

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta životního prostředí

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování



Konceptuální modely v hydrologii

Conceptual models in hydrology

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Vedoucí práce: Ing. Martin Heřmanovský, Ph.D.

Bakalant: Petr Hrádek

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Petr Hrádek

Vodní hospodářství

Název práce

Konceptuální modely v hydrologii

Název anglicky

Conceptual models in hydrology

Cíle práce

Student provede literární rešerši problematiky spojené s využitím konceptuálních modelů v hydrologii. Získané poznatky aplikuje na zvolený experiment a výsledky vyhodnotí.

Metodika

- 1) Literární rešerše na zadané téma.
- 2) Návrh experimentu a použitého konceptuálního modelu.
- 3) Výběr datového souboru.
- 4) Vyhodnocení výsledků experimentu.

Doporučený rozsah práce

30-50

Klíčová slova

konceptuální model, simulace odtoku, optimalizace modelu,

Doporučené zdroje informací

Beven, K., 2000: Rainfall-Runoff Modelling, John Wiley and Sons, 360s, ISBN 0-471-98553-8.

Clarke, R. T., 1973: A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use, Journal of Hydrology, 19, 1s-20s.

Dingman, L. S., 2002: Physical hydrology, Prentice Hall, 646s, ISBN 0-13-099695-5.

Dooge, J. C. I., 1986: Looking for hydrologic laws, Water Resources Research, 22, 46s-58s.

Wagener, T., Wheeler, H.S., Gupta, H.V., 2004: Rainfall-runoff modelling in gauged and ungauged catchments. Imperial College Press, London, 300s, ISBN 1-86094-466-3.

Předběžný termín obhajoby

2016/17 LS – FŽP

Vedoucí práce

Ing. Martin Heřmanovský, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 18. 10. 2016

doc. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 7. 11. 2016

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 22. 04. 2017

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci zvanou „Konceptuální modely v hydrologii“ vypracoval samostatně pod vedením Ing. Martina Heřmanovského, Ph.D. Při vytváření bakalářské práce jsem používal materiály, které jsou uvedeny v přehledu literatury a použitých zdrojů. Jako autor bakalářské práce dále prohlašuji, že jsem v souvislosti s jejím vytvořením neporušil autorská práva třetích osob.

V Praze dne 25. 4. 2017

.....

Petr Hrádek

Poděkování

Chtěl bych touto cestou poděkovat vedoucímu mé bakalářské práce, Ing. Martinovi Heřmanovskému, Ph.D., za veškeré rady, připomínky a pevné nervy při vytváření této bakalářské práce. Dále bych chtěl poděkovat své rodině za veškerou materiální, psychickou a morální podporu, bez které by tato práce nevznikla. Děkuji také vedení Fakulty životního prostředí za tuto nedocenitelnou zkušenost.

Abstrakt

Tato bakalářská práce se zabývá literární rešerší problematiky spojené s využitím konceptuálních modelů v hydrologii. Práce je cílena na difference ve strukturách běžně používaných konceptuálních modelů. V práci jsou prezentovány různé způsoby výpočtu stavových veličin v základních modulech, které tvoří konceptuální model (sněhový modul, modul půdní vlhkosti, transformační modul). Základní řídicí rovnice v jednotlivých modulech sice vycházejí ze stejných základů (rovnice bilance hmoty), ale mohou různě parametrizovány a mají často jiné nároky na vstupní data. Tento aspekt, tj. datová náročnost a míra parametrizace, bývá často klíčová pro použití konceptuálních modelů při návrhové činnosti nebo v operačním módu. Druhá část práce se zabývala analýzou vlivu vybrané části konceptuálního modelu na jeho simulační účinnost. Konkrétně je řešen vliv vybraných metod přepočtu vstupní srážky na déšť a sníh na simulační účinnost struktury GR4J s připojeným sněhovým modulem. Výsledky ukazují, že volba metody přepočtu vstupní srážky na déšť a sníh má vliv na časovou distribuci sněhové srážky, celkové množství sněhové srážky a simulační účinnost modelu. Nicméně tento vliv je částečně kompenzován při kalibraci parametrů modelu.

Klíčová slova

Konceptuální model, simulace odtoku, sněhový modul, transformační modul, SMA modul.

Abstract

This bachelor thesis focuses on problematics of literary research connected with utilization of conceptual models in hydrology. Thesis aims to differences in structures of conceptual models that are commonly utilized. In this thesis are presented different ways of computation condition variables in elemental modules which produces conceptual model (snow module, SMA module, transformation module). Elementary control equations in single modules that originates from same bases (mass balance equation) but can be differently parametrized and often have different requirements for input data. This aspect i.e. exacting data and parametrization rate often plays key role for using conceptual models at designed business or in operation mode. Second part of thesis focuses on analysis of influence from selected part of conceptual model on its simulation efficiency. Influence of selected methods of conversion input rainfall to rain and snow to simulation efficiency of structure GR4J with connected snow module was determined specifically. The results shows that the choice of method of conversion input rainfall to rain and snow has got influence to time distribution of rainfall in form of snowfall, total amount of snowfall and simulation efficiency of the model. However, this influence is partly compensate when calibrating the model parameters.

Keywords

Conceptual model, simulation of discharge, snow module, transformation module, SMA module.

Obsah

1	Úvod.....	10
1.1	Cíle práce.....	10
2	Literární rešerše	11
2.1	Matematické modelování hydrologických procesů	11
2.2	Hydrologický model	11
2.3	Matematický model srážko-odtokového procesu	11
2.4	Vyjádření stochastického a deterministického modelu.....	12
2.5	Rozdělení hydrologických modelů	13
2.6	Rozdělení z hlediska systému.....	Chyba! Záložka není definována.
2.7	Rozdělení z hlediska typu hydrologického systému	13
2.8	Rozdělení vztahem příčina – důsledek.....	13
2.9	Deterministické modely	14
2.10	Rozdělení hlavních skupin deterministických modelů.....	14
2.11	Modely založené na fyzikálních zákonech	15
2.12	Kybernetické modely	15
2.13	Konceptuální modely	15
2.14	Stochastické modely	15
	Stochastické modely se dělí na dvě podskupiny.....	16
2.15	Rozdělení podle míry časové a prostorové diskretizace	16
2.15.1	Časová diskretizace	16
2.15.2	Prostorová diskretizace.....	17
2.16	Celistvé modely.....	17
2.17	Distribuované modely.....	18
2.18	Semi-distribuované modely	18
2.19	Konceptuální model	18
2.20	Sněhový modul	19
2.20.1	Metoda Degree-Day.....	22
2.20.2	Metoda energické bilance.....	24
2.20.3	Metody smíšené.....	26
2.21	Modul půdní vlhkosti	27
2.22	Transformační modul.....	33
3	Metodika praktické části práce	37
3.1	Vstupní data	37
3.2	Model	38

4	Výsledky	40
5	Diskuze výsledků případové studie	45
6	Diskuze a Závěr	46
7	Přehled literatury a použitých zdrojů	49

1 Úvod

Hydrologické modelování je v dnešní době již dobře známá věc, jelikož je využívána snad v každé vědecké instituci zabývající se hydrologickým modelováním, simulacemi odtoku z povodí nebo meteorologickým pozorováním. Během let hydrologické modelování získalo mnoho nových poznatků a díky stále rychleji rozvíjející se výpočetní technice se s každým rokem vyvíjejí novější a přesnější metody simulace odtoku, modelování určitých podmínek na povodí a zjišťování potřebných výsledků pro predikci odtoku na povodí. V posledních letech vzniklo mnoho konceptuálních modelů od různých autorů pro nejrůznější povodí a oblasti světa. Každý z těchto konceptuálních modelů je ve své podstatě unikátem, avšak základní struktura modelu, cíle modelu a myšlenka modelu zůstává pro všechny stejná. Základní struktura modelu obsahuje připojené moduly, přičemž řídicí rovnice modulů jsou v základu stejné, avšak mírné nuance ve výpočtu stavových veličin v každém konceptuálním modelu mohou ve výsledku ovlivnit simulaci odtoku.

1.1 Cíle práce

Cílem práce je vytvoření literární rešerše problematiky spojené s využitím konceptuálních modelů v hydrologii a následné využití poznatků na zvolený experiment s vytvořením výsledků a vyhodnocení.

Jednotlivé cíle práce:

- 1) Literární rešerše zaměřená na konceptuální modely a na difference ve strukturách běžně používaných konceptuálních modelů.
- 2) Návrh experimentu a vybrání vhodného konceptuálního modelu.
- 3) Výběr vstupních dat.
- 4) Využití poznatků rešeršní části a následné vyhodnocení výsledků.

2 Literární rešerše

2.1 Matematické modelování hydrologických procesů

Hlavním cílem matematického modelování hydrologických procesů je vyjádření časové, nebo časově-prostorové závislosti specifických veličin, charakterizujících hydrologický režim modelovaného objektu, tj. povodí, nebo jeho částí. Srážko-odtokový proces je ovlivňován společným působením deterministických i stochastických vlivů, jejichž rozsah působení je dán podstatou přírodních jevů (Kulhavý, Kovář, 2000).

Pomocí metod matematického modelování lze nejen simulovat skutečný hydrologický proces, ale s jejich pomocí navíc aproximativně určovat i reakci modelovaného objektu (prototypu) v různých extrémních (srážkových) situacích pro návrhové nebo předpovědní účely (Kulhavý, Kovář, 2000).

2.2 Hydrologický model

Hydrologický model se skládá z několika komponent, z nichž každá popisuje určité děje vytvářející a ovlivňující celkový odtok z příslušného povodí (Daňhelka, 2000).

Daňhelka (2000) uvádí, že typy komponent hydrologického modelu jsou následující:

- Model vytváření a tání sněhové pokrývky
- Srážko-odtokový model
- Model simulující chování nádrží
- Model proudění vody korytem

2.3 Matematický model srážko-odtokového procesu

Matematický model srážko-odtokového procesu je zjednodušenou představou komplikovaného hydrologického systému se vzájemnými vazbami a proměnnými

veličinami. Hydrologický systém je formulován jako systém především fyzikálních procesů, působících na vstupní proměnné za účelem jejich transformace ve výstupní proměnné (Kulhavý, Kovář, 2000).

Hydrologický matematický model tudíž představuje algoritmus výpočtů soustavy rovnic, kterými je popsána struktura, či chování povodí (nebo obojí) v průběhu srážko-odtokového procesu (Kulhavý, Kovář, 2000).

2.4 Vyjádření stochastického a deterministického modelu

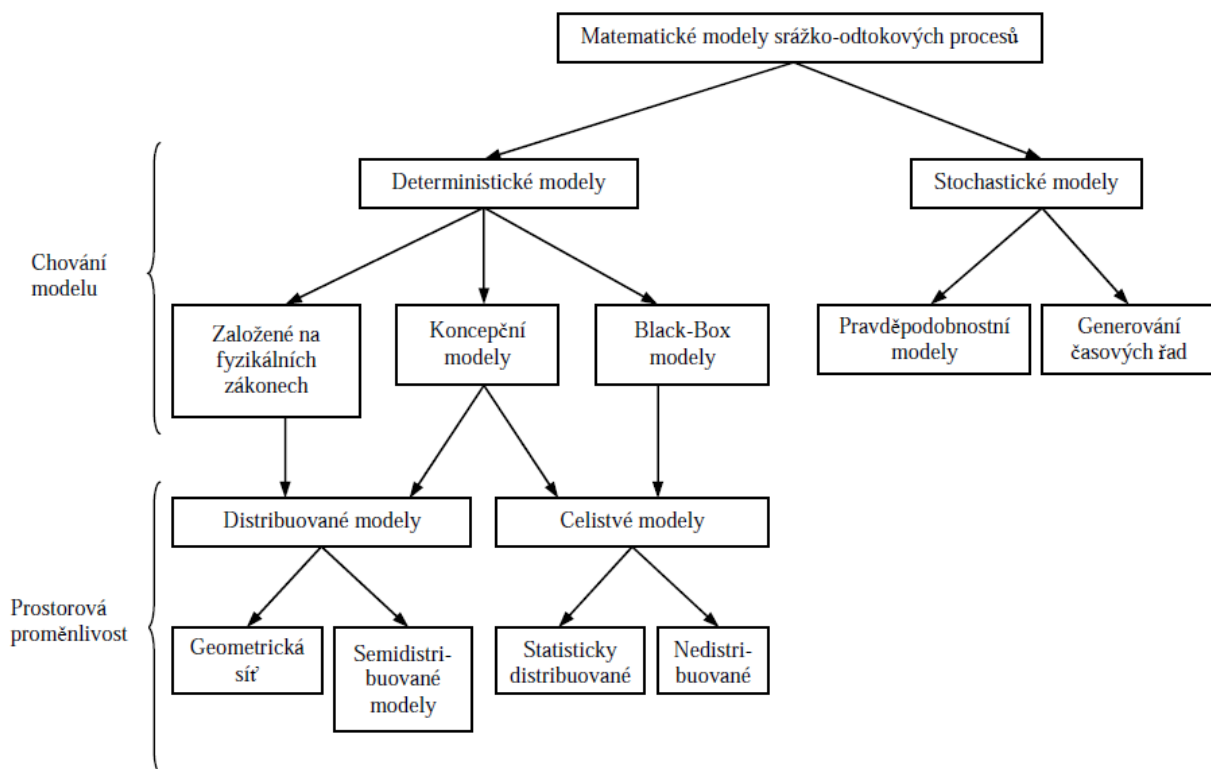
Nechť $x(t, h)$ je označeno jako vstupní a $y(t, h)$ jako výstupní časoprostorové veličiny (t, h jsou souřadnice času a polohy), potom dle složitosti řešené problematiky v modelu vystoupí vedle vlastních proměnných, jejich derivace v čase a poloze, ale také vnitřní proměnné modelovaného systému, jenž charakterizují jeho strukturu a jejichž hodnoty se též mohou měnit v čase i poloze (Kulhavý, Kovář, 2000).

