

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie



**FORMOVÁNÍ ODTOKU ZE SNĚHOVÉ POKRÝVKY
V PRAMENNÉ OBLASTI OTAVY**

FORMATION OF RUNOFF FROM SNOW COVER IN THE OTAVA
RIVER HEADSTREAM AREA

Diplomová práce

Bc. Jan Pospíšil

srpen 2009

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Jan Kocum

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citoval.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena ve fondu knihovny

V Praze dne 25. srpna 2009

.....

Jan Pospíšil

Poděkování

Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucímu práce RNDr. Janu Kocumovi za cenné rady a připomínky. Poděkování patří také všem členům a studentům Katedry fyzické geografie a geoekologie, kteří se zúčastnili na sněhoměrných kampaních a bez kterých by bližší výzkum nebyl možný. Děkuji rovněž NP Šumava za umožnění přístupu na zkoumaná povodí.

Formování odtoku ze sněhové pokrývky v pramenné oblasti Otavy

Abstrakt

Diplomová práce řeší problematiku hydrologie sněhu aplikovanou na modelových povodích Rokytky a Ptačího potoka situovaných v centrální horské oblasti Šumavy, konkrétně v povodí horní Otavy, reprezentující jádrové území formování extrémních odtokových epizod. Presentovány jsou výsledky sněhoměrných terénních prací ze sezóny 2007/2008 a 2008/2009, které měly za úkol postihnout prostorovou variabilitu charakteristik sněhové pokrývky a její prostorové rozložení s pomocí prostředí GIS a umožnit zpřesnění odhadu zásob vody v ní absorbované. To je konfrontováno i s analýzou tání, průběhem hodinových i denních teplot vzduchu a detailním rozbořem vertikálního profilu sněhové pokrývky, což je důležité pro následnou modelaci odtoku v jarním období za pomoci metody Degree-day.

Klíčová slova: hydrologie sněhu, extrémní odtoková epizoda, vodní hodnota sněhu, výška sněhové pokrývky, Otava, Šumava, metoda Degree-day

Formation of runoff from snow cover in the Otava River headstream area

Abstract

Diploma thesis solves the snow hydrology issue applied to model catchments of Rokytky and Ptačí Brook situated in central part of Šumava mountains, concretely in the upper Otava River basin representing the source area of extreme runoff episodes formation. Results of snow cover field survey from 2007/2008 and 2008/2009 winter periods are presented. Their main goal was to describe the spatial variability of snow cover characteristics and its spatial distribution by means of GIS software and to enable an estimation precising of water reserves retained in snow. Outcomes are confronted with the snow melting analysis, with hourly and daily air temperatures and with detailed analysis of snow cover vertical profile that is important for consecutive runoff modelling during spring period using Degree-Day method.

Key words: snow hydrology, extreme runoff episode, snow water equivalent, snow cover height, Otava River, Šumava mountains, Degree-Day method

Obsah

Obsah	5
1 Úvod.....	8
1.1 Cíle práce	9
2 Rozbor problematiky sněhu	11
2.1 Význam sněhu a sněhové pokrývky	12
2.2 Vznik a druhy sněhu	13
2.2.1 Suchý sníh.....	15
2.2.2 Vlhký sníh.....	16
2.2.3 Povrchové tvary sněhové pokrývky.....	17
2.3 Základní charakteristiky sněhové pokrývky	18
2.4 Vývoj sněhové pokrývky	19
2.5 Fyzicko-geografické faktory ovlivňující vznik a vývoj sněhové pokrývky	21
2.5.1 Vliv vegetace	21
2.6 Modely modelující tání sněhu.....	25
2.6.1 Srážko-odtokový proces.....	26
2.6.2 Proces tání sněhu.....	27
2.6.3 Metody modelující tání sněhu.....	28
2.7 Možnosti měření sněhových zásob v povodí.....	37
2.7.1 Metody měření	37
2.7.2 Základní měření	38
2.7.3 Reprezentativní měření	39
2.7.4 Snímání sněhové pokrývky z hlediska DPZ.....	40
3 Fyzicko-geografická charakteristika studovaného území.....	42
3.1 Lokalizace zájmového území.....	43
3.2 Geomorfologické poměry	44
3.3 Geologie.....	46
3.4 Geomorfologické poměry	47
3.5 Půdní poměry	49
3.6 Biogeografie.....	49
3.7 Klimatické podmínky.....	50
3.7.1 Teplotní charakteristika	50
3.7.2 Srážky	51

3.7.3 Vítr a oblačnost	52
3.8 Hydrografie	53
3.8.1 Odtokový režim	54
4 Materiál a metody	56
4.1 Metodika monitoringu sněhové pokrývky	56
4.1.1 Měření hustoty a teploty sněhové pokrývky	58
4.1.2 Rozsah a termíny sněhoměrných kampaní	59
4.1.3 Chyby měření a interpretace dat	60
4.1.4 Interpretace dat o sněhové pokrývce.....	61
4.2 Monitoring srážko-odtokových procesů	62
4.2.1 Chyby měření stanic	64
4.2.2 Metody hodnocení krátkodobých řad	64
4.3 Použitý software.....	65
4.3.1 Gis vrstvy pro tvorbu map	66
4.4 Vyhodnocení dat	67
4.4.1 Degree-Day model	67
5 Výsledky sněhoměrných měření.....	69
5.1 Výsledky měření kvantitativního vývoje sněhu.....	69
5.1.1 Vyhodnocení měřených dat v povodí Rokytky	69
5.1.2 Vyhodnocení měřených dat v povodí Ptačího potoka	75
5.2 Vývoj hustoty vrstev sněhové pokrývky.....	81
5.3 Porovnání teploty, SVH a průtoků.....	87
6 Analýza odtoku	90
6.1 Analýza odtoku v povodí Rokytky	90
6.1.1 Vývoj teplot a identifikace jarního tání	91
6.1.2 Tání sněhové pokrývky v povodí Rokytky.....	93
6.1.3 Aplikace Degree-day modelu v povodí Rokytky.....	93
6.2 Analýza odtoku v povodí Ptačího potoka	97
6.2.1 Vývoj teplot a identifikace jarního tání	98
6.2.2 Tání sněhové pokrývky v povodí Ptačího potoka.....	100
6.2.3 Aplikace Degree-day modelu na povodí Ptačího potoka.....	100
7 Diskuze a závěr	104
Použité zdroje informací	111
Literatura.....	111

Použité internetové zdroje.....	115
Seznam obrázků.....	116
Přílohy.....	119
Příloha č. 1	119
Příloha č. 2	119

1 Úvod

Mezi nejvýznamnější přírodní fenomény spojené s vodou patří sněhová pokrývka, a to zvláště v oblastech, které mají středohorský a vysokohorský charakter. V těchto místech se akumulují velké zásoby vody v období s délkou trvání od 1,5 do 5 měsíců v závislosti na nadmořské výšce. Tyto zásoby představují 30 – 60 % celoročního úhrnu srážek. Stoupající nároky na vodu v posledních letech si vynutily věnovat větší pozornost detailnějšímu přehodnocování existujících zdrojů vody z různých hledisek, hlavně vodohospodářského, energetického a půdního. Tato odvětví mají zvýšené požadavky na konkrétní informace týkající se určování významných zdrojů vody, jejich časové a prostorové variability. Jedním z takových zdrojů vody je zcela určitě i sněhová pokrývka.

Nezanedbatelný je právě aspekt odtokových podmínek v zimně-jarním období. Proto také tyto zákonitosti vedou hydrology detailněji se zabývat prognózou jarního tání sněhové pokrývky. Pro formování odtoku z tání sněhu přitom není zásadní výška sněhové pokrývky, ale její tzv. vodní hodnota, která vyjadřuje množství vody akumulované ve sněhové pokrývce (mm vodního sloupce).

Z dokumentovaného rozdělení ČHMÚ odtoku během roku vyplývá, že maximální odtokové hodnoty na převážné většině českých řek připadají na březen a duben, případně i začátek května v závislosti na poloze a nadmořské výšce daného povodí. Pokud k tomuto odtoku z tání sněhu připočteme důležitý fakt, že v tomto období se vyskytují početné dešťové srážky, které zintenzivní tento proces, může být důsledkem vznik povodní. Na průběh tání sněhu a formování těchto extrémních odtokových situací má také značný vliv vývoj a rozdělení nárůstu teplot vzduchu v čase, ploše i nadmořské výšce. Proto je nutné charakteristiky sněhové pokrývky měřit a detailně analyzovat.

Český hydrometeorologický ústav měří zásobu vody ve sněhové pokrývce na více než 300 místech v republice. Měření je pravidelně vyhodnocováno a počítá se množství vody akumulované ve sněhové pokrývce na určitém území (většinou jde o povodí významných nádrží, např. Lipno, Orlick, Nechanice, Vranov, apod.). Tyto informace pravidelně předává ČHMÚ státním podnikům. Povodí a jejich dispečinky berou tyto informace v úvahu při rozhodování (např. preventivní prázdnění nádrží). Základní staniční údaje však neposkytují dostačující informace pro výpočet zásoby

vody v rámci větší oblasti. Rozmístění stanic bývá často plošně neúměrné. Proto se hledají způsoby, jak zhustit informaci o sněhové pokrývce v rámci menšího celku.

V posledních letech se naskytá cesta monitoringu parametrů sněhu pomocí sněhoměrných kampaní za pomoci mobilní sněhoměrné soupravy. Katedra fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty UK v Praze provádí tato expediční měření během posledních třech zimních sezón ve vytipovaných experimentálních povodích v rámci pramenné oblasti Otavy. Cílem je odhalit a popsat skutečnou prostorovou variabilitu sněhové pokrývky a její charakteristiky a zejména zpřesnit určení odtoku ze sněhové pokrývky v jarním období především pro potřeby integrované protipovodňové ochrany. Zjištěné poznatky o formování odtoku během jarního procesu tání sněhové pokrývky z povodí Rokytky a Ptačího potoka (pramenná oblast Vydry), která byla vybrána jako modelová, jsou v této práci implementovány v rámci modelu Degree-day. Kromě výše zmíněného je důležitým cílem pokrok v objasnění procesu tvorby odtoku ze sněhové pokrývky v závislosti na různých fyzicko-geografických podmínkách a vstupních datech. Získané poznatky o stavu sněhové pokrývky by mohly sloužit ke zpřesnění odhadu zásob vody akumulované ve sněhové pokrývce a být tak implementovány v rámci hydroprognózy ČHMÚ za účelem precizace hydrologických předpovědí.

Předložená magisterská práce je součástí rozsáhlého výzkumu v povodí horní Otavy zaměřujícího se na zhodnocení retenčního potenciálu zdejší krajiny v kontextu protipovodňové ochrany a řešení problému sucha. Práce byla podpořena projektem VaV SM/2/57/05 - Dlouhodobé změny poříčních ekosystémů v nivách toků postižených extrémními záplavami, jehož zadavatelem bylo Ministerstvo životního prostředí a hlavním řešitelem RNDr. Jakub Langhammer, Ph.D., a projektem GA UK 2371/2007 - Retence vody v pramenných oblastech řek jako nástroj integrované protipovodňové ochrany a řešení problému sucha (hlavní řešitel RNDr. Jan Kocum). Zároveň práce spadá i do výzkumného záměru Geografické sekce PřF UK MSM 0021620831 - Geografická struktura a vývoj interakcí přírodního prostředí a společnosti (zadavatel MŠMT, hl. řešitel Doc. RNDr. Luděk Sýkora, Ph.D.).

1.1 Cíle práce

Cílem této diplomové je zpracování problematiky sněhové pokrývky na modelovém povodí Ptačího potoka a Rokytky a objasnění procesu tvorby odtoku

ze sněhové pokrývky v závislosti na různých fyzicko-geografických podmínkách a vstupních datech.

Způsobem provedení by se dala práce rozdělit na dvě části, část zaměřenou na problematiku hydrologie sněhu v daném povodí spolu s možností monitoringu sněhové pokrývky a část věnující se aspektům modelování tání sněhové pokrývky a odtoku tavných vod spolu s analýzou.

Prvním aspektem teoretické části je určit fyzicko-geografické faktory potřebné pro vývoj sněhové pokrývky ve zdrojových oblastech vodních toků. Taky zde jsou řešeny fyzikální vlastnosti sněhu. Další část je věnována rešerši fyzicko-geografické charakteristice studovaného území a jejich diferencí. Následně se práce zabývá metodou a materiály nutnými pro monitoring sněhové pokrývky. Po kapitolách věnujících se analýzám sněhových poměrů, navazuje analýza odtoku ze sněhové pokrývky, jejíž parametry nebyly pozorovány pouze plošně, ale i na úrovni vrstev, v závislosti na jejím tání.

Práce přináší shrnutí a vyhodnocení dosud získaných výsledků týkající se kvantitativního vývoje sněhové pokrývky a popis pozorovaných závislostí.

2 Rozbor problematiky sněhu

Oblasti pokryté sněhem a ledem patří do souboru zvaného kryosféra. Slovo je odvozené z řeckého krios, což znamená „studený“. Mezi základní složky kryosféry patří: sněhová pokrývka, sladkovodní led (zamrzlá jezera a řeky), mořský led, pevninské a mořské ledové masy (ledovce) a permafrost.

Teplota zemského povrchu se obvykle snižuje se stoupající vzdáleností od rovníku, proto je také kryosféra fenomén, týkající se především oblastí vyšších zeměpisných šířek. Přítomnost sněhu na Zemi je důležitá v široké škále prostorového i časového měřítka. V lokálním měřítku vstupuje kryosféra do interakce s životním prostředím, což se projevuje pozitivními i negativními směry. V globálním měřítku kryosféra reprezentuje významnou část klimatu.

Sníh je významným přírodním jevem i v našich klimatických podmínkách. Sněhová pokrývka ovlivňuje klimatické, ekologické i hydrologické poměry území. Srážky v zimním období se několik měsíců akumulují v povodí a potom se v relativně krátkém čase uvolňují, což má významný vliv nejen na kvantitativní, ale i na kvalitativní projev vodního cyklu. Z vodohospodářského hlediska se vliv sněhové pokrývky projevuje nejvíce na jaře a tání sněhu způsobuje, že z hlediska ročního rozdělení odtoku se maximum odtoku v našich tocích vyskytuje právě v jarních měsících. Odhad prostorových a časových změn sněhové pokrývky v souvislosti s možnou změnou odtoku je proto důležitou součástí studií týkající se vlivu změny odtoku. V této oblasti bylo vypracováno několik studií, jejichž zobecněné poznatky se zabývá následující odstavec.

Vliv sněhu na hydrologický režim souvisí s akumulací srážek v době chladného období, které trvá několik měsíců, a uvolněním akumulované vody v relativně krátkém období několik několika týdnů. I když názory na to, jestli už jsme v současnosti svědky existence klimatické změny nejsou v různých vědních oborech jednotné, všeobecně se uznává, že v posledních desetiletích došlo k růstu teploty vzduchu (Grabs, 1997) a právě teplota vzduchu má velký vliv na akumulaci a tání sněhu. V souvislosti s předpokládaným růstem teploty vzduchu se dá předpokládat, že dojde i ke změnám v prostorovém a časovém rozdělení sněhové pokrývky, což bude mít vliv i na průběh odtoku (Singh, 2001). Sněhová pokrývka v našich klimatických podmínkách by měla v budoucnu trvat kratší dobu (akumulace sněhu začne déle a tání dříve) a v menších nadmořských výškách by mělo být méně sněhu (Holko, 2005)

2.1 Význam sněhu a sněhové pokrývky

Pravidelné pozorování sněhových poměrů se na území Československa začaly už v padesátých letech 19. století. Od roku 1851 se na meteorologických stanicích zaznamenávaly dny se sněžením a měřila se vodní hodnota nového sněhu. Od roku 1871 se začala zaznamenávat i výška nového sněhu. Celková výška sněhu se začala zaznamenávat až od roku 1921 (Šamaj, 1981). Výraznější rozvoj poznatků o sněhu z hlediska klimatologie, hydrologie a lavin nastal po druhé světové válce.

Podobně jako ve světě i na našem území byla sněhová pokrývka nejdříve předmětem zájmu klimatologů. Údaje ze sítě stanic meteorologické služby (výška sněhu, datum prvního a posledního dne se sněhovou pokrývkou, trvání sněhové pokrývky, trvání různých výšek sněhu, atd.) byly a stále jsou vyhodnocované za různé období a pro různé území (Hrušková, 2006).

V padesátých letech 20. století byl u nás použitý váhový hustoměr a probíhalo testování měření hustoty sněhu přístrojem využívajícím radioaktivní izotopy. Na některých stanicích klasické pozorovací sítě se už vyhodnocovala i hustota sněhu váhovým hustoměrem. Velký rozvoj v hydrologii sněhu nastal od šedesátých let (Zelený, 1965). Systematický dlouhodobý výzkum v oblasti hydrologie sněhu se začal na ČHMU a tehdejším ústavu hydrauliky SAV provádět v letech 1963-67 (Kozlík, 1967). Postupně byla vypracována metodika měření charakteristik sněhu (Turčan, 1969). Vyhodnocovaly se poznatky o variabilitě výšky, hustoty a vodní hodnoty sněhu na různých územích (Holý, 1982) a začal se zkoumat vztah mezi vegetací, sněhovou pokrývkou a odtokem ze sněhové pokrývky, na což v oblasti Šumavy upozorňuje např. Chábera (1987).

V sedmdesátých letech věnovalo několik institucí pozornost i výparu ze sněhu (Petrovič, 1972) a vodohospodářskému významu lesa ve vztahu ke sněhové pokrývce (Zelený, 1975). Od druhé poloviny sedmdesátých let se začala věnovat větší pozornost implementaci sněhového modelu do srážko-odtokového modelu (Demek, 1976), jednalo se hlavně o vstup údajů o atmosférických srážkách a teploty vzduchu.

Od poloviny osmdesátých let se výzkum začal orientovat víc na kvalitativní otázky sněhové pokrývky spojené s akumulací síranů a dusičnanů ve sněhové pokrývce a jejich následné vyplavování v tavné vodě (Babiaková, 1985). Na začátku devadesátých let se výzkum v oblasti hydrologie sněhu (v angl. snow hydrology) utlumil a nové práce se objevují až na konci devadesátých let. Ty jsou věnovány

vyhodnocení dlouhodobých měření v experimentálních povodích (Stehlík a Bubeníčková, 2002), prostorové interpolaci měření sněhových charakteristik (Holko, 2001), modelování akumulace a tání sněhu (Kostka, 2001, Hrušková, 2006, Hančarová, 2006). Vznikly i práce zabývající se hodnocením dopadu možné změny klimatu na sněhovou pokrývku (Pecušová a kol., 2004). Řada prací se znova začala zabývat vlivem vegetace na sněhovou pokrývku (Havlík, 2008).

Výzkumy se opět začaly rozvíjet v posledních letech právě v době, kdy si společnost začala opět uvědomovat problémy spojené se sněhovou pokrývkou, jakou jsou problémy v dopravě, zatěžování stavebních konstrukcí a statik budov (Tolasz et al., 2007). Pravidelně se vyskytují problémy s přerušением vodičů elektrického napětí zejména v lesních prostorách, kde je způsobují polomy zapříčiněné právě velkým množstvím napadlého sněhu. V neposlední řadě je ohrožován majetek a zdraví obyvatel při povodňových situacích, v které může přerůst intenzivní tání sněhové pokrývky. Jak se bude chovat sněhová pokrývka při tání záleží také na samotných vlastnostech sněhu, kterými se zabývá následující kapitola.

2.2 Vznik a druhy sněhu

Při teplotě kolem 0 °C nebo nižší vznikají kondenzací vzdušné vlhkosti v troposféře ledové krystaly, které se obvykle spojují ve větší útvary – sněhové vločky. Krystalizují v šesterečné krystalické soustavě a základem jejich vzniku je přítomnost kondenzačního jádra, a to buď ve formě aerosolové částice, či ledového zárodku (Sobíšek et al, 1993). Ledové krystaly rostou zejména sublimací (srážením) molekul vodní páry na svém povrchu, méně často pak mrznutím přechlazených vodních kapek. Pokud ledový krystal dosáhne dostatečné hmotnosti, začne padat k zemi. Tím se mění podmínky jeho růstu a stoupá v něm koncentrace molekul vodní páry. Padáním se růst krystalu zrychluje.

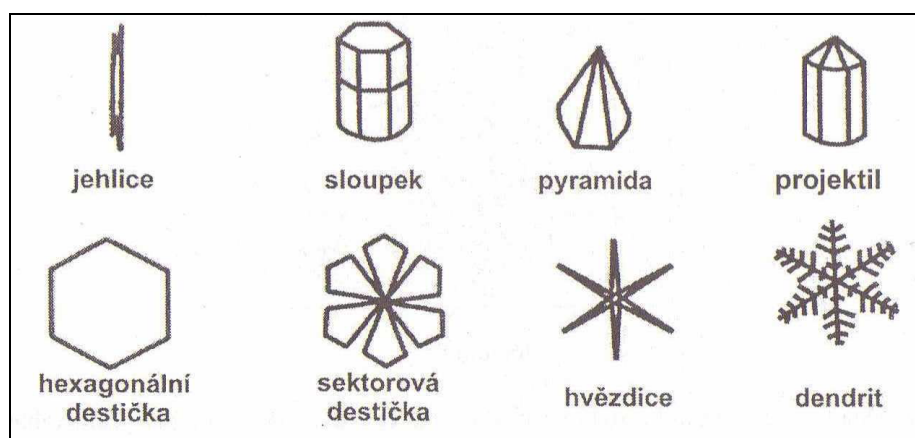
Dopadem sněhu na zem a jeho ukládáním vzniká pórovitá směs bez pravidelného uspořádání jednotlivých krystalů, nazývaná sněhová pokrývka. Vlastní přeměna krystalické struktury sněhu (metamorfóza), a tím i vznik různých druhů sněhu, začíná už v atmosféře. K významným změnám struktury sněhového krystalu ale dochází po dopadu na zem a končí odtáním sněhové pokrývky. Můžeme rozlišit tři druhy metamorfózy: destruktivní, konstruktivní a tavnou. Při destruktivní metamorfóze

dochází ke zmenšení objemu, a tím i zvýšením hustoty sněhu, tedy ke známému sesedání sněhu. Konstruktivní metamorfóza vzniká při nízkých teplotách (pod $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$), kdy dochází k rekrytalizaci uvnitř sněhové pokrývky. Nový druh sněhu, který při tomto procesu vzniká, se nazývá pohárkové krystaly. Při extrémně nízkých teplotách je rychlost metamorfózy velmi pomalá a téměř se zastavuje při teplotě $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$. Jestliže teplota naopak stoupne nad bod mrazu, vstupuje do systému tavná voda a její opětovné zmrznutí vede ke značnému zvětšení krystalů a zvýšení hustoty sněhu. Metamorfóza neprobíhá rovnoměrně, všeobecně prudší průběh má v počátečních stádiích, při vyšších teplotách vzduchu a prudkých výkyvech teplot vzduchu. Důsledkem metamorfózy sněhových krystalů je vznik vrstev sněhu ve sněhové pokrývce, který se nazývá diagenese. Časem dochází k sesedání vrstev ve sněhové pokrývce, kterým se snižuje pórovitost a zvyšuje se její hustota. V našich středoevropských středohorských podmínkách vydrží sněh v původním krystalickém tvaru, při průměrné teplotě vzduchu $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, nejdéle asi pět dnů po napadnutí. Díky pestřejšímu průběhu teplot vzduchu je různorodost sněhové pokrývky daleko větší v našich středohorských oblastech (do nadmořské výšky asi 1 500 m), než v oblastech velehorských.

V průběhu 20. století vzniklo mnoho různých klasifikací sněhu a sněhové pokrývky. V roce 1949 vznikla první Mezinárodní klasifikace sněhových krystalů a v roce 1952 první Mezinárodní klasifikace uloženého sněhu. Klasifikace uloženého sněhu zkoumá tvar a velikost sněhových zrn, teplotu, vlhkost, pórovitost, tvrdost a objemovou hmotnost sněhu.

V současné době se používá Mezinárodní klasifikaci sněhu z roku 1990 (ICSI), která umožňuje srovnání v různých oblastech celého světa. Sněhové krystaly padající na zem se dělí na osm hlavních skupin: sloupečky, jehličky, destičky, hvězdice, nepravidelné částice, krupky, kroupy a ledové kuličky (obr. 1). Pro zjednodušení se v ní dají rozlišit tři hlavní skupiny: suchý sněh, vlhký sněh a povrchové formy sněhu.

