

**Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta**

**Katedra fyzické geografie a geoekologie**

**Charles University, Faculty of Science  
Department of physical geography and geoecology**

Doktorský studijní program: Fyzická geografie a geoekologie  
Doctoral study programme: Physical geography and geoecology

Autoreferát disertační práce  
Summary of the doctoral thesis



Hydrologická funkce horských vrchovišť a vlastnosti rašelinných vod v pramenné oblasti  
Vydry

Hydrological function of peat bogs and peat water properties of the Vydra River headwaters

**Mgr. Tomáš Doležal**

Školitel/Supervisor: RNDr. Jan Kocum, Ph.D.

Praha, 2020

## **Abstrakt**

Retenční potenciál krajiny a vodní režim pramenných oblastí jsou v současné době vyznačující se vysokou četností hydrologických extrémů, zejména sucha, důležitým směrem výzkumu. Práce je zaměřena na výzkum horských vrchovišť, která vzhledem ke svému plošnému rozšíření v pramenné oblasti řeky Vydry tvoří významnou složku v rámci srážko-odtokového procesu zájmového území. Velmi specifické hydropedologické vlastnosti organozemí zajišťují velkou retenční kapacitu daného území, avšak jejich uplatnění a míra zapojení do odtokového procesu je závislá na komplexu fyzickogeografických faktorů. V posledních desetiletích se výrazně měnily názory na hydrologickou funkci rašelinišť. Vzhledem k tomu, že v rámci vrcholových partií Šumavy je formování odtoku vázáno na organogenní a hydromorfní půdy, důležitým faktorem je proto aktuální nasycenost povodí. Organozemě jsou významnou zásobárnou vody a mají zásadní vliv pro okolní krajinu, nicméně zejména během extrémních srážkových událostí mohou zvyšovat extremitu odtoku. Zásadní část práce je proto založena na detailním pozorování dynamiky hladiny podzemní vody, která je nejvýznamnějším faktorem vývoje těchto unikátních oblastí, ale i nejdůležitějším prvkem k pochopení hydrologického režimu rašelinných stanovišť. Dalším významným prvkem při hodnocení odtokových poměrů horských vrchovišť je sledování fyzikálně-chemických vlastností rašelinných vod. Jejich specifické složení lze stopovat ve vodních tocích a tím získávat informace o zapojení horského vrchoviště do odtokového procesu. Vliv organozemí v pramenné oblasti Vydry na hydrologické procesy a retenci vody v krajině je nezpochybnitelný, nicméně množství infiltrované vody, způsob jejího proudění a dotování vodních toků jsou v současnosti velmi aktuálními otázkami, jejichž studium přispívá k poznání hydrologických vazeb v krajině.

**Klíčová slova:** horské vrchoviště, hydrologická funkce, retenční potenciál, hladina podzemní vody, hydrologický režim, organozem, Šumava, Vydra

## **Abstract**

The retention potential of landscapes, along with the water regime of spring areas, are important hydrological topics of research, particularly in the current context of increasing extreme drought frequencies. The present work is focused on monitoring the mountain peat bogs, which, due to their overall frequency of occurrence in the spring area of the Vydra river, represent a significant constituent of the rainfall-runoff process of the area of interest. The specific hydro-pedological features of the organogenous soils (Histosol type soil) provide the high retention potential of the area, however, the influence of these soils on the runoff process is determined by complex physico-geographical factors. The general opinion on the hydrological function of the peat bogs has changed in recent years and the most important factor in the runoff formation in the mountain area of the Šumava Mts. is now thought to be the actual saturation of the headwater, which is predominantly composed of hydromorphic and organogenous soils.

The organogenous soils are significant water reservoirs and have an important impact on the landscape. However, they may also intensify the extreme values of the watercourses during extreme precipitation events. The fundamental part of this work focuses on detailed observations of the groundwater level dynamics, which is the key factor for the future development of these precious sites and for the comprehension of the hydrological regime of the peatlands. Evaluation of the runoff processes in the mountain peat bogs also requires a detailed observation of the physico-chemical peat water properties. The specific properties of peat waters can be identified in the watercourses and, thus, the involvement of the mountain peat bog in the runoff process can be proven. The impact of organogenous soils on the ongoing hydrological processes in the spring area of the Vydra river is undeniable. Nevertheless, the amount of infiltrated water, the means of water flow, and the supply of the watercourses raise important questions leading to recognition of the hydrological links in the landscape.

**Key words:** peat bog, hydrological function, retention potential, groundwater level, hydrological regime, Histosol, Šumava Mts., Vydra river

## 1. Úvod

Vzhledem ke zvyšující se frekvenci meteorologických a hydrologických extrémů, zejména častého výskytu sucha, se retence vody v krajině stává velmi aktuálním tématem. Horská vrchoviště jsou díky svým retenčním schopnostem významným hydrologickým a krajinným prvkem v rámci centrální Šumavy.

Výrazné plošné zastoupení organogenních půd v pramenné oblasti řeky Vydry má zásadní vliv na hydrologický režim zájmové oblasti. Otázka hydrologické funkce horských vrchovišť není v současné době zcela jednoznačně zodpovězena a v posledních desetiletích se navíc názory na ni výrazně lišily. Výzkum šumavských rašelinišť započal v druhé polovině 20. století (Špirhanzl 1951; Ferda 1969; Ferda et al., 1971). Tyto práce si kladly za cíl popsat hydrologický režim rašelinných komplexů, který byl označován jako jednoznačně pozitivní s ohledem na zadržování vody v krajině. Významné období výzkumu rašelinných oblastí nastalo v 70. a 80. letech 20. století. Ve světové literatuře se však objevují práce, které naznačují, že horská vrchoviště se mohou projevovat hydrologicky negativně během extrémních srážkových událostí, a mohou tak zvyšovat extremitu vodních toků (Baden, Eggelsmann 1970; Burke 1975; Moklyak et al., 1975). Zároveň lze toto období označit za hlavní fázi melioračních prací. Touto činností bylo postiženo přibližně 70 % rozlohy všech rašelinných stanovišť na Šumavě, což mělo za následek postupnou degradaci těchto cenných ekosystémů (Bufková et al., 2010).

Téma retenčního potenciálu pramenných oblastí a s tím spojený výzkum horských vrchovišť se dostalo opět do popředí zájmu počátkem druhého tisíciletí. Studie se přiklánějí k názoru, že rašelinné komplexy jsou oblastmi s vysokou retenční kapacitou a unikátními hydrologickými, vegetačními či topografickými vlastnostmi. Jednotlivá horská vrchoviště se však mohou vzájemně lišit, proto je nezbytné přistupovat k výzkumu těchto rašelinných komplexů individuálně.

