

ČESKÉ VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V PRAZE

**Fakulta stavební
Katedra hydrauliky a hydrologie**

Vodní bilance subalpínského povodí: Missiaga (Dolomity, Itálie)

Water balance of the subalpine watershed: Missiaga (Dolomites, Italy)

Diplomová práce

Studijní program: Stavební inženýrství

Studijní obor: Vodní hospodářství a vodní stavby

Vedoucí práce: Doc. Ing. Josef Křeček, CSc.

Bc. Eva Pažourková

Trnava 2017



ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

I. OSOBNÍ A STUDIJNÍ ÚDAJE

Příjmení: Pažourková Jméno: Eva Osobní číslo: 394925
Zadávající katedra: Katedra hydrauliky a hydrologie
Studijní program: (N3607) Stavební inženýrství
Studijní obor: (3607T027) Vodní hospodářství a vodní stavby

II. ÚDAJE K DIPLOMOVÉ PRÁCI

Název diplomové práce: Vodní bilance subalpinského povodí: Missiaga (Dolomity, Itálie)

Název diplomové práce anglicky: Water balance of the subalpine watershed: Missiaga (Dolomites, Italy)

Pokyny pro vypracování:

Tato studie by měla zahrnovat:

- Rozbor problematiky stanovení bilančních složek oběhu vody v podmínkách vysokohorského povodí subalpinského vegetačního stupně.
- Kritickou rešerší základní dostupné literatury.
- Analýzu pozorovaných dat v povodí Missiaga (Dolomity, Itálie)
- Možnosti interpolace a extrapolace dostupných dat.
- Nástin aplikace vhodných hydrologických modelů k upřesnění bilančních složek.

Seznam doporučené literatury:

FAO. 2006. The new generation of watershed management programmes and projects. FAO Forestry Paper 150, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 128 pp.

IPCC (2013). Climate change 2013: The physical science basis. The fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. WMO, Geneva.

Messerli, B., Viviroli, D., and R. Weingartner. 2004. Mountains of the world: Vulnerable water towers for the 21st century. AMBIO Special Report 13, 29-34.

Shaw, E.M. (2011): Hydrology in practice. 4th edition, Span Press, London, 560 pp.

Jméno vedoucího diplomové práce: Doc. Ing. Josef Křeček, CSc.

Datum zadání diplomové práce: 7.9.2017 Termín odevzdání diplomové práce: 7.1.2018

Údaj uveďte v souladu s datem v časovém plánu příslušného ak. roku

Podpis vedoucího práce

Podpis vedoucího katedry

III. PŘEVZETÍ ZADÁNÍ

Beru na vědomí, že jsem povinen vypracovat diplomovou práci samostatně, bez cizí pomoci, s výjimkou poskytnutých konzultací. Seznam použité literatury, jiných pramenů a jmen konzultantů je nutné uvést v diplomové práci a při citování postupovat v souladu s metodickou příručkou ČVUT „Jak psát vysokoškolské závěrečné práce“ a metodickým pokynem ČVUT „O dodržování etických principů při přípravě vysokoškolských závěrečných prací“.

7.9.2017

Datum převzetí zadání

Podpis studenta(ky)

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem předloženou práci vypracovala samostatně a uvedla jsem veškeré použité informační zdroje v souladu s Metodickým pokynem o etické přípravě vysokoškolských závěrečných prací.

V Praze 07. 01. 2018

.....
Eva Pažourková

Poděkování:

Děkuji Doc. Ing. Josefu Křečkovi, CSc. za odborné vedení této studie, Prof. Dipl. Ing. Karstenu Schulzovi, Dipl. Ing. Mathew Herrneggerovi a Dipl. Ing. Johannes Wesemannovi (IWHW BOKU, Vídeň, Rakousko) za pomoc při aplikaci hydrologického modelu COSERO a Dr. Lorenzovi Marchi (IPRI CNR, Padova, Itálie) za poskytnutí hydrologických dat a podrobné informace o povodí Missiaga (Dolomity, Itálie).

Také bych ráda poděkovala programu AKTION a agentuře OeAD za možnost absolvování studijní stáže, kde jsem se seznámila s programem COSERO a kde vznikla velká část této práce.

Obsah

Obsah	5
Abstrakt.....	7
Abstract.....	7
Klíčová slova	8
Keywords.....	8
Seznam použitých zkratk	8
1. Úvod.....	10
2. Vodní bilance	11
2.1. Činitelé ovlivňující vodní bilanci	11
2.1.1. Atmosférické srážky.....	11
2.1.2. Intercepce	16
2.1.3. Retence	17
2.1.4. Infiltrace.....	17
2.1.5. Evapotranspirace	18
2.1.6. Přítok - odtok	22
2.2. Rovnice vodní bilance	24
2.3. Nejistoty stanovení vodní bilance v horských povodích.....	25
3. Stanovení potenciální a aktuální evapotranspirace.....	27
3.1. Přímé stanovení evapotranspirace.....	27
3.1.1. Měření výparu z vodní hladiny	27
3.1.2. Měření transpirace	30
3.1.3. Měření výparu z půdy	30
3.1.4. Měření potenciálního výparu	32
3.2. Nepřímé stanovení evapotranspirace	32
3.2.1. Potenciální evapotranspirace	33
3.2.2. Aktuální evapotranspirace	34
4. Povodí Missiaga	36
5. Hydrologická a meteorologická data	40
5.1. Kvalita pozorovaných dat	41
5.2. Průtok.....	42
5.3. Teplota vzduchu	43
5.4. Atmosférické srážky	45
6. Modelování bilančních složek.....	48
6.1. Model COSERO	49
6.2. Model HBV.....	54
6.3. Testování shody: Nash - Sutcliffe koeficient	55
6.4. Model COSERO – jednoduchá (lumped) verze	55
6.4.1. Stanovení parametrů INTMAX a ETVEGCOR	56
6.5. Model COSERO – distribuovaná verze HRU	59
6.5.1. Interpolace teploty vzduchu – HRU.....	60
6.5.2. Interpolace srážkových úhrnů – HRU	60
6.5.3. Stanovení parametrů INTMAX a ETVEGCOR	62
6.6. Optimalizace parametrů modelu - COSERO.....	62
6.7. Model HBV.....	63
6.8. Evapotranspirace.....	64
7. Výsledky a diskuze	66
7.1. Data	66
7.2. Model COSERO	67
7.2.1. Jednoduchý (lumped) model	68

7.2.2. Distribuovaný HRU model	80
7.3. Model HBV.....	92
7.4. Výsledky a diskuze	94
8. Závěr	96
9. Seznam obrázků.....	98
10. Seznam grafů	98
11. Seznam tabulek.....	99
12. Seznam literatury.....	101

Abstrakt

Horská povodí jsou významná pro tvorbu a ochranu vodních zdrojů. Stanovení vodní bilance v těchto povodích je problematické vzhledem k jejich značné prostorové a výškové nehomogenitě a variabilitě hydrologických a meteorologických dat. Cílem této práce je odhad vodní bilance v subalpínském povodí Missiaga (Dolomity, Itálie) na základě pozorování srážko-odtokového vztahu v období 1983-1999. Simulace bilančních prvků byla provedena hydrologickými modely COSERO a HBV. Při aplikaci modelu HBV bylo povodí rozděleno do osmi zón podle nadmořské výšky. Model COSERO byl použit ve dvou verzích: jednoduché (lumped) a distribuované HRU (povodí rozděleno na 47 jednotek hydrologické odezvy podle geologie, vegetace a nadmořské výšky). Úspěšnost simulace byla hodnocena kritériem Nash - Sutcliffe, dosahujícím hodnot 0,532 (při jednoduché verzi COSERO modelu), 0,500 (distribuovaná verze HRU) a 0,419 (HBV model). Z těchto simulací byla odvozena roční vodní bilance povodí: srážkový úhrn 1400 – 1500 mm, odtok 820 – 880 mm a evapotranspirace 520 – 580 mm. Vzhledem k výraznému převýšení a nedostatku prostorových meteorologických dat v povodí Missiaga poskytuje relativně úspěšnější simulaci jednoduchá verze modelu COSERO. Je evidentní, že pro vysokohorská povodí je nutná revize minimálního prostorového zastoupení meteorologických pozorování pro úspěšnou aplikaci distribuovaných hydrologických modelů.

Abstract

Mountain catchments represent important recharge area of water resources. However, water budget estimates there are difficult with their inhomogeneity in space and elevation and height variability of hydrological and meteorological data. The aim of this study is to estimate water budget in the subalpine catchment Missiaga (Dolomites, Italy) based on the observation of precipitation and runoff in 1983-1999. The water balance components were simulated by hydrological models COSERO and HBV. By HBV, eight elevation zones were respected in the Missiaga catchment. Two versions of COSERO were applied: the lumped model and the distributed HRU model where 47 hydrological units respected different geology, vegetation and elevation. The simulation effectivity was tested by the Nash – Sutcliffe coefficient reaching values 0.532 (lumped COSERO model), 0,500 (distributed HRU version

of COSERO) and 0,419 (HBV model). According to those simulations, the annual water balance was found: precipitation of 1400 – 1500 mm, runoff 820 – 880 mm and evapotranspiration 520 – 580 mm. Because of the relative high inhomogeneity in elevation and lack in meteorological data in the Missiaga catchment, the easy lumped version of COSERO provided us with better information than the distributed model. It is evident that, in the Alpine catchments, the application of distributed models requires more complex network of meteorological observations.

Klíčová slova

Alpínské povodí, vodní bilance, srážko-odtokový vztah, aktuální a potenciální evapotranspirace, jednoduchý a distribuovaný hydrologický model, nejistoty stanovení hydrologických a meteorologických dat v horském povodí

Keywords

Alpine catchment, water balance, precipitation-runoff relationship, actual and potential evapotranspiration, lumped and distributed hydrological model, uncertainties of estimating the hydrological and meteorological data in a mountain catchment area

Seznam použitých zkratek

BOKU	Universität für Bodenkultur Wien (Univerzita přírodních zdrojů a humanitních věd)
CNR-IRPI	Consiglio Nazionale delle Ricerche – Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica (Výzkumný ústav pro hydrogeologickou ochranu – Národní rada pro výzkum)
ETA	aktuální evapotranspirace
ETP	potenciální evapotranspirace
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nations

GAP	genetický algoritmus
GIS	geografický informační systém
HRU	hydrological response units (jednotky hydrologické odezvy)
IWHW	Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau (Ústav vodního hospodářství, hydrologie a hydraulického inženýrství)
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectrometer (Měřicí spektrometr středního rozlišení)
NASA/EOS	National Aeronautics and Space Administration / Earth Observing System (Národní úřad pro letectví a kosmonautiku / Systém pozorování)
NSE	Nash - Sutcliffe koeficient efektivity simulace

1. Úvod

Horská povodí jsou významná pro tvorbu a ochranu vodních zdrojů (Messerli *et al.*, 2004). Stanovení vodní bilance v těchto povodích je ale problematické vzhledem k jejich značné prostorové a výškové nehomogenitě a variabilitě hydrologických a meteorologických dat. (Shaw, 1994), Zpřesnění odhadů vodní bilance horských povodí je dnes požadováno s ohledem na diskutované změny klimatu a jejich dlouhodobé prognózy (Gasparetto *et al.*, 2012).

Cílem této studie je stanovení prvků vodní bilance v subalpínském povodí Missiaga (Dolomity, Itálie) na základě pozorování srážko-odtokového vztahu v období 1983-1999 a aplikace dostupných hydrologických modelů, jednoduché (lumped) a prostorově diferencované (distributed) verze.

Výchozími vstupními daty stanovení vodní bilance v povodí Missiaga jsou měřené řady úhrnů atmosférických srážek, teploty vzduchu a odtoku z povodí. V horských povodích jsou zjevné nejistoty stanovení vodní bilance zvyšovány značnou nehomogenitou prostorového rozložení půdně-geologických a vegetačních charakteristik a dále relativně nízkou hustotou meteorologické observační sítě. To souvisí jednak s mnohdy špatnou dostupností vysokohorských povodí zejména v zimním období (v případě poruchy měřícího zařízení), také s prostorovou a výškovou různorodostí a obtížnými podmínkami observace (přístrojové techniky i lidského faktoru) Pozorované řady dat často obsahují mezery, kdy data zcela chybí nebo jsou zatížena evidentními chybami.

Zájmové povodí Missiaga (rozloha 4,7 km²) vykazuje výškové převýšení více než 1400 m. Proto se dá předpokládat zvýšená variabilita měřených veličin v závislosti s růstem nadmořské výšky.

V současnosti existuje celá řada hydrologických modelů, používaných k odhadům a zpřesnění vodní bilance povodí. Kritériem výběru vhodného modelu je existence dostupných meteorologických a hydrologických dat, velikost povodí, zájmový region atd.

2. Vodní bilance

Celkové množství vody na Zemi je stále stejné, dochází ovšem k jejímu neustálému pohybu. Tento pohyb nazýváme hydrologický cyklus nebo koloběh vody. Pokud pro daný časový interval a ohraničenou oblast zaznamenáme velikost dílčích složek hydrologického cyklu, můžeme sestavit vodní bilanci (Shaw, 1994).

Dle zákona o vodách (č. 254/2001 Sb., paragraf 22) se vodní bilance skládá z bilance hydrologické a vodohospodářské (Tureček, 2002). Vodohospodářská bilance se zabývá požadavky na odběry a využívání povrchové a podzemní vody a vypouštěním odpadních vod, tato část vodní bilance pro účely práce nebudeme nadále uvažována.

Hydrologická (vodní) bilance porovnává pro zvolený časový úsek vstupy a výstupy vody a změny vodních zásob v povodí, nebo pro jinak ohraničené území. Přírůstky vody jsou hlavně atmosférické srážky a případně přítok z jiného povodí. Mezi úbytky vody z území patří odtok, evapotranspirace a infiltrace (Pavelková Chmelová et al., -).

2.1. Činitelé ovlivňující vodní bilanci

2.1.1. Atmosférické srážky

Atmosférické srážky (nazývány též hydrometeory) jsou vodní částice v atmosféře nebo na zemském povrchu. Vznikají kondenzací vodní páry v ovzduší. Základní rozdělení srážek je na vertikální a horizontální, či dále na kapalné a tuhé. Mezi vertikální srážky patří déšť, mrholení, mrznoucí déšť, sníh, kroupy. Horizontální srážky jsou mlha, rosa, jinovatka a námraza (Kemel, 1996, Shaw, 1994).

Atmosférické srážky jsou faktorem srážko-odtokového vztahu (WMO, 1975). Ve vodní bilanci mají tedy klíčovou roli jako kladný činitel.

Déšť

Společně se sněhovými srážkami má déšť největší podíl (z výše jmenovaných) jako pozitivní člen vodní bilance. Srážky jsou měřeny v srážkoměrných stanicích a měření je možno provádět manuálně nebo pomocí automatických srážkoměrů (WMO, 1975, Kemel, 1996, Shaw, 1994, Řezáčová et al., 2007).

Pro manuální měření se používá ombrometr nebo pluviometr. Je to zařízení skládající se z několika nádob, většinou ze srážkoměrné nádoby, nálevky, konvice a skleněného odměrného válce. Srážkoměrná nádoba a nálevka jsou opatřeny vstupním prstencem s ostrou ohraničující hranou a přesně definovanou vnitřní plochou. Jedním z velmi rozšířeným typů u nás byl a je ombrometr METRA s plochou příčného průřezu 500 cm², ovšem tato plocha se liší jak v rámci různých typů přístrojů, tak v rámci států (Ptáček, 2012).

Měření se provádí většinou jednou denně, u nás vždy v 7 hodin ráno, ale tento čas je odlišný pro různé státy.

Pro nepřístupná místa se používá totalizátor, je to válcová nádoba nahoře a dole kónicky zúžená. Totalizátor by měl zachytit atmosférické srážky všeho druhu a uchovat je na požadovanou dobu. Srážkový úhrn je zaznamenávám až po delším časovém úseku, měření může být prováděno i pouze jednou za rok. Proto by měly být eliminovány možné ztráty ze zachycených srážek. V zimním období se přidává chlorid vápenatý, aby zachycené srážky zůstaly v kapalném stavu. Naopak v letním období se přidává vazelínový olej pro eliminaci výparu. Velikost nádoby se odvíjí od množství předpokládaných srážek a četnosti zamýšlených intervalů měření (Kemel, 1996).

Dalším, již automatickým typem, je ombrograf, který nám dává časový průběh úhrnu dešťových srážek. Zařízení funguje na principu plováku, který přenáší pohyb na ručičku s perem. Záznam je prováděn na papírový pás napnutý na válec, tento válec je otáčen pomocí hodinové stroje, k otočení o 360° dojde za 24 hodin. Záznam zachycuje součtovou čáru deště a podle strmosti je možné určit i intenzitu deště.

Měření impulsním (neboli člunkovým) srážkoměrem je také automatické. Místo sběrného válce je v srážkoměru umístěn člunek, který se po naplnění překlopí, současně s překlopením je vyslán elektrický signál, který se zaznamenává.

Váhový srážkoměr pracuje na principu kontinuálního záznamu hmotnosti nádoby, tímto postupem lze eliminovat mnohé chyby měření (ztráta omočením či výpar) a je označován za velmi spolehlivý, ale pro přesné výsledky je nutné předejít jiným chybám (například spadení nečistot do měřící nádoby).

Měření disdrometrem funguje pomocí laserového paprsku, který je po dráze tlumen kapkami, sněhovými vločkami či jinou podobou vertikálních atmosférických srážek. Prozatím je spíše

používán pro zjišťování velikosti a tvaru dešťových částic. Z jejich množství a velikosti se však dá spočítat i srážkový úhrn (Ptáček, 2012).

Výše uvedené možnosti měření jsou všechny bodové, pro plošné měření srážkového úhrnu a intenzity deště je možné použít meteorologické radary nebo satelity. Zjednodušeně se radar skládá z vysílače, antény a přijímače. Vysílač meteorologického radaru generuje pulsy elektromagnetických vln s vlnovou délkou řádu jednotek centimetrů. Při naražení tohoto pulsu do oblačné částice (či jiné překážky) je malá část energie pohlcena a následně rozptýlena do všech směrů, část i zpět k anténě meteorologického radaru. Při dostatečné velikosti této rozptýlené složky energie je detekována radarovým přijímačem. Odražená energie je tedy funkcí velikosti a množství atmosférických částic (kapek, vloček,...). Pomocí radaru je možné určit srážkovou oblačnost na velkém územím a zároveň určit intenzitu srážek s prostorovým rozlišením až 1 km x 1 km, pro území ležící v dosahu radaru (Řezáčová et al., 2007).

Sníh

Sníh je dalším typem atmosférických srážek, jedná se o specifickou formu ledu. Je tvořen ledovými krystalky seskupenými do sněhových vloček, jejich tvar je dán kombinací teploty, tlaku a koncentrace molekul vody. Na rozdíl od kapalných srážek sníh neodtéká z povodí hned po dopadu, ale vytvoří na zemském povrchu vrstvu sněhové pokrývky. Při měření nám nestačí znát pouze výšku sněhové pokrývky, ale také vodní hodnotu (ekvivalent) sněhu neboli kolik vody je obsaženo ve sněhu. Čerstvě napadený sníh může být tvořen jenom 3% ledových krystalků a zbytek objemu připadá na vzduch vyplňující mezery mezi krystalky, to odpovídá hustotě asi 30 kg/m³. Kdežto sníh vystavený silným deštěm má hustotu i 1000 kg/m³ (Kemel, 1996).

K měření sněhových srážek lze použít přístroje popsané výše, pokud jsou upraveny i pro zimní režim. To většinou znamená, že mají přidáno vyhřívací zařízení, které přemění pevné srážky na kapalné. Při takovéto úpravě je nutné se snažit zabránit případnému výparu způsobenému ohřevem.

Nejjednodušším způsobem jak měřit výšku sněhové pokrývky je sněhoměrná lať, která může být stabilní (umísťuje se na vhodném větrem nerušeném místě) nebo přenosná. Modernější

a automatizovaný způsob měření výšky sněhové vrstvy je ultrazvukovým čidlem, které je umístěno v dostatečné výšce nad terénem a snímá povrch pod sebou.

Vodní hodnotu sněhu můžeme získat pomocí srážkoměrné nádoby, kdy budeme vědět výšku sněhové vrstvy a množství vody, které z této vrstvy roztálo. Dalším způsobem je váhový sněhoměr, který využívá princip nerovnoměrných vah. Váhovým sněhoměrem je možné změřit vrstvu sněhové pokrývky, která dosahuje až dvou metrů, díky sadě nastavitelných válců, které se můžou do sebe našroubovat. Tento válec se připevňuje na kratší rameno nerovnoměrných vah, na delší se připevňuje závaží. Vodní hodnota sněhu se poté vypočítá jako poměr hmotnosti sněhového vzorku k objemu vzorku v přirozeném stavu, pro možnost zjištění výšky sněhové pokrývky je na vnější straně válce vyznačena stupnice. Oba tyto způsoby jsou manuální, pro automatické měření vodní hodnoty sněhu se používají tzv. sněhoměrné polštáře. Polštář je naplněn nemrznoucí směsí a vevnitř je umístěn tlakový snímač (Kemela, 1996).

Výstupy z výše uvedených měření jsou bodové, pro určení množství vody, která je uložena ve sněhové pokrývce potřebujeme znát plošné charakteristiky jak výšky sněhové pokrývky, tak vodní hodnotu sněhu napříč územím. Vodní hodnota sněhu oproti výšce sněhové pokrývky není prostorově tolik variabilní, proto se nemusí zjišťovat tak často a na tolika profilech. Dle Kemela (1996) je doporučeno na jedno měření hustoty sněhu udělat v okolí pět až deset měření výšky sněhové vrstvy. Prostorovou variabilitu výšky sněhové pokrývky určuje například větrný transport (návětrné a závětrné strany), samotné rozložení sněhových srážek, terénní reliéf a vliv vegetace.

Z vhodně zvolených bodových měření vznikají sněhoměrné linie. V malých povodích se volí měrné profily po celé ploše, ve velkých povodích se většinou využívá měření po vrstevnicích. Z těchto dat je pak možné vytvořit sněhoměrné snímky.

Další možností je metoda dálkového průzkumu Země, kdy díky použití různé části elektromagnetického spektra, můžeme získat informaci o objemu sněhové pokrývky (gama záření a mikrovlnná část spektra), rozsahu sněhové pokrývky (viditelná část spektra a mikrovlnná část spektra), velikosti sněhových zrn (infračervená část spektra) a o výšce sněhové pokrývky a přítomnosti vody ve sněhu (mikrovlnná část spektra), ale samozřejmě i tato metoda má svá omezení a nedostatky (WMO, - , Kučera, 2017, WMO, 1975).

Mlha

Mlha je jedním ze zástupců horizontálních srážek, které byly a stále jsou (i když už na toto téma vznikla řada studií) opomíjenou složkou vodní bilance. Můžeme ji definovat jako suspenzi velmi malých až mikroskopických vodních kapiček (výjimečně i ledových) ve vzduchu, snižující viditelnost na povrchu Země. Abychom mohli hovořit o mlze, tak se uvádí, že by se měla snížit horizontální viditelnost na povrchu Země na méně než jeden kilometr. Vznik mlhy je obdobný jako u mraků, ale odehrává se v přízemní vrstvě. Zjednodušeně tento proces můžeme popsat tak, že se vzduch ochlazuje až do stavu nasycení a v tomto momentě začne vznikat vodní aerosol, při přítomnosti dostatečného počtu kondenzačních jader vzniká mlha (WMO, 1975).

K měření úhrnů mlhy se používá mlhoměr, princip měření můžeme rozdělit do dvou skupin na aktivní a pasivní odběrové zařízení. Aktivní mlhoměr je uveden do provozu, když viditelnost poklesne natolik, že se dá klasifikovat jako mlha. Aktivuje se nasávání vzduchu ventilátorem a vzduch je nasáván do aerodynamického tunelu, kde jsou teflonové filtry. Na nich se usadí vodní kapičky, které poté stékají do odběrné nádoby. Pasivní mlhoměr nemá žádné zařízení na nasávání vzduchu, případný pohyb vzduchu zajišťuje pouze vítr, je tedy v neustálém provozu (Šimková, 2010).

Významnost úhrnů z mlhy se uvádí zhruba od nadmořské výšky 800 m, tato hranice se ale liší podle místních podmínek. S vyšší nadmořskou výškou se i zvětšuje potenciál výskytu horizontálních srážek. Celkové množství úhrnů mlhy, které se zúčastní vodní bilance, závisí na porostní intercepční kapacitě a na stupni jejího nasycení při vzniku mlhy. Dle analýzy Krečmera et al. (1979) se k půdě okapem dostane zhruba třetina z celkových kapalných horizontálních srážek z mlhy a v rámci 6 měsíců teplého půlroku představují srážky z mlhy 10 % srážek volné plochy. Dle provedených výzkumů Tesaře et al. (2005) se úhrny z mlhy rovnají od 10 % do 20 % celkového ročního úhrnu vertikálních srážek pro české hory (Šumava, Jizerské hory a Krkonoše). Z uvedených výsledku vyplývá, že by srážky z mlhy mohly hlavně v horských oblastech pozitivně přispět k vodní bilanci, je ale i nutné uvažovat jejich sezónní rozložení v rámci roku (Palán, 2014, Křeček et al., 2017).

2.1.2. Intercepce

Intercepce můžeme definovat jako množství srážek, které se zachytí na povrchu vegetace nebo jiných předmětech a následně se vypaří zpět do atmosféry. Neúčastní se tedy povrchového odtoku ani infiltrace, protože nikdy nedosáhnou povrchu půdy. Maximální množství zadržené vody, která bude odpařena, aniž by začala stékat z povrchu, se nazývá intercepční kapacita (potenciální intercepce). Veličiny ovlivňující intercepce jsou zejména délka, intenzita a druh srážky. Při prudších a delších srážkách se snižuje schopnost vegetace zadržet na svém povrchu srážky. Dále na povětrnostních podmínkách, čím prudší vítr, tím se snižuje intercepční schopnost. Intercepce také ovlivňuje druh atmosférických srážek (tedy i roční období), jiné chování mají vertikální srážky kapalné, tuhé a horizontální srážky. Dalším faktorem jsou podmínky ovlivňující aktuální evaporaci (viz dále). A jedním z hlavních činitelů ovlivňujících intercepce je charakter a velikost vegetace (případně předmětů). Větší intercepce vykazují jehličnaté stromy v porovnání s listnatými, což je způsobeno tím, že na stejnou půdorysnou plochu mají větší zachytnou plochu, známo pod pojmem index listové plochy. Zároveň jehličnaté stromy (až na výjimky) oproti listnatým neopadávají, tím pádem je v zimním období intercepce listnatých stromů ještě snížena. Nejenom druh vegetace ovlivňuje intercepce, ale také její stáří, struktura, zdravotní stav a hustota (Macounová, 2014, Křížková, 2013, Krečmer et al., 1982).

Při výpočtu vodní bilance je intercepce brána jako záporný člen, mluvíme tedy o intercepční ztrátě. Většinou se uvažuje jako součást evapotranspirace, neboli intercepční výpar a explicitně se neurčuje. Pokud bychom ji chtěli přesně vyčíslit, musíme si srážku lesním porostem rozdělit na několik členů. Nejprve se srážka zachytí na vegetaci a v průběhu srážky nebo po jejím skončení se vypaří (intercepce), dále část vody steče po větvích a kmeni na zemský povrch (stok po kmeni) a poslední člen je část, která propadla bez kontaktu s vegetací nebo po kontaktu s vegetací (podkorunová srážka). Pokud budeme mít změřený úhrn srážky na volné ploše (v blízkosti lesního porostu), podkorunovou srážku a stok po kmeni, jednoduše určíme velikost intercepce (Černý et al., 2014, Punčochář et al., 2012).

2.1.3. Retence

Retencí se rozumí část srážek, které se zadrželi v terénních depresích (kalužiny, vyjeté koleje, příkopy a další), v bezodtokových jezerech a rybnících. Dochází k zadržení či zdržení vody na povodí. Z těchto míst se voda může dále infiltrovat nebo vypařit. Retence je velmi těžko měřitelná, proto pokud ji uvažujeme ve výpočtu, tak je většinou uváděna jako určité procento z počáteční srážky (Pavelková Chmelová et al., -).

2.1.4. Infiltrace

Infiltrace (neboli vsak) je proces, při kterém se voda spadlá napovrch dostává do půdy, při tomto pohybu překonává topografický terén. Povrchová voda se nejprve vsákne do pásma provzdušnění, zde se nachází kořenový systém rostlin. Část infiltrované vody si odeberou rostliny pro jejich fyziologické procesy a zbytek této vody se dále infiltruje přes pásmo kapilární vody až do pásma nasycení, kde doplní zásoby podzemní vody (Pavelková Chmelová et al., -).

Průběh infiltrace je závislý na mnoha faktorech. Děje ovlivňující tento proces jsou průběh, intenzita a doba srážkové události, dále vlastnosti půdy. Mezi vlastnosti půdy můžeme zařadit strukturu, texturu, vlhkost a teplotu půdy, vlastnosti půdního povrchu, který je ovlivňován způsobem hospodaření a také vegetací. Infiltraci také ovlivňuje tvar reliéfu (sklon a délka svahu).

Infiltrace má významnou roli ve vodním režimu půdy a je jedním z hlavních způsobů doplňování podzemní vody. Vzhledem k nízkým rychlostem pohybu vody v půdním profilu oproti povrchovému odtoku infiltrace zpomaluje odtok a zdržuje vodu v krajině. Množství infiltrované vody v průběhu srážky závisí na výše popsaných faktorech, tento děj charakterizují zejména intenzita (rychlost) infiltrace a velikost infiltrace (nazývána také jako kumulativní infiltrace). V případě, že je intenzita srážky vyšší než intenzita infiltrace, začne se vytvářet povrchový odtok. Velikost infiltrace popisuje množství vody, které zasáкло do půdního profilu v průběhu srážkové události, či v průběhu měření. V průběhu srážky se bude rychlost infiltrace snižovat, až se dostane na ustálenou hodnotu, přičemž kumulativní infiltrace bude od tohoto okamžiku narůstat lineárně (Pivoňka, 2013).

Infiltrační rychlost se zjišťuje většinou v terénu infiltračním pokusem. Jednou z možností je dvouválcový infiltrometr, jedná se o výtopovou metodu. Zjednodušeně řečeno máme

2 soustředné válce, které zatlučeme do půdy nejméně 10 cm. Povrch půdy, kde bude pokus probíhat, bychom měli upravit, například sestříhnout trávník. Do vnitřního válce umístíme perforovanou kruhovou desku se dvěma hroty, které slouží k odečítání poklesu hladiny. Deska slouží jako ochrana půdního povrchu proti rozplavování při nalévání vody. Měření probíhá ve vnitřním válci, vnější válec slouží k tomu, aby proudnice z vnitřního válce byly svislé a nerozbíhaly se do stran. Do vnitřního válce se dolévá známé množství vody, které nesmí klesnout pod nižší hrot. Čas, kdy se voda dolévá, a množství jsou zaznamenávány. Úroveň hladiny ve vnějším válci se udržuje na stejné úrovni jako ve vnitřním válci. Měření se ukončuje, až se intenzita infiltrace ustálí. Tento princip měření je možné i zautomatizovat pro přesnější měření, pomocí plovákového měřidla. Mezi další možnosti měření infiltrace je Mini Disk Infiltrimeter, tlakový infiltrometr nebo například dešťovým simulátorem (Baťková et al., 2013).

2.1.5. Evapotranspirace

Další významnou výdajovou složkou vodní bilance je evapotranspirace, ta se skládá ze dvou typově odlišných dějů. Tím prvním je evaporace (fyzikální výpar), která je určována kombinací fyzikálních procesů změny skupenství vody a tím druhým je transpirace (fyziologický výpar – výdej vody povrchem rostlin při procesu fotosyntézy a dýchání), která je podmíněna biologickou kontrolou fyzikálních procesů vegetací (Punčochář et al., 2011). Evapotranspirace (neboli výpar) je definován jako množství vody (případně výška vrstvy), které se vypaří z definované plochy za časový interval, většinou se udává v mm.

Můžeme se setkat s pojmy potenciální, aktuální a referenční evapotranspirace a je nutné tyto pojmy správně rozlišovat. Potenciální evapotranspirace se určuje pro daný stav atmosféry a nastává za předpokladu ideálních podmínek, tedy nelimitujícího přísunu vody k aktivnímu povrchu. Aktuální evapotranspirace je výpar odehrávající se za skutečných klimatologických podmínek, udává množství vody, které se skutečně vypaří (Kofroňová, 2014, Křížková, 2013).

Dále je definován termín referenční evapotranspirace, což je pojem, s kterým přišla světová organizace FAO (Food and Agriculture Organization of the United Nations). Určuje intenzitu evapotranspirace z hypotetického referenčního travního porostu o výšce 0,12 m, s fixním povrchovým odporem 70 s/m a albedem povrchu 0,23. Takováto referenční plocha je plně

pokryta rozsáhlým porostem v dobré kondici o stejné výšce a s dostatečnou vlhkostí. Hodnoty referenční evapotranspirace nejsou závislé na vlastnostech půdy, druhu vegetace a ani její vývojové fáze, jsou závislé pouze na meteorologických faktorech. Takto stanovená evapotranspirace je využívána pro porovnání různých oblastí (Allen et al., 1998).

Evaporace

Evaporace je děj, kdy se kapalina přemění na plyn, tehdy mluvíme o výparu, případně pokud dojde k přeměně z pevného skupenství na plyn, tento proces je nazýván sublimace. K těmto fázovým přechodům je potřeba dodat látce teplo či energii. Se zvyšující se teplotou vody se zvyšuje rychlost molekul, při získání dostatečné kinetické energie překonají molekuly povrchové napětí kapaliny a dostanou se do atmosféry. Monteith et al. (1965) evaporaci přirovnává k obchodní transakci, kdy mokřý povrch prodává prostředí vodní páru výměnou za teplo. Pro každý gram vody odpařený při teplotě 20°C vyžaduje povrch 585 kalorií tepla.

Stanovení evaporace je složité především z důvodů, že se odehrává na různých typech povrchů, které mají rozdílné vlastnosti. Je to výpar z volné vodní hladiny, výpar ze sněhu a ledu, výpar z půdy, výpar z intercepce a případně výpar z urbanizovaného území.

Faktorů, které ovlivňují evaporaci, je celá řada. Jako první si můžeme jmenovat dopadající sluneční záření (radiaci), ať už krátkovlnné nebo dlouhovlnné, což je hlavní zdroj tepla a ovlivňuje množství vypařené vody z povrchu podle zeměpisné šířky a ročního období. Velikost dopadající sluneční radiace je dána především výškou Slunce nad horizontem, délkou dne, zeměpisnou šířkou a stavem atmosféry (Šereš, 2011, Kofroňová, 2014).