Obr. 1: Hlavní skupina sněhových krystalů



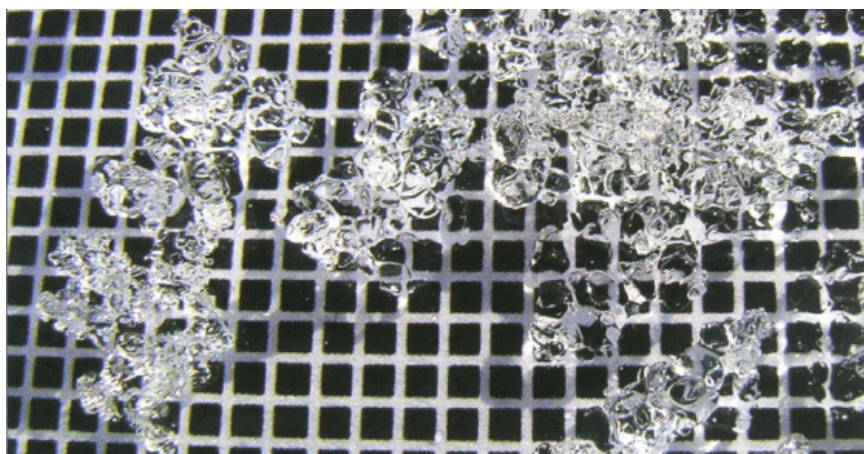
Zdroj: podle Curry a Webster (1999) in Jelínek (2008)

2.2.1 Suchý snůh

Suchý snůh dělíme podle stáří a stupně přeměny. Při teplotě nejvýše $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ a za bezvětří se ukládá pěřový snůh, který je suchý, velmi lehký a nesoudržný. Má velmi vysokou pórovitost (95–99 %), nízkou objemovou hmotnost ($10\text{--}30\text{ kg/m}^3$) a také nízkou vodní hodnotu. Krystaly tohoto snůhu jsou veliké a mohou se udržet po delší dobu ve své původní formě jen za úplného bezvětří a za velmi nízké teploty (minimálně -10 až $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$). Na našem území se vyskytuje poměrně vzácně se tento druh vyskytuje vzácně. Nejčastějším novým snůhem je prachový snůh, který se ukládá na povrchu při teplotách -3 až $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. Je opět velmi pórovitý (90–95 %) a velmi lehký ($30\text{--}60\text{ kg/m}^3$). Krystaly prachového snůhu jsou o něco menší než pěřového. Při teplotě okolo $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ padá ve formě sněhových vloček a vytváří vlhký prachový snůh. Další formou suchého snůhu je zlomkový (plstnatý) snůh, jedná se o upěchovaný snůh, který se nejčastěji vytváří vlivem mechanického tlaku větru. Krystaly upěchovaného snůhu jsou už velmi deformované, ale stále ještě znatelné. Je středně pórovitý (65–90 %) a středně těžký ($60\text{--}300\text{ kg/m}^3$). Upěchovaný snůh má mléčnou, matnou barvu, mnohdy až špinavě žlutou. Okrouhlozrnitý snůh, tvořený kulovitými krystaly, je přechodem mezi destruktivní a konstruktivní metamorfózou, tedy mezi zlomkovým a hranatozrnitým snůhem. Je bez lesku, matně bílý. Hranatozrnitý snůh má hranaté krystaly, které vznikají jako počáteční produkt konstruktivní metamorfózy. Vzniká při vysokém teplotním

se o poslední stadia sněhu na jaře, kdy teplota ovzduší stále přesahuje 0 °C. Stálá obleva dodává takové množství vody, že kapilární průduchy již nejsou schopny zadržet její pronikání k vlastnímu terénu. Sněhová pokrývka je proto dokonale provlhlá. Firn se mění v hrubozrnný, mokrý, rozbředlý sníh. Vrstvy nového sněhu se mění v jemnozrnný firn podobný mokré vatě – shnilý sníh. Na povrchu se tyto druhy sněhu vyznačují spodnicovým zbržděním, způsobeným odtékající vodou.

Obr. 3: Sněhový firn



Zdroj: foto Blahůt a Spusta (2009)

2.2.3 Povrchové tvary sněhové pokrývky

Povrchové formy sněhu vznikají zejména teplotními změnami v průběhu dne a noci a působením slunečního záření. Povrchová jinovatka vzniká za bezvětří krystalizací vodní páry ze vzduchu na chladnějším povrchu sněhové pokrývky nebo na chladných předmětech v terénu, které obaluje rovnoměrně ze všech stran.

Po jasných zimních nocích, kdy se ochladí vrstva vzduchu těsně nad zemí více než vyšší vzduchové vrstvy, se jinovatka někdy tvoří přímo ve vzduchu. Jinovatka, v závislosti na teplotě, vydrží velice dlouho (až několik týdnů). Ledová kůra vzniká oproti tomu za jasných mrazivých dnů, kdy mají sluneční paprsky dostatečnou sílu na roztopení povrchu sněhové pokrývky (Blahůt, 2009). Firnová zrna se spojí do drsné celistvé kůry, jejíž mocnost je závislá na délce a intenzitě slunečního záření a na teplotě ovzduší. Z ledové kůry může na jaře vzniknout hladké firnové zrcadlo. Ledová kůra má lesklý a mírně drsný povrch. Námraza, která je někdy nesprávně zaměňována s povrchovou jinovatkou, vzniká namrznáním kapiček mlhy hnaných větrem na návětrné

straně předmětů v terénu. Usazuje se do praporovitých útvarů, dorůstajících délky až několik decimetrů. Od jinovatky se liší absencí krystalických tvarů a tím, že se usazuje za větru, a to pouze na návětrných stranách předmětů (Blahůt, 2009). Posledním hlavním druhem povrchového sněhu je oblevová plástev (obr. 4), která vzniká na povrchu sněhové pokrývky jako důsledek oblevy dešťové, sluneční nebo fénové a v důsledku dalšího sněžení se přesunuje do nižších vrstev sněhové pokrývky. Vyvíjí se i v různé hloubce sněhového profilu jako důsledek pronikání tavné nebo dešťové vody kapilárními průduchy do hloubky a jejího zmrznutí v chladnější vrstvě. Oblevová plástev je lesklá, její struktura je obvykle ostře ohraničená, tvrdá, neprodyšná a se sousedními vrstvami sněhu se spojuje velmi zřídka. Tyto všechny faktory mají celkový vliv na tvorbu sněhové pokrývky a její tání.

Obr. 4: Oblevová plástev v povodí Rokytky dne 19.4.2009



Foto: autor

2.3 Základní charakteristiky sněhové pokrývky

Základní charakteristiky z hydrologického hlediska jsou **výška** (výška sněhové pokrývky, výška nového sněhu a celková výška sněhové pokrývky), **hustota a vodní hodnota**.

Nejčastěji používanou charakteristikou sněhové pokrývky je její výška. Výška sněhu se na stanicích meteorologické služby měří v 7 hodin ráno. Za sněhovou pokrývkou se považuje vrstva sněhu s výškou nejméně 0,5 cm. Výška sněhu se udává

s přesností na celé centimetry. Důležitou je však již zmiňovaná vodní hodnota sněhu. Vodní hodnota sněhu představuje výšku vrstvy vody, která by vznikla na daném místě roztáním sněhu (udává se v milimetrech), resp. poměr hmotnosti sněhu k jeho objemu ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$). Všechny údaje se dají navzájem porovnávat, např. jestliže 1000 cm^{-3} sněhu má hmotnost 250 g, po roztání vydá 250 cm^3 vody a jeho vodní hodnota je 2,5 mm ($0,25\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$). Kdyby byla výška sněhu 60 cm, jejím roztáním by vznikla vrstva vody $600\text{ mm} \cdot 0,25 = 150\text{ mm}$ (Encyklopedie Země, 1983).

Vodní hodnota sněhu lze vyjádřit i jako podíl objemu vody roztáté z odpovídajícího objemu sněhu, popř. jako podíl výšky vodního sloupce vody roztáté z příslušné výšky sněhu. Získaná hodnota se uvádí jako bezrozměrné číslo či v procentech. V dalším textu bude tato charakteristika nazývána jako relativní vodní hodnota (sněhu či sněhové pokrývky).

2.4 Vývoj sněhové pokrývky

Z hlediska časového vývoje charakteristik sněhu rozeznáváme období *akumulace*, *zrání* a *tání*. Hustota sněhu se mění s jeho věkem, a s tím související metamorfózou (ulehnutím, změnou velikosti zrna, obsahem vody apod.). Typické hodnoty staršího sněhu, jak bylo zmíněno v kapitole 2.2, jsou v horských povodích mezi $200\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ v lednu až po $400\text{--}500\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ v dubnu. Hustota nového sněhu je o hodně nižší. Maxima vodní hodnoty sněhové pokrývky se vyskytují od února do dubna (v závislosti na nadmořské výšce). Z výzkumů je patrné, že v posledním desetiletí se období maximální akumulace zásob vody ve sněhové pokrývce posunulo z konce února a začátku března na druhou polovinu března až začátek dubna (Havlík, 2008). V posledních letech bývá do ledna sněhová pokrývka nízká, únor je často srážkově chudý a dlouhodobě trvající nízké teploty vzduchu spolu s vydatnými srážkami umožňují vznik významnějších zásob vody ve sněhové pokrývce až v jarním období.

Během trvání sněhové pokrývky na ní působí řada energetických toků, které mění fyzikální vlastnosti sněhové pokrývky. Jelikož není působení energetických toků v prostoru rovnoměrné, dochází k dalšímu zvyšování heterogenity i v prostorovém rozložení charakteristik sněhové pokrývky (tedy pochopitelně i pro hydrologii klíčové

vodní hodnoty sněhu). Na diagenезi sněhu se dále podílí působení větru a gravitační síly Země.

Dle Singha (2001) jsou hlavními energetickými toky působící na sněhovou pokrývku:

- absorbované přímé i nepřímé sluneční záření
- dlouhovlnné terestrické záření a záření atmosféry
- latentní teplo dodávané či uvolňované při změnách skupenství vody ve sněhové pokrývce
- energie dodaná srážkami dopadajícími na sněhovou pokrývku
- konvekce tepla ze vzduchu
- kondukční přenos tepla z půdy

Na lokální úrovni lze největší heterogenitu v dávkách přijímané energie zaznamenat u energie z přímého slunečního záření. Množství této energie, které dopadá na konkrétní místo sněhové pokrývky je značně ovlivněno fyzicko-geografickými faktory, kterým se věnuje kapitola 2.5.

Tak jak se během doby mění hustota sněhu, mění se i další fyzikální parametry. Snižuje se albedo, zvyšuje se tvrdost (Singh, 2001). Sníh je stále ovlivňován působením větru. Ten kromě další redistribuce sněhu v prostoru způsobuje zvýšení úbytku sněhu sublimací. V závislosti na meteorologických podmínkách mohou tyto ztráty (sublimací pouze ze sněhu ve vznosu) dosahovat až prvních desítek milimetrů vodní hodnoty sněhu za rok (Cline, 1999).

V případě, že teplota vzduchu vzroste nad 0 °C, je celý proces diagenезe sněhu ovlivněn výskytem tavné vody, stejně jako při vypadávání dešťových srážek na sněhovou pokrývku. Opětovné zamrzání vody spolu s dalšími vlivy má za následek tvorbu charakteristických vrstev ve sněhové pokrývce, které se navzájem liší některými fyzikálními vlastnostmi, a lze díky nim odlišit případný výskyt krátkodobých oblev během zimního období. Metamorfózu sněhu tak obecně můžeme dělit na suchou, bez přítomnosti kapalné vody, a vlhkou, přítomnost vody v kapalném skupenství (Cline, 1999). V závislosti na typu metamorfózy, chodu teplot a dalších fyzikálních parametrech pak přeměnou vzniká sníh rozdílných zrnitostních kategorií. Zrnitost sněhu přitom do značné míry determinuje vlastnosti sněhové pokrývky (Singh, 2001).

Značně problematická je kvantifikace výparu obecně a u výparu (sublimaci) ze sněhu je její určení ještě obtížnější. Představu o konkrétních hodnotách množství výparu za různých teplotních podmínek přináší tab. 1. Kromě rozdílu napětí par

a teplotě je množství výparu závislé sluneční radiaci, působení větru a fyzikálních parametrech sněhové pokrývky, zejména hustotě a tepelné vodivosti (Kemel, 2000).

Teplotní profil vrstvou sněhové pokrývky pak dokumentuje např. Cline (1999). Při její dostatečné tloušťce je svrchní část nejvíce ovlivňována teplotou vzduchu a s ohledem na denní chod teplot může vykazovat odpovídající kolísání, jehož amplituda se směrem k půdnímu podloží zmenšuje. Díky izolačním vlastnostem sněhu si pak udržuje téměř konstantní teplotu blízkou 0 °C.

Tab. 1: Měsíční výpar ze sněhové pokrývky

Teplota vzduchu [°C]	0	-1	-2	-3	-4	-5	-7	-10	-15	-20
Výpar [mm/měsíc]	30	27	24	22	20	17	12	7	4	3

Zdroj: podle Poljakova in Jelínek (2008)

2.5 Fyzicko-geografické faktory ovlivňující vznik a vývoj sněhové pokrývky

Z prostorového hlediska poukázala expediční měření v pramenných oblastech Otavy na rozličný vliv nadmořské výšky, expozice a vegetace při akumulaci sněhové pokrývky. Podle Hříbika (2006) však růst vodní hodnoty sněhu nesouvisí s nadmořskou výškou lineárně, ale nad hranicí lesa se růst vodní hodnoty s výškou snižuje a maximální hodnoty nedosahuje na nejvyšších místech povodí, nýbrž níže, což souvisí se změnou gradientu srážek v souvislosti s nadmořskou výškou (zmenšování srážek od určité nadmořské výšky), tento efekt je nazýván sněhový drift. Vliv vegetace (lesa) na vodní hodnotu sněhu není vždy stejný, ale v zásadě se mění v období akumulace a v období tání sněhu.

2.5.1 Vliv vegetace

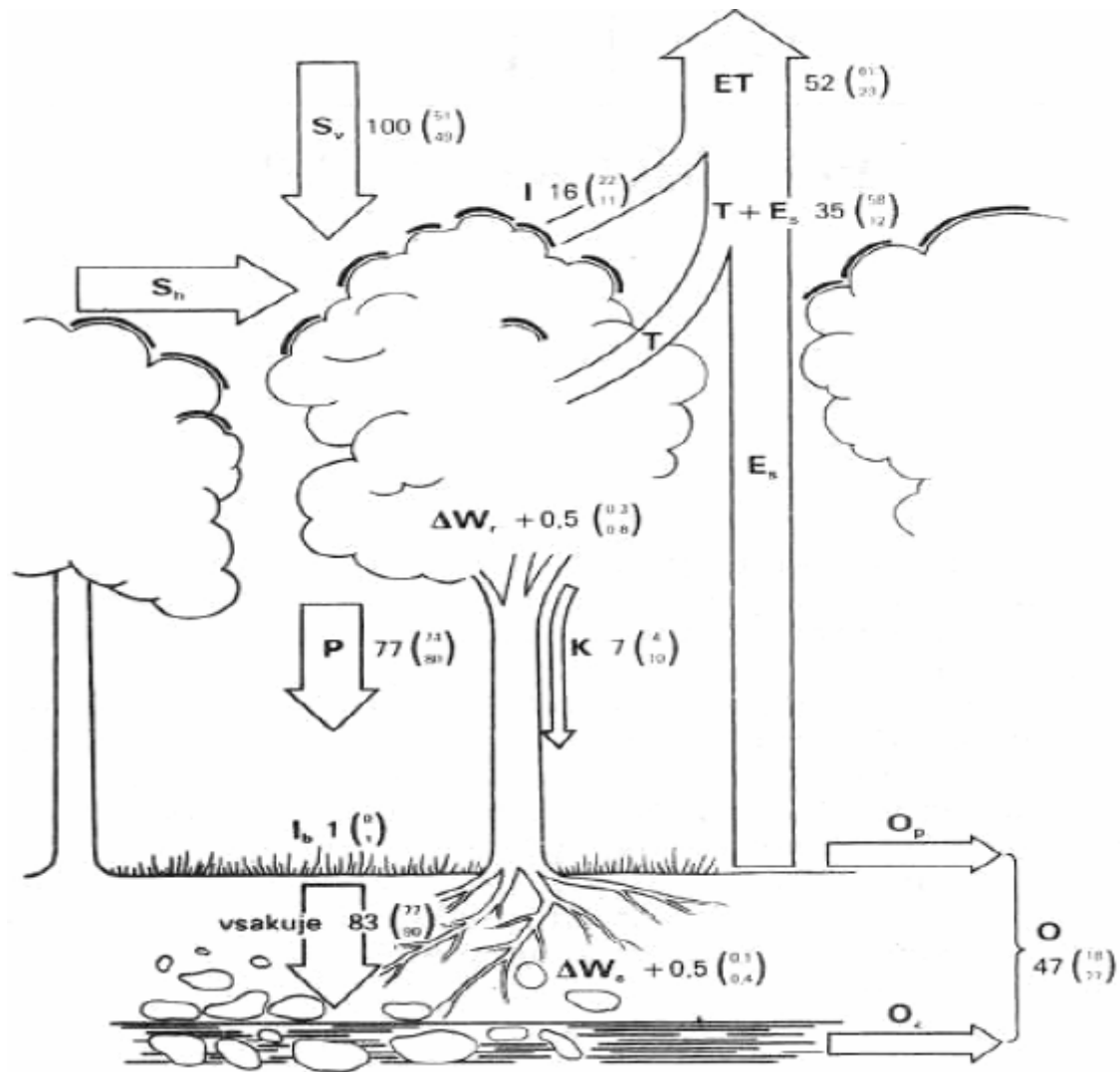
Vliv lesních porostů na sněhové poměry je nesporně značný a jeho praktický význam z hlediska hydrologických účinků roste tak, jak se v ročním úhrnně atmosférických srážek zvyšuje podíl srážek ve tvaru sněhu. Vliv lesa na sníh a jeho praktický význam pro hydrologické účinky závisí hlavně na klimatické oblasti. Tam, kde mají sněhové srážky značný podíl na celkovém objemu srážek, jako je Kanada,

oblast Sibiře nebo Skandinávie, ale i horské oblasti, má sníh podstatný vliv na režim i množství odtoku při tání, utváření povodní a na hydrologický režim řek a krajiny.

Působení lesa na sníh je také velmi rozdílný, pokud jde o kontinentální nebo oceánský charakter zimního počasí. V případě kontinentálního charakteru zimy probíhá po celou zimu akumulace sněhu bez přerušení oblevou a rozdíly v hromadění zásob vody ve sněhu mezi lesem a volným terénem závisí především na intercepci tuhých srážek (resp. na tvorbě horizontálních srážek v horském lese) a na účinků tepla na volný terén. V případě oceánského charakteru zimy, akumulaci sněhu častěji přerušují oblevy, které zapříčiňují zmenšování celkové výšky sněhu a zásob vody ve sněhové pokrývce, zejména na otevřených místech, kde bývá všeobecně vyšší intenzita tání sněhu. Na těchto místech může sněhová pokrývka zcela zmizet, a potom se zase vytvořit. Akumulační vlastnosti lesa jsou potom závislé především na jeho složení, ale i na délce oblevy. Např. nastane-li chladnější období se sněžením hned poté, co roztaje sníh v lesích, může se projevit hromadění sněhu v lese výrazněji než ve volném terénu (Krečmer a Fojt, 1972).

Při rozboru problematiky sněhové pokrývky je velmi důležitý intercepční proces zachytávání sněhu v korunách stromů, který je podstatně jiný, než u srážek kapalných. V tomto směru je potřebné rozlišovat intercepci okamžitou, tj. intercepci spojenou s činiteli působícími v době srážky a intercepci celkově spojenou s několika činiteli v delším období. Na obr. 5 je znázorněna roční intercepce v dubovém porostu, kde všechny údaje vyjadřují procenta, protože část sněhu, původně zachycená v korunách stromu, se dostává na zem vlivem sfoukávání sněhu a vlivem teploty (skapávání vody ze sněhu při kladných teplotách) (Hrušková, 2006).

Obr. 5: Intercepce v korunách stromů



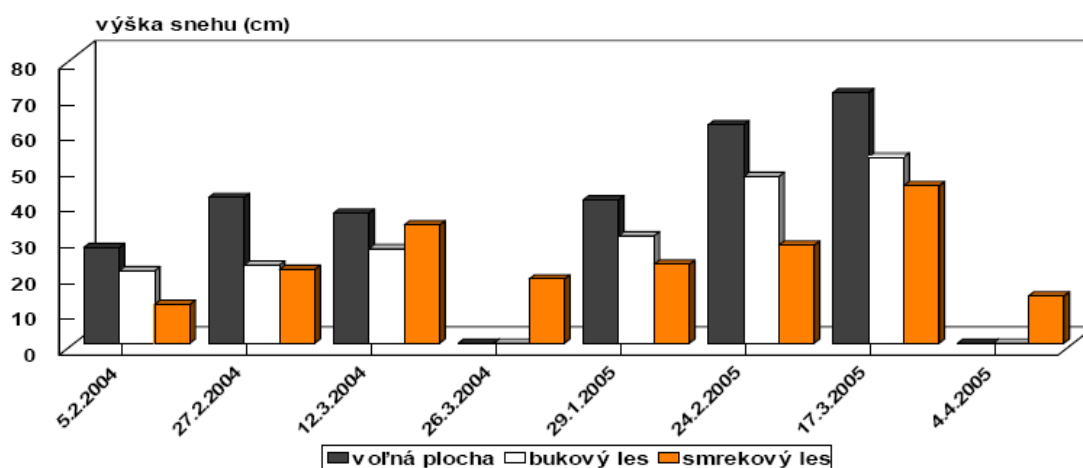
Zdroj: Slavíková (1986)

Lesní mikroklíma ovlivňuje sněhovou pokrývkou snížením intenzity tání oproti bezlesí, díky menší účinnosti teploty vzduchu na tání sněhu, vyloučením odvětrání sněhu a celkově pomalejší metamorfózou sněhu. Za určitých období tak může docházet k tomu, že les má větší zásobu vody oproti volnému terénu (Zelený, 1965). Také lesní hospodaření má velký vliv na ukládání a tání sněhu, dále na promrzání a rozmrzání půdy a následné utváření odtoku. V lesních porostech, kde je možná hospodářská těžba (v povodí Otavy se jedná o II a III. zónu NP), se zásoby sněhu obvykle větší než v oblastech těžbou nedotknutých. Se zvyšováním intenzity průřezových aktivit se zvyšuje výška sněhové pokrývky i zásoba vody ve sněhu. V modelovém povodí

Otavy tato skutečnost zcela neplatí a to z důvodu napadnutí lýkožroutem smrkovým právě bezzásahové oblasti I. pásma NP Šumavy.

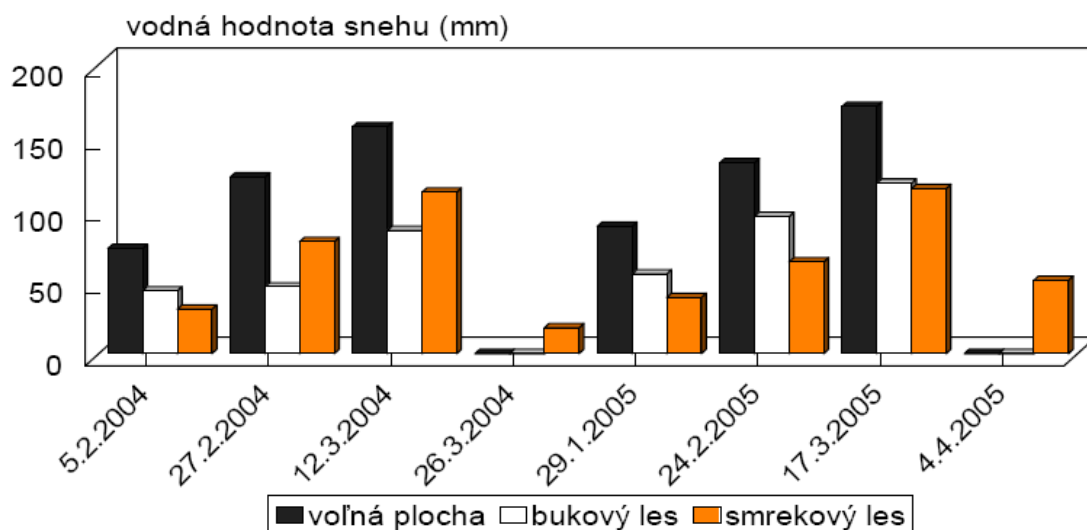
Na propouštění sněhových srážek k povrchu půdy má také velký vliv druh a struktura porostu. Pro svoji vyšší intercepční schopnost zadržuje jehličnatý víceletý les větší množství srážek než les listnatý stejného stáří (Zelenka, 1975). Vliv složení porostu na výšku sněhu a vodní hodnotu vidíme na obr. 6 a 7.