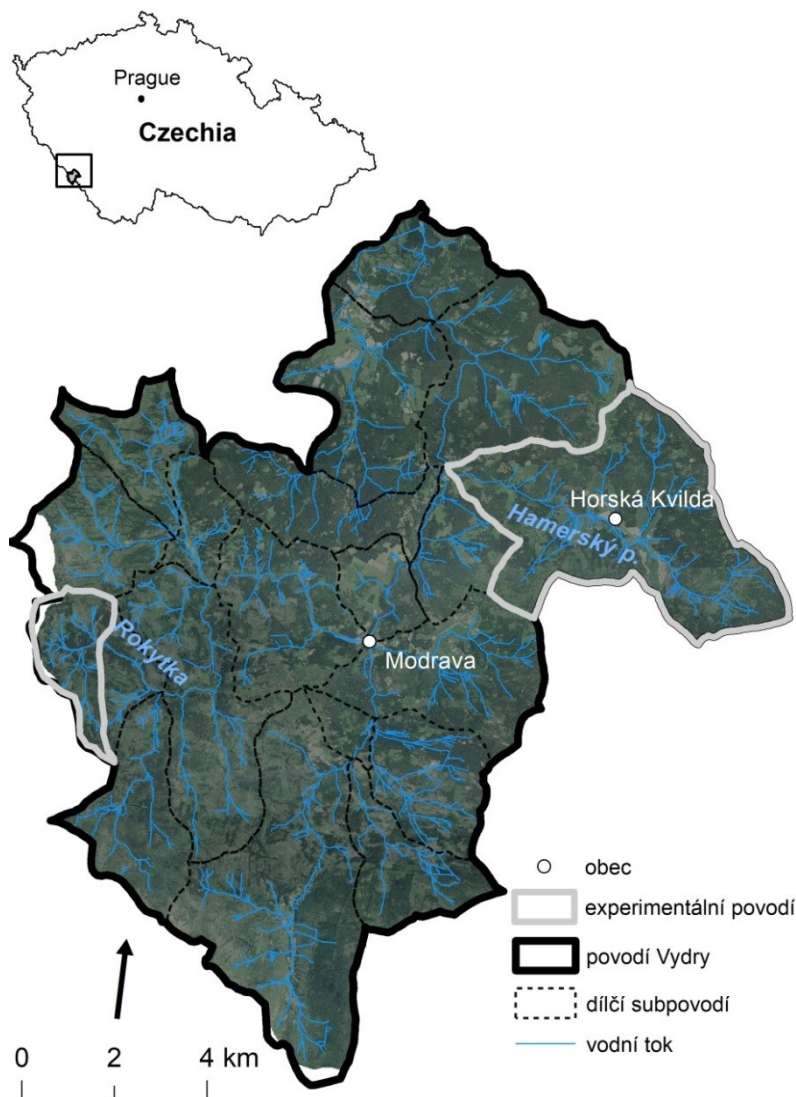
## 2. Cíle práce

Disertační práce je syntézou jednotlivých výzkumů a klade si následující cíle:

- Zhodnocení dynamiky hladiny podzemní vody horského vrchoviště
- Zhodnocení retenčního potenciálu horských vrchovišť
- Popis formování odtoku rašelinných stanovišť
- Popis dynamiky sledovaných fyzikálně-chemických vlastností rašelinných vod

### 3. Materiál a metodika

Zájmová oblast byla vybrána na základě charakteristických fyzickogeografických podmínek, které byly předmětem studia. Konkrétně se jedná o malé rašelinné části v rámci Rokytecké a Mezilesní slatě, které spadají do experimentálních povodí Rokytky a Hamerského potoka (obr. 1). Obě povodí se nacházejí v oblasti centrální Šumavy, která náleží do povodí řeky Vydry. Průměrná nadmořská výška povodí horní Vydry činí 1078 m a má vějířovitý tvar. Oblast má charakter náhorní plošiny se zarovnaným povrchem a poměrně nízkou sklonitostí svahů (Kocum 2012). Oblast je charakteristická velkým zastoupením organogenních a minerálních půd (Šefrna 2004; Vlček et al., 2012; Vlček 2017). Zároveň se jedná o jeden z nejchladnějších regionů Česka, s územím s vysokými ročními úhrny srážek, a to zejména na návětrných stranách (Kocum 2012).



Obr. 1: Povodí Vydry s vyznačením experimentálních povodí

### 3.1 Hodnocení odtokového procesu

Pro hodnocení odtokového procesu byla využita data z automatických stanic, měřících v desetiminutových intervalech. Mezi sledované příčinné meteorologické faktory patřily srážky a také potenciální evapotranspirace dle výpočtu Penman-Monteith, viz rovnice 1 (Penman 1948; Monteith 1965).

$$\text{Rovnice (1)} \quad \lambda PET = \frac{\Delta(Rn-G) + \rho \cdot c(e_s - e_a)/r_a}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

Kde  $\Delta$  označuje derivaci tlaku nasycené vodní páry podle teploty vzduchu [ $\text{kPa} \cdot \text{C}^{-1}$ ],  $Rn$  radiační bilanci povrchu [ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ],  $G$  tok tepla v půdě [ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ],  $\gamma$  psychrometrickou konstantu [ $\text{kPa} \cdot \text{C}^{-1}$ ],  $e_s - e_a$  deficit tlaku vodní páry [ $\text{kPa}$ ] ( $e_s$  tlak nasycené vodní páry;  $e_a$  aktuální tlak vodní páry),  $\lambda$  měrné teplo vypařování [ $\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$ ],  $\rho$  hustotu vody [ $\text{kg} \cdot \text{l}^{-1}$ ],  $c$  specifické teplo vzduchu [ $\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$ ],  $r_s/r_a$  poměr aerodynamického a povrchového odporu vzduchu [ $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$ ].

Nasycenost půdního prostředí byla sledována pomocí tensiometrů a hydrostatických ponorných sond. Pro účely práce byly také nezbytné výpočty akumulace a tání sněhové pokrývky, které byly získány na základě metody degree-day (Gupta 2001). Veškeré měřené parametry byly vstupem do hydrologického modelu, který je založen na výpočtu dominantního preferenčního proudění (Boorman, 1995; Scherrer, Naef 2003). Využitý model vychází ze schématu HBV modelu (Bergström, 1992). Pro subpovodí s organogenními půdami byl následně upraven dle konceptu akrotelm – katotelm, který byl navržen ve studii Ingram (1978).

### 3.2 Dynamika výšky hladiny podzemní vody

Při hodnocení dynamiky výšky hladiny podzemní vody byla využita data z automatických meteorologických stanic v zájmovém povodí i výpočty potenciální evapotranspirace (Penman 1948). Byly porovnávány hladiny podzemní vody různých vegetačních částí rašeliniště (centrální ostržicová část, rašelinný les, kleč). Hodnocení navazuje na detailní pedologický průzkum a výpočty retenčního potenciálu horského vrchoviště předcházejícího výzkumu Vlček et al. (2012). Na základě výsledků měření charakteristik vlhkosti půdy byly stanoveny rovnice pro výpočet retenčního potenciálu během epizod intenzivního deště, tání sněhu (rovnice 2) a sucha (rovnice 3).

$$\text{Rovnice (2)} \quad RP = \frac{GWL(b)}{GWL(e)} * [(VWC_{max} - VWC_{mean}) * 1000]$$

$$\text{Rovnice (3)} \quad RP = \frac{GWL(b)}{GWL(e)} * [(VWC_{mean} - VWC_{min}) * 1000]$$

Kde **RP** označuje retenční potenciál [ $l/m^2$ ], **GWL(b)** hladinu podzemní vody na počátku sledované události [mm], **GWL(e)** hladinu podzemní vody na konci sledované události [mm], **VWC<sub>max</sub>** maximální objemová vlhkost [ $g/cm^3$ ], **VWC<sub>mean</sub>** průměrná objemová vlhkost [ $g/cm^3$ ], **VWC<sub>min</sub>** minimální objemová vlhkost [ $g/cm^3$ ].

Pro hodnocení vlivu revitalizačních opatření horských vrchovišť na hladinu podzemní vody byly podél experimentálního odvodňovacího kanálu rozmístěny trubky, v nichž byla hladina podzemní vody měřena ručně. Naměřené hodnoty byly dávány do kontextu příčinných meteorologických faktorů. K vyjádření předchozího nasycení povodí byl využit index předchozích srážek API (rovnice 4).

$$\text{Rovnice (4)} \quad API = \sum 0,93^i \cdot P_i$$

Kde **i** vyjadřuje počet uvažovaných dní počítáno zpětně, **P** denní úhrn srážek v *i*-tém dni sledovaného období [mm] (Mishra, Singh 2003).

