o přírodě blízké zalesněné či zatravněné prostředí, krajina doznala v průběhu posledního století významných změn (Kliment a Matoušková, 2009). Změny a rozdíly v chování hydrologických systémů z hlediska průměrných dlouhodobých charakteristik, jednotlivých srážko-odtokových epizod či retenční kapacity povodí, jsou hodnoceny na základě párového srovnávacího výzkumu.

Materiál a metody

Charakteristika povodí

Párová povodí Zbytinského (ZBY) a Tetřívčího potoka (TET) se nalézají v pramenné oblasti Blanice ve východní části Šumavy poblíž obce Zbytiny. Reprezentují plošně malá, navzájem sousedící povodí s podobnými fyzikogeografickými a hydrografickými poměry ve výškovém rozpětí 785 až 946 m n. m. Povodí Tetřívčího potoka je charakteristické větším zastoupením glejů a organozemí (cca 1/3 plochy povodí), které přechází v jiné půdní typy s různým stupněm ogelejení (pseudogleje, stagnogleje) a následně v nejčastěji se vyskytující typ kambizem modální. Její zastoupení je dominantní v povodí Zbytinského potoka (44 % plochy). Ve vyšších partiích obou povodí převažuje kryptopodzol. Zkoumaná povodí se liší kromě rozložení půdních typů i krajinným pokryvem. Povodí Zbytinského potoka představuje převážně luční prostředí (cca 2/3 plochy povodí zaujmají louky, 1/3 lesy s převahou smrku). V povodí Tetřívčího potoka je poměr opačný ve prospěch lesa. V obou povodích došlo v průběhu posledních 60 let k výrazným změnám ve využití a struktuře krajiny. Dřívější intenzivní zemědělské hospodaření v povodí Zbytinského potoka dokládá výskyt podpovrchové trubkové drenážní sítě. Odvodněná plocha původně zaujímala 27 % plochy experimentálního povodí. V současnosti je odvodněná plocha pokryta sečenou loukou a drenážní systém je na několika místech narušen. Ve střední a spodní části experimentálního povodí Tetřívčího potoka se naproti tomu nachází hustá síť povrchových, uměle vytvořených odvodňovacích příkopů.

Monitoring a datové zdroje

Základem experimentálního výzkumu je monitorovací síť vybudovaná na jaře 2006, která umožňuje kontinuální monitoring hydrologických a meteorologických veličin. Skládá se ze dvou hladinoměrů osazených v závěrečných profilech obou experimentálních povodí, meteorologické stanice a dalších tří srážkoměrů. Monitoring vodních stavů je doplněn systematickým hydrometrickým měřením průtoků pro odvození relevantní konsumpční křivky. V roce 2011 byla na vybraných lokalitách instalována zařízení pro kontinuální měření objemové půdní vlhkosti a teploty půdy. Pro stanovení potenciální a aktuální retence povodí se používají data z pravidelných odběrných kampaní vzorků půdy a údaje z vrtů sledujících hladinu podzemní vody v hydromorfních půdách.

Použité metody

Hydrologická bilance a variabilita odtoku

Ke stanovení hydrologické bilance bylo potřeba provést výpočet měsíčních, ročních a dlouhodobých odtokových a srážkových parametrů a odtokového koeficientu

s využitím vlastních naměřených homogenizovaných časových řad a odvozených konsumpčních křivek. Z pohledu srážek se uvažovaly úhrny plošných srážek zpřesněné pro každé povodí pomocí interpolační metody IDW vztažené k jejich centroidu.

Variabilita odtoku byla posuzována kromě klasicky používaných metod (křivka M - denních průtoků) také pomocí analýzy hydrologické disturbance (Archer, 2007). Analýza hydrologické disturbance je založena na zkoumání frekvence a doby trvání tzv. pulzů, tj. stavů, při nichž dojde k dosažení nebo překročení určité prahové hodnoty průtoku. Prahové hodnoty představují násobky mediánu průtoku v určitém časovém kroku. Doba trvání jednoho pulzu je určena jako doba mezi překročením konkrétní prahové hodnoty a následným poklesem pod tutéž prahovou hodnotu průtoku.

