

Experimentálne meranie a modelovanie odtoku z topenia snehovej pokrývky v horskom mikropovodí

Pavel Krajčí (1988), Michal Danko (1983)

krajci@uh.savba.sk, danko@uh.savba.sk

Experimentálna hydrologická základňa ÚH SAV, Ondrašovská 16, 031 04 Liptovský Mikuláš

Abstrakt

Terénny výskum je vo všetkých geovedných disciplínach veľmi užitočným zdrojom nových poznatkov. To platí samozrejme aj pre hydrológiu snehu. V tomto príspevku sa venujeme možnostiam podrobného merania a modelovania charakteristík snehovej pokrývky v horskom experimentálnom mikropovodí. Zamerali sme sa na merania vodnej hodnoty snehu, jej variability na malom území a odtoku z topenia snehovej pokrývky. Rozdiely medzi jednotlivými meranými lokalitami dosiahli v období maxima vodnej hodnoty snehu v povodí s plochou 590 m² až okolo 600 mm. Pri meraní odtoku z topenia snehu sme použili malé snehové lyzimetre. Výsledky preukázali použiteľnosť lyzimetra pri identifikácii časového priebehu topenia snehu. Nárast topenia zaznamenaný na lyzimetri časovo súhlasil s nárastom prietokov na mernom prepade a nárastom teplôt vzduchu nad bod mrazu. Namerané údaje boli následne použité v zrážkovo-odtokovom modeli MIKE SHE. Modelom MIKE SHE sme v dennom kroku vedeli dostatočne dobre nasimulovať vodnú hodnotu snehu a priebeh topenia snehovej pokrývky. Prietoky však boli mierne nadhodnotené.

Kľúčové slová: hydrológia snehu, rozmiestnenie snehovej pokrývky, snehový lyzimeter, modelovanie, MIKE SHE

Experimental measurement and modelling of snowmelt runoff in mountain microcatchment

Abstract

Fieldwork is very useful source of new knowledge in all geosciences. This naturally applies to snow hydrology, too. We deal with possibilities of detailed measurement and modeling characteristics of snow cover in mountainous experimental microcatchment. We are focused on measurement of snow water equivalent, its variability in small area and snowmelt runoff measurements. Differences between particular measuring points reached 600 mm in time of maximum snow water equivalent in catchment area of 590 m². We used small snow lysimeters to measure snowmelt runoff. Results indicated good performance of lysimeter in case of snowmelt timing identification. Increase of snowmelt measured on lysimeter had the same timing as increase in discharge on outlet and the same timing as increase in air temperature above freezing point. Measured data were afterwards used in rainfall-runoff model MIKE-SHE. We were able to simulate snow water equivalent and snowmelt timing in daily step by model MIKE-SHE quite well. Model slightly overestimated discharges.

Key words: snow hydrology, snow cover distribution, snowmelt lysimeter, modelling, MIKE SHE

Úvod a ciele

V súčasnosti je dostupné veľké množstvo údajov použiteľných v hydrológii, ako aj v iných geovedných disciplínach takmer v reálnom čase. Ide napríklad o údaje z diaľkového prieskumu zeme (Bitner et al., 2002) alebo z rôznych globálnych či národných databáz klimatických údajov získaných z automatických meteorologických, klimatologických či vodomerných staníc. Majú mnoho výhod, napríklad je možné používať ich pri analýzach rozsiahlych území s minimálnymi nákladmi. Terénny výskum je v porovnaní s nimi často časovo a finančne neporovnateľne náročnejší. Môže prinášať však veľmi podrobné údaje a v neposlednom rade umožňuje priamy kontakt s objektom výskumu (Vidon, 2015). Prináša údaje, ktoré nie je vždy možné získať z iných zdrojov. Vďaka nim je možné lepšie pochopiť procesy v povodí, možné chyby meraní a hranice možností modelovania hydrologických procesov v krajine. Z tohto dôvodu je potrebné neustále vylepšovať meracie techniky a testovať dostupné nové prístupy pri priamych terénnych meraniach.

V tomto príspevku sa venujeme procesom akumulácie a topenia snehovej pokrývky. Tieto procesy môžu podliehať veľmi rýchlym a výrazným zmenám v čase a priestore (Pomeroy a Brun, 2001). Schopnosť presne predpovedať veľkosť a priebeh topenia snehovej pokrývky môže napomáhať varovaniu pred prípadnými povodňami (Weingartner et al. 2003) alebo pri plánovaní zásob vody vo vodných nádržiach (Blöschl a Kirnbauer, 1991; DeWalle a Rango, 2008).