Jak se zmiňují Kulhavý a Kovář (2000) použití matematického modelu celistvého systému, tj. systému, kde se zanedbává prostorová závislost veličin a uvažuje se pouze závislost časová, můžeme obecně popsat diferenciální rovnicí, zobrazující vztahy mezi vstupními a výstupními proměnnými a stavovými veličinami neboli parametry systému. Prakticky však nepoužíváme kontinuálních záznamů $x(t)$ a $y(t)$, ale dáváme přednost jejich diskrétní formě v určitém časovém intervalu Δt . Dále můžeme partiální derivace, představující změny vstupních a výstupních veličin v čase, nahradit konečnými diferencemi tudíž lze zapsat:

$$f [x_t, y_t; x_{t-1}, y_{t-1}; x_{t-2}, y_{t-2}; \dots \theta_1, \theta_2 \dots] + \varepsilon_t = 0 \quad (1.0)$$

Kde θ_1, θ_2 jsou parametry modelu a ε_t je proměnná, vyjadřující „odchylky“ modelu od prototypu v časových hladinách, takže ε_t je časovou funkcí chyby (residuálu) v kladném nebo záporném smyslu. Jakmile jakákoliv z proměnných x_t, y_t, ε_t je nahodilou proměnnou, mající nějaké pravděpodobnostní rozdělení, potom rovnice je stochastickým modelem, jestliže nikoliv, potom tato rovnice představuje model deterministický (Kulhavý, Kovář, 2000).

2.5 Rozdělení hydrologických modelů



Obr. 1: Klasifikace hydrologických modelů.

(Kulhavý, Kovář, 2000)

2.6 Rozdělení z hlediska typu hydrologického systému

Podle typu modelovaného procesu můžeme rozlišit, jde-li o model výpočtu půdní vlhkosti, evapotranspirace, proudění podzemní vody, proudění v korytě, šíření znečištění nebo režim splavenin (Jeníček, 2009).

2.7 Rozdělení vztahem příčina – důsledek

Základně dělíme matematické hydrologické modely do dvou hlavních skupin:

- Deterministické modely
- Stochastické modely

2.8 Deterministické modely

Jeníček (2009) uvádí, že modely deterministické jsou popsány vztahem závislých proměnných neboli výstupních veličin a nezávislých proměnných takzvaných vstupních stavových veličinách:

$$y = f(x, a) \quad (1.1)$$

Koeficienty nebo parametry chování systému jsou popsány jako a . Velké množství těchto modelů se od sebe odlišují svojí strukturou, fyzikálním přístupem, či časovou a prostorovou diskretizací (Jeníček, 2009).

Deterministické modely mají spojení do každé vodohospodářské problematiky. Vnitřní vazby těchto modelů jsou formulovány na jednotlivé procesy hydrologického cyklu a jsou fyzikálně i matematicky srozumitelnější. Výhodou těchto modelů je, že nevyžadují existenci dlouhých historických řad (Daňhelka et al., 2003).

2.9 Rozdělení hlavních skupin deterministických modelů

- DL modely (Deterministic, hydrodynamic Laws) neboli modely založené na fyzikálních zákonech.
- DB modely (Deterministic Black Box) neboli kybernetické modely
- DC modely (Deterministic Conceptual) neboli konceptuální modely

2.10 Modely založené na fyzikálních zákonech

Též zvané jako „White-box models“ představují protiklad modelům „Black-box“ a jsou převážně reprezentovány na základě hydrodynamických zákonů, případně mohou být doplněny i o znalosti obecné fyziky, termodynamiky, chemie a biologie (Daňhelka et al., 2003).

Přístupy modelování, které jsou zakládány na fyzikálním základě se snaží respektovat principy zachování hmoty, hybnosti a energie (Kulhavý, Kovář, 2000).

2.11 Kybernetické modely

Kybernetické modelování svým přístupem ignoruje změny stavových veličin a zkoumá průběh procesu výhradně z hlediska transformační funkce systému. Používá metody systémové analýzy ke zkoumání chování systému, ale už neřeší jeho strukturu. Uplatnění těchto modelů bývá u hydrologických systémů s jednoduchým chováním a jednoduchou strukturou pouze tam, kde mimo vstupních údajů jsou alespoň zčásti známé odpovídající údaje výstupní, aby z jejich vzájemného vztahu bylo možno funkci chování identifikovat. Příkladem kybernetických modelů jsou například modely MATRIX, FOURIER, LAGUERRE, NASH, SATO-MIKKAWA, ARMA nebo TANK model (Kulhavý, Kovář, 2000).

2.12 Konceptuální modely

V literatuře označované jako „Grey-box“ modely neboli konceptuální modely, které odrážejí základní zákonitosti ve zjednodušené formě a zpravidla připouští jistou míru empirických vztahů, kompenzujících složité vazby souhrnného popisu chování hydrologického systému (Daňhelka et al., 2003).

2.13 Stochastické modely

Tyto modely v hydrologii reprezentují skupiny modelů, které lze popsat jako modely bez vazeb mezi vstupně – výstupní transformací v rámci modelovaného systému. Stochastické modely mají vždy vazbu na jistou hydrologickou veličinu či případně specifický proces, který probíhá ve vybraném měrném profilu. Pro simulace složitých hydrologických procesů jsou tyto modely využívány výjimečně (Daňhelka et al., 2003).

Stochastické modely se dělí na dvě podskupiny:

- SP modely (Stochastic – Probabilistic models) neboli pravděpodobnostní modely
- ST modely (Stochastic Time series generation) neboli modely generování časových řad

SP modely jsou představovány hydrologickými funkcemi s daným pravděpodobnostním rozdělením ku příkladu extrémy, vodní stavy a retenční objemy (Daňhelka et al., 2003).

Využití ST modelů spočívá při extrapolaci časových řad nebo hydrologických parametrů při zachování základních statistických charakteristik (Daňhelka et al., 2003).

2.14 Rozdělení podle míry časové a prostorové diskretizace

2.14.1 Časová diskretizace

Rozsah časové diskretizace je určován dle způsobu použití modelu. Operativní předpovědi, povodňové studie, modelování šíření znečištění, transport plavenin nebo splavenin se používá hodinový až denní krok, a pro bilanční modely, délka výpočtového kroku je vyšší například týden, měsíc. Jednotlivé časové proměnné mohou obsahovat různý časový krok, avšak vstupní a výstupní veličiny nemusejí mít stejný časový krok (Jeníček, 2009).

Další rozdělení podle Jeníčka (2009) je na základě časové kontinuity výpočtu a to na:

- Kontinuální modely

Simulace delších období nebo víceletých a používají se na velká území, ve kterých jsou povodně způsobeny regionálními dešti (Jeníček, 2009).

- Epizodní modely

Simulují se jednotlivé události jako povodeň anebo hydrologické sucho a tyto modely mají uplatnění při simulování přívalových srážek na postihnutých menších povodí (Jeníček, 2009).

2.14.2 Prostorová diskretizace

Jak zmínil Jeníček (2009), tak základně rozdělujeme modely do tří hlavních kategorií:

- Celistvé neboli lumped modely
- Distribuované neboli modely založené na distribuovaných parametrech
- Semi-distribuované

2.15 Celistvé modely

Parametry, které charakterizují povodí jako stavové veličiny a časové řady jsou vztaženy k celému nebo dílčímu povodí. Jelikož se jedná o bodově měřené hodnoty například srážky na stanici a průtoky v závěrovém profilu, tak se využívá různých geostatistických metod pro jejich převedení na plošné hodnoty (Jeníček, 2009).

2.16 Distribuované modely

Tímto přístupem bereme v úvahu prostorovou variabilitu vstupních parametrů, které jsou následně transformovány na parametry výstupní vykazující taky variabilitu v prostoru. Dle této koncepce, kterou přesněji vyjadřuje skutečné chování systému, je povodí rozčleněno sítí neboli gridem na elementární odtokové plochy. Na každé políčko gridu je charakteristická hodnota parametru. Aby bylo zaručena platnost řídicích rovnic musí být velikost gridu maximálně do jednoho kilometru (Jeníček, 2009).

2.17 Semi-distribuované modely

Principem těchto modelů je rozčlenění povodí na elementární odtokové plochy neboli hydrotopy, které jsou vyznačovány homogenními prostorovými parametry, jako například stejným půdním druhem a vegetačním pokryvem. Tyto modely mají častější využití, jelikož reprezentují optimální kombinaci výše uvedených přístupů. Během určování odtokových ploch u tohoto modelu je zapotřebí zvážit prostorovou distribuci jednotlivých parametrů hydrologického systému a je třeba také respektovat rozdělení územních charakteristik, které ovlivňují odtokový režim, a to například topografii, půdní podmínky, vegetační pokryv anebo hydrogeologii (Jeníček, 2009).

2.18 Konceptuální model

Části hydrologického cyklu nebo cyklus jako celek je popisován matematickými vztahy v konceptuálních deterministických modelech. Modelovaný přístup vychází z kontaktu s přírodní podstatou jevu a pokouší se dosáhnout přímé analogie struktury modelu se strukturou zkoumaného jevu. Kvůli úspornosti se tento přístup vyhýbá prostorovým vztahům ve vyjádření parametrů a předpokládá, že pouze u specifických reprezentativních bodů objektu dochází k prostorovým změnám stavových veličin. Takto je zrušena prostorová souřadnice a původní spojitý dynamický systém je převeden na nespojitý v prostoru. Všechny uvažované složky

hydrologického cyklu jsou takto upraveny. Cílené detailnosti struktur objektu a modelu je dosaženo integrací všech složek v poli bilance hmoty (Kulhavý, Kovář, 2000).

Diskretizace v prostoru řídí řešení těchto úloh k diferenciálním rovnicím, u kterých je obyčejně jedinou nezávisle proměnnou čas. V průběhu identifikace modelu může nastat, že hodnoty prostorových souřadnic se stanou parametry řešení a budou kvantifikovány. Mezi jednotlivými složkami hydrologického cyklu se zajistí propojení tak, že prostorové rozložení parametrů je vyjádřeno náhradním způsobem, a to buď konstantně, nebo pravděpodobnostně. Konceptuální modely se využívají hlavně k simulování různých hydrologických režimů povodí a dle účelu volíme délku časového kroku Δt . Při modelování hydrologické bilance se obyčejně volí $\Delta t \geq 1$ den, a pro účely modelování jednotlivých krátkodobých hydrologických procesů je zvoleno Δt kratší dle charakteru simulovaného procesu (Kulhavý, Kovář, 2000).

Koceptuální modely jsou obvykle tvořeny ze tří propojených modulů:

- sněhový modul,
- modul půdní vlhkosti,
- transformační modul.

2.19 Sněhový modul

Sněhový modul řeší akumulaci a tání sněhové pokrývky. Má ho smysl připojovat ke zbývajícím dvěma modulům pouze za předpokladu, že povodí, jehož chování je simulováno, může být zatíženo sněhovou srážkou. Vstupem do tohoto modulu je obvykle množství sněhové srážky na povodí v daném časovém kroku a teplotní záznamy využité při výpočtu tání sněhové pokrývky.

Sněhové moduly v sobě obsahují rovnici bilance sněhové zásoby založené na rovnici:

$$dSP/dt = I - O \quad (1.2)$$

, kde SP je zásoba sněhu na povodí (mm), I je vstup do sněhového modulu (mm) a O je výstup ze sněhového modulu (mm). Vstupem je zde sněhová srážka (mm), výstupem pak tání sněhu (mm) a výpar ze sněhové pokrývky (mm). Výpar ze sněhové pokrývky je často zanedbáván (např. v modelu MOHYSE (Troin et al., 2015)).

Množství sněhových srážek na povodí je obvykle počítáno na základě celkové srážky na povodí a teplotních záznamů v daném časovém kroku. Dělení srážek na sníh a déšť lze provést na základě dvou metod:

- metoda neuvažující kombinovanou srážku (déšť a sníh) v daném časovém kroku,
- metoda uvažující kombinovanou srážku v daném časovém kroku.