Analýza srážko-odtokových epizod

Hodnocení srážko-odtokových epizod bylo založeno na podrobné analýze hyetogramu a hydrogramu vybraných srážko-odtokových epizod (Malý, 2009; Pavlásek et al., 2006). Výběru hodnocených srážko-odtokových událostí předcházely nutný pre-processing časových řad zahrnující analýzu a následný výběr srážkových epizod. Hodnoceny byly pouze epizody vyskytující se v období teplého půlroku. K identifikaci hodnocených srážko-odtokových událostí byla dále použita následující kritéria:

- srážková epizoda způsobila pouze jednoduchou povodňovou vlnu,
- v obou povodích byl zaznamenán stejný nebo velmi podobný úhrn a časové rozdělení srážek,
- k dispozici byly kompletní údaje o srážkách a průtocích po celou dobu trvání epizody,
- hodnoceny byly epizody, pro něž byly spolehlivě odvozeny průtoky na základě konsumpční křivky.

Celkem bylo podle výše uvedených kritérií vybráno 47 srážko-odtokových epizod. Pro každou z nich byla vypočtena sada příčinných a závislých proměnných. Z pohledu příčinných proměnných se jednalo především o vlastnosti srážek: doba trvání srážky T_h (min), výška srážkového úhrnu H_s (mm), průměrná intenzita srážky I_p ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) a nasycenost povodí (index předchozích srážek API30). Na základě těchto parametrů byly odvozeny nejčastěji se vyskytující typy příčinných podmínek, při kterých dochází v obou povodích ke vzniku významné odtokové situace.

Ze sady disponibilních závislých proměnných bylo vybráno pět ukazatelů, které dostatečně vystihují chování daného hydrologického systému. T_{qi} je doba trvání vzestupné větve hydrogramu, T_{qd} je doba trvání sestupné větve hydrogramu do ukončení přímého odtoku (inflexní bod na sestupné větvi). T vyjadřuje celkovou dobu trvání srážko-odtokové události od počátku srážky do ukončení přímého odtoku. T_{lag} je doba prodlení (doba mezi kulminací srážky a kulminací odtoku), q_{max} je velikost specifického kulminačního průtoku odtokové

vlny. Hodnoty sledovaných závislých proměnných byly následně vzájemně porovnávány a testovány dle jednotlivých typů příčinných podmínek (dvouvýběrový t-test, Mann-Whitneyův test) mezi oběma povodími.

Hodnocení potenciální a aktuální retence povodí

Z celkové plochy povodí a jednotlivých hloubek půdních sond byl vypočten objem celého půdního pokryvu bez C horizontu, tedy objem A horizontu (případně Oh + A) a B horizontu (případně E + B, B/C). Hodnoty těchto objemů byly upraveny pomocí skeletovitosti a efektivní pórovitosti. Tím byl vypočten objem potenciálních volných pórů v celém výzkumném povodí. Nejprve byla vypočtena hodnota retence jednotlivých půdních horizontů R_A (cm), jejichž součet pak činil potenciální retenci půdního segmentu daného půdního typu:

$$R_A = H \times P \times (1 - S) \quad (1)$$

kde

H – hloubka půdního horizontu [cm],

P – efektivní pórovitost [%],

S – skeletovitost [%].

Do výpočtu potenciální retence nebyl započten vliv vlhkosti ani výšky hladiny podzemní vody. Jednalo se o vyjádření teoretického množství vody, které povodí dokáže maximálně pojmout.

Při výpočtu aktuální nasycenosti povodí a stanovení aktuální retence se vycházelo z podrobného pedologického průzkumu, jehož výsledkem byla mapa půdních typů. V obou povodích je zastoupeno šest dominantních půdních typů a dva subtypy (ORm – organozem mesická, GLo – glej histický, GL – glej modální, KA – kambizem modální, KAg – kambizem oglejená, KP – kryptopodzol modální, PG – pseudoglej modální a SG – stagnoglej modální). Ke zmíněným půdním typům byly vybrány referenční lokality pro odběr půdních vzorků Kopeckého válečky, z nichž byla stanovena okamžitá objemová vlhkost (θ). Zároveň byly v hydromorfních půdách vytipovány lokality pro měření hladiny podzemní vody. Hodnota aktuální retence byla zpřesněna dle aktuální nasycenosti povodí a výšky hladiny podzemní vody v hydromorfních půdách. Aktuální retence povodí byla pro porovnání vypočtena pro různé vlhkostní podmínky (suché období, vlhké období, období před a po srážce).