Obr. 6: Rozdíl výšky sněhu ve volném terénu, v bukovém a smrkovém lese



Zdroj: Hříbik (2006)

Obr. 7: Rozdíl vodní hodnoty sněhu ve volném terénu, v bukovém a smrkovém lese



Zdroj: Hříbik (2006)

Les má podstatný vliv nejen na ukládání sněhu, ale i na jeho tání. Pod korunami stromů trvá tání sněhu déle s menší intenzitou než v otevřeném terénu. Základními faktory pomalejšího a delšího tání sněhu v porostech je ztráta radiační energie v korunách stromů a malá intenzita výměny tepla mezi ovzduším a sněhem, v důsledku sníženého proudění vzduchu. Při druhové skladbě vegetace je také, stejně jako u akumulace, rozhodující podíl jehličnanů, např. příměs smrkového porostu k listnáčům snižuje intenzitu a prodlužuje délku tání sněhové pokrývky (Krečmer, 1984). To samé se projevuje i v borovicovém porostu. Nejpodstatnější rozdíl v trvání a intenzitě tání sněhu mezi volným terénem a lesem se projevuje ve smrkových a jedlových porostech. Intenzita tání je tu 2 až 9x menší a délka trvání tání sněhové pokrývky je o 20-30 dní delší (Lundquist, 1982). Na severních svazích se vliv lesa na době tání sněhu projevuje méně než na jižní svazích. V lesních porostech stejné druhové skladby, intenzita tání sněhu roste, avšak jeho trvání se zmenšuje podle zmenšování zápoje (vzájemný dotyk a prolínání větví). Vyšší intenzita tání, např. v listnatých porostech v porovnání s jehličnany však neznamená, že sněhová pokrývky se v nich roztaje dříve. Vlivem vyšší vodní hodnoty v bukovém porostu oproti smrkovému se sníh roztopí dříve právě ve smrkovém porostu, i když s nižší intenzitou (Krečmer, 1984). Velký význam při tání má také věk lesních dřevin. V kosodřevinách a v dospívajících smrčínách, které se obvykle vyznačují hustým zápojem, trvá tání sněhu déle oproti mladinám a dospělému porostu. Neméně významný pro intenzitu a trvání tání sněhu je i kvalita porostu a způsob hospodaření. Při lesních průřezech a pečlivě vybíraných lokalit těžby se intenzita tání a jeho doba trvání mění jen o malé hodnoty, tak na mýtinách a kůrovcových ložiskách vzrůstá intenzita tání sněhu 1,5 až 2x (Hrúbik, 2006).

Detailnější rozbor odtoku ze sněhové pokrývky a problematikou tavné vody v krajině se zabývá následující kapitola.

2.6 Modely modelující tání sněhu

Tání sněhu a jeho následná modelace je velice složitý proces. Ačkoliv ho z fyzikálního hlediska známe dobře, úplný matematický opis by vedl k složitým modelům, které by v praxi byly nepoužitelné. Při modelování sněhové pokrývky je proto nevyhnutelné zavedení zjednodušujících parametrizací skutečných procesů.

K tomu je zapotřebí podrobně poznat srážko-odtokové faktory nastíněné v následující kapitole.

2.6.1 Srážko-odtokový proces

Srážko-odtokový proces je z hydrologického hlediska hlavní podmínka zachování vyrovnaného stavu vody v krajině. Lze ho vyjádřit základní bilanční rovnicí oběhu vody :

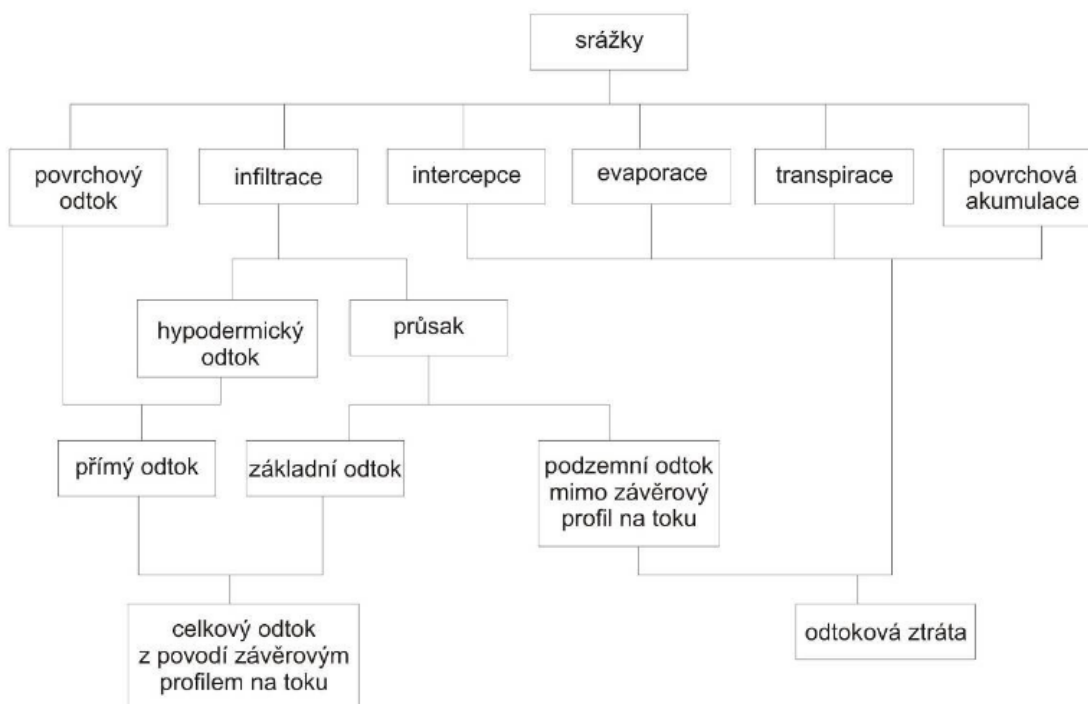
$$P = AES + TQ + \Delta W \quad (3.1)$$

kde,	P	výška srážek	(mm)
	AES	výška územního výparu	(mm)
	TQ	výška celkového odtoku	(mm)
	ΔW	výška odtokové ztráty (je vyjádřena zvýšením nebo snížením zásoby	
		Povrchové a podpovrchové vody)	(mm)

Výška celkového odtoku je dána součtem výšek přímého (povrchového a hypodermického odtoku) a základního (podzemního) odtoku (Kovář, 2000). Pro pochopení základních procesů, které následně vstupují do srážko-odtokového modelu, stačí stručná charakteristika (obr. 8).

Schéma odtokového procesu by se dalo popsat takto: voda z atmosférických srážek se částečně vypaří do atmosféry – přímý výpar. Část se zadržuje intercepceí na vegetaci a povrchu terénu (později se také vypaří – evapotranspirace). Další se vsákne do půdy (infiltrace) a podílí se na oběhu v půdě, tj. část se vydá na transpiraci vegetace, část odtéká podpovrchovým (hypodermickým) nebo základním odtokem do hydrografické sítě nebo doplňuje zásoby podzemních vod. Voda, která nebyla zachycena na povrchu vegetace či terénu ani neinfiltrovala do půdy, stéká po povrchu a vytváří povrchový odtok (Cudlín, 1999).

Obr. 8: Schéma srážko-odtokového procesu



Zdroj: <http://www.nohrsc.nws.gov>, upraveno

2.6.2 Proces tání sněhu

Tání sněhu je proces, který je řízený tokem energie, hlavně na rozhraní povrchu sněhové pokrývky a atmosféry.

Základními činiteli v tomto procesu je dopadající sluneční záření a vyzařování povrchu sněhu. V závislosti na hustotě sněhu je až 80 % slunečního záření dopadajícího na sněhovou pokrývku absorbováno v hloubce 5–15 cm. Absorpce solární radiace ovšem zdaleka není plynulá, nýbrž závisí na celé řadě činitelů: zeměpisná šířka, roční období, hodina, aktuální meteorologická situace, vegetační kryt, sklonitost povodí, expozice a reflektivita sněhové pokrývky. Systémy GIS využívají analýzy k výpočtu různých fyzicko-geografických charakteristik povodí.

Dalšími činiteli v procesu tání jsou:

- tok energie mezi půdou a sněhovou pokrývkou
- energie dodaná dopadajícími srážkami
- energie podílející se na sublimaci a kondenzaci na povrchu sněhové pokrývky
- energie odvedená odtokem vody z tajícího sněhu

Pro tání sněhu je důležité tzv. dozrávání sněhu – postupný růst průměrné teploty sněhové pokrývky. Když tok energie ve sněhové pokrývce způsobí stav, že její teplota dosáhne obecně 0 °C, další dodaná energie způsobí tání části sněhové pokrývky. Sněhová pokrývka taje shora. Roztátá voda infiltruje do zůstávající sněhové pokrývky, kde buď zamrzne, nebo proudí skrz až na povrch terénu. Infiltrace vody, její zamrznání a rozmrznání způsobují vznik ledových vrstev. Tající sněhová pokrývka obsahuje obvykle 2-5 % vodního objemu. V případě, kdy tání výrazně převyšuje kapacitu možného odtoku, může tento objem pro krátké období dosáhnout až 10 %.

Akumulace vody v tající sněhové pokrývce a její transformační účinek jsou často v procesu odtoku považovány za zanedbatelný jev a modelování tání sněhu je s ohledem na infiltraci a povrchový odtok v zásadě řešeno na základě analogie generování vstupní srážky. Sněhové modely jsou z těchto důvodů obvykle formulovány ve zpětné vazbě na výpočet časových řad (srážek) jako vstupních veličin modely srážko-odtokového vztahu. Standardně prováděná měření změn vodního ekvivalentu neposkytují dostatečně přesnou představu o hodnotě odtoku z tání sněhu a to z hlediska časového ani prostorového (Krejčí, 2000).

Určování odtoku vody pomocí exaktních metod je z praktického hlediska důležitější než terénní měření výšky sněhu, případně vodního ekvivalentu. Je jasné, že sběr dat a následná analýza je procedura, která je těžce automatizovatelná a časově náročná. Pravidelnému vkládání dat do sněhového modelu, a sice naměřených charakteristik sněhu z předem vybraných, reprezentativních lokalit ovšem nic nebrání.

V oblasti stanovení navrhovaných průtoků je kladem numerické simulace především možnost extrapolace extrémních odtoků na základě poznání fyzikálních zákonitostí procesu tání (Krejčí, 2000). Měření charakteristik sněhové pokrývky zůstává stále hlavním nástrojem pro odhad přítoků při jarním plnění nádrží s čím souvisí i prevence před vznikem povodní.

2.6.3 Metody modelující tání sněhu

Nejjednodušší a nejrozšířenější metodou je využití tzv. *degrese-day* faktorů v rámci metody *teplotní indexace*. Obecně uplatňují pouze časové řady teplot vzduchu jako vstupní veličinu modelu. Degree-day faktory mají empirický charakter, závisí na ročním období, stupni zalesnění a na nadmořské výšce.

V období dešťových srážek vyšších intenzit se význam komponenty tání snižuje. Velikost odtoku z tání sněhu může případně i klesnout pod hodnotu chyby srážkových měření. Během přívalových dešťů, provázených silnou turbulencí vzduchu, jsou složky krátkovlnné solární radiace zanedbatelné, převládá vliv konvekce, dlouhovlnné radiace a kondenzace par. Parametrizace procesů, odvozující odtokové množství z tání od dešťové intenzity je experimentálně obtížně verifikované (Krejčí, 2000). Nejvěrnější převedení reality poskytuje metoda energetické bilance, jenž představuje *Andersenův model*.

Metoda teplotního indexu

Mezi nejjednodušší modely patří tzv. indexové metody, při kterých se využívá vztah mezi táním sněhu a nějakou lehce měřitelnou charakteristikou, která využívá korelaci k energetické bilanci sněhové pokrývky, nejčastěji formou teploty vzduchu. Uplatňuje zjednodušení parametrů sněhové pokrývky. Nevýhodou je, že nedokáže využít procesy ovlivněné výměnou tepla. Metoda teplotní indexace je ale stejně jednou z nejpoužívanějších pro modelování tání sněhu a to z několika praktických důvodů (Hock, 2003):

- široká dostupnost teplotních dat
- možnost relativně jednoduché interpolace
- možnost jednoduché předpovědi teploty vzduchu
- dobré výsledky modelu navzdory jeho jednoduchosti
- jednoduchý výpočet
- možnost doplnění dalších parametrů

Teplota vzduchu ve sněhovém modelu je použita jako index pro výměnu energie na rozhraní sněhová vrstva-vzduch. Během procesu tání je teplota sněhu $\geq 0^{\circ}\text{C}$. Energie dodaná dlouhovlnným zářením je lineární funkcí teploty vzduchu, proto existuje shoda mezi slunečním zářením a teplotou atmosféry.

Mnoho studií odhalilo vysokou korelaci mezi roční ablací a teplotou vzduchu nad bodem mrazu. Některé studie pozorovali korelační koeficient až 0,96. Proces tání sněhové pokrývky je ovlivněný mnoha faktory, které jsou specifické pro každé povodí v prostoru a čase. Měřené hodnoty (teplota sněhu, objem vody z roztátého sněhu apod.) kolísají se změnou ve vlastnostech sněhu, tzn. dobou tání. Metoda uplatňuje degree-day faktor (koeficient tání), který je stanoven na základě trvání sněhové pokrývky, na nadmořské výšce a zeměpisné poloze, vegetačním pokryvu, zastíněnosti, dešťových

podmínkách, sklonu reliéfu aj. Je definován jako poměr výšky vodního sloupce vzniklé táním sněhu za jednotku času k průměrné hodnotě kladných teplot vzduchu v tomto časovém intervalu. Hodnota teplotního faktoru představuje odtékající část vody ve sněhové pokrývce při zvýšení teploty o 1 °C za jednotku času. Degree-day faktor je vlastně přepočtení faktor pro sníh, jak moc odtává.

Anderson (1976) vytvořil model akumulace a tání sněhové pokrývky a stanovil hodnotu degree-day faktoru na 5,40 mm.°C⁻¹.den⁻¹. Následně byla konstanta empiricky stanovena mnoha autory (Skalská, 2006) a pohybuje se v rozmezí od 2,5 – 13,8 mm.°C⁻¹.den⁻¹ v závislosti na výše uvedených podmínkách. Pozorované hodnoty degree-day faktoru v různých částech světa jsou ukázány v tab 2.

Tab. 2: Pozorované hodnoty degree-day faktoru

Místo	DDF sněhu	DDF ledu	zem. šířka	nadm. výška	Doba trvání
Aletschgletscher (Švýc.)	5,3		46°27's.š.	3366	3.8. - 19.8. 1973
Morenoglacier (Arg.)		7,1	50°28'j.š.	330	12.11.1993 - 1.3.1994
ledovec John Evans (Kan.)	5,5		79°40's.š.	260	27.6. - 29.6. 1996
	3,9			820	23.5. - 1.7. 1998
	2,7			1180	31.3. - 19.7. 1998
Alfotbreen (Nor.)	4,5	3,0	61°45's.š.	850 - 1400	1961 - 1990
Hellstugubreen (Nor.)	3,5	5,5	61°34's.š.	1450 - 2200	1961 - 1990
Nigardsbreen (Nor.)	4,0	5,5	61°41's.š.	300 - 2000	1961 - 1990
	4,4	6,4			1964 - 1990
Storglaciären (Swe)	3,2		67°55's.š.	1550	5.7. - 7.9. 1993
		6,4		1370	19.7. - 27.8. 1994
		5,4		1250	9.7. - 4.9. 1994
Vestfonna (Špicberky)		13,8	~80°s.š.	310 - 410	26.6. - 5.8. 1958
Satujokull (Island)	5,6	7,7	~65°s.š.	800 - 1800	1987 - 1992
ledovec Dokriani	5,9		31°45's.š.	4000	4.6. - 6.6. 1995
ledovec Rakhiot		6,6	35°22's.š.	3350	18.6. - 6.8. 1996
Nordboglacier		7,5	61°28's.š.	880	415 dnů (1979 - 1983)
<u>Místa bez ledovců</u>					
Gooseberry Creek (USA - Utah)	2,5		~38°s.š.	2650	23.4. - 9.5. 1928
12 míst ve Finsku	2,8 - 4,9		60~68°s.š.		1959 - 1978

Zdroj: upraveno dle Hock (2003)

Metoda teplotního indexu vychází z jednoduché rovnice, kde množství roztátého sněhu M je přímo úměrné rozdílu teploty vzduchu a prahové teploty, nad kterou začíná tát sněhová pokrývka a koeficientu tání (degree-day faktor).

$$M = DDF (T - T) \quad (3.2)$$

kde, M	výška tání z povodí za jednotku času	(mm)
DDF	degrese-day faktor	(mm.°C ⁻¹ .den ⁻¹)
T	teplotní index vzduchu	(°C)
T	základní (prahová) teplota	(°C)

K výpočtu teplotního indexu vzduchu během tání sněhu je nejčastěji používána průměrná denní teplota, která může být vypočítána několika způsoby (Skalská, 2006).

$$1) \quad T_1 = \sum \frac{T_i}{n_i}$$

$$2) \quad T_2 = \frac{(T_{\max} + T_{\min})}{2}$$

$$3) \quad T_3 = \frac{(2T_{\max} + T_{\min})}{3}$$

Další metodou pro získání teplotního indexu sestavil Martinec (1977 in Singh, 2001) na základě empirických vztahů, podle hustoty sněhu (p_s a p_w je hustota sněhu a vody):

$$DDF = 11,0 \cdot p_s / p_w \quad (3.2.1)$$

Časový interval využitý pro zapojení teploty do procesu tání je obvykle denní. Jiné časové intervaly, jako je hodinový nebo měsíční, mohou být využity pro stanovení teplotního faktoru DDF (Hock, 2003). Existují také různé variace degree-day metody, a to buď pro jednu, nebo více teplotních zón, které jsou rozloženy vertikálně v prostoru (Beven, 2001).

V některých programech zaměřených na modelaci tání sněhové pokrývky (HEC-HMS) bývá metoda teplotního indexu poněkud sofistikovanější, protože uvažuje i vliv dešťových událostí během tání sněhu, což je jeden z nejvýznamnějších činitelů

odtoku při tání sněhu (Skalská, 2006). Obecně vychází z jednoduchého poznatku, že teplotní bilance sněhu má 2 fáze:

teplota je menší nebo rovna 0 °C - sníh netaje

teplota je větší než 0 °C - sníh taje

V období, kdy sněhová pokrývka netaje, mohou nastat změny v závislosti na teplotě sněhu a okolní atmosféry – sníh je buď ochlazován, nebo oteplován. Deficit tepla ve sněhové pokrývce (reprezentovaný ekvivalentem vody v mm) je příčinou dodání tepla nutného k oteplení sněhové pokrývky – dochází ke „zrání“ sněhu. Změna v tepelné bilanci je založena na rozdílu ATI (předchozího teplotního indexu) a teploty okolní atmosféry (T_a), podobně jako by tomu bylo při změně teploty během srážek. Pokud je teplota atmosféry menší nebo rovna 0°C, je změna teploty povrchu sněhu (DHs) vyjádřena rovnicí:

$$\Delta H_s = NDDF(ATI - T_a) - \frac{S_f T_a}{160} \quad (3.3)$$

kde,	ΔH_s	změna teploty sněhu	(mm)
	NDDF	záporný degree-day faktor	(mm.°C ⁻¹ .den ⁻¹)
	ATI	předchozí teplotní index	(°C)
	T_a	teplota vzduchu	(°C)
	S_f	množství napadlého sněhu za jednotku času	(mm)

ΔH_s a S_f jsou reprezentovány vodním ekvivalentem sněhu v mm.

Hodnota záporného degree-day faktoru (ekvivalent kladného, značí, jak moc sníh mrzne) se zvyšuje během ablace. Svým průběhem se podobá sinusoidě mající maximum v hodnotě 0,5 mm.°C⁻¹.den⁻¹. V případě, kdy je teplota vzduchu větší než 0 °C, je deficit tepla redukován táním, které nastane. Index předchozí teploty ATI byl zaveden kvůli eliminaci extrémních hodnot časových řad, které vstupují do modelu. Je založen na rovnováze přechodného proudění tepla. Hlubší specifikací problému se věnuje např. Anderson (1976). Model tání sněhu v programu HEC-HMS rozděluje ATI index na období, kdy je teplota menší nebo rovna 0°C (ATI-coldrate) a období, kdy je teplota větší než 0°C (ATI-meltrate).

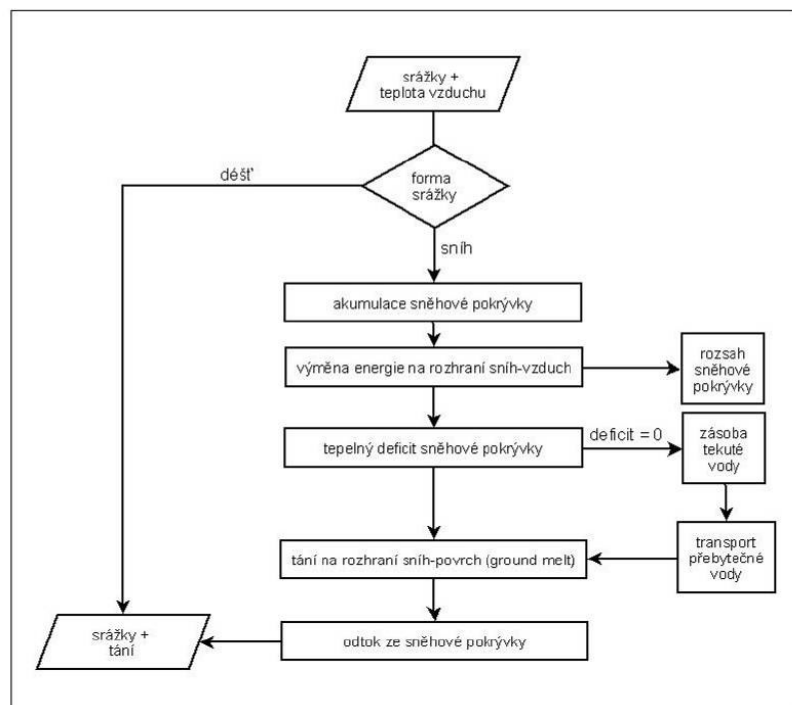
Základní rovnice se může modifikovat zavedením dalších proměnných, např. charakteristikami větrných poměrů, slunečního záření, aby lépe odrážela podmínky tání sněhu.

Mnoho operačních modelů v dnešní době využívá pro účely simulace tání sněhové pokrývky metody teplotního indexu, např. HBV – model, SRM – model, UBC – model nebo HYMET – model. Jelikož je zaručena relativně vysoká přesnost počítaných procesů, bývají metody teplotního indexu pro modelování procesu tání komponovány do komplexních hydrologických modelů, HEC-HMS, SWAT, AGNPS, HYDROG.

Metoda energetické bilance – Andersenův model

Byl vyvinutý E. Andersenem v Hydrologic Research Laboratory na základě energetické bilance sněhu. Je to koncepční model, tzn., že matematickými vztahy jsou vyjádřeny veškeré významné fyzikální procesy, jenž ovlivňuje akumulaci a tání sněhové pokrývky. Detailnější popis uvádí Anderson (1976). Pro názornost modelu je v obr. 9 uveden vývojový diagram.

Obr. 9: Vývojový diagram Andersenova modelu



Zdroj: Anderson (1976)

Výměna energie probíhá na rozhraní sněž-vzduch. Základní rovnice energetické bilance sněžové pokrývky:

$$\Delta Q = Q_n + Q_e + Q_h + Q_g + Q_m \quad (3.4)$$

kde, ΔQ	změna zásoby tepla ve sněžové pokrývce	(J.m ⁻²)
Q_n	přenos radiace	(J.m ⁻²)
Q_e	přestup skupenského tepla	(J.m ⁻²)
Q_h	přenos tepla	(J.m ⁻²)
Q_g	přestup tepla přes rozhraní sněž-půda	(J.m ⁻²)
Q_m	přestup tepla změnou hmoty (advekce)	(J.m ⁻²)

Změna zásoby tepla ΔQ , se skládá z energie použité k tání zmrzlé části sněžové pokrývky, ke zmrznutí vody ve sněhu a ke změně teploty sněhu. Ne všechny tyto procesy se vždy vyskytují během daného časového intervalu.

Přenos radiace

Každé těleso vyzařuje energii. Obecně platí, že čím vyšší je teplota, tím větší je množství záření a tím kratší vlny maximální intenzity. Slunce vyzařuje záření kratší vlnové délky než pozemské tělesa. Sluneční energie je často označována jako krátkovlnné záření, zatímco pozemské vyzařování je označováno jako dlouhovlnné záření. Celkové množství vyzářené energie zemským povrchem se řídí Stefanovým zákonem.

Sněž je téměř perfektní černé těleso vzhledem k dlouhovlnnému záření. Emisivita sněhu je přibližně rovna 1,0. Albedo sněhu se pohybuje z hodnoty 0,9 pro nový sněž do méně než 0,5 u starého sněhu.