Procesom akumulácie snehovej pokrývky a jej priestorovému rozloženiu sa v minulosti venovala veľká pozornosť. V horských podmienkach nad hornou hranicou lesa hrá veľmi dôležitú úlohu vietor (Gray, 1979; Kuusisto, 1984; Lehning et al., 2008; Mott et al., 2010; Krajčí, 2013; Winstral et al., 2013; Danko et al., 2014). Keďže vietor je veľmi premenlivý faktor a tieto procesy ovplyvňuje aj veľa ďalších procesov, je veľmi náročné vplyv vetra na variabilitu rozmiestnenia snehu kvantifikovať a modelovať. Na odhalenie a kvantifikáciu tejto variability boli v minulosti použité rôznorodé postupy. Elder et al. (1991) expedične merali VHS na území 120 ha v sieti bodov vzdialených od seba 25 m. Priestorové rozdiely chceli vysvetliť na základe topografie a žiarenia, no neboli veľmi úspešní a nepodarilo sa im odhaliť väčšiu časť variability. Balk a Elder (2000) použili binárne rozhodovacie stromy a geoštatistické metódy na odhad distribúcie snehu na nezalesnenom území. Pre interpoláciu v rámci malých plôch použili kriging a pri väčších rozhodovacie stromy. Vďaka spojeniu týchto metód sa im podarilo vysvetliť 60 - 80 % variability. Pozemné laserové skenovanie, ako nový prístup k skúmaniu priestorového rozloženia snehovej pokrývky, testoval už napríklad Prokop (2008). Táto metóda prináša veľmi presné výsledky s chybou do 10 cm. Je však limitovaná nepriaznivými poveternostnými podmienkami. Ak má byť dosiahnutá spomínaná presnosť do 10 cm, autor odporúča vzdialenosť snímača od snímaného povrchu do 500 m. Grünwald et al. (2010) overoval presnosť leteckého a pozemného skenovania a uvádza jeho presnosť na 5 cm. V našom prípade sme sa rozhodli

použiť hustú sieť meracích bodov na malom území na ktorých sme expedične vykonávali merania vodnej hodnoty snehu. Merania sme vykonávali minimálne dvakrát za mesiac.

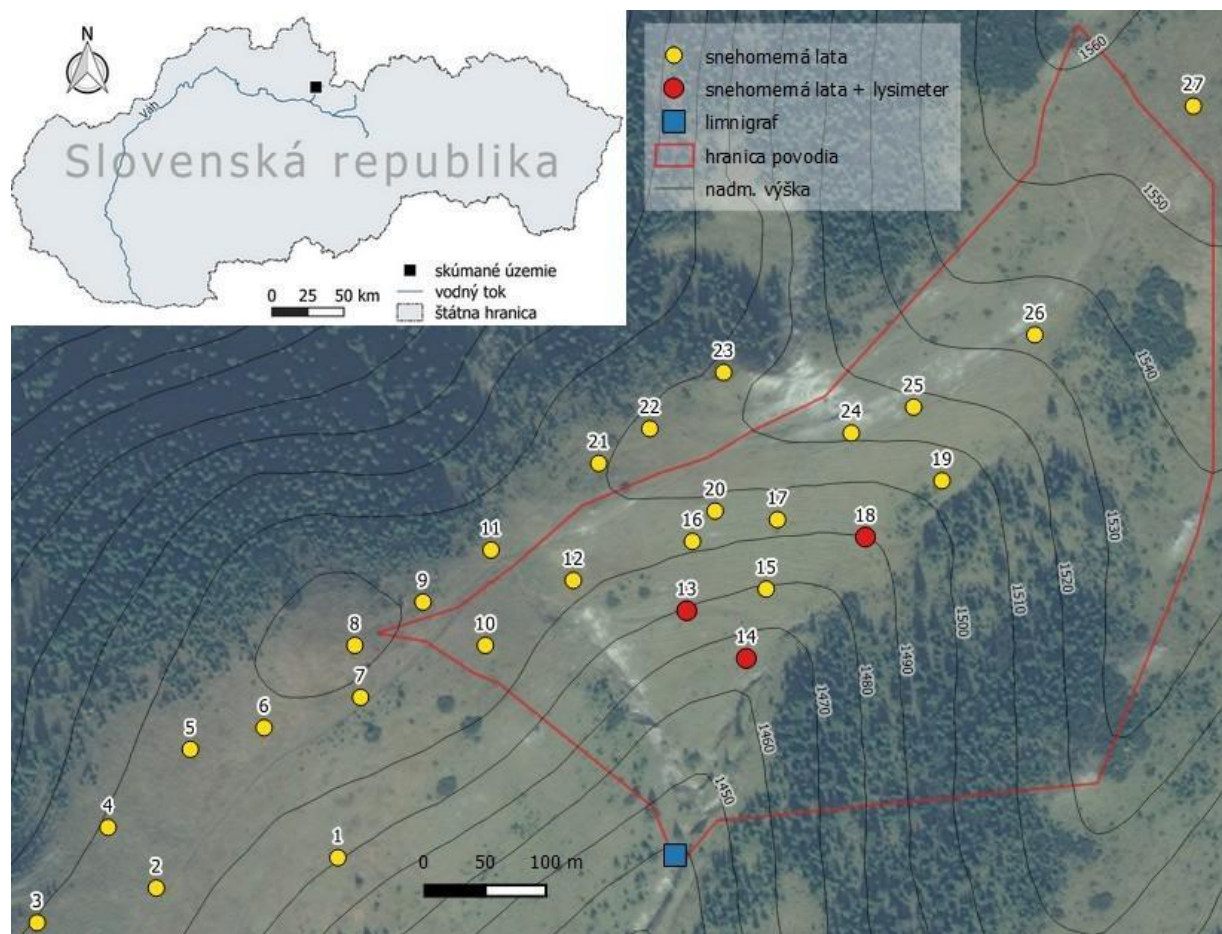
Na priame meranie časového priebehu topenia snehu možno použiť snehové lyzimetre. Konštrukčné riešenia týchto prístrojov sa líšia, no hlavná myšlienka u všetkých spočíva v automatickom meraní množstva roztopenej vody z určitej plochy. V porovnaní so snehovými vankúšmi majú teda tú výhodu že je z nich možné získať priamu informáciu o priebehu topenia snehovej pokrývky. Pri snehových vankúšoch poznáme iba veľkosť zmeny vodnej hodnoty snehu, na ktorej sa môže výrazne podieľať sublimácia. Použitie takýchto zariadení má dlhú históriu. Snehové lyzimetre použili napr. Haupt (1969), Jones et al. (1976), Hermann (1978), Greenan a Anderson (1984), Kattelmann (1984), Kuusisto (1984), Martinec (1987), Kirnbauer a Blöschl (1990), Tekeli et al. (2003), Holko et al. (2013).