Metoda neuvažující kombinovanou srážku využívá pouze jednu prahovou teplotu (T_{pr}) a tedy platí:

$$\text{pro } T_p < T_{pr} \quad S_n = P_r, R = 0 \quad (1.3)$$

$$\text{pro } T_p \geq T_{pr} \quad S_n = 0, R = P_r \quad (1.4)$$

, kde T_p je průměrná denní teplota ($^{\circ}\text{C}$), T_{pr} je prahová teplota ($^{\circ}\text{C}$), S_n je množství sněhové srážky na povodí (mm), R je množství dešťové srážky na povodí (mm) a P_r je celkové množství srážky na povodí (mm). Hodnota T_p může být pevně daná (např. 0°C) pro všechna povodí, nebo ji lze pro každé povodí odhadovat zvlášť ve formě kalibrovaného parametru. V této formě je toto rozdělení srážek přítomno v modelu MOHYSE nebo v některých verzích modelu HBV (Lindström et al., 1997).

Metoda uvažující kombinovanou srážku využívá dvě prahové teploty (T_{p1} a T_{p2}) a tedy platí:

$$\text{pro } T_p < T_{p1} \quad S_n = P_r, R = 0 \quad (1.5)$$

$$\text{pro } T_p \geq T_{p1} \text{ a } T_p < T_{p2} \quad S_n = koef * P_r, R = P_r - S_n \quad (1.6)$$

$$\text{pro } T_p \geq T_{p2} \quad S_n = 0, R = P_r \quad (1.7)$$

, kde T_p je průměrná denní teplota ($^{\circ}\text{C}$), T_{p1} a T_{p2} jsou prahové teploty ($^{\circ}\text{C}$), S_n je množství sněhové srážky na povodí (mm), R je množství dešťové srážky na povodí (mm), P_r je celkové množství srážky na povodí (mm) a $koef$ je přepočtový koeficient závislý na teplotě.

Hodnoty T_{p1} a T_{p2} mohou být pevně dané pro všechna povodí nebo jsou odhadovány pro každé povodí zvlášť ve formě kalibrovaných parametrů. Fixní hodnoty využívá model HBV s $T_{p1} = -1$ °C a $T_{p2} = 1$ °C (Lindström et al., 1997). V modelu UBC je fixní pouze teplota T_{p1} ($T_{p1} = 0$ °C), hodnota T_{p2} je kalibrována (Quick, 1995). V případě modelu WBM (Xu et al., 1996) jsou kalibrovány obě prahové teploty, přičemž teplota T_{p1} je primárně určena pro rozdělení srážky a teplota T_{p2} je primárně využita při tání sněhové pokrývky. Přesto se teplota T_{p2} při určení sněhové srážky využívá také.

Na rozdíl od výše uvedených modelů, modely BROOK90 (Dingmann, 2002) a PRMS (Leavesley, Stannard, 1995) využívají maximální a minimální denní teploty při separaci sněhové srážky. Výpočet množství sněhových a dešťových srážek pak probíhá následujícím způsobem (Federer et al., 2003).

$$\text{pro } T_{max} \leq T_{pr} \qquad S_n = P_r, R = 0 \qquad (1.8)$$

$$\text{pro } T_{min} \geq T_{pr} \qquad S_n = 0, R = P_r \qquad (1.9)$$

$$\text{pro } T_{max} > T_{pr} \text{ a } T_{min} < T_{pr} \qquad S_n = koef * P_r, R = P_r - S_n \qquad (2.0)$$

, kde T_{pr} je prahová teplota (°C), T_{max} je maximální denní teplota (°C), T_{min} je minimální denní teplota (°C), S_n je množství sněhové srážky na povodí (mm), R je množství dešťové srážky na povodí (mm), P_r je celkové množství srážky na povodí (mm) a $koef$ je přepočtový koeficient závislý na teplotě. V modelu BROOK90 je použita jako prahová teplota T_{pr} hodnota -0,5 °C, kterou Federer et al. (2003) odhadl na základě měření na experimentálním povodí Hubbard Brook v centrálním New Hampshire.

V případě, že je uvažována kombinovaná srážka na povodí, je nutné určit změnu poměru mezi sněhovou a dešťovou částí celkové srážky v teplotním intervalu vymezeném prahovými teplotami T_{p1} a T_{p2} (tj. určit hodnotu $koef$ v rovnici 1.6). Toto je nejčastěji založeno na lineární změně poměru sních/děšť v závislosti na změně teploty. Quick (1995) využívá v modelu UBC následující vztah:

$$koef = T_p / T_{pr} \qquad (2.1)$$

Leavesley and Stannard (1995) v modelu a PRMS je stanovují hodnotu $koef$ následujícím způsobem:

$$koef = (T_{max} - T_{pr}) / (T_{max} - T_{min}) \quad (2.2)$$

Rovnice 2.2 je v modelu BROOK90 mírně modifikována (Federer et al., 2003):

$$koef = (T_{pr} - T_{min}) / (T_{max} - T_{min}) \quad (2.3)$$

Nelineární závislost hodnoty *koef* na průměrné teplotě prezentoval Xu et al. (1996) v modelu WBM:

$$koef = 1 - \exp[(T_p - T_{pr1}) / (T_{pr1} - T_{pr2})]^2 \quad (2.4)$$

pokud je hodnota *koef* v daném časovém kroku menší než 0, je automaticky opravena na 0.

Metody řešící tání sněhové pokrývky používané v konceptuálních modelech můžeme rozdělit do třech kategorií na:

- metody Degree-Day
- metody energetické bilance
- metody smíšené

2.19.1 Metoda Degree-Day

Pysklywec et al. (1968), Dingmann (2002) nebo Xu (2002) popisují metodu Degree-Day obecně vztahem:

$$M = C_m(T_a - T_b) \quad (2.5)$$

, kde *M* je tání sněhu (mm/den), *C_m* je degree day koeficient (mm/den/°C), *T_a* je teplota vzduchu (°C), *T_b* je základní teplota (°C).

Hodnota *T_b* může být definována na základě expertní znalosti, nebo kalibrována jako jeden z parametrů konceptuálního modelu.

Metoda Degree-Day je kvůli své nižší náročnosti na vstupní data častěji používána v konceptuálních modelech, a tak je často doplňována dalšími postupy, které mohou pomoci lépe popsat dynamiku tání sněhové pokrývky.

Sněhový modul modelů HBV (Lindström et al., 1997) a HMETS (Troin et al., 2015) se uvažuje, že část roztáté vody ze sněhové pokrývky znovu zmrzá, pokud průměrná denní teplota klesne pod prahovou teplotu.

$$REFSWE_i = c_{fr} * C_{fmax} * (T_s - T_i) \quad (2.6)$$

, kde $REFSWE_i$ je množství vody, které znovu ztuhne za den i (mm), c_{fr} je faktor tání při znovu zmrznutí a C_{fmax} je Degree-day faktor. (mm/°C/den) (Lindström et al., 1997).

Model HMETS zahrnuje proces znovu zmrznutí. Zmrazení tekuté vody v sněhové pokrývce je efektivní, jestliže průměrná denní teplota (T_{dt}) je pod prahovou teplotou zmrazení (T_{bf}). Potenciální množství znovu zmrznutí (POR_i) na den i je předpokládáno jako:

$$POR_i = c_{fr} * (T_{bf} - T_{dt})^{fe} \quad (2.7)$$

, kde fe je empirický exponent. Aktuální množství znovu zmrznutí nemůže překonat množství tekuté vody v sněhové pokrývce (Troin et al., 2015).

Mezi další postupy, které mohou zpřesnit simulaci tání sněhové pokrývky jsou postupy uvažující proměnlivou hodnotu parametru C_m v rovnici 2.5. Tento přístup je použit v modelu HMETS.

$$ddf_i = ddf_{min} * (1 + k_{cum} * CSM_i) \quad (2.8)$$

, kde ddf_i a Degree-Day faktor se můžou lišit mezi minimem (ddf_{min}), až k maximální hodnotě jako funkce CSM za den i (mm/°C), T_{bm} je základní teplota tání (°C), k_{cum} je empirický parametr (mm⁻¹), CSM_i je kumulativní množství tání sněhu za den i (mm). Stárnutí sněhové pokrývky je v modelu zjišťováno pomocí hodnoty CSM. Tato proměnná je znovu nastavená na nulu, jestliže sněhová pokrývka zmizí (Troin et al., 2015).

CEMANEIGE (Valéry et al., 2014) je komplexnějším doplňkem Degree-Day metody, který zlepšuje simulaci dynamiky sněhové pokrývky. CEMANEIGE se zaměřuje na denní evoluci termálního stavu sněhové pokrývky (eT_G), která se používá k zjištění potenciálního tání ($PSNOWMELT_i$) za den i :

$$eT_{Gi} = c_{TG} * eT_{Gi} + (1 - c_{TG}) * T_i \quad (2.9)$$

$$PSNOWMELT_i = c_f * (T_i - T_s), \text{ jestliže } eT_G = 0 \text{ a } T_i > T_s \quad (3.0)$$

, kde c_{TG} je koeficient termálního stavu sněhové pokrývky (Valéry et al., 2014).

Zpřesnění rovnice 2.5 je zaměřeno na aktuální tání sněhu dle rovnice:

$$ASNOWMELT = (0.9 * SNOWCOVER_i + 0.1) * PSNOWMELT_i \quad (3.1)$$

, kde $ASNOWMELT_i$ je aktuální tání sněhu (mm) a $SNOWCOVER_i$ je procentní podíl povodí pokrytém sněhem za den i (Valéry et al., 2014).

2.19.2 Metoda energické bilance

Tento přístup používá formu rovnice energické bilance pro sněhovou pokrývku, která je zapsána jako:

$$H = H_{sn} + H_{ln} + H_c + H_e + H_g + H_p + H_q \quad (3.2)$$

, kde H je energie dostupná pro tání sněhu, H_{sn} je krátkovlnné záření, H_{ln} je dlouhovlnné záření, H_c je konvektivní tepelný tok, H_e je latentní tepelný tok, H_g je vedení tepla ze země, H_p je tepelný obsah dešťové kapky, H_q je změna energetického obsahu v sněhové pokrývce (Xu, 2002).

Pokud H je celková změna čisté energie, tání M se vypočte jako (Xu, 2002):

$$M = \frac{H}{L_f} \quad (3.3)$$

, kde L_f je skupenské teplo tání ledu (Xu, 2002).

Mezi proměnné potřebné pro kompletní teplotní bilanci, dle rovnice 3.2 lze uvést: celkové sluneční záření, albedo, bilance dlouhovlnného záření (přímé záření),

teplota vzduchu, vlhkost vzduchu, teplotní gradienty v zemi a ve sněhu, srážky (Xu, 2002).

Rovnice 3.2 byla různě modifikována a použita v mnoha modelech. Ve většině z nich jsou H_{sn} , H_{ln} , H_p , a H_q jsou počítány s použitím naměřených dat a zbylé komponenty jsou parametrizovány, nebo jsou považovány za zanedbatelné (Xu, 2002).

Xu (2002) použil v modelu WBM jednoduchou a datově nenáročnou metodu, kterou lze zařadit mezi metody energetické bilance. Vstupem zde jsou pouze teplotní záznamy, kde tání sněhu M_t je považováno jako funkce teploty a sněhové zásoby, s_{pt} .

$$M_t = s_{pt}\{1 - \exp[(T_a - T_s)/(T_r - T_s)]^2\} \quad (3.4)$$

, kde T_r je prahová teplota, při jejímž překročení budou srážky ve formě deště, T_s je prahová teplota, nad kterou proces tání začíná a T_a je teplota vzduchu. (Xu, 2002).

V modelu SSARR byla použita metoda energetické bilance pro řešení tání sněhové pokrývky. Rovnice použitá pro výpočet je generalizovaná rovnice pro tání sněhu v částečně zalesněných oblastech (Speers, 1995).

$$M_s = k_r (1 - F)(0.0040I_i)(1 - a) + k_w(0.0084v)(0.22T_{a'} + 0.78T_{d'}) + F(0.029T_a) \quad (3.5)$$

, kde M_s je denní tání sněhu v palcích za den, T_a představuje rozdíl mezi teplotou vzduchu v 10 stopách a teplotou povrchu sněhu ve (°F). $T_{d'}$ představuje rozdíl mezi teplotou rosného bodu měřenou v 10 stopách a teplotou povrchu sněhu ve (°F), v je rychlost větru v 50 stopách nad sněhem v mílích za hodinu, I_i je pozorované nebo předpokládané sluneční záření na horizontálním povrchu v jednotce langley, a je průměrné albedo povrchu sněhu, k_r je faktor tání krátkovlnného záření v povodí. U k_r záleží na průměrné expozici otevřených oblastí vůči krátkovlnnému záření v porovnání s nezakrytým horizontálním povrchem, F je odhadované průměrné zastoupení lesních porostů na povodí, které je efektivní v zastíňování plochy od slunečního záření, která je vyjádřena jako desetinný zlomek, K_w je faktor konvekčně-kondenzačního tání v povodí, u kterého záleží na relativním vystavení oblasti vůči větru (Speers, 1995).