Čistý přenos radiace (net radiation transfer) pro sněžovou pokrývku může být vyjádřen:

$$Q_n = Q_i * (1,0 - A) + Q_a - \Delta t * 1,0 * \sigma * (T_o + 273)^4 \quad (3.5)$$

kde, Q_i	vstupní krátkovlnné záření	(mm)
Q_a	vstupní dlouhovlnné záření	(mm)

Δt	výpočetní interval	(s)
T_o	teplota povrchu sněhu	(°C)

Latentní a sensitivní přenos tepla

Oba zmíněné přenosy tepla patří mezi turbulentní procesy. Přenos latentního tepla zahrnuje přenos vodní páry vzduchem a povrchem sněhu a může být vyjádřen Daltonovým zákonem (Zezulek, 2000).

Přenos tepla probíhá v okamžiku, kdy vodní pára dosáhne sněhového povrchu a kondenzuje za uvolnění latentního tepla, nebo kdy uniká povrchem sněhu sublimací při současném uvolňování tepla sněhu. Přenos latentního tepla lze vyjádřit:

$$Q_e = 8,5 * f(u_a) * (e_a - e_o) \quad (3.6)$$

kde,	$f(u_a)$	funkce rychlosti větru u_a ve výšce z_a	
	e_a	tlak páry ve vzduchu při výšce z_a	(mB)
	e_o	tlak páry na povrchu sněhové vrstvy	(mB)

Přestup tepla závisí na obsahu tepla ve vzduchu. Jeho směr je určen teplotním gradientem. Rychlost přenosu tepla závisí na turbulenci vzduchu. Vzhledem k tomu, že mechanismy přenosu jsou analogické jak u přenosu par, předpokládá se, že koeficienty turbulentního přenosu tepla a vodní páry jsou řádově obdobné. S tímto předpokladem lze poměr Q_h/Q_e (Bowenův poměr) vyjádřit takto:

$$\frac{Q_h}{Q_e} = \gamma * \frac{T_a - T_o}{e_a - e_o} \quad (3.7)$$

kde je:	T_a	teplota vzduchu při výšce z_a	(°C)
	γ	psychometrická konstanta	(mB.°C)

Dosazením vztahu 3.6 do rovnice 3.7 získáme výslednou rovnici přenosu tepla:

$$Q_h = 8,5 * \gamma * f(u_a) * (T_a - T_o) \quad (3.8)$$

Přenos tepla na základě změny množství vody

Teplota 0°C je obecně používána jako teplotní základna pro výpočet akumulace tepla ve sněhové vrstvě, protože sníh se musí ohřát na 0°C než může začít tát. Za předpokladu, že teplota vody odtékající ze sněhové vrstvy je 0°C a tepelný obsah přestoupených par je zanedbatelný, uvažuje se pouze přenos tepla srážkami. Množství tepla přeneseného do sněhové vrstvy srážkami je závislé na množství, teplotě a měrnému teplu srážky.

Teplota vlhkého teploměru je dostatečnou aproximací teploty srážky vzhledem k analogii mezi padající srážkou a mokřým teploměrem. Přenos tepla advekcí změnou hmoty může být vyjádřen:

$$Q_m = \frac{c}{80} * P_x * T_w \quad (3.9)$$

kde je	P_x	vodní ekvivalent srážky	(mm)
	T_w	teplota mokrého teploměru	(°C)
	c	měrné teplo	(cal.g.m.°C)

Bilance energie sněhové vrstvy

Vložením rovnic (3.5), (3.6), (3.8) a (3.9) do rovnice (3.4) můžeme vyjádřit rovnici energetické bilance sněhové vrstvy:

$$\Delta Q = Q_i * (1.0 - A) + Q_a - \Delta t * 1.0 * \sigma * (T_o + 273)^4 + 8.5 * f(u_a) * [(e_a - e_o) + \gamma * (T_a - T_o)] + \frac{c}{80} * P_x * T_w + Q_g \quad (3.10)$$

Pro řešení rovnice (3.10) jsou Q_i , A , Q_a , u_a , e_a , T_a , P_x , T_w měřeny nebo odhadnuty a T_o , ΔQ , Q_g jsou neznámé. Pro ΔQ , Q_g mohou být formulovány vztahy pro řešení celkové bilance. Tyto vztahy a způsob jejich řešení jsou poměrně komplexní. Zjednodušující případ nastane, když izotermní sněhová vrstva začne tát. V tomto případě $T_o = 0^\circ\text{C}$, Q_g je zanedbatelné ve srovnání s výměnou energie na povrchu sněhové vrstvy a Q se rovná množství vody vzniklé táním sněhu. Jakékoliv srážky za těchto podmínek jsou s největší pravděpodobností dešťové (Havlík, 2008).

Množství roztáté vody, M (mm) během 6-ti hodinové periody je za těchto podmínek:

$$M = Q_i * (1 - A) + Q - 20.4 + 0.0125 * P_x * T_w + 8.5 * f(u_a) * [(e_a - 6.11) + 0.00057 * P_a * T_a] \quad (3.11)$$

Výpočet tání sněhu v modelu

Použití výpočtu energetické bilance může být použito v oblastech, kde je dostatečné množství potřebných dat, nebo v oblastech, kde zvýšená přesnost předpovědí převyšuje cenu za získání potřebných dat.

Podrobnější popis výměny energie ve sněhové pokrývce, přestup tepla ve sněhu, zohlednění tání během srážky na sněhovou vrstvu, tání sněhu v období bez srážek, případně využití ostatních komponentů modelu sněhu uvádí Anderson (1976) nebo Krejčí (2000). Metoda energetické bilance je pro modelaci tání sněhu hojně využívána.

2.7 Možnosti měření sněhových zásob v povodí

Pod pojmem měření sněhové pokrývky se rozumí způsob získávání informací o rozložení sněhových zásob v zájmové oblasti. Základními informacemi jsou údaje o výšce sněhu, výšce nově napadnutého sněhu a vodní hodnotě sněhu. Jejich měření se uskutečňují v rámci základních a reprezentativních sítí.

2.7.1 Metody měření

Výška sněhové pokrývky

Měří se sněhoměrnou tyčí pevnou nebo přenosnou. Na místech s vysokou sněhovou pokrývkou se používají tyče o délce 2 až 3 m, na ostatních stanicích se používají metrové tyče. Přenosnými tyčemi se měří celková výška sněhové pokrývky v oblastech a na místech s její vysokou variabilitou v prostoru, tzn. horské oblasti a území s komplikovanými geomorfologickými podmínkami.

Výška sněhové pokrývky je celková vrstva sněhu měřená od povrchu terénu. Výška nově napadnutého sněhu je vrstva sněhu napadnutého od posledního měření. V obou případech se měří s přesností na 1 cm. Naměřená výška 0,5–0,9 cm se zaokrouhluje na 1 cm. V případě, že je výška sněhu menší než 0,5 cm, nepovažuje se za sněhovou pokrývku.

Výška nově napadnutého sněhu

Měří se na místě nenarušeném větrem. Výška napadnutého sněhu od posledního měření se zjišťuje na sněhoměrné destičce s rozměry 300 x 300 mm pomocí speciálního pravítka s délkou 300–500 mm.

Vodní hodnota sněhové pokrývky

Měří se srážkoměrem nebo váhovým sněhoměrem. V případě srážkoměru se vzorek sněhové pokrývky odebere na místě s rovnoměrnou a neporušenou vrstvou sněhu tak, aby z něj za pomoci volné srážkoměrné nádoby bylo možné vyřezat svislý válec až k povrchu terénu. Po roztání sněhu se množství vody zjišťuje odměrkou na srážky a vyjadřuje se v milimetrech.

Váhovým sněhoměrem je měření založené na principu zjišťování váhy sněhu a následném výpočtu jeho vodní hodnoty. Sněhová pokrývka se odebírá do válce s udanou plochou průřezu. Po zjištění hmotnosti se vodní hodnota spočítá ze vztahu:

$$H = \frac{M}{S}$$

kde H je vodní hodnota sněhové pokrývky (mm)

M váha vzorku sněhu (g)

S plocha průřezu sněhoměru (mm²)

2.7.2 Základní měření

Základní měření sněhové pokrývky jsou bodové měření na sněhoměrné lati v základní síti klimatických a synoptických stanic ČHMÚ. Denně se měří výška sněhové pokrývky a jednou za týden se měří vodní hodnota. V případě, že stanice je

umístěná z hlediska konfigurace terénu v nepříznivé lokalitě (např. výrazný vliv větru), měření se realizuje přenosnou sněhoměrnou tyčí ve 3 bodech. Průměrná hodnota se uvádí jako odpovídající údaj pro danou stanici (Hrušková, 2006).

2.7.3 Reprezentativní měření

Měření sněhové pokrývky ve vybrané oblasti, resp. povodí sněhoměrnými expedicemi na sněhoměrných snímcích, které jsou umístěné tak, aby s dostatečnou přesností podaly informaci o rozložení sněhových zásob v povodí (zájmové oblasti) se nazývá reprezentativní měření.

Sněhoměrné výzkumy jsou tak důležitým prostředkem pro určování zásob vody akumulovaných ve sněhu v zájmovém povodí. V závislosti na míře přesnosti potřebných vstupních údajů a charakteru terénu je možné volit různé úrovně hustoty měřených bodů.

Expediční měření se většinou provádějí jako doplňková ke staničním, zejména v době maximální akumulace sněhové pokrývky, které je většinou dosahováno těsně před začátkem tání.

Měření se provádí různými metodikami na tzv. traťových sněhoměrných snímcích (Kříž et al., 1989). Základem je vždy vybrat k měření vodní hodnoty a výšky sněhu taková místa, která nejlépe charakterizují širší okolí, a následně tak umožní interpolaci naměřených hodnot pro získání průměrné hodnoty odpovídající zájmovému území.

Traťové snímky se dělají buď jednorázově na tratích použitých pouze při konkrétní sněhoměrné kampani, nebo častěji na stálých stanovištích, která mohou být označena např. latí, tak aby byla zaručena porovnatelnost shromážděných dat (Singh, 2001). Stejný autor uvádí detailnější popis konkrétních možností praktické aplikace této metody.

Expediční měření umožňují získat množství dat z různých specifických lokalit, jako je lesní prostor, lesní mýtiny či terén s různou sklonitostí a orientací. Pro měření vodní hodnoty se nejčastěji používají váhové sněhoměry, pro měření výšky pak přenosné sněhoměrné latě či jsou pro měření výšky uzpůsobeny samotné odběrové válce sněhoměrů.

Mezi hlavní limitující faktory této metody výzkumu patří časová a fyzická náročnost pro samotné pracovníky v terénu, a s tím spojená náročnost finanční. I když měření expedičním způsobem po traťových snímcích dokáže daleko lépe postihnout prostorovou variabilitu akumulace sněhové pokrývky než měření omezené na staniční síť, stále se jedná o metodu, která se ve své podstatě opírá o jednotlivá bodová měření a výběr reprezentativního místa odběru vzorku podléhá subjektivnímu rozhodnutí výzkumníka (Jelínek, 2008).

2.7.4 Snímání sněhové pokrývky z hlediska DPZ

Fotografie určitého území vzniká tzv. centrální projekcí pomocí objektivů na citlivých fotografických vrstvách. Obraz na celé ploše vznikne najednou v době expozice. Nekonvenčními metodami vznikají snímky postupně, tzv. řádkováním za pomoci přístrojů na měření radiace – radiometry a skenery. Skenery snímají zemský povrch postupně po úzkých řádcích. Tyto obrazové záznamy (imagery) jsou poskytovány v naprosté většině případů v digitální podobě, která umožňuje jejich automatické zpracování.

Podle zdroje elektromagnetického záření, které je nositelem informace o objektech zkoumaných na dálku, lze metody DPZ dělit na aktivní a pasivní. Pasivní metody se pak dále dělí na přímé a nepřímé. U pasivních metod přímých je zdrojem informace záření Slunce odražené od zemského povrchu. U nepřímých metod jsou zdrojem měření záření vyzařované objekty na zemském povrchu nebo v atmosféře.

U aktivních metod je vytváření obrazového záznamu pomocí zdroje, který není přirozeného původu. Záření je aktivně (uměle) vysíláno ze zdroje umístěného na nosiči (radar) (Dobrovolný, 1998).

Letecké snímkování

V rámci využití metod DPZ šlo o historický prototyp. Letecké snímkování patří mezi konvenční (fotografické) metody. Je charakterizované jako pasivní zobrazovací technika, která má operační rozsah ve viditelné (VIS) a blízké infračervené (NIR) části spektra (přibližně od 0,3-0,9 mm). Mezi hlavní přednosti patří úplný (z hlediska obsahu) a bezchybný pohled shora, který nepodléhá generalizaci a je schopen ukázat detailní pohled na sněhovou pokrývku, kde lze podle struktury zjistit přítomnost nečistot a tím

pádem i stáří sněhové pokrývky. Navíc dokáže podat informaci o okamžitém stavu procesu tání, například formou dynamiky prostorového rozšíření. Nevýhody jsou vcelku výstižné: nemožnost pořizovat snímky v noci a v oblačnosti. Tyto metody jsou v dnešní době dávno překonané.

Elektrooptické systémy

Elektrooptické systémy obsahují měřící prvek – radiometr, který měří radiaci z určité elementární plochy zemského povrchu v určitém intervalu spektra. Výsledkem práce tohoto zařízení je digitální obrazový záznam, který má podobu matice dat (počet řádků a sloupců). Daný řádek a sloupec definuje jeden obrazový prvek (pixel).

Systémy využívají řádkového pole detektorů CCD umístěné v ohniskové rovině optiky. Detektory jsou velmi malé a každý registruje záření z plochy jednoho pixelu. V zorném poli je neustále jedna řádka spojitě postupující ve směru letu. Téměř všechny systémy dnes pracují jako multispektrální – což je oproti konvenční metodě nepřekonatelná výhoda.

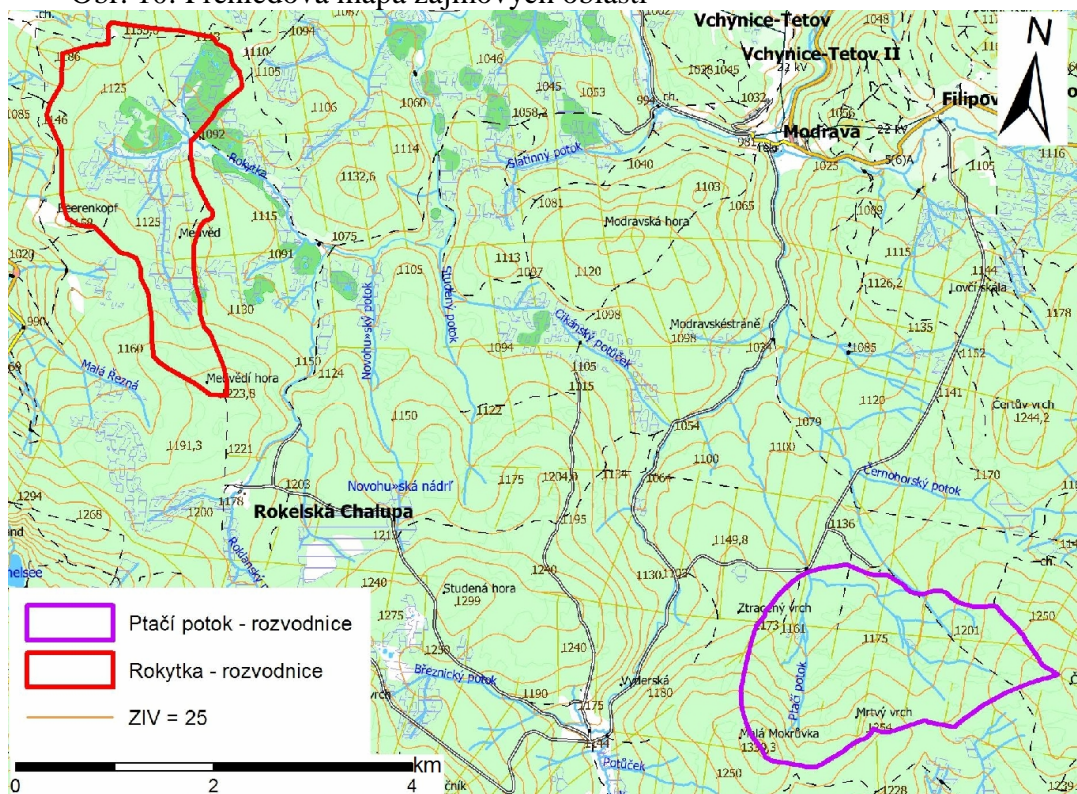
Podrobněji se problematice měření sněhové pokrývky věnuje Jelínek (2008).

3 Fyzicko-geografická charakteristika studovaného území

Náplní této diplomové práce není podat vyčerpávající přehled přírodních poměrů. Fyzicko-geografická charakteristika modelového povodí Rokytky a Ptačího potoka (obr. 10) byla proto provedena stručně, neboť území Rokytky bylo komplexněji popsáno v bakalářské práci Jelínka (2006) a oblast Ptačího potoka v bakalářské práci Čurdy (2007). Tato kapitola se hlavně zaměřuje na klimatické a hydrologické poměry, které jsou z hlediska tání sněhové pokrývky nejdůležitější.

Povodí Rokytky i Ptačího potoka je situováno v centrální části Šumavy jinak nazývané Šumavské pláně. Obě povodí se z velké části nachází na české straně Šumavy, menší část obou zasahuje do SRN. Rokytky je tokem VI. řádu, který se jako levostranný přítok vlévá do Roklanského potoka, zatímco Ptačí potok je pravostranný přítok rovněž VI. řádu, který se vlévá do Modravského potoka. Soutokem Roklanského a Modravského potoka v obci Modrava vzniká řeka Vydra, která se po 12 km mění na soutoku s Křemelnou v Otavě. Celková plocha povodí Rokytky je 6,21 km². Plocha experimentální části povodí je 3,86 km². Plocha povodí Ptačího potoka je 5,51 km², plocha experimentálního povodí je 4,09 km².

Obr. 10: Přehledová mapa zájmových oblastí



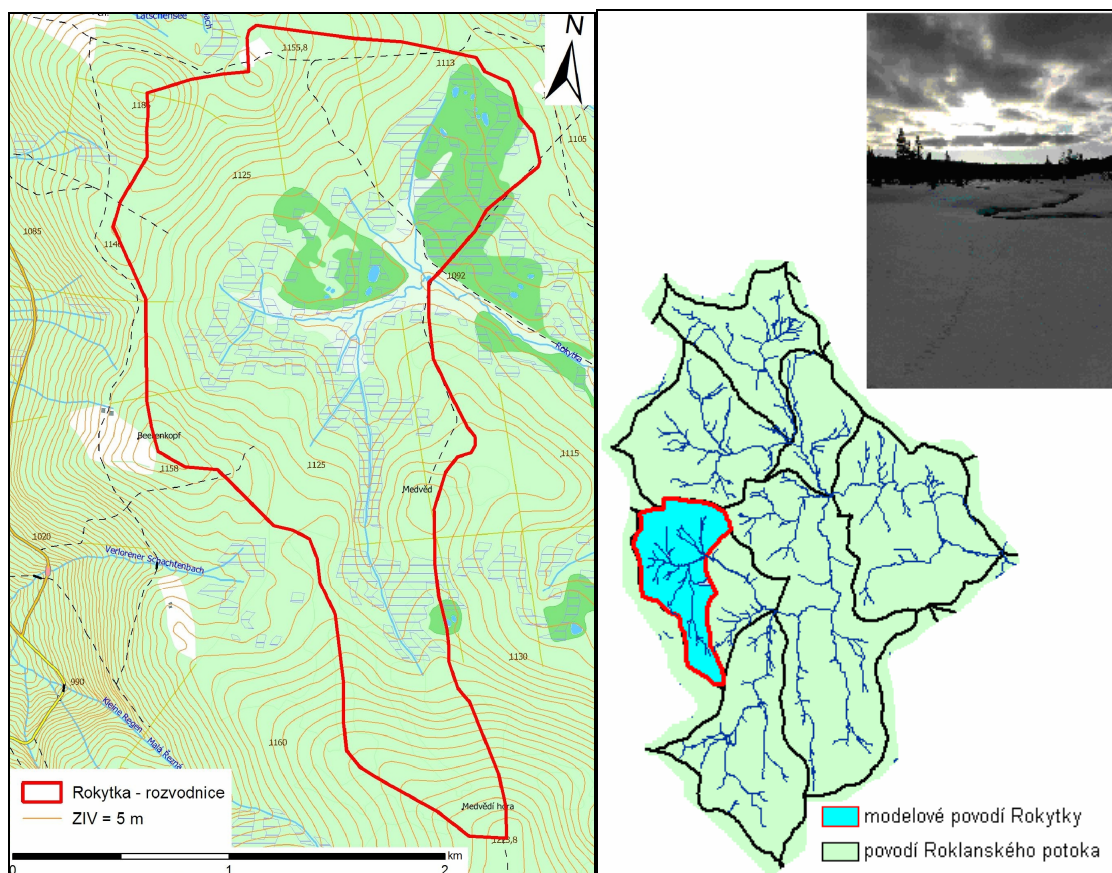
Zdroj: www.mapy.cz, zpracování autor

3.1 Lokalizace zájmového území

Vymezení modelového povodí Rokytky

Za závěrový profil povodí je považován hladinoměr instalovaný a provozovaný Katedrou fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze. Nachází se na výtoku z hráze bývalé klauzy (antropogenní nádrže využívané pro plavení dřeva) v prostoru Rokyteckých slatí ve výšce 1091 m n.m. Zeměpisné souřadnice hladinoměru jsou: 49°0'58,67" s.š. a 13°25'2,37" v.d. Orograficky vymezená rozvodnice odtud ubíhá nejdříve na severovýchod, poté se ve výšce 1118 m n.m. stáčí na západ až ke kótě 1186 m n. m. Dále pokračuje na jih a posléze na jihovýchod přes vrchol Beerenkopf v SRN (1158 m n.m.) k nejvyššímu bodu povodí – Medvědí hoře (1224 m n. m.). Odtud rozvodnice vede severním směrem zpět k hladinoměru (obr. 11). Je potřeba říct, že západní část této rozvodnice, je částí hlavního evropského rozvodí mezi Černým a Severním mořem.

Obr. 11: Přehledový obrázek experimentálního povodí Rokytky

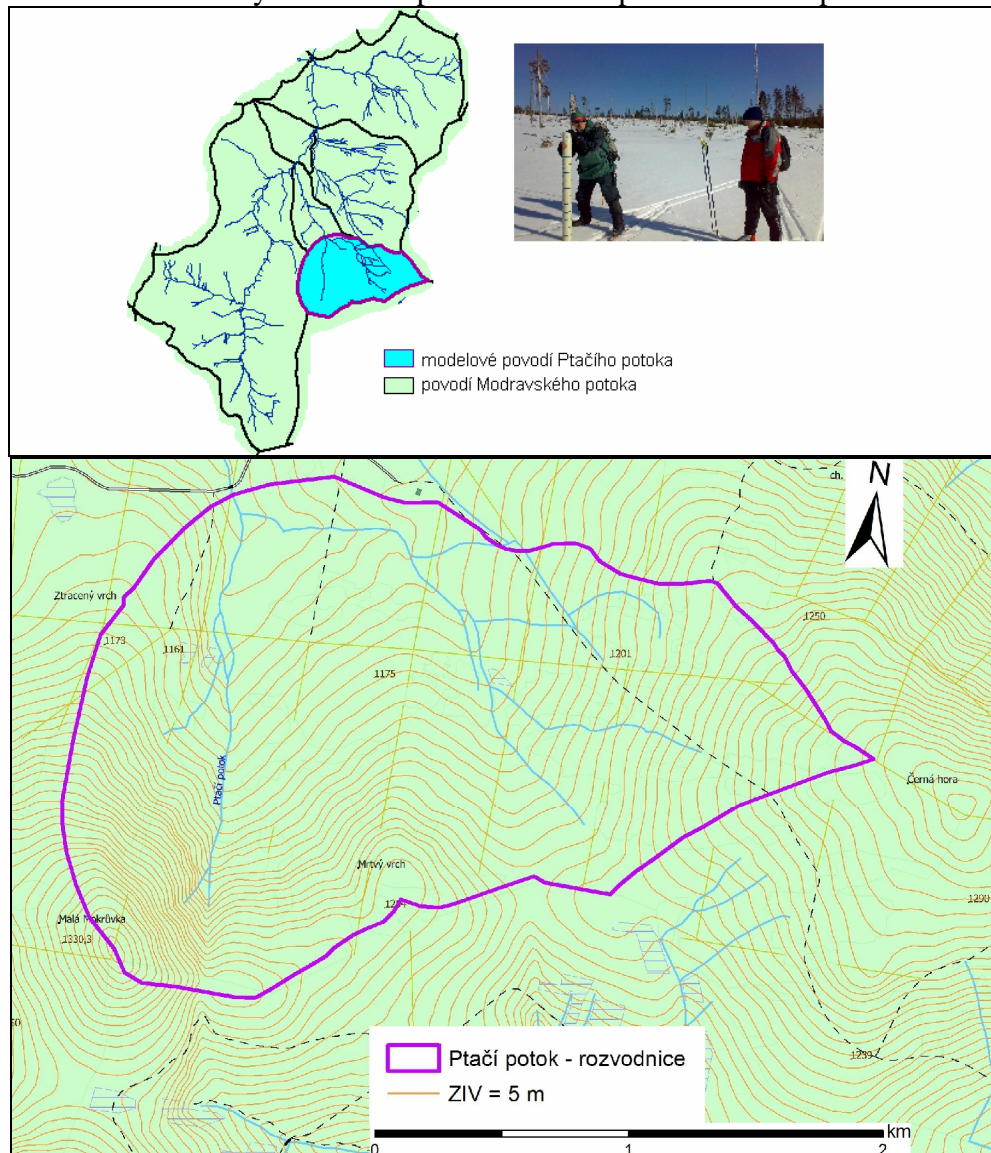


Zdroj: <http://geoportal.cenia.cz> ; www.mapy.cz ; zpracování autor

Vymezení modelového povodí Ptačí potok

V tomto modelovém povodí je také brán hladinoměr za závěrový profil, jehož zeměpisné souřadnice jsou $48^{\circ}59'9,62''$ s.š. a $13^{\circ}30'35,34''$ v.d. a výška 1135 m n.m. Hladinoměr se nachází na začátku zatrubněného úseku hráze Ptačí nádrže (klauza). Orograficky vymezená rozvodnice odtud vede nejdříve na jihozápad, kde ve výšce 1175 m n.m. protíná Ztracený vrch a jižním směrem pokračuje na nejvyšší bod povodí 1330 m n.m. vysokou Malou Mokrůvku, poté se stáčí na severovýchod, kde protíná Mrtvý vrch (1254 m n.m.) a dále pokračuje až na kótu 1303 m n.m., která leží těsně pod Černou horou (1315 m n.m.), ale neprotíná ji. Z této kóty se rozvodnice vrací zpět na západ k hladinoměru (obr. 12).

