

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Ústav pro životní prostředí

**Ekologie a ochrana prostředí
Ochrana životního prostředí**



Bakalářská práce

**Hydrologická bilance horských jezer bez povrchového
odtoku**

Hydrology of mountain seepage lakes

Tomáš Kohn

Vedoucí práce: prof. RNDr. Evžen Stuchlík, CSc.

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně pod vedením pana profesora RNDr. Evžena Stuchlíka, CSc. Použité zdroje informací a literaturu, ze kterých jsem čerpal, jsem uvedl v citované literatuře. Předkládaná tištěná verze se shoduje s verzí vloženou do Studijního informačního systému.

V Praze dne

Poděkování:

Úvodem bych chtěl poděkovat především svému školiteli prof. RNDr. Evžen Stuchlík, CSc. který měl dostatek trpělivosti při vedení této práce, a vždy si našel čas k jejímu kritickému zhodnocení. Dále bych rád poděkoval Mgr. Marii Hynštové, která mě svým aktivním přístupem postrčila především v začátcích psaní této práce. A také samozřejmě všem, kteří mi byli především morální oporou.

Abstrakt:

Náplní práce je literární rešerše na téma hydrologická bilance horských jezer se zaměřením na jezera, kde není možné přímo měřit odtok, tzn. bez povrchového odtoku, či s výrazným zastoupením průsaku na odtokové bilanci. Práce se postupně zabývá metodami sběru dat jednotlivých vstupů vody do systému. Dále jsou zde stručně zpracovány techniky sledování proudění podzemní vody a v neposlední řadě jsou zde zmíněny obecné možnosti modelování hydrologických procesů.

Klíčová slova:

hydrologická bilance, srážky, podpovrchový odtok, evapotranspirace, povodí, horská jezera, srážko-odtokové modelování

Abstract:

The aim of this thesis is a review of the hydrological balance of mountain lakes, focusing on lakes without ground outflow, or with a huge share of seepage upon the outflow. This thesis deals, step by step, with the methods of collecting data for each input and output to the hydrological system. It is also concerned with the possibilities of monitoring ground water movement and rainfall-runoff models.

Key words:

Hydrology, precipitation, subsurface runoff, evapotranspiration, catchment, lakes, rainfall-runoff modelling

Obsah:

1. Seznam použitých zkratk	str. 6.
2. Úvod a cíle práce	str. 8.
3. Jezera	str. 8.
4. Hydrologická bilanční rovnice	str. 9.
5. Měření srážek	str. 9.
6. Výpar a transpirace	str. 12.
6.1. Výpar z vodní hladiny	str. 12.
6.2. Výpar ze sněhové pokrývky a ledu	str. 13.
6.3. Evapotranspirace	str. 13.
7. Změny zásob vody v povodí	str. 17.
8. Odtok	str. 17.
8.1. Podpovrchový odtok	str. 17.
9. Stopovací techniky	str. 18.
9.1. Izotopové metody	str. 18.
9.2. Stopovací látky	str. 20.
10. Modelování	str. 22.
11. Diskuze	str. 24.
12. Závěr	str. 25.
13. Citovaná literatura	str. 26.

1. Seznam použitých zkratek:

e_a^* – tlak nasycených vodních par ve vzduchu a teplotě T_a

e_s^* – tlak nasycených vodních par při povrchu a teplotě T_s

Δ – gradient nasycených vodních par při teplotě vzduchu

A_s – dostupná energie z půdy

CRHM – Cold regions hydrological model

D_0 – deficit nasycených vodních par v korunách

DAM – data elevation model

E – evapotranspirace

E_A – aktuální evapotranspirace

e_a – tlak vodních par ve vzduchu a teplotě T_a

e_s – tlak vodních par při povrchu a teplotě T_s

$f(u)$ – funkce rychlosti větru

G_p – relativní evapotranspirace

G – tok tepla do půdy

H – zjevné teplo (sensible heat)

mb – milibary = hPa – hektopascal

PET – potential evapotranspiration (potenciální evapotranspirace) = λE

Q – celkové teplo – ze slunečního záření

rca – odpor mezní vrstvy vegetace

RH – relative humidity (relativní vlhkost)

R_n – množství dopadající energie (net radiation)

rsa – aerodynamický odpor mezi substrátem a korunami

rss – odpor půdy

SCA – snow cover area

SEBAL – Surface Energy Balance Algorithms for Land

SP – self potential

SWE – snow water equivalent – vodní hodnota sněhu

T_a – teplota vzduchu

T_s – teplota povrchu

u – rychlost větru

VPD – deficit tlaku vodních par (vapor pressure deficit)

VSMOW – Vienna Standard Mean Ocean Water

α – aerodynamický parametr

γ – psychometrická konstanta

ρ – hustota vzduchu

2. Úvod a cíle práce

Měření hydrologické bilance u jezer není nové odvětví a na toto téma byla zpracována celá řada vědeckých prací (Thies, 2002) (Troin, 2012) (Zhou, 2013). Zjišťování hydrologického režimu jezer často slouží k výpočtu dalších parametrů, jako např.: doba zdržení vody v povodí, které poté slouží pro další hydrologické, hydrochemické, limnologické (Kopáček, 2005), nebo vodohospodářské účely (Troin, 2012) (Kessler, 2004). Ať už je to bilance živin, výzkum vlivu acidifikace (Kopacek, 2003), výzkum dopadu klimatických změn či předpověď jarních povodňových stavů z tajícího sněhu (Kessler, 2004).

Jedná-li se o běžné jezero s povrchovým odtokem, pak na všech přítocích a odtocích můžeme přímo měřit různými metodami průtoky. Tím máme k dispozici hlavní vstupy a výstupy vody z a do povodí kromě evapotranspirace, jež se zpravidla dopočítává. Nesmíme samozřejmě zapomenout na případné změny zásob v povodí (Zhou, 2013).

U jezer bez povrchového odtoku však nastává problém ten, že přímé kontinuální měření odtoku je velmi komplikované.

O hydrologii v horských oblastech je třeba se zajímat, protože zhruba polovina lidí na světě je přímo či nepřímo závislá na vodních zdrojích z hor (Immerzeel, n. d.).

Cílem této práce je shrnout možnosti, jak postupovat při stanovení hydrologické bilance jezera s malým povodím v horské oblasti jako např.: Štrbské pleso ve Vysokých Tatrách (nadmořská výška 1347 m.n.m., plocha: 196 700 m², objem: 1 299 400 m³, maximální hloubka: 20,3 m) (Baláž, c2010).

3. Jezera

Jezera lze rozdělit do několika kategorií. Členění dle geneze zahrnuje jezera hrazená, jež vznikla v uzavřeném údolí jeho přehrazením, sesuvem, nánosem, morénou či lávovým proudem apod. Do druhé kategorie řadíme jezera kotlinová, jež vznikly naplněním přirozené deprese v terénu. A třetí kategorie obsahuje jezera smíšená, která vznikla působením více faktorů (Kemel, 1980).

Další logické členění vychází z toho, jaký konkrétní činitel způsobil vznik jezera.