Dalším faktorem je teplota ať již vzduchu tak i povrchu, z kterého probíhá výpar. Čím je vyšší teplota vzduchu, tím více vodní páry může být obsaženo ve vzduchu. S rostoucí teplotou povrchu dochází snadněji k evaporaci. Obecně lze říci, že hodnoty evaporace jsou vysoké v tropech a naopak nízké v polárních oblastech, pokud nebudeme brát v úvahu i další faktory (Shaw, 1994). Ve střední zeměpisné šířce se velikost evaporace mění podle ročního období, v létě je nejvyšší a v zimě nejnižší.

Sytostní doplněk a vlhkost vzduchu také ovlivňují evaporaci. Sytostní doplněk se určuje jako rozdíl mezi napětím nasycených vodních par a aktuálním napětím vodních par v ovzduší nad vypařujícím povrchem. Maximální množství vodní páry, které může být obsaženo ve vzduchu, závisí na teplotě, jak již bylo napsáno výše. Pokud je aktuální napětí vodních par

nižší než napětí nasycených vodních par, může docházet k evaporaci až do stavu, kdy se aktuální napětí a napětí nasycených vodních par rovná, v ten okamžik se proces evaporace zastaví. Z tohoto důvodu je množství evaporace vyšší ve vnitrozemí, kde je sušší vzduch, než v příbřežních oblastech.

Pokud není vzduch nad vypařujícím povrchem v pohybu, dojde k jeho nasycení vodní párou a to přeruší další evaporaci, jak je popsáno výše. Pohyb vzduchu zapřičiňuje další činitel a to vítr, respektive jeho rychlost. Způsobuje, že se vzdušné hmoty dostanou do pohybu a nasycený vzduch je odfouknut pryč a nad vypařující povrch se dostane sušší vzduch, který je schopný absorbovat další vodní páru. Z toho vyplývá, že větší výpar bude v nechráněném území, kde dochází k intenzivnímu pohybu vzduchu než v chráněných oblastech, kde může vzduch stagnovat. Zde dochází k rozporu s působením teploty na výpar, protože na větrném území je většinou chladněji a v chráněných oblastech zase tepleji. Teplota a vítr mohou tedy působit protikladně, vždy záleží na konkrétních podmínkách oblasti, ale Shaw (1994) uvádí, že pro velká povodí je převažující působení vzdušných hmot.

Na evaporaci má vliv i stav počasí, při tlakové výši, která je charakterizována vysokým tlakem vzduchu, při určitém pohybu vzduchu jsou na hraně anticyklóny splněny ideální podmínky pro výpar. Naopak tlaková níže obvykle souvisí s vlhkým počasím, tudíž jsou podmínky pro výpar nepříznivé (Shaw, 1994).

Evaporaci také ovlivňují vlastnosti vypařujícího povrchu. Například albedo povrchu (míra odrazivosti tělesa) vypovídá, kolik sluneční radiace bude povrchem přijato a kolik odraženo. Povaha povrchu tělesa může měnit strukturu proudění vzduchu. Drsný nepravidelný povrch sice třením snižuje rychlost větru, ale způsobuje turbulence nad povrchem tělesa, takže dochází k horizontálnímu posunu vzduchu. A například nad otevřenou vodní plochu silný vítr ještě způsobuje vlny, čímž se zvětší povrch pro výpar a s větším povrchem se urychluje i proces výparu. V případě výparu vody z půdy jsou důležité i vlastnosti půdy (struktura, barva, tvaru povrchu) na vlhkosti půdy a také na množství vzlínající vody z hladiny podzemní vody (Kemel, 1996).

Ovšem nejvíc limitujícím prvkem evaporace (tedy té aktuální) je dostupnost kapaliny pro výpar a také její vlastnosti jako jsou přitažlivé síly molekul nebo její chemické složení.

Transpirace

Transpirace je proces vypařování vody vegetací, který se uskutečňuje při procesu dýchání rostliny a fotosyntézy. Někdy se transpirace nazývá fyziologickým nebo biologickým výparem (Pavelková Chmelová et al., -). Jedná se o nepřímý výdej vody z půdy (případně z vodní plochy u vodních rostlin), kdy kapalina překonává rozhraní půda – kořenový systém – stonek – list – atmosféra. Pohyb vody v tomto systému je způsobem rozdílem tlakových potenciálů. Při příjmu vody kořenovým systémem musí být jeho potenciál nižší, než je vodní potenciál půdy. Rostliny mohou vodu přijímat pasivně nebo aktivně (aktivní příjem se týká hlavně rostlin bez listů a spotřebovává se u něj energie). Při pasivním příjmu není spotřebována energie, při transpiraci rostlin průduchy odchází vodní pára z rostliny a vzniká tzv. transpirační proud, který je charakterizován sáním, takže rostlina přijímá další vodu (Studentske.cz, 2017).

Transpirace je ovlivněna meteorologickými faktory, které jsou již popsány výše u evaporace a mimo ně ji ještě ovlivňují teplota a vlhkost půdy, velikost půdních částic (přitažlivé síly částic) koncentrace živin v půdě. A dále také záleží na samostatných charakteristikách dané rostliny, její stáří, počet listů, kondice rostliny, počet, postavení a velikost průduchové štěrbin.

Na rozdíl od evaporace, která pasivně závisí na meteorologických podmínkách, je transpirace proces, který je aktivně řízen vegetací pomocí průduchů. Ty jsou otevírány nebo zavírány v závislosti na světle, vlhkosti vzduchu a půdy a koncentraci oxidu uhličitého. Intenzita transpirace (množství vydané vody jednotkou listové plochy za jednotku času) se mění v závislosti na okolním prostředí. Mění se v rámci dne i během vegetačního období, nejvyšších hodnot většinou dosahuje kolem poledne, nejnižších zase v noci, kdy se téměř zastavuje proces fotosyntézy (Křížková, 2013, Kofroňová, 2014).

Pro rostliny je transpirace důležitá, protože voda je jednak médium, ve kterém se rozpouští živiny a pak slouží k jejich transportu po rostlině, zároveň transpirace pomáhá k snižování teplotních rozdílů během dne a noci.

Stanovení evapotranspirace bude popsáno v kapitole 3.

2.1.6. Přítok - odtok

Tento člen vodní bilance může nabývat jak kladných tak i záporných hodnot v rovnici vodní bilance. Záleží na tom, jestli voda na území přitéká nebo z něj odtéká. Přítok i odtok (dále jen odtok) je definován jako objem vody, který odtéká (přitéká) z povodí za určitý čas. Většinou se tedy průtok vyjadřuje v m^3/s nebo v l/s . Pro porovnání odtoku z různě velkých povodí se používá specifický odtok, který definuje průtok na jednotku plochy (Ruda, 2014).

Celkový odtok je tvořen několika typy dílčích odtoků: povrchový, podpovrchový a podzemní odtok. Povrchový odtok je voda stékající po povrchu spadlá ve formě srážek, která se nezúčastnila infiltrace ani výparu. Můžeme jej dělit na plošný povrchový odtok, který stéká nesoustředěně v jisté vrstvě a tímto působením přispívá k splachu částic a k erozní činnosti, a na soustředěný povrchový odtok. Soustředěný odtok probíhá v rámci hydrografické sítě vodních toků. Podpovrchový odtok (neboli hypodermický) je tvořen vodou, která se infiltrovala a nebyla spotřebována rostlinami. Nachází se v nenasycené zóně půdního profilu, kde odtéká půdním profilem a není v kontaktu s podzemní vodou. Povrchový a podpovrchový odtok jsou často nazývány jako přímý odtok, který se odehrává souběžně se srážkovou událostí a krátce po ní a má za následek zvýšení vodnosti toků. Podzemní odtok je tvořen vodou, která se infiltrovala a dosáhla zóny nasycení (tedy hladiny podzemní vody), oproti povrchovému a hypodermickému odtoku je velmi pomalý. Společně se zpožděným hypodermickým odtokem je nazýván základním odtokem a dotuje vodní toky vodou v obdobích bez srážek (Neubaurová, 2012).

Rychlost a velikost odtoku, stejně tak jako jeho rozdělení na povrchový, podpovrchový či podzemní podmiňuje řada činitelů, jejichž působení je více či méně propojeno. Charakter, délka a intenzita srážek ovlivňuje zejména povrchový ale i podpovrchový odtok, protože s ní souvisí i infiltrační schopnost půdy, ta je zase úzce spjata s typem půdy a s vegetačním krytem. Dále odtok ovlivňují mocnost půdní vrstvy, sklon terénu, teplota vzduchu i půdy a výpar, antropogenní vlivy, způsob využívání krajiny, velikost a tvar povodí, délka a hustota říční sítě.

Velikost soustředěného povrchového odtoku se dá zjišťovat různými metodami. Při malých průtocích se dá přímo změřit proteklý objem za určitý časový úsek. Tato metoda ovšem u většiny toků není proveditelná, kvůli potřebné velikosti měřicí nádoby. Proto se užívá

měrných přelivů, případně žlabů. Měrný přeliv (či žlab) je konstrukce instalována do toku ve vhodném profilu. Pro známý tvar přelivné plochy zjišťujeme přepadovou výšku a z ní jsme schopni dopočítat průtok, pokud je pro tento profil vytvořena měrná křivka, pak už podle výšky pouze odečítáme průtok z grafu. Další metodou je vyhodnocení průtoku v závislosti na rychlostním poli. Pro zjištěný příčný profil toku se v několika svislicích v různých výškách změří bodová rychlost (čím více svislic a měření, tím bude výsledek přesnější) a z těchto údajů jsme schopni dopočítat průtok. Rychlost se dá měřit pomocí hydrometrické vrtule, elektromagnetického čidla nebo například ultrazvukovým měřidlem. Jako další metody si můžeme uvést měření pomocí stopovače, případně metodu integrace vzduchových bublin. Ke kontinuálnímu zaznamenávání průtoku jsou používány limnigrafické stanice, jedná se o zařízení, kde je plováková šachta spojena s korytem přírodním kanálem a pomocí plováku zaznamenává úroveň hladiny (Švihálek, 2011).

Základní odtok se stanovuje pomocí některé z metod rozčlenění hydrogramu. Hydrogram je chronologická čára průtoků, skládající se z přímého odtoku (povrchový a hypodermický) a ze základního odtoku, což je vlastně průtok vodních toků v dlouhotrvajícím období bez srážek. Velikost jednotlivých složek odtoku je v čase a prostoru velmi proměnlivá a závislá na mnoha faktorech. Metody rozčlenění hydrogramu mohou být založeny pouze na průtokových hodnotách nebo případně na dalších charakteristikách, například na režimu podzemní vody nebo na chemických vlastnostech. Nejjednodušší separaci hydrogramu založenou pouze na průtoku, je jeho rozdělení vodorovnou čarou, která začíná v počátku průtokové vlny. Další metody používají stejný princip, ale s tím rozdílem, že vodorovná čára je nahrazena lomenou čarou nebo nějakou křivkou, která respektuje to, že při nejvyšších hodnotách průtoků je základní průtok zpravidla nejmenší. Další možností je metoda nejnižších průtoků v povrchových tocích, která je založena na předpokladu, že v době nejnižších průtoků dotuje toky právě podzemní voda. Určí se období 30 dnů po sobě jdoucích s nejnižší vodností a z těchto hodnot se udělá aritmetický průměr pro řadu alespoň 10 let. Případně můžeme použít druhou variantu výpočtu, při které vybereme nejnižší měsíční průtoky pro řadu nejméně 10 let a z těch uděláme aritmetický průměr. Získaná hodnota jedním či druhým způsobem je pak považována za základní odtok. K. Kille (Starý, 2005) vypracoval metodu založenou na nejmenších průměrných denních průtocích jednotlivých měsíců. Tyto hodnoty se seřadí vzestupně a vykreslí se do polo-logaritmického

grafu, následně graf proložíme přímkou a střední pořadnice přímkou je průměrný podzemní odtok. Další metodou založenou i na charakteristikách úrovně hladiny podzemní vody vytvořil Kliner a Kněžek. Vychází ze sestavení obalové křivky bodů z rozdílu mezi úrovněmi hladiny podzemní vody s hladinou vodního toku a průtoku (Kněžek & Kessler, 2000).

2.2. Rovnice vodní bilance

Z fyzikálního hlediska je rovnice vodní bilance vyjádření zákona zachování hmoty (Starý, 2005). V rovnici hydrologické bilance se vyskytují veličiny ve formě toků, to jsou srážky, výpar, odtok či přítok a pak veličiny ve formě zásob, sem patří především zásoby podzemní vody, voda v nádržích a zásoba vody ve sněhu. Vodní bilance se stanovuje pro určitý časový úsek, nejběžněji pro jeden rok, případně měsíčně (Kemel, 1996). Zvolený časový úsek by měl být tak dlouhý, aby vypadlé srážky v období se účastnily odtoku ve stejném období. Proto pokud určíme roční vodní bilanci, je vhodné použít místo kalendářního roku rok hydrologický. Ten se sice liší pro různé oblasti, ale jeho výhodou je, že voda spadá ve formě sněhových srážek se zúčastní odtoku v tom období, pro které se bilance zpracovává, což pro kalendářní rok většinou neplatí.

Rovnice vodní bilance:

$$P = E + T + I + Q_{povrchový} + Q_{podpovrchový} \pm \Delta R \pm \Delta U \quad (1)$$

P ... srážky	$Q_{povrchový}$... povrchový odtok
E ... aktuální evaporace	$Q_{podpovrchový}$... podpovrchový odtok
T ... transpirace	ΔR ... změna zásob vody
I ... intercepce	ΔU ... výměna vody se sousedním povodím

Přímým měřením jsme schopni určit srážky, povrchový odtok a za určitých předpokladů i výpar. U ostatních členů je mnohdy velmi obtížné, ne-li nemožné, určit hodnoty, proto se často využívá zjednodušeného tvaru vodní bilance (Wieser et al., 2008).

Zjednodušený tvar rovnice vodní bilance:

$$P = ET + Q \pm \Delta R \quad (2)$$

V této rovnici představuje člen ET sumu evaporace, transpirace a intercepce, které se velmi často stanovují společně jako aktuální evapotranspirace. Člen Q představuje povrchový

i podpovrchový odtok, většinou brán jako průtok změřený ve vodoteči a ΔR je změna zásoby vody na povodí.

2.3. Nejistoty stanovení vodní bilance v horských povodích

Ve vodní bilanci vystupuje mnoho členů, které jsou závislé na spoustě faktorech, z toho vyplývá složitost celého tohoto procesu a jeho popsání. Jednotliví členové vodní bilance byly popsány výše v kapitole 2.1. Hlavní nejistotou při stanovení vodní bilance je správné určení jednotlivých složek.

Měření jednotlivých meteorologických a hydrologických veličin je poměrně složitá záležitost, každé měření může být zatíženo spoustou chyb. Každý přístroj či zařízení je při měření zatíženo jistou chybou, ať již samotnou chybou měření, špatným nastavením či umístěním. Chyba měření je známa od výrobce, špatné nastavení a umístění je možné eliminovat. Další možnou nejistotou může být četnost měření a také charakter měření, jestli jsou měřeny pouze extrémy nebo všechny hodnoty v jistém časovém kroku. Mezi nejistoty také patří neočekávané poruchy měřících přístrojů, což v hůře přístupných oblastech může být velkým problémem. Přesnost měření ovlivňují i meteorologické veličiny například vítr při měření srážek (Shaw, 1994, Ptáček, 2012), viz Tab. 1.

Tab. 1: Chyby při měření srážek (v %) způsobené větrem.

Rychlost větru (m/s)	2	6	10	20
	Chyba měření (%)			
Děšť	3	8	12	18
Sníh	10	30	48	70
Sníh při použití Nipherova kuželu	7	18	28	46

Popsané chyby vznikají ve všech oblastech ať již v nížinách nebo na horách. V horský povodích je ovšem tato situace ještě složitější. Velkou roli při stanovení všech meteorologických veličin horských povodí hraje nadmořská výška případně orientace svahů. S nadmořskou výškou se mění celá řada meteorologických veličin. Obecně se uvádí, že s nárůstem nadmořské výšky o 100 m se snižuje teplota o 0,65°C. Naopak s růstem výšky se zvyšují úhrny vertikálních srážek. A také již bylo psáno výše, že se i zvyšuje potenciál výskytu horizontálních srážek. Vztah teploty a výšky je poměrně spolehlivý, i když se může

nepatrně lišit v závislosti na místních podmínkách. Kdežto vztah úhrnu srážek a nadmořské výšky se může velmi lišit. Z tohoto důvodu je velmi důležité mít na povodí instalováno více srážkoměrných stanic, pokud budeme mít k dispozici měření jen z jedné stanice (případně i z více stanic, které jsou instalovány v podobné nadmořské výšce) nemůžeme s dostatečnou přesností stanovit rozložení srážek na horském povodí. Další problém tu nastává i s orientací svahů, při hodně členitém povodí se může stát, že bude například srážkoměr umístěn ve srážkovém stínu a bude déšť podhodnocovat. Je tedy vždy velkou otázkou jaký počet srážkoměrných stanic je dostatečných a na jaká stanoviště by měla být umístěna (Křeček et al., 2012).

Se snižující se teplotou se snižuje i množství vodních par, které je vzduch schopný pojmout, jelikož je teplota ve vztahu s nadmořskou výškou, vyplývá z toho, že i tlak vodních par je závislý na nadmořské výšce. Také tlak vzduchu se mění v závislosti na teplotě a nadmořské výšce. I evapotranspiraci nepřímo ovlivňuje nadmořská výška. Evapotranspirace se díky poklesu atmosférického tlaku zvyšuje, k čemuž pomáhá i dostatek vody díky vyšším srážkám. Nárůst evapotranspirace je ovšem jen do určité hranice, pak dochází k poklesu, kvůli nedostatku energie (vysoký počet dní se zataženou oblohou, vysoká vlhkost vzduchu a nízká teplota). (Šereš, 2011, Kofroňová, 2014, Křížková, 2013)

Nadmořská výška také ovlivňuje druhové složení vegetace a její hustotu, čímž může být ovlivněna intercepce případně i velikost odtoku. Rychlost odtoku je dána i sklonem svahů, s narůstajícím sklonem se odtok zrychluje. Složitá morfologie horských povodí může mít za následek nerovnoměrné rozložení srážek ať již dešťových tak i sněhových. Sníh je velmi často přesouván ze svahů k úpatím, což komplikuje určení výšky sněhové pokrývky v rámci povodí. Vliv závětrných a návětrných stran často ovlivňuje i rozložení vegetace. V horských povodích jsou velmi často mělké půdy, což ovlivňuje množství vody, které může infiltrovat a tím pádem i odtok, pohyb podzemní vody je většinou puklinový případně krasový (Holko et al., 2011, Křeček et al., 2006).

Kvůli extrémním přírodním podmínkám jsou většinou horská povodí neosídlená (případně jen dočasně v letních měsících), což zhoršuje dostupnost těchto míst. Pro změření všech meteorologických prvků ovlivněných nadmořskou výškou by bylo potřeba velkého počtu měřících přístrojů, což by bylo finančně nákladné, nehledě na to, že přístroje musí být poměrně robustní, aby odolaly extrémním podmínkám.

3. Stanovení potenciální a aktuální evapotranspirace

Stanovení evapotranspirace se dá rozdělit na přímé stanovení měřením a na nepřímé stanovení pomocí výpočtu. Evapotranspirace je důležitou součástí vodní bilance a jednou z hlavních ztrátových složek, proto se jejímu stanovení věnovala velká pozornost a vzniklo mnoho přístrojů na její měření a stejně tak spousta vztahů k jejímu výpočtu.

3.1. Přímé stanovení evapotranspirace

Pomocí různých přístrojů jsme schopni měřit výpar z vodní hladiny, celkovou evapotranspiraci z povrchu či jenom transpiraci z rostlin.

3.1.1. Měření výparu z vodní hladiny

Výpar z vodní hladiny je z fyzikálního hlediska nejjednodušší. K jeho měření se používá celá řada přístrojů, které mají své klady i zápory.

Bilance vodní nádrže

V případě, že budeme znát přítok do nádrže, srážkový úhrn, odtok z nádrže a změnu zásoby vody v nádrži, jsme pak schopni spočítat velikost evaporace z vodní hladiny podle vztahu popsaném v rovnici 3.

Bilance vodní nádrže:

$$H_{ET} = H_S + H_I - H_O - \Delta S \quad (3)$$

H_{ET} ... výška výparu

H_O ... výška odtoku z nádrže

H_S ... výška úhrnu srážek

ΔS ... změna zásoby vody v nádrži

H_I ... výška přítoku do nádrže

Bilance vodní nádrže se stanovuje pro určitý časový interval a členy v rovnici se zadávají v mm. Odtok z nádrže je měřen téměř vždy, stejně tak změna zásoby vody v nádrži, která lze určit z měření výšky hladin v nádrži, často bývají u větších nádrží měřeny i srážky. Ne vždy je ovšem měřen přítok do nádrže a velkou neznámou je únik vody infiltrací do dna nádrže a břehů, proto tato metoda nemusí být vždy úplně přesná (Shaw, 1994, Allen et al., 1998).

Výparoměry Tanks and pans

Další možností jsou výparoměry řadící se do skupiny tanks and pans. Jsou to nádoby kruhového nebo čtvercového tvaru naplněné vodou. Existuje celá řada typů, jsou snadno ovladatelné a poměrně lehce se mohou přemísťovat kvůli lehké instalaci. Zařízení se naplní vodou na požadovanou úroveň a po určitém časovém intervalu se odečte nový stav hladiny, který značí úbytek vody tedy výpar. Současně je nutné měřit srážkové úhrny, které se případně musí zahrnout do změny stavu vodní hladiny. Odečítání hladiny může být prováděno ručně nebo automaticky a to dvěma způsoby, buď se zaznamenává změna úrovně hladiny anebo se zaznamenává množství vody, které musí být doplněno na výchozí úroveň hladiny (Shaw, 1994).

Jedním z nejpoužívanějších typů je výparoměr Class A pan, má kruhový průmět s poloměrem 1,21 m a je hluboký 255 mm. Umísťuje se na 150 mm vysoký dřevěný rám, který umožňuje proudění vzduchu i pod nádobou. Tento typ je tedy celým svým objemem nad zemí. Dalšími poměrně často používanými typy jsou například British standard Tank a GGI-3000 tank, oba tyto přístroje jsou umístěny pod zemí, tak aby vodní hladina byla v úrovni povrchu.

Výparoměry, které jsou svým celým objemem umístěny nad zemí, mají vyšší výpar než ty, co jsou v zemi, protože se voda zahřívá i ze stran nádoby. Výparoměry typu Tanks and pans se snaží simulovat výpar z volné vodní hladiny, ale vzhledem ke své velikosti jsou ovlivňovány více okolními vlivy než reservoáry, proto se u nich stanovuje opravný koeficient. Tímto koeficientem se násobí změřená hodnota a výsledek je považován za evaporaci.

Plovoucí výparoměr

Podobným typem je plovoucí výparoměr, který se snaží přiblížit skutečným podmínkám výparu z vodní hladiny. V trojúhelníkovém voru je umístěna nádoba s kruhovým průmětem, která je svým objemem ve vodě. Vor je přivázán lanem k jednomu vrcholu, což způsobí, že se bude vždy tímto vrcholem natáčet proti větru a vlnám a tím se snižuje kolébání voru. Na voru je též umístěna standardní meteorologická budka k měření základních meteorologických prvků a srážkoměr. Hladina vody v nádobě se volí na úroveň vody v nádrži (Houdek, 2012).

I tato metoda má stále nedostatky, nepodařilo se zabránit vylévání či natékání vody způsobené rozkyvem a vysokými vlnami. Další nevýhodou je smáčení stěn nádoby, což zvyšuje výpar a také teplotní režim v nádrži a nádobě není stejný. Kvůli těmto nedostatkům se i zde používá opravný koeficient.

Výparoměr Wildův

Tento přístroj pracuje na principu listových vah. Kovová miska, která se plní destilovanou vodou 15 mm pod okraj, je umístěna na sloupku, který se může pohybovat ve svislém směru. Pohyb sloupku je přenášen na stupnici, kde už můžeme přímo odečítat množství výparu v mm. Přístroj se umísťuje do žaluziové meteorologické budky. Výpar je odečítán většinou jednou denně a ve stejném intervalu se dolévá voda, aby byla udržována výchozí hladina. Tento přístroj je možné použít i pro měření výparu sněhu a ledu. Jelikož měření výparu probíhá v budce, je poměrně složité najít vztah pro převedení této hodnoty na skutečný výpar z nádrže (Kemel, 1996).

Rónův výparoměr

Mnohdy je nazýván jako rozdílový výparoměr, což vychází z principu měření. Tento přístroj se umísťuje na volné prostranství. Přístroj tvoří nádoba o kruhovém průřezu 2000 cm² s objemem 42 litrů, dále konev a násoska, která spojuje tyto dvě nádoby. Násoska umožňuje urovnání hladiny 5 cm pod okrajem. Měření výparu probíhá tak, že se nejprve uzavře kohout násosky, do nádoby se dolije voda, tak aby byl horní otvor násosky zahlcen. Následně se otevře kohout a přebytečná voda odteče. Takto je přístroj připraven k měření. Po zvoleném časovém období měření se uzavře kohout a do nádoby se dolije množství vody po litrech tak, aby byla násoska zahlcena, pak se kohout opět otevře a změříme přeteklou vodu. Hodnota výparu je rozdíl mezi vodou dolitou a přeteklou, pokud v průběhu měření nepršelo. V případě, že pršelo, postup bude stejný, akorát nejprve přelejeme do nádoby vodu z konve, pokud přetekla násoska kvůli dešti. Pokud násoska ještě nebude zahlcena, dolijeme ještě další vodu v litrových dávkách. Vodu, která nakonec přeteče násoskou, je hodnota výparu (Kemel, 1996).

Výparoměr Piche

Tento atmometr se skládá ze skleněné trubičky o průměru 14 mm a délce 225 mm, která je na jednom konci uzavřena. Na otevřeném konci je pomocí kovového kotouče

s pružinou připevněn filtrační papír, který je nepřetržitě napájen vodou z trubičky. Na trubičce je odstupňována stupnice pro přímý odečet výparu v milimetrech. Tento přístroj se vyznačuje jednoduchostí a nízkými náklady. Shaw (1994) uvádí, že pokud je výparoměr umístěn v žaluziové budce, pak je roční výpar přibližně stejný jako výpar z výparoměru Class A pan. Tímto přístrojem se měří potenciální evaporace z porézního povrchu.

3.1.2. Měření transpirace

Transpirace je řízený proces rostlinou, v případě nedostatku vody s ní rostliny umí šetřit a nespotebovávají jí takové množství, jako kdyby jí byl dostatek. Například Kemel (1996) uvádí, že transpirace u trávníku se může pohybovat v rozmezí od 30 do 210 mm.

Phytometr

Phytometr je nádoba naplněna půdou, ve které je zakořeněna jedna nebo více rostlin. Půda je zalita parafínem nebo jinou vhodnou látkou, která zamezí výparu z půdy. Množství transpirace je pak dáno změnou hmotnosti phytometru s rostlinou.

Potometr

Potometr je malá nádobka naplněna vodou, utěsněná tak, že únik vláhly je možný pouze transpirací listu, větévky, či nějaké části rostliny, která je uříznutou částí ponořena do vody v potometru. Množství transpirace je rozdíl v počátečním množství vody v potometru a konečném množství.

Měření transpiračního proudu

Je jasné, že použití phytometru u stromů by bylo značně náročné. Zde se využívá metody měření transpiračního toku v kmeni stromu. Z tohoto měření dostaneme informaci o pohybu vody v rostlině.

3.1.3. Měření výparu z půdy

Ze suché půdy bude výpar nulový, i kdyby byly vynikající podmínky. Z půdy plně nasycené vodou se dá očekávat výpar stejný nebo vyšší než z vodní hladiny. Obecně platí, že čím je půda více jemnozrnná, tím větší má úhrnný povrch a také dokáže lépe vzlínat vodu, což zvětšuje výpar z půdy. Určování výparu pouze z holé půdy se provádí zřídka, většinou se stanovuje evapotranspirace z půdy a rostlin (Kemel, 1996).

Výparoměr Rykačeva

Tento výparoměr se skládá ze tří nádob. Z plechové nádoby A, která je zapuštěná do země, do ní se zasouvá nádoba B, která je napuštěna vodou a je v ní umístěn teploměr. Na nádobu B se umísťuje nádoba C, která má perforované dno. Na dně nádoby C je umístěno dřevěné uhlí a na něm je uložen monolit půdy. Díky hygrokopickým vlastnostem dřevěné uhlí odebírá vlhkost z nádoby B a tím simuluje doplňování vody vztlínáním z podzemních vod. Výpar se stanoví z váhové bilance nádob B a C, do které se zahrnují i případné srážky. Nedostatkem tohoto zařízení je izolovanost od okolního terénu (Kemel, 1996).

Lyzimetr Popova

K měření výparu se používají tři shodně velké válcové nádoby se síťovaným dnem, do kterých se vkládá přesně vyříznutý půdní blok. Tyto naplněné nádoby se zasouvají do vnějších pouzder, z čehož dvě jsou stejně hluboká a mají také síťované dno, takže blok zeminy je dnem v kontaktu s půdou. To umožňuje vyrovnání vlhkosti v bloku zeminy. Třetí pouzdro je hlubší než nádoba s půdním vzorkem a má pevné dno. Na dně je miska, do níž se shromažďují srážky, které prosáklí monolitem půdy. Výpar se určí bilancí v tomto pouzdře, změnou hmotnosti monolitu s uvážením srážkového úhrnu a množstvím prosáklé vody. Jelikož je v tomto monolitu zabráněno doplňování vláhy z okolní půdy, tak se po měření nádoba vymění s nádobou, která je umístěna v pouzdře pro regeneraci. Třetí nádoba se nevyměňuje a slouží jako kontrolní (Kemel, 1996).

Průsakoměr

Průsakoměr se skládá z válcové či obdélníkové nádrže hluboké jeden metr, která je vyplněna blokem zeminy s vegetací odpovídající okolnímu terénu. Z dna nádoby vede trubka, která odvádí přebytečnou vodu do sběrné nádoby. Nedaleko je umístěna stejná nádoba, která je naplněna zeminou a kameny, ale její povrch tvoří pouze holá půda. Z této nádoby vede také potrubí do sběrné nádoby. V blízkosti zařízení je srážkoměr, výpar je pak roven rozdílu srážek a množství infiltrované vody ve sběrné nádobě. Tyto přístroje se spíše využívají pro výzkumné účely a nejsou tedy běžnou součástí klimatologické stanice. U tohoto postupu není uvažována změna vlhkosti, proto by mělo být měření prováděno, když je půda nasycena, takže rozdíl ve vlhkosti je malý (Shaw, 1994).

Lyzimetr

Lyzimetry pracují podobně jako průsakoměry, ale berou v potaz změnu vlhkosti půdy, což je prováděno vážením celého půdního vzorku. Z tohoto vyplývá složitost a finanční nákladnost celého zařízení a následně i provozu, proto se používá zejména pro výzkumné činnosti. Výpar je roven rozdílu zaznamenaných srážek s infiltrovanou vodou a se změnou půdní vlhkosti. Přesnost měření závisí na citlivosti vah měřící změnu vlhkosti (Shaw, 1994).

3.1.4. Měření potenciálního výparu

Pro měření potenciální evapotranspirace se využívá přístroje podobného průsakoměru, který se nazývá „zavlažovací lyzimetr“. Hlavní rozdíl oproti průsakoměru je v provozu zařízení, kdy je půda zavlažována na stav odpovídající polní vodní kapacitě. Vegetace má tedy dostatek vody pro transpiraci a výpar závisí jenom na meteorologických podmínkách. Zavlažování půdního bloku probíhá vždy, když jsou nedostatečné srážky. Potenciální výpar se stanoví jako množství srážek a závlah mínus množství vody, které prosákla do sběrné nádoby. V zimním období se objevují potíže s provozem, ale nesrovnalosti v měření nemají velký význam. Také ve velmi suchém období a horkém podnebí mohou být výsledky nadhodnoceny z důvodu oázového efektu (Shaw, 1994).

3.2. Nepřímé stanovení evapotranspirace

Měření evapotranspirace ať již aktuální nebo potenciální často není k dispozici, proto se využívá mnoha odvozených vztahů k jejich stanovení. Tyto vztahy vychází z dat měřených v klimatologických stanicích, což jsou například teplota vzduchu, atmosférické srážky, vlhkost vzduchu, rychlost větru, doba slunečního svitu, globální sluneční záření či radiační bilance. Výběr metody stanovení evapotranspirace závisí hlavně na dostupnosti vstupních dat. Tyto metody se dají rozdělit podle vstupních dat na teplotní, kde je výpar funkcí teploty vzduchu, na radiační a na kombinované, kde do výpočtu vstupuje energetická bilance a také aerodynamický vztah (Punčochář et al., 2011).

3.2.1. Potenciální evapotranspirace

Rovnice Penman-Monteith

V současné době je to asi nejpoužívanější rovnice pro odvození potenciální evapotranspirace. Její možnou nevýhodou je množství vstupních dat, to ovšem většinou vede k přesnějším výsledkům. Tato metoda se řadí do skupiny kombinovaných metod stanovení potenciální evapotranspirace (Kofroňová, 2014).

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho \cdot c \cdot (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma \cdot (r_a + r_s) / r_a} \quad (4)$$

λ ... latentní teplo vypařování [MJ/kg]

R_n ... radiční bilance [MJ/(m².den)]

G ... tok tepla do půdy [MJ/(m².den)]

$(e_s - e_a)$... sytostní doplněk vzduchu ve výšce z [kPa]

r_s ... povrchový odpor [s/m]

r_a ... aerodynamický odpor [s/m]

c ... specifické teplo suchého vzduchu [J/(kg.°C)]

ρ ... hustota vzduchu [kg/m³]

Δ ... sklon křivky tlaku nasycené vodní páry v závislosti na teplotě [kPa/°C]

γ ... psychrometrická konstanta [kPa/°C]

Rovnice Hamona

Metoda odvozena Hamonem je založena na průměrné denní teplotě.

$$EP = \frac{2,98 \cdot N \cdot e_s}{T_a + 273,3} \quad (5)$$

N ... maximální počet hodin slunečního svitu za den

T_a ... průměrná denní teplota vzduchu [°C]

e_s ... průměrný denní tlak nasycených vodních par (odvozeno z T_a) [mm]

$$e_s = 6,1 * 10^{\frac{7,45 * T_a}{235 + T_a}} [hPa] \quad (6)$$

Rovnice Hargrevese

V případě, že nejsou k dispozici data o solární radiaci, vlhkosti vzduchu či rychlosti větru, je možné použít další metodu založenou na teplotě vzduchu, ale také na velikosti dopadajícího mimozemského slunečního záření (Allen et al., 1998).

$$ET_o = 0,0023(T_{mean} + 17,8)(T_{max} - T_{min})^{0,5}R_a \quad (7)$$

T_{mean} ... průměrná denní teplota vzduchu [°C]

T_{max} ... maximální denní teplota vzduchu [°C]

T_{min} ... minimální denní teplota vzduchu [°C]

R_a ... mimozemské sluneční záření dopadající na vodorovný povrch zemské atmosféry

Mimozemské sluneční záření lze stanovit pro každý den roku v závislosti na zeměpisné šířce, období v roce a sluneční deklinaci.

$$R_a = \frac{24 \cdot 60}{\pi} G_{SC} \cdot d_r \cdot [\omega_s \cdot \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \sin(\omega_s)] \quad (8)$$

G_{SC} ... solární konstanta = 0,082 MJ/(m².min)

d_r ... vzdálenost Země a Slunce

ω_s ... úhel západu Slunce [rad]

φ ... zeměpisná šířka [rad]

δ ... sluneční deklinace [rad]

Podrobný popis výpočtu je uveden v Allen (1998). Další možný vztah výpočtu potenciální evapotranspirace je například podle Thornthwaita, který je popsán v kapitole 6.1. Existuje mnoho dalších metod, které mají různé nároky na vstupní data. Přesnost výsledků různých metod se liší celkově ale i v rámci různých období roku.