Obr. 12: Přehledový obrázek experimentálního povodí Ptačího potoka



Zdroj: <http://geoportal.cenia.cz> ; www.mapy.cz ; zpracování autor

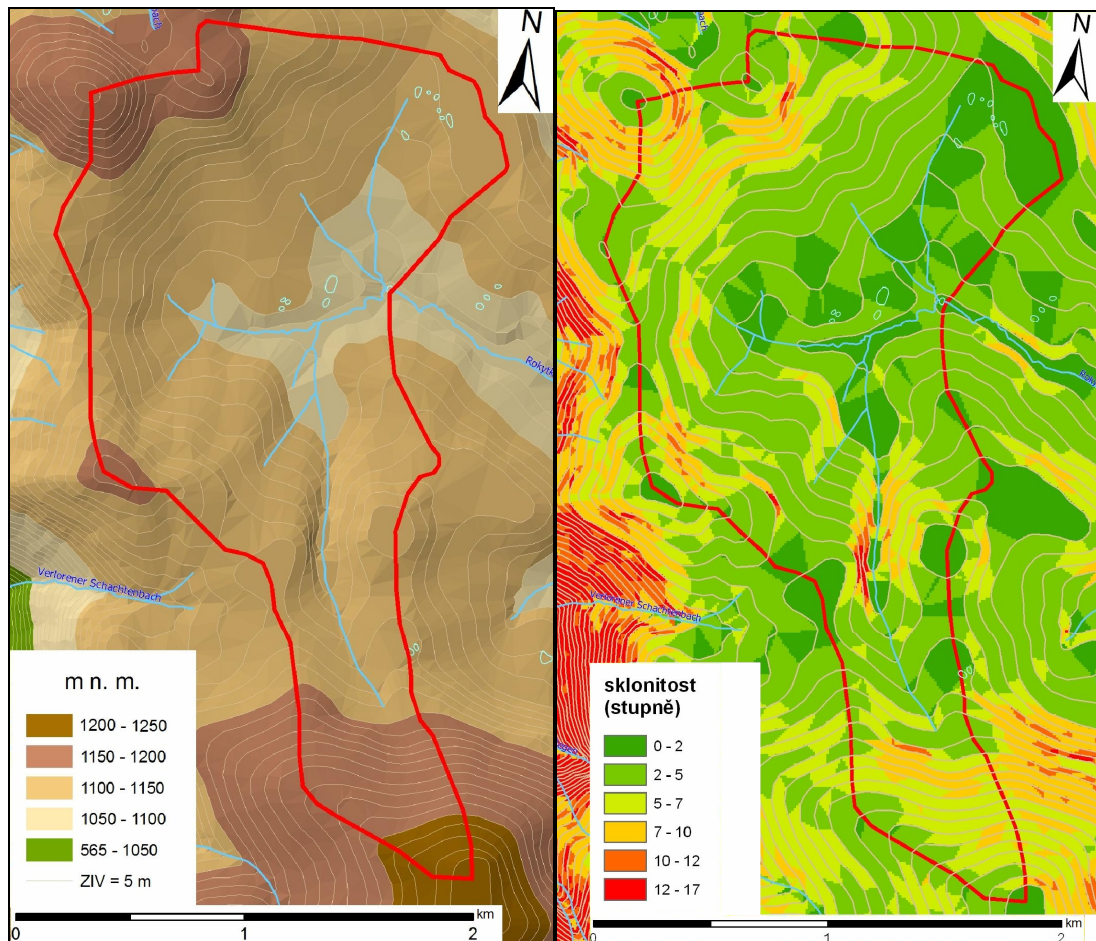
3.2 Výškové a sklonitostní poměry

Povodí Rokytky

Nadmořské výšky v tomto vymezeném povodí se pohybují v rozmezí 1091–1224 m n. m. s průměrnou nadmořskou výškou 1125 m n. m. (obr. 13).

Rokytky má charakter poměrně plochého povodí, čemuž napovídá i rozdíl nejnižšího a nejvyššího bodu 133 m. Nejvíce plochá je centrální část, pouze okrajové části povodí se konvexně zdvihají. Průměrný sklon svahů dosahuje 4°. Na obr. 13 je znázorněna pouze ojedinělá sklonitost svahů 10° maximum dosahuje 12°.

Obr. 13: Výškové a sklonitostní poměry v povodí Rokytky

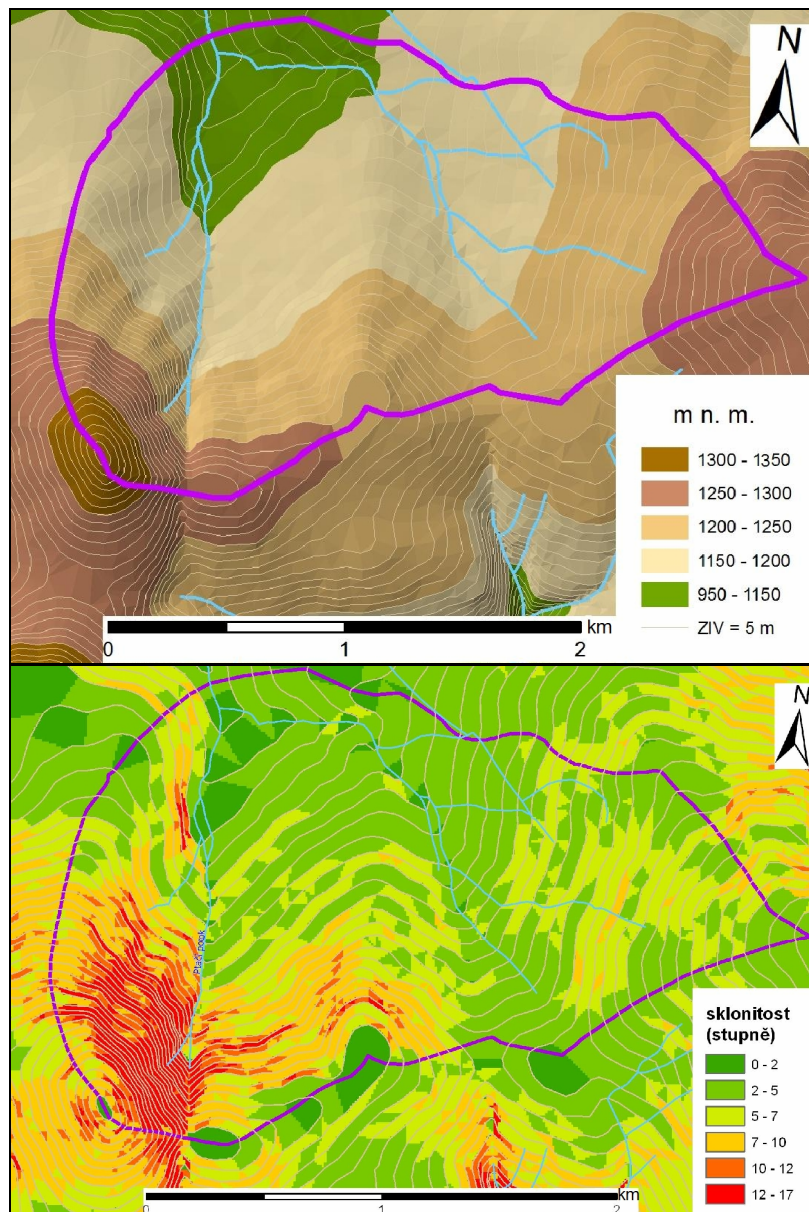


Povodí Ptačího potoka

Povodí Ptačího potoka dosahuje mnohem vyššího převýšení. Nadmořské výšky se pohybují v rozmezí 1135-1336 m n.m., průměrná výška činí 1225 m n.m. (obr. 14).

Toto povodí je od povodí Rokytky odlišné i tvarem, který má charakter ukloněného povodí. Rozdíl nejnižšího a nejvyššího bodu je 201 m. Průměrný sklon svahů dosahuje 9°, maximálně pak 17° (obr. 14).

Obr. 14: Výškové a sklonitostní poměry v povodí Ptačoho potoka



3.3. Geologie

Zemskou kůru v oblasti Šumavy tvoří mnoho geologických těles různého stáří, často složité struktury a pestrého horninového složení. Současný stav je výsledkem velmi dlouhého geologického vývoje, který trval stamiliony roků.

Šumavské moldanubikum (název podle latinského pojmenování řek Vltavy a Dunaje) přesahuje hranice Čech do SRN a do Rakouska až k řece Dunaji. Na Německém území sem patří především Bavorský les (Bayerischer Wald) a v Rakousku oblast Mlýnské čtvrti (Muhlviertel). Od moldanubika na české straně se liší zejména svou geologickou strukturou a intenzitou přeměny hornin. V poslední době se proto vymezuje jako samostatná jednotka, tzv. bavarikum (Kočárek, 1968).

Moldanubikum Šumavy a jižních Čech se rozděluje na několik základních geologických jednotek (Chábera, 1987):

- jednotvárná (monotónní) jednotka
- pestrá jednotka
- granulitové masivy
- jednotka Královského hvozdu
- kaplická jednotka

Povodí Ptačího potoka náleží jednotce Královského hvozdu. Tvoří ji svory s navazujícími rulami. Hlavními horninami jsou muskoviticko-biotitické pararuly. Vložky jiných hornin jsou vzácné (kvarcity, krystalické vápence aj.) Hlavní minerály jsou křemen, muskovit, biotit, granáty, v menším množství živec.

V části povodí Rokytky zasahuje do Královského hvozdu podjednotka centrální moldanubický pluton (masiv Vydry), probíhá od Podroklaní až k obci Srní. Jeho petrografické složení je z biotické žuly, adamellitu až granodioritu. Tyto horniny budují převážnou část údolí Vydry (Kočárek, 1965).

3.4 Geomorfologické poměry

V geomorfologickém vývoji šumavské oblasti je možné rozlišit dvě základní vývojové etapy. V průběhu starší etapy, která skončila koncem druhohor, resp. v průběhu starších třetihor, vznikl zde zarovnaný monotónní povrch, tzv. mesozoicko-paleogenní parovina, o poměrně nízké nadmořské výšce 150-250 m. Povrch této paroviny byl hluboko zvětralý, krytý mocným pláštěm převážně kaolinitických zvětralin. Bazální zbytky tohoto zvětralinového pláště se zachovaly v mocnosti od několika decimetrů až po 30 m téměř na všech elementech bývalé paroviny. Původní zarovnaný povrch nacházíme dnes vlivem následujících

netektonických deformací rozpadlý a dislokovaný v různých nadmořských výškách od 400 m v podhůří až do téměř 1400 m ve vrcholové části pohoří (Chábera, 1987).

Koncem starších třetihor (v oligocénu) začíná mladší netektonická etapa, charakterizovaná v počátečním stadiu vyklenutím starého zarovnaného krystalinického podkladu šumavské oblasti (šumavská megaantiklinála). V dalším přechodném a zejména v závěrečném stadiu na konci třetihor a zvláště ve starších čtvrtohorách byla celá šumavská oblast vtažena do mladší orogeneze, která, jak ukazují provedená nivelační měření a další pozorování, není dosud ukončena. Za současného účinku vertikálních pohybů (velikost výzdvihu zde dosáhla více než 1000 m) a lokální smršťování došlo v průběhu cca 5 mil. let ke vzniku různě velkých deformací vrásového typu (šumavské antiklinorium), do jisté míry komplikovaných již dříve založenými zlomy a jen v omezené míře postižených vnějšími geologickými činiteli (působením eroze vodních toků, denudace, svahových pohybů apod.) (Chábera, 1987).

Modelové povodí Rokytky a Ptačího potoka jsou geomorfologicky začleněny do oblasti zvané Šumavské pláně, které tvoří asi 40 % celkové rozlohy, představují centrum šumavské horské klenby. Vyznačují se plochým reliéfem. Nad něj vyčnívají do výše přes 1200 metrů oblé vrcholky (suky, odlehlíky). Údolí jsou mělká a otevřená, především v povodí Rokytky, zde je taky ve větší míře vyplňují rašeliniště. Více výškově rozčleněn je jen okraj Plání. Nejvyšší část tvoří Kvildské pláně s Velkou Mokruvkou (1370 m). Tyto vyvýšené okraje Plání jsou zároveň na jihovýchodě částí rozvodnice povodí Ptačího potoka a na jihozápadě povodí Rokytky.

Modelové oblasti lze z hlediska orografického členění zařadit následovně (dle Balatky in Čurda, 2007):

system	Hercýnský
subsystem	Hercýnská pohoří
provincie	Česká Vysočina
subprovincie I	Šumavská
oblast	IB Šumavská hornatina
celek	IB- 1 Šumava
podcelek	IB- 1A Šumavské pláně
okrsek	IB- 1A-2 Kvildské pláně; IB-1A-2b Modravské pláně

3.5 Půdní poměry

Na Šumavě se výrazně vyvinula tzv. výšková půdní pásmovitost, jejíž základní půdní skupinou jsou hnědé půdy, jejichž kyselost s nadmořskou výškou roste. Rovněž tak stoupá stupeň podzolizace, který je větší na horské Šumavě. Kromě jmenovaných půdních typů se vyskytují v menším rozsahu v šumavské oblasti ještě půdy nivní, rašeliništní a rendziny. U nich se výrazně projevuje vliv horninového podkladu (Chábera, 1987).

V povodí Ptačího potoku jsou nejvýznamněji zastoupené podzoly, a to jak kryptopodzol modální (K_{Pm}), tak podzol modální (P_{Zm}), vyskytují se zde i rezivé půdy. Povodí Rokytky je v půdním složení mírně odlišné, vyskytují se zde alpské půdní formy, rezivé půdy a hlavně rašeliništní půdy, které mají i velký vliv na složení vegetace.

3.6 Biogeografie

Jak už bylo zmíněno v kapitole 2.5.1, forma a četnost zalesnění má významný vliv na akumulaci a tání sněhové pokrývky. Záměrně byla vybrána povodí Rokytky a Ptačího potoka, neboť jejich krajinný povrch je do značné míry rozdílný (obr. 10).

Jednoznačně plošně nejrozšířenější dřevinou obou studovaných území je smrk, jehož výskyt je v této oblasti přirozený, nikoliv však jeho četnost. Již na konci 17. století docházelo na území k těžbě dřeva, postupem času se těžiště těžby přesouvalo do vyšších, méně dostupných poloh. V průběhu 19. století docházelo k umělému zalesňování, které vedlo ke zvýšení podílu smrku z 16 % na současných cca 88 %, a to na úkor buku, jedle, javoru či jilmu. V současnosti tak smrk tvoří dominantní druh nejen ve smrkovém vegetačním stupni, ale i v nižších stupních (Albrecht, 1992).

Povodí Rokytky je z hlediska vegetace rozmanitější. Vyskytují se zde horské smrčiny. Při hranicích se SRN to jsou smrčiny původní vysokého stáří, jedná se o původní ekotyp šumavského smrku. Ten se vyznačuje poměrně štíhlou korunou s větvemi svisle visícími dolů, což umožňuje snadnější sklouzávání sněhu. Na toto pásmo smrčin navazují kyselé horské bučiny, zastoupené bukem, jilmem a v malé míře javorem klenem. Ve střední části povodí se vyskytují jedny z největších rašelinišť na Šumavě. Povrch rašelinišť je členěn na charakteristické proměnlivé tvary: malé

kopečky tzv. bulty, vlhké prohlubně mezi kopečky se nazývají šlenky. Větší vodní jezírka a tůně se označují jako blanky. Toto utváření povrchové struktury způsobuje typická rostlina rašelinišť – rašeliník rodu *Sphagnum* a jiné mechorosty s různými ekologickými nároky a v interakci s mikroklimatem stanoviště. Jejich výskyt v lokalitě je podmíněn ochranou a začleněním do 1. zóny NP Šumava. Na těchto Rokyteckých rašeliništích se velkým počtu vyskytuje středoevropská rašeliništní borovice blatka a borovice kleč, které zde jsou ve složitém hybridním komplexu.

Flora povodí Ptačího potoku má zcela odlišný charakter, je zde velmi silný vliv lesního hospodářství sahající až do 18. století. Prakticky se zde nevyskytuje původní ekotyp šumavského smrku, který dokonale odolává šumavským podmínkám. Na celém území se v současné době vyskytuje nepůvodní uměle vysazený smrk, náchylný jak na větrné kalamity, tak na populaci lýkožrouta smrkového. Výsledkem je současné odlesnění jihozápadního svahu Černé hory a severního svahu Malé Mokrůvky a Mrvého vrchu, souvislé zalesnění se vyskytuje od nadmořské výšky 1180 m n.m. směrem níže až po oblast Ptačí slatě.

3.7 Klimatické podmínky

Při posuzování vlivu sněhové pokrývky na odtokový režim hrají velmi důležitou roli klimatické poměry území, zejména chod a intenzita atmosférických srážek. Základní charakter klimatu je určen polohou území a klimatickým činitelem je především nadmořská výška a členitost terénu. Chábera (1987) uvádí, že zkoumaná oblast patří k středoevropskému typu. Podle klimatického členění náleží většina Šumavy do chladné oblasti (mírně chladný a chladný okrsek). Podnebí Šumavy má přechodný ráz mezi klimatem oceánickým a kontinentálním. Popsány jsou pouze charakteristiky, které mají největší vliv na chod sněhové pokrývky.

3.7.1 Teplotní charakteristika

Atlas podnebí ČR (Tolasz a kol., 2007) řadí povodí Rokytky i Ptačího potoku do oblasti s průměrnou teplotou vzduchu pod 2 °C. V zimě (prosinec až únor) je průměrná teplota vzduchu udávána pod -4 °C, což je teplota příhodná pro tvorbu

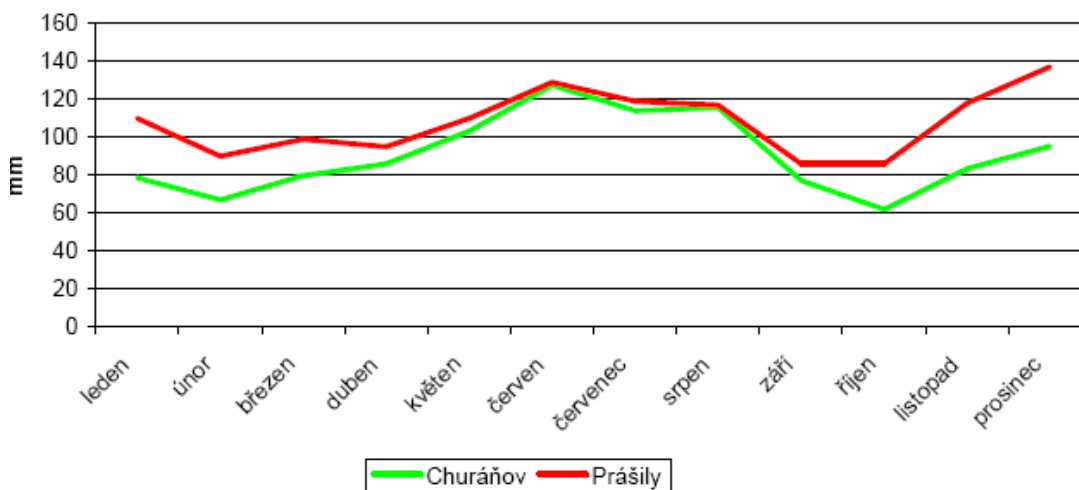
sněhové pokrývky. Tání sněhové pokrývky průměrně nastává až v průběhu dubna, kdy se teplota průměrně pohybuje nad bodem mrazu.

Obě povodí mají spíše charakter otevřené plochy, s poměrně velkou nadmořskou výškou, proto patří k nejméně chladným oblastem Šumavy, i když absolutních minim je dosahováno spíše v inverzních polohách (Chábera, 1987).

3.7.2 Srážky

Při převládajícím jihozápadním a západním proudění mají zkoumané oblasti výrazný charakter návětrné strany (Strnad, 2002), kde dochází k orografickému zvýšení úhrnů srážek. U modelového povodí Ptačího potoku je orografické zvýšení srážek výraznější u příhraničního pásma na svazích Malé Mokrůvky a Mrtvého vrchu. V Atlase podnebí ČR (Tolasz et al., 2007) jsou obě studované území zařazeny do nejvyššího intervalu přes 1200 mm za rok. V zimě (prosinec až únor) je průměrný úhrn srážek udáván v intervalu 300-400 mm (Tolasz et al., 2007). Průměrný měsíční chod srážek v oblasti může přiblížit obr. 15. V tomto případě je důležitá poloha prezentovaných stanic, jež mají závětrný charakter vůči převládajícímu proudění. V ročním chodu je patrné letní maximum dosahované v červnu na stanici Churáňov a prosincové maximum na stanici Prášily, které mají výraznější návětrný charakter. Podobnou charakteristiku vykazují i stanice na Březnickém potoce, a proto lze předpokládat, že na zkoumaných povodí jsou nejvyšší roční úhrny právě ve formě sněhu.

Obr. 15: Průměrné měsíční úhrny srážek za období 1961-1990



Zdroj: Kubíček (2006)

Podle Kubíčka (2006) mohou srážky na obou modelových povodí přesáhnout 1600 mm. Srážky tu jsou během roku rozděleny celkem rovnoměrně, stejně jako v celém návětrném pásmu Šumavy. Podíl zimních srážek tu činí 40-55 %, což odpovídá více než 500 mm a 100-150 cm sněhové pokrývky (Kubíček, 2006). Bližší charakteristiku sněhové pokrývky na obou modelových povodí přináší tab. 3.

Tab. 3: Klimatologické charakteristiky výskytu sněhu a sněhové pokrývky

Charakteristika	Interval
Průměrný počet dní se sněžením	> 100
Průměrný počet dní s výškou nového sněhu ≥ 5 cm	> 40
Průměrný počet dní s výškou nového sněhu ≥ 10 cm	> 20
Průměrný počet dní s výškou nového sněhu ≥ 20 cm	> 4
Průměr sezonních úhrnů výšky nového sněhu [cm]	> 500
Průměrné datum prvního sněžení	20.– 30. 9.
Průměrné datum posledního sněžení	31. 5. a déle
Průměrný sezonní počet dní se sněhovou pokrývkou	> 150
Průměrný sezonní počet dní se sněhovou pokrývkou ≥ 10	> 130
Průměrný sezonní počet dní se sněhovou pokrývkou ≥ 20	> 130
Průměrný sezonní počet dní se sněhovou pokrývkou ≥ 50	> 100
Průměrný sezonní počet dní se sněhovou pokrývkou ≥ 100	30 – 50
Průměr sezonních maxim výšky sněhové pokrývky [cm]	> 150
Průměr sezonních maxim vodní hodnoty sněhové pokrývky [mm]	> 300
Průměrné datum první sněhové pokrývky	do 20. 10.
Průměrné datum poslední sněhové pokrývky	po 10. 5.