### 3.3 Fyzikální a chemické vlastnosti rašelinných vody

Základem studie bylo měření průtoků, hladin podzemní vody a fyzikálních a chemických vlastností povrchových i podpovrchových vod (celkem 21 terénních měření). Během terénních průzkumů byly vybrány tři různá rašelinná stanoviště (rašelinný les, těžená část rašeliniště, lagg), ve kterých byl do závěrového profilu toků instalován Ponceletův měrný přeliv. Pro výpočet průtoku byla využita rovnice pro Basinův přeliv (rovnice 5) s využitím koeficientu pro Ponceletův přeliv (rovnice 6).

$$\text{Rovnice (5)} \quad Q = m \cdot b \cdot \sqrt{2 \cdot g} \cdot h^{3/2}$$

$$\text{Rovnice (6)} \quad m = \left[ 0.405 + \frac{0.003}{h} - 0.03 \left( 1 - \frac{b}{B} \right) \right] [1 + 0.55] \left( \frac{b}{B} \right)^2 \left( \frac{S_0}{S} \right)^2$$

Kde **Q** reprezentuje průtok [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ], **m** součinitel přepadu pro Ponceletův přeliv, **b** délku přelivné hrany [m], **B** délku přelivu [m], **g** gravitační zrychlení [ $m \cdot s^{-2}$ ], **h** výška vody nad přepadem [m], **S<sub>0</sub>** plochu průtočného profilu [ $m^2$ ], **S** plochu přelivné části [ $m^2$ ] (Šráček, Kuchovský 2003).

Každý experimentální vodní tok byl po obou březích osazen trubkami (ve vzdálenosti 2 m a 5 m), kde byla ručně měřena hladina podzemní vody. Fyzikální a chemické vlastnosti byly měřeny terénními měřicími systémy ve všech třech experimentálních vodních tocích i v místech měření hladin podzemní vody (celkem 12 míst měření). Sledovanými parametry byly pH, elektrická vodivost, teplota vody a rozpuštěný kyslík.

#### **4. Výsledky a diskuse**

Horská vrchoviště jsou charakteristická svou rychlou odtokovou odezvou během srážkových epizod a zpravidla nízkou dotací vodních toků v období sucha. Takové výsledky jsou známy v případě šumavských slatí (Janský, Kocum 2008; Čurda et al., 2011, Kocum 2012; Vlček 2017) i ze zahraniční literatury (Boorman et al., 1995; Evans et al., 1999, Bragg 2002; Binet et al., 2013). Během sušších období převažoval odtok spíše z minerálních půd, vždy však záleželo zejména na aktuálním nasycení povodí a fyzikálních vlastnostech půdy (Vlček 2017). Důležitým faktorem je také odlišný způsob podpovrchového odtoku ve sledovaných subpovodích. V horském vrchovišti převažuje mělký podpovrchový odtok. Zároveň vzhledem k velkému množství zadržované vody je nutné v rašeliništi uvažovat i pístové proudění (piston flow), proudění vody preferenčními cestami v rašelině (pipe flow), případně i přímý povrchový odtok (surface flow).

Klíčovým prvkem ovlivňujícím hydrologické procesy, ale i celkový vývoj horských vrchovišť, je tedy výška a stabilita hladiny podzemní vody. Ta je řízena zejména výškou srážek a evapotranspirací. Její pohyb v akrotelmu ovlivňuje akumulaci organické hmoty, vegetační poměry a celkovou vodní bilanci území (Allott et al., 2009; Lindsay et al., 2014). Výrazný vliv na výšku a kolísání hladiny podzemní vody má vegetační typ příslušného stanoviště, jelikož podmiňuje teplotní poměry a má zásadní vliv na evapotranspiraci daného území (Bufková, Stíbal 2012; Kučerová et al., 2009; Holden et al., 2011). Nejvýše se zpravidla hladina vyskytuje v centrální části vrchoviště. Tak tomu bylo i v rámci sledovaného povodí (v průměru 10 cm pod povrchem), kde je tato část tvořena ostřicovými porosty. Avšak tato část byla zároveň nejnáchylnější k letním poklesům hladiny, stejně jako bylo pozorováno v Binet et al., (2013). Rašelinný les vykazoval výrazně nižší hladiny podzemní vody, ovšem v rámci tohoto biotopu se ukázaly značné rozdíly mezi místy měření. Les rovněž vykazoval poměrně vysokou stabilitu průtoků. Datové soubory však disponovaly velmi podobnou variabilitou, lze tedy usuzovat, že hladina podzemní vody v různých vegetačních typech se

sice nachází v jiné úrovni, avšak kolísání hladiny osciluje ve velmi podobném rozpětí. Dané poznatky mají oporu i v literatuře, neboť obdobné výsledky přináší Kučerová et al., (2009); Bufková et al., (2010); Labadz et al., (2010). Výrazný vliv na hladinu podzemní vody v případě Šumavy mají i antropogenní zásahy z minulosti. Odvodněné nebo těžené části rašeliniště vykazují nízkou hladinu podzemní vody a vyšší rozkolísanost. Tato skutečnost je zdokumentována v řadě studií ze Šumavy i ze zahraničí (Bufková 2006; Bufková 2012; Bufková et al., 2010; Holden et al., 2004; Holden et al., 2011; Worrall et al., 2007). V experimentálních povodích byl zároveň sledován i plošný vliv a dosah jak odvodnění, tak i revitalizací. Jejich účinek je měřitelný i v dosahu přibližně 6 metrů. Byla pozorována i vyšší rozkolísanost průtoků narušených stanovišť. Nicméně v případě ovlivnění odtokového procesu není na danou problematiku jednotný názor (Janský, Kocum 2008; Čurda et al., 2011; Holden et al., 2011).

Analýza retenčního potenciálu rašeliniště poukázala zejména na význam iniciální hladiny podzemní vody. Schopnost infiltrovat vodu je úměrná předchozímu nasycení rašeliniště. Podíl přijaté vody ze srážek se proto pohyboval ve velkém rozmezí. Po dosažení maximální saturace půdy daného vegetačního typu dochází k vyčerpání retenčního potenciálu a následnému rychlému nárůstu odtoku. Tento krátkodobý potenciál dosáhl maximální hodnoty až 42 l/m<sup>2</sup>. Horské vrchoviště tak může za určitých podmínek tvořit plochu se značným retenčním potenciálem, nicméně v případě vysokého předchozího nasycení se tento retenční prostor neuplatňuje (Kocum et al., 2018). I v zimním období dochází k výrazné retenci vody. Maximální krátkodobý objem infiltrované vody z tajícího sněhu v součtu za celé sledované povodí dosahoval až k 10 000 m<sup>3</sup> vody.

Posledním aspektem práce bylo hodnocení fyzikálně-chemických vlastností rašelinných vod. Ombrotrofní vrchoviště sice mají poměrně stálé hydrochemické vlastnosti, v rámci dílčích částí nebo mikrotopografických prvků však mohou být zaznamenány rozdíly (Faubert 2004). Výrazně nízké pH a vysoké teploty povrchové i podzemní vody byly naměřeny v narušené části rašeliniště. Nízké pH souvisí zejména s absencí vegetačního krytu, což při srážkách usnadňuje vymývání kyselých iontů (Wind-Mulder et al., 1996). Podobný proces pak pravděpodobně způsobuje vyšší hodnoty elektrické konduktivity, avšak ta v rámci těžené části vykazuje velmi vysokou variabilitu. Zároveň je nutné upozornit na fakt, že hodnoty elektrické konduktivity jsou závislé i na dalších faktorech a naměřené hodnoty se mohou v rámci rašeliniště mírně lišit (Ponziani et al., 2011). Hodnoty rozpuštěného kyslíku nevykazovaly při porovnání sledovaných částí rašeliniště (těžená část, lagg, rašelinný les) výrazné rozdíly.