Vzhledem k tomu, že data požadovaná pro rovnici energické bilance 3.2 nejsou obvykle k dispozici v reálném čase, výpočet energické bilance pro tání sněhu je obvykle omezena na teoretické aplikace, jako je odvození hypotetických návrhových povodní (Speers, 1995).

2.19.3 Metody smíšené

Smířené modely kombinují metodu energické bilance a metodu Degree-Day. Mezi smířené metody patří SEB (Troin et al., 2015) nebo ETI (Troin et al., 2015).

SEB využívá následující vztah pro výpočet tání sněhu:

$$SNOWMELT_i = \frac{-Q_{S,i}}{\rho * L_f} * 1000 \quad (3.6)$$

$$Q_{S,i} = ISR_i * (1 - a_i) + C_0 + C_1 * T_i \quad (3.7)$$

, kde $Q_{S,i}$ je energie dostupná pro tání za den i (W/m^2), ρ je hustota sněhu (kg/m^3), L_f je skupenské teplo tání (J/kg), ISR_i je příchozí krátkovlnné záření za den i (W/m^2), C_0 a C_1 jsou dva empirické faktory, které poskytují výpočet teplotně závislých energických toků neboli krátkovlnné záření a turbulentní tepelné toky (W/m^2 a $W/m^2/^\circ C$). Žádná prahová teplota není předpokládána jako diskriminant pro výskyt tání sněhu (Troin et al., 2015).

Sněhové albedo je vypočteno jako logaritmická funkce nahromaděné denní maximální pozitivní teploty od doby sněžení:

$$a_i = p_1 - p_2 \log_{10} T_{a_i} \quad (3.8)$$

, kde T_{a_i} je nahromaděná denní maximální teplota nad $0^\circ C$ od doby sněžení za den i ($^\circ C$), p_1 a p_2 jsou empirické koeficienty, kde p_1 je albedo čerstvého sněhu pro $T_a = 1^\circ C$ (Troin et al., 2015).

Model ETI je dalším z modelů, které obsahují smířené metody. Pro výpočet tání sněhu využívá do bilanční rovnice následující vztah:

$$SNOWMELT_i = TF * T_i + SRF * (1 - a_i) * ISR_i, \text{ jestliže } T_i > T_s \quad (3.9)$$

, kde TF je teplotní faktor ($\text{mm}/^\circ\text{C}/\text{den}$), SRF je faktor pro krátkovlnné záření ($\text{m}^2/\text{mm}/\text{W}/\text{den}$). Tání sněhu je znovu nastaveno na 0, jestliže průměrná denní teplota je pod hodnotou prahové teploty (Troin et al., 2015).

2.20 Modul půdní vlhkosti

Modul půdní vlhkosti (SMA) převádí vstup ve formě dešťové srážky a tání sněhu (pokud je připojen sněhový modul) na výstup ve formě efektivního deště (ten je směřován do transformačního modulu) a ztrát (aktuální evapotranspirace). SMA modul využívá bilanční rovnici (Wagener et al., 2004):

$$dS/dt = I - O \quad (4.0)$$

, kde S je zásoba vody zadržena v elementu (mm), I je vstup do elementu (mm), O je výstup z elementu (mm). Elementem zde rozumíme např. ne/lineární zásobník. Vstupem do elementu je dešťová srážka P_r (mm), tání sněhu M_t (mm), pokud je připojen sněhový modul, a potenciální evaporace PE (mm), případně potenciální evapotranspirace PET (mm). Výstupem z elementu je odtok D (mm) a aktuální evaporace E (mm), případně aktuální evapotranspirace ET (mm).

Základním elementem, který využívá SMA modul je zásobník. Chování tohoto zásobníku popisuje rovnice 4.0. Kromě srážek (a tání sněhu) je důležitým vstupem do SMA modulu i potenciální evaporace (nebo evapotranspirace) sloužící k výpočtu aktuální evaporace (nebo evapotranspirace). SMA moduly obsahují různé metody výpočtu E (či ET). Vlastní většině těchto metod je jejich závislost na maximální kapacitě elementu, ze kterého je hodnota E nebo ET počítána.

Nejjednodušší metoda výpočtu E (ET) z PE (PET) je založena na lineární závislosti mezi E (ET) a PE (PET):

$$E = PE \cdot \left(\frac{S}{S_{max}} \right) \quad (4.1)$$

, kde PE je hodnota potenciální evaporace, S je aktuální zásoba vody v elementu (mm) a S_{max} je maximální kapacita elementu (mm). Hodnota S_{max} bývá nejčastěji odhadována při kalibraci modelu. Pro výpočet ET z PET je využívána stejná

rovnice. Tuto metodu využívá model SAC-SMA (Burnash, 1995), SIMHYD (Li et al., 2010) nebo Xinanjiang (Zhao, Liu, 1995). Protože model SAC-SMA je tvořen více propojenými elementy, je hodnota $E(ET)$ řešena pro každý element zvlášť. Výpar z prvního elementu je řešen ze vstupní hodnoty $PE(PET)$. Pokud je $E(ET)$ z tohoto elementu nižší než vstupní hodnota $PE(PET)$, je v modelem následně počítána hodnota $E(ET)$ z následujícího elementu. Tento postup lze zapsat následující rovnicí:

$$E_i = \left(PE - \sum_1^{i-1} E \right) \cdot \left(\frac{S_i}{S_{max,i}} \right) \text{ pro } i > 1 \quad (4.2)$$

, kde E_i je aktuální evaporace (evapotranspirace) z elementu i (mm), S_i je aktuální zásoba vody v elementu (mm) a $S_{max,i}$ je maximální kapacita elementu (mm).

Nelineární vztah mezi $E(ET)$ a $PE(PET)$ můžeme nalézt v modelech GR4J (Perrin et al., 2003), WBM (Xu et al., 1996) nebo ve verzi modelu IHACRES obsahující *CMD* jako *SMA* modul (Kokkonen et al., 2003).

Perrin et al. (2003) použil v modelu GR4J následující rovnici:

$$E_s = \frac{S \left(2 - \frac{S}{x_1} \right) \tanh\left(\frac{E_n}{x_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S}{x_1} \right) \tanh\left(\frac{E_n}{x_1}\right)} \quad (4.3)$$

, kde x_1 je maximální kapacita elementu, S je aktuální zásoba v elementu a E_n je hodnota PE ponížená o srážku podle rovnice:

$$E_n = \max(PE - (R + M), 0) \quad (4.4)$$

, kde PE je potenciální evaporace (evapotranspirace), R je dešťová srážka a M je tání sněhu (pokud je připojen sněhový modul).

Xu et al. (1996) uvádí, že k výpočtu aktuální evapotranspirace e_t jsou nejdůležitější dva faktory, a to evapotranspirace ep_t a dostupná voda w_t během určitého časového období. Rovnice pro výpočet aktuální evapotranspirace musí dodržovat určité podmínky, a to definované jako:

$$e_t \text{ se zvyšuje s } ep_t \text{ a } w_t$$

$$e_t = 0, \text{ když } w_t = 0 \text{ nebo } ep_t = 0 \quad (4.5)$$

$$e_t \ll ep_t \text{ a } e_t \ll w_t$$

$$e_t \rightarrow ep_t, \text{ když } w_t \rightarrow \infty$$

V modelu WBM byly použity dvě rovnice pro výpočet e_t a to:

$$e_t = \min [ep_t(1 - a_4^{w_t/ep_t}), w_t] \quad (4.6)$$

$$e_t = \min \{w_t[1 - \exp(-a_4 ep_t)], ep_t\} \quad (4.7)$$

, kde v první rovnici je a_4 parametr charakterizující studované povodí a je uvažován jako $0 < a_4 < 1$, v důsledku výše uvedené podmínky. V druhé rovnici je parametr a_4 uvažována jako $a_4 > 0$ (Xu et al., 1996).

V modelu IHACRES, který využívá CMD jako SMA modul je aktuální výpar (nebo aktuální evapotranspirace) řešena dle následující rovnice:

$$E_k = c_1 PET_k \exp(-c_2 CMD_k) \quad (4.8)$$

, kde E_k je evapotranspirace, PET_k je potenciální evapotranspirace, CMD_k je vlhkostní deficit povodí, c_1 a c_2 jsou parametry modelu (Kokkonen, Jackeman 2001).

Výstupem z elementu je kromě hodnoty aktuální evaporace (nebo aktuální evapotranspirace) také odtok, který je dále směřován do transformačního modulu. V různých SMA modulech je tento odtok generován různými způsoby. Mezi nejjednodušší patří prosté přetečení elementu, při kterém je odtok řešen následujícím způsobem:

$$D = \max(I + S - S_{max}, 0) \quad (4.9)$$

, kde D (mm) je odtok z elementu, I (mm) je vstup do elementu (dešťová srážka spolu s táním sněhu), S (mm) je aktuální zásoba v elementu (zde již ponížena o hodnotu aktuální evaporace či evapotranspirace) a S_{max} je maximální kapacita elementu, kterou je nutné pro každé povodí kalibrovat. Tento princip generování odtoku v rámci SMA modulu využívá např. model SAC-SMA – v zásobnících vázané vody, nebo model SIMHYD. Dalším způsobem, jak řešit odtok z elementu je pomocí rovnice (Wagener et al., 2004):

$$D = k \cdot S^a \quad (5.0)$$

, kde D (mm) je odtok z elementu, S (mm) je aktuální zásoba v elementu, a (-) je parametr nelinearity a k (-) je výtokový koeficient. Při $a = 1$ hovoříme o lineárním zásobníku. Tento způsob vypouštění vody z elementu nalezneme např. v SAC-SMA, v Tank modelu (Sugawara, 1995), v modelu SIMHYD, v modelu Xinanjiang a mnoha dalších. SMA modul GR4J využívá k výpočtu odtoku následující vztah:

$$Perc = S \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{4S}{9x_1} \right)^4 \right]^{-1/4} \right\} \quad (5.1)$$

, kde x_1 je maximální kapacita elementu a S je aktuální zásoba v elementu. Hodnota $PERC$ je spolu s částí vstupní srážky nevstupující do SMA modulu směřována do transformačního modulu.

V případě, že použitý MSA modul je vícevrstevný, tj. obsahuje dvě a více vrstev, které jsou vertikálně propojeny, může být odtok z horního elementu řešen více způsoby. Kromě výstupu směřujícího do transformačního modulu je další výstup z horního elementu směřován do elementu (nebo více elementů) dolní vrstvy SMA modulu. To je buď realizováno pomocí rovnice 5.0 jako v případě Tank modelu, nebo různými typy perkolačních rovnic. Příkladem je perkolační rovnice modelu SAC-SMA:

$$PERC = PBASE \cdot (1 + (Z \cdot DEWET^{REXP})) \cdot \frac{V_{uzc}}{V_{uzcap}} \quad (5.2)$$

, kde $PERC$ je perkolace do spodní zóny, $PBASE$ je rozsah základní perkolace, Z je úměrné zvýšení v perkolaci ze stavu nasyceného do suchého, $DEWET$ je stupeň vlhkosti, $REXP$ je hodnota, při které perkolace vyžaduje změnu stavu ze suchého na vlhký, V_{uzc} je aktuální zásoba zásobníku volné vody horní zóny a V_{uzcap} je maximální kapacita zásobníku volné vody horní zóny. (Burnash, 1995)

V modelu SIMHYD odtok přichází do rozdělovače, kde následná perkolace je řešena dle následující rovnice:

$$REC = \frac{CRAK \cdot SMS}{SMSC \cdot (RMO - SRUN)} \quad (5.3)$$

, kde $CRAK$ je konstanta proporcionality v rovnici perkolace, $SRUN$ je přebytek nasycení odtoku a podpovrchového odtoku, RMO je odtok z intercepčního zásobníku ponížený o povrchový odtok, SMS je aktuální kapacita zásobníku půdní vlhkosti a $SMSC$ je maximální kapacita zásobníku půdní vlhkosti (Fu et al., 2013).