Zdroj: Atlas podnebí Česka (Tolasz et al., 2007)

3.7.3 Vítr a oblačnost

V modelovém povodí Rokytky a Ptačího potoku převládá vítr jihozápadního a západního směru (dohromady přes 65 %), někdy se vyskytuje i odklon k jižnímu směru (5 %). V ročním chodu jsou největrnější letní měsíce, druhotně říjen. Nejvyšší průměrná rychlost větru, 5–8 m.s⁻¹, vykazují volné nezalesněné konvexní polohy, do kterých patří i vyšší příhraniční oblasti obou povodí, naopak v uzavřených hlubších údolích se rychlost větru pohybuje okolo 1-2 m.s⁻¹ (Kubíček, 2006).

Výskyt oblačnosti ovlivňuje energetické toky a zejména příjem přímého slunečního záření. Pro vyšší polohy Šumavy jsou typická obecně nižší míra oblačnosti v zimním období oproti létu, a to díky výskytu zimních inverzních situací (Kubíček, 2006). Na druhou stranu je však oblačnost vyšší u návětrných poloh, kterou představují obě povodí. Kubíček (2006) dále upozorňuje na častý výskyt mlh v oblasti Šumavy

vázaný na vyšší polohy (nad 1200 m n. m.) a dále na konkávní polohu terénu. Mlha se zde vyskytuje řádově 150 dní v roce (Kubíček, 2006). Průměrná roční oblačnost je odhadnuta na 60-65 % (Jelínek, 2008).

3.8 Hydrografie

Rokytky

Číslo hydrografického pořadí povodí Rokytky je 1-08.01-007. Experimentální část povodí představuje 61 % celého povodí Rokytky. Základní charakteristiky povodí vymezeného v kapitole 3.1 přináší tab. 6. Úhrnná délka toků, která měří 10,18 km, byla s velkou přesností spočítána z podkladových dat VÚV a následně konfrontována s leteckým snímkem.

System uspořádání říční sítě má charakteristiku vějířovitého povodí. V takovém povodí lze jen těžko určit samotný pramen, i když podle GIS a mapových podkladů se zdá nejvodnatější a nejdelší přítok pramenící na severní straně Medvědí hory, mohutnost přítoků se ale může během roku výrazně lišit, proto i mapové podklady označují vznik samotné Rokytky až za výstupem z hráze.

Centrální část povodí patří z přírodního hlediska k nejhodnotnějším částím NP Šumava. Nachází se zde řada větších i menších organogenních jezírek, jejichž hloubky se pohubují průměrně kolem jednoho metru (Pošta, 2004).

Tab. 4: Základní charakteristiky modelového povodí Rokytky

Plocha povodí	3,86 km ²
Délka rozvodnice	10,22 km
Nejvyšší kóta povodí	1224 m n.m.
Nejnižší kóta povodí	1091 m n.m.
Průměrná výška povodí	1125 m n.m.
Maximální sklon povodí	12°
Průměrný sklon povodí	4°
Úhrnná délka toků	10,18 km
Hustota říční sítě	2,64 km.km ⁻²

Zdroj: VÚV; VGHMÚř, zpracování autor

Ptačí potok

Číslo hydrologického pořadí povodí Rokytky (celého) je 1-08-01-002/0. Experimentální část povodí představuje 74 % celého povodí. Základní charakteristiky povodí zobrazuje tab. 5. Úhrnná délka toků byla s velkou přesností spočítána z podkladových dat VÚV a následně konfrontována s leteckým snímkem stejně jako u povodí Rokytky.

Většina mapových podkladů uvádí jako pramen přítok z jižního svahu Malé Mokrůvky, delší a vodnatější je však přítok z úpatí Černé hory. Tvarem připomíná povodí Ptačího potoku vodní kapku směřující svojí konkávní stranou k západu. Systém uspořádání říční sítě lze v tomto případě charakterizovat jako asymetricky uspořádané. Z hodnot je patrné, že povodí Rokytky má oproti povodí Ptačího potoku výraznější charakter náhorní planiny.

Tab. 5: Základní charakteristiky modelového povodí Ptačího potoka

Plocha povodí	4,09 km ²
Délka rozvodnice	8,46 km
Nejvyšší kóta povodí	1330 m n.m.
Nejnižší kóta povodí	1135 m n.m.
Průměrná výška povodí	1242 m n.m.
Maximální sklon povodí	17°
Průměrný sklon povodí	9°
Úhrnná délka toků	7,99 km
Hustota říční sítě	1,95 km.km ⁻²

Zdroj: : VÚV; VGHMÚř, zpracování autor

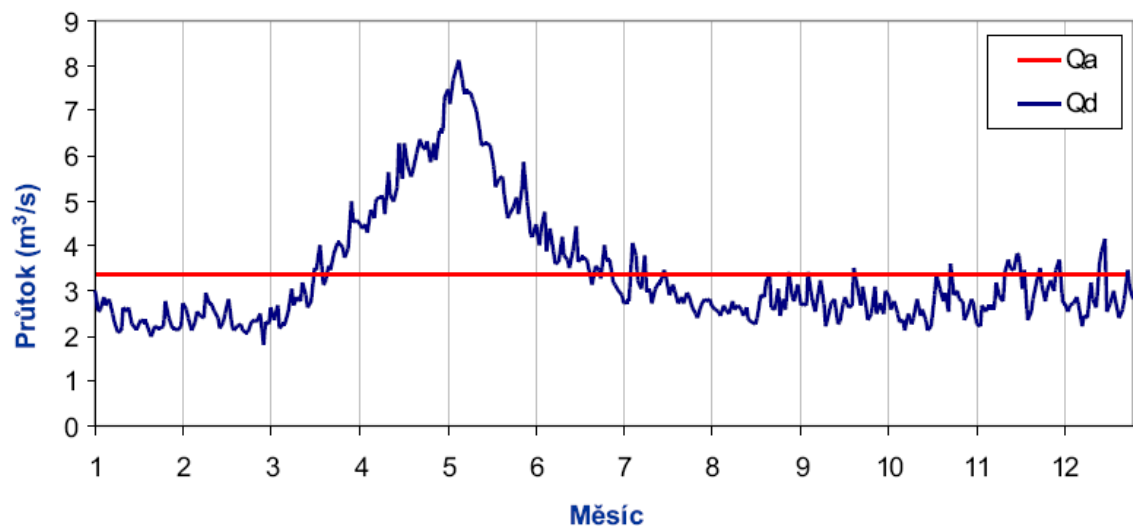
3.8.1 Odtokový režim

Hladinoměry Katedry fyzické geografie a geoekologie umístěné na Rokytce a Ptačím potoku jsou v provozu teprve od léta 2006. Jejich datová řada není v současné době dostatečně dlouhá pro odvození dlouhodobých charakteristik režimu odtoku ze zájmového povodí. Tato data jsou ale využitelná při analýze odtoku ze sněhové pokrývky, které se věnují další kapitoly.

Dle Jelínka (2008) lze i pro tato modelová území využít hladinoměr ČHMU na profilu Vydra-Modrava. Ta je umístěna ihned po soutoku Roklanského a Modravského potoka. Tato vodočetná stanice funguje od roku 1930 do současnosti, mimo let 1940-1948 (Jelínek, 2006). Poskytuje tak sedmdesátiletou řadu pozorování vodních stavů, které jsou vhodné pro odvození charakteristiky odtoku.

Z grafu průměrného ročního chodu denních průtoků (obr. 16) je patrné, že se jedná o jednoduchý odtokový režim s výrazným maximem právě v době jarního tání sněhu, které obvykle vrcholí v první polovině května. Z měřených dat však vyplývá, že absolutních maxim průtoků bylo dosaženo během srážkových situací v letním období (Čurda, 2007).

Obr. 16: Průměrné denní průtoky v období 1930-2006 (Vydra – Modrava)



Zdroj: data ČHMÚ, zpracování Čurda (2007)

Sběru dat a metodice výzkumu je věnována následující kapitola.

4 Materiál a metody

Tato kapitola se věnuje metodice monitoringu sněhové pokrývky, metodám interpretace získaných dat o sněhové pokrývce, metodám hodnocení srážko-odtokových procesů a v neposlední řadě datovým zdrojům v rámci GIS.

4.1 Metodika monitoringu sněhové pokrývky

Problematika měření charakteristik sněhové pokrývky v rámci experimentálního měření je vykonávána na Katedře fyzické geografie a geoekologie od sezóny 2006/2007 na třech modelových povodí, ke kterým patří i povodí Rokytky a Ptačího potoka. Pro svojí časovou a prostorovou náročnost se na zimních kampaních a jejich organizování podílela řada členů a studentů katedry. Především jimi byli RNDr. Jan Kocum, RNDr. Michal Jeníček, Bc. Pavel Hladík, Bc. Jakub Čurda, Bc. Milan Prokš a Mgr. Jan Jelínek

Sezóna 2006/2007 představovala především standardizaci postupu prováděných měření s cílem optimalizovat sběr dat s aspektem obsáhnout dostatečně hustou síť bodů pro celé povodí a jejich následnou interpolaci v GIS softwaru. Pro měření jedné sítě bodů bylo zapotřebí minimálně 2 zkušených výzkumníků na lyžích či sněžnicích. Pro zajištění stejných podmínek bylo nutné ucelené povodí změřit za jediný den.

Fyzikální vlastnosti sněhové pokrývky byly zjišťovány hmotnostní metodou pomocí sněhoměrné soupravy SM 150-50 s obsahem průřezu odběrného válce 50 cm² (obr. 17), která i v teplotách vzduchu pod -10 °C prokázala svoji spolehlivost. Soustava se skládá z digitální váhy (přesnost ± 2 g), na kterou se pomocí závěsného vahadla zavěsí odběrný válec (1,5 m), od sezóny 2008/2009 se vahadlo nepoužívalo. Při odběru vzorku sněhu se válec zatlačí (v tvrdých vrstvách za současného pootáčení) do sněhové pokrývky až k povrchu půdy. Na vnější straně válce se na stupnici zároveň odčítá výška sněhu. Sníh ve válci se upěchuje tyčí, kterou se zpětně přeměří výška pokrývky. Z údajů o výšce sněhové pokrývky a hmotnosti sněhového vzorku se vypočítají následující charakteristiky:

Hustota sněhu:	$\zeta = m/k.h$
Vodní hodnota sněhu:	SVH = 10.m/k
Vodní hodnota pro použitý sněhoměr	SVH = 200.m

kde: ζ – hustota sněhu ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$), m – hmotnost vzorku sněhu (g), k – plocha průřezu (cm^2), h – výška sněhu (cm), SVH – vodní hodnota sněhu (mm)

Obr. 17: Sněhoměrná souprava SM 150-50



1. odběrný válec
2. tyč pro měření výšky sněhové pokrývky
3. digitální váha
4. měřič

Foto: autor, upraveno

Odběrný válec je vysoký 150 cm a nedisponuje nástavcem, proto je zapotřebí v případě vyšší sněhové pokrývky sníh odebírat postupně, následně se výška odhadla s přesností na celé centimetry. Další body následovaly s krokem 200 m, bylo-li to možné. V sezoně 2006/2007 byl každý bod zaměřen pomocí GPS a označen jedinečným kódem umožňující patřičný bod najít i při další sněhoměrné kampani. V sezoně 2008/2009 byla modelová síť bodů rozšířena pro docílení přesnější interpolace vodní hodnoty sněhové pokrývky. Snaha byla vždy vybrat konkrétní místo odběru tak, aby co nejlépe reprezentovalo danou lokalitu. Místo odběru podléhá subjektivnímu hodnocení, proto bylo snahou měřit dané povodí vždy stejnými výzkumníky s patřičnými zkušenosti dané oblasti. U každého bodu byla zaznamenána následující data charakterizující dané místo a jeho okolí:

- *identifikační kód*
- *hmotnost odebraného vzorku*
- *výška sněhové pokrývky v místě odběru*
- *pokrytí vegetací*
- *expozice*
- *sklon*

- *bylo-li za potřebí poznámky*

Pokrytí vegetací bylo klasifikováno do tří kategorií:

- 1 - otevřená plocha s výrazným vlivem působení větru
- 2 – plochy jako lesní mýtiny, průseky, cesty, listnatý les či les zasažený kůrovcem, tzn. plochy částečně chráněné před větrem.
- 3 – les

Expozice a *sklon* představovaly pouze doplňkové údaje pro pozdější analýzy sněhové pokrývky. Obě veličiny byly měřičem odhadnuty na základě subjektivního posouzení.

4.1.1 Měření hustoty a teploty sněhové pokrývky

V sezoně 2008/2009 bylo na obou povodích provedeno měření hustoty a teploty jednotlivých vývojových vrstev sněhové pokrývky. Toto měření se provádělo na přelomu března a dubna v době maximálního vysněžení až do roztátí a to na jednom místě v blízkosti hladinoměru příslušného povodí. Místo kopané sondy tak bylo vybráno tak, aby dostatečně reprezentovalo povodí. Pro měření byla využívána sněhoměrná souprava SM 150-50, teploměr a odběrové válečky o objemu 34 cm³, po rozpuštění sněhu se objem vody změřil v odměrném válci. Měření bylo provedeno v kopané sondě (obr. 18), kde se odebíraly vzorky sněhu po intervalu cca 20 cm s ohledem na vlastnosti jednotlivých vrstev. Výsledná hustota byla uvažována jako hustota pro celé povodí. Sonda a její stratifikace byla vždy vyfotografována.

Obr. 18: Kopaná sonda: povodí Rokytka (vlevo) a Ptačí potok (vpravo)

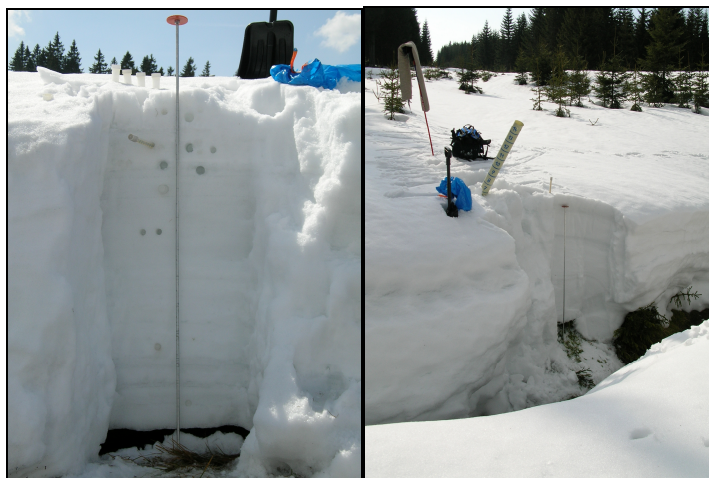


Foto: autor

4.1.2 Rozsah a termíny sněhoměrných kampaní

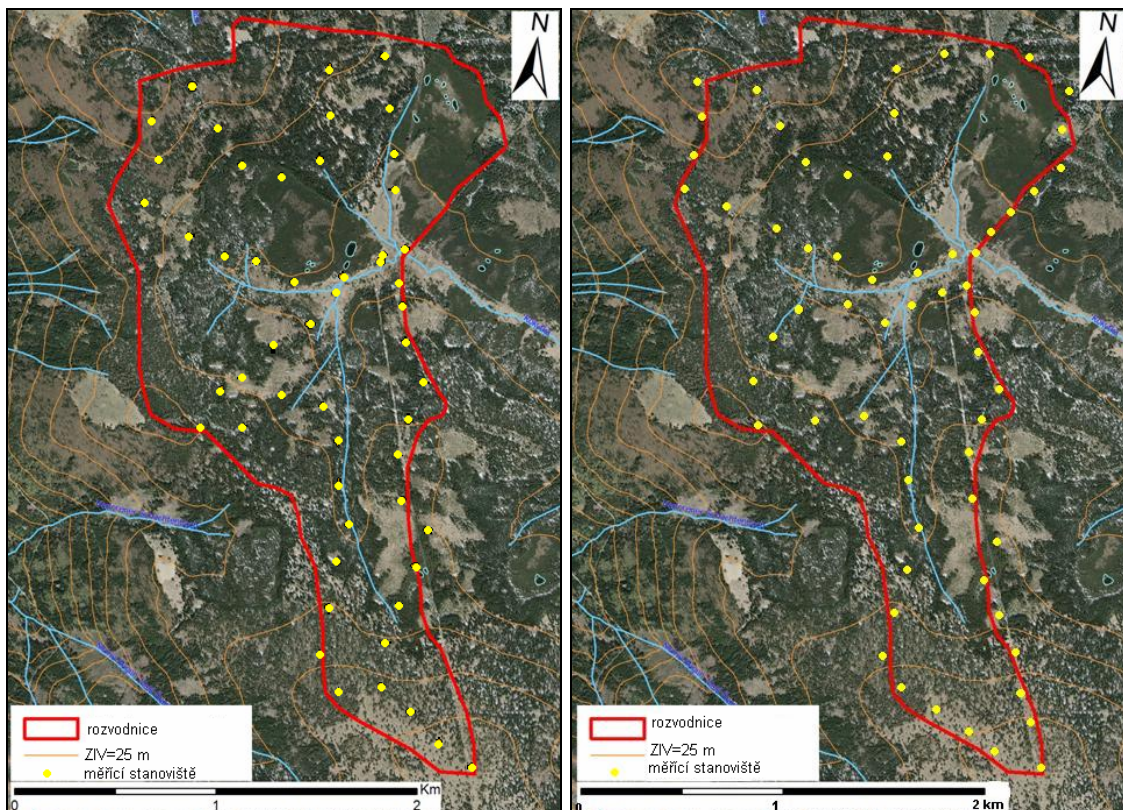
V sezoně 2007/2008 se uskutečnily dvě měření v obou povodích. První v druhé polovině února a druhé na začátku dubna, kdy se podařilo vystihnout dobu těsně před nástupem jarního tání obou povodí. To samé se opakovalo i v sezoně 2008/2009, kdy se rovněž na konci března podařilo vystihnout nástup tání sněhové pokrývky. První měření proběhlo koncem února. Měření kopané sondy proběhlo v termínech 4.4.2009, 12.4.2009, 19.4.2009 a 3.5.2009.

V zimě 2007/2008 byly odběry v povodí Rokytky provedeny na 53 bodech a na povodí Ptačího potoka rovněž na 53 bodech. V zimě 2008/2009 byla bodová síť (pro potřeby lepší interpolace) rozšířena na 63 bodů v povodí Rokytky a na 59 bodů v povodí Ptačího potoka. Vizualizaci měrných bodů a představu o vegetaci na měrných bodech přináší obr. 19. a obr. 20.

Obr. 19: Znázornění polohy měrných bodů v povodí Rokytky

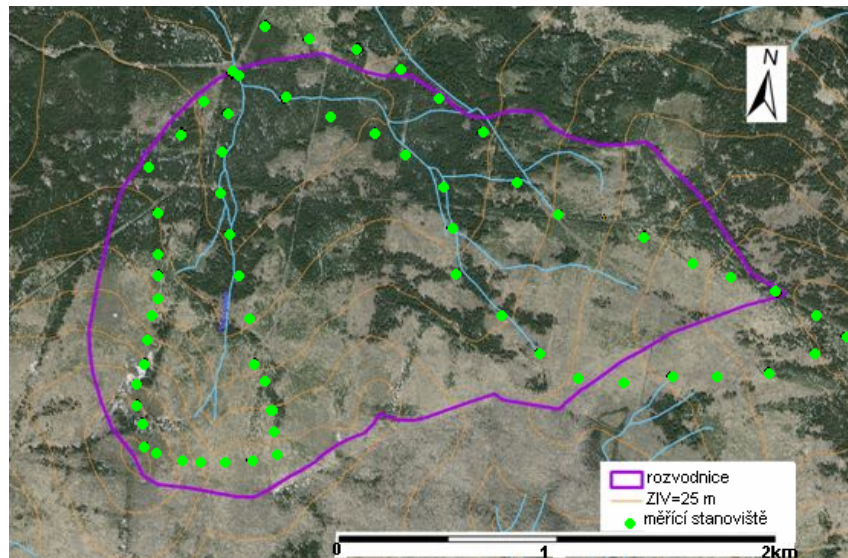
2007/2008

2008/2009

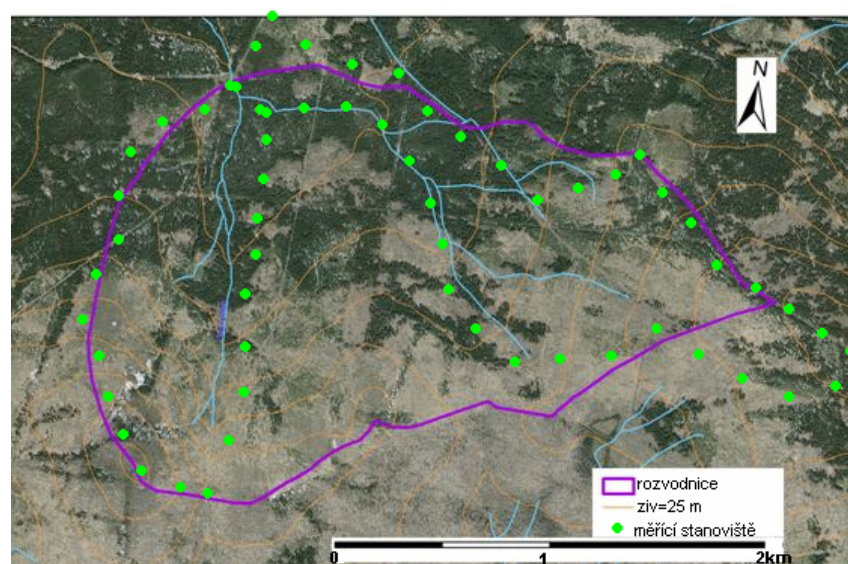


Zdroj: Google Earth, zpracování autor

Obr. 20: Znáornění polohy měrných bodů v povodí Ptačího potoka
2007/2008



2008/2009



Zdroj: Google Earth , zpracování autor

4.1.3 Chyby měření a interpretace dat

Při měření SVH může dojít k několika systematickým chybám. Při hledání již jednou změřeného bodu z minulé kampaně se používá přístroj GPS s přesností ± 10 m v závislosti na síle signálu, proto bylo zapotřebí zkušeností měřičů, kteří dokázali minulý bod určit. I tak může dojít k nechtěnému změření mírně odlišného místa. Tato chyba se eliminuje průzkumem výšky sněhové pokrývky v blízkém okolí.

Další chyba může být způsobena v nízkém porostu (většinou nízká kleč), skupinou spadných větví nebo borůvčí, kde je zapotřebí se dostat až k povrchu terénu, kousky větví pak mohou zůstat ve válci a způsobit chybu. S povrchem terénu souvisí i zavrtání válce do nezmrzlého terénu (většinou rašelina), kdy je potřeba měření opakovat.

Stálá systematická chyba je způsobena samotným odběrným válcem, který má logicky nenulovou tloušťku stěn, a tím dochází k hrnutí sněhu mimo válec a neodebrání veškerého sněhu (Němec, 2006).

Větších systematických chyb bylo možné dosáhnout při měření hustoty jednotlivých vrstev sněhové pokrývky, kdy se používaly válečky poměrně malého objemu, z čehož vyplývá možné zkreslení výsledků (34 ml, tzn. chyba cca 15 %) (Ohara, 2006). Zároveň bylo zapotřebí vzorek odebírat citlivě, aby se sníh ve válečku nestlačil. Na měření teploty sněhové pokrývky byl použit teploměr bez označení odchylky, tzn. že zde mohla být způsobená jistá chyba v měření.

Výsledky měření se následně interpolují v prostředí GIS pomocí interpolačních metod IDW, Kriging, Spline, a další, s různými algoritmy pro výpočet interpolovaných hodnot. Přes tento fakt není možno postihnout interpolací všechny faktory, které mají na charakter sněhové pokrývky vliv, a tak není možná naprostá totožnost interpolovaných dat s reálnou situací.

4.1.4 Interpretace dat o sněhové pokrývce

Ručně psané záznamy ze zimních kampaní byly archivovány, a poté digitalizovány za pomoci MS Excel. V programu byl proveden přepočítání údajů na vodní hodnotu sněhu v milimetrech. Před tímto krokem bylo potřeba od hmotnosti odebraných vzorků odečíst hmotnost odběrného válce. Databáze naměřených a vypočítaných hodnot byla v prostředí ArcGIS 9.3 propojena pomocí kódů z GPS, které byly upraveny na shapefile formát.

Pro odhad celkové vodní hodnoty sněhu v obou povodích byly použity interpolační nastavení softwaru ArcGIS 9.3. Nejběžněji používané jsou spline, kriging a IDW. Tyto nastavení používají interpolační algoritmy založené na vážených průměrech. To znamená, že údaje nacházející se blíže k bodu, pro který se interpoluje, mají větší vliv (váhu) na určení interpolované hodnoty než údaje dále od tohoto bodu.