Výsledky

Hydrologická bilance a variabilita odtoku

Pro obě povodí byly stanoveny první odhady hydrologické bilance (období 2007-2014). Podle předpokladů byl odtokový koeficient v zalesněném povodí Tetřivčího potoka výrazně nižší než v zatrávněném povodí Zbytinského potoka, a to jak za celé hodnocené období, tak v rámci jednotlivých let. V průměru oteklo z povodí

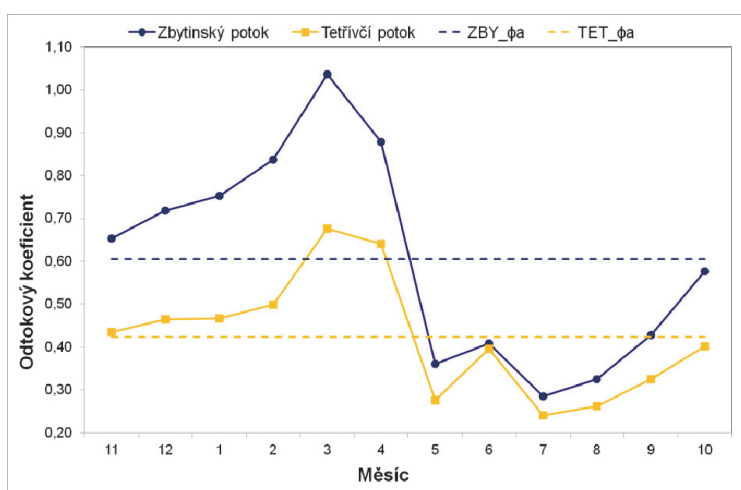
Tetřívčího potoka ročně o 13 % objemu vody ze spadlých srážek méně. Hodnota odtokového koeficientu kolísala v závislosti na vodnosti a ročním období, přičemž větší variabilita mezi chladným a teplým půlrokem byla identifikována v povodí Zbytinského potoka. Největší rozdíly v hodnotě odtokového koeficientu mezi oběma povodími byly v zimním a jarním období (Obr. 1.). Nejnižší hodnoty a nejmenší rozdíly byly naopak zjištěny v letních měsících, ve kterých se soustředilo nejvíce srážko-odtokových epizod.

Čáry překročení M-denních průtoků obou sledovaných toků mají na první pohled podobný průběh. Po většinu roku zalesněné povodí Tetřívčího potoka vykazovalo nižší odtokové hodnoty než povodí Zbytinského potoka. Významnější rozdíly se projevíly:

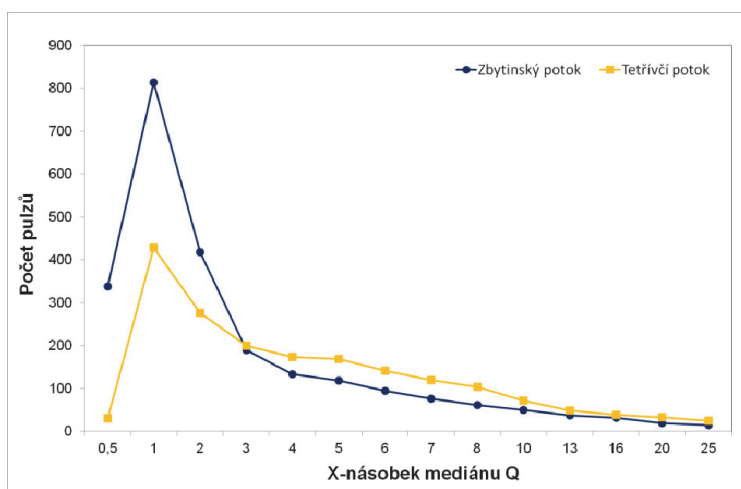
- i/ v oblasti nízkých průtoků, kdy zalesněné povodí zejména v málo vodných letech výrazněji nadlepšovalo průtok,

- ii/ v oblasti vyšších průtoků, kdy zalesněné povodí zejména ve vodných letech vykazovalo výraznější odtokové odezvy.