Zároveň byly identifikovány některé vazby mezi sledovanými parametry. Výrazně se projevila vztah mezi pH a množstvím vody v povodí. Se snižující se hladinou podzemní vody a průtoky roste pH, podobně jako bylo popsáno v Seibert et al., (2009). Řada vazeb se projevila převážně v narušené části rašeliniště.

## **5. Závěry**

Práce hodnotí vodní bilanci a odtokové poměry horských vrchovišť, s přihlédnutím zejména k hladině podzemní vody, která je klíčovým faktorem ovlivňujícím stav a vývoj těchto cenných stanovišť. Měření hladiny podzemní vody společně s analýzou hlavních faktorů ovlivňujících její výšku (srážky, potenciální evapotranspirace, nasycenost povodí, vegetační typ) poukázalo na výraznou dynamiku, jejíž znalost je nezbytná pro hodnocení hydrologických procesů probíhajících v povodí. Stejně tak je nutné brát v úvahu specifika odtokového procesu, která se objevují zejména v oblastech s výskytem hydromorfních a organogenních půd.

Veškeré zjištěné poznatky je však nutné vnímat v kontextu daného půdního a vegetačního typu, či příslušné části rašelinného komplexu, jelikož při porovnání jednotlivých částí bylo poukázáno na výrazné rozdíly a specifika. Významné plošné zastoupení organogenních a hydromorfních půd v oblasti centrální Šumavy je tedy specifikem, které výrazně ovlivňuje odtokový proces. Horská vrchoviště jsou místa s nejvyšší retenční kapacitou v krajině, nicméně uplatnění retenčního prostoru, množství a způsob odtoku či dynamika hladiny podzemní vody jsou značně závislé na konkrétních fyzikogeografických podmínkách daného stanoviště. Zjištěné poznatky tak přispívají k pochopení hydrologického režimu a k celkovému poznání horských vrchovišť.

## **6. Zdroje**

Allott, T. E. H., Evans, M. G., Lindsay, J. B., Agnew, C. T., Freer, J. E., Jones, A., Parnell, M. (2009): Water tables in Peak District blanket peatlands. *Moors for the future*. Edale, Derbyshire, 51 s.

Baden, W., Eggelsmann, R. (1970): Hydrological budget of high bogs in the Atlantic region. *Proceedings of the 3rd international peat congress 1968, Quebec*. Ottawa: Department of Energy, Mines and Resources, 260–311.

- Bergström, S. (1992): The HBV Model: Its Structure and Applications. Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI), Norrköping, 35 s.
- Binet, S., Gogo, S., Laggoun-Défarge, F. (2013): A water-table dependent reservoir model to investigate the effect of drought and vascular plant invasion on peatland hydrology. *Journal of Hydrology*, 499, 30, 132-139.
- Boorman, D. B., Hollis, J. M., Lilly, A. (1995): Hydrology of soil types: a hydrologically-based classification of the soils of the United Kingdom, Institute of Hydrology report no. 126, 146 s.
- Bragg, O. M. (2002): Hydrology of peat-forming wetlands in Scotland. *Science of The Total Environment*, 294, 1–3, 111-129.
- Bufková, I. (2006): Revitalizace šumavských rašelinišť. *Zprávy České Botanické Společnosti*, 41, 21, 181–191.
- Bufková, I. (2012): Program revitalizace šumavských mokřadů a rašelinišť – Koncepce programu, aktualizovaná verze listopad 2012, Národní park Šumava, 33 s.
- Bufková, I., Stíbal, F. (2012): Restoration of drained mires in the Šumava National Park. In: Jongepierová, I., Pešout, P., Jongepier, J., W., Prach, K. (Eds.): *Ecological restoration in the Czech Republic*, Nature Conservation Agency of the Czech Republic, Praha, 147 s.
- Bufková, I., Stíbal, F., Mikulášková, E. (2010): Restoration of drained mires (Šumava National Park, Czech republic). *Proceedings 7th European Conference on Ecological Restoration Avignon, France*, s. 23-27.
- Burke, W. (1975): Aspects of the hydrology of blanket peat in Ireland. *Hydrology of marsh-ridden areas. Proceedings of the Minsk symposium, IAHS Studies and Reports in Hydrology*, 19, Unesco Press, Paris, 171–82.
- Čurda, J., Janský, B., Kocum, J. (2011): Vliv fyzicko-geografických 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 variations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. *Journal of Hydrology*, 221, 3–4, 141–160.

Faubert, P. (2004): The effect of long-term water level drawdown on the vegetation composition and CO<sub>2</sub> fluxes of a boreal peatland in central Finland. Universita Laval, Département de phytologie Faculté des Sciences de l'Agriculture et de l'Alimentation, M.Sc. thesis, 67 s.

Ferda, J. (1969): Hydrologická a klimatická funkce československých rašelinišť. Česká akademie zemědělská, Praha, 358 s.

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, Praha, 22-126.

Gupta, R., S. (2001): Hydrology and hydraulic systems. Waveland Press 2nd edition, Long Grove, 867 s.

Holden, J., Chapman, J. P., Labadz, J. (2004): Artificial drainage of peatlands: Hydrological and hydrochemical process and wetland restoration. Progress in Physical Geography, 28, 1, 95-123.

Holden, J., Wallage, Z., Lane, S., McDonald, A. (2011): Water table dynamics in undisturbed, drained and restored blanket peat. Journal of Hydrology, 402, 1, 103–114.

Ingram, H.A.P. (1978): Soil layers in mires: function and terminology. Journal of Soil Science, 29, 2, 224–227.

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 – Sborník ČGS 113, 4, 383–399.

Kocum, J. (2012): Tvorba odtoku a jeho dynamika v pramenné oblasti Šumavy. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie a geoekologie. Disertační práce 206 s.

Kocum, J., Janský, B., Vlček, L., Doležal, T. (2018): Hydrological Function of a Midlatitude Headwater Peatland. Chapter 8, s. 141 – 164. In Topcuğlu, B., Turan, M. (Eds.): Peat. IntechOpen, Rijeka, Croatia, 164 s.

Kučerová, A., Kučera, T., Hájek, T. (2009): Mikroklima a kolísání hladiny podzemní vody v centrální části Rokytecké slati. In: Černý, D., Dvořák, L. (Eds.): Weitfallerské slatě. Sborník z výzkumu na Šumavě, 2. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk, 103 s.

Labadz, J., Allott, T., Evans, M., Butcher, D., Billett, M., Stainer, S., Yallop, S., Jones, P., Innerdale, M., Harmon, N., Maher, K., Bradbury, R., Mount, D., O'Brien, H., Hart, R. (2010): Peatland hydrology. Draft scientific review, commissioned by the IUCN UK Peatland Programmes Commission of Inquiry on Peatlands, 52 s.

Lindsay, R., Birnie, R., Clough, J. (2014): Peat Bog Ecosystems: Structure, Form, State and Condition. IUCN UK Committee Peatland Programme Briefing Note No 2, s. 1-7.