Váha se pro každý měřený údaj, který se bere při interpolaci do úvahy, může měnit od 0 do 1. Rozdíly mezi jednotlivými metodami spočívají v tom, jak se určují váhy a jak se používají při interpolaci. Všechny metody vedou k různým interpolačním údajům, protože každá používá jiný algoritmus. Dle Holka (2004) je pro účely interpolace v malém povodí nejvýhodnější metoda kriging, která je využívána i v této práci. Vzhledem k tomu, že stanoviště pro odběr vzorků byla z hlediska vegetace vybírána tak, aby co nejlépe vystihovala okolní terén, je možné dle Jelínka (2008) interpolovat za použití všech bodů měření bez ohledu na charakteristiku stanoviště (otevřená plocha, chráněná plocha, les). Interpolována byla vodní hodnota sněhové pokrývky.

4.2 Monitoring srážko-odtokových procesů

V polovině srpna 2006 byly v povodí Rokytky a Ptačího potoka instalovány hladinoměry provozované Přf UK v Praze, které uzavírají obě experimentální povodí (obr. 21). Měřicí sestava se skládá z ultrazvukové sondy US 1200 (3000), řídicí jednotky M4016-G, modulu GSM/GPRS AGSM-1DB-FME, gelového akumulátoru 13,8V a solárního panelu SOLAR 12V. Veškeré zařízení bylo dodané společností FIEDLER-MÁGR, která je zároveň výrobcem.

Obr. 21: Ultrazvukový hladinoměr na Rokytkce (vlevo) a Ptačím potoku (vpravo)



Foto: autor

Ultrazvuková sonda je založena na principu měření časové prodlevy mezi vyslaným a přijatým ultrazvukovým impulsem. Sonda měří výšku hladiny a okamžitý průtok. Číslicový přenos dat ze sondy umožňuje předávat více informací po jednom vedení, a proto každá sonda kromě hlavní měřené veličiny může vysílat ještě vedlejší veličiny (hladinu nebo vzdálenost, teplotu vzduchu).

Výška hladiny je měřena každých 10 min (aby měření v tomto intervalu vycházelo vždy na celou hodinu). Výška hladiny je měřena v milimetrech a byla při instalaci kalibrována na výšku hladiny ode dna toku v místě měření. Všechny údaje a veličiny se ukládají v řídicí jednotce, která je pomocí služby datahosting odesílá na server společnosti FIEDLER-MÁGR. Datahosting umožňuje vizualizaci dat, exporty dat přímo do programů MS Excel nebo MOST k dalšímu zpracování.

Na řídicí modul je napojen i automatický člunkový srážkoměr, který ale nedisponuje nákladným vyhříváním, takže je na zimní období vždy odinstalován.

V říjnu 2008 byla zprovozněna i klimatická stanice v lokalizě Březník. Ta měří teplotu a vlhkost vzduchu, sluneční radiaci, směr a rychlost větru a v neposlední řadě je vybavena člunkovým srážkoměrem. Jelínek (2008) zjistil, že daleko lépe korelují data z povodí Rokytky s německým Grosser Arbrem, než s daty stanic ČHMÚ, proto se dá předpokládat, že nejvhodnější údaje o radiaci a zimních srážkách budou vzhled k poloze právě ze stanice Březník..

4.2.1 Chyby měření stanic

Dlouhodobá chyba ultrazvukového měření hladiny nepřesahuje dle výrobce 1 %. Častější chyba může být technického charakteru, kdy může dojít kapacita akumulátoru nebo rozbití solárního panelu. Další problém je totální zasněžení a zamrznutí stanice, jenž nastal v sezoně 2008/2009.

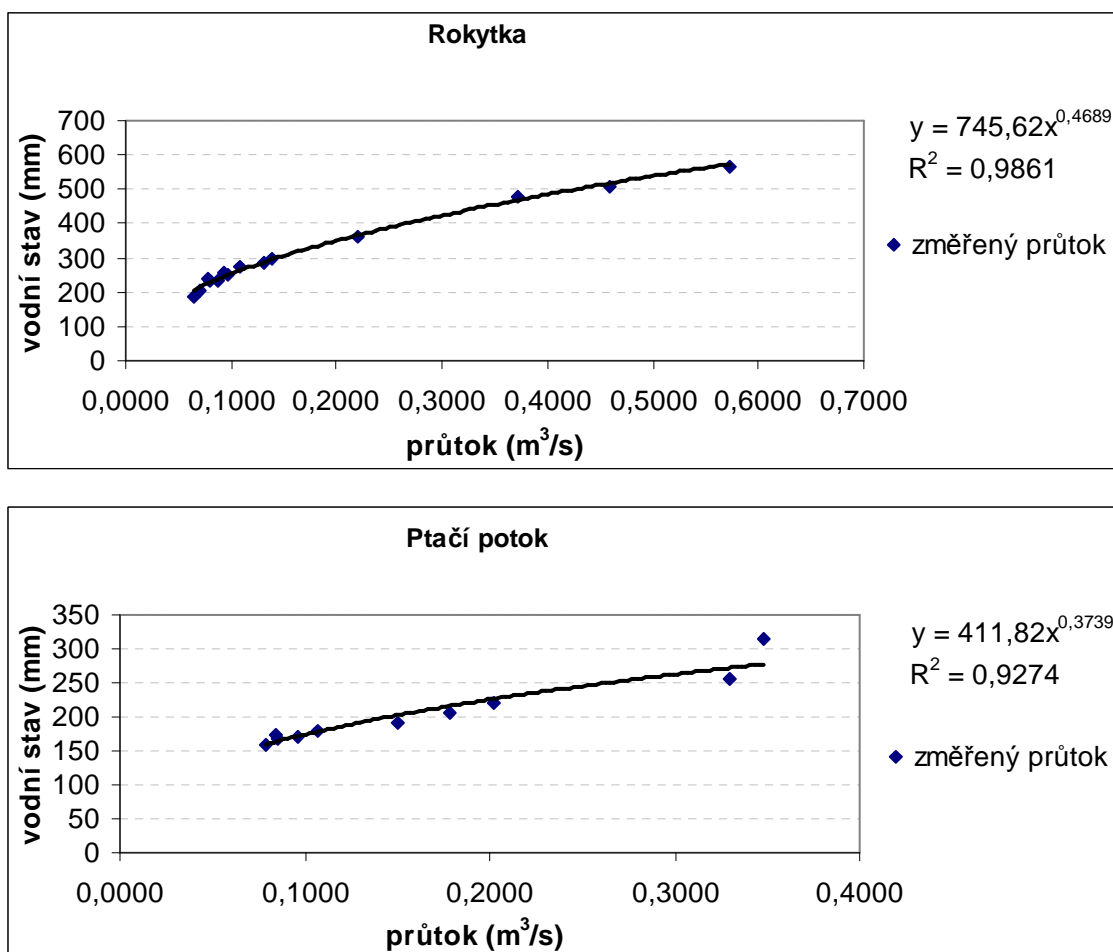
Dle Jelínka (2008) jsou údaje o teplotě měřené čidlem potencionálně problematické. Umístění čidla (povodí Rokytky) neodpovídá standardům požadovaným na měření teploty vzduchu. Datová řada teplot je zpracována obdobně jako řada průtoků. Průměrná denní teplota tak není stanovena standardním způsobem, tedy průměrováním termínových měření od 7 do 7 hodin následujícího dne, ale jako průměr hodinových průměrů konkrétního dne od 0 do 24 hodin (Jelínek, 2008).

4.2.2 Metody hodnocení krátkodobých řad

Vodní stavy byly za pomoci konzumpční křivky převedeny na průtoky. Od srpna 2006 až do srpna 2008 bylo vyhotoveno v obou povodích několik měření průtoků za pomoci hydrometrické vrtule. V obou povodích bylo docíleno velmi vysokého koeficientu spolehlivosti a to 0,93 na Ptačím potoce a 0,99 na Rokytkce (obr. 22).

Dle konzumpčních křivek byly vypočteny průměrné denní a měsíční průtoky za určité období. Tyto průtoky byly určeny jako aritmetické průměry hodnot za příslušné období. Pro detailní analýzu odtoku ze sněhové pokrývky bylo za potřebí průběh hodinových průtoků a rovněž hodinových dat o teplotě vzduchu v jarním období. Hodinová data byla vytvořena dosazením 10-ti minutových průtoků a teplot do sestavené kontingenční tabulky v programu MS Excel..

Obr. 22: Konzumpční křivka pro profil hladinoměru na Rokytce a Ptačím potoce



Zdroj: data Přf, vlastní zpracování

4.3 Použitý software

Pro zpracování diplomové práce byl mimo klasických kancelářských (nástroje sady MS Office) a grafických softwarů (Adobe Photoshop a Adobe Illustrator) využit software ArcGIS 9.3 z řad geografických informačních systémů. Tyto produkty firmy ESRI sloužily především pro schematizaci a vizualizaci dostupných a změřených dat.

ArcMap je základní GIS aplikací ArcGIS Desktop. Slouží pro veškeré mapově orientované úlohy včetně kartografie, prostorových analýz a editace dat. Poskytuje kompletní funkcionalitu pro tvorbu map. ArcMap poskytuje dva různé pohledy na mapu. Jedním pohledem je zobrazení geografických dat, kde se dá pracovat s geografickými vrstvami a může se zde měnit symbolika, analyzovat a dále kompilovat datové sady GIS. Druhým pohledem je zobrazení výkresu mapy, kde se pracuje

s mapovými stránkami, které neobsahují jen rámce geografických dat, ale i další mapové prvky, jako jsou legendy, měřítko a severky. ArcMap se využívá pro tvorbu mapových kompozic připravených pro tisk a publikaci.

ArcCatalog je aplikací, která pomáhá organizovat a spravovat data GIS, jako jsou mapy, glóby, datové sady, modely, metadata a služby. Obsahuje nástroje pro prohlížení a vyhledávání geografických informací, zaznamenávání a prohlížení metadat, rychlé prohlížení libovolných datových sad a vytváření schématu struktury geografických vrstev.

ArcGis 3D analyst je rozšiřující modul, který je zaměřen na tvorbu, analýzu a zobrazení dat ve 3D. Poskytuje nástroje nejen na interpolaci rastrových povrchů, ale také možnosti pro konstrukci TIN. Jako jediný z nástaveb umožňuje práce s TIN strukturou, jako jsou výpočty sklonu, expozice nebo vrstevnic z TIN.

Spatial analyst je jedním z hlavních přínosů rozšiřujícího modulu. V Spatial Analyst je možnost vytvářet data v rastrovém formátu a analyzovat souvislosti mezi různými typy geografických dat v rastrovém i vektorovém formátu. Umožňuje využít ta data, která popisují spojitě se měnící veličiny, jako jsou např. nadmořská výška, sklon, teplota, tlak, srážky apod. Dále jsou zde propracované hydrologické analýzy pro výpočet směrů odtoku nebo definování povodí k dílčí části toku.

4.3.1 Gis vrstvy pro tvorbu map

V práci jsou použita data z projektu „Digitální báze vodohospodářských dat“ (DIBAVOD) Výzkumného ústavu vodohospodářského T.G.Masaryka v Brně. Data jsou nadstavbou pro systém dat ZABAGED. Soubor kartografických dat vrstevnic ZABAGED pokrývá celou plochu České republiky a je distribuován ve vektorové digitální formě v kladu jednotlivých mapových listů základní mapy 1:10 000. K vytvoření výškových a sklonitostních map byly využity vrstevnice s krokem 5 m. Z projektu DIBAVOD byla použita data: A01 – CEVT (Centrální evidence vodních toků), A07 – hydrologické členění (rozvodnice IV. řádu).

Pro ortofota byla použita data z projektu Google Earth.

4.4 Vyhodnocení dat

Při prezentaci výsledků byla použita jak hodinová data o teplotě vzduchu a průtoku, tak průměrné denní teploty vzduchu a průměrné denní průtoky, které byly především použity pro model odtoku ze sněhové pokrývky v modelu Degree-Day.

Data popisující kvantitativní vývoj sněhové pokrývky jsou pro každý den měření vyhodnocena zvlášť. Za pomoci interpolační metody kriging, jsou znázorněny údaje o vodní zásobě sněhu za jednotlivá povodí. Práce se především zabývá analýzou odtokového režimu v jarním období 2008/2009, ale jsou zde nastíněné i interpolované hodnoty rozložení vodní hodnoty sněhu za rok 2007/2008. V souhrných grafech jsou vyjádřeny průměrné hodnoty zmíněných parametrů pro obě povodí. Hustoty jednotlivých vrstev sond jsou vyjádřeny grafem.

4.4.1 Degree-Day model

Základem tohoto modelu je již v kapitole 2.6. zmíněný vztah $M = DDF (T_i - T_b)$. Hodnoty teplotního faktoru jsou zjištěny empiricky.

Pro stavbu modelu byly vybrány období tání v povodí Rokytky a Ptačího potoka z jara 2009. Během tání nebyly na povodí zaznamenány žádné srážky, proto je zvýšení odtoku vyvoláno pouze táním sněhu. Teplotní faktor byl nejprve počítán podle vzorce vycházejícího z hustoty sněhu (rovnice 3.2.1). Výpočet s takto zjištěným teplotním faktorem se příliš neshodoval s měřeným průtokem. Důvodem pravděpodobně byla příliš velká odchylka při měření hustot jednotlivých vrstev.

Aby model vystihl počátek tání, byly stanoveny počáteční podmínky. Suma teplot za definovaný počet předešlých dnů musela dosáhnout určité hodnoty a průměrná teplota za definovaný počet předešlých dnů pod určitou hodnotu nesměla klesnout. Protože odtok ze sněhu s dobou tání narůstal, bylo třeba měnit i teplotní faktor. Podmínka byla nastavena tak, že dokud suma předcházejících teplot nedosáhne určité hodnoty, je teplotní faktor upraven určitým podílem. Podobný výpočet aplikoval ve své práci Klose (2008) v modelovém povodí v oblasti Malé Mokrůvky. Během výpočtu byl modelovaný odtok ze sněhu porovnáván s naměřenou zásobou vody ve sněhové pokrývce. Ve chvíli, kdy ve formě sněhu již žádná voda na povodí nebyla, nahradil model poslední odtokovou křivku křivkou funkce $y = x - \alpha$. Degree-Day model byl

upraven i pro hodinový krok, kde se potvrdila hypotéza, že model pro takto krátké období není příliš vhodný.

5 Výsledky sněhoměrných měření

Tato kapitola se zabývá vyhodnocením sněhoměrných kampaní, které byly prováděny v zimě 2007/2008 a 2008/2009, a monitoringem vertikálního porfilu na jaře 2009.

5.1 Výsledky měření kvantitativního vývoje sněhu

V této kapitole jsou shrnuta a interpretována data naměřená v rámci sněhoměrných kampaní v zimě 2008/2009 na modelovém povodí Rokytky a Ptačího potoka. Výsledky rozložení vodní hodnoty sněhu jsou porovnány i se shodným obdobím nejvyšší akumulace v zimě 2007/2008.

5.1.1 Vyhodnocení měřených dat v povodí Rokytky

Jednodenní sněhoměrná kampaň proběhla v termínech 21.1.2009 a 19.3.2009. Při porovnání lednového termínu měření s chodem teplot zjistíme, že toto měření předcházelo období dlouhodobě záporných průměrných denních teplot, je proto předpoklad, že výsledky měření v tomto termínu dávají reálný odhad vývoje od počátku akumulace sněhové pokrývky, kdy toto období nebylo zasaženo oblohou. Během jednoho dne byla ve dvou skupinách měřičů změřena výška sněhové pokrývky a vodní hodnota sněhu na 62 bodech. Výsledky měření interpretuje série grafů charakteristiky sněhové pokrývky (obr. 23). Nevyšší hodnoty SVH byly naměřeny ve střední části povodí kolem 1100 m n. m, kde se jedná o plochu chráněnou klečí. Naopak v lesním prostředí se projevil očekávaný vliv intercepce a jak výška tak i SVH je zde nejnižší v celém výškovém rozsahu. Vynechají-li se měrné body na kůrovcem zasažené Medvědí hoře, potvrdí se skutečnost prezentovaná Jelínkem (2008) o neexistenci signifikantního trendu nárůstu vodní hodnoty s nadmořskou výškou, vztaženou na tuto fázi zimy. V tomto období lze také konstatovat, že hlavní fyzicko-geografický faktor ovlivňující prostorový vývoj sněhové pokrývky je vítr, neboť zkušenost i výsledky měření potvrdily, že nejvyšší vodní hodnota je naměřena na stanovištích s charakterem rovné plochy s nízkými jehličnany, jako je právě oblast „velkých jezer“ rokytecké slatě.

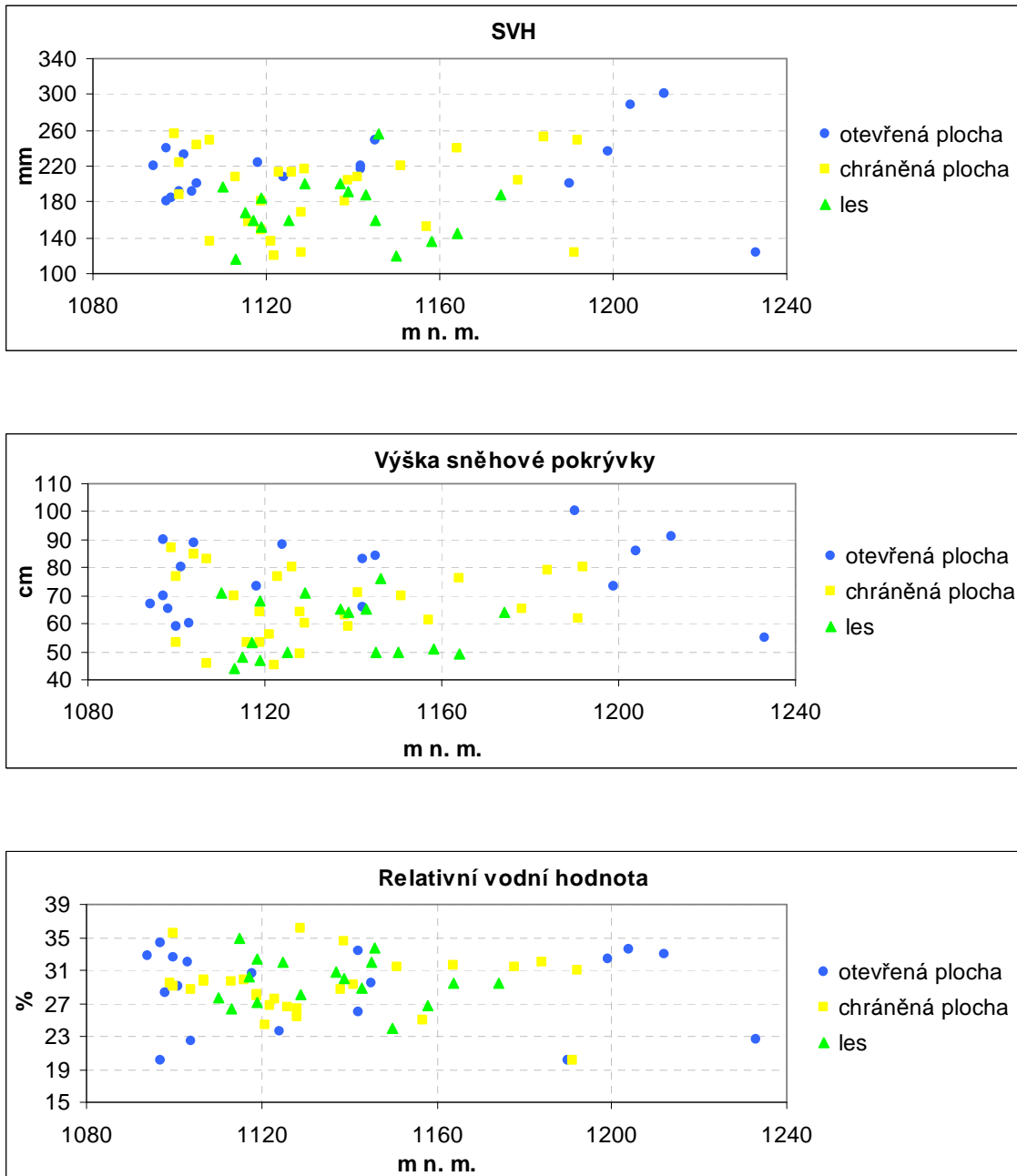
Tento lednový trend potvrdilo i měření z 19.3.2009 v době téměř maximálního vysněžení a těsně před nástupem stoupajícího trendu průměrných denních teplot. Měření v tomto termínu je z hlediska představy o odtoku ze sněhové pokrývky nejpodstatnější. Jak můžeme pozorovat na grafech obr. 24, maximální hodnoty SVH jsou opět zaznamenány v nejnižších a nejvyšších polohách povodí a to i na otevřených plochách. Celkově se však zvýšila variabilita hlavně SVH. Příčinou může být umocnění ostatních faktorů související s tzv. stárnutím sněhu i nástupem jara, jako výraznější rozptyl hodinových teplot, epizod s deštěm a zvýšená míra oslunění.

Právě pro lepší prostorovou představu a pro přesnější odhad vody akumulované ve sněhové pokrývce byla použita softwarová interpolační technika kriging doporučená (pro povodí tohoto rozsahu) Holkem (2001) a odzkoušená (na povodí Rokytky) Jelínkem (2008). Tato metoda vykázala nejmenší odchylky, i když za určitých podmínek vytvářela tzv. bull eyes“ (více izolovaných izochar okolo jednotlivých bodů). Z této série výstupů (obr. 26) lze lépe vypořadovat právě variabilitu SVH v daných obdobích. Můžeme tak sledovat že nejnižší březnové hodnoty SVH vykazují zalesněné plochy střední polohy povodí. Celková vodní hodnota vztažená na povodí Rokytky byla v tomto termínu interpolována na 519 mm a lednová hodnota byla 193 mm.

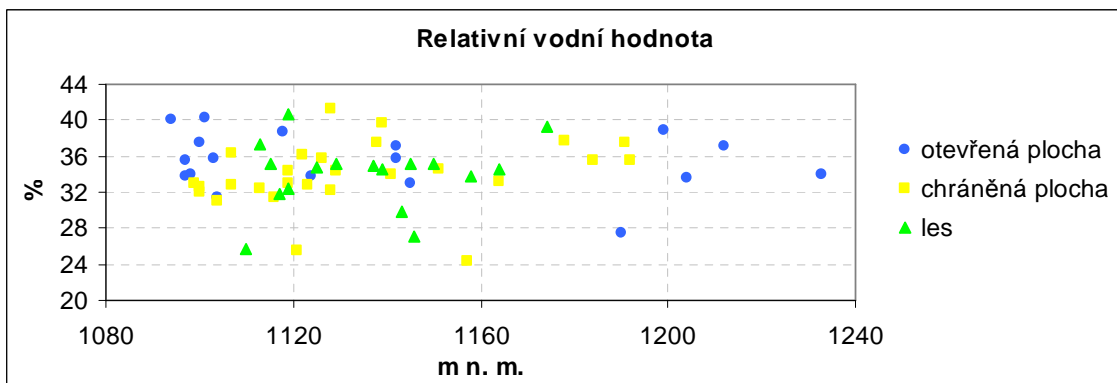
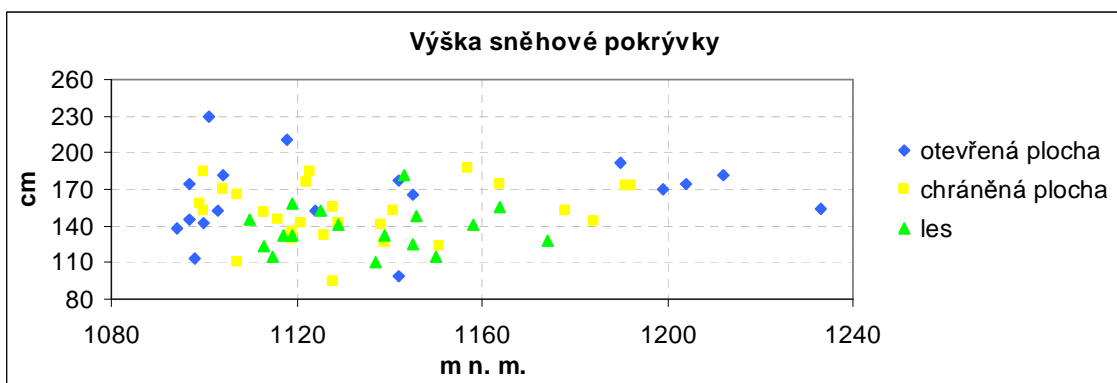
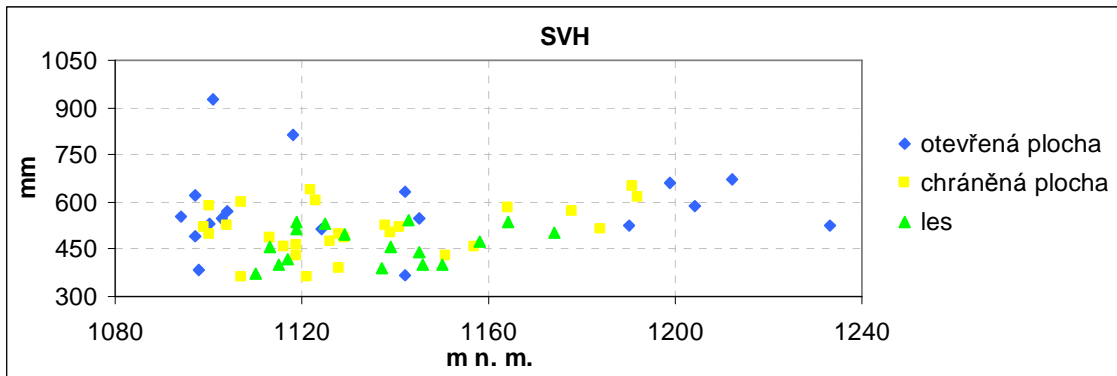
Zajímavá je konfrontace těchto výsledků z minulých sezón. Průběh vývoje prostorového rozložení SVH v sezoně 2008/2009 odpovídá Jelínkem (2008) analyzované sezoně 2006/2007, nikoliv však sezoně 2007/2008. Podle obr. 25 je patrné, že v době nejvyšších hodnot sněhové pokrývky 2.4.2008 se naopak SVH snižuje s nadmořskou výškou, a vliv druhu vegetace je druhořadým faktorem. Maxima dosahovala vodní hodnota v nejvyšších polohách povodí a její hodnoty byly oproti letošnímu měření o 20 % nižší. To, že se nejvyšší relativní vodní hodnota vyskytuje v nejnižších až středních polohách povodí, je dáno častějším výskytem kladných teplot způsobující částečné tání sněhu a dalším faktorem může být možnost častějšího výskytu dešťových srážek i během zimního období. V obou sezónách se měřící skupiny také potýkali s rašelinovým terénem, který jak bylo po obě sezóny pozorováno nezamrzá. Tím pádem tu vzniká vliv elevace vody do spodních vrstev sněhové pokrývky právě v lokalitě nízkých otevřených ploch. Rozdíl v prostorové distribuci jak výšky, tak i SVH sněhové pokrývky v obou sezónách, může mít příčinu v několika faktorech. Prvním, dle předpokladu méně významným, může být odlišná síť měřících bodů. V zimě 2007/2008 se měřilo pouze na 53 bodech, jejichž rozmístění dostatečně nereprezentovalo okolní lokalitu, hlavně v severní části povodí. Významnější roli může

mít na variabilitě obou sezón častý výskyt východní synoptické situace s tlakovou níží nad balkánským poloostrovem se srážkami přicházející od východu. Tato situace pak potlačuje efekt návětrné strany Šumavy od západu. Rastrovým výpočtem metody kriging bylo docíleno začátkem dubna v sezoně 2007/2008 418 mm SVH.