Zajímavé výsledky přinesla i analýza hydrologické disturbance. Vztah mezi počtem pulzů a daným velikostním prahem odtoku ukazuje Obr. 2. Největší počet pulzů byl zjištěn ve velikostní kategorii 1M (tj. medián Q_{hod}). U průtoků menších než 1M naopak dochází k poklesu počtu pulzů vlivem nárůstu doby trvání a koagulací („spojováním“) jednotlivých pulzů. Počet pulzů do hodnoty 2M (dvojnásobku mediánu Q_{hod}) je výrazně větší pro luční povodí Zbytinského potoka, v intervalu od 3M do 10M včetně je naopak zaznamenán nepatrně větší počet pulzů u lesního povodí Tetřívčího potoka. Nad prahovou hodnotou 10M je již počet pulzů pro obě povodí velmi podobný.



Obr. 1. Průměrné měsíční hodnoty odtokového koeficientu (2007-2014).
Fig. 1. Average monthly values of the runoff coefficient (2007-2014).



Obr. 2. Počet pulzů pro vybrané hodnoty násobku mediánu Q_{hod} (2007-2014).
Fig. 2. Number of pulses for the chosen values of flow threshold (2007-2014).

Analyza srážko-odtokových epizod

Podle analýzy příčinných faktorů pro 47 hodnocených epizod byly určeny čtyři typy příčinných situací (PS):

- PS1 – krátkodobý déšť průměrné intenzity při nižším nasycení povodí
- PS2 – dlouhodobý déšť nižší intenzity při nízkém nasycení povodí
- PS3 – střednědobý déšť nižší intenzity při vyšším nasycení povodí
- PS4 – krátkodobý intenzivní déšť při vyšším nasycení povodí

Rozdíly v odtokové odezvě byly identifikovány a kvantifikovány podle velikosti odchylky mezi standardizovanými středními hodnotami parametrů hydrogramu. Srovnání odtokových odezev obou povodí pro daný typ příčinné situace ukazuje Tabulka 1.

Pro jednotlivé sledované parametry hydrogramu byly zjištěny následující poznatky:

- T , T_{qd} – doba trvání sestupné větve odtokové vlny a zároveň i celé srážko-odtokové epizody je při všech příčinných situacích u TET výrazně delší.
- T_{qi} – doba trvání vzestupné větve odtokové vlny je při všech typech příčinných situací srovnatelná a nejsou mezi povodími zaznamenány žádné rozdíly.
- T_{lag} – s poklesem nasycenosti povodí vzrůstá rozdíl v době prodlení ve prospěch TET. Největší rozdíl je zaznamenán u srážek malé vydatnosti při nízkém nasycení povodí, při vyšší nasycenosti povodí a déletrvajících regionálních deštích jsou rozdíly zanedbatelné.
- q_{max} – velikost kulminačního průtoku se liší podle typu příčinné situace, přičemž důležitou roli hraje nasycenost povodí. Při nižší nasycenosti povodí, zejména při déletrvajících srážkách, byly sledovány vyšší kulminační průtoky u TET. Pouze během krátkodobých intenzivních srážek při vyšší nasycenosti povodí byly kulminační průtoky výrazně větší u ZBY.

Rozdíly ve vybraných parametrech hydrogramu pro každou příčinnou situaci byly podrobeny testování statistických hypotéz. U všech ukazatelů se potvrdila nulová hypotéza, což znamenalo, že v odtokové odezvě obou sledovaných povodí na základě hodnocených epizod nebyl prokázán statisticky významný rozdíl.

Hodnocení potenciální a aktuální retence povodí

Retenční potenciál obou povodí je ovlivňován zejména půdním typem, konfigurací terénu (sklonitostí) a krajinným pokryvem. Nejvyšší potenciální retenční kapacita se vyskytuje v plochých pánvích u závěrového profilu Tetřívčího potoka. Nachází se zde poměrně mocné půdy bez skeletu obsahující významné množství organogenního materiálu. Kromě toho se z pohledu retenčního potenciálu pozitivně jeví i relativně hluboké kambizemě modální na plochých rozvodích většinou využívané jako louky nebo pastviny. Nejnižší hodnoty potenciální retence byly naopak nalezeny na svazích nejvyšších vrcholů, kde převažují mělké skeletovité půdy.