Mishra, S., K., Singh, V., P. (2003): Soil Conservation Service Curve Numer (SCS-CN) Methodology. Dordrecht, Kluwer Academic Publisher, 511 s.

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. IAHS Studies and Reports in Hydrology, 19, Unesco Press, Paris, 439-446.

Monteith, J., L. (1965): Evaporation and the environment. In: The state and movement of water in living organisms. Academic Press, for the Society for Experimental Biology, Cambridge, 205-234.

Penman, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 193, 1032, 120–145.

Ponziani, M., Slob, E. C., Ngan-Tillard, D. J. M., Vanhala, H. (2011): Influence of water content on the electrical conductivity of peat. International Water Technology Journal, 1, 1, 14 -21.

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. Hydrology and Earth System Science, 13, 12, 2287–2297.

Scherrer, S., Naef, F. (2003): A decision scheme to indicate dominant hydrological flow processes on temperate grassland, Hydrol. Process., 17, 2, 391–401.

Šefrna, L. (2004): Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodím. In: Langhammer, J. (Eds.): Sborník příspěvků semináře grantu GAČR 205/03/Z046 Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní, 196-212.

Špirhanzl, J. (1951): Rašelina, její vznik, těžba a využití. Přírodovědecké nakladatelství, Praha, 356 s.

Šrámek, O., Kuchovský, T. (2003): Základy hydrogeologie. Masarykova Univerzita v Brně, 1. Vydání, 177 s.

Vlček, L. (2017): Retence vody v půdách horských oblastí na příkladu Šumavy. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie a geoekologie. Disertační práce, 127 s.

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, 4, 395–414.

Wind-Mulder, H. L., Rochefort, L., Vitt, D. H (1996): Water and peat chemistry comparisons of natural and post-harvested peatlands across Canada and their relevance to peatland restoration. Ecological Engineering, 7, 3, 161 – 168.

Worrall, F., Armstrong, A., Holden, J. (2007): Short-term impact of peat drain-blocking on water colour, dissolved organic carbon concentration, and water table depth. Journal of Hydrology, 337, 3, 315-325.

## **1. Introduction**

The water retention in the landscape is nowadays an important hydrological topic for research, particularly in the context of increasing frequency of drought extremes. Due to their retention capacity, the mountain raised bogs are important hydrological and landscape elements in the central area of the Šumava Mountains.

The headwater area of the Vydra River is characterized by the occurrence of the organogenous soils which affect the hydrological regime in the area of interest. The principal question concerning the hydrological function of the mountain raised bogs has not been answered yet and lately, moreover, contradictory opinions have appeared. The research of the peat bogs in the Šumava Mountains has started in the second half of the twentieth century (Špirhanzl 1951; Ferda 1969; Ferda et al., 1971).

The main aim of these works was to describe the hydrological regime of the peat bogs' complexes which was perceived as positive, with regard to the water retention in the landscape. In the 1970s and the 1980s, an important period of the research of the mire areas arrived. Some works in the foreign literature suggested that the mountain peat bogs proved to be hydrologically negative during the extreme precipitation events and thus could intensify the extreme values of the watercourses (Baden, Eggelsmann 1970; Burke 1975; Moklyak et al., 1975). At the same time, we can nowadays designate this period as the era of draining. At least 70% of the mire sites in the Šumava Mountains were affected by this activity, which resulted in gradual degradation of those precious ecosystems (Bufková et al., 2010).

The topic of the spring areas retention potential, linked to the research of the mountain raised bogs, was again brought to attention at the beginning of the 2000s. The studies agree that the peat bog complexes are particular sites with the high retention potential and unique hydro-pedological, vegetative and topographic characteristics. The respective peat bogs can differ from each other and it is thus important to study them on an individual basis.

## **2. Aims of the study**

The doctoral thesis is a synthesis of the respective researches and aims to respond to the following objectives:

- Evaluation of the groundwater level dynamics of the mountain peat bog
- Evaluation of the retention potential of the mountain peat bog
- Description of the peat bog runoff formation
- Description of the dynamics of monitored physico-chemical peat waters properties

### 3. Material and methods

The area of interest was chosen with regard to the characteristic physico-geographical conditions, which were the subjects of the study. Specifically, the small peaty parts of the Rokytecká and the Mezilesní slat' are concerned. They both belong to the experimental catchments of the Hamerský brook and the Rokytká River (Figure 1).

Both above-mentioned experimental catchments belong to the central area of the Šumava Mountains and to the headwater area of the Vydra River. The upper Vydra River basin is situated at an altitude of approximately 1,100 metres and is fan-shaped. The whole area is a levelled plateau with a low gradient of slopes (Kocum 2012). There are predominantly the organogenous and the hydromorphic soils in the area (Šefrna 2004; Vlček et al., 2012; Vlček 2017). In addition, it is one of the coldest regions in the Czech Republic and the area with high aggregate rainfall, particularly on the windward sides (Kocum 2012).

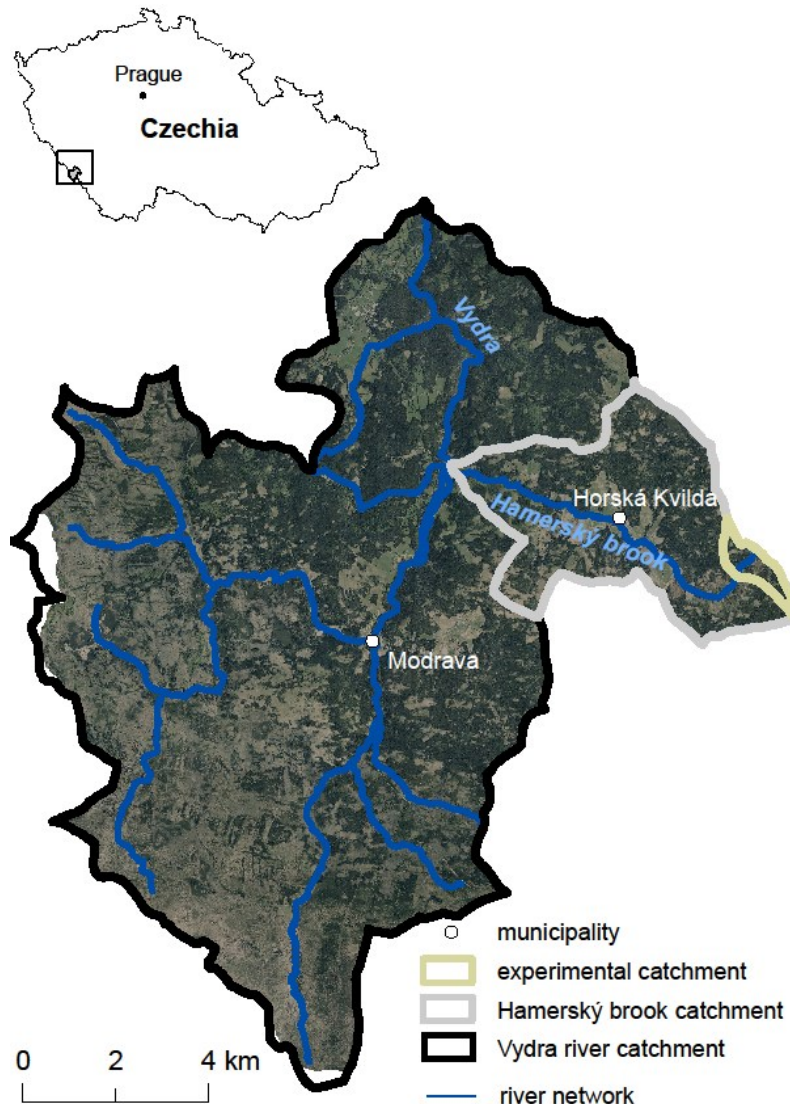


Fig. 1: The Vydra River catchment with designation of experimental catchments

### 3.1 Evaluation of runoff process

For evaluation of runoff process, the data from automatic stations measuring at 10 minute intervals were used. The main observed causative meteorological factors were precipitation and the potential evapotranspiration calculated by the Penman-Monteith, equation 1 (Penman 1948; Monteith 1965).