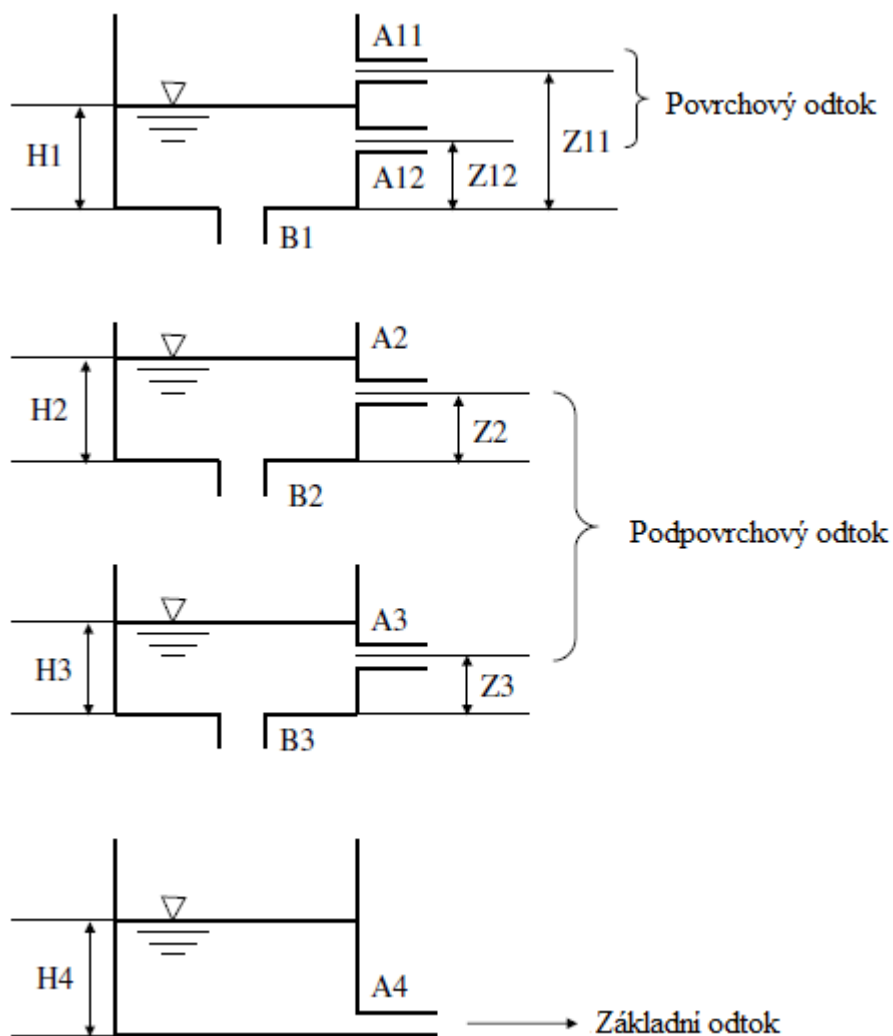
Některé jednovrstevné i vícevrstevné SMA moduly kombinují obě výše uvedené metody generující odtok, který je směřován dále do transformačního modulu. Příkladem takových komplexních elementů v rámci SMA modulů můžeme vidět v modelech SAC-SMA, IHACRES (řešící SMA ve formě CMD či CWI), SIMHYD, Xinanjiang, Tank model a jiné.

SMA modul využívající CMD (catchment moisture deficit) (Kokkonen, Jackeman 2001) řeší odtok ze SMA modulu následujícím způsobem:

$$U_k = \begin{cases} c_3 - CMD_k & CMD_k < 0 \\ \frac{-c_3}{c_4} CMD_k + c_3 & 0 < CMD_k < c_4 \\ 0 & CMD_k \geq c_4 \end{cases} \quad (5.4)$$

, kde c_3 a c_4 jsou parametry modelu.

Na Obr. 2 je prezentován příklad struktury tvořené komplexními elementy. Jedná se o schéma Tank modelu. Z Obr. 2 je patrná vysoká komplexita zejména vrchního elementu. Odtok z tohoto elementu je sice ve všech případech řešen rovnicí 5.0, ale je k tomu potřeba 5 kalibrovaných parametrů. Lze očekávat, že takto komplexní struktury mohou lépe simulovat odezvu povodí v porovnání s jednoduššími SMA moduly, ale na druhou stranu je to vykoupeno vysokým počtem kalibrovaných parametrů (Sugawara, 1995).



Obr. 2: Struktura nádrží v tank modelu.

(Yokoo et al., 2001)

Xu et al. (1996) řeší odtok ze SMA modulu modelu WBM ve formě rychlého a pomalého odtoku. Základní rovnice pro pomalý odtok má tvar:

$$B_t = a_5(sm_{t-1^+})^{b_1} \quad (5.5)$$

, kde a_5 a b_1 jsou kladné parametry, avšak v praxi a_5 a b_1 jsou vysoce korelované, což má za následek obtíže při kalibraci a vysokou nepřesnost odhadů. Z toho důvodu b_1 má jednu ze tří standardních hodnot, jmenovitě $\frac{1}{2}$, 1 nebo 2 z kterých alespoň jedna hodnota vyhovuje kterémukoliv povodí. Tudiž b_1 je diskrétní parametr, zatímco a_5 je kalibrovaný parametr (Xu et al., 1996).

Rychlý odtok závisí na srážce r_t , tání sněhu m_t , potenciální evapotranspirací ep_t , stavu povodí měřeným pomocí zásobníku sm_t , fyzikálních charakteristikách a aktuální zásobě ve SMA modulu (Xu et al., 1996).

Rovnice rychlého odtoku:

$$f_t = a_6(sm_{t-1})^{b_2}(m_t + n_t) \quad (5.6)$$

, kde n_t představuje aktivní srážku definovanou jako:

$$n_t = r_t - ep_t[1 - \exp(-r_t/ep_t)] \quad (5.7)$$

, kde a_6 a b_2 jsou kladné parametry. Jako v případě pomalého odtoku, b_2 má jednu ze tří standardních hodnot, jmenovitě $b_2 = 1/2$, 1 nebo 2. Tato rovnice může sloužit jako koncept variabilní oblasti zdroje: čím větší zásobník sm_{t-1} , tím vlhčí povodí; čím větší je zdroj rychlé srážky, tím větší část aktivní srážky a tání sněhu odtéká rapidně (Xu et al., 1996).

2.21 Transformační modul

Transformační modul slouží k transformaci odtoku z SMA modulu. Způsoby řešení transformace odtoku lze popsat dle následujících metod. Nejjednodušší metodou řešení transformace odtoku ze SMA modulu je využití lineární nádrže, a tedy rovnic 4.0 a 5.0. Tento způsob využívá model IHACRES, kde je možné konfigurovat připojení a počet jednotlivých lineárních nádrží.

Kokkonen et al. (2003) využívá v transformačním modulu modelu IHACRES flexibilní konfiguraci lineárních zásobníků propojených paralelně nebo za sebou. Konfigurace zásobníků je učena z příkazů A a B polynomů z následujícího jednoduchého lineárního systému:

$$x_k = -a_1x_{k-1} - \dots - a_nx_{k-n} + b_0u_k + b_1u_{k-1} + \dots + b_mu_{k-m} \quad (5.8)$$

, kde x_k je výstup v časovém kroku k , u_k je vstup v časovém kroku k , $a_1 \dots a_n$ a také $b_0 \dots b_m$ jsou koeficienty. Pro lineární systém složený ze dvou paralelních zásobníků bude jeden ze zásobníků mít rychlý rozklad ze své maximální reakce na vstupní impuls. Rychlý výstup v časovém kroku k se vypočte:

$$x_k^{(q)} = -\alpha_q x_{k-1}^{(q)} + \beta_q u_k \quad (5.9)$$

, kde α_q a β_q jsou koeficienty. Obdobně se vypočte pomalý výstup:

$$x_k^{(s)} = -\alpha_s x_{k-1}^{(s)} + \beta_s u_k \quad (6.0)$$

V této formě je transformační modul popsán třemi parametry:

$$T_q = -\Delta / \ln(-\alpha_q) \quad (6.1)$$

je časová konstanta (dny) pokrývající škálu recese v rychlejším výstupu ze dvou paralelních zásobníků. (Δ označuje interval časového kroku)

$$T_s = -\Delta / \ln(-\alpha_s) \quad (6.2)$$

je časová konstanta (dny) pokrývající škálu recese v pomalejším výstupu ze dvou paralelních zásobníků.

$$v_q = \beta_q / (\beta_q + \beta_s) \quad (6.3)$$

je rozdělovací koeficient (-) mezi dva zásobníky, tj. podíl rychlého odtoku do celkového průtoku (Kokkonen et al., 2003).

Z principu lineární nádrže vychází metoda Muskingum. Ponce (1989) v Muskingumově metodě řeší zásobu vody jako lineární funkci přítoku a odtoku:

$$S = K[XI + (1 - X)O] \quad (6.4)$$

V této rovnici je S objem vody v zásobě (m^3/s), I je přítok (m^3/s), O je odtok (m^3/s), K je časová konstanta nebo koeficient zásoby (s), X je bezrozměrný váhící faktor. Muskingumova metoda je obdoba lineární nádrže (routing), ale platí v ní, že $X = 0$ (Ponce, 1989).

Následnou diskretizací rovnice, vyjádření v různých časových stupních a dosazením je rovnice upravena do tvaru:

$$O_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 O_1 \quad (6.5)$$

, kde C_0 , C_1 , C_2 jsou koeficienty vyjádřené rovnicemi, které při dosazení $X = 0$ dle Muskingumovi metody jsou redukovány a vyjádřeny následujícím způsobem:

$$C_0 = \frac{\Delta t/K}{2 + \left(\frac{\Delta t}{K}\right)} \quad (6.6)$$

$$C_1 = C_0 \quad (6.7)$$

$$C_2 = \frac{2 - \left(\frac{\Delta t}{K}\right)}{2 + \left(\frac{\Delta t}{K}\right)} \quad (6.8)$$

Parametry K a X v Muskingumově metodě jsou zjišťovány pomocí kalibrace, která využívá naměřené hodnoty průtoku. Když jsou dostupná dostatečná data, lze provést kalibraci pro několik povodňových událostí, přičemž každá s jiným rozsahem, aby pokryla širokou škálu povodňových stupňů. Výsledkem transformace je pak hydrograf odtoku, avšak transformovaný po proudu a za časový krok (Ponce, 1989).

Metoda jednotkového hydrogramu byla využita v modelu GR4J, kde Perrin et al. (2003) uvádí, že celkové množství vody P_r , které je transformováno se vypočte dle:

$$P_r = Perc + (P_n - P_s) \quad (6.9)$$

, kde P_n je část srážek, které se dostanou do toku, P_s je část z P_n , který naplňuje produkční zásobník, $Perc$ je únik perkolace z produkčního zásobníku. P_r je rozděleno na dvě komponenty průtoku podle fixního rozdělení: 90% z P_r je vedeno pomocí jednotkového hydrogramu $UH1$, poté je vedeno nelineárním zásobníkem. Zbývajících 10% z P_r jsou vedeny jediným jednotkovým hydrogramem $UH2$. Při použití $UH1$ a $UH2$, může jeden simulovat časovou mezeru mezi srážkovou událostí a výsledným maximálním průtokem. Jejich souřadnice jsou používány v modelu k rozdělení efektivní srážky přes několik úspěšných časových kroků. Oba jednotkové hydrogramy závisí na stejném časovém parametru x_4 , který je vyjádřen ve dnech. Oba jednotkové hydrogramy závisí na stejném časovém parametru x_4 (dny) (Perrin et al., 2003).

Jednotkové hydrogramy $UH1$ a $UH2$ mají souřadnice n a m , které jsou nejmenší celá čísla, která převyšují x_4 a $2x_4$. Toto znamená, že voda je zadržena v vstupech jednotkového hydrogramu n pro $UH1$ a m vstupy pro $UH2$. Souřadnice obou hydrogramů jsou odvozeny z odpovídajících S-křivek (kumulativní poměr vstupu v čase) označených pomocí $SH1$ a $SH2$. $SH1$ je definován spolu s časem t jako:

$$t \leq 0, SH1(t) = 0 \quad (7.0)$$

$$0 < t < x_4, SH1(t) = \left(\frac{t}{x_4}\right)^{5/2} \quad (7.1)$$

$$t \geq x_4, SH1(t) = 1 \quad (7.2)$$

SH2 je obdobně definován jako:

$$t \leq 0, SH2(t) = 0 \quad (7.3)$$

$$0 < t \leq x_4, SH2(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{x_4}\right)^{5/2} \quad (7.4)$$

$$x_4 < t < 2x_4, SH2(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{x_4}\right)^{5/2} \quad (7.5)$$

$$t \geq 2x_4, SH2(t) = 1 \quad (7.6)$$

Souřadnice UH1 a UH2 jsou poté vypočteny pomocí:

$$UH1(j) = SH1(j) - SH1(j - 1) \quad (7.7)$$

$$UH2(j) = SH2(j) - SH2(j - 1) \quad (7.8)$$

, kde j označuje celé číslo (Perrin et al., 2003).

Transformaci lze řešit také metodou kinematické vlny.

Kovář a Vaššová (2011) uvádějí, že lze metodu kinematické vlny použít na různých geometrických útvarech, jako:

- kaskáda rovinných desek
- konvergentní nebo divergentní segmenty
- soustředěný odtok v úsecích říčních koryt

Pro konvergentní segment lze vyjádřit rovnici kinematické vlny, jako:

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = i_e(t) \left(+ \frac{q}{L - x} \right) \quad (7.9)$$

$$q = \alpha \cdot y^m \quad (8.0)$$

, kde q je průtok na jednotkovou šíři svahu (m^2/s), $i_e(t)$ je laterální přítok neboli intenzita efektivního deště (m/s), α , m jsou hydraulické parametry, L je poloměr konvergentního segmentu, t a x jsou souřadnice času (s) a polohy (m) (Kovář, Vaššová, 2011).