Prvým cieľom tohto príspevku bolo čo najlepšie zachytiť priestorovú variabilitu akumulácie snehovej pokrývky na základe terénnych meraní vodnej hodnoty snehu v malom území s minimálnym vplyvom vegetácie a otestovať použiteľnosť nami navrhnutého snehového lyzimetra pri meraní odtoku z topenia snehovej pokrývky.

Druhým cieľom bolo aplikovať získané informácie o priestorovom rozložení snehovej pokrývky spolu s výstupmi z lyzimetra v distribuovanom, fyzikálne založenom zrážkovo-odtokovom matematickom modeli MIKE SHE, pomocou ktorého môžeme získať detailnejšie informácie z mikropovodia.

Skúmané územie

Skúmané územie sa nachádza v Západných Tatrách v severnej časti Slovenska (obr. 1). Tvorí pramennú oblasť Sokolného jarka, ktorý je pravostranným prítokom Jaloveckého potoka. Má rozlohu približne 0,059 km². Nadmorské výšky sa pohybujú od 1450 m n. m. do 1560 m n. m. Geologické podložie tvoria väčšinou vápence. Z väčšej časti je porastené nízkou trávnatou vegetáciou. Menej je zastúpený mladý smrekový lesný porast. V povodí bol pred zimou 2015 nainštalovaný limnigraf (Thomsonov prepad) s kontinuálnym záznamom výšky vodnej hladiny, 27 snehomerných tyčí a 3 snehové lyzimetre (obr.1). V rámci mikropovodia prebiehali expedičné merania vodnej hodnoty snehu, výšky snehu, hustoty snehu, vlhkosti snehu a teploty snehu.



Obr. 1. Poloha skúmaného územia v rámci Slovenska (vľavo hore), meracia sieť v mikropovodí.

Metodika

Meranie prietoku

Použili sme ostrohranný Thomsonov prepad s uhlom 90° . Merania výšky vodnej hladiny boli vykonávané automatickým tlakovým hladinomerom s korekciou voči atmosferickému tlaku. Merania prebiehali v hodinovom kroku.

Meranie odtoku z topenia snehovej pokrývky

Na meranie odtoku z topenia snehovej pokrývky sme použili experimentálnu konštrukciu snehového lyzimetra zobrazenú na obr. 2. Hlavný dôraz pri našej konštrukcii bol kladený na jej jednoduchosť, a aby ju bolo možné použiť na viacerých miestach a nebolo pritom potrebné robiť veľké zásahy v okolitom prostredí. Konštrukcia pozostávala z plechovej zbernej nádoby, ktorej okraje boli ohnuté, aby zabránili natekaniu vody z povrchu pôdy v okolí. Plocha nádoby bola 44 cm^2 . Druhou časťou lyzimetra bol preklápací zrážkomer, ktorý bol uložený pod úrovňou terénu. Zrážkomer bol prekrytý polystyrénovou doskou, ktorá zabráňovala prítoku priamo do zrážkomera. V povodí boli rozmiestnené tri takéto meracie sústavy.



Obr. 2 Snehový lyzimeter.

Meranie vodnej hodnoty snehu

Vodnú hodnotu snehu (VHS) sme merali na 27 bodoch. 13 z nich sa nachádzalo priamo v povodí. Ostatné sa nachádzali v okolí povodia, aby sme mali predstavu o akumulácii snehu aj v širšom priestore. Merania prebiehali približne v intervale raz za dva týždne klasickým váhovým snehomerom.

Ostatné meteorologické prvky

Približne 700 metrov od skúmaného územia sa nachádza automatická meteorologická stanica ústavu Hydrológie SAV Červenec (1500 m n. m.), z ktorej sme použili údaje o zrážkach z váhového zrážkomeru, teplote vzduchu, výške snehovej pokrývky, vetre, radiácii a iné.