Z toho vychází:

Meteorická jezera – deprese zaplněné vodou vzniklé impaktem meteoritu.

Aeolická jezera – vzniklá působením větru, zpravidla hrazená písčnou dunou, nemají velkou hloubku ani rozměry.

Ledovcová jezera - vzniklá v trogu, ve spodní části zpravidla hrazená morénou.

Údolní jezera - výsledkem erozní činnosti řek, které svými naplaveninami zahradily údolí.

Tektonická jezera – vznikají v tektonických zlomech a mají zpravidla podlouhlý tvar a značnou hloubku (např.: Bajkal, hloubka 1642 m)

Vulkanická jezera – jsou jezera vzniklá zatopením sopečného kráteru nebo v údolích hrazenými lávovými proudy.

Pobřežní jezera – jsou relikty moře při jeho ústupu, či vznikem lagun (Likens, 2009).

Pro limnologické účely je vhodné dělit také jezera dle toho, zda leží v lesním prostředí nebo nad ním, protože lesní porost může významně měnit chemismus srážek. Koruny stromů totiž významným způsobem zachycují suchou depozici, která je následně smyta srážkami.

Jezera z hydrologického hlediska můžeme dělit na jezera s odtokem a bez odtoku. U jezer s odtokem voda zpravidla odtéká v nejnižším místě hráze, ale také prosakováním. Dále jezera dělíme na ty, jež mají viditelný přítok (jezera s přítokem) a bez přítoku (Kemel, 1980).

Štrbské pleso je typickým příkladem ledovcového jezera.

4. Hydrologická bilanční rovnice

Hydrologický režim je vyjádřený především hydrologickou bilanční rovnicí, jež dává do vztahů jednotlivé vstupy a výstupy vody v povodí.

$$H_S = H_O + H_V + H_R$$

H_S – množství vody ze srážek

$H_O = H_{OP} + H_{OZ}$ – množství vody odečtené z povodí

H_{OP} – povrchový odtok

H_{OZ} – podpovrchový odtok

H_V – množství vody vypařené (z hladiny, půdy, rostlinstva)

H_R – množství vody, které rozmnožilo či snížilo zásoby vody v povodí

(Dub, 1969) (Appelo, 1999)

5. Měření srážek

Srážky udáváme v mm, tzn. vrstva spadlé vody, kdyby nebylo odtoku, výparu či evapotranspirace. Měření srážek se standardně provádí pomocí srážkoměrů (ombrometrů

nebo pluviometrů) umístěných 1 m nad povrchem. Srážkoměr je jednoduché zařízení skládající se z nálevky nebo trychtýře o přesně známé ploše, v České republice 500 cm², a sběrné nádoby. U takto zachycených srážek se následně měří objem jednou za 24 h (Dub, 1969) (Šilar, 1996).

Spolu s vývojem techniky se ovšem mění také vybavení pro sběr srážek. Srážkoměry dnes používané se dělí do několika typů. Základním typem je srážkoměr typu bulk, jenž je otevřen po celou dobu. Skládá se z jednoduché sběrné nádoby, do níž stéká voda z přesně definované plochy. Dle informací jež chceme získat je možno jej umístit na otevřené prostranství pro sběr volných srážek či vhodně umístit do lesního porostu, kde se poté zachytávají pod korunové srážky (through-fall), které se velmi odlišují svým chemizmem. Nevýhodou bulk srážkoměru je výpar, jemuž je možno zamezit použitím vrstvy oleje na hladině, tím ovšem vodu kontaminujeme a není poté možno použít ji k chemickým rozborům. Výhodou takového srážkoměru je především nízká pořizovací cena a jednoduchost celého zařízení. Takový srážkoměr je také ovlivňován suchou depozicí aerosolů, které se na něm usazují mezi srážkovými periodami, či exkrementy ptáků (Appelo, 1999).

Další sofistikovanější typ srážkoměru je wet-only srážkoměr, který je opatřen víčkem, jež se otevírá pouze při srážkové události. Takový srážkoměr poté není ovlivněn výparem, ani suchou depozicí. Porovnáním hodnot získaných ze srážkoměrů typu bulk a wet-only můžeme zjistit, jak moc jsou srážky v bulk srážkoměrech ovlivněny suchou depozicí, či jak moc ovlivňují chemizmus podkorunové srážky (Appelo, 1999).

Na odlehlých místech se používají totalizátory s větší sběrnou nádobou, jež umožňuje sběr srážek za delší časové období. V takovém sběrači je voda překryta vrstvou oleje, aby se zabránilo výparu (Dub, 1969).

Dnes se přechází na automatické srážkoměry, jako je například typ: MR3H s velkou přesností 0,1 mm, které jsou v zimním období automaticky vytápěny (METEOSERVIS v.o.s., n. d.).

V případě, kdy nelze měřit srážky přímo, je možno využít dálkového (satelitního) průzkumu srážek, jenž může být vhodný právě v odlehlých oblastech. Jedná se o metodu více senzorového snímání (infrared-mikrowave). Měření probíhá ve tříhodinovém kroku na ploše 0,25° x 0,25°, takže její použití pro malé horské povodí není příliš vhodné, ovšem lze o ní uvažovat např.: když zjišťujeme srážky pro celé pohoří, kdy je třeba znát měsíční průměry, nikoli denní maxima (Huffman, 2007). A tyto hodnoty lze také použít pro srovnání s naměřenými daty nebo s výpočty.

Sněhové srážky měříme sněhoměrnou latí pomocí které měříme výšku sněhové pokrývky. Ovšem tento údaj musí být doplněn o informaci o SWE – snow water equivalent (vodní hodnota sněhu), tzn. poměr výšky sněhu k výšce vodního sloupce vody, který z tohoto sněhu vznikl (Kemel, 1980) (Bergeron, 2014). Moderním přístupem pro automatické měření sněhové pokrývky a stanovení SWE jsou sněhoměrné polštáře. Ty jsou vespod vybaveny tlakovým čidlem, jež slouží pro stanovení SWE a nahoře je umístěno ultrazvukové čidlo, jež měří výšku sněhové pokrývky (Automatické sněhoměrné stanice tzv. "sněhové polštáře", n. d.).

Přímé měření sněhové pokrývky však naráží na poměrně vysokou variabilitu. Obecně můžeme říct, že prostorová variabilita SWE je nižší než variabilita mocnosti sněhové pokrývky. Z toho vychází, že přímé měření SWE (roztátí přesně definovaného množství sněhu) je nutno provádět méně často, a to jak prostorově, tak i časově (Kemel, 1980).

Především u vysokohorských povodí může být v zimních měsících významnou složkou nejen samotné sněhové srážky, ale také jejich transport větrem. Konkrétně přenos z návětrných stran svahů na závětrné. Proto je v konkrétních případech, kdy hrozí velké zkreslení dat vhodné přímé měření sněhové pokrývky (Zhou, 2014).

Přímé terénní měření má však několik nevýhod, lokality jsou většinou špatně dostupné a navíc takovéto měření jsou zpravidla bodové.