Pro soustředěný odtok v říčních korytech, který je řešen metodou Muskingum-Cunage lze vyjádřit rovnici kinematické vlny jako:

$$K \frac{d}{dt} [XQ_j + (1 - X)Q_{j+1}] = Q_j + Q_{j+1} \quad (8.1)$$

3 Metodika praktické části práce

Tato část bakalářské práce prezentuje výsledky případové studie zaměřené na analýzu vlivu vybrané části konceptuálního modelu na jeho simulační účinnost. Konkrétně byl zkoumán vliv použité metody přepočtu vstupní srážky na srážky dešťové a sněhové na simulační účinnost modelu a vliv použité přepočtové metody na časovou distribuci sněhových srážek na povodí.

3.1 Vstupní data

Analýza byla provedena na 10 vybraných povodích projektu MOPEX (Duan et al., 2006) situovaných na území USA. K analýze byly použity denní časové záznamy srážek (mm), odtoku (mm), potenciální evapotranspirace (mm), maximální a minimální teploty ($^{\circ}C$) pro období 1. 1. 1970 až 31. 12. 1974. V tabulce 1 je uveden souhrn (ve formě minima, mediánu a maxima) vybraných klimatických, půdních, morfologických charakteristik a charakteristik vegetačního krytu na použitých povodích.

Protože byl řešen vliv přepočtu vstupní srážky na sněhovou a dešťovou část na simulační účinnost modelu, byla vybrána taková povodí, kde se čekal velký vliv akumulace a tání sněhu na celkový odtok z povodí. Povodí byla vybírána na základě sněhového indexu (Sawicz et al., 2014):

$$SI = \frac{\sum Snow}{\sum Prep} \quad (8.2)$$

SI (-) je sněhový index pro dané povodí, $\sum Snow$ (mm) je součet sněhových srážek na povodí za zvolené období a $\sum Prep$ (mm) je součet vstupních srážek na povodí. Dělení vstupní srážky bylo řešeno modifikací metody, kterou prezentovali Sawicz et al. (2014) a popsanou rovnicemi 1.3 a 1.4. V této práci byla jako prahová teplota použita hodnota 0 °C.

Tab. 1: Souhrn vybraných charakteristik na použitých povodích.

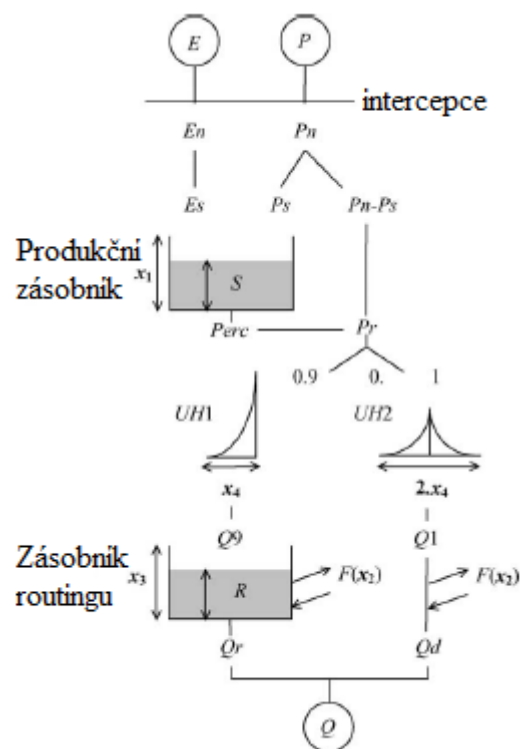
Název	Zkratka	Jednotky	Min	Max	Medián
Průměrná roční srážka	Ps	mm	591,07	1562,14	798,83
Index aridity	Ia	-	0,12	0,37	0,21
Průměrná roční teplota	PrumT	°C	0,33	6,83	2,88
Relativní zastoupení lesních porostů	Lp	-	0,48	0,91	0,66
Relativní zastoupení mokřadů	Tmo	-	0,00	0,21	0,01
Relativní zastoupení urbanizovaných ploch	Urbp	-	0,00	0,02	0,01
Plocha povodí	Pp	km ²	292,67	9197,05	1317,01
Pórovitost	Po	-	4,66	5,53	4,95
Nasyčená hydraulická vodivost	SHC	-	1,40E-06	8,30E-06	5,56E-06

3.2 Model

K analýze byl použit model GR4J, jehož schéma je uvedeno na Obr. 3. Tento model je tvořen SMA modulem (jeden kalibrovaný parametr) a transformačním modulem (3 kalibrované parametry). K modelu GR4J byl připojen sněhový modul založený na metodě DDF (viz rovnice 2.5). K přepočtu vstupní srážky na dešťovou část a sněhovou část byly použity následující metody:

- Metoda 1: rovnice 1.3 až 1.4, s prahovou teplotou 0, celkem 6 kalibrovaných parametrů,
- Metoda 2: rovnice 1.3 až 1.4, prahová teplota kalibrována, celkem 7 kalibrovaných parametrů,
- Metoda 3: rovnice 1.5 až 1.7, prahové hodnoty -1 °C a 1 °C, přepočtový koeficient řešen rovnicí 2.1, celkem 6 kalibrovaných parametrů,

- Metoda 4: rovnice 1.5 až 1.7, $Tp1 = 0$, $Tp2$ je kalibrováno, celkem 7 kalibrovaných parametrů,
- Metoda 5: rovnice 1.8 až 2.0, prahová hodnota -0,5, celkem 6 kalibrovaných parametrů,
- Metoda 6: rovnice 1.8 až 2.0, prahová hodnota kalibrována, celkem 7 kalibrovaných parametrů,
- Metoda 7: rovnice 2.4, celkem 7 kalibrovaných parametrů.



Obr. 3: Schéma modelu GR4J.

(Perrin et al., 2003)

Ke kalibraci modelu GR4J byla použita metoda diferenciální evoluce (Prince et al., 2005, Zelinka et al., 2008) s následujícím nastavením:

- velikost počáteční populace byla $(10 \cdot \text{počet kalibrovaných parametrů})$,
- metoda *best/1/bin*,

- mutační konstanta o hodnotě $F = 1$,
- práh křížení o hodnotě 0,5,
- ukončovací kritérium byla konvergence objektivní funkce.

Použitá objektivní funkce byl agregovaný Nash-Sutcliffův koeficient (*AgrNS*):

$$AgrNS = 1 - ((1 - NS) \cdot (1 - BoxNS)) \quad (8.3)$$

, kde *NS* je hodnota standartního Nash-Sutcliffova koeficientu (Nash, Sutcliffe, 1970), *BoxNS* je hodnota Nash-Sutcliffova koeficientu s transformovanými vstupy (s transformačním parametrem o hodnotě 0,4). Rozsah *AgrNS* je stejný jako u *NS* (popřípadě *BoxNS*) od $(-\infty, 1)$, kde číslo 1 znamená nejlepší shodu mezi Q_{mer} a Q_{sim} . Pro získání přesnější simulace odtoků při využití Nash-Sutcliffova koeficientu je nutné provést transformaci hodnot Q_{mer} a Q_{sim} před výpočtem hodnoty objektivní funkce, a to pomocí Box-Coxovi transformace, kterou použil Singh et al. (2014):

$$Q(\lambda) = \frac{Q_{(sim,mer)}^\lambda}{\lambda} \quad (8.4)$$

, kde λ je parametr transformace, Q_{sim} je simulovaný odtok (mm), Q_{mer} je měřený odtok (mm).

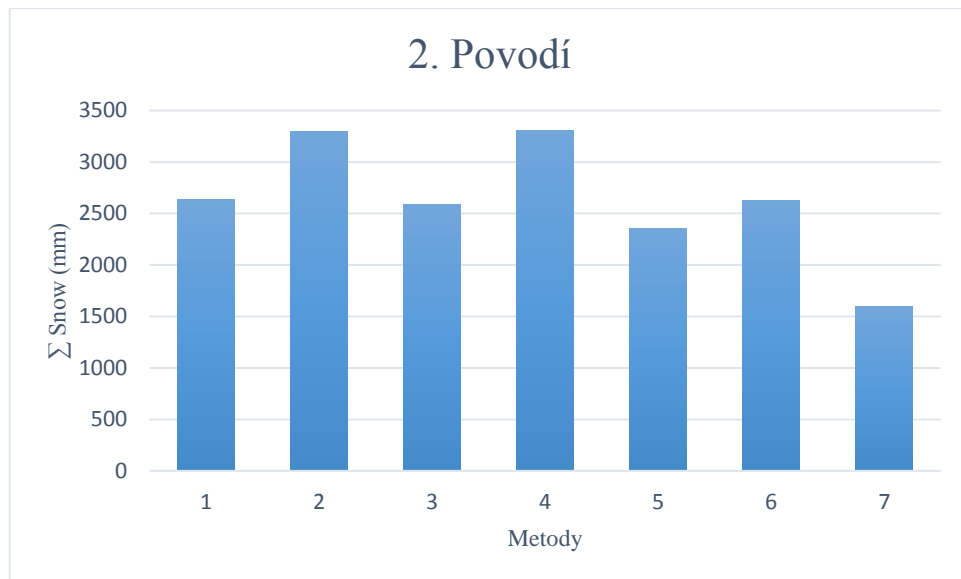
4 Výsledky

Model GR4J s připojeným sněhovým modulem a zvolenou metodou přepočtu vstupní srážky na déšť a sníh (dále jen přepočtovou metodou) byl postupně kalibrován na každém z 10 povodí. Simulační účinnosti modelu v kalibrační fázi jsou ve formě mediánů *AgrNS*, *NS* a *BoxNS* uvedeny v tabulce (Tab. 2). Z tabulky je zřejmé, že metody 1 a 3 vedou k nejhorším simulačním účinnostem. Naopak nejlepších výsledků je dosaženo s metodou 7. Z tabulky je dále patrné, že metody uvažující kombinovanou srážku na povodí (metody 3 až 7) vedou obecně k vyšším simulačním účinnostem než metody, které kombinovanou srážku neuvažují (metody 1 a 2).

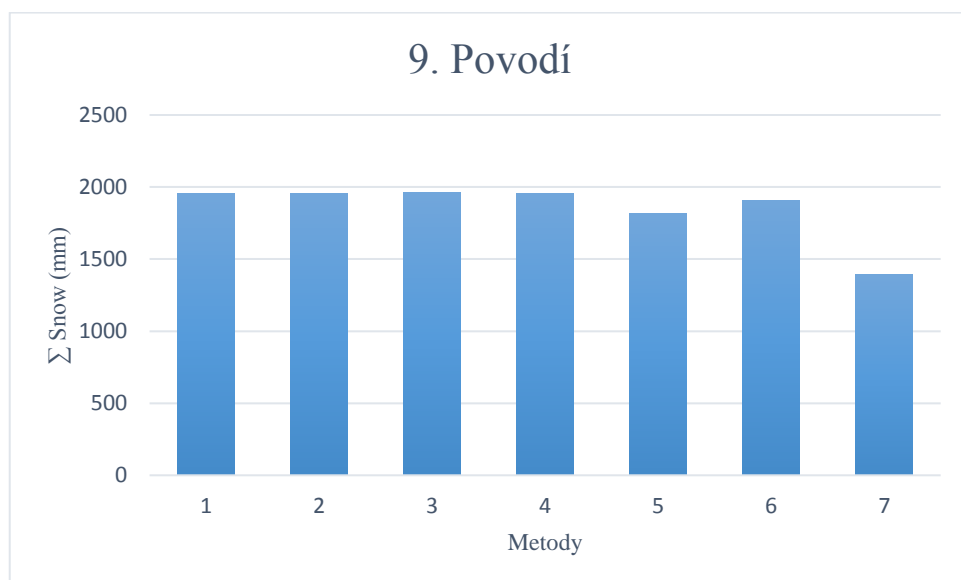
Tab. 2: Simulační účinnosti vyjádřené formou mediánů *ArgNS*, *NS* a *BoxNS* modelu GR4J s připojeným sněhovým modulem pro použité metody přepočtu vstupní srážky na déšť a sníh.

Metoda	<i>ArgNS</i>	<i>NS</i>	<i>BoxNS</i>
1	0,924	0,690	0,761
2	0,932	0,698	0,779
3	0,922	0,696	0,761
4	0,933	0,703	0,787
5	0,940	0,740	0,791
6	0,943	0,714	0,822
7	0,951	0,740	0,802

Z rovnic použitých při přepočtu vstupní srážky na déšť a sníh je zřejmé, že tyto mohou vést k odlišnému množství sněhových srážek na povodí a k jejich odlišné distribuci v čase. Proto byla následná část analýzy zaměřena na tento aspekt. Porovnání jednotlivých přepočtových metod bylo nejprve provedeno na základě sumy sněhových srážek na povodí v testovaném období (1. 1. 1970 až 31. 12. 1974). Výsledky této analýzy jsou prezentovány na Obr. 4 až 5. Ze získaných výsledků je zřejmé, že vliv použití přepočtových metod se mezi povodími může výrazně lišit. Na některých povodích vedou jednotlivé přepočtové metody k velmi různým hodnotám sumy sněhových srážek (viz Obr. 4 pro povodí 2). Na druhou stranu, difference v sumě sněhových srážek byly i nepřilíš výrazné (viz Obr. 5 pro povodí 9). Výsledky dále ukazují, že metody uvažující kombinovanou srážku nepatrně podhodnocují sumu sněhových srážek oproti metodám, které kombinovanou srážku neuvažují. Za metodu, která nejvíce podhodnocovala ostatní metody lze označit metodu 7 (viz Obr. 4 a 5). Difference mezi výsledky metody 7 a ostatními metodami byly v rozsahu 350 mm až 1750 mm za uvažované období.