$$\text{Equation (1) } \lambda PET = \frac{\Delta(Rn-G) + \rho \cdot c(e_s - e_a)/r_a}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})}$$

where  $\Delta$  represents the inclination of the water vapour saturation curve in connection with the temperature [ $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ],  $Rn$  the radiation balance [ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ ],  $G$  the flow of heat into the soil [ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ ],  $\gamma$  is the psychrometric constant [ $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ],  $(e_s - e_a)$  the saturation deficit of air at elevation  $z$  [ $\text{kPa}$ ] ( $e_s$  is the saturation vapour pressure and  $e_a$  is the actual vapour pressure),  $\lambda$  is the latent heat of vaporisation [ $\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$ ],  $\rho$  is the water density [ $\text{kg} \cdot \text{l}^{-1}$ ],  $c$  is the specific heat of the air [ $\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ],  $r_s/r_a$  describes the ratio of the surface and the aerodynamic resistance [ $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$ ].

The soil saturation was monitored by tensiometers and hydrostatic level probes. For the purpose of the present study, the calculations of the snow accumulation and melt were performed, using the degree-day method (Gupta 2001). All measured parameters were considered as inputs of the hydrologic model, which is based on the calculation of the dominant preferential flow (Boorman, 1995; Scherrer, Naef 2003). The scheme of the model is based on the HBV model (Bergström, 1992). For the subcatchment with organogenous soils, it was adapted using the acrotelm-catotelm concept, which was designed in the study of Ingram (1978).

### 3.2 Groundwater level dynamics

For the evaluation of the groundwater level (GWL) dynamics, the data from automatic stations in the area of interest were used. The main observed causative meteorological factors were precipitation and the potential evapotranspiration (Penman 1948). The GWLs of various vegetation parts of the peat bog were compared and analysed (spruce forest, shrub and sedges in the centre of the peat bog). The final evaluation and the calculations of the retention potential of the mountain peat bog follow the previous detailed pedological research in the area of interest (Vlček et al. 2012). Based on these measurements, two equations for the calculation of the retention potential during extreme episodes of intensive rainfall or rapid snowmelt (Equation 2) and long-lasting drought (Equation 3) were determined:

$$\text{Equation (2) } RP = \frac{GWL(b)}{GWL(e)} * [(VWC_{max} - VWC_{mean}) * 1000]$$

$$\text{Equation (3) } RP = \frac{GWL(b)}{GWL(e)} * [(VWC_{mean} - VWC_{min}) * 1000]$$

where **RP** is the retention potential [ $l/m^2$ ], **GWL(b)** represents the value of the groundwater level at the beginning of the observed episode [mm], **GWL(e)** stands for the groundwater level at the end of the observed episode [mm], **VWC<sub>max</sub>** is the maximum volumetric water content [ $g/cm^3$ ], **VWC<sub>mean</sub>** is the average volumetric water content [ $g/cm^3$ ], and **VWC<sub>min</sub>** is the minimum volumetric water content [ $g/cm^3$ ].

For the evaluation of the influence of mountain peat bogs restoration measures on the water table level, some tubes were placed alongside the experimental drainage channels. The GWL in the tubes was measured manually. The obtained values were embedded and contextualized within the causative meteorological factors. The antecedent precipitation index (API) was used for the representation of the prior headwater saturation (Equation 4).

$$\text{Equation (4) } API = \sum 0,93^i . P_i$$

where **i** is the considered number of antecedent days, **P** is the rainfall during day **i** [mm] (Mishra, Singh 2003).

### 3.3 Physical and chemical properties of peat water

The study objective was to describe the variability of discharges and the dynamics of GWL changes in various types of peat bogs, and to identify connections between observed physico-chemical surface water and groundwater properties (in total 21 field measurements). Three different peat sites (waterlogged spruce forest, extracted part of the peat bog, lagg) were selected during the field research and each of them was provided by the transmissible Poncelet weir. Discharges were calculated by Basin weir equation (Equation 5), using spillway-discharge coefficient for Poncelet weir (Equation 6).

$$\text{Equation (5) } Q = m . b . \sqrt{2 . g} . h^{3/2}$$

$$\text{Equation (6) } m = \left[ 0.405 + \frac{0.003}{h} - 0.03 \left( 1 - \frac{b}{B} \right) \right] [1 + 0.55) \left( \frac{b}{B} \right)^2 \left( \frac{S_0}{S} \right)^2]$$

where **Q** represents discharge [ $m^3 . s^{-1}$ ], **m** is the spillway-discharge coefficient for Poncelet weir, **b** the length of the spillway crest, **g** the acceleration of gravity, **h** the falling height of water, **B** the length of weir, **S<sub>0</sub>** stream flow profile area, **S** area of spillway crest (Šrůček, Kuchovský 2003).

Each experimental stream was fitted with a hydrometric profile and four tubes at a distance of 2 m and 5 m from the stream on both sides, in which the GWL was measured manually. The measurements of physical and chemical parameters of water were assured by calibrated field measurement systems at all three experimental streams and also at all places of the GWL measurements (in total 12 places). In this research, following parameters were observed: pH, electric conductivity, dissolved oxygen and water temperature.

#### **4. Results and discussion**

The mountain peat bogs are characterised by their rapid rise of runoffs during rainfall events. Furthermore, during the dry periods, the peat bogs store water which means that they do not supply streams. Such results are known for the mires of the Šumava Mts. (Janský, Kocum 2008; Čurda et al., 2011, Kocum 2012; Vlček 2017) and they are similar to those mentioned by the foreign literature (Boorman et al., 1995; Evans et al., 1999, Bragg 2002; Binet et al., 2013). During the dry periods, the predominant runoff was observed at the mineral soils. However, the physical properties of the soil and the actual headwater saturation are the main factors controlling infiltration into the soil during precipitation events or the length the water can be stored in peaty soil during dry periods (Vlček 2017). In the monitored subcatchments, different types of the groundwater flow were observed. In the mountain peat bog, the shallow groundwater flow prevailed. Taking the total amount of water stored in the peat bog into consideration, it is also necessary to consider the piston flow, the pipe flow, and the direct surface flow.

The stability and the dynamics of the GWL are the key factors for the hydrological situation of the catchment area, and they also have the principal impact on the future development of the mountain peat bogs. The main factors influencing the GWL in peat bogs are precipitation and evapotranspiration. The GWL fluctuations in acrotelm influence the accumulation of the organic matter, the vegetation pattern and the overall water balance of the entire area (Allott et al., 2009; Lindsay et al., 2014). The GWL stability is also affected by the vegetation type of the respective site, as it determines the temperature conditions and the evapotranspiration of the whole area (Bufková, Stíbal 2012; Kučerová et al., 2009; Holden et al., 2011).

Relatively high values of the average GWL (approx. 10 cm below the surface) were measured in the central part of the peat bog, which is, in the monitored headwater, covered by the sedges. On the other hand, this part showed significant declines of the GWL during extreme

dry events, as was already described by Binet et al. (2013). In general, the waterlogged forest showed considerably lower GWL, but there were significant differences observed between the points of measurements at this particular biotope. However, the waterlogged forest proved high stability of the water discharge. The datasets showed rather similar variability. Thus it can be deduced that, although the GWL of various vegetation types differ vertically by units of centimetres, their levels fluctuate in a very similar range.