V takovém případě může být vhodnou metodou satelitní dálkové snímání. Pomocí snímání ve viditelné oblasti jsme schopni stanovit oblasti pokryté sněhem (SCA - snow cover area), ale tato metoda je limitována oblačností. Nicméně snímání v mikrovlnné oblasti přináší velice podrobná data nezávislá na oblačnosti (Bergeron, 2014).

Snímáním povrchu v mikrovlnném spektru (cca 23-150 GHz) jsme schopni dle rozptylu stanovit velikost ledových krystalů a podle nich také určit hodnotu SWE (Grody, 2008).

Takovéto možnosti nám tedy v kombinaci s přímým terénním měřením mohou poskytnout informace o množství vody uložené ve sněhové pokrývce, jež můžeme následně porovnat s měřenými srážkami a zahrnout do výpočtů v hydrologické bilanční rovnici.

6. Výpar a transpirace

Výpar je množství vody, jež opouští povodí ve formě vodní páry. Z pravidla se udává v mm za určité období (den, rok). Výpar můžeme rozdělit do několika kategorií. Je vhodné zcela oddělit výpar z otevřené vodní hladiny, dále výpar ze sněhové pokrývky či ledu. V tomto případě se samozřejmě jedná o sublimaci a v neposlední řadě výpar z holé půdy. Poslední položku je velice těžké oddělit od transpirace rostlin, a proto se zpravidla udává jako evapotranspirace, tedy součet výparu z holé půdy a transpirace. Základním principem přímého měření výparu je hmotnostní nebo objemový úbytek vody známého objemu (Dub, 1969).

Základní činitele ovlivňující výpar jsou: teplota, relativní vlhkosti vzduchu a rychlost větru. Ostatní činitele jako barometrický tlak či složení vody většinou zanedbáváme (Dub, 1969).

6.1. Výpar z vodní hladiny

K terénnímu měření výparu z vodní hladiny se používá výparoměrů, což jsou nádoby umístěné většinou na vorech ve výšce vodní hladiny opatřené zařízením pro přesné měření poklesu vodní hladiny, jež nastalo z důvodu výparu (Appelo, 1999).

Dále se pro výpočet výparu používá hydrologická bilanční rovnice, ovšem tato metoda není vhodná pro jezera bez povrchového odtoku. A obecně jezer, u nichž lze tuto metodu vhodně použít, není mnoho (Dub, 1969).

Další možnost jak stanovit výpar jsou nepřímé metody výpočtu založené zpravidla na měřených hodnotách relativní vlhkosti vzduchu, teploty a rychlosti větru. Tyto hodnoty se většinou udávají jako měsíční průměry. Z mnohých vzorců pro výpočet uvádím tento:

$$H_{v(d)} = 0,13(e_0 - e_{200}) (1 + 0,72v_{200})$$

$H_{v(d)}$ – střední denní hodnota výparu v měsíci [mm*den⁻¹]

e_0 – maximální tenze vodních par při teplotě povrchu vody [mb (milibary)]

e_{200} - tenze vodních par ve výšce 200 cm nad povrchem vody [mb]

v_{200} – rychlost větru ve výšce 200 cm [m* s⁻¹]

protože zohledňuje teplotu, tak i rychlost větru, jež jsou v horských oblastech podstatné (Dub, 1969).

6.2. Výpar ze sněhové pokrývky a ledu

Dříve se výpar ze sněhu zanedbával. Dnes je však již do hydrologické bilance běžně započítáván. Jeho význam však může růst, když je málo sněhu.

Turek (2002) stanovuje ve své práci hodnotu výparu ze sněhové pokrývky na 0,5 mm/den (Turek, 2002).

Hodnoty výparu ze sněhu a ledu jsou ovlivňovány především sluneční radiací, teplotou, orientací a vlastnostmi sněhové pokrývky.

Přímé stanovení výparu ze sněhu je možno měření jeho úbytku. Buď volumetricky, tedy měřením úbytku objemu, nebo gravimetricky, tedy měřením úbytku hmotnosti (Šilar, 1996).

6.3. Evapotranspirace

Evapotranspiraci lze přímým měřením stanovovat pomocí vegetačních nádob. Tato metoda se zakládá na pěstování rostlin v nádobách naplněných zeminou, které se váží a evapotranspirace je poté rovna doplněné vodě. Další metoda je lyzimetrická, jež funguje na stejném principu, pouze nádoby jsou větší a úbytek vody se stanovuje vážením. Čím větší lyzimetr je, tím je pravděpodobnost přiblížení se reálným podmínkám v přírodě větší. A k metodám přímého měření evapotranspirace také patří metoda měření vláhové bilance půdního profilu. Evapotranspirace se vyhodnotí bilancováním vody v aktivní půdní vrstvě (Dub, 1969). V současnosti je opět samozřejmostí, že moderní přístroje měří automaticky.

Nejčastějším způsobem stanovování evapotranspirace je však její výpočet. Přístupy k výpočtu evapotranspirace se dělí dle několika přístupů. První skupinu tvoří empirické vzorce. Druhou skupinou jsou aerodynamické rovnice, které vycházejí z toho, že těsně nad povrchem se nachází pár milimetrů tlustá vrstva vzduchu, kde neprobíhá turbulentní proudění a evapotranspirace tedy probíhá na základě difúze vodních par. Třetí skupinu tvoří přístup založený na energetické bilanci, to znamená, že se opírá o množství energie potřebné k odpaření určitého množství vody při určité teplotě (Penman, 1948). Tyto historické rovnice předpokládaly nasycené prostředí nebo vodní hladinu, s čímž se samozřejmě v reálných podmínkách nesetkáme (Granger, 1989).

Výpočtem evapotranspirace z nenasyčených povrchů se zabývá práce Grangera (1989), kde nenasyčený povrch je charakterizován tím, že tlak vodních par na povrchu (e_s)

je menší než teoretický tlak nasycených par (e_s^*) při teplotě tohoto povrchu. Zanedbáním ostatních činitelů, jako proudění tepla, můžeme vyjádřit energetickou bilanci takto:

$$E + H = Q \quad (1)$$

E – evapotranspirace

H – zjevné teplo (sensible heat)

Q – celkové teplo – ze slunečního záření

aplikací Bowenova poměru na rovnici (1) vychází rovnice takto:

$$\beta = \frac{H}{E} = \frac{\gamma(T_s - T_a)}{(e_s - e_a)} \quad (2)$$

a následnou aplikací křivky nasycení vodních par vychází vztah:

$$Q = E \left[1 + \frac{\gamma(e_s^* - e_a^*)}{\Delta(e_s - e_a)} \right] \quad (3)$$

γ – psychometrická konstanta

T_s – teplota povrchu

T_a – teplota vzduchu

e_s – tlak vodních par při povrchu a teplotě T_s

e_s^* – tlak nasycených vodních par při povrchu a teplotě T_s

e_a – tlak vodních par ve vzduchu a teplotě T_a

e_a^* – tlak nasycených vodních par ve vzduchu a teplotě T_a

Daltonova rovnice zahrnuje také působení větru:

$$PET = f(u)(e_s - e_a) \quad (4)$$

$f(u)$ – funkce rychlosti větru

PET – potenciální evapotranspirace

Spojením předchozích vztahů vzniká:

$$PET = Q + \frac{\gamma}{\Delta} f(u)(e_a^* - e_s^*) \quad (5)$$

Tento vztah však stále pojednává o teoretické evapotranspiraci, která je vyšší než reálná (Granger, 1989).

$$G_p = \frac{E_A}{PET} \quad (6)$$

G_p – relativní evapotranspirace

E_A – aktuální evapotranspirace

G vyjadřuje poměr mezi teoretickou (potenciální) evapotranspirací a skutečnou (aktuální) evapotranspirací. Tento poměr je specifický pro každé meteorologické podmínky a povrch (Granger, 1989).