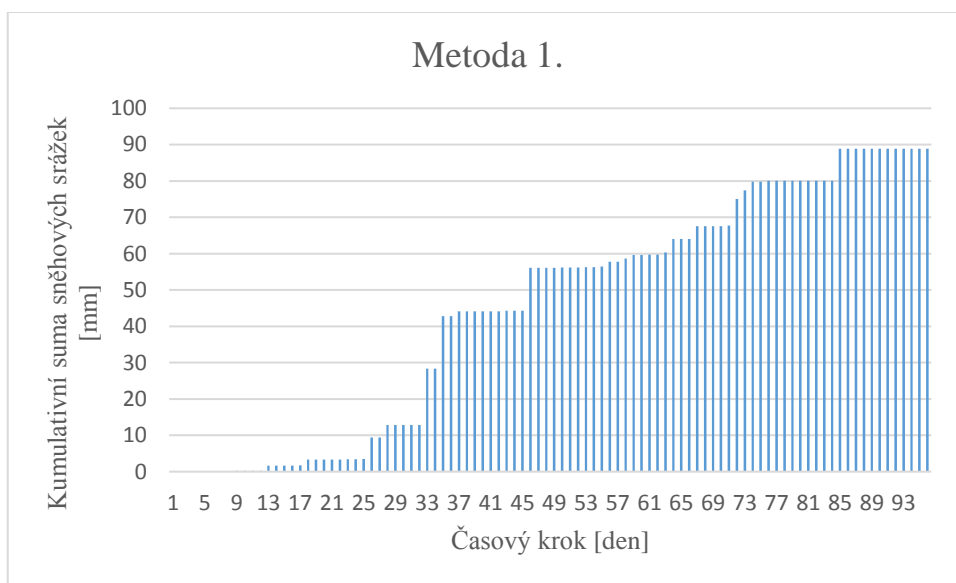
Obr. 4: Graf sumy sněhových srážek pro období (1. 1. 1970 - 31. 12. 1974) vypočtené na základě zvolených přepočtových metod pro 2. povodí.



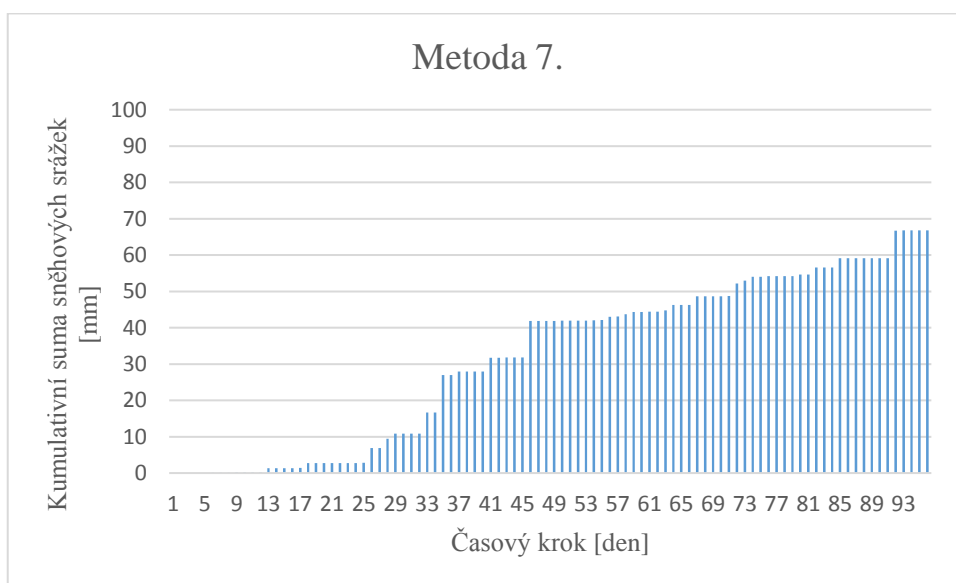
Obr. 5: Graf sumy sněhových srážek pro období (1. 1. 1970 - 31. 12. 1974) vypočtené na základě zvolených přepočtových metod pro 9. povodí.

V další části analýzy byl řešen vliv použitých přepočtových metod na časovou distribuci sněhových srážek a na rozdíly ve velikosti sněhové srážky v použitém časovém kroku. K analýze byla použita pouze část kalibrační časové řady, která obsahovala období, ve kterém dominovaly sněhové srážky (1. 1. 1970 - 10. 4. 1970). Výsledky ukazují, že vliv použité přepočtové metody může být velmi výrazný (viz Obr. 6 a 7 pro přepočtové metody 1 a 7) srovnáme-li kumulativní sumy sněhových

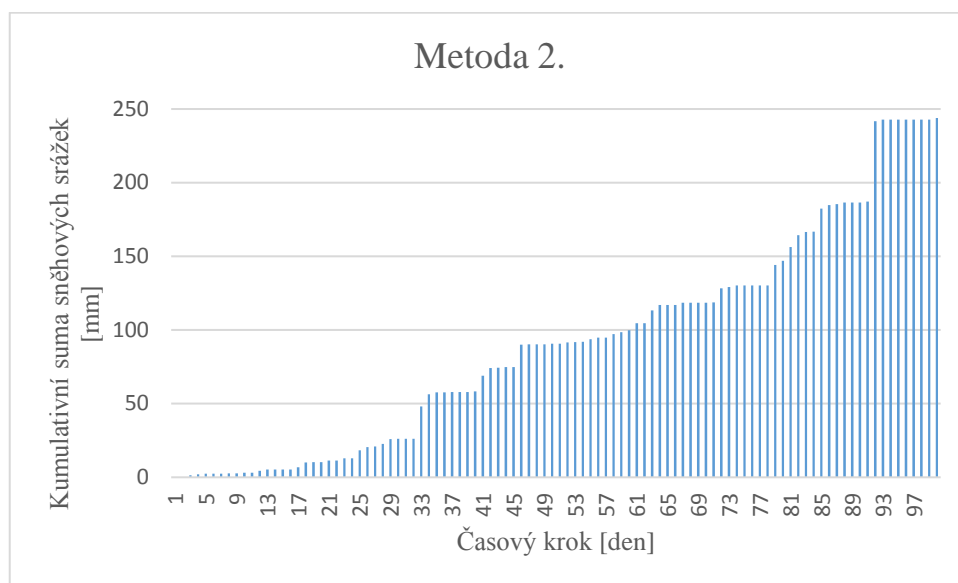
srážek za vybrané období. Totéž je patrné i z Obr. 8 a 9, kde si lze všimnout výraznějšího zvýšení hodnoty kumulativní sumy sněhových srážek při použití metody 2 ve srovnání s metodou 5. Ze získaných výsledků je patrné, že metody neuvažující kombinovanou srážku vedly k vyšším kumulativním sumám sněhových srážek než metody uvažující kombinovanou srážku. Dále si lze všimnout, že u metod neuvažujících kombinovanou srážku dochází k rychlejší akumulaci sněhové pokrývky než u metod, které kombinovanou srážku uvažují.



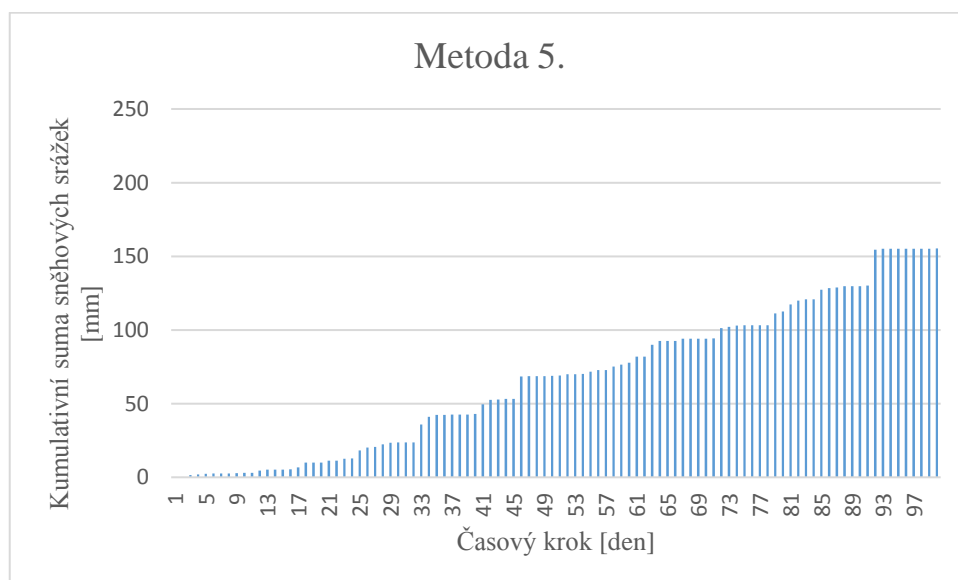
Obr. 6: Graf časového kroku a kumulativní sumy srážek pro období (1. 1. 1970 - 10. 4. 1970) vypočtené na základě zvolené přepočtové metody 1. pro 1. povodí.



Obr. 7: Graf časového kroku a kumulativní sumy srážek pro období (1. 1. 1970 - 10. 4. 1970) vypočtené na základě zvolené přepočtové metody 7. pro 1. povodí.



Obr. 8: Graf časového kroku a kumulativní sumy srážek pro období (1. 1. 1970 - 10. 4. 1970) vypočtené na základě zvolené přepočtové metody 2. pro 3. povodí.



Obr. 9: Graf časového kroku a kumulativní sumy srážek pro období (1. 1. 1970 - 10. 4. 1970) vypočtené na základě zvolené přepočtové metody 5. pro 3. povodí.

5 Diskuze výsledků případové studie

Z výsledků prezentovaných v kapitole 4 je patrné, že metody uvažující kombinovanou srážku v kombinaci s modelem GR4J vedou obecně k lepším simulačním výsledkům než metody, které kombinovanou srážku neuvažují. Tento výsledek souvisí pravděpodobně s tím, že metody neuvažující kombinovanou srážku nejsou schopné korektně simulovat dynamiku tvorby sněhové pokrývky při teplotách, kdy je možné ještě očekávat kombinované srážky (tj. srážky v kapalně i pevné formě) na povodí. Zejména na povodích s velkým rozsahem nadmořských výšek lze očekávat, že vstupní srážka, pokud zasáhne celou plochu povodí, může mít v různých nadmořských výškách jinou formu. V případě použití jedné prahové teploty (0 °C nebo kalibrovaná hodnota) může dojít k následujícím extrémům: celá vstupní srážka je vyhodnocena jako déšť a je rovnou směřována do SMA modulu a následně do transformačního modulu. V tomto případě dochází k podhodnocení sněhové zásoby a následně ke špatné simulaci tání (tj. simulované tání sněhu je nižší než reálné tání sněhu). Zároveň dochází k nadhodnocování odtoku, protože do SMA modulu směřují více vody, než by reálně mělo. Na druhou stranu, pokud je celá vstupní srážka vyhodnocena jako sníh, vstupuje přímo do sněhového modulu. V tomto případě dochází naopak k nadhodnocení sněhové zásoby a podhodnocení celkového odtoku kvůli faktu, že do SMA modulu směřuje méně vody, než by mělo. Tento problém je sice v průběhu optimalizačního procesu kompenzován hledáním vhodných hodnot parametrů modelu, ale v důsledku nesprávného rozhodování o vstupní srážce mohou být nalezeny sady parametrů, které jsou nerealistické, např. extrémně vysoké nebo nízké hodnoty parametru DDF v rovnici 2.5, které se snaží kompenzovat nad/podhodnocení sněhové zásoby.

Výsledky dále ukazují, že přepočtové metody, které obsahují fixní hodnoty prahových teplot v kombinaci s modelem GR4J hůře simulují celkový odtok. Lze očekávat, že použití fixních prahových teplot na povodích, která se výrazněji liší svou morfologií, není vhodné. Pokud jsou tyto prahové parametry kalibrovány, pak se v nich může promítnout vliv těchto charakteristik. Ve výsledku jsou získány hodnoty, které mohou být i velmi odlišné od těch fixních.

V rámci analýzy, ve které byl testován vliv použité přepočtové metody na časovou distribuci sněhových srážek a na rozdíly ve velikosti sněhové srážky v použitém časovém kroku, bylo zjištěno, že metody neuvažující kombinovanou srážku obecně nadhodnocovaly množství sněhu na povodí oproti metodám, které kombinovanou srážku uvažovali. Tento výsledek pravděpodobně souvisí s definováním intervalu, ve kterém se kombinovaná srážka vyskytuje. Tento interval, vymezený prahovými teplotami T_{p1} a T_{p2} , byl často velmi široký (zejména u metody 7), a tedy při teplotách, kdy metody 1 a 2 již veškerou vstupní srážku vyhodnotily jako sníh, tyto intervalové metody ještě větší či menší část vstupní srážky vyhodnocovaly jako déšť.