Simulácia v zrážkovo-odtokovom modeli

V tomto príspevku sme na modelovanie v dennom kroku použili distribuovaný, fyzikálne založený zrážkovo-odtokový matematický model MIKE SHE v spolupráci s hydraulickým modelom riečnej siete MIKE 11. MIKE SHE je hydrologický model, ktorý bol vyvinutý Dánskym Hydraulickým Inštitútom DHI (Danish Hydraulic Institute). Je to model, ktorým je možné simulovať interakciu podzemnej a povrchovej vody. Vyžaduje informácie o klimatických charakteristikách, topológii, vegetácii, pôdnom systéme a geologických vlastnostiach skúmaného povodia. Simuluje základné procesy hydrologického cyklu ako je evapotranspirácia, topenie snehu, povrchový odtok, odtok v nenasýtenej zóne, podzemný odtok, dopĺňanie podzemných vôd, ich vzájomné prepojenie a mnohé ďalšie procesy. Vstupmi do modelu sú údaje o zrážkach, teplote vzduchu, slnečnom žiarení (z klimatologickej stanice Červenec). Topografiu určuje DEM s gridom 5x5m. Potenciálna evapotranspirácia (DPET) je vypočítaná v dennom kroku. Na jej odhad sme použili empirickú metódu Blaney-Criddleho

(Schrödter, 1985). Simulácia akumulácie a topenia vychádza z metódy teplotného indexu. V horskom mikropovodí (590 m²), bez viacerých zrážkomerov umiestnených priamo v povodí, je zložité kalibrovať model na priestorové rozloženie zrážok v povodí. Výškové gradienty pre zrážky sú nepoužiteľné, keďže v takomto malom a málo zalesnenom povodí má, ako sme už spomínali oveľa väčší vplyv odnos a akumulácia spôsobená vetrom ako nadmorská výška. Navyše rozdiel nadmorských výšok v tomto povodí je len niečo viac ako sto metrov čo by pri použití gradientu s nadmorskou výškou znamenalo, že na celé územie dopadajú prakticky rovnaké zrážky. To je nereálne, keď si uvedomíme že rozdiely v nameraných hodnotách VHS medzi meranými bodmi v povodí boli aj viac ako 600 mm. Pre účely porovnania simulovaných a meraných hodnôt (VHS - snehomerné tyče, topenie snehovej pokrývky - lyzimetre) v bodoch je potrebné rozdistribuovať zrážky v mikropovodí.

Pre rozdelenie zrážok na mikropovodie sme vychádzali z týchto predpokladov:

1. Na mikropovodie celkovo spadne rovnaké množstvo zrážok ako v stanici CE₁₅₀₀
2. Možno použiť Thiessenove polygóny pre rozloženie VHS do priestoru
3. Počas skúmaného obdobia sú zrážky na mikropovodie priestorovo rozdelené podľa VHS na snehomerných tyčiach podľa dňa 5.3.2015, keď boli k dispozícii merania zo všetkých snehomerných tyčí.

Výsledky

Merania vodnej hodnoty snehu

Merania prebiehali na spomínaných 27 snehomerných tyčiach. Dlhodobu najnižšiu hodnotu boli merané na severozápadnej náveternej strane a v hrebeňových partiách okolo rozvodnice povodia (tab. 2). Obdobie v ktorom jednotlivé merné body dosiahli maximum bolo tiež rôzne. Lokality 25, 26 dosiahli maximá až v neskorom jarnom období po výraznom snežení začiatkom apríla. 5.3.2015 boli zaznamenané najväčšie rozdiely v rámci povodia, namerané hodnoty VHS sa pohybovali od 0 – 625 mm (tab. 1). Najvyššie hodnoty dosahovali body číslo 25, 26, pričom namerané maximá presiahli 500 mm. Na týchto dvoch lokalitách bola VHS ešte 23.4.2015 viac ako 300 mm. Tieto lokality sa nachádzajú na záveternej juhozápadnej strane hrebeňa, kde je predpoklad nižších rýchlostí vetra, a teda aj väčšej akumulácie snehovej pokrývky. Na ostatných bodoch to bolo zväčša v polovici marca pred začiatkom prvej fázy topenia. Na meraných bodoch v hrebeňových častiach povodia predpokladáme najväčšie rýchlosti vetra, a teda aj najväčší odnos snehu.

Tabuľka 1. Snehomerné tyče v mikropovodí - VHS [mm]