3.2.2. Aktuální evapotranspirace

Aktuální evapotranspiraci je možné určit z energetické bilance vypařujícího se povrchu. Při použití Bowenova poměru v rovnici energetické bilance získáme vztah pro stanovení aktuální evapotranspirace (Shaw, 1994, Kemel, 1996).

Rovnice energetické bilance:

$$R_n = H + \lambda E + G \quad (9)$$

R_n ... radiační bilance povrchu

H ... tok zjevného tepla do atmosféry

G ... tok tepla z aktivního povrchu do hlubších vrstev vypařujícího systému

λE ... tok latentního tepla do ovzduší (E je intenzita výparu v $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$, λ je latentní výparné teplo v J/kg)

Po použití Bowenova poměru:

$$\lambda E = (R_n - G) \left[1 + \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \right] \quad (10)$$

T_i je teplota vzduchu (v $^{\circ}\text{C}$) ve dvou výškových úrovních a e_i je absolutní vlhkost vzduchu také ve dvou úrovních (v kPa).

Další možnosti stanovení aktuální evapotranspirace jsou odvozené empirické vztahy. Mezi tyto vztahy patří například Turcův vztah, který vychází z analýzy 254 povodí různých klimatických oblastí v Evropě, Africe, Americe a východní Indii. Tento vztah určuje hodnotu roční aktuální evapotranspiraci (Shaw, 1994).

$$ET = H_s / [0,9 + (H_s/K)^2]^{0,5} \quad (11)$$

V rovnici H_s představuje roční srážkový úhrn (v mm) a parametr K je odvozen z průměrné roční teploty vzduchu (v $^{\circ}\text{C}$).

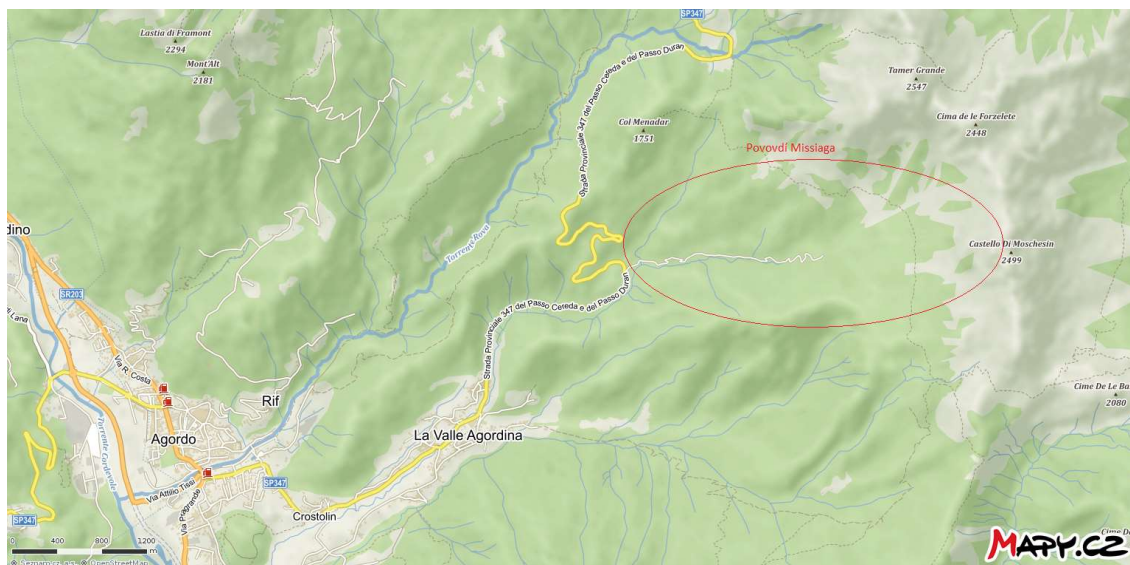
$$K = 300 + 25T + 0,05T^3 \quad (12)$$

4. Povodí Missiaga



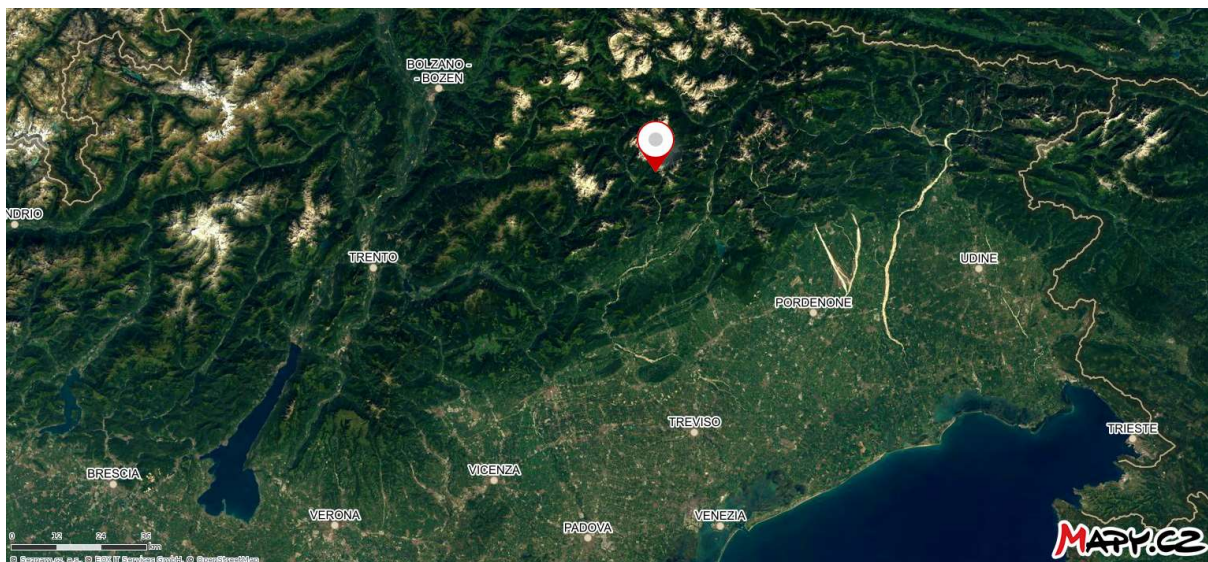
Obr. 1: Povodí Missiaga. (Vianello, 2011)

Povodí Missiaga se nachází v severní Itálii v Dolomitech. Leží v provincii Belluno a místopisně náleží k obci La Valle Agordina. Tok Missiaga je levostranným přítokem řeky Cordevole, která je součástí povodí řeky Piave.

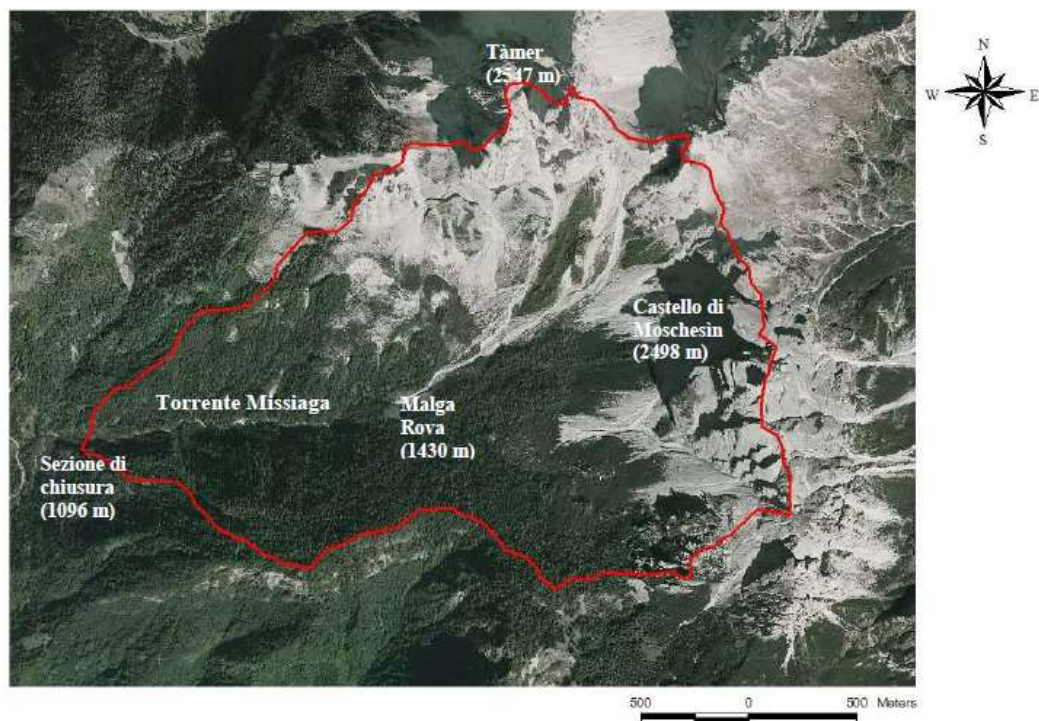


Obr. 2: Topografická mapa oblasti La Valle Agordina s povodím Missiaga. (zdroj: Mapy.cz)

Z východu je povodí ohraničeno pohořím Talvéna a Moschene, na severovýchodě horským hřebenem San Sebastiano-Tàmerof's. Na severu povodí ohraničují kopce Latrango a z jihu je hranice tvořena povodím řeky Bordina (Vianello, 2011).

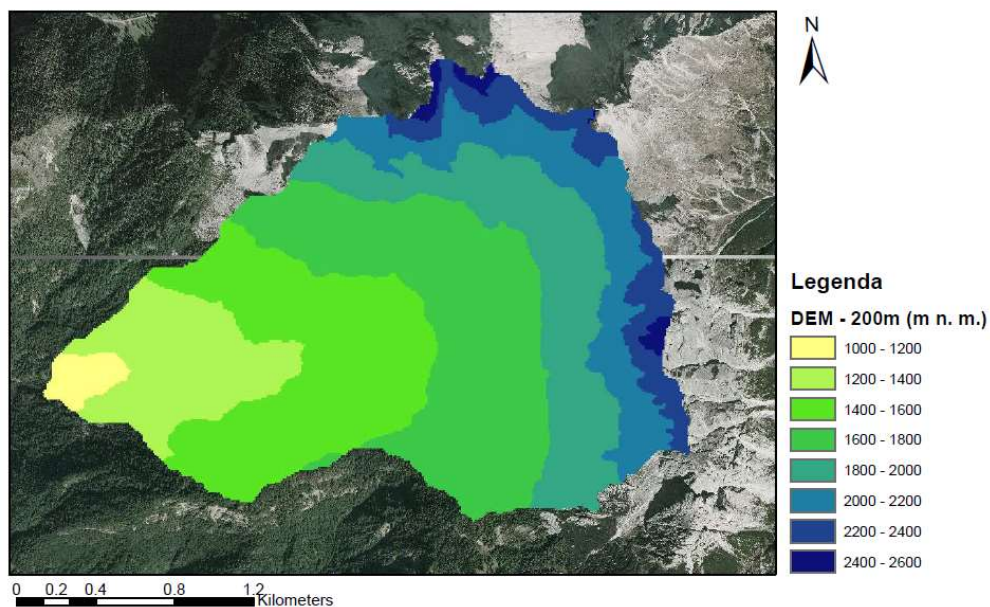


Obr. 3: Umístění povodí Missiaga (označeno bodem) v severní Itálii. (zdroj: Mapy.cz)

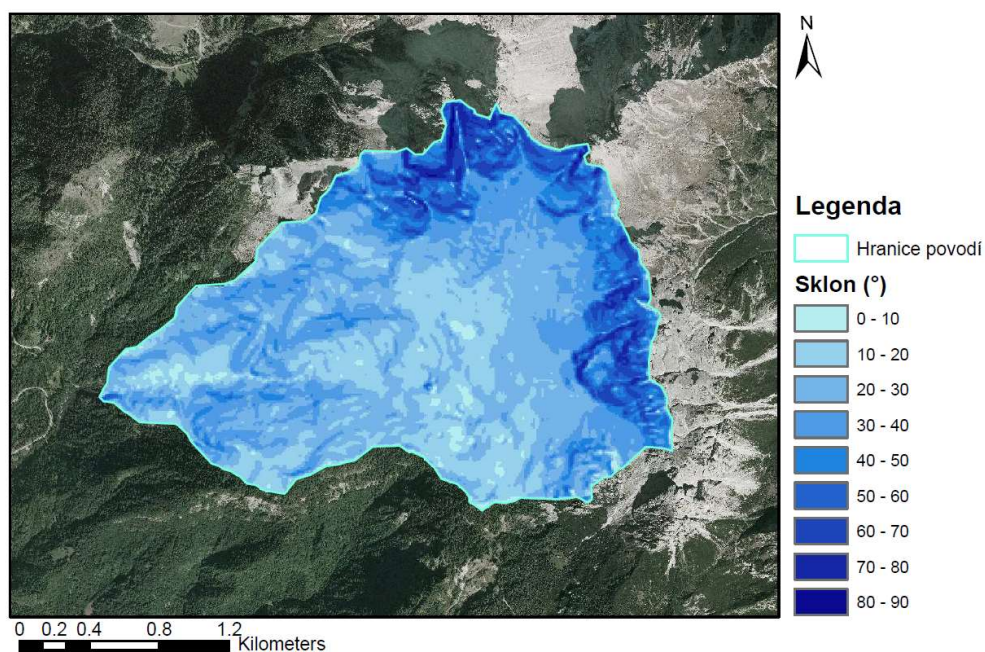


Obr. 4: Letecký pohled na povodí Missiaga ohraničené červenou linkou. (Vianello, 2011)

Povodí odvodňuje plochu 4,7 km². Nejvyšší nadmořská výška je 2540 m n. m., uzávěrový profil povodí je v nadmořské výšce 1096 m. Převýšení povodí je 1444 m. Průměrná výška povodí je 1728 m. Průměrný sklon povodí je 31,1°.

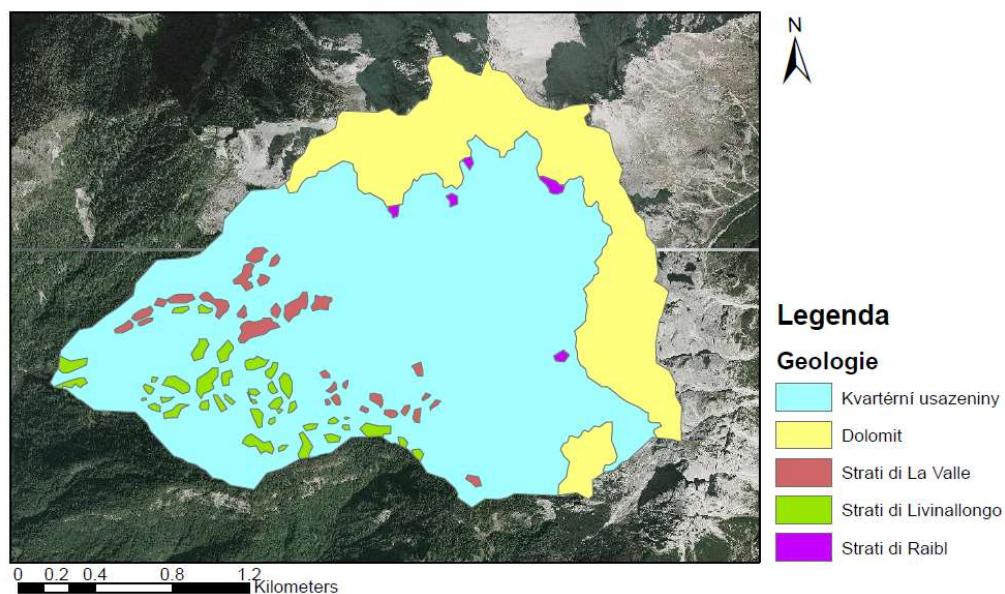


Obr. 5: Výškový profil povodí Missiaga (m n. m.).

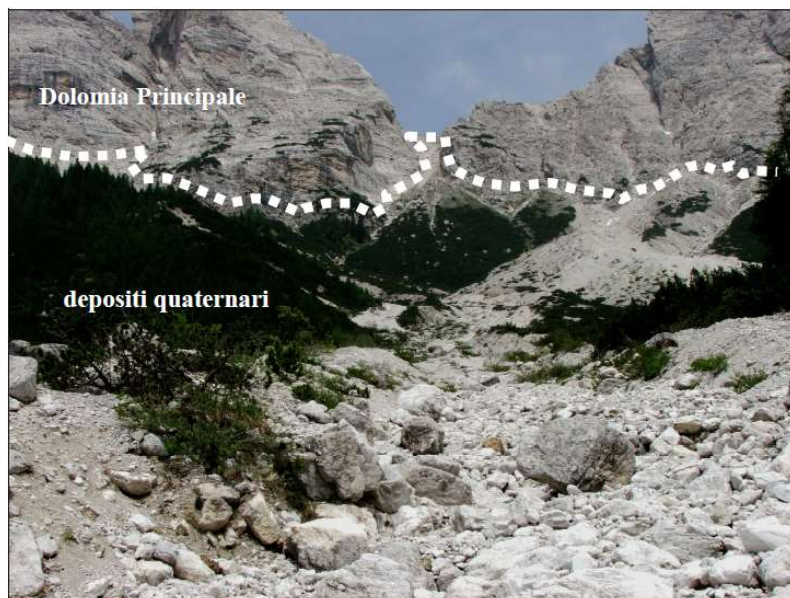


Obr. 6: Sklon povodí Missiaga (°).

Geologie povodí je typická pro oblast Dolomitů. Je tvořena z velké části kvartérními usazeninami, v nejvyšších částech povodí přechází v dolomitové horniny. Nacházejí se zde kvartérní ložiska „Strati di La Valle, Strati di Liviallongo a Strati di Raibl“ tvořeny z tufů, pískovců a marlů.

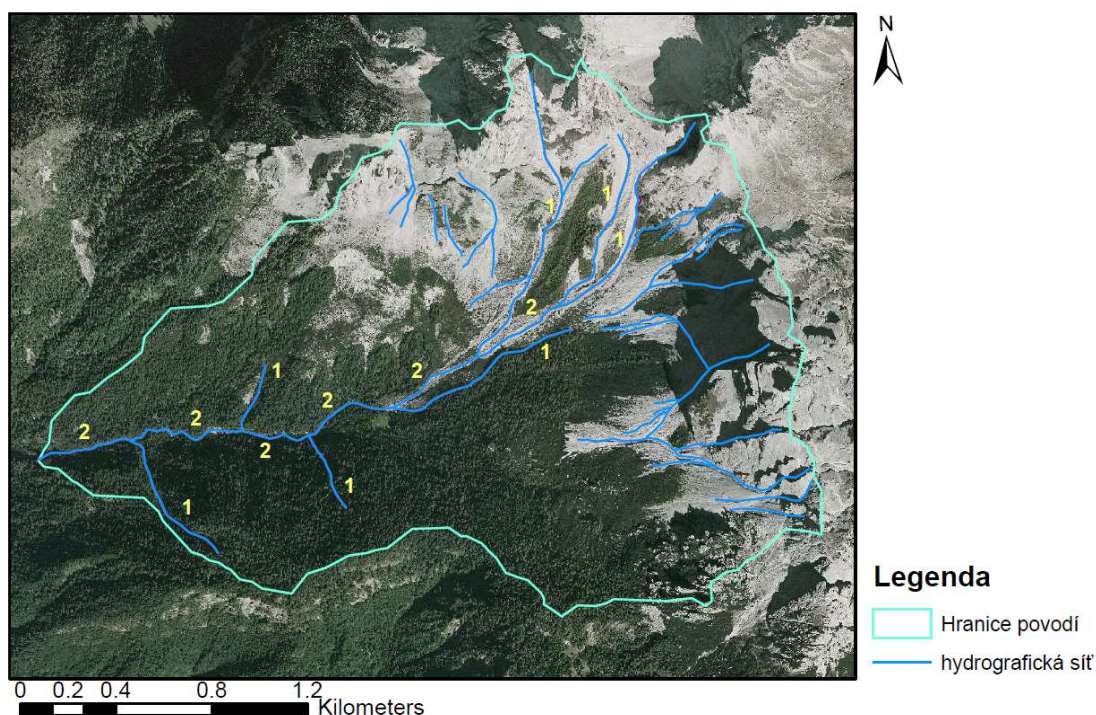


Obr. 7: Geologická mapa povodí Missiaga.



Obr. 8: Pohled na rozdělení geologických útvarů povodí Missiaga (Dolomia Principale – dolomit, depositi quaternari – kvartérní usazeniny). (Vianello, 2011)

Hydrografická síť povodí Missiaga je podle Strahlera charakterizováno jako 2. Celková délka říční sítě je 6,93 km, takže hustota říční sítě je 1,48 km/km². Hlavním tokem je řeka Missiaga s délkou 1,62 km a s průměrným sklonem 19,5 %. Povodí leží v mírné kontinentální klimatické oblasti (Gaparetto et al., 2012).



Obr. 9: Hydrografická síť povodí Missiaga s určením Strahlerova řádu.

5. Hydrologická a meteorologická data

Hydrologická a meteorologická data byla zaznamenávána od roku 1983 Národním výzkumným úřadem – Institut pro hydrogeologickou ochranu (CNR-IRPI) v Padově a jsou dostupná do roku 1999 (některé do roku 2000). Veličiny jsou měřeny ve dvou stanicích. Stanice Briglia se nachází v uzávěrovém profilu povodí v nadmořské výšce 1096 m. V této stanici byl měřen odtok z povodí a srážkový úhrn. Druhá stanice Malga Rova je umístěna v nadmořské výšce 1430 m n. m., zde se zaznamenával srážkový úhrn a teplota. Umístění stanic je patrné na Obr. 4, stanice Briglia odpovídá popisku „Sezione di chiusura (1096 m)“. Denně byla měřena minimální a maximální teplota vzduchu, srážkový úhrn byl měřen vždy v devět hodin dopoledne (tato hodina vychází ze starých zvyklostí Italského národního hydrologického servisu). Dále byla zaznamenávána minimální

a maximální hodnota průtoku pro každý den. Průtok byl měřen v betonovém složeném trojúhelníkovém ostrohranném přelivu (svírající úhel 90°, sklon svahů je 1:2), výška hladiny byla měřena pomocí plováku (Gasparetto et al., 2012).

Rovnice přepadu v l/s:

$$Q = 23.4275 + 0.001808 * h^{2.949} \quad (13)$$



Obr. 10: Měřicí objekt průtoku na řece Missiaga. (Vianello, 2011)

5.1. Kvalita pozorovaných dat

V dostupných datech z období 1983 – 1999 se nachází mnoho mezer, jež znázorňuje Tab. 2. Měření průtoku bylo v celku bez problému, za celé období chyběli data jen pro dva dny. U teploty vzduchu se na začátku měřícího období nevyskytují žádné problémy, ale od roku 1990 se začínají objevovat mezery v měření. V případě zaznamenaných srážek je již situace složitější. Srážky byly měřeny ve dvou stanicích, které mezi sebou mají výškový rozdíl 334 m. Srážkový úhrn je zaznamenáván dvěma způsoby buď vždy v devět hodin dopoledne anebo o půlnoci. Pro výpočty byly použity srážkové úhrny zaznamenávány vždy v devět hodin, kvůli většímu množství dostupných dat. Jak je patrné z Tab. 2 pro stanici Malga Rova jsou dostupná data bez větších mezer, ale občas se vyskytnou období, pro které je stanovena

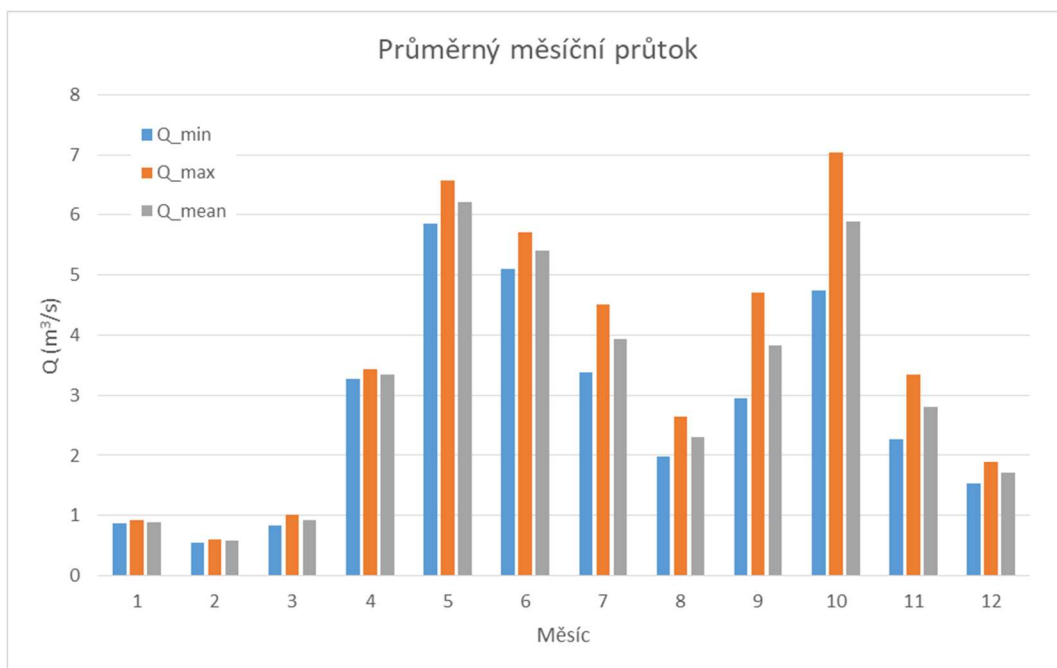
celková suma srážek za delší časový úsek než jeden den. U stanice Briglia je měření poměrně problematické, vyskytuje se tu velké množství mezer. Jenom rok 1996 je bez chybějících dat.

Tab. 2: Znárodnění mezer v pozorovaných hydrologických a meteorologických datech (zeleně podbarvené buňky znamenají, že data nechybí).

Rok	Teplota	Srážky		Průtok
		Malga Rova	Briglia	
1983			x	2. - 3. února
1984		Suma: 1. - 5. října	x	
1985		Suma: květen - červen	leden, únor, březen, duben, květen, červen, srpen, září	
1986		Suma: únor	leden, únor, březen	
1987			leden, únor, prosinec	
1988			leden, únor	
1989			leden, únor, prosinec	
1990	20. - 31. prosince		leden, únor	
1991	1. ledna - 18. března; 29. - 30. listopadu	Suma: 1. ledna - 18. března	leden, únor, prosinec	
1992			leden, únor	
1993			leden, únor, březen	
1994	13. - 19. ledna; 26. listopadu - 4. prosince; 15. - 31. prosince		leden, únor, listopad	
1995	24. - 31. ledna; 6. - 20. prosince		únor, červenec, říjen	
1996	5. - 17. ledna; 6. - 11. února; 29. května - 5. června; 21. srpna - 11. září; 19. - 26. listopadu; 25. - 27., 30. - 31. prosince			
1997	1. - 15. ledna; 1. - 6., 18. - 28. února, 1. - 6. března; 18. - 22., 24. - 29. prosince		leden, únor, březen, duben, květen, červen, konec července, říjen, listopad, začátek prosince	
1998	11. - 16. července		konec ledna, únor, začátek března, nějaké dny v červnu, červenec, září	
1999	26. - 28. února; 18. - 31. března		začátek ledna, některé dny v dubnu, červen, červenec, srpen, říjen, listopad, prosinec	

5.2. Průtok

U dat průtoku nebylo potřeba řešit doplnění chybějících dat. Dva dny, kde chyběly hodnoty průtoku, byly doplněny lineárně. Vzhledem k tomu, že hodnota průtoku byla konstantní pro dny před i po období s chybějícími hodnotami, vyskytující se srážky jsou minimální (0,2 mm) a teploty byly záporné. Byla tato hodnota průtoku doplněna i těmito dvěma dnů. V Graf 1 je znázorněn průměrný měsíční průtok (z minimálních, maximálních a průměrných denních průtoků) za období 1983 – 1999.



Graf 1: Průměrný měsíční průtok (z minimálních, maximálních a průměrných denních průtoků) pro jednotlivé měsíce povodí Missiaga za období 1983-1999.

5.3. Teplota vzduchu

Teplota vzduchu je měřena ve stanici Malga Rova v nadmořské výšce 1430 m. U dat teploty bylo nutné doplnit chybějící mezery, které jsou znázorněné v Tab. 2. Pro doplnění dat byla použita lineární regrese. Jelikož není k dispozici měření teploty vzduchu z jiné stanice, bylo doplnění dat uděláno následujícím způsobem. Nejprve byly seřazeny stejné měsíce pro různé roky a následně byl pro každý měsíc s chybějícími daty určen korelační koeficient se zbylými shodnými měsíci z jiných let.

Tab. 3: Nejtěsnější korelační koeficient pro jednotlivé měsíce s chybějícími hodnotami.

	1990		1991		1994		1995		1996		1997		1998		1999	
	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max
Leden					0.717	0.635	0.958	0.922	0.958	0.922	0.499	0.822				
Únor			0.76	0.633			0.518	0.49	0.481	0.689	0.3	0.899			0.526	0.49
Březen			0.908	0.79							0.294	0.526			0.713	0.786
Květen									0.659	0.501						
Červen									0.673	0.706						
Červenec													0.511	0.59		
Srpen									0.322	0.687						
Září									0.817	0.748						
Listopad			0.588	0.613	0.578	0.562			0.704	0.811						
Prosinec	0.837	0.867	0.384	0.867	0.837	0.931	0.884	0.772	0.884	0.556	0.664	0.651				

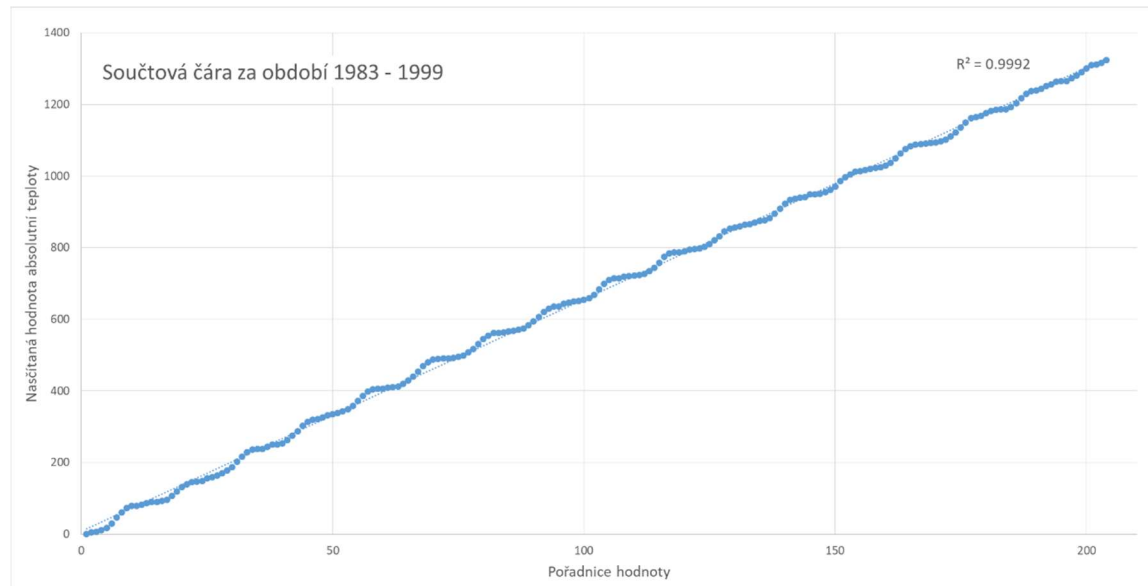
V Tab. 3 jsou znázorněny nejvyšší dosažené korelační koeficienty pro měsíce s chybějícími hodnotami. Hodnota korelačního koeficientu ukazuje těsnost vztahu jednotlivých měsíců, proto vždy měsíc s nejvyšší hodnotou tohoto koeficientu byl použit pro doplnění dat metodou lineární regrese.

Rovnice lineární regrese:

$$y = ax + b \quad (14)$$

Kde člen y je zjišťovaná hodnota (tedy chybějící data), člen x je hodnota nezávislé řady (naměřené hodnoty) odpovídající vždy stejné pořadnici jako y , člen a v rovnici se určí jako podíl kovariance a rozptylu nezávislé řady. Člen b můžeme dopočítat, pokud v rovnici místo y a x použijeme průměr těchto řad, za y použijeme μ_y a za x μ_x . Tím získáme předpis rovnice lineární regrese pro doplnění chybějících dat.

Konzistence dat byla ověřena pomocí párové součtové čáry, viz Graf 2. Na ose x jsou hodnoty pořadnice a na ose y jsou nasčítány průměrné měsíční absolutní teploty vzduchu. Křivka je konstantní a nikde se neláme, takže data můžeme považovat za konzistentní.



Graf 2: Součtová čára teploty pro období 1983 – 1999.

Tab. 4: Dlouhodobé průměrné měsíční teploty vzduchu (v °C) pro povodí Missiaga.