Yan (2010) prezentuje vztah PET založený na Penmanovi (1948):

$$PET = \frac{\Delta(R_n - G)}{\Delta + \gamma} + \frac{\gamma 73,64\rho(1 + 0,54u)VPD}{\Delta + \gamma} \quad (7)$$

PET – potenciální evapotranspirace

R_n – množství dopadající energie (net radiation)

G – tok tepla do půdy

Δ – gradient nasycených vodních par při teplotě vzduchu

VPD – deficit tlaku vodních par

ρ – hustota vzduchu 1.234 (kg m⁻³)

u – rychlost větru

a také PET rovnici založenou na (PRIESTLEY, 1972):

$$PET = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (8)$$

α – aerodynamický parametr

Původně byl parametr α 1,26, ovšem novější studie ukázaly, že tento parametr nabývá hodnot od 0,7 do 1,6 (Yan, 2010). Proto byl později parametr α předefinován jako funkce půdní vlhkosti (Flint, 1991).

Přidáním parametru pro půdní vlhkost do rovnice (8) vzniká:

$$PET = 1,35RH \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (11)$$

RH – relative humidity (relativní vlhkost)

(Yan, 2010)

Tab. 1. Hodnoty RH pro různé světové biotopy (Yan, 2010)

	Lokalita	Typ vegetace		RH
1	NC Clearcut	Mixed forest	smíšený les	0.53
2	Bondville	Temperate C3/C4 crop	C3/C4 plodiny mírného pásu	0.23
3	Kennedy Space Center Scrub	Subtropical evergreen broadleaf forest	Subtropický stálezelený listnatý les	0.23
4	Missouri Ozark	Temperate deciduous broadleaf forest	Opadavý listnatý les mírného pásu	0.40

5	Austin Cary	Subtropical evergreen needleleaf forest	Subtropický stálezelený jehličnatý les	0.35
6	Mize	Subtropical evergreen needleleaf forest	Subtropický stálezelený jehličnatý les	0.13
7	Donaldson	Subtropical evergreen needleleaf forest	Subtropický stálezelený jehličnatý les	0.42
8	Wind River Crane	Mediterranean evergreen needleleaf forest	Středomořský stálezelený jehličnatý les	0.17
9	Metolius 2nd Young	Temperate evergreen needleleaf forest	Stálezelený jehličnatý les mírného pásu	0.26
10	Blodgett Forest	Mediterranean evergreen needleleaf forest	Středomořský stálezelený jehličnatý les	-0.46
11	Atqasuk	Tundra	Tundra	0.06
12	Goodwin Creek	Temperate grassland	Louky mírného pásu	-0.13
13	Fort Peck	Temperate grassland	Louky mírného pásu	0.23
14	Audubon	Temperate arid grassland	Suché travní biotopy mírného pásu	0.67
15	Howland Forest Main	Temperate mixed forest	Smíšené lesy mírného pásu	0.41
16	Průměr			0.23

Na závěr zde zmíním Shuttleworth-Wallacův model, jenž rozděluje evapotranspiraci na transpiraci a výpar z holé půdy

$$PET_s = (\Delta A_s + \frac{pc_p D_0}{r_{sa}}) / (\Delta + (1 + \frac{r_{ss}}{r_{sa}})) \quad (9)$$

$$PET_c = (\Delta(A - A_s) + \frac{pc_p D_0}{r_{ca}}) / (\Delta + \gamma (1 + \frac{r_{cs}}{r_{ca}})) \quad (10)$$

A_s – dostupná energie z půdy

D_0 – deficit nasycených vodních par v korunách

r_{sa} – aerodynamický odpor mezi substrátem a korunami

r_{ca} – odpor mezní vrstvy vegetace

r_{ss} – odpor půdy

(Shuttleworth, 1985)

Porovnávání pěti různých rovnic pro výpočet evapotranspirace provedl ve své práci Fisher (2005) a vyšel nejlépe právě Shuttleworth-Wallacův model, který dělí evapotranspiraci na její dvě základní složky. Studie probíhala v biotopu horského lesa (Fisher, 2005).

Trend získávání informací dálkovým snímáním se odrazil také v měření evapotranspirace. Snímáním zářením z povrchu pomocí satelitů Landsat v infračervené oblasti (tepelná radiace), viditelné oblasti a blízko infračervené oblasti (near infrared radiation) jsme schopni stanovit evapotranspiraci pomocí modelu SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) (Allen, 2005) (Bastiaanssen, 1998) (KUSTAS, 1996).

Existuje samozřejmě mnoho dalších vzorců a metod pro stanovení evapotranspirace jako například Hamonova metoda, kde stačí k výpočtu evapotranspirace teplota. Ty zde ovšem nezmiňuji, protože zabýváme-li se konkrétním malým horským povodím, tak se snažíme, aby byla chyba stanovení co nejmenší.

7. Změny zásob vody v povodí

Základními změnami vody v povodí je myšlen úbytek či nárůst objemu podzemní nebo povrchové vody (Šilar, 1996). Takovou změnou můžeme rozumět například pokles, či vzestup hladiny podzemní vody (hladina podzemní vody viz kapitola Podpovrchový odtok str. 16).

Mezi další důležité a poměrně snadno měřitelné změny můžeme zařadit pokles či vzestup hladiny jezera (Šráček, 2003). K automatickému měření kolísání hladiny slouží ultrazvuková čidla umístěná nad hladinou (Zhou, 2013). V kombinaci s bathymetrickou mapou můžeme vypočítat změnu objemu vody v jezeře, jež poté vztáhneme na plochu celého povodí za čas, pro který bilanci stanovujeme.

8. Odtok

Odtok se dělí na povrchový a podpovrchový, ale protože tato práce pojednává o jezerech bez povrchového odtoku, tak se podrobněji zmíním pouze o odtoku podpovrchovém.

Povrchový odtok se většinou měří buď přímo jako průtok, např.: hydrometrickou vrtulí, měrným přelivem nebo při extrémních průtocích třeba plovákovou metodou, nebo se měří vodní stavy (Krásný, 2012).