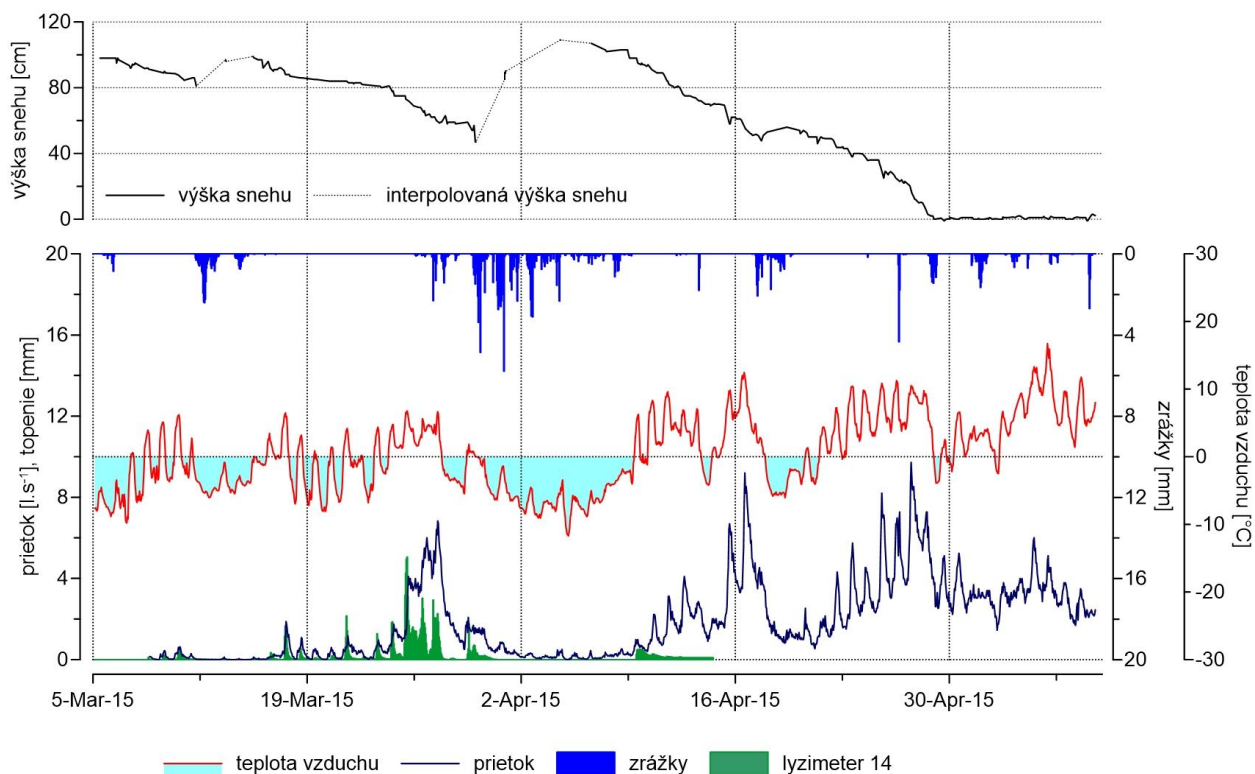
Č. tyče	10	12	13	14	15	16	17	18	19	20	24	25	26
5.3.2015	111	330	240	128	339	625	91	216	290	198	65	545	543
19.3.2015	93	273	235	163	378	530	94	147	359	138	<10	467	616

Tabuľka 2. Snehomerné tyče mimo mikropovodia - VHS [mm]

č. tyče	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	21	22	23	27
5.3.2015	396	38	85	32	13	78	256	28	175	327	50	55	0	154
19.3.2015	398	<10	87	69	<10	<10	293	<10	190	359	28	<10	<10	157

Merania priebehu odtoku z topenia snehu

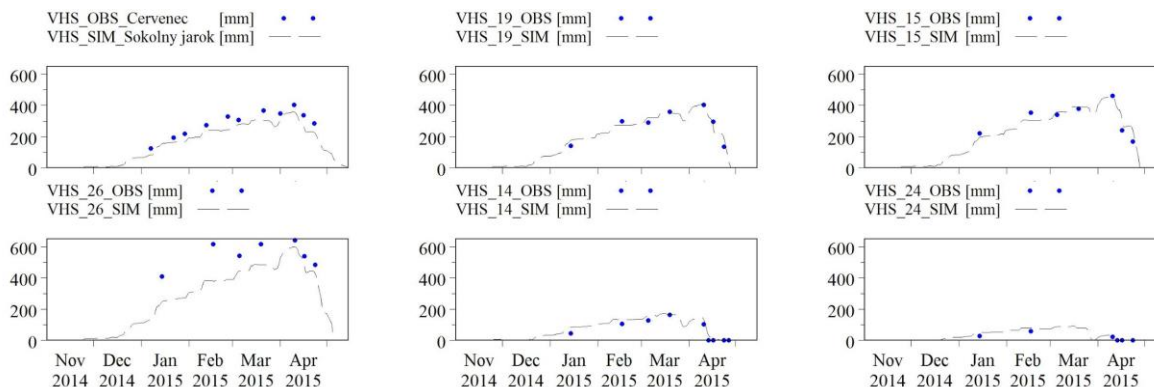
Merania prebiehali na troch snehomerných lyzimetroch. Lyzimeter na profile č. 13 dosiahol sumu roztopenej vody zo snehu 750 mm, čo na danom profile nebolo reálne, pretože maximum VHS na tomto bode bolo len 240 mm. Predpokladáme, že lyzimeter zbieral roztopené množstvo vody aj z vedľajšej plochy lyzimetra. Podľa analýzy sme na ďalšie účely mohli použiť iba profil číslo 14, ktorý meral v súlade s meraniami vodnej hodnoty snehu. Lyzimeter na profile č. 18 dosahoval minimálne hodnoty roztopenej vody zo snehu (celkovo iba 25 mm), čo nebolo reálne, lebo dosiahnutá vodná hodnota snehu bola na tejto lokalite až okolo 250 mm. Príčinou bolo upchatie zrážkomera nečistotami. Priebeh hlavnej fázy topenia je zobrazený na obr. 3. Prvé topenie sa objavilo okolo ôsmeho marca, kedy teplota vzduchu výraznejšie vystúpila nad bod mrazu. Množstvo roztopenej vody však bolo nízke. Výraznejšie topenie sa začalo sedemnásteho marca, kedy teplota vzduchu dosiahla päť stupňov Celzia. Čas topenia zaznamenaný lyzimetrom kopíroval nárast prietokov na limnigrafe. Priebeh nárastu prietoku bol voči lyzimetrom jemne posunutý a nedosahoval také, relatívne veľké denné amplitúdy, ako tomu bolo u lyzimetrov. Pokles prietokov na začiatku apríla spôsobila chladná perióda počasia spojená s výdatným snežením. Stanica na Červenci zaznamenala nárast výšky snehu z 56 cm až na 116 cm. Vodná hodnota snehu na Červenci stúpila o 56 mm. Nasledovalo obdobie s nárastom teplôt vzduchu a hlavná fáza topenia spojená s nárastom prietokov. Maximálny prietok bol dosiahnutý 16.4.2015 o tretej hodine popoludní, keď dosiahol hodnotu $9,7 \text{ l.s}^{-1}$. Podobne vysoké hodnoty boli zaznamenané aj 27.4.2015 okolo poludnia. Sneh na lyzimetri 14 bol vtedy však už úplne roztopený. Na priebehu prietokov možno sledovať typický tvar hydrogramu z topenia snehu. Maximum v rámci dňa je dosahované v popoludňajších hodinách a minimum je dosahované v nočných a ranných hodinách. Priebeh prietoku kopíruje priebeh teploty vzduchu, čo naznačuje správnosť priebehu meraných prietokov.