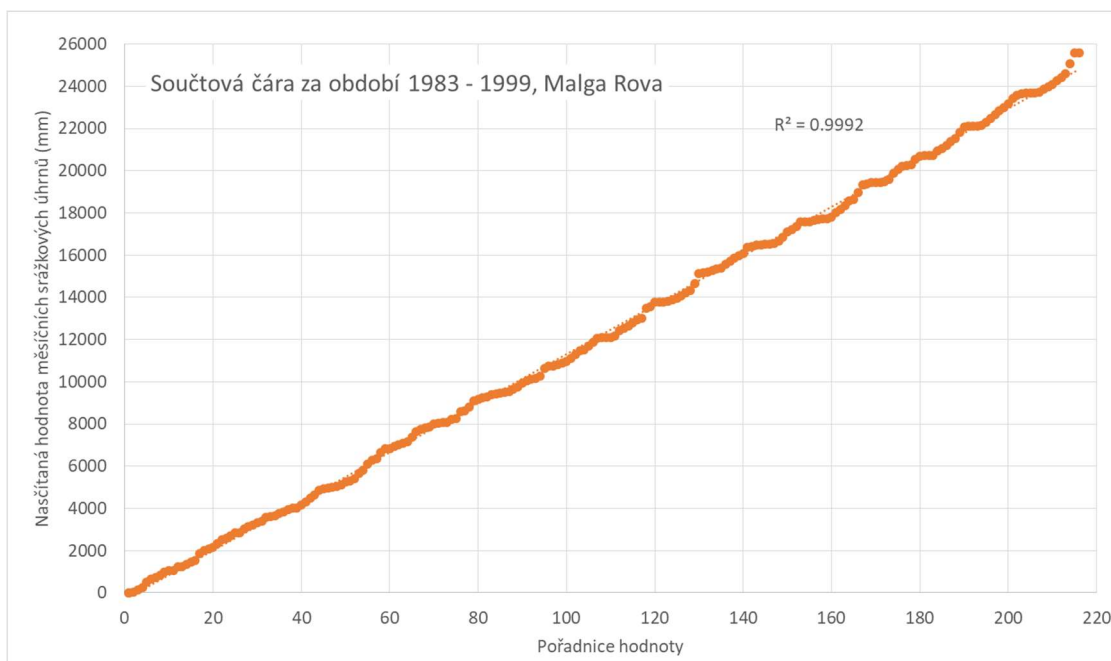
Leden	Únor	Březen	Duben	Květen	Červen	Červenec	Srpen	Září	Říjen	Listopad	Prosinec
-3.8	-2.9	1.2	3.3	7.2	10.5	13.9	13.5	9.8	5.2	-0.8	-3.4

5.4. Atmosférické srážky

Úhrny srážek byly měřeny ve dvou stanicích. Ve stanici Malga Rova, která se nachází v nadmořské výšce 1430 m, se srážky zaznamenávaly v období 1983 – 1999. Stanice Briglia je v nadmořské výšce 1096 m, zde se srážky měřily v období 1985 – 1999.

U stanice Malga Rova se vyskytla čtyři období (v letech 1984, 1985, 1986 a 1991), kde byla zaznamenána pouze suma srážkového úhrnu za delší časové období, jak je zaznamenáno v Tab. 2. K doplnění dat v těchto obdobích nelze použít měření ze stanice Briglia, protože zde data také nejsou dostupná. Rozdělení srážkových úhrnů ze zaznamenaných sum v těchto obdobích bylo provedeno metodou lineární regrese. Pro delší časové období, v němž se vyskytují mezery, byly stanoveny korelační koeficienty s řadami dat za stejné období jiných let. Řada s nejvyšším korelačním koeficientem byla použita pro rozdělení sumy srážkových úhrnů. Naměřená suma byla vydělena součtem stanovených srážkových úhrnů pomocí lineární regrese, tím se získal koeficient pro přenásobení hodnot z lineární regrese. Stanovená data byla ještě zhodnocena s daty odtoku a poupravena, aby srážkové úhrny odpovídaly vzrůstajícím a klesajícím průtokům.

Konzistence naměřených dat ze stanice Malga Rova byla ověřena pomocí párové součtové čáry, viz Graf 3. Na ose x jsou hodnoty pořadnice a na ose y jsou nasčítány průměrné měsíční srážkové úhrny. Křivka je konstantní a nikde se neláme, takže data můžeme považovat za konzistentní.



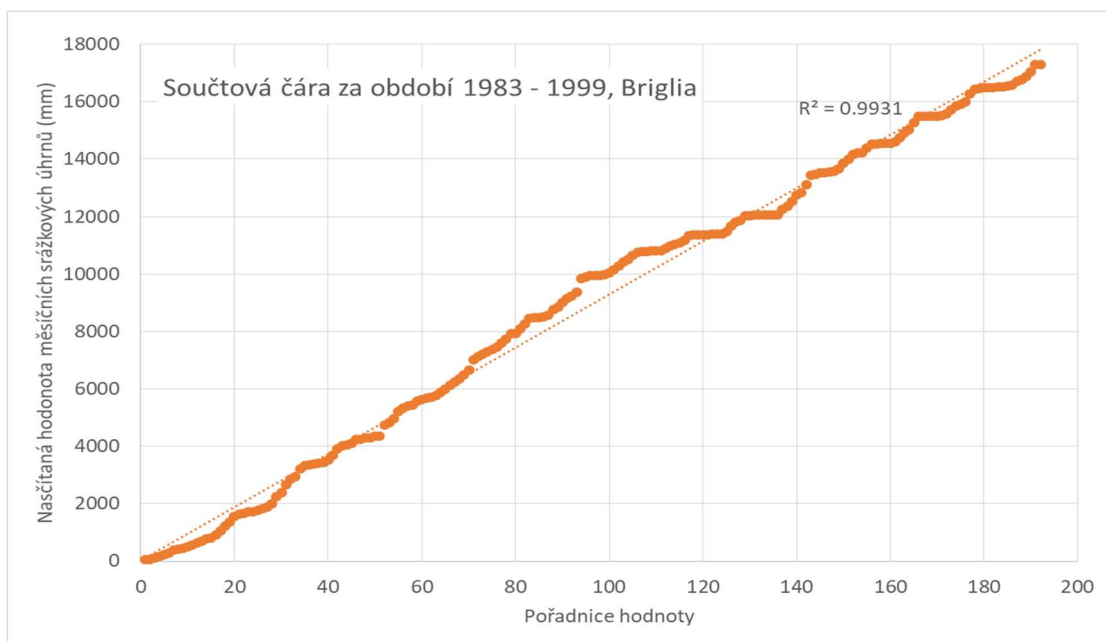
Graf 3: Součtová čára srážek ze stanice Malga Rova pro období 1983 – 1999.

Mezery ve srážkových datech stanice Briglia byly doplněny v závislosti na datech ze stanice Malga Rova. Pro doplnění byla použita také metoda lineární regrese, která je popsána v kapitole 5.3. Data byla seřazena podle jednotlivých roků z obou stanic, přičemž stanice Briglia je závislá řada y a stanice Malga Rova je nezávislá řada x .

Tab. 5: Hodnoty korelačního koeficientu mezi daty ze stanice Malga Rova a Briglia pro jednotlivé roky.

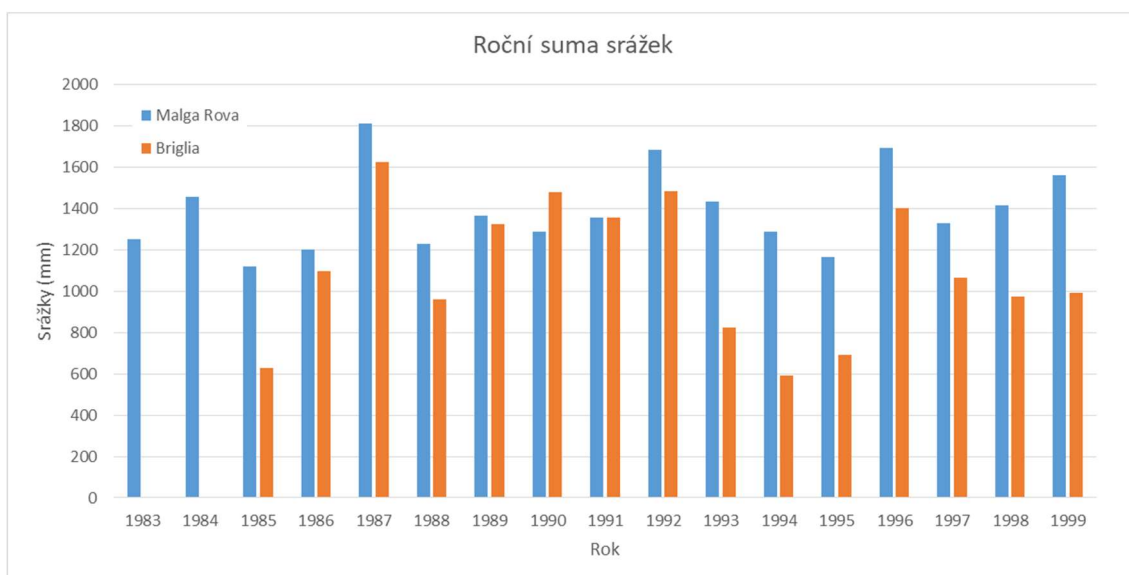
Rok	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1997	1998	1999
Korelační koeficient	0.203	0.270	0.194	0.145	0.287	0.164	0.291	0.441	0.062	0.151	0.405	0.560	0.902	0.124

Konzistence dat byla také ověřena pomocí párové součtové čáry. Z Graf 4 je patrné, že průběh již není tak hladký jako u párové součtové čáry pro stanici Malga Rova a u teploty, ale stále je bez výraznějších zlomů a bez změny sklonu, takže data můžeme považovat za konzistentní.



Graf 4: Součtová čára ze stanice Briglia pro období 1983 – 1999.

V Graf 5 jsou porovnány roční srážkové úhrny ze stanic Malga Rova a Briglia, tyto úhrny jsou uvedeny i v Tab. 6. Průměrný roční srážkový úhrn ve stanici Malga Rova je 1420 mm a ve stanici Briglia to je 1080 mm. V Tab. 7 jsou uvedeny dlouhodobé průměrné měsíční úhrny srážek.



Graf 5: Roční srážkový úhrn (v mm) ve stanicích Malga Rova (1430 m n. m.) a Briglia (1096 m n. m.).

Tab. 6: Roční srážkové úhmy (v mm) ze stanic Malga Rova a Briglia.

Rok	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999
Malga Rova	1253	1458	1122	1203	1812	1230	1367	1288	1356	1685	1434	1290	1165	1696	1331	1415	1564
Briglia			628	1096	1625	959	1324	1482	1358	1487	823	590	693	1403	1067	974	993

Tab. 7: Dlouhodobé průměrné měsíční úhmy srážek (v mm) ze stanice Malga Rova a Briglia.

	Malga Rova	Briglia
Leden	40.3	27.8
Únor	44.0	27.4
Březen	58.1	24.1
Duben	135.0	91.4
Květen	159.0	105.3
Červen	163.3	137.6
Červenec	151.9	141.7
Srpen	132.3	108.2
Září	146.7	118.7
Říjen	180.4	148.0
Listopad	144.4	114.5
Prosinec	66.6	36.0

6. Modelování bilančních složek

Měření všech bilančních složek by bylo poměrně složité a finančně nákladné. Z tohoto důvodu se velmi často pro stanovení některých prvků využívá hydrologických modelů, kterých existuje celá řada. V rámci této práce byl využit hydrologický model COSERO a model HBV, které budou blíže popsány níže.

Data, která jsou k dispozici, jsou měřena v období od roku 1983 do roku 1999. Kalibrační období je bráno od 1. 1. 1983 do 31. 12. 1993, přičemž první rok (1983) při simulaci v modelu COSERO není zahrnut do výsledku, protože model potřebuje nějaký čas pro správnou simulaci tzv. spin up time. Validační období je od 1. 1. 1994 do 31. 12. 1999.

V rámci kalibrace byly odebrány některá data průtoku, která nedávala smysl s ohledem na srážky. Jedná se o tři období, kdy byl průtok ve dvou případech velmi nízký i přes občasné srážky a hlavně tání sněhu a ve třetím případě jde o extrémní zvýšení a snížení průtoku během jednoho dne bez evidence významné dešťové události, konkrétně to jsou období 28. 2. – 31. 3. 1985, 19. – 20. 4. 1992 a 17. 3. – 30. 6. 1993.

6.1. Model COSERO

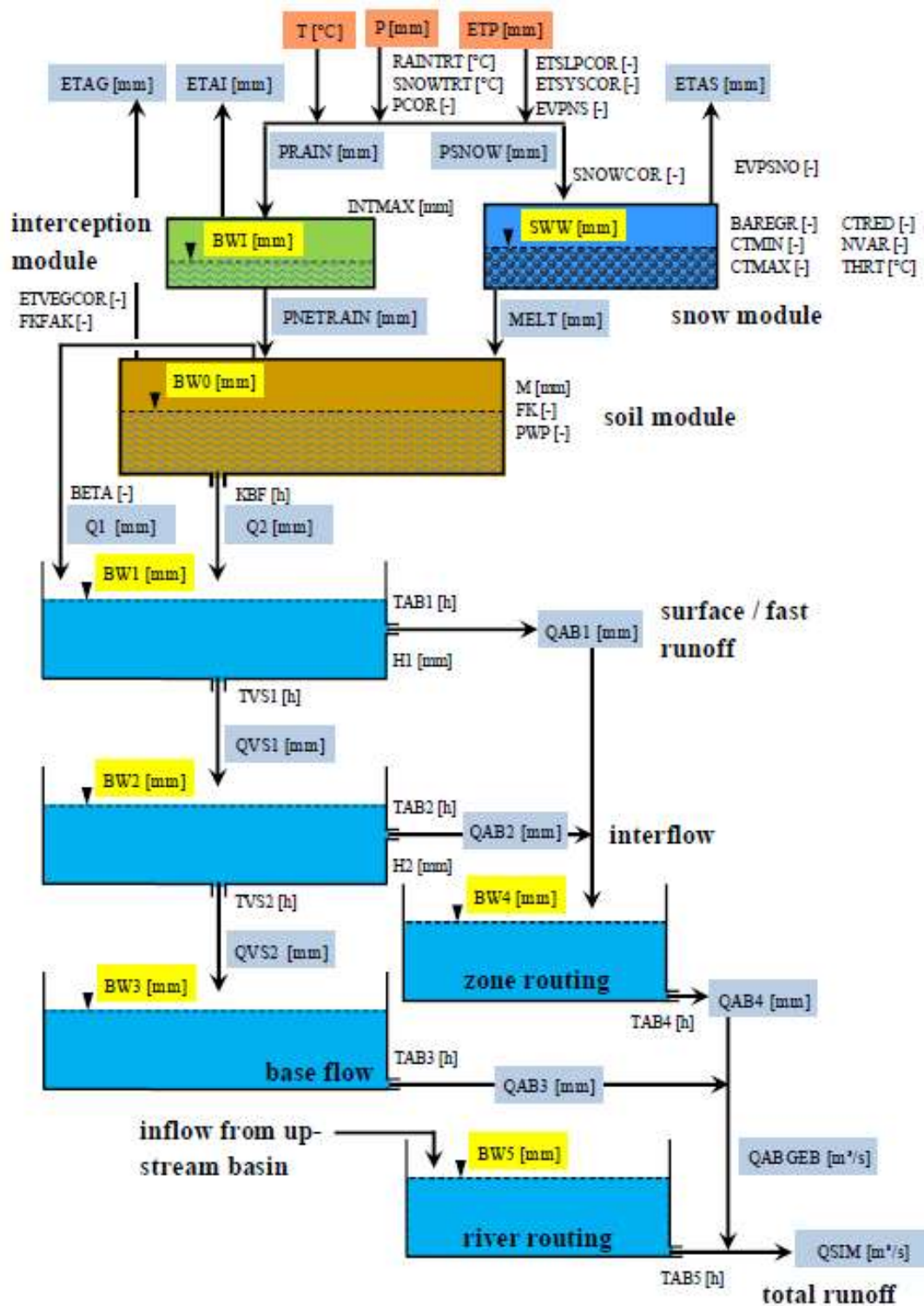
Počátek modelu COSERO je spojen se strukturou vytvořenou pro předpověď odtokových vztahů řeky Enns v Rakousku (Nachtnebel et al., 1993). Byl vyvinut na Institutu vodohospodářství, hydrologie a hydrauliky (IWHW – Institute of Water Management, Hydrology and Hydraulic Engineering) na vídeňské univerzitě BOKU (University of Natural Resources and Life Sciences). Název modelu COSERO je vytvořen jako zkratka COntinuous SEmi-distributed RunOff, jedná se tedy o spojitý semi-distribuovaný koncepční srážko-odtokový model. Současná verze modelu v sobě zahrnuje akumulaci a tání sněhové pokrývky, aktuální evapotranspiraci, zásobu vody v půdě, separaci průtoku do různých odtokových složek za pomoci kaskády lineárních a nelineárních rezervoárů. V současné době existuje několik verzí modelu COSERO, podle toho jak se v průběhu let vyvíjel, došlo například k vylepšení sněhového modulu nebo k možnosti automatické kalibrace parametrů. Od roku 1993 byly použity různé verze modelu v mnohých vědeckých či komerčních projektech po celém světě v různém prostorovém a časovém rozlišení. Model již byl využit pro modelaci vodní bilance, předpovídání povodní, pro stanovení změn v odtoku pro různé scénáře změn klimatu nebo jako předpovědní systém povodní či odtokových vztahů v reálném čase (Herrnegger et al., 2015).

Struktura modelu COSERO je ukázaná na Obr. 11. Simulace modelu COSERO je prováděna v rámci několika modulů: zásobní kapacita intercepce, zásobní kapacita sněhu, zásobní kapacita půdy, povrchový (rychlý) odtok (rezervoár 1), podpovrchový odtok (rezervoár 2) a základní (podzemní) odtok (rezervoár 3). Rezervoár 4 je součtem povrchového a podpovrchového odtoku, jak je znázorněno na Obr. 11. Rezervoár 5 simuluje přítok z výše umístěných povodí. Výsledný simulovaný odtok je součtem všech výše jmenovaných průtoků.

Model je prostorově distribuován, všechny vstupy, výstupy a parametry mají prostorový rozměr. Modelovaná oblast může být rozdělena do dílčích subpovodí a pro každé subpovodí pak bude stanoven odtok z tohoto území. Pro zohlednění fyzikálních vlastností je možné modelovanou plochu rozdělit na tzv. jednotky hydrologické odezvy (HRU – hydrological response units). Tyto zóny jsou stanoveny na základě nadmořské výšky, informací o vegetačním krytu (případně využívání půdy) a informací o půdě (či geologické skladbě podloží). Myšlenka tohoto rozdělení je taková, že odtok z plochy o stejných vlastnostech

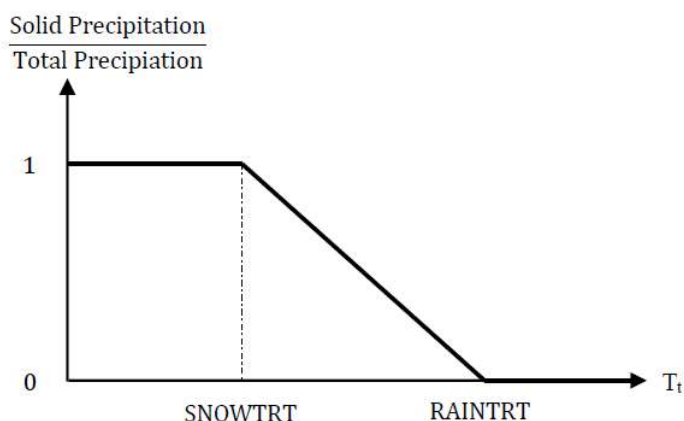
bude stejný nebo velice podobný. Pro každou zónu je nutno určit vstupy a také parametry (Herrnegger et al., 2015).

Prostředí modelu COSERO je založeno na příkazovém řádku a jasně dané struktuře textových souborů. Mezi vstupní veličiny patří srážkový úhrn (v mm), teplota vzduchu (v °C) a hodnoty odtoku (v m³/s) pro zvolený časový krok. Ve vstupním souboru musí být také textový soubor obsahující jednotlivé parametry modelu, který se dá vytvořit za pomoci excelového souboru obsahující parametry a sloužící pro snadné ruční měnění parametrů. Zároveň je možné z tohoto excelu spustit celý běh modelu COSERO.



Obr. 11: Struktura modelu COSERO, se znázorněním jednotlivých vstupů a výstupů, ovlivňujících parametrů a toků. (Hermegger et al., 2015)

Vstupní srážkové údaje jsou v modelu rozděleny pro každý časový krok na srážky ve formě deště nebo sněhu v závislosti na teplotě vzduchu. Díky parametrům SNOWTRT a RAINTRT je možné se vyhnout ostrému přechodu mezi dešťovými a sněhovými srážkami, pokud je teplota vzduchu v rozmezí těchto dvou parametrů, srážky budou modelovány jako smíšené. Poměr pevných a kapalných srážek odpovídá lineární interpolaci mezi SNOWTRT a RAINTRT jak ukazuje Obr. 12.



Obr. 12: Vztah mezi pevnými a kapalnými srážkami jako funkce teploty vzduchu. (Herrnegger et al., 2015)

Pokud není dodána potenciální evapotranspirace jako další vstupní soubor, model COSERO je schopný ji vypočítat sám podle Thornthwaite (Thornthwaite & Mather, 1957). Výpočet potenciální evapotranspirace podle Thornthwaite je založený na dlouhodobých průměrných měsíčních teplotách vzduchu, které jsou parametry modelu, a na aktuálních teplotách vzduchu.

$$ETP = \left[17.6 * \left(\frac{10 * \max(T_t, 0)}{J} \right)^a * f_{geo, NM} \right] * \max \left(0, \min \left(1, 1 - \frac{PZON_t}{EVPNS} \right) \right) * ETSYSCOR * ETSLPCOR \quad (15)$$

$$J = \sum_{Jan}^{Dec} \left(\frac{TMMON_{NM}}{5} \right)^{1,514} \quad (16)$$

$$a = \frac{0,9262}{2,42 - \log(J)} \quad (17)$$

ETP ... potenciální evapotranspirace (mm/den)

T_t ... teplota vzduchu ($^{\circ}C$)

J ... tepelný index pro 12 měsíců

a ... proměnná spojená s tepelným indexem

$TMMON_{NM}$... dlouhodobé průměrné měsíční teploty vzduchu ($^{\circ}C$)

$f_{geo,NM}$... měsíční opravný faktor pro trvání slunečního svitu závislý na zeměpisné šířce

$PZON_t$... parametr modelu, opravný faktor modelu (mm/den)

$EVPNS$... parametr modelu, kritická míra srážek, při kterém je ETP rovno 0 (mm/h)

$ETSYSCOR$... parametr modelu, opravný faktor ETP pro systematické chyby

$ETSLPCOR$... parametr modelu, opravný faktor ETP pro sklon a polohu

Aktuální evapotranspirace je určena v závislosti na hodnotě potenciální evapotranspirace a dostupnosti vody v rámci modulů intercepce, sněhu a půdy. Z tohoto důvodu je systémový stav modelu omezujícím faktorem. Celková aktuální evapotranspirace je pak suma dílčích výparů z výše jmenovaných modulů, což znázorňuje Obr. 13.

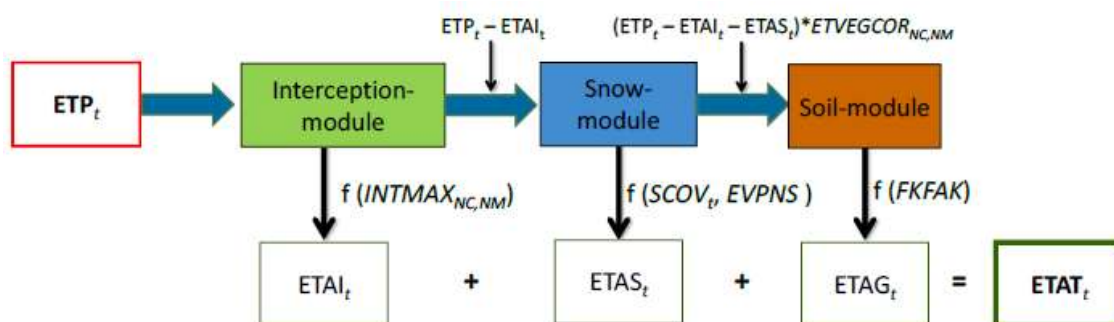
$$ETAT_t = ETAI_t + ETAS_t + ETAG_t \quad (18)$$

$ETAT_t$... celková hodnota aktuální evapotranspirace (mm/den)

$ETAI_t$... aktuální evapotranspirace z modulu intercepce (mm/den)

$ETAS_t$... výpar ze sněhové pokrývky pro modul sněhu (mm/den)

$ETAG_t$... aktuální evapotranspirace z modulu půdy (mm/den)



Obr. 13: Schématické znázornění výpočtu aktuální evapotranspirace v modelu COSERO v rámci jednotlivých modulů včetně příslušných parametrů modelu. (Herzog et al., 2015)

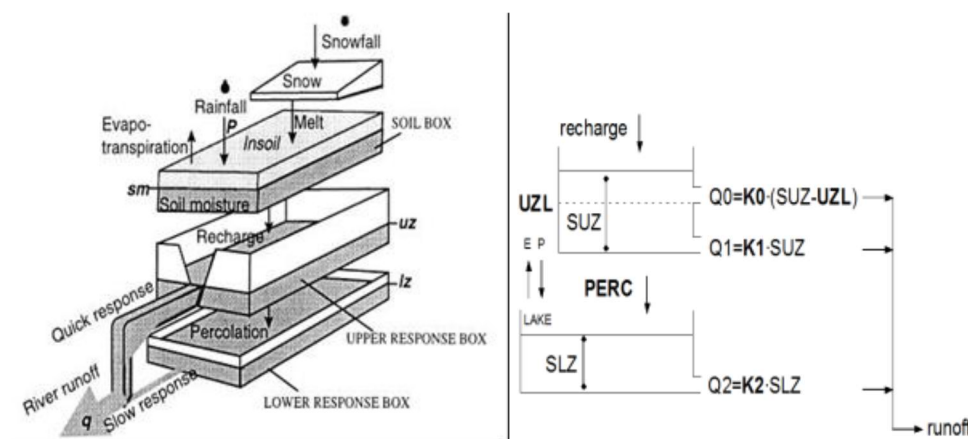
Výstupy z modelu jsou zaznamenány v podobě textových souborů a souborů v binárním formátu. Patří mezi ně soubor se statistickými veličinami, s jednotlivými hydrologickými a meteorologickými prvky pro daný časový krok (jako jsou pozorovaný a simulovaný odtok, rozdělení srážek na kapalné a pevné, hodnoty potenciální i aktuální evaporační a mnoho dalších veličin) a také soubor nesoucí informaci o stavu systému (kolik vody obsahují jednotlivé moduly) na konci simulace. Pro vizualizaci binárních souborů se využívá program ZRVIEW. Po otevření se zobrazí 4 okna, v prvním je vykreslen pozorovaný a simulovaný průtok v rámci zadaného časového kroku, v druhém okně jsou vykresleny srážky sněhové

a dešťové, ve třetím okně jsou vykresleny jednotlivé typy odtoku společně s teplotou a ve čtvrtém okně jsou znázorněny systémové stavy například sněhové pokrývky, sumy srážek, evapotranspirace a jiných. Výhodou je, že se tento program nemusí speciálně instalovat a běží po otevření zipového souboru (Hernegger et al., 2015).

6.2. Model HBV

Model HBV je jeden ze srážko-odtokových modelů, byl vyvíjen od sedmdesátých let ve švédském meteorologickém a hydrologickém institutu. Jedná se o konceptuální, semi-distribovaný model, který umožňuje povodí rozdělit na sub-povodí nebo na zóny podle nadmořské výšky a vegetace (Jeníček, 2005).

Simulace odtoku modelem HBV probíhá v denním intervalu, vstupem jsou denní srážkové úhrny a průměrné denní hodnoty teploty vzduchu a potenciální evapotranspirace. Model má jednoduchou strukturu, která se skládá ze čtyř základních výpočetních modulů Obr. 14 (Seibert, 2005).



Obr. 14: Schéma a struktura hydrologického modelu HBV. (Seibert, 2005)

1. Sněhový modul určuje akumulaci a tání sněhu pomocí metody stupeň-den.
2. Půdní modul zahrnuje nasycení půdního profilu jako funkci plnění zásob podzemní vody a aktuální evapotranspirace.
3. Modul odtoku využívá princip lineární zdrže, kde je odtok v daném čase přímo-úměrný zásobě vody v povodí.
4. Transformační modul, využívající váhovou funkci.

V současné době již existuje řada verzí (Seibert, 2005), konkrétní výpočty byly provedeny aplikací modelu verze HBV Light 3.1, se vstupem průměrné denní teploty vzduchu, denních úhrnů srážek, dlouhodobých průměrných denních teplot vzduchu a dlouhodobé potenciální evapotranspirace stanovené pro jednotlivé dny kalendářního roku. Parametry modelu HBV byly optimalizovány metodou MONTE-CARLO a GAP (genetický algoritmus), shoda mezi pozorovanými a simulovanými hodnotami odtoku z povodí byla testována pomocí koeficientu spolehlivosti NSE, viz kapitola 6.3.

6.3. Testování shody: Nash - Sutcliffe koeficient

Úspěšnost kalibrace modelu byla hodnocena pomocí Nash - Sutcliffe koeficientu. Tento koeficient se stanovuje na základě pozorovaného a simulovaného průtoku.

Nash - Sutcliffe koeficient:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}^t - Q_{sim}^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}^t - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (19)$$

Hodnota Q_{obs} (m^3/s) je průtok pozorovaný v čase t , Q_{sim} (m^3/s) je průtok simulovaný modelem v čase t a $\overline{Q_{obs}}$ (m^3/s) je průměrný průtok za testované období T . Koeficient NSE může nabývat hodnot od mínus nekonečna do 1, pokud je NSE roven 1, jedná se o úplnou shodu mezi změřeným a simulovaným modelem. Pro NSE rovné 0 je simulace modelu stejně přesná jako průměrné hodnoty pozorovaných dat a pokud je hodnota NSE menší než 0, tak je průměr pozorovaných dat lepší prediktor než simulace modelem. Čím blíže je hodnota NSE 1, tím je model efektivnější.

6.4. Model COSERO – jednoduchá (lumped) verze

Jako první model pro simulaci bilančních složek byl zvolen model COSERO verze lumped. V tomto případě je povodí bráno jako jeden celek a neuvažuje se žádná prostorová variabilita vstupních dat ani parametrů.

Pro data srážek (ze stanice Malga Rova), teploty vzduchu a odtoku byly připraveny vstupní textové soubory. Dále bylo potřeba určit některé parametry modelu. Mezi ně patří dlouhodobé měsíční průměrné teploty vzduchu $TMMON_{NM}$, ty byly spočteny pro měřené období 1983 – 1999, jako průměry pro jednotlivé měsíce v každém roce (viz Tab. 4).

6.4.1. Stanovení parametrů INTMAX a ETVEGCOR

Dalšími parametry, které bylo možné stanovit z vlastností povodí, byly INTMAX a ETVEGCOR. Parametr INTMAX určuje maximální možnou kapacitu intercepce, parametr ETVEGCOR je opravný faktor potenciální evapotranspirace v závislosti na typu vegetace. Oba tyto parametry jsou funkcí vegetačního krytu (případně využívání půdy) a daného měsíce v roce (Herrnegger et al., 2015). Výchozí hodnoty parametrů jsou znázorněny v Tab. 8 a Tab. 9.

Tab. 8: Hodnoty parametru INTMAX v závislosti na typu vegetace (využívání půdy) pro jednotlivé měsíce. (Herrnegger et al., 2015)

INTMAX	Měsíc											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Vegetace												
Zastavěná oblast	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Obdělávaná půda	0	0	0	0.3	0.7	1	1	1	1	0.5	0	0
Louky a pastviny	0	0	0	0.3	0.7	1	1	1	1	0.5	0	0
Listnatý les	1	1	1	2	3	4.5	4.5	4.5	4	3	1	1
Jehličnatý les	3.5	3.5	3.5	3.7	3.8	4	4	4	4	3.8	3.5	3.5
Smišený les	1	1	1	1.3	1.7	2	2	2	2	1.5	1	1
Nízká vegetace	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ledovce	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Vodní plocha	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mokřady	0	0	0	0.5	1	1.5	1.5	1.5	1	0.5	0	0

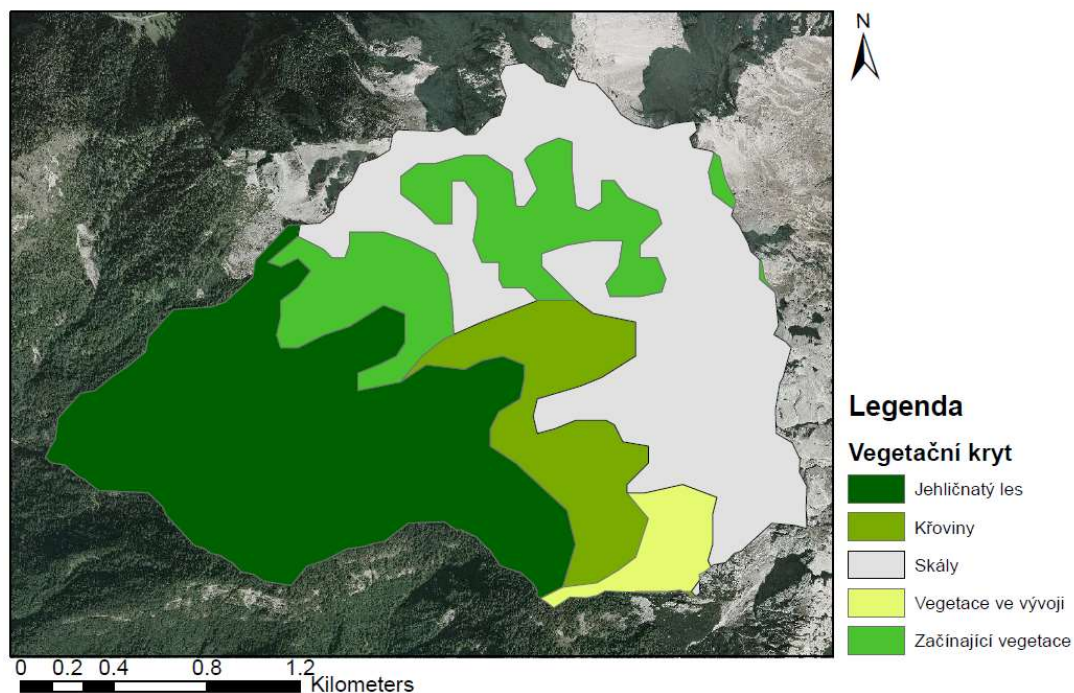
Tab. 9: Hodnoty parametru ETVEGCOR v závislosti na typu vegetace (využívání půdy) pro jednotlivé měsíce. (Herrnegger et al., 2015)

ETVEGCOR	Měsíc											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Zastavěná oblast	0.7	0.7	0.7	0.75	0.8	0.9	0.9	0.9	0.8	0.75	0.7	0.7
Obdělávaná půda	0.4	0.4	0.4	0.5	0.65	0.95	0.95	0.95	0.9	0.85	0.5	0.4
Louky a pastviny	0.5	0.5	0.6	0.8	0.9	1	1	1	0.9	0.85	0.7	0.6
Listnatý les	0.6	0.6	0.6	0.6	0.9	1.2	1.2	1.2	1	0.6	0.6	0.6
Jehličnatý les	0.8	0.8	0.8	0.8	1	1.05	1.05	1.05	1	0.8	0.8	0.8
Smíšený les	0.6	0.6	0.6	0.6	0.9	1.1	1.1	1.1	0.9	0.6	0.6	0.6
Nízká vegetace	0.65	0.65	0.65	0.65	0.7	0.75	0.75	0.75	0.7	0.65	0.65	0.65
Ledovce	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.9	0.9	0.9	0.85	0.85	0.85	0.85
Vodní plocha	0.4	0.4	0.4	0.6	0.9	1.1	1.1	1.1	0.9	0.5	0.4	0.4
Mokřady	0.9	0.9	0.9	1	1.2	1.2	1.2	1.2	1.2	1.1	0.9	0.9

V programu GIS byly zjištěny velikosti ploch pro jednotlivé druhy vegetačního krytu znázorněné v Tab. 10. Rozmístění jednotlivých vegetačních typů je znázorněno na Obr. 15.