Similar results were already proved by Kučerová et al., (2009); Bufková et al., (2010); Labadz et al., (2010). In the case of the Šumava Mts., the anthropogenic influence on the water regime of peat bogs that were drained in the past or even extracted is also an important factor. The drained and the extracted parts prove a low GWL and its high variability. These results are already mentioned in the studies describing the areas of interest in the Šumava Mts., but also in the foreign literature (Bufková 2006; Bufková 2012; Bufková et al., 2010; Holden et al., 2004; Holden et al., 2011; Worrall et al., 2007). The overall impact of drainage and of the following restoration measures was also studied in the experimental catchments. Positive impact of the restoration measures on the average GWL and its stability was proved up to 6 m far from the blocked channel. A high variability of discharges was also proved at anthropogenically disturbed sites. Nevertheless, with a special regard to their retention potential and their behaviour during extreme meteorological events, their ability to influence the runoff processes has not been determined yet (Janský, Kocum 2008; Čurda et al., 2011; Holden et al., 2011).

The analysis of the retention potential of a peat bog during extreme meteorological events proved the relevance of the initial GWL at all the monitored sites. The infiltration capacity is thus directly related to the former saturation of a peat bog (Doležal et al., 2017). The proportion of infiltrated precipitation water oscillated in a wide range. After reaching the maximum saturation for the respective vegetation types, the retention potential becomes exhausted and results in the formation of runoff. The maximum short-term retention potential value during all the intensive rainfall events reached  $42 \text{ l/m}^2$ . Mountain peat bog can, under certain conditions, appear as an area of high retention potential, but in the case of extensive prior saturation, this characteristic is no longer applicable (Kocum et al., 2018). In the winter season, the peat bog can also infiltrate a significant amount of snow water. The maximum total short-term volume of infiltrated snow water for the entire period of observation was around  $10\,000 \text{ m}^3$ .

The last aspect of the study was the evaluation of the physico-chemical peat water properties. Ombrotrophic bogs have relatively stable hydro-chemical properties. However, this does not necessarily hold true for the whole area, as there are differences proved in the respective parts of the peat bog and in the microtopographic features (Faubert 2004). A significantly low pH, followed by high temperature of the surface water and the groundwater were indicated in the disturbed part of the peat bog. A low pH and its higher variability can be explained by a more rapid release of acid organic substances from peat during the precipitation events, due to the absence of the vegetation cover (Wind-Mulder et al., 1996). The same process probably initiates the higher values of electric conductivity, yet a high variability of results was observed in this particular site. It is important to mention that the conductivity is strongly affected by other factors and its values may differ for the respective parts of the peat bog (Ponziani et al., 2011). The values of dissolved oxygen in all experimental sites (waterlogged forest, lagg, extracted part) were very similar. There were some correlations identified between the monitored parameters. A significant correlation was perceived between pH and the amount of water in the headwater. It was proved that while the values of the GWL and the water discharge decrease, the pH value increases, as was observed by Seibert et al., (2009). A significant number of correlations was proved in the extracted part of the peat bog.

## **5. Conclusions**

This doctoral thesis evaluates the water balance and the runoff processes of the mountain peat bogs, with regard to the GWL which is the key factor for the future development of these precious sites. The measurements of the GWL, supported by the detailed analysis of the main factors influencing its level (precipitation, potential evapotranspiration, headwater saturation, vegetation types), proved a significant dynamics. The knowledge of this dynamics is crucial for the evaluation of the hydrological processes of the headwater. In addition, the particularities of the runoff processes, typical for the areas with hydromorphic and organogenous soils, should be taken into consideration.

All the results and the conclusions of this thesis should be contextualised within the particular soil and vegetation types or the respective parts of the peat bog which showed significant differences and particularities during their mutual comparison. The central part of the Šumava Mts. is characterized by the occurrence of hydromorphic soils and organic soils which affect the runoff processes. The mountain peat bogs are the areas of the highest retention potential in the landscape, nevertheless, this characteristic, as well as the amount and the means of runoff

and the GWL dynamics depend absolutely on the concrete physicogeographical features of the site. The conclusions of the thesis contribute to ensuring comprehension of the hydrological regime and the fundamental understanding of the mountain peat bogs.

## 6. References

Allott, T. E. H., Evans, M. G., Lindsay, J. B., Agnew, C. T., Freer, J. E., Jones, A., Parnell, M. (2009): Water tables in Peak District blanket peatlands. *Moors for the future*. Edale, Derbyshire, 51 s.

Baden, W., Eggelsmann, R. (1970): Hydrological budget of high bogs in the Atlantic region. *Proceedings of the 3rd international peat congress 1968, Quebec*. Ottawa: Department of Energy, Mines and Resources, 260–311.

Bergström, S. (1992): *The HBV Model: Its Structure and Applications*. Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI), Norrköping, 35 s.

Binet, S., Gogo, S., Laggoun-Défarge, F. (2013): A water-table dependent reservoir model to investigate the effect of drought and vascular plant invasion on peatland hydrology. *Journal of Hydrology*, 499, 30, 132-139.

Boorman, D. B., Hollis, J. M., Lilly, A. (1995): *Hydrology of soil types: a hydrologically-based classification of the soils of the United Kingdom*, Institute of Hydrology report no. 126, 146 s.

Bragg, O. M. (2002): Hydrology of peat-forming wetlands in Scotland. *Science of The Total Environment*, 294, 1–3, 111-129.

Bufková, I. (2006): Revitalizace šumavských rašelinišť. *Zprávy České Botanické Společnosti*, 41, 21, 181–191.

Bufková, I. (2012): Program revitalizace šumavských mokřadů a rašelinišť – Koncepce programu, aktualizovaná verze listopad 2012, Národní park Šumava, 33 s.

Bufková, I., Stíbal, F. (2012): Restoration of drained mires in the Šumava National Park. In: Jongepierová, I., Pešout, P., Jongepier, J., W., Prach, K. (Eds.): *Ecological restoration in the Czech Republic*, Nature Conservation Agency of the Czech Republic, Praha, 147 s.

Bufková, I., Stíbal, F., Mikulášková, E. (2010): Restoration of drained mires (Šumava National Park, Czech republic). Proceedings 7th European Conference on Ecological Restoration Avignon, France, s. 23-27.

Burke, W. (1975): Aspects of the hydrology of blanket peat in Ireland. Hydrology of marsh-ridden areas. Proceedings of the Minsk symposium, IAHS Studies and Reports in Hydrology, 19, Unesco Press, Paris, 171–82.

Čurda, J., Janský, B., Kocum, J. (2011): Vliv fyzicko-geografických 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 variations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. Journal of Hydrology, 221, 3–4, 141–160.

Faubert, P. (2004): The effect of long-term water level drawdown on the vegetation composition and CO<sub>2</sub> fluxes of a boreal peatland in central Finland. Universita Laval, Département de phytologie Faculté des Sciences de l'Agriculture et de l'Alimentation, M.Sc. thesis, 67 s.

Ferda, J. (1969): Hydrologická a klimatická funkce československých rašelinišť. Česká akademie zemědělská, Praha, 358 s.

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, Praha, 22-126.

Gupta, R., S. (2001): Hydrology and hydraulic systems. Waveland Press 2nd edition, Long Grove, 867 s.

Holden, J., Chapman, J. P., Labadz, J. (2004): Artificial drainage of peatlands: Hydrological and hydrochemical process and wetland restoration. Progress in Physical Geography, 28, 1, 95-123.