V reálných podmínkách se však retence povodí významně mění. Nejméně vhodné půdy pro zadržení vody bývají zpravidla hydromorfní půdy. Tyto půdy jsou po většinu roku nasyceny vodou, a tudíž jsou nevhodné pro infiltraci a zdržení větších srážek. Do této kategorie spadají i stagnogleje a pseudogleje. Tyto půdy se však v povodí Zbytinského potoka neprojevily z hlediska retenční retence příliš negativně. Důvodem může být meliorační systém, který může změnit stagno(pseudo)-glejový půdotvorný proces a nastartovat proces jiný.

Hodnota potenciální retence se v obou povodích pohybuje kolem 30 cm, přičemž nepatrně vyšší retenční potenciál byl zjištěn v povodí Zbytinského potoka (cca o 2 cm). Z hydrologického pohledu je však důležitější porovnání aktuální retence povodí. Bez ohledu na příčinné podmínky je vyšší retence v povodí Zbytinského potoka (Tabulka 2.). Lze vysledovat, že se v sušších periodách rozdíl mezi povodími ve prospěch ZBY oproti vlhčím periodám trochu zvětšuje.

Tabulka 1. Rozdíly v odtokové odezvě podle typu příčinné situace
Table 1. Differences in the runoff response according to the type of causal situation

Typ příčinné situace	T	T_{qi}	T_{qd}	T_{lag}	q_{max}
PS1	ZBY < TET	ZBY = TET	ZBY < TET	ZBY << TET	ZBY ≤ TET
PS2	ZBY < TET	ZBY = TET	ZBY << TET	ZBY = TET	ZBY << TET
PS3	ZBY < TET	ZBY = TET	ZBY << TET	ZBY ≥ TET	ZBY = TET
PS4	ZBY ≤ TET	ZBY = TET	ZBY < TET	ZBY = TET	ZBY >> TET

Vysvětlivky: do 5 % - shodné (=); 5-15 % - nepatrný rozdíl (≤); 15-30 % - výrazný rozdíl (<); nad 30 % - velmi výrazný rozdíl (<<)

Tabulka 2. Potenciální a aktuální retence povodí (cm) během vybraných epizod
Table 2. Potential and actual retention of catchment (cm) during the selected events

Povodí	Potenciální retence	Suché období (15.6.2014)	Období před srážkou (23.8.2014)	Období po srážce (14.9.2014)	Vlhké období (24.4.2015)
ZBY	30,20	17,10	14,00	11,30	12,90
TET	28,10	12,00	10,10	8,30	8,90

Závěr a diskuse

Hodnocení srážko-odtokového procesu je založeno na přístupu black box, tedy zatím bez detailnějšího vyhodnocení jednotlivých odtok ovlivňujících faktorů. Analýzy časových řad vycházejí z vlastních kontinuálně měřených dat z 8letého období pozorování. Doposud relativně krátká řada pozorování nemusí být, ve srovnání s podobně zaměřenými výzkumy, vzhledem k počtu analyzovaných srážko-odtokových epizod dostatečně reprezentativní pro jejich hodnocení a typizaci. I přesto, že data prošla precizní kontrolou, stále zůstává problémem odvození hodnot průtoků nad mez zjištěnou hydrometrováním. Právě data o vyšších průtocích je potřeba nadále zpřesňovat. Z tohoto důvodu nebyly prozatím podrobně hodnoceny extrémní odtokové situace.

Provedené analýzy poukázaly u sledovaných párových povodí na odlišnosti ve srážko-odtokovém procesu. Největší rozdíly vykazují průměrné bilanční charakteristiky, kde ve shodě s poznatky Brown et al. (2005), nebo Robinson a Dupeyrat (2005) odtéká ze zalesněného povodí Tetřívčího potoka méně vody, než z převážně lučního povodí Zbytinského potoka. Rozdíly se projevují zejména v zimním a jarním období. Ve shodě s Brown et al. (2005) lze tento jev přisuzovat vyšší míře interceptce a evapotranspirace lesního, zejména jehličnatého, porostu ve spojení s rozdíly v akumulaci a tání sněhové pokrývky (Holko a Kostka, 2008).