Tab. 10: Jednotlivé typy vegetačního pokryvu povodí Missiaga s náležícími velikostmi ploch.

Typ vegetačního krytu	Plocha (km ²)	Poměr k celkové ploše
Jehličnatý les	1.76	0.37
Křoviny	0.51	0.11
Skály	1.60	0.34
Vegetace ve vývoji	0.16	0.04
Začínající vegetace	0.67	0.14
Celkový součet	4.7	1



Obr. 15: Vegetační kryt povodí Missiaga.

Pro další výpočet byly brány skály, vegetace ve vývoji a začínající vegetace jako jedna skupina nízká vegetace. Výpočet parametrů pak byl zjištěn součtem součinů hodnoty parametrů pro jednotlivé typy vegetace a měsíce z Tab. 8 a Tab. 9 a poměru plochy jednotlivých typů vegetace z Tab. 10. Přičemž typ vegetace křoviny byl brán jako smíšený les. Výsledné hodnoty parametrů INTMAX a EVTEGCOR jsou v Tab. 11.

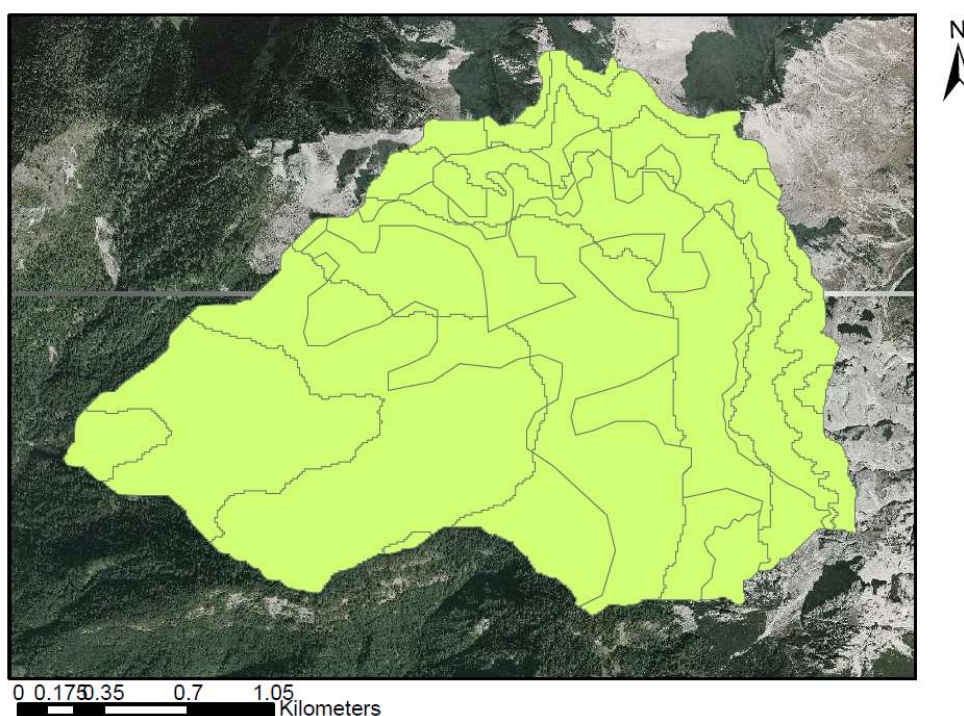
Tab. 11: Hodnoty parametrů INTMAX a EVTEGCOR pro model COSERO – lumped v povodí Missiaga.

Měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Parametr												
INTMAX	1.41	1.41	1.41	1.51	1.59	1.7	1.7	1.7	1.7	1.57	1.41	1.41
ETVEGCOR	0.7	0.7	0.7	0.7	0.83	0.9	0.9	0.9	0.83	0.7	0.7	0.7

6.5. Model COSERO – distribuovaná verze HRU

Model COSERO je semi-distribuovaný, což znamená, že povodí je možné rozdělit na elementární odtokové plochy tzv. HRU (hydrological response units), které mají homogenní prostorové parametry (Jeníček, 2005).

Povodí Missiaga bylo rozděleno v programu GIS v závislosti na nadmořské výšce, geologii a na vegetačním krytu. Nadmořská výška povodí byla rozdělena do osmi tříd po 200 m, viz Obr. 5. Geologie povodí byla zjednodušena pro rozdělení povodí, z důvodu velikosti dílčích HRU ploch, vrstvy Strati di La Valle, Strati di Livinallongo a Strati di Raibl byly sloučeny s kvarterními usazeninami. Vegetační kryt byl také zjednodušen, vrstvy křoviny, vegetace ve vývoji a začínající vegetace z Obr. 15 byly sloučeny jako nízká vegetace. Povodí Missiaga bylo podle výše popsaných vlastností rozděleno na 47 HRU ploch, což je znázorněno na Obr. 16.



Obr. 16: Rozdělení povodí Missiaga na 47 elementárních odtokových ploch HRU.

Pro každou z těchto ploch byla v GIS stanovena průměrná nadmořská výška, vegetační kryt a geologie, z čehož budou vycházet některé parametry modelu. Také musí být pro každou plochu HRU stanoveny data teploty a srážek.

6.5.1. Interpolace teploty vzduchu – HRU

Při určování teploty byl použit vztah teplotního gradientu, že s nárůstem nadmořské výšky o 100 m, klesá teplota vzduchu o $0,65^{\circ}\text{C}$. Data teploty byly měřeny v nadmořské výšce 1430 m a pro každou HRU plochu je stanovena průměrná nadmořská výška. Nejprve se tedy zjistil výškový rozdíl mezi meteorologickou stanicí a jednotlivými HRU plochami. Po přenásobení výškových rozdílů vztahem teploty v závislosti k nadmořské výšce byla získána teplotní změna každé HRU plochy. Z řady naměřených dat ve stanici Malga Rova se přičtením (v případě, že plocha HRU se nachází pod touto stanicí) nebo odečtením (plocha HRU je nad měřící stanicí) teplotní sady vytvoří nové sady dat pro každou elementární hydrologickou jednotku. Z těchto dat je nutné spočítat pro každou plochu HRU dlouhodobé průměrné měsíční teploty vzduchu, které jsou parametrem modelu COSERO.

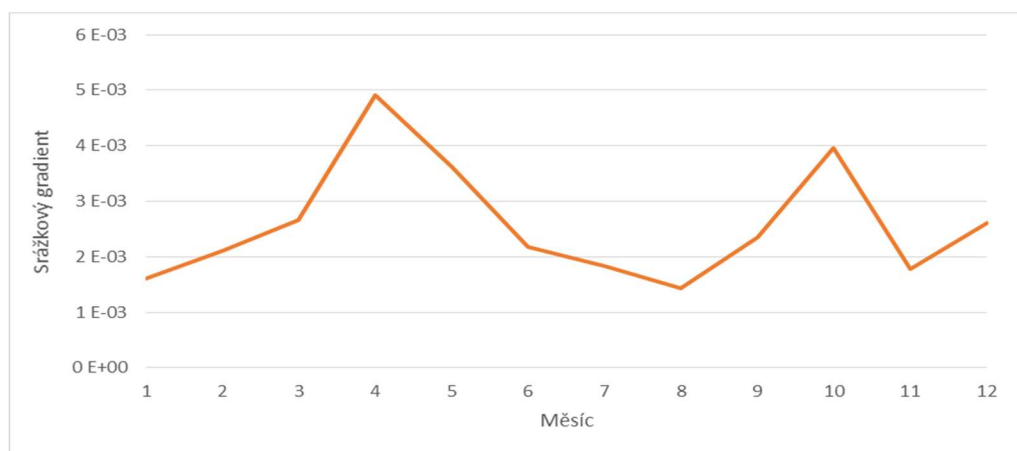
6.5.2. Interpolace srážkových úhrnů – HRU

V případě srážek neplatí žádný obecný vztah v závislosti s nadmořskou výškou. Úhrny srážek byly měřeny ve dvou stanicích, ve stanici Briglia (1096 m n. m.) a ve stanici Malga Rova (1430 m n. m.). Pro určení srážkového vztahu s nadmořskou výškou v tomto povodí byly použity pouze dny, kdy jsou srážky naměřeny v obou stanicích. Pokud alespoň v jedné stanici data chyběla, byly tyto dny vynechány z výpočtu. V rámci tohoto výpočtu byla brána v úvahu i srážková data měřená v roce 2000 (z důvodu získání většího vzorku), v období 1985 – 2000 (kdy probíhalo měření na obou stanicích) je celkem 5844 dní. Po vynechání dní s mezerami je k dispozici 4184 dní pro výpočet. Rozdíl denních srážkových úhrnů mezi stanicí Malga Rova a Briglia byl vydělen výškovým rozdílem 334 m, který je mezi těmito dvěma stanicemi. Tím byl získán vztah změny srážkových úhrnů na jeden metr výšky v rámci každého dne. Srážkový gradient byl určen pro každý měsíc tak, že se vzal průměr hodnot změny srážkových úhrnů na jeden metr výšky dnů náležejícímu k danému měsíci. Výsledky srážkového gradientu jsou znázorněny v Tab. 12 a jeho průběh v rámci roku znázorňuje Graf 6.

Tab. 12: Srážkový gradient pro jednotlivé měsíce.

Měsíc	Srážkový gradient (mm/1 m)	Počet dnů pro průměr	Počet dnů pro celé období (1985 – 2000)
1	1.61 *10 ⁻⁰³	123	496
2	2.11 *10 ⁻⁰³	86	452
3	2.66 *10 ⁻⁰³	351	496
4	4.91 *10 ⁻⁰³	414	480
5	3.61 *10 ⁻⁰³	432	496
6	2.18 *10 ⁻⁰³	370	480
7	1.84 *10 ⁻⁰³	433	496
8	1.43 *10 ⁻⁰³	432	496
9	2.35 *10 ⁻⁰³	434	480
10	3.95 *10 ⁻⁰³	397	496
11	1.79 *10 ⁻⁰³	375	480
12	2.60 *10 ⁻⁰³	337	496

Dále byl postup obdobný jako u teploty, pro jednotlivé plochy HRU je známá průměrná nadmořská výška. Známe nadmořskou výšku stanice Malga Rova a srážkové úhrny náležející této stanici, od kterých byl buď součtem (pokud se HRU plocha nachází výše jak stanice Malga Rova) nebo odečtem (plocha HRU je pod stanicí) získána nová řada srážkových dat. Pro získání nových řad srážkových úhrnů jednotlivých ploch HRU už se používá celá řada i s doplněnými daty.



Graf 6: Průběh srážkového gradientu v rámci roku.

6.5.3. Stanovení parametrů INTMAX a ETVEGCOR

Stanovení parametrů INTMAX a ETVEGCOR modelu COSERO verze HRU je nutné pro všechny plochy HRU. Vzhledem k principu rozdělení povodí na jednotlivé plochy HRU je u každé plochy jasně stanovený typ vegetačního krytu a geologie. Parametry INTMAX a ETVEGCOR se odečtou z Tab. 8 a Tab. 9 pro každou plochu podle jejich vlastností.

6.6. Optimalizace parametrů modelu - COSERO

Optimalizace parametrů byla prováděna v rámci programu COSERO, který má v sobě zabudovanou automatickou kalibraci parametrů. V každé simulaci modelem COSERO byly optimalizovány parametry vypsané v Tab. 13.

Tab. 13: Optimalizované parametry při simulacích modelu COSERO.

Parametr	Jednotky	Popis
CTMIN	mm/°C/d	minimální faktor tání sněhu v 21. prosince
CTMAX	mm/°C/d	maximální faktor tání sněhu v 21. června
NVAR	-	rozptyl pro distribuci nového sněhu s log-normální distribucí
BETA	-	parametr pro výpočet odtoku jako funkce půdní vlhkosti
H1	mm	odtoková úroveň rezervoáru pro simulaci povrchového odtoku
TAB1	h	konstanta pro simulaci povrchového odtoku
M	mm	zásobní kapacita půdy
TVS1	h	konstanta pro simulaci infiltrace z části povrchového odtoku
TVS2	h	konstanta pro simulaci infiltrace z části podpovrchového odtoku
H2	mm	odtoková úroveň rezervoáru pro simulaci podpovrchového odtoku
TAB2	h	konstanta pro simulaci podpovrchového odtoku
TAB3	h	konstanta pro simulaci podzemního odtoku
TAB4	h	konstanta pro simulaci směřování povrchového a podpovrchového odtoku
FKFAK	-	faktor výpočtu ETA z ETP jako funkce půdní vlhkosti
KBF	h	konstanta pro simulace odtoku z půdního modulu lineárním rezervoárem

Optimalizační kritérium kalibrace parametrů byl Nash - Sutcliffe koeficient (NSE), který je popsán v kapitole 6.3. Ve snaze dosažení nejlepších výsledků byly dále ručně měněny hodnoty parametrů, které upravují hodnotu potenciální evapotranspirace, viz Tab. 14.

Tab. 14: Parametry upravující hodnotu potenciální evapotranspirace.

Parametr	Jednotky	Popis
ETSLPCOR	-	opravný faktor potenciální evapotranspirace pro zohlednění sklonu a polohy
ETSYSCOR	-	opravný faktor potenciální evapotranspirace pro zohlednění systematických chyb
EVPSNO	-	opravný faktor potenciální evapotranspirace pro zohlednění výparu ze sněhu

U parametrů z Tab. 14 byly ručně voleny různé hodnoty a případně i jejich vzájemné kombinace. Parametry ETSLPCOR byl také v některých simulacích zařazen do automatické kalibrace v rámci programu COSERO.

6.7. Model HBV

Povodí Missiaga bylo v modelu HBV rozděleno na osm výškových zón, které jsou zobrazeny v Tab. 15. U každé zóny je stanovena průměrná nadmořská výška a podíl plochy k celkové ploše povodí. Zadaná vstupní data byla měřena ve výškové úrovni 1430 m n. m.

Tab. 15: Rozdělení povodí Missiaga na zóny podle nadmořské výšky v modelu HBV.

Zóna	1	2	3	4	5	6	7	8
Průměrná výška	1169.65	1306.16	1507.31	1696.21	1894.34	2094.46	2284.17	2448.01
Poměr plochy	0.01822	0.11636	0.22541	0.26699	0.17728	0.11817	0.06623	0.01134

Pro simulace modelem byla stanovena potenciální evapotranspirace dvěma způsoby. Jedním z nich je potenciální evapotranspirace podle Hamona, viz kapitola 3.2.1. Pro výpočet ETP podle Hamona byla použita dlouhodobá denní průměrná teplota vzduchu a doba slunečního svitu stanovená pro každý den v oblasti Belluno, kde se nachází povodí Missiaga. Stanovená evapotranspirace podle Hamona byla navýšena přenásobením koeficientu 1,8, který byl stanoven jako podíl evapotranspirace z vodní bilance povodí (určeno z rozdílů

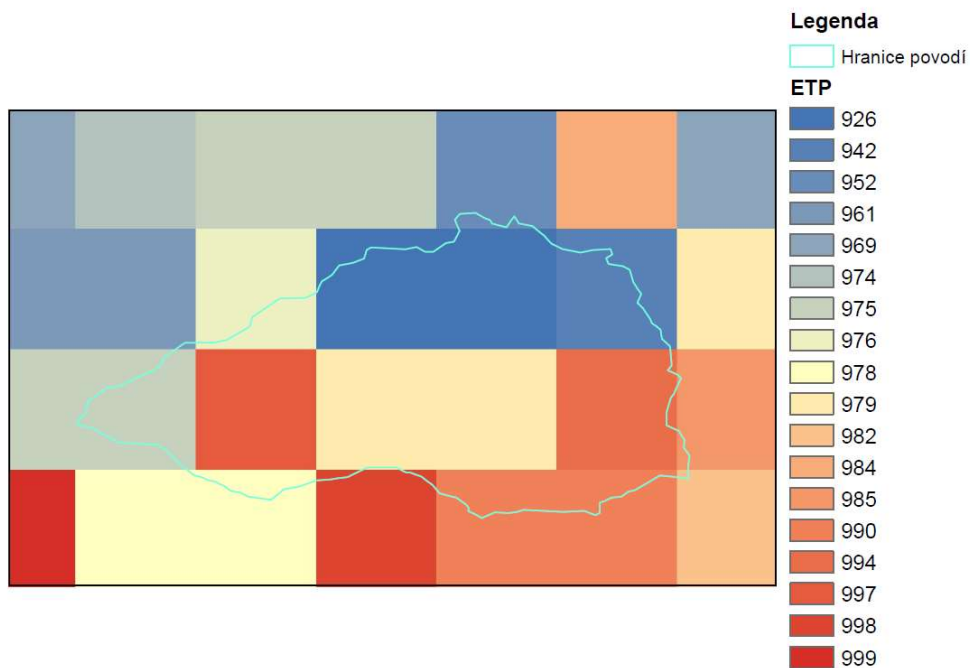
dlouhodobého průtoku a celkových dlouhodobých ročních srážek) a roční ETP podle Hamona. Druhá simulace vychází z potenciální evapotranspirace stanovené podle Hargreaves, viz kapitola 3.2.1. ETP podle Hargreaves byla již stanovena pro každý den sledovaného období pro simulace modelem COSERO. Z těchto dat byl udělán průměr ze sedmnácti let pro každý den v roce.

Kalibrace parametrů modelu HBV byla prováděna dvěma způsoby, jednak metodou MONTE CARLO a také metodou GAP (genetický algoritmus). Úspěšnost kalibrace byla hodnocena koeficientem NSE.

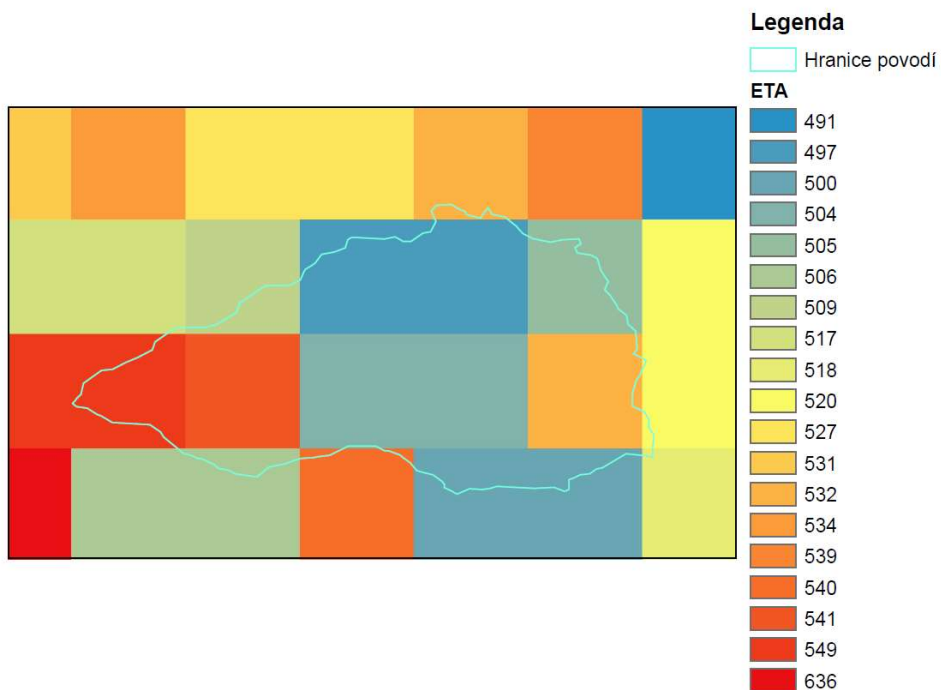
6.8. Evapotranspirace

Pro stanovení evapotranspirace je k dispozici velmi málo dat pouze denní teploty vzduchu. Z tohoto důvodu bylo využito projektu MODIS, který je součástí NASA/EOS (NASA Earth Observing System). Tento projekt se zabývá odhadem globální suchozemské evapotranspirace ze zemského povrchu za použití satelitních dat z dálkového průzkumu Země. Konkrétně byl použit produkt MOD16 globální evapotranspirace, který lze použít například k výpočtu vodní či energetické bilanci. Evapotranspirace je stanovena pro období 2000-2013 a výpočet je založen na rovnici Penman-Monteith. K dispozici jsou datové sady s rozlišením 1 km² aktuální evapotranspirace, latentního tepelného toku a potenciální evapotranspirace pro osmi denní, měsíční, roční intervaly a pak dlouhodobý průměr za celé sledované období (Mu et al., 2013).

Stažené soubory aktuální a potenciální evapotranspirace za období 2000-2013 byly zpracovány v programu GIS, viz Obr. 17 a Obr. 18. Dlouhodobá průměrná hodnota aktuální evapotranspirace pro povodí Missiaga za období 2000-2013 je 511 mm. Pro potenciální evapotranspiraci je tento dlouhodobý průměr roven zhruba 965 mm pro stejné období.



Obr. 17: Hodnoty roční potenciální evapotranspirace (v mm) pro oblast povodí Missiaga, získané z projektu MOD16 za období 2000-2013.



Obr. 18: Hodnoty roční aktuální evapotranspirace (v mm) pro oblast povodí Missiaga, získané z projektu MOD16 za období 2000-2013.

7. Výsledky a diskuze

7.1. Data

Jak je již patrné z Tab. 2 kvalita zejména dat srážek není ideální. K dispozici nejsou žádná jiná data z okolí povodí Missiaga, proto interpolace chybějících dat byla provedena způsobem, který je popsán v kapitolách 5.1, 5.2 a 5.3. Tento způsob nemusí být ideální, protože v několika případech se vychází ze stejné sady dat, která se doplňuje. Konzistence doplněných dat byla ověřena párovou součtovou čarou a pro všechny případy vyšla vyhovující, Graf 2, Graf 3 a Graf 4.

U stanovení nových řad dat pro každou plochu HRU se vyskytuje řada nejistot. Při vytváření nových teplotních řad odvozených z měření v jedné výškové úrovni je hlavní nejistota, jestli i v tomto povodí platí obecný vztah poklesu teploty s nadmořskou výškou o $0,65^{\circ}\text{C}$ na 100 m. Pokud by byl vztah teploty k nadmořské výšce jiný jen o jednu setinu, ve výškovém rozsahu povodí by pak takovýto rozdíl znamenal změnu teploty v nejvyšších partiích o jednu desetinu. Pro zjištění teplotního vztahu s výškou ovšem nejsou k dispozici žádná jiná měřená data teploty.

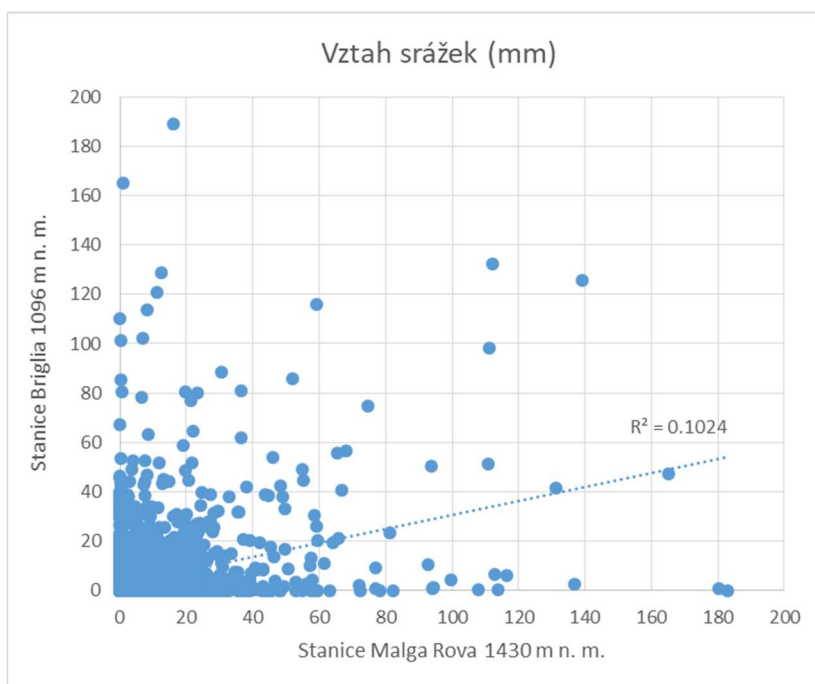
Velkým problémem u výpočtů se také ukázalo to, že u stanice Briglia chybí data zejména pro zimní měsíce. Pokud se podíváme na Tab. 12 zejména u měsíce ledna a února je rozsah vzorku dnů, z kterých je počítán srážkový gradient poměrně malý. U měsíce ledna je výpočet proveden z 24,8 % z celkového počtu lednových dní v období 1985 – 2000 a u měsíce února je to dokonce jenom 19 %. Kdežto v září chybí nejmenší počet dní, výpočet je proveden z 90,4 % z celkového množství dní, pak následují měsíce květen, červenec a srpen, jak je patrné z Tab. 16.

Tab. 16: Počet dní, ze kterých byl stanoven srážkový gradient, k celkové počtu dní v období 1985 – 2000 v procentech.

Měsíc	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
%	24,8	19	70,8	86,3	87,1	77,1	87,3	87,1	90,4	80	78,1	67,9

Dalším nejistotou je i poměrně nízký vztah srážek ze stanic Briglia a Malga Rova, zobrazený v Graf 7. Rozmístění stanic také není ideální vzhledem k výškovému rozpětí povodí, obě stanice jsou umístěny v nižší části povodí. Celkový výškový rozdíl povodí je 1444 m,

stanice Briglia je umístěna v uzavěrovém profilu a stanice Malga Rova je umístěna o 340 m výše než Briglia. Zbývá tedy ještě více jak 1100 m převýšení, která jsou bez jakéhokoliv měření. Vývoj srážek v tomto výškovém rozmezí bez měření může být odlišný než v dolní části povodí.



Graf 7: Vztah naměřených srážkových úhmů ve stanicích Briglia a Malga Rova.

7.2. Model COSERO

U simulací modelem COSERO byly jak pro jednoduchý (lumped) model tak pro HRU model měněny parametry modelu, které mají vliv na velikost evapotranspirace. Simulace byly také prováděny jednak pro potenciální evapotranspiraci podle Thornthwaita vypočítanou modelem COSERO viz kapitola 6.1 a pak pro potenciální evapotranspiraci stanovenou dle vztahu Hargreaves viz kapitola 3.2.1, která je dalším vstupním souborem.

Počáteční hodnota NSE bez provedení optimalizace parametrů byla -0,299.

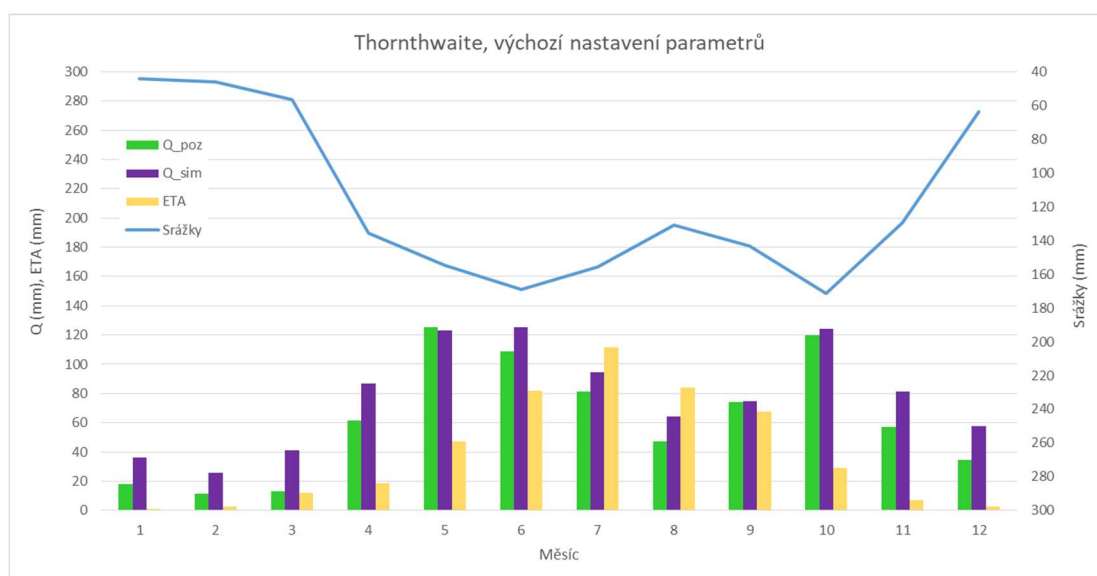
7.2.1. Jednoduchý (lumped) model

Thornthwaite, výchozí hodnoty parametrů

Modelace vychází z potenciální evaporace stanovené dle Thornthwaitea vypočítaná modelem COSERO a z výchozích hodnot parametrů. Parametr ETSLPCOR je roven jedné, stejně tak parametr ETSYSCOR a EVPSNO je roven výchozí hodnotě 0,3.

Tab. 17: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-lumped, ETP vypočítaná Thornthwaitem a výchozí hodnoty parametrů.

	Q_poz	Q_sim	ETA	ETP	Srážky	R (Q_poz)	R (Q_sim)
Leden	18.0	36.4	1.2	2.0	44.2	25.0	6.6
Únor	11.4	25.6	2.6	4.8	46.0	32.0	17.8
Březen	13.0	41.3	12.0	24.6	56.7	31.7	3.3
Duben	61.3	86.8	18.7	38.7	135.5	55.5	30.1
Květen	125.4	123.3	47.2	78.1	154.8	-17.7	-15.6
Červen	108.7	125.1	81.9	100.4	169.0	-21.6	-38.0
Červenec	81.0	94.2	111.3	128.4	155.7	-36.7	-49.8
Srpen	47.2	64.3	84.2	116.6	131.1	-0.3	-17.4
Září	74.3	74.6	67.8	74.8	143.4	1.4	1.1
Říjen	119.8	124.0	28.8	43.1	171.5	22.9	18.7
Listopad	57.1	81.3	7.1	10.2	129.5	65.3	41.0
Prosinec	34.6	57.5	2.6	4.0	63.5	26.3	3.4
Celý rok	751.7	934.4	465.4	625.7	1401.0	183.8	1.2



Graf 8: Znárodnění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-lumped, ETP podle Thornthwaitea a výchozí hodnota parametrů.

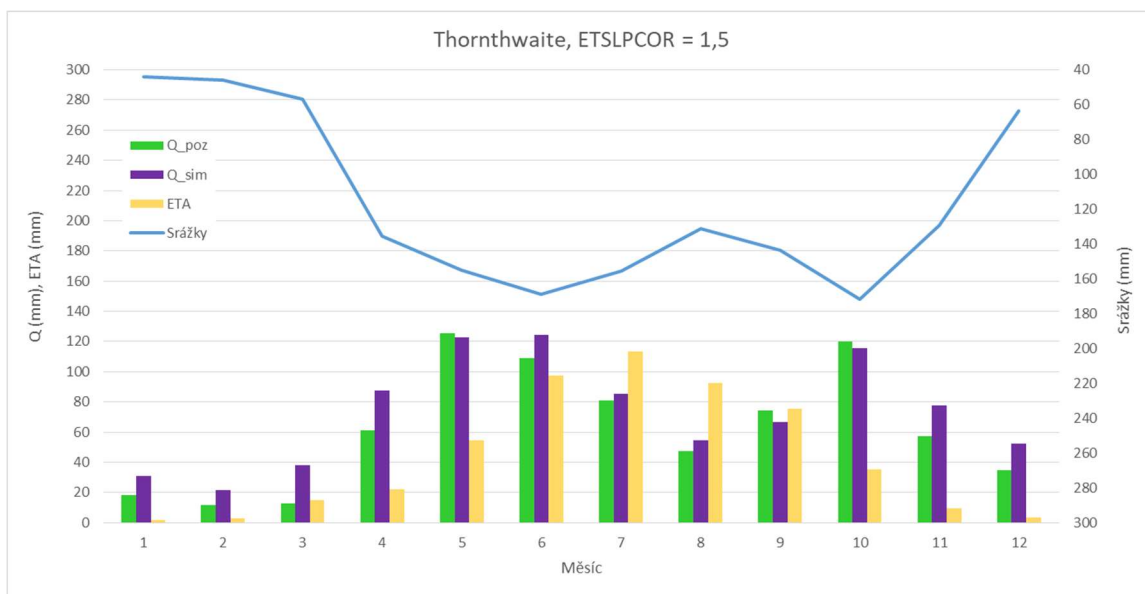
Hodnota NSE v kalibračním období (1. 1. 1983 – 31. 12. 1993) je 0,648, ve validačním období (1. 1. 1994 – 31. 12. 1999) 0,289 a pro celé období 0,507. Pokud odečteme od celkových srážek pozorovaný odtok, dostaneme zhruba hodnotu 650 mm. Této hodnotě by se měla blížit aktuální evapotranspirace z povodí, ta je ovšem simulována na hodnotu 465 mm. Tomuto odpovídá i rozdíl mezi pozorovaným a simulovaným odtokem, což je 185 mm za rok.

Thornthwaite: parametr ETS LPCOR = 1,5

Hodnota parametru ETS LPCOR je nastavena na hodnotu 1,5. Ostatní parametry z Tab. 14 jsou nastaveny na výchozí hodnotu a parametry z Tab. 13 jsou optimalizovány podle způsobem popsaným v kapitole 6.6.

Tab. 18: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-lumped, ETP vypočítaná Thornthwaitem a ETS LPCOR je nastaven na hodnotu 1,5.

	Q_poz	Q_sim	ETA	ETP	Srážky	R (Q_poz)	R (Q_sim)
Leden	18.0	31.0	1.6	2.0	44.2	24.6	11.6
Únor	11.4	21.6	2.9	4.8	46.0	31.7	21.5
Březen	13.0	38.1	14.9	24.6	56.7	28.8	3.6
Duben	61.3	87.6	21.8	38.7	135.5	52.4	26.1
Květen	125.4	122.9	54.5	78.1	154.8	-25.1	-22.6
Červen	108.7	124.3	97.2	100.4	169.0	-36.9	-52.5
Červenec	81.0	85.4	113.4	128.4	155.7	-38.7	-43.1
Srpen	47.2	54.5	92.3	116.6	131.1	-8.4	-15.7
Září	74.3	66.6	75.4	74.8	143.4	-6.2	1.4
Říjen	119.8	115.8	35.1	43.1	171.5	16.6	20.6
Listopad	57.1	77.6	9.6	10.2	129.5	62.8	42.3
Prosinec	34.6	52.2	3.6	4.0	63.5	25.3	7.7
Celý rok	751.7	877.7	522.5	625.7	1401.0	126.7	0.8



Graf 9: Znárodnění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-lumped, ETP podle Thornthwaite a ETSLPCOR je nastaven na 1,5.