8.1. Podpovrchový odtok

Voda se v podzemí nachází ve dvou zónách podle toho, zda vyplňuje všechny volný prostor, pak se jedná o zónu nasycenou, či je-li zde prostor pro další plyny, pak se jedná o aerační zónu. Voda, jež se nachází v zóně nasycení, se nazývá podzemní voda. Zóna nasycení je zespoda ohraničena nepropustným podložím a z vrchu hladinou podzemní vody či nějakým hydrogeologickým izolátorem. Nad hladinou podzemní vody v aerační zóně můžeme rozlišit několik dalších vrstev. První je zóna kapilární vody, jež vzniká

kapilární elevací z vody podzemní. Dále z pravidla následuje přechodná zóna, v níž voda gravitační silou prosakuje dolů do zásob podzemní vody. A nejbliže k povrchu se vyskytuje zóna půdní vody, jež zahrnuje vodu, která se nachází přímo v půdě ať již pevně vázána na povrch půdních částic, kapilární nebo jako gravitační půdní voda, je-li dostatečná půdní vlhkost (Šrámek, 2003). Tato práce pojednává zpravidla o vodě podzemní.

Aby bylo možné zjistit podpovrchový odtok z dané oblasti, je vhodné znát nejen množství odtékající vody, ale také směr jejího proudění. K tomu můžeme využít několika různých metod.

Jednou z metod je měření SP (self-potential) a elektrického odporu, jež se zakládají na elektrických vlastnostech rozhraní mezi pevnou a kapalnou fází. A protože kapalná fáze lépe vede proud než tuhá, tak jsme schopni určit místa s lepší propustností pro vodu a tím i určit směr, kudy může voda z jezera odtékat pod povrchem (Moore, 2011).

Další variantou jak zjistit směr pohybující se vody v podzemí je zjištění hydraulického potenciálu, protože je známo, že voda teče z míst s vyšším hydraulickým potenciálem do míst s nižším hydraulickým potenciálem. K zjištění hydraulického potenciálu lze využít pokusných vrtů tzv. piezometrů (Šrámek, 2003) (Kidmose, 2013).

Pro zjištění celkového pohybu vody v povodí je vhodné zjistit, jak průsaky vody do jezera, tak její průsak z něj.

Pro měření průsaku vody do jezera se používá průsakometrů (seepage meters). Průsakometr je jednoduché zařízení, jež se skládá z nádoby, jež je z jedné strany otevřená a zapařovaná do dna. A z druhé strany má pouze jeden otvor, na němž je sběrný balonek, jenž shromažďuje přitékající vodu (LEE, 1977). Ve většině případů včetně jezer s povrchovým odtokem, je na straně odtoku proudění podzemní vody intenzivnější než přítok na opačné straně jezera (Sebestyen, 2001).

Pro měření odtoku z jezera bez povrchového odtoku se zdá být nejvhodnější použití stopovací zkoušky (pokusu).

9. Stopovací techniky

9.1. Izotopové metody

Od 60. let minulého století vstoupily do užití hydrogeologie izotopové metody. Izotopové metody se opírají o množství různých izotopů ve vodách. Izotopové složení vody nám může říct mnoho o původu nebo stáří vody, protože dle geneze vody se její

izotopové složení mění. Běžně používané izotopy můžeme rozdělit do dvou skupin a to na stabilní izotopy a radionuklidy. Mezi běžně používané stabilní izotopy patří: vodík (deuterium ^2H), kyslík (^{18}O) a uhlík (^{13}C). Do skupiny radionuklidů patří: těžký izotop vodíku (tritium ^3H) a uhlíku (^{14}C). Izotopů existuje a lze využít samozřejmě mnohem více, ale tyto jsou nejběžněji používané (Krásný, 2012).

Aby bylo možné jednotlivé analýzy mezi sebou porovnávat, tak je zapotřebí mít nějaký standardní vzorek, ke kterému budeme naměřené hodnoty vztahovat. Takovým vzorkem byl stanoven VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), tzn. průměrný vzorek mořské vody pro izotopy vodíku a kyslíku. Koncentrace ve vzorku se udává jako hodnota δ , která vyjadřuje poměrnou odchylku od standardního vzorku (Clark, c1997) (Appelo, 1999). Pro stanovení $\delta^{13}\text{C}$ se používá standard karbonátu z mořských vápenců ze svrchno křídových vrstev Pee Dee v Jižní Karolině v USA, jež se značí zkratkou PDB (Clark, c1997) (Krásný, 2012).

Izotopového složení se používá jako jedna ze složek při zjišťování hydrologických poměrů u jezer. Porovnáváním izotopového složení vody vtékající (povrchově či podpovrchově) s vodou vytékající můžeme určit, zda se jedná o vodu totožnou, či je zde nějaký další zdroj (Kidmose, 2013). Izotopové složení vody může také napovědět o původu vody, protože izotopové složení vody se mění v průběhu roku dle zeměpisné šířky, nadmořské výšky a také dle vzdálenosti transportu srážek tzv. kontinentální efekt (Krásný, 2012).

Radioizotopů se běžně používá především v datování, v hydrologii především pro zjištění doby zdržení. Pro vody s kratší dobou zdržení v rámci let je možné použít tritia ^3H . Pro vody hlubšího oběhu s řádově delší dobou zdržení (tisíce let) lze využít radiokarbonové metody, např.: v paleolimnologii (Appelo, 1999). Z toho vyplývá, že v malých horských povodích s krátkou dobrou zdržení bude v konkrétních případech možno použít tritia k datování vody, ale radiouhlíkové metody zřejmě ne.

Na závěr se zmíním o metodě, jež do této skupiny zcela nepatří, ovšem nemá význam pro ni vytvářet vlastní podkapitulu. Jedná se o termometrii. Tato metoda se zakládá na měření teploty vody v rámci zkoumané oblasti. V našem případě se jedná o jezero. Odhalením teplotních anomálií můžeme odhalit vstupy podzemní vody do jezera (Lowry, 2007).

9.2. Stopovací látky

Stopovací látky můžeme rozdělit na rozpuštěné a nerozpuštěné, případně na konzervativní a nekonzervativní (reaktivní). Konzervativní stopovače jsou látky, jež jsou v podzemní vodě stabilní, tedy nereagují s vodou, prostředím ani se nesorbují. Nekonzervativní stopovače se používají pro modelování pohybu znečišťujících látek. Pro tyto účely je třeba vybrat stopovač, jenž má podobné vlastnosti jako znečišťující látka. Nerozpuštěné látky včetně koloidů se mohou požívat k modelování pohybu nerozpuštěných látek v prostředí např.: bakterií či virů (Kass, 1998).

Nejdůležitější skupinou stopovačů jsou barviva na základě fluoresceinu, jež jsou schopny absorbovat záření o specifické vlnové délce a vyzářit záření o delší vlnové délce. Toto emitované záření je možné detekovat i ve velmi nízkých koncentracích. Jeden z velmi používaných je zelené fluoresceinové barvivo uranin, protože je netoxický, levný, vysoce rozpustný a má velice nízký detekční limit $0,005 \mu\text{g.l}^{-1}$. Ovšem toto barvivo, a obecně barviva z této skupiny se nehodí do kyselých prostředí, nebo při vysokém obsahu organických látek (Goldscheider, c2007).