Obr. 3. Časový priebeh meraných prvkov v skúmanom území na stanici Červenec v období hlavnej fázy topenia snehovej pokrývky.

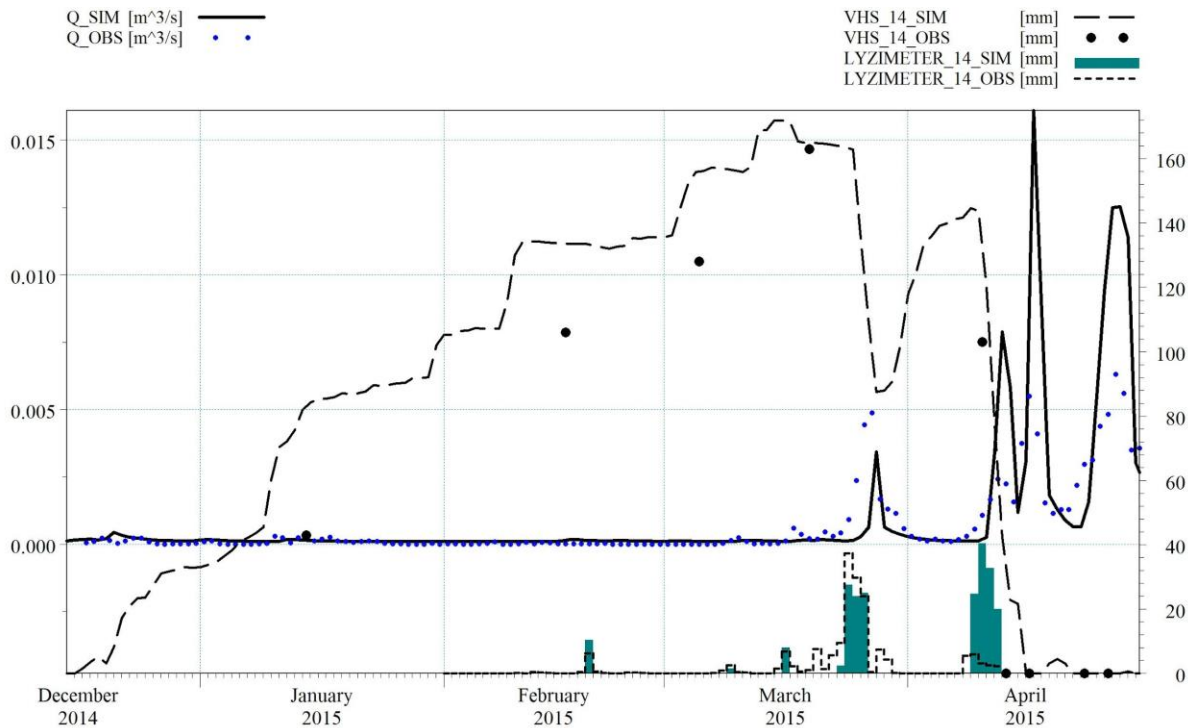
Modelovanie

Na základe predpokladov uvedených v metodike vznikla mapa priestorového rozloženia zrážok v mikropovodí, podľa ktorej sme kalibrovali model. Kalibrácie boli zamerané hlavne na modelovanie VHS pre 13 snehomerných profilov v mikropovodí. Výsledky piatich z nich predstavujeme na obr. 4.



Obr. 4. Simulovaná a meraná vodná hodnota snehu (SWE) na rôznych profiloch

Na obr. 4 vľavo hore je porovnaná meraná VHS z okolia klimatologickej stanice na CE1500 s priemernou simulovanou VHS v mikropovodí. Stredný a pravý horný graf ukazuje na veľmi presné simulácie VHS. Horšie výsledky vychádzajú na profiloch s vysokými hodnotami VHS (vľavo dole). Predpokladáme, že tieto výsledky môžu byť spôsobené silnejším vplyvom vetra, hlavne počas zimných mesiacov január a február. Model v týchto mesiacoch nedokázal dobre nasimulovať VHS (maximum VHS je však simulované dobre). Pri nižších hodnotách VHS model dobre simuloval VHS v porovnaní s meraniami. Najväčšie rozdiely (okolo 50 mm) medzi simulovanou a meranou VHS dosahovali profile č. 10 a 17. V týchto prípadoch model nadhodnocoval VHS.