Hodnota koeficientu NSE je pro kalibrační období 0,666, pro validační období 0,312 a pro celé období 0,528.

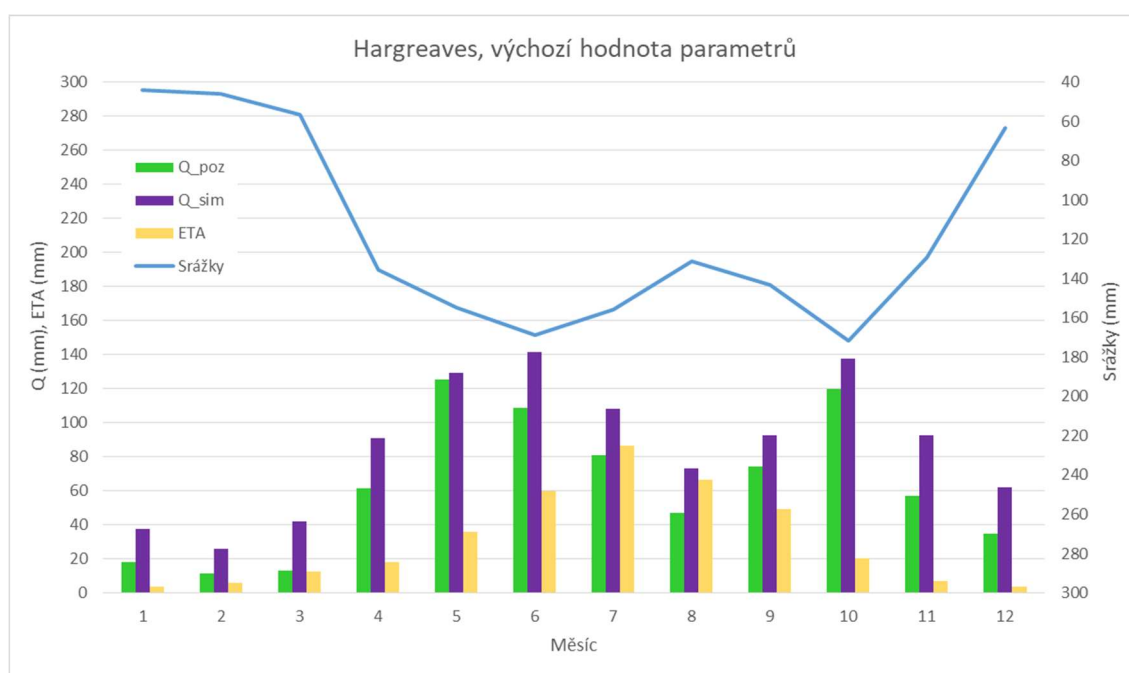
Oproti první simulaci je patrné, že navýšení hodnoty evapotranspirace se snižuje množství simulovaného odtoku, takže se přibližuje odtoku pozorovanému.

Hargreaves, výchozí hodnota parametrů

Model COSERO bere potenciální evapotranspiraci podle Hargreavese ze vstupního souboru. Parametry ovlivňující evapotranspiraci jsou nastaveny na výchozí hodnotě.

Tab. 19: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-lumped, ETP vypočítaná podle Hargreaves a výchozí hodnoty parametrů.

	Q_poz	Q_sim	ETA	ETP	Srážky	R (Q_poz)	R (Q_sim)
Leden	18.0	37.4	3.4	10.7	44.2	22.8	3.4
Únor	11.4	26.1	5.6	19.5	46.0	29.0	14.3
Březen	13.0	41.8	12.6	44.4	56.7	31.1	2.3
Duben	61.3	90.8	18.1	61.9	135.5	56.1	26.6
Květen	125.4	129.2	36.1	93.9	154.8	-6.7	-10.4
Červen	108.7	141.2	59.7	112.3	169.0	0.6	-31.9
Červenec	81.0	108.0	86.6	132.0	155.7	-11.9	-38.9
Srpen	47.2	73.0	66.6	113.3	131.1	17.3	-8.5
Září	74.3	92.5	49.0	70.5	143.4	20.2	2.0
Říjen	119.8	137.7	20.4	37.7	171.5	31.3	13.4
Listopad	57.1	92.5	7.0	14.8	129.5	65.4	30.0
Prosinec	34.6	61.7	3.7	9.2	63.5	25.3	-1.9
Celý rok	751.7	1031.9	368.8	720.2	1401.0	280.4	0.3



Graf 10: Známkování jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-lumped, ETP podle Hargreaves a výchozí hodnoty parametrů.

Hodnota NSE je 0,646 pro kalibrační období, 0,27 pro validační období a 0,498 pro celé období. Pro výchozí hodnoty parametrů tu opět vzniká problém s hodnotou aktuální evapotranspirace, čemuž odpovídá i velká hodnota simulovaného odtoku. Pokud srovnáme

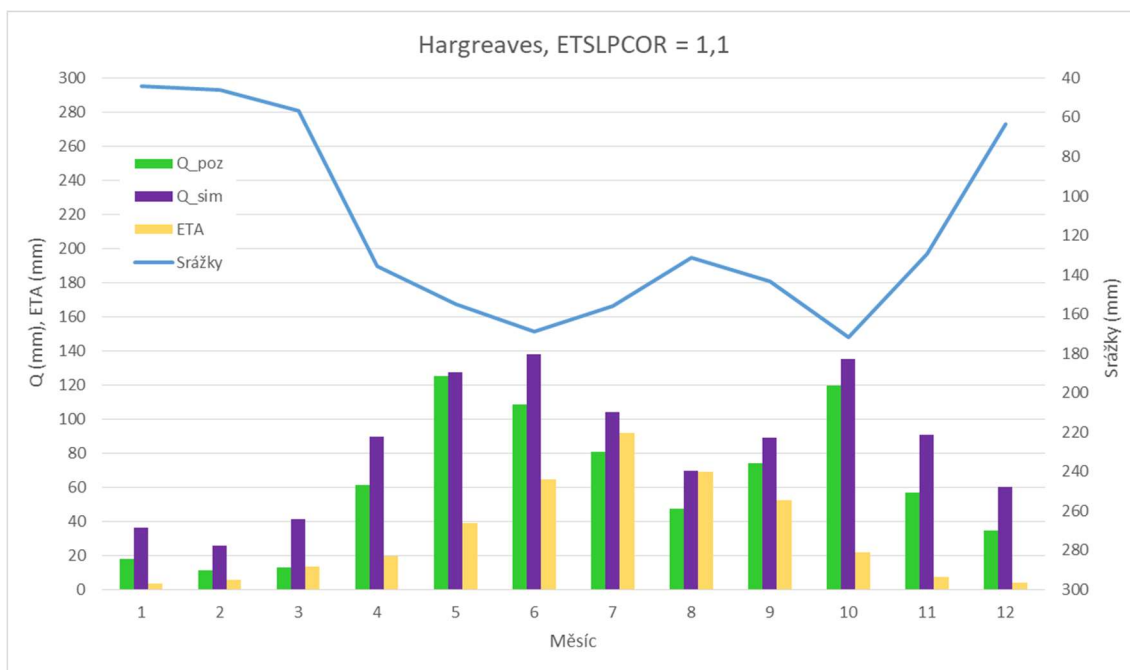
potenciální evapotranspiraci podle Thornthwaita a Hargreavese, je zajímavé, že i přes vyšší hodnotu ETP podle Hargreavese je hodnota aktuální evapotranspirace nižší než podle Thornthwaita. Tento rozdíl je dán zejména velikostí evapotranspirace v letních měsících, kdy podle Hargreavese i přes vyšší hodnotu ETP je stanovená hodnota ETA nižší než podle Thornthwaita.

Hargreaves, ETS LPCOR = 1,1

Simulace prvků vodní bilance při nastavení parametru ETS LPCOR na hodnotu 1,1 a potenciální evapotranspirace podle Hargreavese.

Tab. 20: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-lumped, ETP vypočítaná podle Hargreavese a ETS LPCOR nastaven na 1,1.

	Q_poz	Q_sim	ETA	ETP	Srážky	R (Q_poz)	R (Q_sim)
Leden	18.0	36.6	3.7	10.7	44.2	22.5	3.9
Únor	11.4	25.5	6.1	19.5	46.0	28.6	14.4
Březen	13.0	41.2	13.5	44.4	56.7	30.2	2.0
Duben	61.3	89.9	19.5	61.9	135.5	54.7	26.1
Květen	125.4	127.6	38.9	93.9	154.8	-9.5	-11.6
Červen	108.7	138.0	64.7	112.3	169.0	-4.4	-33.8
Červenec	81.0	104.3	91.8	132.0	155.7	-17.1	-40.3
Srpen	47.2	69.8	69.4	113.3	131.1	14.5	-8.0
Září	74.3	88.9	52.6	70.5	143.4	16.6	1.9
Říjen	119.8	135.1	21.6	37.7	171.5	30.1	14.7
Listopad	57.1	90.5	7.4	14.8	129.5	64.9	31.5
Prosinec	34.6	60.4	3.9	9.2	63.5	25.0	-0.8
Celý rok	751.7	1007.9	393.0	720.2	1401.0	256.2	0.0



Graf 11: Znáornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-lumped, ETP podle Hargreavese a ETSLPCOR nastaven na 1,1.

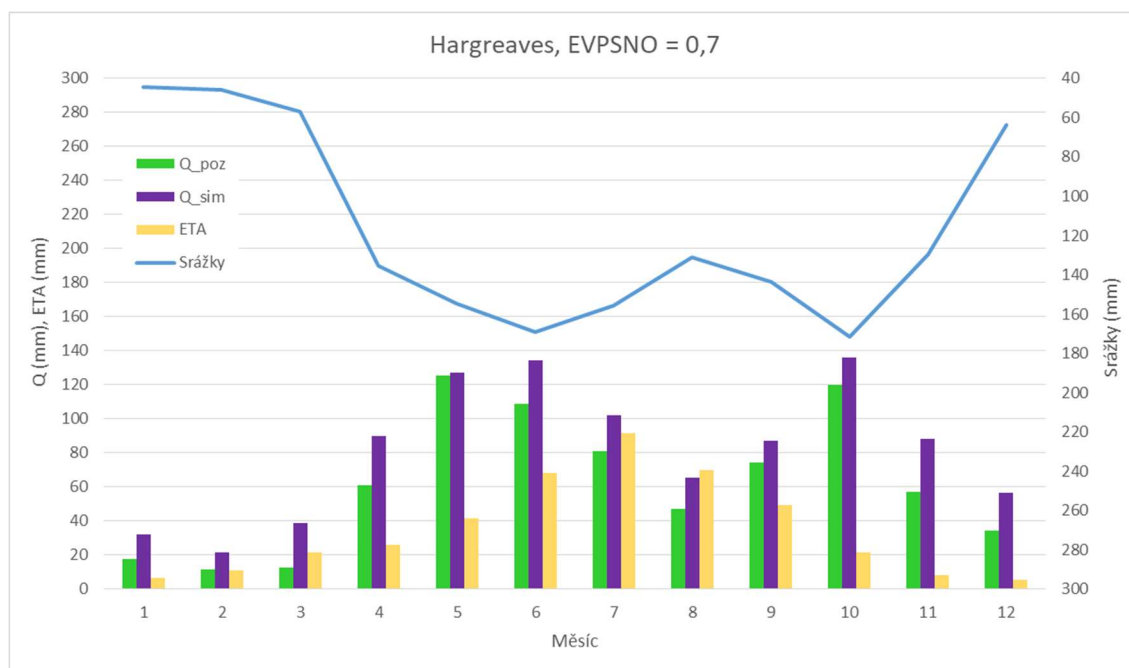
NSE je roven 0,652 pro kalibrační období, 0,28 pro validační období a 0,506 pro celé období. Porovnáme-li tuto a předchozí simulaci, můžeme vidět, že navýšení hodnoty parametru ETSLPCOR o jednu desetinu, znamená pokles ETA pouze o 24 mm za rok.

Hargreaves, EVPSNO = 0,7

Simulace pro potenciální evapotranspiraci stanovenou podle Hargreavese a parametru EVPSNO nastaveného na hodnotu 0,7.

Tab. 21: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-lumped, ETP vypočítaná podle Hargreavese a parametr EVPSNO nastaven na 0,7.

	Q_poz	Q_sim	ETA	ETP	Srážky	R (Q_poz)	R (Q_sim)
Leden	18.0	31.9	6.5	10.7	44.2	19.7	5.8
Únor	11.4	21.8	11.0	19.5	46.0	23.6	13.2
Březen	13.0	38.7	21.7	44.4	56.7	22.0	-3.7
Duben	61.3	89.8	26.2	61.9	135.5	48.0	19.4
Květen	125.4	127.4	41.7	93.9	154.8	-12.2	-14.3
Červen	108.7	134.2	68.0	112.3	169.0	-7.7	-33.2
Červenec	81.0	102.2	91.7	132.0	155.7	-17.0	-38.2
Srpen	47.2	65.5	70.0	113.3	131.1	13.9	-4.4
Září	74.3	87.0	49.6	70.5	143.4	19.5	6.8
Říjen	119.8	135.9	21.8	37.7	171.5	29.9	13.8
Listopad	57.1	88.5	8.5	14.8	129.5	63.9	32.4
Prosinec	34.6	56.6	5.7	9.2	63.5	23.3	1.2
Celý rok	751.7	979.7	422.5	720.2	1401.0	226.7	-1.2



Graf 12: Znárodnění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-lumped, ETP podle Hargreavese a parametr EVPSNO nastaven na hodnotu 0,7.

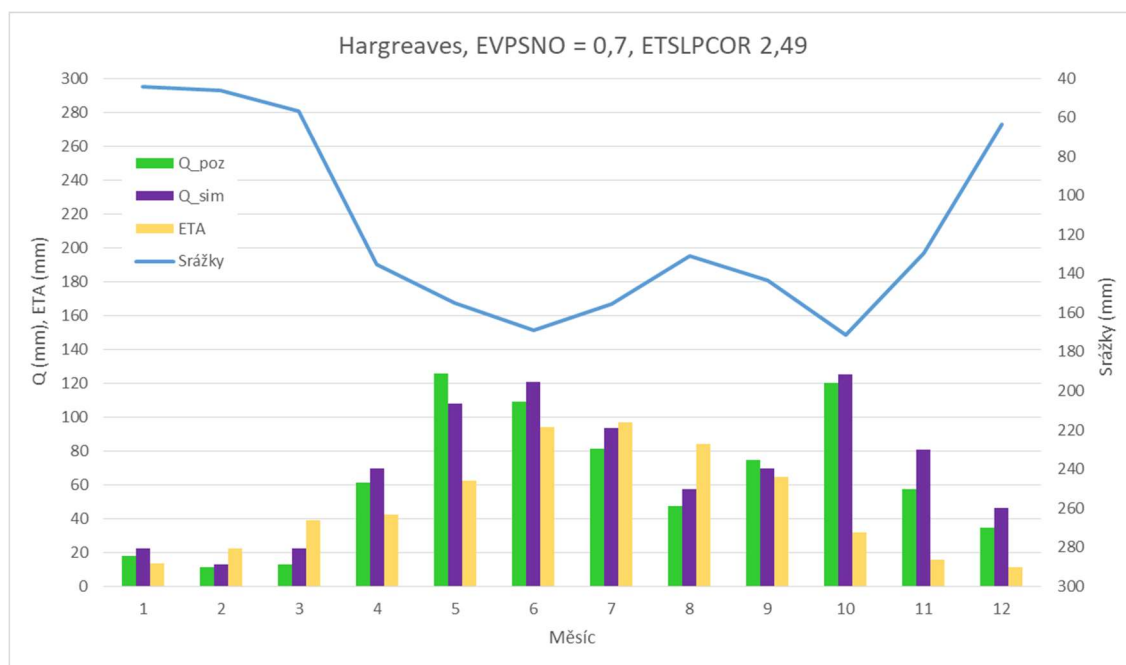
Hodnota NSE pro kalibrační období je 0,652, pro validační období 0,274 a pro celé období 0,504. I přes velmi podobné hodnoty parametru NSE jako v předchozím běhu je zřejmé, že se o trochu snížil rozdíl v simulovaném odtoku a došlo k navýšení hodnoty ETA.

Hargreaves, EVPSNO = 0,7, ETSLPCOR = 2,49

Simulace s použitím ETP podle Hargreaves a s nastavením parametru EVPSNO na hodnotu 0,7, zatímco parametr ETSLPCOR byl automaticky kalibrován na hodnotu 2,49.

Tab. 22: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-lumped, ETP vypočítaná podle Hargreaves a EVPSNO roven 0,7, ETSLPCOR optimalizován na hodnotu 2,49.

	Q_poz	Q_sim	ETA	ETP	Srážky	R (Q_poz)	R (Q_sim)
Leden	18.0	22.2	13.4	10.7	44.2	12.9	8.7
Únor	11.4	12.7	22.1	19.5	46.0	12.5	11.2
Březen	13.0	22.5	38.9	44.4	56.7	4.8	-4.7
Duben	61.3	69.6	42.5	61.9	135.5	31.7	23.4
Květen	125.4	107.9	62.0	93.9	154.8	-32.6	-15.0
Červen	108.7	120.4	94.1	112.3	169.0	-33.7	-45.4
Červenec	81.0	93.4	96.7	132.0	155.7	-22.0	-34.3
Srpen	47.2	57.4	83.7	113.3	131.1	0.2	-10.1
Září	74.3	69.7	64.7	70.5	143.4	4.4	9.0
Říjen	119.8	124.9	31.7	37.7	171.5	20.0	14.9
Listopad	57.1	80.8	15.4	14.8	129.5	57.0	33.3
Prosinec	34.6	46.4	11.2	9.2	63.5	17.7	5.9
Celý rok	751.7	827.9	576.3	720.2	1401.0	72.9	-3.3



Graf 13: Znárodnění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-lumped, ETP podle Hargreaves a EVPSNO roven 0,7, ETSLPCOR optimalizován na hodnotu 2,49.

Je patrné, že při tomto nastavení parametrů je dosaženo nejnižšího rozdílu mezi pozorovaným a simulovaným odtokem. Ovšem hodnota aktuální evapotranspirace vychází z potenciální evapotranspirace, která je díky nastavení parametru ETSLPCOR téměř 2,5 krát navýšena, což odpovídá hodnotě zhruba 1800 mm za rok.

Shrnutí výsledků lumped modelu

V Tab. 23 jsou zobrazeny výsledné hodnoty koeficientu NSE jednotlivých simulací podle nastavených parametrů pro kalibrační období (1. 1. 1983 – 31. 12. 1993), pro validační období (1. 1. 1994 – 31. 12. 1999) a pro celé sledované období.

Tab. 23: Shrnutí výsledných hodnot koeficientu NSE pro jednotlivé simulace lumped modelem COSERO.

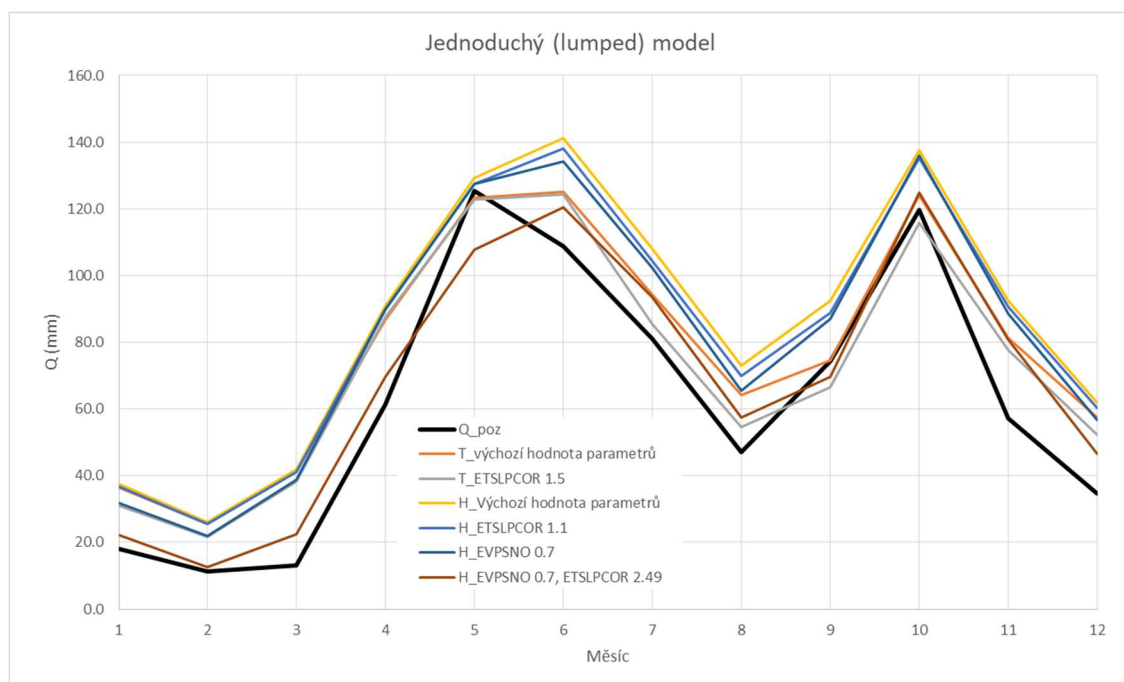
Potenciální evapotranspirace	Parametr	Hodnota	Hodnota koeficientu NSE		
			Kalibrace	Validace	Celé období
ET_Thorntwaite	výchozí hodnota parametrů	-	0.648	0.289	0.507
	ETSLPCOR	1.5	0.666	0.312	0.528
ET_Hargreaves	výchozí hodnota parametrů	-	0.646	0.270	0.498
	ETSLPCOR	1.1	0.652	0.280	0.506
	EVPSNO	0.7	0.652	0.274	0.504
	EVPSNO; ETSLPCOR	0.7; 2.49	0.676	0.302	0.532

Z Graf 14 je patrné, že simulované průtoky po většinu roku převyšují průtok pozorovaný. To je patrné i z Graf 15, který znázorňuje průtok za sledované období 1984-1999. Pozorovaný průtok má vyšší hodnoty pouze v rámci některých maximálních průtoků, u středních až nízkých průtoků je hodnota pozorovaného odtoku povětšinou nižší než hodnoty simulovaných průtoků.

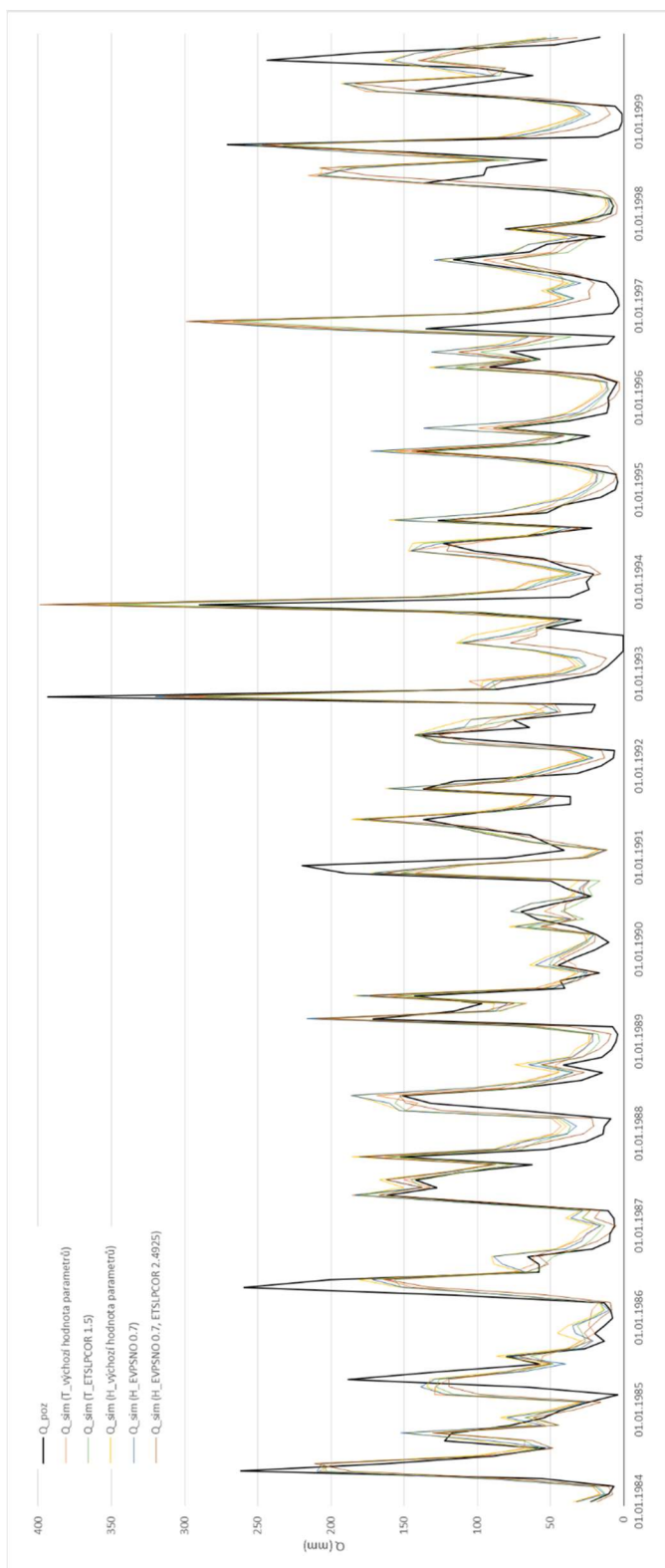
Graf 17 znázorňuje potenciální evapotranspiraci podle Thorntwaita za sledované období 1984-1999 a také aktuální evapotranspiraci jednotlivých simulací odvozených z ETP podle Thorntwaita při použití lumped verze modelu COSERO. Graf 16 zobrazuje potenciální evapotranspiraci podle Hargreavese za období 1984-1999 s jednotlivými simulacemi aktuální evapotranspirace za použití lumped verze modelu COSERO.

U některých simulací na Graf 17 a Graf 16 je možné pozorovat, že aktuální evapotranspirace je vyšší než potenciální, což za skutečných podmínek není možné. Je to způsobeno nastavením jednotlivých parametrů modelu COSERO. Při nastavení některých parametrů na vyšší hodnotu je velikost potenciální evapotranspirace zvětšena v rámci výpočtu aktuální

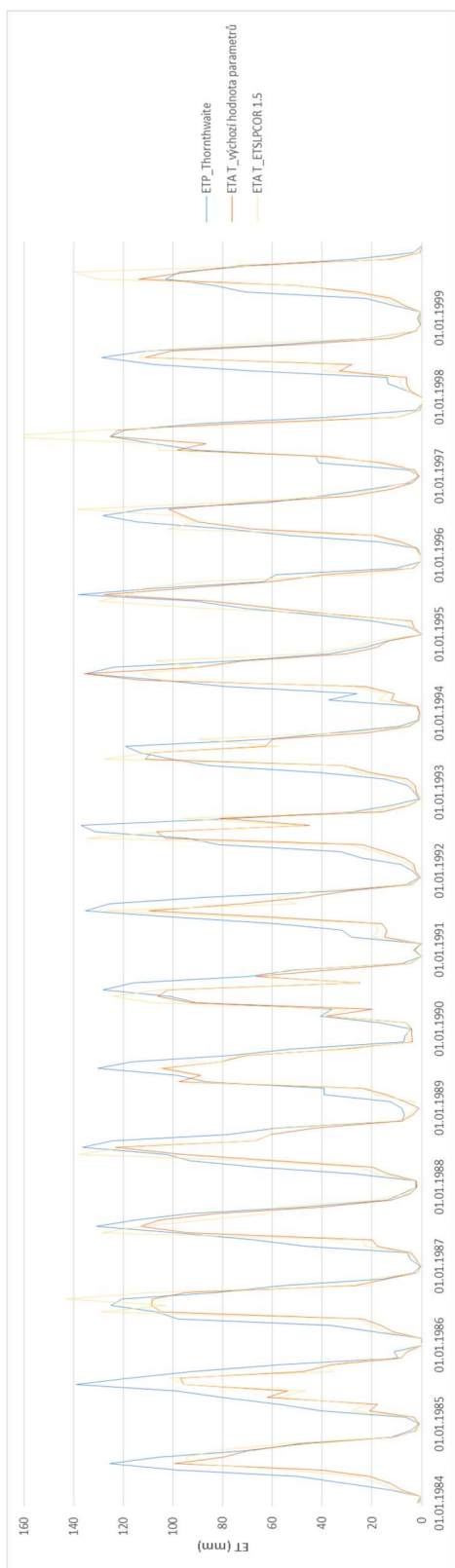
evapotranspirace, tím pádem aktuální evapotranspirace vychází z vyšší hodnoty potenciální evapotranspirace než, která je uváděna.



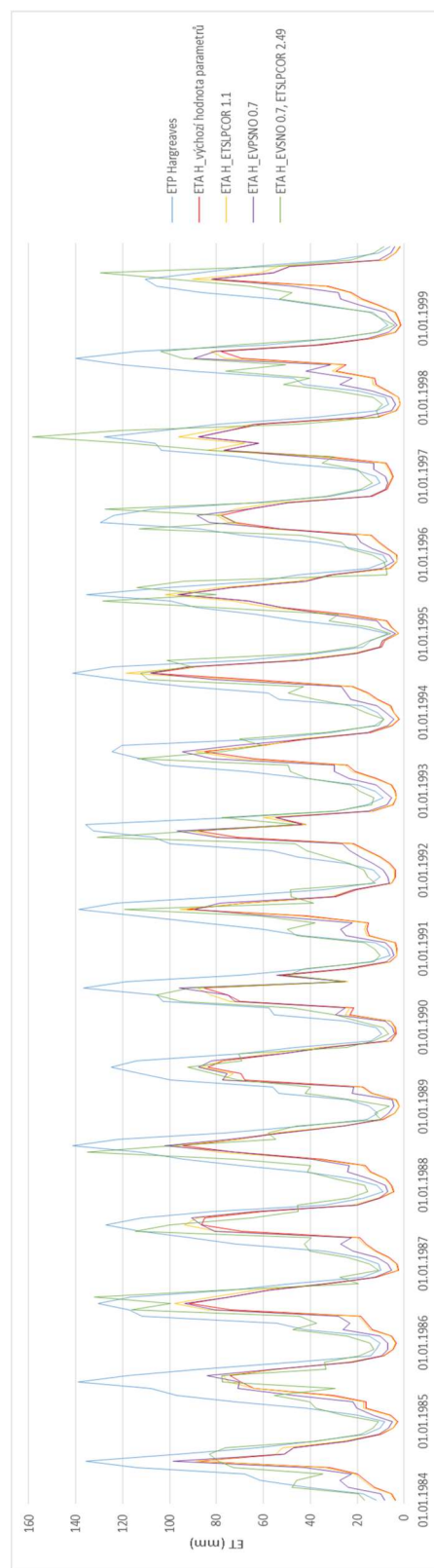
Graf 14: Srovnání hodnot dlouhodobých měsíčních průtoků pro jednotlivé simulace (T ... Thornthwaite, H ... Hargreaves) za období 1984-1999 (lumped model).



Graf 15: Průběh pozorovaného a simulovaného průtoků za sledované období 1994-1999 (lumped model).



Graf 17. Srovnání potenciální evapotranspirace podle Thornthwaite s aktuální evapotranspirací jednotlivých simulací pro období 1984-1999 (lumped model).



Graf 16. Srovnání potenciální evapotranspirace podle Hargreaves s aktuální evapotranspirací jednotlivých simulací pro období 1984-1999 (lumped model).

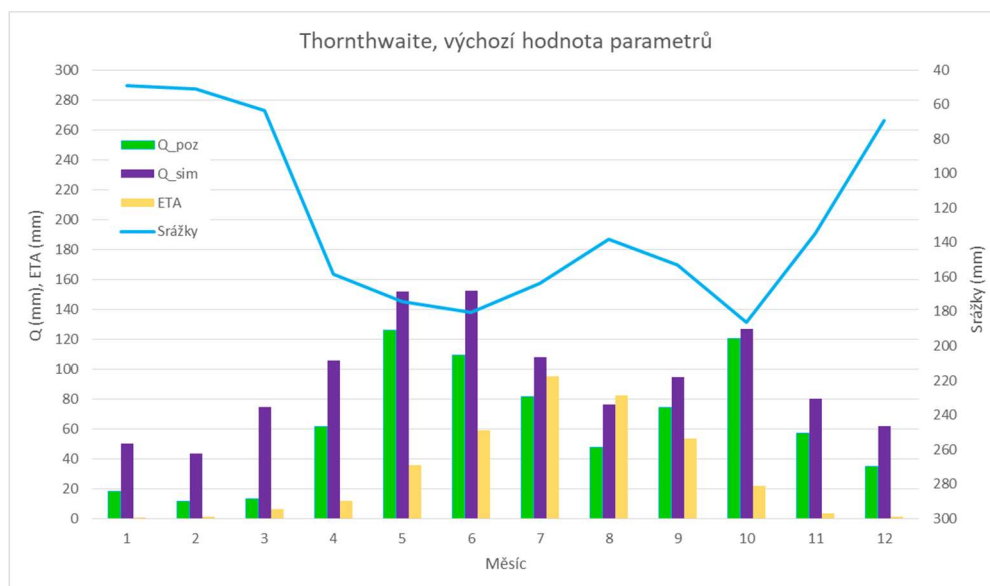
7.2.2. Distribuovaný HRU model

Thornthwaite, výchozí hodnoty parametrů

U HRU modelu se začalo se simulací vycházející z potenciální evapotranspirace vypočítané modelem COSERO podle Thornthwaita. Měněné parametry popsané v Tab. 14 byly nastaveny na výchozí hodnotu.

Tab. 24: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-HRU, ETP vypočítaná Thornthwaitem a výchozí hodnoty parametrů.

	Q_poz	Q_sim	ETA	ETP	Srážky	R (Q_poz)	R (Q_sim)
Leden	18.1	50.1	0.5	1.0	48.9	30.3	-1.7
Únor	11.4	43.4	1.2	2.7	51.2	38.6	6.6
Březen	13.0	74.4	6.2	17.7	63.6	44.4	-17.0
Duben	61.5	105.9	11.6	30.2	158.3	85.1	40.7
Květen	125.8	151.9	35.5	69.2	174.1	12.8	-13.3
Červen	109.0	152.6	59.2	93.8	180.5	12.3	-31.3
Červenec	81.3	107.7	94.8	122.1	163.9	-12.3	-38.6
Srpen	47.4	76.2	82.6	110.9	138.0	8.1	-20.8
Září	74.5	94.6	53.3	69.3	152.9	25.0	4.9
Říjen	120.2	126.8	21.7	36.4	186.5	44.6	37.9
Listopad	57.3	79.8	3.4	6.4	135.0	74.4	51.8
Prosinec	34.7	61.5	1.1	2.2	69.2	33.4	6.6
Celý rok	754.1	1124.9	371.1	561.8	1522.0	396.7	25.9



Graf 18: Znárodnění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-HRU, ETP podle Thornthwaita a výchozí hodnoty parametrů.