V letním období, kdy nastává největší frekvence srážko-odtokových epizod, nejsou rozdíly z dlouhodobého hlediska tak signifikantní, popřípadě k rozdílům nedochází vůbec. Analýza odtokových čar prokázala, že zalesněné povodí, zejména v málo vodných letech, výrazně nadlepšuje nízké průtoky. Ve vodných letech naproti tomu vykazuje výraznější odtokové odezvy rostoucí s významností epizod. Právě výraznější odtokové odezvy ze zalesněného povodí Tetřívčího potoka jsou patrně hlavní příčinou jeho vyšší odtokové variability. Poznatek o výskytu výraznějších odtokových odezev ze zalesněného povodí potvrdily i analýzy vybraných srážko-odtokových epizod. Přestože nebyly statisticky prokázány rozdíly v parametrech odtokových epizod obou povodí, podrobné analýzy hyetogramu a hydrogramu upozornily na některé odlišnosti: i) doba trvání sestupné větve odtokové vlny a tedy i celé srážko-odtokové

epizody byla delší u Tetřívčího potoka, ii) při srážkách malých úhrnů při nízké nasycenosti povodí byla u zalesněného povodí identifikována delší doba prodlení, iii) velikost kulminačního průtoky byly zpravidla větší u zalesněného povodí, pouze u krátkodobých dešťů velké intenzity při vyšším nasycení povodí byly zaznamenány větší kulminace u lučního povodí.

Z literatury je známo, že se vzrůstající extremitou srážko-odtokových událostí se snižuje vliv vegetace na průběh odtoku a výrazněji se mohou uplatňovat i jiné faktory. Vliv rozdílného vegetačního krytu pro vybrané srážko-odtokové situace podobně neprokázala studie z experimentálních povodí Modrava na Šumavě (Pavlásek et al., 2006). Kulminační průtoky v době analyzovaných epizod byly více závislé na celkovém objemu příčných srážek než na průběhu intenzity srážek. Značná část odtoku byla spojena s pomalejší odezvou povodí na srážkovou událost, přítomnost plošného povrchového byla výjimečná. Na významný vliv typu vegetačního pokryvu na retenci vody při extrémních srážkách (srážkový úhrn nad 60 mm), které způsobují povrchový odtok, naopak upozornily studie Czelise a Spitze (2003), Kuřika (2000) a Tesaře et al. (2004). Podle Hümannova et al. (2011) závisí tvorba odtoku a retence vody v území hlavně na specifických místních a půdních podmínkách. Tyto podmínky mají větší vliv na tvorbu odtoku než různý typ lesa. Přínos lesa pro zmírnění odtoku a snížení kulminačních průtoků je nejvýraznější v případě malých častých povodí.

Proč však vykazuje námi sledované lesní povodí vyšší variabilitu odtoku než převážně luční prostředí? Vysvětlení bychom mohli hledat v první řadě v půdním prostředí, v jeho prostorové i časové heterogenitě, v rozdílných půdních vlastnostech ovlivňujících infiltraci, retenci a transport vody v půdě. Různé mechanismy transportu vody půdou mohou po dosažení plného nasycení půdního profilu vyvolat rychlý odtok, který může vést k extrémnímu prázdnění celého systému i při malých srážkách (Šanda et al., 2006; Císlerová, 2003). Při tvorbě odtoku se v závislosti na okamžité nasycenosti povodí může uplatňovat vedle většího zastoupení půd s nízkou hydraulickou vodivostí i větší rozsah zamokřených ploch s vysokou hladinou podzemní vody v lesním povodí. Analýza potvrdila negativní vliv hydromorfních půd na retenci povodí a prokázala potenciálně větší riziko lesního povodí při vzniku

významné odtokové události. Tento poznatek je v souladu s rozбором srážko-odtokových epizod a výskytem větších kulminací v lesním povodí při nižší nasycenosti. Hydropedologické podmínky tedy mají při vzniku krátkodobých odtokových epizod zásadní vliv na formování odtoku a průběh odtokové události. Z tohoto pohledu se pak projevují jako vhodnější půdy pro retenci vody v krajíně mocné písčitohlinité půdy s minimem skeletu, v tomto případě kambizemě modální na plochých rozvodích.