Obr. 5. Porovnanie simulovaných a meraných skúmaných veličín - prietok, vodná hodnota snehu a topenie snehu

Na obr. 5 je vykreslený priebeh VHS a topenia snehu na profile č.14 a prietok v záverečnom profile mikropovodia. Výsledky naznačujú, že časový priebeh prvého topenia vo februári je simulovaný pomerne správne. V marci model podhodnocuje množstvo roztopenej vody oproti meraným údajom z lyzimetra. V apríli je to naopak a model množstvo roztopenej vody na skúmanom profile nadhodnocuje. Pri porovnaní súm meraných a simulovaných množstiev roztopenej vody za skúmané obdobie dosahujú odchýlky hodnôt iba 12 % (tab. 3). Maximum VHS nasimuloval model len o 9 mm väčšie ako bola dosiahnutá hodnota na meranom profile (tab. 3).

Tabuľka 3. Porovnanie simulovaných a meraných parametrov snehovej pokrývky

profil č. 14 (bod)	OBS [mm]	SIM [mm]	Rozdiel [%]
Zrážky (polygón 14)	-	283	-
Topenie (lyzimeter 14)	175	199	12
max. VHS (tyč č.14)	163	172	5

Simulovaný prietok na obr. 5 ukazuje podhodnotené výsledky voči meraným údajom pri prvom výraznom topení na konci marca. V ďalšej fáze topenia však model prietoky nadhodnocuje oproti meraným údajom. Do konca skúmaného obdobia (15.4.2015), kedy sa už nenachádzal sneh na lyzimetoch, dosahovala suma odtoku porovnateľných výsledkov (tab. 4). Následne však model prietoky nadhodnocoval.

Tabuľka 4 Simulácia a porovnanie s meranými údajmi

Celé povodie	OBS [mm]	SIM [mm]	Rozdiel [%]
Zrážky	-	480	-
max. VHS	404 (CE ₁₅₀₀)	360	11 %
Topenie	-	106	-
Odtok z mikropovodia	53	47.3	10 %

Diskusia a záver

Priestorová variabilita akumulácie snehovej pokrývky bola v skúmanom území veľmi výrazná a dosahovala hodnôt až 600 mm. Rozdiely boli najmä medzi náveternou a záveternou stranou hrebeňa, ktorý tvorí rozvodnicu povodia. Hrebeňové polohy boli na sneh najchudobnejšie. Na lepšie zachytenie a kvantifikáciu tejto variability bude do budúcnosti potrebné doplniť a upraviť sieť bodov, v ktorých sú vykonávané merania vodnej hodnoty snehu. Pri meraní odtoku z topenia snehu sme použili tri malé snehové lyzimetre. Použitá konštrukcia lyzimetra sa preukázala ako použiteľná hlavne pri získavaní predstavy o časovom priebehu topenia snehu. Topenie zaznamenané na lyzimetri časovo súhlasilo s nárastom teplôt vzduchu nad bod mrazu a s nárastom prietokov na mernom prepade. Pri údajoch získaných z lyzimetra je potrebné brať do úvahy možné neistoty a vždy je potrebné ich dať do súvisu s meraniami prietoku, teploty vzduchu a vodnej hodnoty snehu. Hodnoty namerané snehovým lyzimetrom bez merania aj ďalších charakteristík by bolo veľmi ťažko overiteľné. Simulácie modelom MIKE SHE preukázali použiteľnosť tohto nástroja na odhad topenia a odtoku zo snehovej pokrývky. Pre detailné simulácie je však potrebné mať aj detailné vstupné a merané údaje. Skutočnosť, že model simuluje nadhodnotené prietoky netreba podceňovať. Priestorové rozloženie zrážok a

vodnej hodnoty snehu do modelu vstupovali vypočítané na základe metódy tiessenových polygónov. Túto metódu sme si zvolili pre jej jednoduchosť. Neistoty modelovania môžu mať rôzny pôvod, ale medzi tie najhlavnejšie patria vstupné údaje a ich časová ako aj priestorová distribúcia. Taktiež netreba zabúdať aj na veľký vplyv vápencového podložia na odtok. Celkovo možno povedať, že predstavené metódy je možné použiť pri výskume a modelovaní hydrologických procesov v malom horskom experimentálnom povodí.

Summary

Snow water equivalent was measured on 27 localities once in two weeks. Measurements showed high variability. Differences between particular measuring points reached 600 mm in time of maximum snow water equivalent in catchment area of 590 m². Highest values were measured at southeast side of a ridge. It is a leeward side. Most common wind direction is northwest. Lowest values of SWE were measured on the points located on the ridge, where we expect highest wind speeds. We used three small snow lysimeters to measure snowmelt runoff. Data from two of them were not able to use. Lysimeter 18 was plugged by impurities and catchment area of lysimeter 13, that was wrongly placed and measured snowmelt from broader area than expected. Results indicated good performance of lysimeter no. 14 in case of snowmelt timing identification. Increase of snowmelt measured on lysimeter had the same timing as increase in discharge on outlet and the same timing as increase in air temperature above freezing point. Measured data were afterwards used in rainfall-runoff model MIKE-SHE. We were able to simulate snow water equivalent and snowmelt timing in daily step by model MIKE-SHE quite well. Model slightly overestimated discharges. Uncertainties in modeling results could be mainly caused by interpolation of precipitation and by higher infiltration to the ground water bodies than expected in model. In general it is possible to say that proposed methods are usable to modeling of a hydrological processes in small, mountain, experimental catchment.