Výsledky ukazují, že metoda 7 podhodnocuje sumu sněhových srážek v porovnání s ostatními metodami. Pravděpodobným důvodem je tvar rovnice 2.4 v kombinaci s nerealistickými hodnotami minimální prahové teploty (tj. teploty od kdy nastává tání sněhové pokrývky) získané při kalibraci. Díky tvaru rovnice metody 7 (viz rovnice 2.4) i za situace, kdy průměrná teplota na povodí odpovídala této prahové teplotě, bylo stále až 20 až 30 % vstupní srážky převedeno na kapalnou formu. Z kalibračních výsledků pro všech 10 povodí bylo zjištěno, že tyto prahové teploty byly velmi nízké (v průměru -11 °C). Lze očekávat, že při takto nízkých průměrných teplotách by se na povodí neměly již vyskytovat srážky v kapalně formě. Navíc, je velmi diskutabilní, zda tání na těchto povodích začíná skutečně již při tak nízkých teplotách (extrémně již při -15 °C). Možným vysvětlením těchto nerealistických výsledků, je skutečnost, že 1) Xu et al. (1996) použili tuto rovnici v kombinaci s rovnicí 2.4 pro tání sněhu v modelu WBM, 2) tyto rovnice byly odvozeny pro měsíční časový krok. Tedy, přechod od měsíčního kroku k dennímu kroku v kombinaci přechodu od rovnice 2.4 k rovnici 2.5 mohly být příčinou nerealistických hodnot kalibrovaných parametrů této přepočtové metody.

6 Diskuze a Závěr

Cílem bakalářské práce bylo provést rešerši zaměřenou na konceptuální modely používané při predikci odtoku a aplikovat zjištěné poznatky při jednoduchém experimentu na souboru povodí projektu MOPEX.

Poznatky prezentované v rešeršní části ukazují, že ačkoliv dnes existuje celá řada konceptuálních modelů lišících se mírou komplexity i parametrizace, můžeme mezi nimi nalézt mnoho společného. Základní struktura je pro všechny konceptuální modely téměř totožná (sněhový modul → SMA modul → transformační modul). Nicméně, jednotlivé moduly se mohou mezi sebou i velmi výrazně lišit. Rozdíly můžeme nalézt jednak v odlišné parametrizaci (tj. počtu kalibrovaných parametrů v rámci daného modulu), tak i v nároku na vstupní data.

V případě, že je k modelu připojen sněhový modul, je nutné rozhodnout o dělení vstupní srážky na formu kapalnou a tuhou. V bakalářské práci je prezentováno několik způsobů, které vyžadují v základu sice stejné vstupy (teplotní záznamy), ale liší se v rámci rozhodovacího procesu a také možnou parametrizací. Některé metody neuvažují kombinované srážky jiné ano. Tento základní rozdíl může vést k odlišné časové distribuci sněhových srážek, rozdílu v množství sněhové srážky v daném časovém kroku, a tedy také ovlivňuje simulační účinnost modelu, jak je ukázáno na výsledcích provedené případové studie. V rámci období případové studie je vidět výrazný rozdíl v distribuci srážek a tato skutečnost je patrná z obrázků 6, 7 pro 1. povodí a obrázků 8, 9 pro 3. povodí, kde jsou vyobrazeny kumulativní sumy sněhových srážek s časovým krokem. Tento vliv může být sice částečně kompenzován při optimalizaci parametrů modelu, avšak získané hodnoty optimalizovaných parametrů se kvůli tomu mohou jevit jako nerealistické (např. extrémně vysoké maximální kapacity elementů SMA modulu, velmi nízké hodnoty výtokových koeficientů, které by měly simulovat rychlou odezvu povodí a jiné). Se sněhovým modulem je dále úzce svázán výpočet tání sněhové pokrývky. K tomu lze v podstatě přistoupit třemi způsoby: metodou Degree-day, metodou energetické bilance, nebo kombinací těchto metod. Z hlediska nároku na vstupní data je metoda energetické bilance náročnější, a tedy i méně často v praxi používaná. Na druhou stranu, metoda Degree-day je metodou nenáročnou na vstupní data (požaduje primárně pouze teplotní záznamy). Avšak je otázkou, zda korektně simuluje dynamiku sněhové pokrývky, zejména pokud je hydrologický model použit v celistvé formě.

Za sněhovým modulem bývá zpravidla řazen modul půdní vlhkosti (SMA modul), který transformuje vstup ve formě kapalné srážky a/nebo tání na efektivní srážku, která je směřována do transformačního modulu. Jednotlivé SMA moduly, přestože vychází ze stejné rovnice, se mohou velmi lišit strukturou a parametrizací.

SMA moduly mohou být jednovrstvé, pak musí být jeden použitý element schopen reprezentovat různé formy odtoku z něj (nejčastěji více otvory v daném elementu, kdy každé formě odtoku připadá specifická hodnota výtokového koeficientu), nebo vícevrstvé, kde jednotlivé vrstvy reprezentují různé formy odtoku ze SMA modulu (viz Obr. 2). Lze očekávat, že vícevrstvé SMA moduly mohou lépe simulovat netransformovanou odezvu povodí, avšak toto je často vykoupeno vyšší parametrizací a tedy hrozí, že optimální hodnoty některých parametrů budou hůře identifikovatelné. Navíc, u přeparametrizovaných modelových struktur hrozí, že při přechodu z kalibrační fáze do fáze verifikační (nebo do operačního módu) dojde k velkému poklesu simulační účinnosti modelu. Velké rozdíly v rámci SMA modulu můžeme také nalézt při výpočtu aktuální evaporace (či evapotranspirace). Tyto metody z velké části sice vychází ze zásobního poměru, avšak přepoččet mezi potenciální evaporací a její aktuální hodnotou je přes zásobní poměr řešen lineární nebo nelineární formou. V tomto ohledu lze čekat určité rozdíly ve vypočtené evaporaci buď při velmi nízkých zásobách v elementu, nebo naopak při hodnotách blízkých jeho plnému nasycení. Tento aspekt pak musí jistě ovlivnit hodnotu celkového netransformovaného odtoku ze SMA modulu (tj voda v elementu buď chybí nebo naopak přebývá). Tento vliv může být opět částečně kompenzován při optimalizaci parametrů modelu.

Posledním modulem, který je řazen za SMA modul, je transformační modul, který převádí netransformovaný výstup SMA modulu na transformovaný odtok. Transformační moduly mohou být jednoduché formě (nejčastěji vycházejí z principu lineárního zásobníku) nebo složité (metody kinematické nebo dynamické vlny). Tyto metody v podstatě simulují zdržení vody mimo půdní profil (tj. při translačním pohybu vody korytem). Transformační modul je v podstatě poslední možností, jak získat co nejpodobnější simulovaný odtok k odtoku pozorovanému, pokud uvažujeme strukturální nedostatky některého z modulů, nebo obou, připojených před transformačním modulem.

7 Přehled literatury a použitých zdrojů

1. Quick, M. C., 1995: The UBC Watershed Model. In: Singh, V. P (Ed.), Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publication, 233 – 280, ISBN 0-918334-91-8.
2. Leavesley, G. H., Stannard, L. G., 1995: The Precipitation-Runoff Modelling System – PRMS. In: Singh, V. P (Ed.), Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publication, 281 – 310, ISBN 0-918334-91-8.
3. Burnash, R. J. C., 1995: The NWS River Forecast System - Catchment Modeling. In: Singh, V. P (Ed.), Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publication, 311 – 366, ISBN 0-918334-91-8.
4. Speers D. D., 1995: SSARR Model. In: Singh, V. P (Ed.), Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publication, 367 - 394, ISBN 0-918334-91-8.
5. Sugawara M., 1995: Tank Model. In: Singh, V. P (Ed.), Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publication, 165 - 214, ISBN 0-918334-91-8.
6. Zhao and X. R. Liu R. J., 1995: The Xinanjiang Model. In: Singh, V. P (Ed.), Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publication, 215 - 232, ISBN 0-918334-91-8.
7. Wagener T. , et al., 2004: Rainfall – Runoff Modelling in Gauged und Ungauged Catchments. Imperial College Press , London, ISBN 1-86094-466-3
8. Daňhelka J., 2003: Posouzení vhodnosti aplikace srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality na území ČR. Česká zemědělská univerzita v Praze, lesnická fakulta, katedra staveb, Český hydrometeorologický ústav Praha, ISBN 80-213-1003-0.
9. Valéry et al., 2014: As simple as possible but not simpler’: What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 2 – sensitivity analysis of the Cemaneige snow accounting routine on 380 catchments . Journal of Hydrology, France

10. Dingmann S. L., 2002 : Physical Hydrology Second Edition . PRENTICE HALL, New Jersey
11. Kulhavý Z., Kovář P., 2000: Využití modelů hydrologické bilance pro malá povodí. Výzkumný ústav meliorací a ochrana půdy, Praha.
12. Kovář P., Vaššová D., 2011: Model Kinfil manuál. Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí, Katedra biotechnických úprav krajiny, Praha
13. Jeníček M., 2009: Modelování srážko-odtokových procesů na malých a středně velkých povodích. Univerzita Karlova V Praze, Přírodovědecká fakulta.
14. Troin M. et al., 2015: Performace and Uncertainty Evaluation of Snow Models on Snowmelt Flow Simulations over a Nordic Catchment. *Hydrology, Canada Hydrology 2015, 2*, 289-317. ISSN 2306-5338
15. PRICE K. V., STORN R. M. et LAMPINEN J. A., 2005: Differential Evolution. A practical approach to global optimization. Springer- Verlag Berlin Heidelberg.
16. ZELINKA I., OPLÁTKOVÁ Z., M. ŠEDÁ, P. OŠMERA et VČELARĚ F., 2008: Evoluční výpočetní techniky. Principy a aplikace. BEN. Praha.
17. NASH, J. E., SUTCLIFFE J. V., 1970: River flow forecasting through conceptual models. Part 1: A discussion of principles. *Journal of Hydrology*. 10(3): 282-290.
18. Perrin CH. et al., 2003: Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation . *Journal of Hydrology* 279 (2003) 275–289, France.
19. Duan Q. et al., 2006: Model Parameter Estimation Experiment (MOPEX): An overview of science strategy and major results from the second and third workshops. *Journal of Hydrology* 320 (2006) 3–17.
20. Kokkonen T. S., Jackeman A. J., 2001: A comparison of metric and conceptual approaches in rainfall-runoff modeling and its implications. *Water resources research*, vol. 37, No. 9, Pages 2345-2352, September 2001.
21. Kokkonen T. S. et al., 2003: Predicting daily flows in ungauged catchments: model regionalization from catchment descriptors at the Coweeta Hydrologic Laboratory, North Carolina. *HYDROLOGICAL PROCESSES Hydrol. Process.* 17, 2219–2238 (2003) Published online in Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com). DOI: 10.1002/hyp.1329.
22. Li H. et al., 2010: Predicting runoff in ungauged catchments by using Xinanjiang model with MODIS leaf area index. *Journal of Hydrology* 370 (2009) 155–162.

23. Lindström G. et al., 1997: Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model, Sweden, Journal of hydrology 201 (1997) 272 – 288.
24. Pysklywec D. W. et al ., 1968: Snowelt at an Index Plot. Water recources research, vol. 4, no. 5
25. SAWICZ K. A, KELLEHER C., WAGENER T., TROCH P., SIVAPALAN M. et CARRILLO G., 2014: Characterizing hydrologiv change trthrough catchment classificatin. Hydrology and Earth System Sciences,
26. SINGH R., ARCHFIELD S. A. et WAGENER T., 2014: Indentifying dominant controls on hydrologic parameter transfer from gauged to ungauged catchments- A comparative hydrology approach . Journal of Hydrology 517: 985-996.
27. Xu C.-Y, et al., 1996: Regional water balance modelling in the NOPEX area: development and application of monthly water balance models. Journal hydrology 180 (1996) 211-236, Sweden.
28. Xu C. – Y, 2002: Hydrologic Models. Uppsala University department of Earth Sciences Hdrology, Sweden.
29. Yokoo Y. et el., 2001: Regionalization of lumped water balance model parametrs based on multiple regression. Journal of Hydrology 246 (2001) 209-222, Japan
30. Federer C.A., Vörösmarty C., Fekete B. (2003): Sensitivity of annual evaporation to soil and root properties in two models of contrasting complexity. Journal of Hydrometeorology, 4: 1276–1290.
32. Daňhelka, 2000: Jak funguje hydrologický model (online) [cit. 2017.04.24], dostupné z <http://voda.chmi.cz/ohv/aqualog/hyd_mod.html>
33. Ponce, 1989: Muskingum Method (online) [cit. 2017.04.24], dostupné z <<http://onlinecalc.sdsu.edu/textbookhydrologyp271.html>>