Při hrubém odhadu aktuální evapotranspirace (rozdíl srážek a odtoku) nám ETA vychází zhruba 750 mm za rok, kdežto hodnota simulovaná modelem je jen 370 mm za rok. Z tohoto důvodu je simulovaný odtok navýšen o 350 mm oproti pozorovanému. Rozdílnost simulovaného a pozorovaného průtoku je zřejmá i z Graf 18. Při porovnání s verzí modelu lumped pro stejně nastavené parametry je zejména v zimních a letních měsících patrný nárůst simulovaného průtoku.

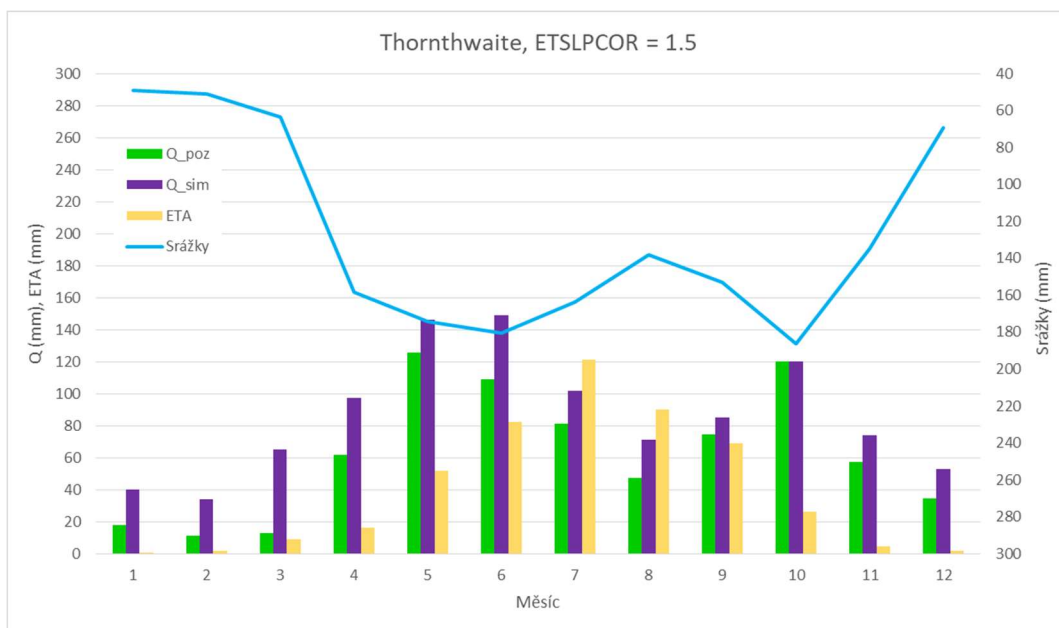
Hodnota koeficientu NSE pro kalibrační období je 0,526, pro validační období 0,245 a celé pozorované období má NSE roven 0,399.

Thorntwaite: parametr ETSLPCOR = 1,5

Další simulace pro HRU model byla pro hodnotu parametru ETSLPCOR 1,5, ostatní parametry byla nastaveny na výchozí hodnotu. Potenciální evapotranspirace byla podle Thorntwaita.

Tab. 25: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-HRU, ETP vypočítaná Thorntwaitem a ETSLPCOR je nastaven na hodnotu 1,5.

	Q_poz	Q_sim	ETA	ETP	Srážky	R (Q_poz)	R (Q_sim)
Leden	18.1	40.1	0.7	1.0	48.9	30.18	8.15
Únor	11.4	33.9	1.6	2.7	51.2	38.20	15.77
Březen	13.0	64.9	8.7	17.7	63.6	41.82	-10.09
Duben	61.5	97.5	16.2	30.2	158.3	80.56	44.52
Květen	125.8	145.9	51.9	69.2	174.1	-3.64	-23.73
Červen	109.0	148.7	82.5	93.8	180.5	-11.04	-50.68
Červenec	81.3	101.8	121.1	122.1	163.9	-38.55	-59.00
Srpen	47.4	71.0	90.1	110.9	138.0	0.51	-23.11
Září	74.5	85.1	68.8	69.3	152.9	9.52	-1.07
Říjen	120.2	119.9	26.3	36.4	186.5	39.94	40.26
Listopad	57.3	73.8	4.6	6.4	135.0	73.11	56.57
Prosinec	34.7	53.1	1.5	2.2	69.2	33.01	14.63
Celý rok	754.1	1035.5	474.2	561.8	1522.0	293.6	12.2



Graf 19: Znárodnění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-HRU, ETP podle Thornthwaite a ETS LPCOR je nastaven na 1,5.

Oproti předešlé simulaci nastavení parametru ETS LPCOR na vyšší hodnotu znamenalo nárůst aktuální evapotranspirace. Tento nárůst ovšem stále není tak velký, aby znamenal výrazné snížení simulovaného odtoku, tak aby se přiblížil odtoku pozorovanému.

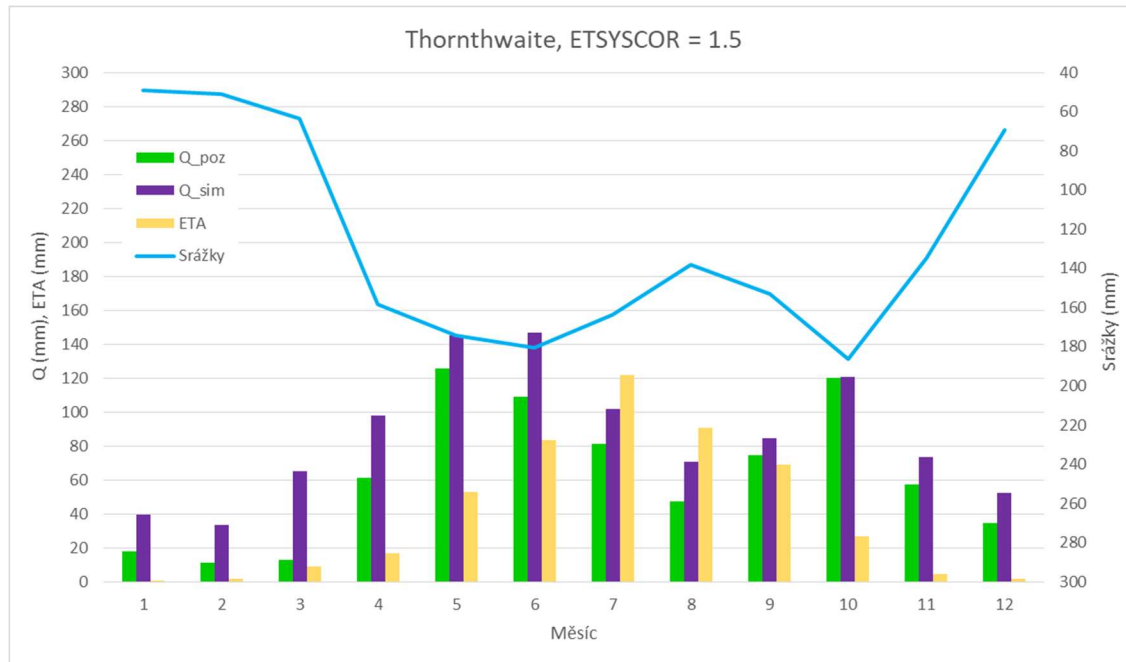
Koeficient NSE má hodnotu 0,55 pro kalibrační období, 0,275 pro validační období a 0,438 pro celé pozorované období.

Thornthwaite, parametr ETSYSCOR = 1,5

V rámci této simulace byl nastaven parametr ETSYSCOR na hodnotu 1,5.

Tab. 26: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-HRU, ETP vypočítaná Thornthwaitem a ETSYSCOR je nastaven na hodnotu 1,5.

	Q_poz	Q_sim	ETA	ETP	Srážky	R (Q_poz)	R (Q_sim)
Leden	18.1	39.4	0.7	1.4	48.9	30.2	8.8
Únor	11.4	33.2	1.6	4.1	51.2	38.2	16.4
Březen	13.0	65.3	8.9	26.6	63.6	41.7	-10.6
Duben	61.5	98.1	16.5	45.2	158.3	80.3	43.6
Květen	125.8	145.1	52.9	103.8	174.1	-4.6	-23.9
Červen	109.0	146.8	83.6	140.6	180.5	-12.1	-49.8
Červenec	81.3	101.6	122.0	183.2	163.9	-39.5	-59.7
Srpen	47.4	70.8	90.6	166.3	138.0	0.0	-23.4
Září	74.5	84.6	69.1	104.0	152.9	9.2	-0.9
Říjen	120.2	120.9	26.5	54.5	186.5	39.8	39.0
Listopad	57.3	73.7	4.6	9.6	135.0	73.1	56.7
Prosinec	34.7	52.5	1.5	3.3	69.2	33.0	15.2
Celý rok	754.1	1031.9	478.6	842.8	1522.0	289.3	11.6



Graf 20: Znárodnění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-HRU, ETP podle Thornthwaite a ETSYSCOR je nastaven na 1,5.

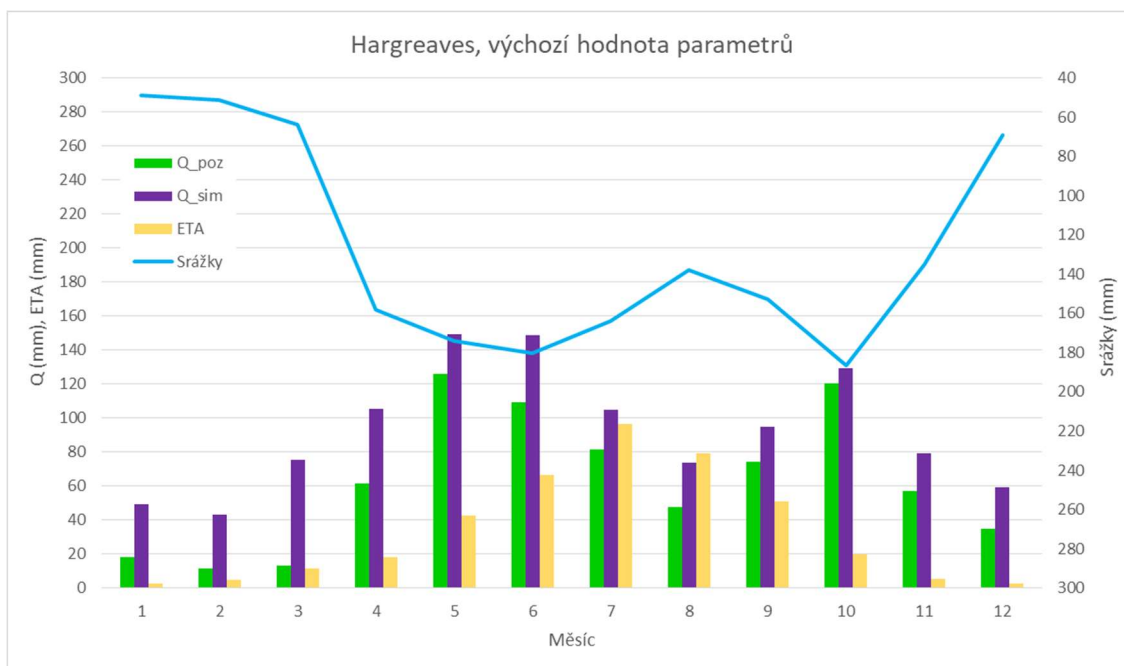
Hodnota koeficientu NSE pro kalibrační období je 0,559, pro validační období 0,28 a pro celé období 0,445. Parametr ETSYSCOR zohledňuje systematické chyby při stanovení potenciální evapotranspirace, při nastavení vyšší hodnoty tohoto parametru dojde k navýšení potenciální evapotranspirace, což zvyšuje i aktuální evapotranspiraci. Je zajímavé, že navýšení parametru ETSYSCOR vykazuje podobné výsledky jako navýšení parametru ETSLPCOR v předešlé simulaci.

Hargreaves, výchozí hodnota parametru

Simulace vychází z potenciální evapotranspirace podle Hargreavese a výchozí hodnoty parametru.

Tab. 27: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-HRU, ETP vypočítaná podle Hargreavese a výchozí hodnoty parametru.

	Q_poz	Q_sim	ETA	ETP	Srážky	R (Q_poz)	R (Q_sim)
Leden	18.1	49.5	2.5	9.2	48.9	28.3	-3.1
Únor	11.4	43.1	4.6	17.0	51.2	35.2	3.5
Březen	13.0	75.1	11.4	39.9	63.6	39.2	-22.9
Duben	61.5	105.4	18.1	56.3	158.3	78.7	34.8
Květen	125.8	149.2	42.6	86.7	174.1	5.7	-17.7
Červen	109.0	148.8	66.4	104.7	180.5	5.1	-34.7
Červenec	81.3	104.9	96.6	123.9	163.9	-14.0	-37.7
Srpen	47.4	73.9	79.0	106.3	138.0	11.6	-14.9
Září	74.5	94.6	50.8	65.6	152.9	27.6	7.5
Říjen	120.2	129.3	19.7	34.5	186.5	46.6	37.5
Listopad	57.3	79.5	5.6	13.2	135.0	72.1	49.9
Prosinec	34.7	59.4	2.7	8.0	69.2	31.8	7.1
Celý rok	754.1	1112.7	400.0	665.4	1522.0	367.8	9.2



Graf 21: Znáznornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-HRU, ETP podle Hargreavese a výchozí hodnota parametrů.

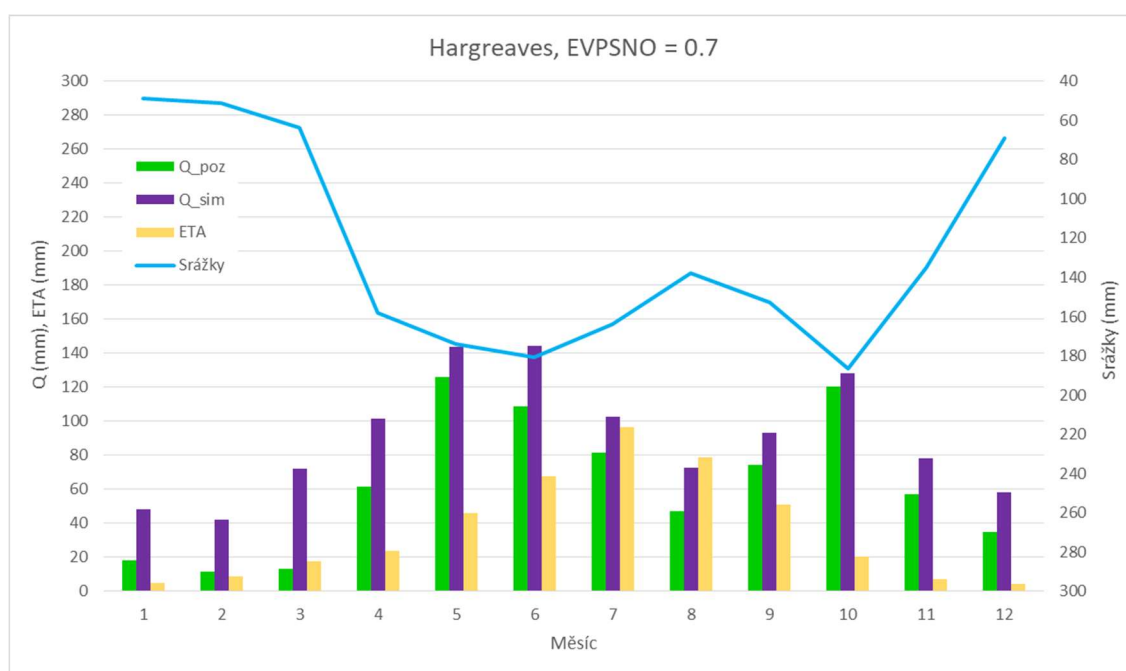
Hodnota koeficientu NSE je pro kalibrační období 0,54, pro validační období 0,244 a pro celé období 0,419. Při porovnání s Thornthwaitem je potenciální evapotranspirace stanovená podle Hargreavese vyšší.

Hargreaves, EVPSNO = 0,7

Tato simulace vychází z potenciální evapotranspirace stanovené podle Hargreavese a nastaveného parametru EVPSNO na hodnotu 0,7, ostatní parametry jsou nastaveny na výchozí hodnotu.

Tab. 28: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-HRU, ETP vypočítaná podle Hargreavese a parametr EVPSNO nastaven na 0,7.

	Q_poz	Q_sim	ETA	ETP	Srážky	R (Q_poz)	R (Q_sim)
Leden	18.1	48.4	5.0	9.2	48.9	25.9	-4.5
Únor	11.4	41.9	8.7	17.0	51.2	31.1	0.6
Březen	13.0	72.0	17.5	39.9	63.6	33.1	-25.9
Duben	61.5	101.4	23.5	56.3	158.3	73.2	33.3
Květen	125.8	144.0	46.1	86.7	174.1	2.2	-16.0
Červen	109.0	144.4	67.9	104.7	180.5	3.6	-31.8
Červenec	81.3	102.5	96.8	123.9	163.9	-14.2	-35.5
Srpen	47.4	72.4	79.0	106.3	138.0	11.6	-13.5
Září	74.5	93.3	51.0	65.6	152.9	27.4	8.6
Říjen	120.2	128.0	20.7	34.5	186.5	45.6	37.7
Listopad	57.3	78.2	7.3	13.2	135.0	70.4	49.4
Prosinec	34.7	58.3	4.5	8.0	69.2	30.0	6.4
Celý rok	754.1	1085.0	428.1	665.4	1522.0	339.7	8.9



Graf 22: Znárodnění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-HRU, ETP podle Hargreavese a parametr EVPSNO nastaven na hodnotu 0,7.

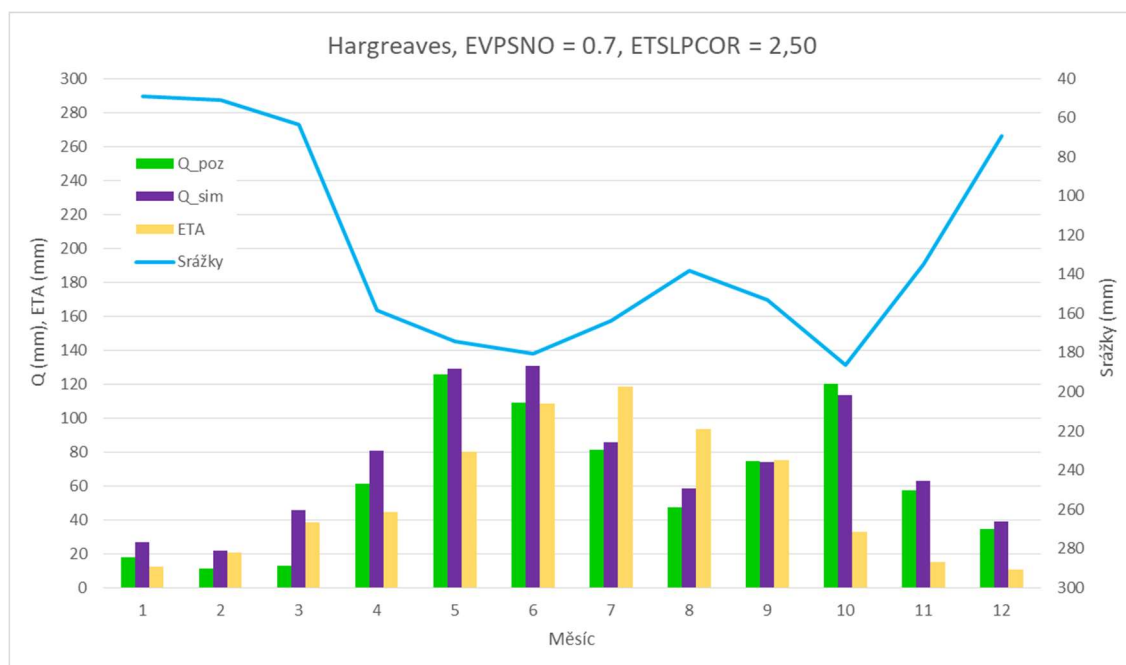
Parametr EVPSNO zvyšuje aktuální evapotranspiraci ze sněhové pokrývky. Koefficient NSE je 0,552 pro kalibrační období, 0,264 pro validační období a 0,436 pro celé sledované období.

Hargreaves, EVPSNO = 0,7, ETS LPCOR = 2,50

Pro simulaci byl nastaven parametr EVPSNO na hodnotu 0,7, parametr ETS LPCOR byl automaticky optimalizován. ETP byla stanovena podle Hargreaves.

Tab. 29: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-HRU, ETP vypočítaná podle Hargreaves a EVPSNO roven 0,7, ETS LPCOR optimalizován na hodnotu 2,50.

	Q_poz	Q_sim	ETA	ETP	Srážky	R (Q_poz)	R (Q_sim)
Leden	18.1	27.1	12.2	9.2	48.9	18.6	9.6
Únor	11.4	21.5	20.6	17.0	51.2	19.2	9.0
Březen	13.0	45.4	38.2	39.9	63.6	12.3	-20.0
Duben	61.5	80.4	44.8	56.3	158.3	52.0	33.0
Květen	125.8	128.9	80.2	86.7	174.1	-32.0	-35.0
Červen	109.0	130.8	108.5	104.7	180.5	-37.0	-58.8
Červenec	81.3	85.4	118.7	123.9	163.9	-36.1	-40.2
Srpen	47.4	58.2	93.4	106.3	138.0	-2.7	-13.6
Září	74.5	73.8	75.3	65.6	152.9	3.1	3.8
Říjen	120.2	113.6	32.7	34.5	186.5	33.6	40.2
Listopad	57.3	62.8	15.0	13.2	135.0	62.7	57.2
Prosinec	34.7	38.9	10.5	8.0	69.2	24.0	19.8
Celý rok	754.1	866.8	650.1	665.4	1522.0	117.7	5.0



Graf 23: Znárodnění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-HRU, ETP podle Hargreaves a EVPSNO roven 0,7, ETS LPCOR optimalizován na hodnotu 2,50.

V rámci této simulaci došlo k nejvyšší shodě mezi pozorovaným a simulovaným odtokem, což způsobuje navýšená hodnota aktuální evapotranspirace. Hodnota NSE pro kalibrační období je 0,601, pro validační období 0,335 a pro celé období 0,5.

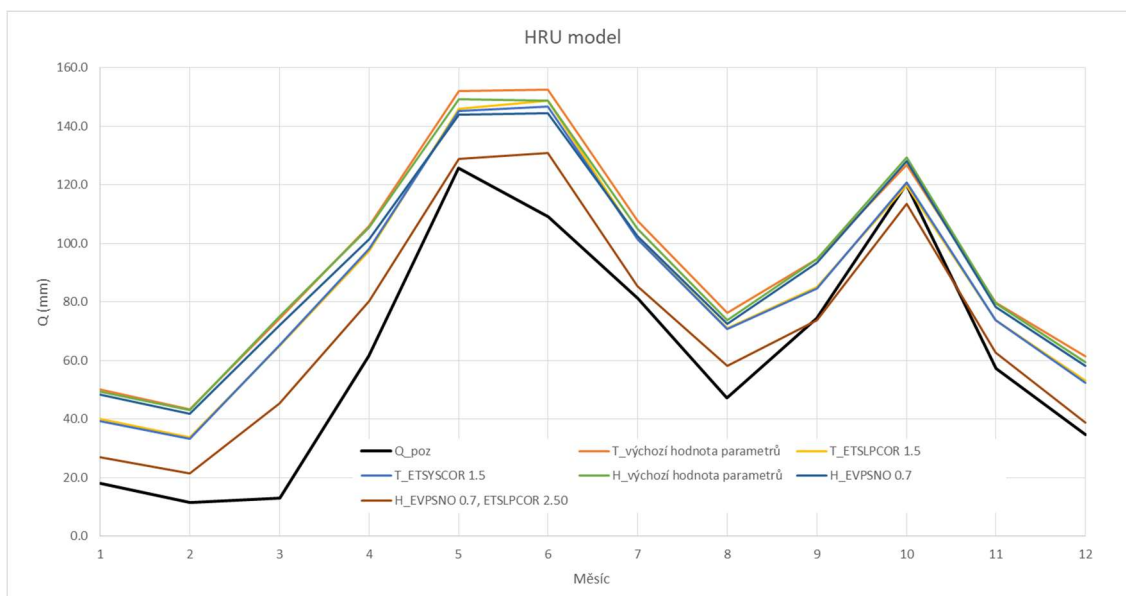
Shrnutí výsledků HRU modelu

V Tab. 30 jsou zobrazeny výsledné hodnoty koeficientu NSE pro jednotlivé simulace HRU modelu pro kalibrační období, validační období a pro celé období.

Tab. 30: Shrnutí výsledných hodnot koeficientu NSE pro jednotlivé simulace HRU modelem COSERO.

Potenciální evapotranspirace	Parametr	Hodnota	Hodnota koeficientu NSE		
			Kalibrace	Validace	Celé období
ET_Thornthwaite	výchozí hodnota parametrů	-	0.526	0.245	0.399
	ETSLPCOR	1.5	0.550	0.275	0.438
	ETSYSCOR	1.5	0.559	0.280	0.445
ET_Hargreaves	výchozí hodnota parametrů	-	0.540	0.244	0.419
	EVPSNO	0.7	0.552	0.264	0.436
	EVPSNO; ETSLPCOR	0.7; 2.50	0.601	0.335	0.500

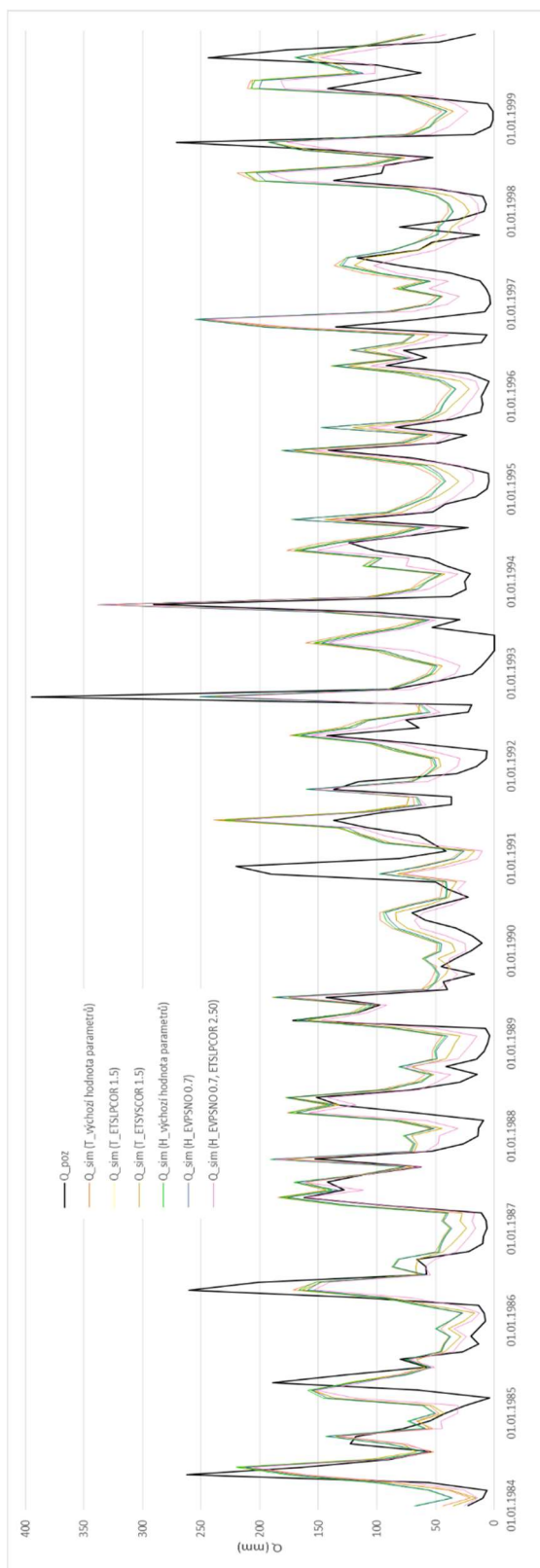
Z Graf 24, který zobrazuje dlouhodobé průměrné měsíční průtoky pozorovaného průtoku a těch simulovaných, je patrné, že všechny simulované průtoky jsou vyšší než ten pozorovaný. Nejbližší k průtoku, který byl změřen na povodí, je simulovaný průtok při nastavení parametru EVPSNO na hodnotu 0,7 a ETSLPCOR na 2,50 a pro potenciální evapotranspiraci podle Hargreavese.



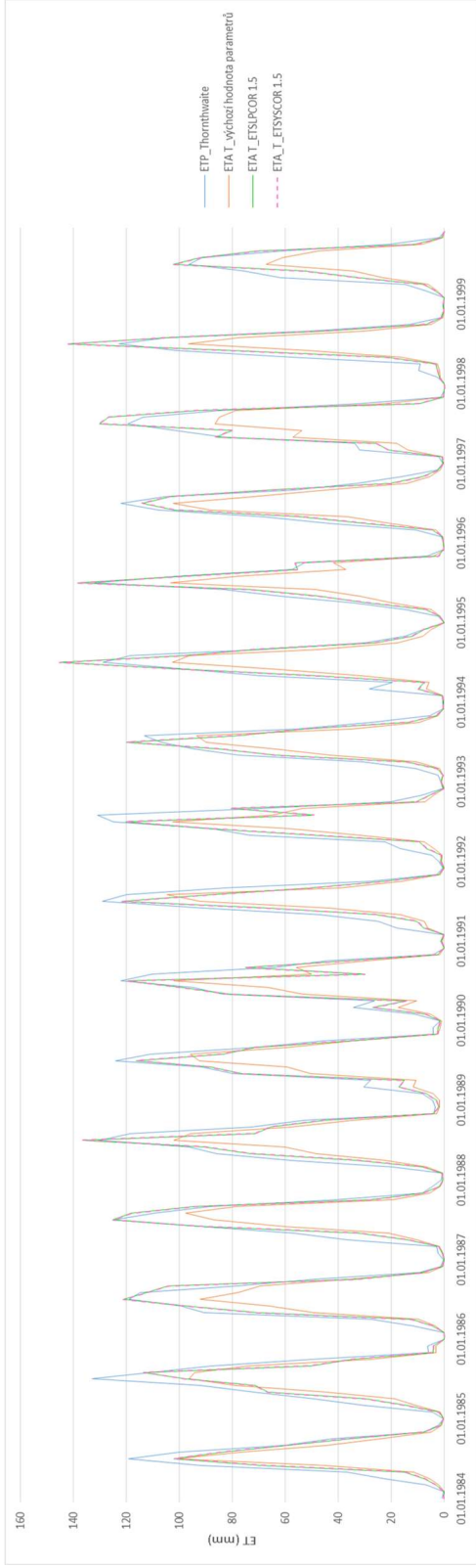
Graf 24: Srovnání hodnot dlouhodobých měsíčních průtoků pro jednotlivé simulace (T ... Thornthwaite, H ... Hargreaves) za období 1984-1999 (HRU model).

Graf 25 znázorňuje průtok simulovaný a průtok pozorovaný, jasně zde jde vidět, že průtok pozorovaný je menší než všechny simulované průtoky.

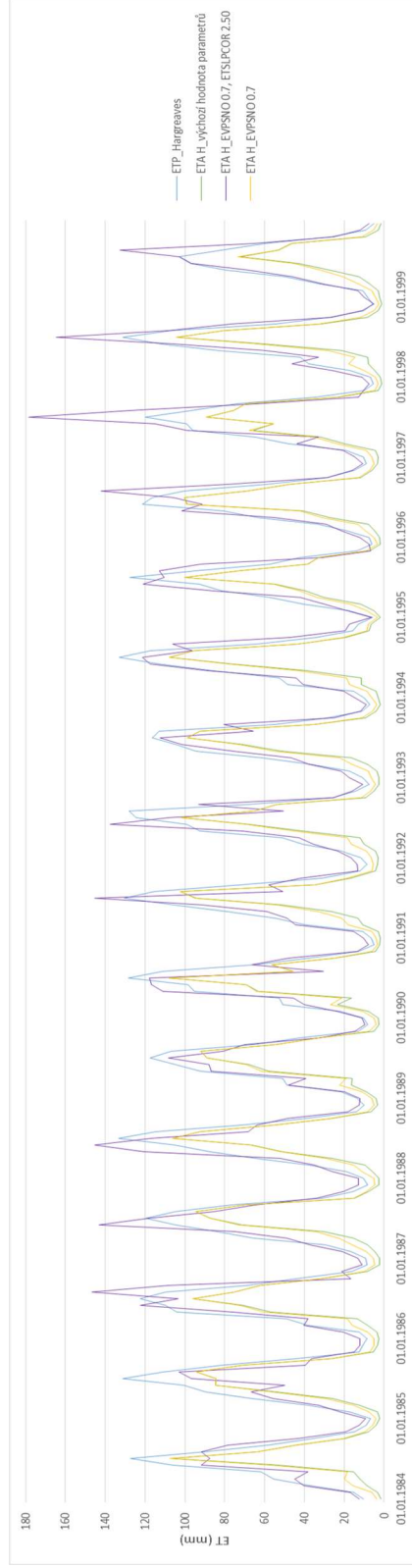
Graf 27 a Graf 26 zobrazuje průběh evapotranspirace aktuální a potenciální podle Thornthwaite a Hargreaves. V některých obdobích opět dochází k tomu, že aktuální evapotranspirace je vyšší než potenciální, což je způsobeno nastavením některých parametrů. V Graf 27 je možné si všimnout, že simulace s nastavením parametru ETSLPCOR na 1,5 a simulace s parametrem ETSYSOR na 1,5 vykazují stejný průběh aktuální evapotranspirace.



Graf 25: Průběh pozorovaného a simulovaných průtoků za sledované období 1994-1999 (HRU model).



Graf 27: Srovnání potenciální evapotranspirace podle Thornthwaite s aktuální evapotranspirací jednotlivých simulací pro období 1984-1999 (HRU model).



Graf 26: Srovnání potenciální evapotranspirace podle Hargreaves s aktuální evapotranspirací jednotlivých simulací pro období 1984-1999 (HRU model).

7.3. Model HBV

Simulace modelem HBV byly udělány dvě, kdy vstupní hodnoty potenciální evapotranspirace byly stanoveny podle Hamona (navýšeného koeficientem) a pak podle Hargreaves. V Tab. 31 jsou zobrazeny hodnoty koeficientu NSE pro obě simulace.