Poděkování

Předložený výzkum byl proveden za podpory Grantové agentury České republiky, projekt č. P209/12/0997 "Vliv disturbancí horské krajiny na dynamiku fluvialních procesů" a projekt č. 13-32133S "Retenční potenciál pramených oblastí ve vztahu k hydrologickým extrémům" a za podpory projektu PRVOUK 43 "Geografie".

Literatura

- Archer, D. R. (2007): The use of flow variability analysis to assess the impact of land use change on the paired catchments, mid-Wales. *Journal of Hydrology*, 347, 3-4, s. 487-496.
- Bíba, M. et al. (2001): Les a voda – 45 let trvání vodohospodářského výzkumu v Beskydech. *Zprávy lesnického výzkumu*, 46, 4, s. 231-236.
- Bosh, J. M., Hewlett, J. D. (1982): A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evaporation. *Journal of Hydrology*, 55, s. 3-23.
- Brown, A. E. et al. (2005): A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology*, 310, 1-4, s. 28-61.
- Camorani, G., Castellarin, A., Brath, A. (2005): Effects of land-use changes on the hydrologic response of reclamation systems. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30, s. 561-574.
- Císlarová, M. (2003): Preferenční proudění ve vadózní zóně a formování hydrogramu odtoku. In: Šír, M., Lichner, L., Tesař, M. (Eds.): *Hydrologie půdy v malém povodí*, ČVUT, Praha, s. 103-110.
- Czelis, R., Spitz, P. (2003): Retence vody v povodí při povodních. *Acta Hydrologica Slovaca*, 4, 2, s. 233-241.
- Evans, M.G., Burt, T.P., Holden, J., Adamson, J.K. (1999): Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. *Journal of Hydrology*, 221, s. 141-160.
- Hibbert, A. R. (1967): Forest treatment effects on water yield. In: Sopper, W.E., Lull, H.W. (Eds.): *International Symposium on Forest Hydrology, Proceedings of a National Science Foundation Advanced Science Seminar*, Pergamon Press, Oxford, s. 527-543.
- Holko, L., Kostka, Z. (2008): Hydrological characteristics of snow cover in the Western Tatra Mountains in winters 1987-2008. *Folia Geographica*, 39, s. 63-77.
- Hümann, M. et al. (2011): Identification of runoff processes – The impact of different forest types and soil properties on runoff formation and floods. *Journal of Hydrology*, 409, s. 637-649.
- Iroumé, A., Huber, A., Schulz, K. (2005): Summer flows in experimental catchments with different forest covers, Chile. *Journal of Hydrology*, 300, 1-4, s. 300-313.
- Kliment, Z., Matoušková, M. (2009): Runoff changes in the Šumava Mountains (Black Forest) and foothill regions: Extent of influence by Human Impact and Climate Changes. *Water Resources Management*, 23, s. 1813-1834.
- Kokkonen, T. S., Jakeman, A. J. (2001): A comparison of metric and conceptual approaches in rainfall-runoff modelling and its implications. *Water Resources Research*, 37, 9, s. 2345-2352.
- Kříž, V. (1978): Hydrologická analogie a její využití ke kvantifikaci změn hydrologického režimu řek způsobených činností člověka. *Sborník Československé společnosti zeměpisné*, 83, 1, s. 33-39.
- Kuřík, P. (2000): Vliv lesních porostů na extrémní průtoky. *Zprávy lesnického výzkumu*, 45, 2, s. 33-37.
- Malý, A. (2009): Vliv rozdílného využití krajiny na srážko-odtokový proces v experimentálních povodích Zbytiny. *Diplomová práce*, PŘF UK, Praha, 151 s.
- McCulloch, J. S. G., Robinson, M. (1993): History of forest hydrology. *Journal of Hydrology*, 150, s. 189-216.
- Oudin, L. et al. (2008): Has land cover a significant impact on mean annual streamflow? An international assessment using 1508 catchments. *Journal of Hydrology*, 357, s. 303-316.
- Pavlásek, J., Máca, P., Ředinová, J. (2006): Analýza hydrologických dat z Modravských povodí. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 54, 2, s. 207-216.
- Robinson, M., Dupeyrat, A. (2005): Effects of commercial timber harvesting on streamflow regimes in the Plynlimon catchments, mid-Wales. *Hydrological Processes*, 19, s. 1213-1226.
- Silveira, L., Alonso, J. (2009): Runoff modifications due to the conversion of natural grasslands to forests in a large basin in Uruguay. *Hydrological Processes*, 23, s. 320-329.
- Šanda, M. et al. (2006): Vliv půdního profilu na srážko-odtokový proces. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 54, 2, s. 183-191.
- Tesař, M., Šír, M., Dvořák, I. J. (2004): Vliv vegetačního porostu a jeho změn na vodní režim půd v pramených oblastech Krkonoš. In: Štursa, J., Mazurski, K.R., Palucki, A., Potocka, J. (Eds.): *Geoekologické problémy Krkonoš. Opera Corcontica*, 41, Szklarska Poręba, s. 30-37.
- Válek, Z. (1962): *Lesy, pole a pastviny v hydrologii pramených oblastí Kychové a Zděchovky. Práce a studie*, 106, VÚV, Praha, 115 s.
- Vlček, L., Kocum, J., Jansky, B., Šefrna, L., Kučerova, A. (2012): Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště: případová studie Rokytecké slatě, povodí horní Otavy, jz. Česko. *Geografie*, 117, 4, s. 395-414.