Druhou významnou skupinu tvoří soli. Ve vodě se zcela rozpouští na kationty a anionty, a tím zvyšují elektrickou vodivost (konduktivitu) vody. Měření konduktivity je velmi levná a snadná, ač nenejpřesnější metoda pro sledování solných stopovačů. Nejčastěji používaný stopovač z této kategorie je běžná kuchyňská sůl (chlorid sodný). Používá se především na kratší vzdálenosti, kde je ve vyšší koncentraci možno poměrně přesně sledovat peak změn konduktivity. Použitím specifitějších analytických metod lze použít i další anionty, či kationty (viz. tab. 2). Anionty jsou vhodnější stopovače než kationty, které jsou náchylnější k iontové výměně a tím k znehodnocení měření. Nevýhodné použití solí může být také v prostředí, kde je jejich přirozené pozadí vysoké nebo variabilní (Goldscheider, 2008).

Poslední skupinu stopovačů tvoří nerozpuštěné látky či partikule. V dřívějších dobách se používaly například spory plavuně (*Lycopodium clavatum*), ale v současnosti byly nahrazeny fluorescentními částicemi polystyrenu nebo například označeného jílu. Do této skupiny patří také různé druhy virů a bakterií, které nejsou nebezpečné pro člověka, ani pro prostředí (Goldscheider, c2007).

Tab. 2. Přehled hlavních stopovačů a jejich vlastnosti

Skupina:	Název	Limit detekce	Obecné problémy	Specifické problémy
Fluorescentní barviva	Uranine	$10^{-3} \mu\text{gl}^{-1}$	citlivé na světlo a silné oxidanty	-
	Eosin	$10^{-2} \mu\text{gl}^{-1}$		-
	Amidorhodamine G		-	
	Sulforhodamine B		zřejmě ekotoxikologický	
	Rhodamine WT			genotoxický
	Pyranine			biorozložitelný
	Naphthionate		$10^{-1} \mu\text{gl}^{-1}$	interference mezi barvivy podobných optických vlastností
	Tinopal CBS-X			
Soli	Sodium	ICP-MS	sorbce	-
	Potassium (draslík)	$10^{-3} - 0,1 \mu\text{gl}^{-1}$	(Sr > K > Li > Na)	-
	Lithium			-
	Strontium			-
	Chloride	IC	variabilní a občas vysoké hodnoty pozadí pro Na a Cl	-
	Bromide			Toxický
	Iodide			$0,1 \mu\text{gl}^{-1}$
Nerozpuštěné látky (partikule)	Fluorescent microspheres	jednotlivé částice	náročná analýza náchylnost k filtraci	-
	Bacteria			časově omezená doba stanovení
	Bacteriophages			

ICP-MS: inductively coupled plasma - mass spektrometry (hmotnostní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem), IC: ion chromatography (iontová chromatografie), DOC – dissolved organic carbon (rozpuštěný organický uhlík (Goldscheider, 2008)).

Aby byl stopovací pokus úspěšný, je vhodné první oblast důkladně prohlédnout a vybrat vhodné místo pro aplikaci stopovače. Obdobná situace je u pozorovacího místa. Obecně platí, že je vhodné mít méně než více sledovacích míst. Ovšem pokud je v pozorované oblasti více vývěřů, je třeba sledovat a vzorkovat všechny. Nejsou jasně daná pravidla, který konkrétní stopovač zvolit. Vždy je třeba v konkrétním případě zvážit všechny okolnosti včetně všech limitujících faktorů konkrétních látek (viz. výše). A

v neposlední řadě je také potřeba mít patřičné povolení a podívat se na nejnovější informace ohledně toxicity námi vybraného stopovače (Kass, 1998).

Při aplikaci stopovače na horské bezodtoké jezero je vhodné zvolit období jarního nebo podzimního míchání a aplikovat jej do různých hloubek, aby došlo pokud možno k co nejlepšímu promíchání v rámci celého jezera. Poté je třeba zjistit odebráním vzorků vody napříč celým profilem koncentrace, příp. anomálie v rozmísení stopovače v jezeře. Následně je třeba vzorkovat na předem vybraných místech. Poklesem koncentrace stopovací látky spočítáme dobu zdržení vody v jezeře (Thies, 2002).

10. Modelování

Matematické hydrologické modely se snaží vyjádřit časové či časoprostorové závislosti určitých veličin, jež charakterizují hydrologický režim modelovaného povodí. Hydrologický proces je velmi komplexní, komplikovaný a jeho jednotlivé děje, jako např.: povrchový nebo podpovrchový odtok se navzájem mísí. Matematické modely jsou zjednodušenou představou tohoto komplexního děje. Model tedy představuje algoritmus řešení soustavy rovnic, kterými jsou popsány charakteristiky povodí nebo jeho chování v rámci srážko-odtokového procesu (Beven, 2012).

Podstatnou částí modelování jsou vstupní parametry. V ideálním případě bychom do modelu vkládali kontinuální údaje, to však samozřejmě není možné, takže se v praxi používá změny určitého parametru za určitý čas (Kluhavý, 2000).

Základním rozdělením modelů je na deterministické a stochastické. Pakliže jsou proměnné v modelu nahodilé, mající nějaké pravděpodobnostní rozdělení, pak se jedná o model stochastický. V opačném případě, kdy se proměnné opírají o příčinné vztahy, jež jsou proměnné v čase, pak se jedná o model deterministický. Dalším podstatným rozdělením je na lumped (celistvé) a distributed (distribuované) modely. Celistvé modely neuvažují žádnou prostorovou závislost vstupních stavových veličin, zatímco distribuované modely dělí zkoumanou oblast na menší jednotky, kterým jsou přisouzeny různé hodnoty. (Beven, 2012). Přejedem mezi těmito přístupů jsou semi-distribuované plochy, které dělí zkoumanou oblast na jednotlivé plochy (hydrotopy), které mají jako celek stejná hodnoty např. půdního typu. Semi-distribuované modely se používají zřejmě nejčastěji, protože představují kombinaci obou výše zmíněných přístupů (Povodně a změny v krajině, 2007).

Existuje řada modelů, které se zabývají pouze konkrétními extrémními situacemi jako jsou povodně či sucha, pak se jedná o modely epizodní. V této práci se však zabývám hydrologickou bilancí a proto uvažuji pouze modely kontinuální.

Stochastické modely se dále dělí do dvou skupin na pravděpodobnostní, kde jsou vstupní data reprezentovány jistým pravděpodobnostním rozdělením, a modely generování časových řad (Povodně a změny v krajině, 2007).

Deterministické modely se dále dělí do tří větších skupin. První jsou kybernetické (black-box) modely, které se snaží identifikovat chování systému. K tomu je třeba znát nejen vstupy, ale i některé výstupy, aby bylo možno toto chování odvodit. Druhá velká skupina jsou fyzikálně založené modely, jež se silně opírají o fyzikální zákony. Jednotlivé vstupy do modelu jsou prostorově rozdělené. Nevýhodou těchto modelů je však nedostatek vstupních časově a prostorově rozlišených vstupních dat jako například srážek, či fyzikálních parametrů půdy v celé zkoumané oblasti. Třetí a pro bilanční potřebu nejvíce používanou skupinou, jsou modely koncepční, které dělí hydrologický proces na jednotlivé části a ty poté samostatně řeší (Kluhavý, 2000).