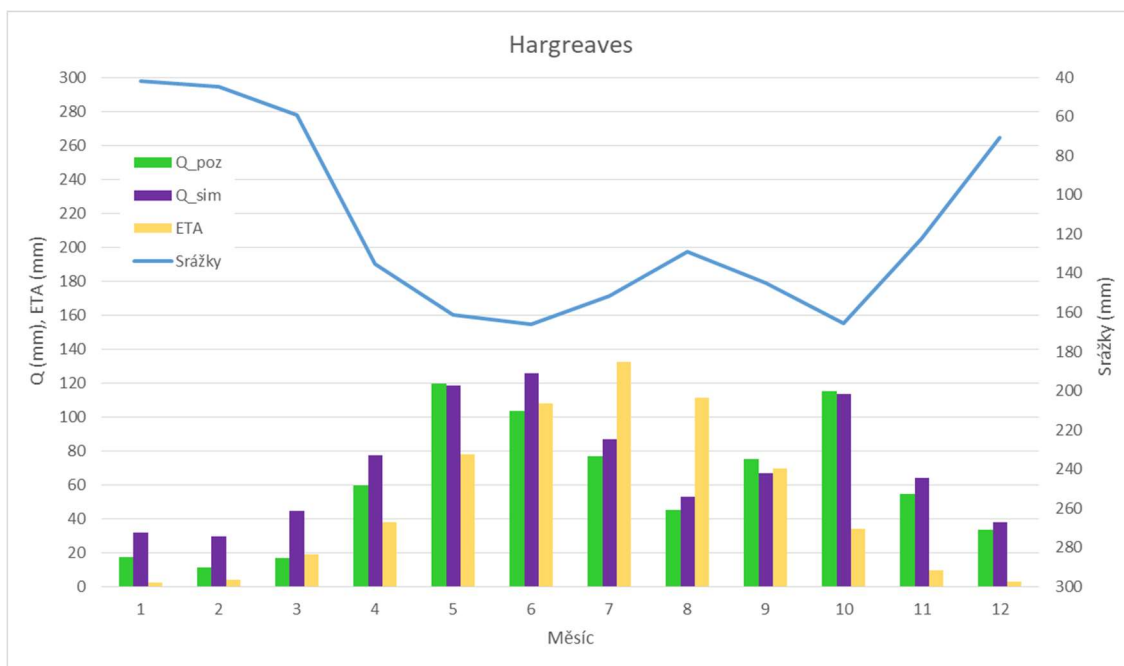
Tab. 31: Hodnoty koeficientu NSE stanovené pro simulace modelem HBV pro kalibrační období, validační období a celé sledované období.

Potenciální evapotranspirace	Hodnoty NSE		
	Kalibrace	Validace	Celé období
ET_Hamon (navýšený)	0.585	0.201	0.419
ET_Hargreaves	0.583	0.188	0.406

Hargreaves

Tab. 32: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem HBV, ETP vypočítaná podle Hargreaves.

	Q_poz	Q_sim	Srážky	ETA	ETP	R (Q_poz)	R (Q_sim)
Leden	17.5	32.0	42.0	2.4	11.1	22.2	7.6
Únor	11.3	29.8	44.8	4.0	19.7	29.5	10.9
Březen	16.8	44.5	59.0	19.2	44.5	23.0	-4.7
Duben	59.7	77.2	135.4	37.7	62.4	37.9	20.5
Květen	119.5	118.2	161.4	78.1	92.1	-36.2	-35.0
Červen	103.5	125.6	166.0	107.9	112.3	-45.4	-67.5
Červenec	77.1	86.7	151.5	132.5	133.4	-58.1	-67.7
Srpen	45.2	52.9	129.1	111.0	113.1	-27.2	-34.8
Září	74.9	66.7	144.8	69.6	71.1	0.3	8.5
Říjen	115.1	113.2	165.4	34.0	37.8	16.3	18.1
Listopad	54.8	63.8	122.4	9.4	15.0	58.2	49.2
Prosinec	33.5	38.1	70.5	2.9	9.3	34.1	29.5
Celý rok	728.7	848.6	1392.3	608.9	721.7	54.7	-65.2

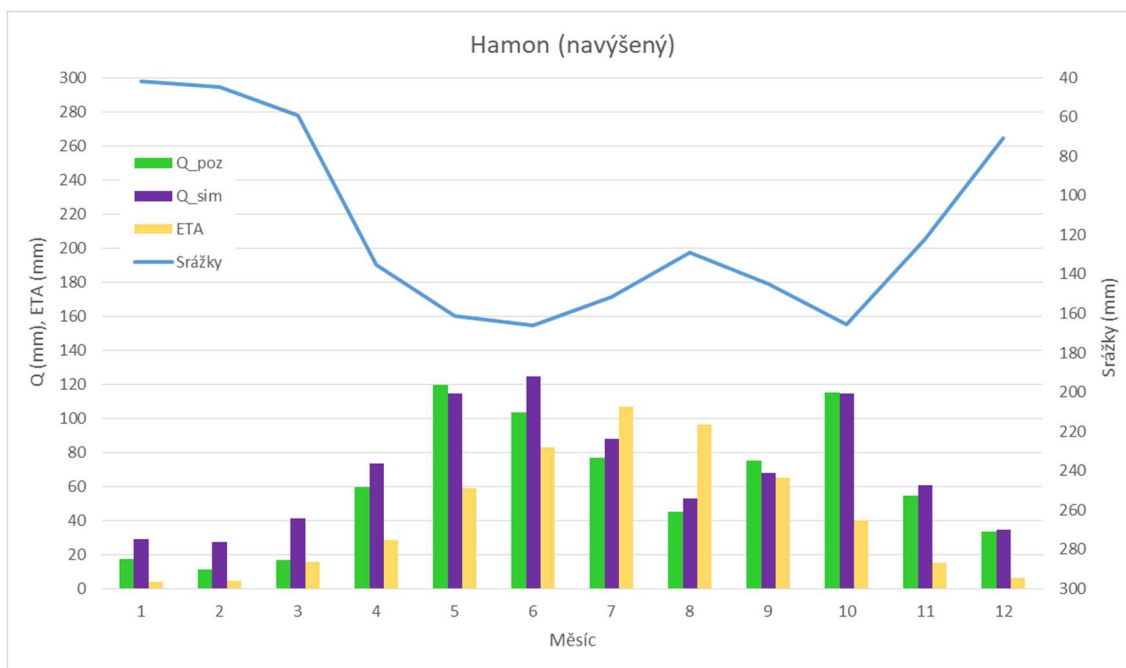


Graf 28: Znáznornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem HBV, ETP stanovena podle Hargreavese.

Hamon (navýšený)

Tab. 33: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem HBV, ETP vypočítaná podle Hamona (navýšená).

	Q_poz	Q_sim	Srážky	ETA	ETP	R (Q_poz)	R (Q_sim)
Leden	17.5	29.0	42.0	4.2	19.6	20.4	8.8
Únor	11.3	27.1	44.8	4.5	21.7	29.0	13.1
Březen	16.8	41.2	59.0	15.9	36.6	26.3	1.9
Duben	59.7	73.3	135.4	28.6	46.7	47.1	33.5
Květen	119.5	114.5	161.4	58.8	68.8	-16.9	-11.9
Červen	103.5	124.8	166.0	83.2	86.3	-20.6	-42.0
Červenec	77.1	88.0	151.5	106.9	107.2	-32.5	-43.4
Srpen	45.2	52.7	129.1	96.4	96.4	-12.5	-20.1
Září	74.9	67.8	144.8	65.2	65.4	4.7	11.8
Říjen	115.1	114.4	165.4	40.3	44.1	10.1	10.8
Listopad	54.8	60.6	122.4	15.1	24.8	52.5	46.7
Prosinec	33.5	34.8	70.5	6.2	19.3	30.8	29.6
Celý rok	728.7	828.1	1392.3	525.2	636.8	138.4	39.0



Graf 29: Znáznomení jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem HBV, ETP stanovena podle Hamona (navýšená).

Průběh obou simulací je poměrně totožný. Simulace podle Hamona (navýšeného) vykazuje nepatrně vyrovnanější průběh pozorovaného a simulovaného průtoku. Aktuální evapotranspirace je vyšší u simulace podle Hargreaves, což je způsobeno tím, že potenciální evapotranspirace je taktéž vyšší podle Hargreaves než podle Hamona (navýšeného).

7.4. Výsledky a diskuze

Dlouhodobé roční průměrné srážky na povodí Missiaga jsou 1400 mm, dlouhodobý roční průtok je 750 mm. Pokud budeme pro stanovení vodní bilance uvažovat zjednodušenou rovnici (rovnice číslo 2) a změny zásob vody v povodí budeme brát jako konstantní (můžeme je tedy v rovnici zanedbat), pak bude hodnota roční aktuální evapotranspirace na povodí Missiaga rovna zhruba 650 mm.

Vezmou-li se v potaz údaje z projektu MODIS, měla by aktuální evapotranspirace být 510 mm za rok a potenciální evapotranspirace 960 mm za rok. Při srovnání aktuální evapotranspirace z projektu MODIS se stanovenou z dlouhodobých ročních průměrů je zřejmé, že hodnota ETA z dlouhodobých ročních průměrů je vyšší o 140 mm. Tato hodnota

může být vysvětlena jako infiltrace do podzemní vody, případně to může být povrchový odtok, který nebyl změřen (voda odtékající přes hranice povodí a ne uzavřeným profilem, kde je umístěn měřicí objekt).

V Tab. 34 jsou zobrazeny výsledky jednotlivých simulací modelu COSERO (verzi lumped a HRU) a modelu HBV. Je možné porovnat hodnoty koeficientu NSE pro kalibrační období, validační období a pro celé období a k nim jsou zobrazeny hodnoty modelovaného odtoku, pozorovaného odtoku a také potenciální a aktuální evapotranspiraci jednotlivých simulací.

Tab. 34: Porovnání modelu COSERO a HBV a jejich jednotlivých simulací.

	Potenciální evapotranspirace	Parametr	Hodnota	Hodnota koeficientu NSE			Q_poz	Q_sim	ETA	ETP
				Kalibrace	Validace	Celé období				
Lumped model	Thornthwaite	výchozí hodnota par.	-	0.648	0.289	0.507	751.7	934.4	465.4	625.7
		ETSLPCOR	1.5	0.666	0.312	0.528		877.7	522.5	625.7
	Hargreaves	výchozí hodnota par.	-	0.646	0.270	0.498		1031.9	368.8	720.2
		ETSLPCOR	1.1	0.652	0.280	0.506		1007.9	393.0	720.2
		EVPSNO	0.7	0.652	0.274	0.504		979.7	422.5	720.2
		EVPSNO; ETSLPCOR	0.7; 2.49	0.676	0.302	0.532		827.9	576.3	720.2
HRU model	Thornthwaite	výchozí hodnota par.	-	0.526	0.245	0.399	754.1	1124.9	371.1	561.8
		ETSLPCOR	1.5	0.550	0.275	0.438		1035.5	474.2	561.8
		ETSYSCOR	1.5	0.559	0.280	0.445		1031.9	478.6	842.8
	Hargreaves	výchozí hodnota par.	-	0.540	0.244	0.419		1112.7	400.0	665.4
		EVPSNO	0.7	0.552	0.264	0.436		1085.0	428.1	665.4
		EVPSNO; ETSLPCOR	0.7; 2.50	0.601	0.335	0.500		866.8	650.1	665.4
HBV model	Hamon (navýšený)			0.585	0.201	0.419	728.7	828.1	525.2	636.8
	Hargreaves			0.583	0.188	0.406		848.6	608.9	721.7

Z Tab. 34 je zřejmé, že modelovaný průtok je ve všech simulacích vyšší než průtok změřený neohledě na typ modelu. Nejmenší rozdíl mezi pozorovaným a simulovaným průtokem asi 70 mm vykazuje lumped model u simulace s nastavením parametrů EVPSNO na 0,7 a ETSLPCOR kalibrováno na 2,49 při použití potenciální evapotranspirace podle Hargreaves (tato simulace má i nejvyšší hodnotu NSE pro kalibrační období a pro celé období). Rozdílnost průtoků může být způsobena únikem vody přes hranice povodí, aniž by byla změřena a zahrnuta do průtoku. Dalším důvodem může být špatné měření srážek nebo příliš nízká modelovaná hodnota aktuální evapotranspirace. To je ostatně zřejmé z Tab. 34, čím je nižší hodnota ETA, tím je vyšší hodnota simulovaného průtoku.

Budeme-li vycházet z nejúspěšnějších simulací, pak by vodní bilance povodí Missiaga zahrnovala celkové úhrny srážek zhruba v rozmezí 1400 – 1500 mm za rok (hodnota 1400 mm za rok je změřený dlouhodobý průměr ve stanici Malga Rova,

1500 mm za rok můžeme uvažovat vzhledem k výškovému rozvrstvení povodí). Hodnota aktuální evapotranspirace by pak měla být v rozmezí 520 – 580 mm za rok a hodnota odtoku z povodí 820 – 880 mm za rok.

Vzhledem k výškovému rozvrstvení povodí Missiaga a omezeným datům je poměrně složité zvolit vhodný model. Jak vyplívá z výsledků, úspěšnější byl model COSERO – lumped, pokud je posuzujeme koeficientem NSE. U verze lumped bylo povodí bráno jako jeden celek bez jakéhokoliv výškového či prostorového rozdělení, naopak u verze HRU bylo povodí rozděleno na 47 zón podle výšky, geologie a vegetace. U modelu HBV bylo povodí rozděleno na 8 zón podle nadmořské výšky. Jak je patrné z výsledků, kdy nejsou k dispozici prostorově rozvrstvená data, ale pouze data ze spodní části povodí, jak je popsáno v kapitole 7.1, je v tomto případě vhodnější použít jednoduchý (lumped) model. Ovšem rozdílnost výsledků jednotlivých typů modelů není nijak význačná.

8. Závěr

Analýza dostupných meteorologických a hydrologických dat v povodí Missiaga (Dolomity, Itálie) 1983-1999 potvrdila problémy, obecně spojované s horskými oblastmi. Pozorovaná data vykazují extrémně četné výpadky a prostorové zastoupení observačních bodů je nedostatečné pro požadované cíle. Aplikace hydrologického modelu v této situaci je zásadním nástrojem pro doplnění a extrapolaci pozorovaných řad a zpřesnění vodní bilance.

Simulace bilančních prvků byla provedena hydrologickými modely COSERO a HBV. Při aplikaci modelu HBV bylo povodí rozděleno do osmi zón podle nadmořské výšky. Model COSERO byl použit ve dvou verzích: jednoduché (lumped) a distribuované HRU (povodí rozděleno na 47 jednotek hydrologické odezvy podle geologie, vegetace a nadmořské výšky). Úspěšnost simulace byla hodnocena kritériem Nash - Sutcliffe, dosahujícím hodnot 0,532 (při jednoduché verzi COSERO modelu), 0,500 (distribuovaná verze HRU) a 0,419 (HBV model).

Vzhledem k výraznému převýšení a nedostatku prostorových meteorologických dat v povodí Missiaga poskytuje relativně úspěšnější simulaci jednoduchá verze modelu COSERO. Je evidentní, že pro vysokohorská povodí je nutná revize minimálního prostorového zastoupení meteorologických pozorování pro úspěšnou aplikaci distribuovaných

hydrologických modelů. Z provedených simulací byly odvozeny základní složky vodní bilance povodí: srážkový úhrn 1400 – 1500 mm, odtok 820 – 880 mm a evapotranspirace 520 – 580 mm.

9. Seznam obrázků

Obr. 1: Povodí Missiaga. (Vianello, 2011).....	36
Obr. 2: Topografická mapa oblasti La Valle Agordina s povodím Missiaga. (zdroj: Mapy.cz).....	36
Obr. 3: Umístění povodí Missiaga (označeno bodem) v severní Itálii. (zdroj: Mapy.cz).....	37
Obr. 4: Letecký pohled na povodí Missiaga ohraničené červenou linkou. (Vianello, 2011).....	37
Obr. 5: Výškový profil povodí Missiaga (m n. m.).....	38
Obr. 6: Sklon povodí Missiaga (°).....	38
Obr. 7: Geologická mapa povodí Missiaga.....	39
Obr. 8: Pohled na rozdělení geologických útvarů povodí Missiaga (Dolomia Principale – dolomit, depositi quaternari – kvartérní usazeniny). (Vianello, 2011).....	39
Obr. 9: Hydrografická síť povodí Missiaga s určením Strahlerova řádu.....	40
Obr. 10: Měřicí objekt průtoku na řece Missiaga. (Vianello, 2011).....	41
Obr. 11: Struktura modelu COSERO, se znázorněním jednotlivých vstupů a výstupů, ovlivňujících parametrů a toků. (Herrnegger et al., 2015).....	51
Obr. 12: Vztah mezi pevnými a kapalnými srážkami jako funkce teploty vzduchu. (Herrnegger et al., 2015).....	52
Obr. 13: Schématické znázornění výpočtu aktuální evapotranspirace v modelu COSERO v rámci jednotlivých modulů včetně příslušných parametrů modelu. (Herrnegger et al., 2015).....	53
Obr. 14: Schéma a struktura hydrologického modelu HBV. (Seibert, 2005).....	54
Obr. 15: Vegetační kryt povodí Missiaga.....	58
Obr. 16: Rozdělení povodí Missiaga na 47 elementárních odtokových ploch HRU.....	59
Obr. 17: Hodnoty roční potenciální evapotranspirace (v mm) pro oblast povodí Missiaga, získané z projektu MOD16 za období 2000-2013.....	65
Obr. 18: Hodnoty roční aktuální evapotranspirace (v mm) pro oblast povodí Missiaga, získané z projektu MOD16 za období 2000-2013.....	65

10. Seznam grafů

Graf 1: Průměrný měsíční průtok (z minimálních, maximálních a průměrných denních průtoků) pro jednotlivé měsíce povodí Missiaga za období 1983-1999.....	43
Graf 2: Součtová čára teploty pro období 1983 – 1999.....	44
Graf 3: Součtová čára srážek ze stanice Malga Rova pro období 1983 – 1999.....	46
Graf 4: Součtová čára ze stanice Briglia pro období 1983 – 1999.....	47
Graf 5: Roční srážkový úhrn (v mm) ve stanicích Malga Rova (1430 m n. m.) a Briglia (1096 m n. m.).....	47
Graf 6: Průběh srážkového gradientu v rámci roku.....	61
Graf 7: Vztah naměřených srážkových úhrnů ve stanicích Briglia a Malga Rova.....	67
Graf 8: Znázornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-lumped, ETP podle Thornthwaita a výchozí hodnota parametrů.....	68
Graf 9: Znázornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-lumped, ETP podle Thornthwaita a ETS LPCOR je nastaven na 1,5.....	70
Graf 10: Znázornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-lumped, ETP podle Hargreaves a výchozí hodnota parametrů.....	71

Graf 11: Znázornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-lumped, ETP podle Hargreavese a ETSLPCOR nastaven na 1,1.....	73
Graf 12: Znázornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-lumped, ETP podle Hargreavese a parametr EVPSNO nastaven na hodnotu 0,7.....	74
Graf 13: Znázornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-lumped, ETP podle Hargreavese a EVPSNO roven 0,7, ETSLPCOR optimalizován na hodnotu 2,49.....	75
Graf 14: Srovnání hodnot dlouhodobých měsíčních průtoků pro jednotlivé simulace (T ... Thornthwaite, H ... Hargreaves) za období 1984-1999 (lumped model).....	77
Graf 15: Průběh pozorovaného a simulovaných průtoků za sledované období 1994-1999 (lumped model).....	78
Graf 16: Srovnání potenciální evapotranspirace podle Hargreavese s aktuální evapotranspirací jednotlivých simulací pro období 1984-1999 (lumped model).....	79
Graf 17: Srovnání potenciální evapotranspirace podle Thornthwaita s aktuální evapotranspirací jednotlivých simulací pro období 1984-1999 (lumped model).....	79
Graf 18: Znázornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-HRU, ETP podle Thornthwaita a výchozí hodnota parametrů.....	80
Graf 19: Znázornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-HRU, ETP podle Thornthwaita a ETSLPCOR je nastaven na 1,5.....	82
Graf 20: Znázornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-HRU, ETP podle Thornthwaita a ETSYSCOR je nastaven na 1,5.....	83
Graf 21: Znázornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-HRU, ETP podle Hargreavese a výchozí hodnota parametrů.....	85
Graf 22: Znázornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-HRU, ETP podle Hargreavese a parametr EVPSNO nastaven na hodnotu 0,7.....	86
Graf 23: Znázornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem COSERO-HRU, ETP podle Hargreavese a EVPSNO roven 0,7, ETSLPCOR optimalizován na hodnotu 2,50.....	87
Graf 24: Srovnání hodnot dlouhodobých měsíčních průtoků pro jednotlivé simulace (T ... Thornthwaite, H ... Hargreaves) za období 1984-1999 (HRU model).....	89
Graf 25: Průběh pozorovaného a simulovaných průtoků za sledované období 1994-1999 (HRU model).....	90
Graf 26: Srovnání potenciální evapotranspirace podle Hargreavese s aktuální evapotranspirací jednotlivých simulací pro období 1984-1999 (HRU model).....	91
Graf 27: Srovnání potenciální evapotranspirace podle Thornthwaita s aktuální evapotranspirací jednotlivých simulací pro období 1984-1999 (HRU model).....	91
Graf 28: Znázornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem HBV, ETP stanovena podle Hargreavese.....	93
Graf 29: Znázornění jednotlivých prvků vodní bilance simulovaných modelem HBV, ETP stanovena podle Hamona (navýšená).....	94

11. Seznam tabulek

Tab. 1: Chyby při měření srážek (v %) způsobené větrem.....	25
Tab. 2: Znázornění mezer v pozorovaných hydrologických a meteorologických datech (zeleně podbarvené buňky znamenají, že data nechybí).....	42
Tab. 3: Nejtěsnější korelační koeficient pro jednotlivé měsíce s chybějícími hodnotami.....	43

Tab. 4: Dlouhodobé průměrné měsíční teploty vzduchu (v °C) pro povodí Missiaga.	44
Tab. 5: Hodnoty korelačního koeficientu mezi daty ze stanice Malga Rova a Briglia pro jednotlivé roky.	46
Tab. 6: Roční srážkové úhrny (v mm) ze stanic Malga Rova a Briglia.	48
Tab. 7: Dlouhodobé průměrné měsíční úhrny srážek (v mm) ze stanice Malga Rova a Briglia.	48
Tab. 8: Hodnoty parametru INTMAX v závislosti na typu vegetace (využívání půdy) pro jednotlivé měsíce. (Herrnegger et al., 2015).....	56
Tab. 9: Hodnoty parametru ETVEGCOR v závislosti na typu vegetace (využívání půdy) pro jednotlivé měsíce. (Herrnegger et al., 2015).....	57
Tab. 10: Jednotlivé typy vegetačního pokryvu povodí Missiaga s náležitými velikostmi ploch.	57
Tab. 11: Hodnoty parametrů INTMAX a EVTEGCOR pro model COSERO – lumped v povodí Missiaga.	58
Tab. 12: Srážkový gradient pro jednotlivé měsíce.	61
Tab. 13: Optimalizované parametry při simulacích modelu COSERO.....	62
Tab. 14: Parametry upravující hodnotu potenciální evapotranspirace.	63
Tab. 15: Rozdělení povodí Missiaga na zóny podle nadmořské výšky v modelu HBV.	63
Tab. 16: Počet dní, ze kterých byl stanoven srážkový gradient, k celkové počtu dní v období 1985 – 2000 v procentech.	66
Tab. 17: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-lumped, ETP vypočítaná Thornthwaitem a výchozí hodnoty parametrů.....	68
Tab. 18: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-lumped, ETP vypočítaná Thornthwaitem a ETSLPCOR je nastaven na hodnotu 1,5.	69
Tab. 19: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-lumped, ETP vypočítaná podle Hargreavese a výchozí hodnoty parametrů.....	71
Tab. 20: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-lumped, ETP vypočítaná podle Hargreavese a ETSLPCOR nastaven na 1,1.....	72
Tab. 21: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-lumped, ETP vypočítaná podle Hargreavese a parametr EVPSNO nastaven na 0,7.	74
Tab. 22: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-lumped, ETP vypočítaná podle Hargreavese a EVPSNO roven 0,7, ETSLPCOR optimalizován na hodnotu 2,49.....	75
Tab. 23: Shrnutí výsledných hodnot koeficientu NSE pro jednotlivé simulace lumped modelem COSERO.....	76
Tab. 24: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-HRU, ETP vypočítaná Thornthwaitem a výchozí hodnoty parametrů.....	80
Tab. 25: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-HRU, ETP vypočítaná Thornthwaitem a ETSLPCOR je nastaven na hodnotu 1,5.	81
Tab. 26: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-HRU, ETP vypočítaná Thornthwaitem a ETSYSCOR je nastaven na hodnotu 1,5.....	83
Tab. 27: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-HRU, ETP vypočítaná podle Hargreavese a výchozí hodnoty parametrů.....	84
Tab. 28: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-HRU, ETP vypočítaná podle Hargreavese a parametr EVPSNO nastaven na 0,7.	86
Tab. 29: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem COSERO-HRU, ETP vypočítaná podle Hargreavese a EVPSNO roven 0,7, ETSLPCOR optimalizován na hodnotu 2,50.....	87

Tab. 30: Shnutí výsledných hodnot koeficientu NSE pro jednotlivé simulace HRU modelem COSERO.	88
Tab. 31: Hodnoty koeficientu NSE stanovené pro simulace modelem HBV pro kalibrační období, validační období a celé sledované období.	92
Tab. 32: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem HBV, ETP vypočítaná podle Hargreaves.	92
Tab. 33: Měsíční a roční prvky vodní bilance stanovené modelem HBV, ETP vypočítaná podle Hamona (navýšená).	93
Tab. 34: Porovnání modelu COSERO a HBV a jejich jednotlivých simulací.	95

12. Seznam literatury

ALLEN, Ri. G., et al. (1998): FAO Irrigation and drainage paper No. 56. *Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations*, 56.97: e156. 333 p.

BÁŤKOVÁ, K.; MATULA, S.; MIHÁLIKOVÁ, M. (2013): Multimediální učebnice hydroopedologických terénních měření. 2. doplněné vydání [on-line]. Česká verze. Česká zemědělská univerzita v Praze. Nestránkováno. ISBN 978-80-213-2434-3. Dostupné z: <http://hydropedologie.agrobiologie.cz/> [vid. 2017-03-11].

ČERNÝ, T.; DOHNAL, M.; TESAŘ, M. (2014): Význam intercepce v hydrologickém cyklu povodí pramenných oblastí. *Stavební obzor* (5-6), s. 110-114.

GASPARETTO, D.; SACCARDO, I.; CESCA, M.; VIANELLO, A. (2012): Report on pilot case study area, Piave river (Italy), Main problems related to water use and hydropower production (Work package 6 – Deliverable 6.1, version 3), ARPAV, 125 p.

HERRNEGGER, M.; SENONER, T.; KLOTZ, D.; WESEMANN, J.; NACHTNEBEL, H. P.; SCHULZ, K. (2015): Rainfall-Runoff-Model COSERO, handbook 2015.2, BOKU, IWHW, 75 p.

HOLKO, L.; KOSTKA, Z.; DANKO, M.; LIOVÁ, S. (2011): Hydrologický cyklus v horskom prostredí (Hydrological Cycle in Mountain Environment). *Životné prostredie*, 2011, 45, 2, p. 59 – 63.

HOUDEK, T. (2012): Metody stanovení evapotranspirace a její hodnoty v České republice. Bakalářská práce, Zemědělská fakulta, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích. 64 s.

JENÍČEK, M. (2005): Možnosti využití srážko-odtokových modelů na malých a středně velkých povodích. In Langhammer, J (ed.): Vliv změn přírodního prostředí povodí a údolní nivy na povodňové riziko. PŘF UK, Praha. s. 112-126.

KEMEL, M. (1996): *Klimatologie, meteorologie, hydrologie*. Vydavatelství ČVUT, ISBN 80-01-01456-8, 291 s.

- KNĚŽEK, M.; KESSL, J. (2000): Metody výpočtu základního odtoku. *Hydrologické dny. Nové podněty a vize pro příští století. Plzeň*, 337-346.
- KOFROŇOVÁ, J. (2014): Význam evapotranspirace v hydrologické bilanci malého povodí. Bakalářská práce, Přírodovědecká fakulta, UK v Praze, 47 s.
- KŘEČEK, J.; PALÁN, L.; STUHLÍK, E. (2017): Environment impacts of fog precipitation in a mountain catchment stressed by acidification iForest, 10: 680-686.
- KŘEČEK, J.; PUNČOCHÁŘ, P. (2012): Design of climate station network in mountain catchments. *Hungarian Geographical Bulletin*, 61: 19-29.
- KŘEČEK, J.; TUREK, J.; LJUNGRÉN, E. ET AL. (2006): Hydrological processes in small catchments of mountain headwater lakes: The Tatra Mountains. *Biologia*, 61: S1-S10.
- KREČMER, V.; FOJT, V.; KŘEČEK, J. (1979): Horizontální srážky z mlhy v lesích jako položka vodní bilance v horské krajině. *Meteorologické zpráva*, 32: s. 78-81
- KREČMER, V.; PÁV, B. (1982): Methodology to estimate the number of rain gauges under the forest canopy. *Journal of Hydrology and Hydromechanics/Vodohospodářský časopis*. 30: 479-490.
- KŘÍŽKOVÁ, P. (2013): Změna vodní bilance stromu/porostu v závislosti na probírkovém zásahu. Diplomová práce, Mendelova univerzita v Brně, Lesnická a dřevařská fakulta, 84 s.
- KUČERA, J. (2017): Aplikační možnosti metod DPZ pro plánování zimních rekreačních aktivit. Bakalářská práce, Masarykova Univerzita, Přírodovědecká fakulta v Brně, 48 s.
- MACOUNOVÁ, K. (2014): Vztah asimilační plochy lesních porostů k intercepci ve vybraných povodích. Bakalářská práce, Přírodovědecká fakulta, UK v Praze, 47 s.
- MESSERLI, B.; VIVIROLI, D.; WEINGARTNER, R. (2004): Mountains of the world: Vulnerable water for the 21st century. *AMBIO Special Report* 13, 29-34.
- MONTEITH, J. L., et al. (1965): Evaporation and environment. In: *Symp. Soc. Exp. Biol.* Vol. 19, No. 205-23, p. 4.
- MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S. (2013): Algorithm Theoretical Basis Document: MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (NASA MOD16A2/A3) Collection 5. NASA Headquarters. 66 p.
- NACHTNEBEL, H. P., BAUMUNG, S., LETTL, W. (1993): Abflußprognosemodell für das Einzugsgebiet der Enns und der Steyr. Report, Institute of Water Management, Hydrology and Hydraulic Engineering, University of Natural Resources and Applied Life Sciences, Vienna.

- NEUBAUEROVÁ, A. (2012): Přímý odtok – vznik a metody stanovení. Bakalářská práce, Zemědělská fakulta, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích. 57 s.
- PALÁN, L. (2014): Vodohospodářský význam horizontálních atmosférických srážek v horském povodí. Studentská vědecká a odborná činnost, ČVUT, Fakulta stavební 2013/2014, 24 s.
- PAVELKOVÁ CHMELOVÁ, R.; FRAJER, J.: Základy hydrologie (distanční studijní opora). Univerzita Palackého v Olomouci, Katedra geografie, 131 s.
- PIVOŇKA, J. (2013): Metody měření rychlosti infiltrace vody do půdy. Bakalářská práce, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, 63 s.
- PTÁČEK, T. (2012): Chyby a opravy měření atmosférických srážek. Diplomová práce, Přírodovědecká fakulta, UK v Praze, 123 s.
- PUNČOCHÁŘ, P.; KŘEČEK, J. (2011): Potenciální evapotranspirace v horském povodí. Stavební obzor (3), s. 84-86.
- PUNČOCHÁŘ, P.; KŘEČEK, J.; VAN DE GRIEND, A. (2012): Interrception storage in a small Alpine catchment. In: Křeček, J., et al (eds.) Management of Mountain Watersheds, Springer, 180-191.
- RUDA, A. (2014): Klimatologie a hydrogeografie pro učitele. Multimediální výukový materiál, 1. vydání, Masarykova univerzita v Brně, ISSN 1802-128X. Dostupné z: https://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pedf/ps14/fyz_geogr/web/index.html [vid. 2017-10-11].
- ŘEZÁČOVÁ, D.; NOVÁK, P.; KAŠPAR, M.; SETVÁK, M. (2007): Fyzika oblaků a srážek. Academia, Praha, ISBN 978-200-1505-1, 576 s.
- SEIBERT, J. (2005): HBV light version 2, User's manual. Department of Physical Geography and Quaternary Geology. University of Stocholm, 48 p.
- SHAW, E. M. (1994): Hydrology in Practice. Third edition, ISBN 0 7487 4448 7, 628 p.
- STARÝ, M. (2005): Hydrologie, modul 02. Vysoké učení technické v Brně, 156 s.
- STUDENTSKE.CZ (2017): Vodní režim rostli, osmotické jevy. Dostupné z: <http://www.studentske.cz/2007/08/vodn-reim-rostlin-osmotick-jevy.html> [vid. 2016-08-11].
- ŠEREŠ, M. (2011): Role evapotranspirace v hydrologické bilanci malého povodí. Bakalářská práce, Přírodovědecká fakulta, UK v Praze, 56 s.
- ŠIMKOVÁ, P. (2010): Vývoj složení atmosférických srážek a atmosférické depozice v Evropě. Bakalářská práce, Přírodovědecká fakulta, UK v Praze, 30 s.

- ŠVIHÁLEK, J. (2011): Metodika měření průtoků na drobných tocích. Bakalářská práce, rešerše, Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita v Brně. 16 s.
- TESAŘ, M.; ŠÍR, M.; FOTTOVÁ, D. (2005): Usazené srážky a chemismus malého horského povodí. Šír, M., Lichner, L., Tesař, M., Holko, L. (editoři): *Hydrologie malého povodí*, s. 343-350.
- THORNTHWAITE, C.W.; MATHER, J.R. (1957): Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Publication in *Climatology* 10: 185-311.
- TUREČEK, K. (2002): Zákon o vodách. SONDY, Praha, 349 s.
- VIANELLO, A. (2011): Studio idrologico del bacino del torrente Missiaga. ARPAV, Dipartimento Regionale per la Sicurezza del Territorio. 42 p.
- WIESER, G.; HAMMERLE, A.; WOHLFAHRT, G. (2008): The water balance of grassland ecosystems in the Austrian Alps. *Arctic, antarctic, and alpine research*, 40.2: 439-445.
- WMO (1975): Manual on the observation of clouds and other meteors, International cloud atlas, ISBN 92-63-10407-7, 180 p. (https://library.wmo.int/pmb_ged/wmo_407_en-v1.pdf)
- WMO (-): REVIEW ON REMOTE SENSING OF THE SNOW COVER AND ON METHODS OF MAPPING SNOW, 26 p.