Literatúra:

Bitner, D., Carroll, T., Cline, D., Romanov, P., 2002. An assessment of the differences between three satellite snow cover mapping techniques. Hydrol. Process., 16, 3723–3733.

Danko, M., Krajčí, P., Hlavčo, J., 2014. Vzťah výšky snehovej pokrývky a vodnej hodnoty snehu v lese a na voľnej ploche v povodí Jaloveckého potoka. Acta Hydrologica Slovaca, 15(1), 116 – 128.

DeWalle, D.R., Rango, A., 2008. Principles of snow hydrology. Cambridge: Cambridge University Press, 2008.

Elder, K., Dozier, J., Michaelsen, J., 1991. Snow accumulation and distribution in an Alpine Watershed, Water Resour. Res., 27(7), 1541–1552.

Gray, D. M., 1979. Snow accumulation and distribution, in Proceedings, Modeling of Snow Cover Runoff, edited by S. C. Colbeck and M. Ray, J. S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, N.H., 3 – 33.

Greenan, H. J., Anderson, E. A., 1984. 'A snowmelt lysimeter for research applications', in Elhadi, N. D. And Frechette, M. A. (eds), Proceedings Of the 41st Annual Eastern Snow Conference, Washington, D.C., 212 – 216.

Grünewald, T., Schirmer, M., Mott, R., Lehning, M., 2010. Spatial and temporal variability of snow depth and SWE in a small mountain catchment. Cryosphere, 4, 1–11.

Haupt, H.F., 1969. A simple snowmelt lysimeter. Water Resources Research 5(3), 714 – 718.

Herrmann, A., 1978. A recording snow lysimeter. Journal of Glaciology, 20(82), 209 – 213.

Holko, L., Danko, M., Dóša, M., Kostka, Z., Šanda, M., Pfister, L., Iffly, J.F., 2013. Spatial and temporal variability of stable water isotopes in snow related hydrological processes. In Die Bodenkultur, 64, (3-4), 39 – 45,

Holko, L., Kostka, Z., Parajka, J., 2001. Snehová pokrývka. Životné prostredie, 3, 138-141.

Jonas, T., Essery, R., 2011. Snow cover and snowmelt in forest regions In: Encyclopedia of snow, ice and glaciers. Springer, Dordrecht, The Netherlands, 1033 – 1036.

Kattelmann, R. C., 1984. Snowmelt lysimeters: design and use. In Proceedings of the 52nd Annual Meeting of the Western Snow Conference, Sun Valley, ID, 68–79.

Kirnbauer, R., Blöschl, G., 1990. A lysimetric snow pillow station at Kühtai/Tyrol Hydrology in Mountainous Regions. J - Hydrological Measurements; the Water Cycle (Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990). IAHS Publ. no. 193, 1990.

Krajčí, P., 2013. Závislosť rozloženia snehovej pokrývky od morfometrických parametrov reliéfu vo vybranej časti Žiarskej doliny. Diplomová práca. Univerzita Komenského v Bratislave, Prírodovedecká fakulta, Katedra fyzickej geografie a geoekológie. Bratislava,

Kuusisto, E., 1984. Snow accumulation and snowmelt in Finland. Publications of the Water Research Institute, National Board of Waters, Finland, 55, 149s.

Lehning, M., Löwe, H., Ryser, M., Raderschall, N., 2008. Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain, *Water Resour. Res.*, 44.

Martinec, J., 1987. Meltwater percolation through an alpine snowpack In: *Avalanche Formation, Movement and Effects* (Proceedings of the Davos Symposium, September 1986). IAHS Publ. no. 162.

Mott, R., Schirmer, M., Bavay, M., Grünwald, T., Lehning, M., 2010. Understanding snow-transport processes shaping the mountain snow-cover. *Cryosphere*, 4, 545 – 559.

Pomeroy, J.W., E., Brun., 2001. "Physical properties of snow" In, (eds. H.G. Jones, J.W. Pomeroy, D.A. Walker and R.W. Hoham) *Snow Ecology: an Interdisciplinary Examination of Snow-covered Ecosystems*. Cambridge University Press, Cambridge, UK., 45 – 118.

Prokop, A., 2008. Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements, *Cold Regions Science and Technology*, 54 (3), 155 – 163.

Raghunath, H.M. 2006. *Hydrology : Principles, Analysis, and Design*, Second Edition, New Age International (P) Ltd., Publishers 476 pages

Schrödter, H. 1985. *Verdunstung - Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden*, Springer Verlag.

Tekeli A.E., Şorman A.A., Şensoy A., Şorman A.Ü., 2003. Design, Installation of a Snowmelt Lysimeter and Analysis for an Energy Balance Model Studies in Turkey, In: *60th Eastern Snow Conference*, 2003, Sherbrooke, Quebec, Canada.,

Vidon, P. G.F. (2015), Field Hydrologists Needed: A call for young hydrologists to (re)-focus on field studies, *Hydrol. Process.*, doi:10.1002/hyp.10614.

Winstral, A., Marks D., Gurney, R., 2013. Simulating wind affected snow accumulations at catchment to basin scales *Advances in Water Resources* 55, 64 – 79.

Weingartner, R., Barben, M., Spreafico, M., 2003. Floods in mountain areas - an overview based on examples from Switzerland. *J. Hydrol.* 282 (1–4), 10–24.