INFLUENCE OF SOIL MATRIX AND DIFFERENT LAND USE ON THE RUNOFF PROCESS IN THE EXPERIMENTAL CATCHMENTS ZBYTINY

In the Czech Republic is most headwater areas cover by forest and there are regularly formed a significant runoff events. This is one of the main reasons why is paid to the research of the influence of land cover or forest on runoff great attention. Upper Blanice basin in Šumava Mts. was one of source areas of huge floods in 2002. Together, in this border area significant changes in land use have occurred during last century.

For these reasons, in May 2006 was founded in cadastral area of Zbytiny (district Prachatic) an experimental catchment specialized on research how can different land cover influence runoff process. We talk about two adjoining small catchments with similar physical-geographical and hydrographical conditions that differ by land and soil cover. In catchment of Zbytinský brook predominate cultural meadows, on the other hand in catchment of Tetřívčí brook is forest.

The aim of the submitted research is to evaluate changes and differences in hydrological systems from the point of view of average long-term characteristics, individual rainfall-runoff events or retention capacity of catchment, on the basis of the comparative paired catchment research.

The first estimations of hydrological balance show, that the runoff coefficient in Tetřívčí Brook catchment was significantly lower than in the Zbytinský Brook catchment. From the point of view of runoff variability, more significant differences became evident: i/ in the period of low flows when the forested catchment, especially in years with lower discharge, significantly improved its discharge, ii/ in the period of high flows when the forested catchment, especially in years with

higher discharge, showed more significant runoff responses.

By the analysis of rainfall-runoff events was not proved any significant difference in the runoff response in the both monitored catchments. However, some interesting variations were detected. Duration time of the recession limb of hydrograph and at the same time of the complete rainfall-runoff event is in all causal situations in the Tetřívčí Brook longer. With the decrease of the catchment saturation, the difference in the lag time increases in favour of forested Tetřívčí Brook. The greatest difference is recorded for the precipitation of small intensity at the low saturation of the catchment. Specific peak discharge differs according to the type of causal situation, where the important thing is the saturation of the catchment. Higher peak discharges were observed in the Tetřívčí Brook at the lower catchment saturation, especially during long-term precipitations. Peak discharges were significantly higher in the Zbytinský Brook only during short term heavy precipitations at the higher saturation of the catchment.

The potential retention in both catchments is around 30 mm, while slightly higher retention potential was found out in the Zbytinský brook catchment (about 2 mm). From a hydrological point of view is more importantly actual retention of catchment. Regardless of the causal conditions is the water retention higher in the Zbytinský brook catchment. Analysis of retention potential confirmed the negative influence of hydromorphic soils on water retention and showed a potentially higher risk of forest catchment in the formation of significant runoff events.

Václav Královec, Mgr.
Zdeněk Kliment, Doc. RNDr./CSc.
Lukáš Vlček, Mgr.
UK v Praze, Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie
Albertov 6
128 43 Praha 2
Tel.: 221 951 374
E-mail: vaclav.kralovec@natur.cuni.cz
zdenek.kliment@natur.cuni.cz
lukas.vlcek@natur.cuni.cz