Pokud jsme se rozhodli řešit hydrologickou úlohu pomocí modelu, je třeba vybrat správný model. Za tímto účelem bychom měli zvážit mnoho faktorů, jako např.: určení daného modelu pro konkrétní fyzicko-geografické podmínky, pro danou velikost podnebí, dostupnost dat, komerční dostupnost produktu a v neposlední řadě dostatečná systémová podpora ze strany dodavatele (Povodně a změny v krajině, 2007). A v neposlední řadě je třeba model také správně kalibrovat (Beven, 2012).

Téma modelování hydrologických procesů je velice široké a není možné jej komplexně shrnout do jediné kapitoly, a proto se zde pokusím alespoň zmínit několik modelů, jež jsou používány právě pro potřeby horských povodí.

Jako první zde zmíním model BROOK90 Hydrologic Model For Evaporation, Soil Water, and Streamflow, který byl použit například v práci: Hydrological processes in small catchments of mountain headwater lakes: The Tatra Mountains (Křeček, 2006). BROOK90 je deterministický, celistvý model, který počítá s denním nebo hodinovým krokem vhodný pro menší povodí (Federer, 2013).

Významný model pro horské povodí je zcela jednoznačně CRHM (Cold regions hydrological model). Tento semi-distribuovaný model přisuzuje jednotlivým plochám povodí stejné parametry, pro půdní vlhkost, vegetační pokryv atd. Tento koncepční model zahrnuje důležité charakteristiky pro horské povodí jako např.: přenos zviřeného sněhu (Pomeroy, 2007). Nejnovější práce v horských povodích se opírají právě o tento model

jako např.: Simulating cold regions hydrological processes using a modular model in the west of China (Zhou, 2014).

Z celé řady modelů zde ještě zmíním fyzikální semi-distribuovaný model SWAT (Soil & Water Assessment Tool), jenž také operuje v denním kroku. Tento model se většinou používá spíše pro zemědělsky využívaná povodí (Troin, 2012).

11. Diskuze

Zjišťování hydrologické bilance se může na první pohled zdát jako poměrně jednoduchý a přesně definovaný problém, ale je třeba si uvědomit, že hydrologický proces je velice komplexní a v případě, kdy se jedná o jezera bez povrchového odtoku, tak se situace ještě dále komplikuje.

Než začneme stanovovat hydrologickou bilanci určitého povodí, tak je třeba si položit otázku, za jakým účelem toho chceme dosáhnout. Zda nás zajímá pouze hydrologická bilance, či celková hydrogeologická situace dané lokality. Další důležitou otázkou bude, jaká data máme k dispozici, či jestli zde již byly prováděny v minulosti nějaké výzkumy, příp. s jakým výsledkem. U mnohých projektů, ač by to nemělo ovlivnit výsledky, je velmi významným parametrem, který je nutno brát v potaz, finanční nákladnost dostupných řešení. A vždy bychom měli zvážit vhodnost vybrané metody pro konkrétní případ.

V momentě, kdy již máme nějaká data k dispozici, ať již z vlastních měření, nebo z druhé ruky, musíme se vždy zajímat o jejich přesnost a správnost.

Data týkající se srážek jsou povětšinou relativně dobře dostupná, pokud se nejedná o výrazně odlehlou oblast. A i v případě, kdy data nejsou již k dispozici, není tak složité jejich terénní měření pomocí celé řady srážkoměrů. V dnešní době je běžné automatické měření srážek s bezdrátovým odesláním měřených hodnot. Pokud vybrané povodí leží pod hranicí lesa, pak je třeba se zajímat také o podkorunové srážky (Appelo, 1999).

U evapotranspirace je situace poněkud komplikovanější, protože její přímé terénní měření se běžně nepoužívá, tak se zpravidla musíme uchýlit k jejímu výpočtu, kde je opět k dispozici celá řada metod. Výpočet evapotranspirace je často spojen s použitým modelem (Beven, 2012). Velkou roli při výpočtu evapotranspirace opět hraje jaké data máme k dispozici (Fisher, 2005).

Použití stopovacího pokusu pro stanovení podpovrchového odtoku se zdá být vhodnou metodou pro jezera bez povrchového odtoku. Je třeba však počítat s náročností takového postupu, ať již z hlediska dávkování stopovače, nebo následného odběru vzorků (Thies, 2002).

Srážko-odtokové modely také představují poměrně vhodnou metodu pro stanovování hydrologické bilance. Avšak ty jsou náročné na vstupní data a především je potřeba výsledky s něčím porovnat, abychom se ujistili, že jsou správné (Kluhavý, 2000) (Beven, 2012).

12. Závěr

Teoretický postup při modelování hydrologické bilance horského jezera bez povrchového odtoku:

1. Stanovení cílů naší práce a konkrétní vymezení, co všechno chceme vědět, dle dalšího směřování našeho bádání.
2. Výběr vhodných metod dle konkrétních podmínek, dostupných dat a finančních prostředků.
3. Instalace vybraných zařízení, sběr dat, stopovací pokusy atd.
4. Zpracování naměřených dat a jejich kritické zhodnocení.
5. Posouzení správnosti naší analýzy. Případné opakované měření.

13. Citovaná literatura

Allen, R., Tasumi, M., Morse, A., & Trezza, R. (2005). A Landsat-based energy balance and evapotranspiration model in Western US water rights regulation and planning. *Irrigation and Drainage Systems*, 19(3-4), pp. 251-268.

Appelo, C., & Postma, D. (1999). *Geochemistry, groundwater and pollution*. (4th corrected print., p. xvi, 536 p.). Brookfield, VT: Balkema.

Baláž, E. (c2010). *Tatry: příroda*. (Vyd. 1., p. 639). Praha: Baset.

Bastiaanssen, W., Menenti, M., Feddes, R., & Holtslag, A. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 212-213, pp. 198-212.

Bergeron, J., Royer, A., Turcotte, R., & Roy, A. (2014). Snow cover estimation using blended MODIS and AMSR-E data for improved watershed-scale spring streamflow simulation in Quebec, Canada. *Hydrological Processes*, 28(16), pp. 4626-4639.

Automatické sněhoměrné stanice tzv. "sněhové polštáře". (n. d.). ČHMÚ. Retrieved from: http://hydro.chmi.cz/hpps/hpps_novinky.php?seq=28752075

Beven, K. (2012). *Rainfall-runoff modelling: the primer*. (2nd ed., p. xxix, 457 p.). Hoboken: Wiley.

Clark, I., & Fritz, P. (c1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. (p. 328 p.). Boca Raton, FL: CRC Press/Lewis Publishers.

Dub, O., & Němec, J. (1969). *Hydrologie*. (p. 380). Praha: SNTL - Nakladatelství technické literatury.