Holden, J., Wallage, Z., Lane, S., McDonald, A. (2011): Water table dynamics in undisturbed, drained and restored blanket peat. Journal of Hydrology, 402, 1, 103–114.

Ingram, H.A.P. (1978): Soil layers in mires: function and terminology. Journal of Soil Science, 29, 2, 224–227.

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 – Sborník ČGS* 113, 4, 383–399.

Kocum, J. (2012): Tvorba odtoku a jeho dynamika v pramenné oblasti Šumavy. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie a geoekologie. *Disertační práce* 206 s.

Kocum, J., Janský, B., Vlček, L., Doležal, T. (2018): Hydrological Function of a Midlatitude Headwater Peatland. Chapter 8, s. 141 – 164. In Topcuğlu, B., Turan, M. (Eds.): *Peat*. IntechOpen, Rijeka, Croatia, 164 s.

Kučerová, A., Kučera, T., Hájek, T. (2009): Mikroklima a kolísání hladiny podzemní vody v centrální části Rokytecké slati. In: Černý, D., Dvořák, L. (Eds.): *Weitfallerské slatě*. Sborník z výzkumu na Šumavě, 2. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk, 103 s.

Labadz, J., Allott, T., Evans, M., Butcher, D., Billett, M., Stainer, S., Yallop, S., Jones, P., Innerdale, M., Harmon, N., Maher, K., Bradbury, R., Mount, D., O'Brien, H., Hart, R. (2010): *Peatland hydrology*. Draft scientific review, commissioned by the IUCN UK Peatland Programmes Commission of Inquiry on Peatlands, 52 s.

Lindsay, R., Birnie, R., Clough, J. (2014): *Peat Bog Ecosystems: Structure, Form, State and Condition*. IUCN UK Committee Peatland Programme Briefing Note No 2, s. 1-7.

Mishra, S., K., Singh, V., P. (2003): *Soil Conservation Service Curve Numer (SCS-CN) Methodology*. Dordrecht, Kluwer Academic Publisher, 511 s.

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. IAHS Studies and Reports in Hydrology, 19, Unesco Press, Paris, 439-446.

Monteith, J., L. (1965): Evaporation and the environment. In: *The state and movement of water in living organisms*. Academic Press, for the Society for Experimental Biology, Cambridge, 205-234.

Penman, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 193, 1032, 120–145.

Ponziani, M., Slob, E. C., Ngan-Tillard, D. J. M., Vanhala, H. (2011): Influence of water content on the electrical conductivity of peat. *International Water Technology Journal*, 1, 1, 14 -21.

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. *Hydrology and Earth System Science*, 13, 12, 2287–2297.

Scherrer, S., Naef, F. (2003): A decision scheme to indicate dominant hydrological flow processes on temperate grassland, *Hydrol. Process.*, 17, 2, 391–401.

Šefrna, L. (2004): Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodím. In: Langhammer, J. (Eds.): *Sborník příspěvků semináře grantu GAČR 205/03/Z046 Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní*, 196-212.

Špirhanzl, J. (1951): *Rašelina, její vznik, těžba a využití*. Přírodovědecké nakladatelství, Praha, 356 s.

Šráček, O., Kuchovský, T. (2003): *Základy hydrogeologie*. Masarykova Univerzita v Brně, 1. Vydání, 177 s.

Vlček, L. (2017): *Retence vody v půdách horských oblastí na příkladu Šumavy*. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie a geoekologie. Disertační práce, 127 s.

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, 4, 395–414.

Wind-Mulder, H. L., Rochefort, L., Vitt, D. H (1996): Water and peat chemistry comparisons of natural and post-harvested peatlands across Canada and their relevance to peatland restoration. *Ecological Engineering*, 7, 3, 161 – 168.

Worrall, F., Armstrong, A., Holden, J. (2007): Short-term impact of peat drain-blocking on water colour, dissolved organic carbon concentration, and water table depth. *Journal of Hydrology*, 337, 3, 315-325.

## **Curriculum Vitae**

Mgr. Tomáš Doležal

Narozen: 22. 5. 1991, Vimperk

E-mail: dolezat2@natur.cuni.cz

### **Dosažené vzdělání:**

- 2015 – dosud:** Doktorské studium - Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie  
Téma disertační práce: Hydrologická funkce horských vrchovišť a vlastnosti rašelinných vod v pramenné oblasti Vydry
- 2013 - 2015:** Studium navazujícího magisterského studia: Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie  
Téma diplomové práce: Posouzení vlivu revitalizačních opatření vybraných horských vrchovišť v povodí horní Vydry na jejich vodní režim
- 2010 - 2013:** Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, studijní obor: Geografie a kartografie  
Téma bakalářské práce: Revitalizační opatření horských vrchovišť a jejich vliv na dynamiku odtoku v pramenné oblasti Otavy
- 2006 - 2010:** Gymnázium a SOŠe Vimperk (zakončeno maturitní zkouškou)

### **Zaměstnání:**

- 3/2019 – dosud:** Terénní pracovník, garant revitalizačních opatření rašelinišť projekt Life for Mires, NP Šumava
- 1/2018 – 3/2019:** NP Šumava vedoucí střediska environmentální výchovy Stožec a informačního střediska Stožec
- 9/2016 – 1/2018:** NP Šumava pracovník na pozici referent IS Kvilda
- 7/2015 – 9/2016:** NP Šumava pracovník na pozici referent IS Svinná Lada

### **Účast na projektech:**

- 9/2019:** Studijní cesta Lotyšsko, Estonsko v rámci výměny zkušeností revitalizační opatření rašelinišť projekt Life For Mires

**2013:** účastník projektu GAČR 13-32133S - Retenční potenciál pramenných oblastí ve vztahu k hydrologickým extrémům (hlavní řešitel Prof. RNDr. Bohumír Janský, CSc., období řešení 2013 – 2017).

**7/2011:** výpomoc při řešení kartografických projektů pod vedením: Mgr. Jan Ptáček, Kartografie Praha, a.s.

### **Jazykové dovednosti:**

Anglický jazyk: pokročilá znalost

Německý jazyk: pasivní znalost

### **Publikační činnost:**

**Doležal, T.,** Vlček, L., Kocum, J., Janský, B. (2017): Evaluation of the influence of mountain peat bogs restoration measures on the groundwater level: case study Rokytká peat bog, the Šumava Mts., Czech Republic. AUC Geographica, 52, č. 2, s. 1 - 10.

Kocum, J., Janský, B., Vlček, L., **Doležal, T.** (2018): Hydrological Function of a Midlatitude Headwater Peatland. Chapter 8, s. 141 – 164. In Topcuğlu, B., Turan, M. (Eds.): Peat. IntechOpen, Rijeka, Croatia, 164 s.

**Doležal, T.,** Vlček, L., Kocum, J., Janský, B. (2020): Hydrological regime and physico-chemical water properties of various types of peat bog sites: case study of Mezilesní peat bog, Šumava Mts. Geografie, 125, č. 1, s. 21 - 46.

Vlček, L., Šípek, V., Kofroňová, J., Kocum, J., **Doležal, T.,** Janský, B. (2020): Understanding runoff formation in a catchment of Peat bog and Podzol hillslopes. Journal of Hydrology. (in review)

**Doležal, T.,** Vlček, L., Kocum, J., Janský, B. (2020): Influence of vegetation on groundwater level dynamics and calculation of retention ability of peat bog Rokytecká slat', the Šumava Mts. Journal Mires and Peat. (in review)