Federer, A. (2013). . Retrieved from: <http://www.ecoshift.net/brook/brook90.html>

Fisher, J., DeBiase, T., Qi, Y., Xu, M., & Goldstein, A. (2005). Evapotranspiration models compared on a Sierra Nevada forest ecosystem. *Environmental Modelling*, 20(6), pp. 783-796.

Flint, A., & Childs, S. (1991). Use of the Priestley-Taylor evaporation equation for soil water limited conditions in a small forest clearcut. *Agricultural and Forest Meteorology*, 56(3-4), pp. 247-260.

Goldscheider, N., & Drew, D. (c2007). *Methods in karst hydrogeology*. (p. x, 264 p.). New York: Taylor.

Goldscheider, N., Meiman, J., Pronk, M., & Smart, C. (2008). Tracer tests in karst hydrogeology and speleology. *International Journal of Speleology*, 37(1), pp. 27-40.

- Granger, R., & Gray, D. (1989). Evaporation from natural nonsaturated surfaces. *Journal of Hydrology*, 111(1-4), pp. 21-29.
- Grody, N. (2008). Relationship between snow parameters and microwave satellite measurements: Theory compared with Advanced Microwave Sounding Unit observations from 23 to 150 GHz. *Journal of Geophysical Research*, 113(D22).
- Huffman, G., Bolvin, D., Nelkin, E., Wolff, D., Adler, R., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K., & Stocker, E. (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1), pp. 38-55.
- Immerzeel, W. (n. d.). Spatial modelling of mountainous basins: an integrated analysis of the hydrological cycle, climate change and agriculture.
- Kass, W. (1998). *Tracing technique in geohydrology: 90-5410-444-9*. (Reprint.). Rotterdam [u.a.]: Balkema.
- Kemel, M., & Kolář, V. (1980). *Hydrologie*. (1. vyd., p. 292). Praha: ČVUT.
- Kessler, M. (2004). Testing a numerical glacial hydrological model using spring speed-up events and outburst floods. *Geophysical Research Letters*, 31(18), pp. -.
- Kidmose, J., Nilsson, B., Engesgaard, P., Frandsen, M., Karan, S., Landkildehus, F., Søndergaard, M., & Jeppesen, E. (2013). Focused groundwater discharge of phosphorus to a eutrophic seepage lake (Lake Væng, Denmark): implications for lake ecological state and restoration. *Hydrogeology Journal*, 21(8), pp. 1787-1802.
- Kluhavý, Z., & Kovář, P. (2000). *Využití modelů hydrologické bilance pro malá povodí*. (první). Praha: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy Praha.
- Kopacek, J. (2003). Modelling reversibility of central European mountain lakes from acidification: Part II - the Tatra Mountains. *Hydrology and earth system sciences*, 7(4), pp. 510-524.
- Kopáček, J., Stuchlík, E., & Wright, R. (2005). Long-term trends and spatial variability in nitrate leaching from alpine catchment–lake ecosystems in the Tatra Mountains (Slovakia–Poland). *Environmental Pollution*, 136(1), pp. 89-101.
- Krásný, J. (2012). *Podzemní vody České republiky: regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod*. (Vyd. 1., p. 1143). Praha: Česká geologická služba.
- Křeček, J., Turek, J., Ljungren, E., Stuchlík, E., & Šporka, F. (2006). Hydrological processes in small catchments of mountain headwater lakes: The Tatra Mountains. *Biologia*, 61(18), pp. -.
- KUSTAS, W., & NORMAN, J. (1996). Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrological Sciences Journal*, 41(4), pp. 495-516.

- LEE, D. (1977). A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnology and Oceanography*, 22(1), pp. 140-147.
- Likens, G. (2009). *Encyclopedia of inland waters*. (1st ed., p. 3 sv.). Amsterdam: Elsevier.
- Lowry, C., Walker, J., Hunt, R., & Anderson, M. (2007). Identifying spatial variability of groundwater discharge in a wetland stream using a distributed temperature sensor. *Water Resources Research*, 43(10), pp. n/a-n/a.
- METEOSERVIS v.o.s.. (n. d.). Srážkoměr MR3H-F. Retrieved from: http://www.meteoservis.cz/fotky/fotos/_c_133MR3H-F_C__2008_ces1.pdf
- Moore, J., Boleve, A., Sanders, J., Glaser, S., Clague, J., Evans, S., Tchoumkam, L., Chouteau, M., Giroux, B., Rivard, P., Saleh, K., & Côté, A. (2011). Self-potential investigation of moraine dam seepage. *Journal of Applied Geophysics*, 74(4), pp. 943-948.
- Penman, H., & HILLEL, D. (1948). Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 193(1032), pp. 183-200.
- Pomeroy, J., Gray, D., Brown, T., Hedstrom, N., Quinton, W., Granger, R., & Carey, S. (2007). The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological Processes*, 21(19), pp. 2650-2667.
- Povodně a změny v krajině*. (2007). (p. 396). Praha: Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie.
- PRIESTLEY, C., TAYLOR, R., & Large, W. (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2), pp. 269-272.
- Sebestyen, S., Schneider, R., & Hunsaker, C. (2001). Dynamic temporal patterns of nearshore seepage flux in a headwater Adirondack lake. *Journal of Hydrology*, 247(3-4), pp. 137-150.
- Shuttleworth, W., & Wallace, J. (1985). Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111(469), pp. 839-855.
- Šilar, J. (1996). *Hydrologie v životním prostředí*. (p. 136). Ostrava: Vysoká škola báňská - Technická univerzita Ostrava.
- Šrámek, O., & Kuchovský, T. (2003). *Základy hydrogeologie*. (1. vyd., p. 177). Brno: Masarykova univerzita.
- Thies, H., Nickus, U., Arnold, C., & Psenner, R. (2002). A hydrological tracer experiment with LiCl in a high mountain lake. *Hydrological Processes*, 16(12), pp. 2329-2337.
- Troin, M., Vallet-Coulomb, C., Piovano, E., & Sylvestre, F. (2012). Rainfall-runoff modeling of recent hydroclimatic change in a subtropical lake catchment: Laguna Mar Chiquita, Argentina. *Journal of Hydrology*, vol. 475, pp. 379-391.

Turek, J. (2002). *Hydrologický režim vysokohorských jezer na území Vysokých Tater* (Diplomová práce, Univerzita Karlova v Praze, Praha).

Yan, H., & Shugart, H. (2010). An air relative-humidity-based evapotranspiration model from eddy covariance data. *Journal of Geophysical Research*, 115(D16), pp. -.

Zhou, J., Pomeroy, J., Zhang, W., Cheng, G., Wang, G., & Chen, C. (2014). Simulating cold regions hydrological processes using a modular model in the west of China. *Journal of Hydrology*, vol. 509, pp. 13-24.

Zhou, S., Kang, S., Chen, F., & Joswiak, D. (2013). Water balance observations reveal significant subsurface water seepage from Lake Nam Co, south-central Tibetan Plateau. *Journal of Hydrology*, vol. 491, pp. 89-99.