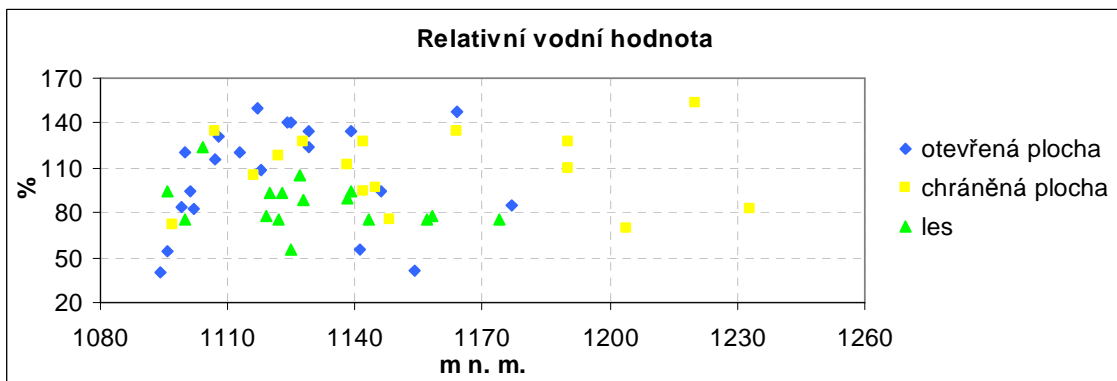
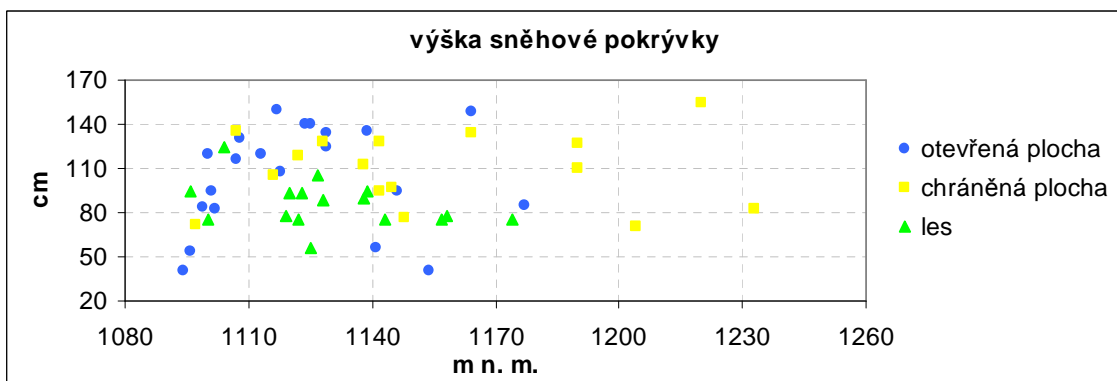
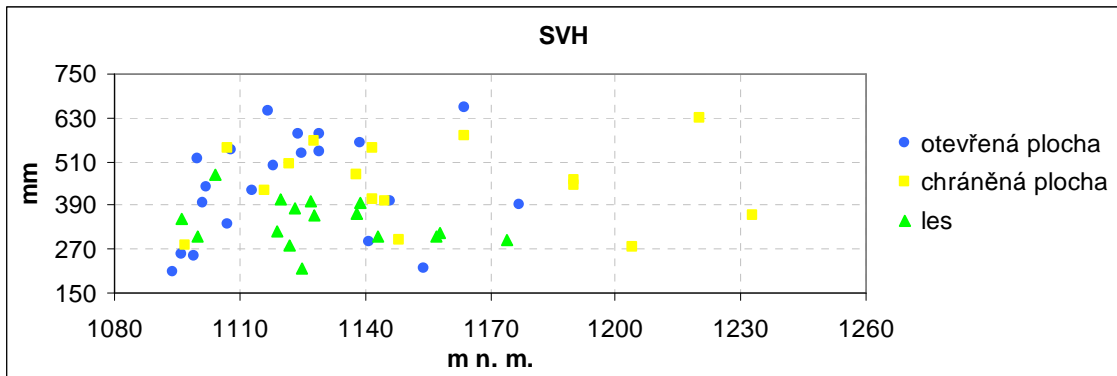
Obr. 23: Měřené charakteristiky sněhové pokrývky, povodí Rokytky 21.1.2009



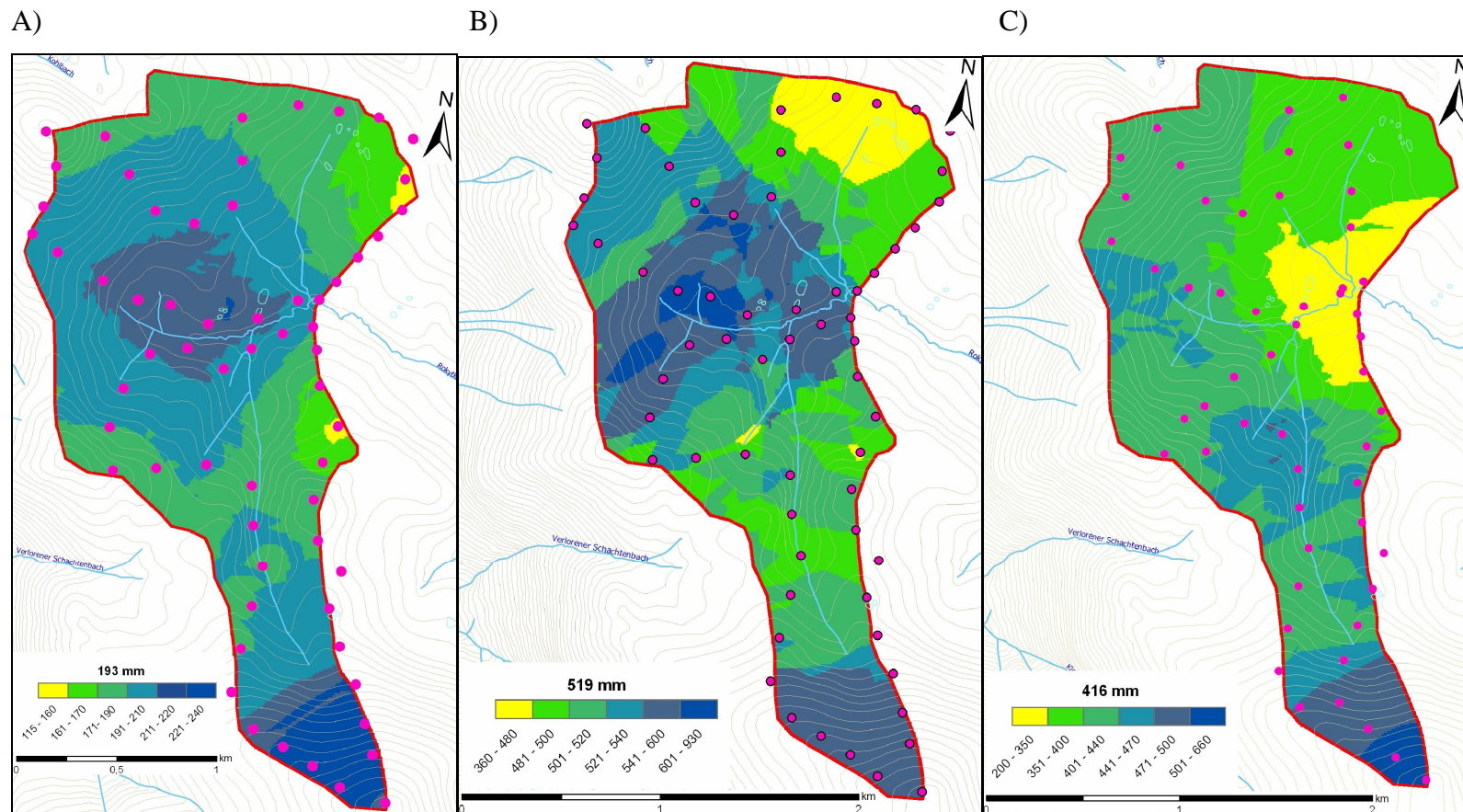
Obr. 24: Měřené charakteristiky sněhové pokrývky, povodí Rokytky 19.3.2009



Obr. 25: Měřené charakteristiky sněžové pokrývky, povodí Rokytky 2.4.2008



Obr. 26: Prostorové rozložení vodní hodnoty sněhové pokrývky A) 21.1.2009 B) 19.3.2009 C) 2.4.2008



5.1.2 Vyhodnocení měřených dat v povodí Ptačího potoka

V sezoně 2008/2009 se na tomto povodí povedlo uskutečnit 3 sněhoměrné kampaně. První 22.-24.12.2008 těsně po prvním výrazným zasněžením této sezóny. Měření bylo provedeno ve dvou dnech pouze dvěma měřiči. Na výsledek interpolace SVH toto dvoufázové měření nemělo vliv. Vliv a odchylky v interpolaci mohla způsobit redukce měrných bodů (z časových důvodů) na 34. Naměřené charakteristiky sněhové pokrývky reprezentují grafy na obr. 27. Vzhledem k charakteru povodí bylo v tomto termínu typické rozložení SVH. Nejvyšších hodnot bylo dosaženo na vrcholcích a svazích Malé Mokrůvky (1330 m .n.m), která je na exponovaně návětrné straně a zároveň díky kůrovcové kalamitě postrádá i vegetační ochranu. Nejnižší hodnoty SVH i samotné výšky sněhové pokrývky bylo dosaženo v nejnižší hustě zalesněné části povodí. Největší variability ve všech sledovaných parametrech bylo dosaženo na západních svazích, které nejvýrazněji podléhají fyzicko-geografickým vlivům. Při použití stejných interpolačních metod, jako v případě povodí Rokytky, bylo dosaženo 136 mm průměrné hodnoty SVH na povodí (obr. 31a).

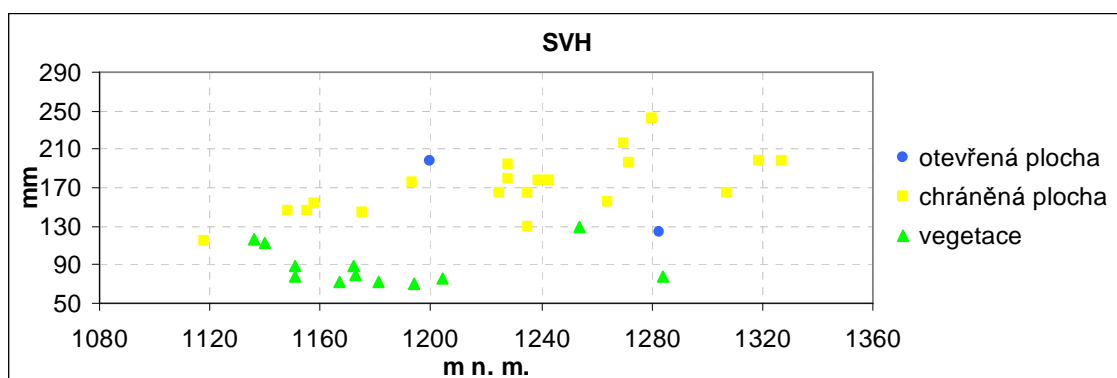
Další měření proběhlo po nepříliš výrazném období sněhových srážek a to 22.1.2009 z mapy interpolace na obr. 31b je možné sledovat výrazný vliv změny sítě měrných bodů, oproti prosincovému měření. Rozmístění 60 bodů bylo v porovnání se sezónou 2007/2008 upraveno tak, aby lépe vystihlo reálné hodnoty SVH v povodí, což se povedlo, ale bylo zaznamenáno až příliš bodů mimo vymezené povodí, které mohly způsobit jisté zkreslení interpolovaných hodnot, jejichž průměr za povodí činil 167 mm. Na grafech (obr. 28) lze opět sledovat výsledky měření s ohledem na typ stanoviště. Opět je tu výrazná variabilita sledovaných parametrů na západních svazích, na kterých v nižších polohách značně stoupla vodní hodnota sněhu. Příčinou může být jednak teplotní faktor, který se v předcházejících dnech průměrně pohyboval kolem 0 °C, a také v předchozí kapitole zmíněný vliv východní synoptické situace, který potvrzuje i poměrně vysoká sněhová pokrývka v této lokalitě.

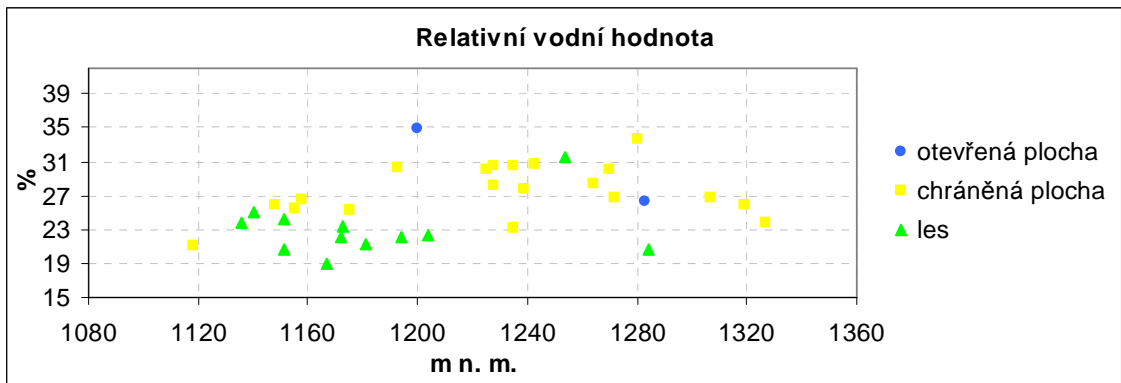
Poslední letošní měření proběhlo v březnové kampani a to 20.3.2009 v momentě, kdy se předpokládalo nejvyšší letošní zasněžení. V následujících dnech přišlo ještě zhruba dvoudenní sněžení, které by ale na celkový obraz rozložení SVH na konci zimy nemělo mít vliv. Sněhoměrná síť byla zachována a průměrná SVH na povodí byla interpolována na 401 mm (obr. 31c). Březnové měření vykázalo celkově

větší míru variability než únorové měření (obr. 29). To lze vysvětlit opět umocněním variability faktorů ovlivňujících charakteristiky sněhové pokrývky s příchodem jarního období. Stejně jako u lednového měření je patrný velký vliv intercepce zdravého smrkového porostu na jihozápadním svahu povodí. Zajímavé zjištění přináší relativní vodní hodnota sněhu, která v březnovém termínu vytváří jakousi sinusoidu kopírující nadmořskou výšku, kterou způsobuje již zmíněné odlišné působení fyzicko-geografických faktorů na severních a jihozápadních svazích.

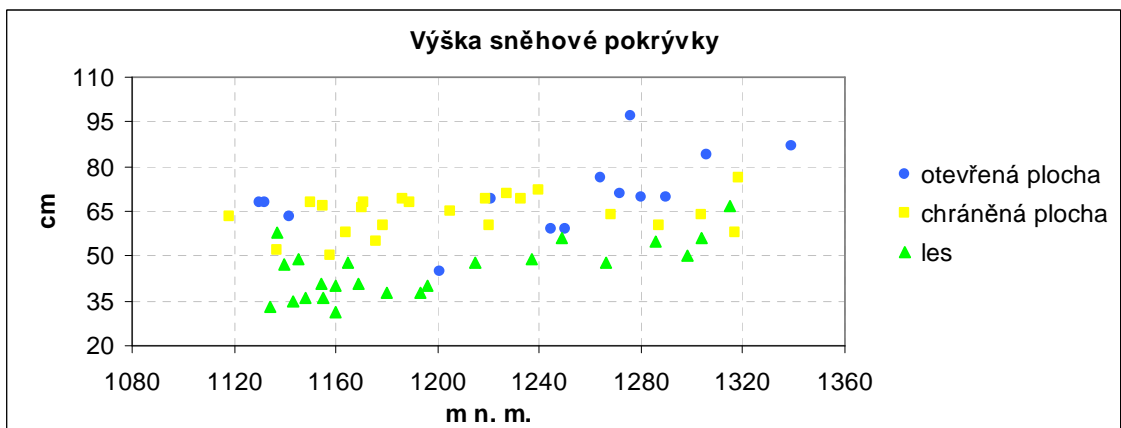
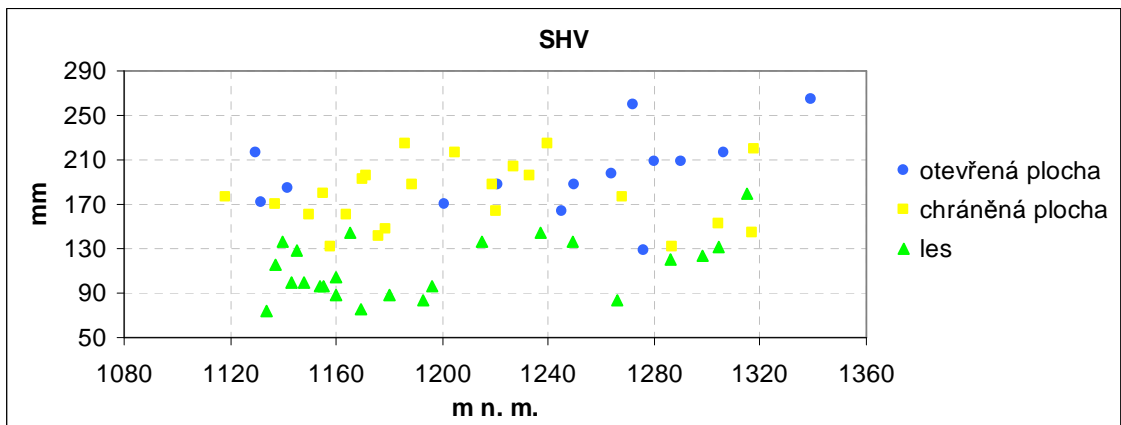
Zajímavým zjištěním je, že i přes výraznější výskyt zmíněné východní synoptické situace v sezóně 2008/2009, není výsledný vývoj charakteristik sněhové pokrývky tak výrazně odlišný od stejného období zimy 2007/2008, jako v případě povodí Rokytka. Výsledné rozdíly rozložení SVH v obou sezónách (obr.31c,d) jsou spíše způsobeny zmíněným odlišným rozmístěním sněhoměrné sítě, což je hlavně patrné v lokalitě Černé hory, kdy sezóně 2007/2008 vedou body výhradně otevřeným terénem a v sezóně 2008/2009 po hranici povodí v lese nebo chráněné ploše (viz obr. 19 a 20, kapitola 4.1.2). Podobný rozdíl sněhoměrné sítě je možné sledovat i na severním svahu Malé Mokrůvky. Výsledná průměrná hodnota SVH v sezóně 2007/2008 byla 432 mm. Výslednou variabilitu sledovaných charakteristik v této sezóně zobrazuje série grafů na obr. 30. Graf vývoje relativní vodní hodnoty potvrzuje hypotézu z letošní sezóny o odlišném prostorovém působení fyzicko-geografických vlivů.

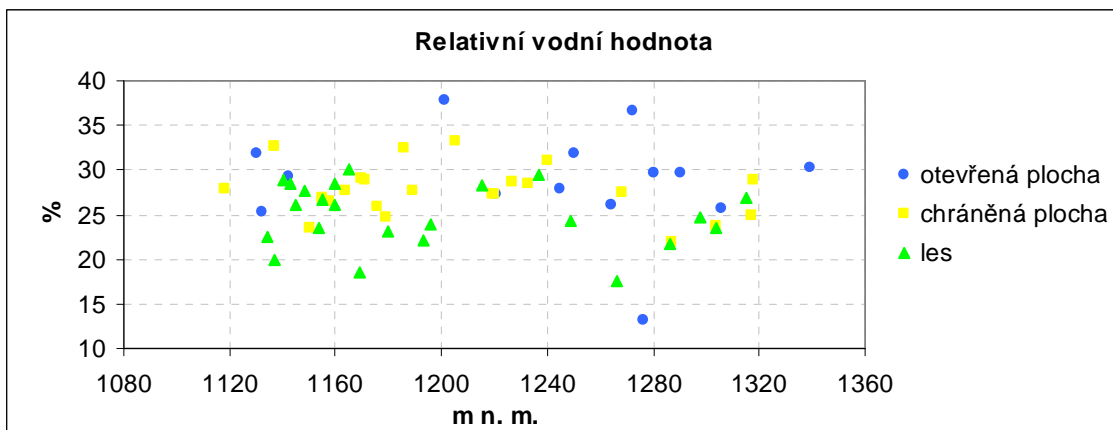
Obr. 27: Měřené charakteristiky sněhové pokrývky, povodí Ptačího potoka 22.12.2008



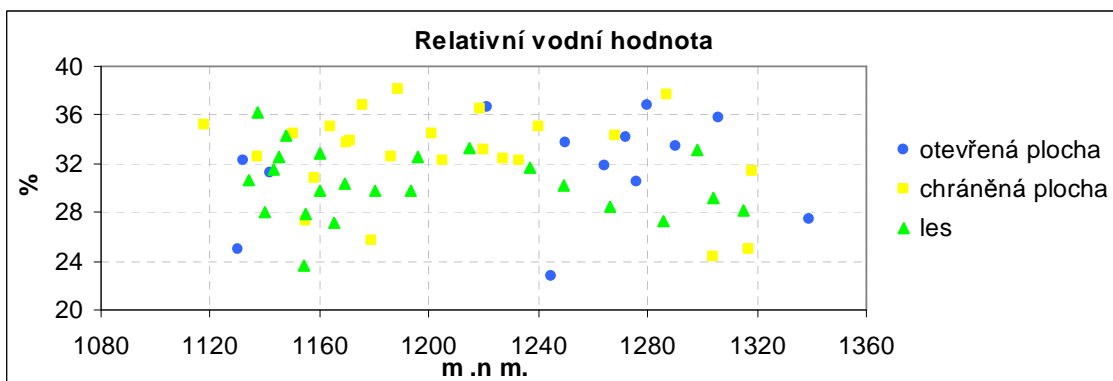
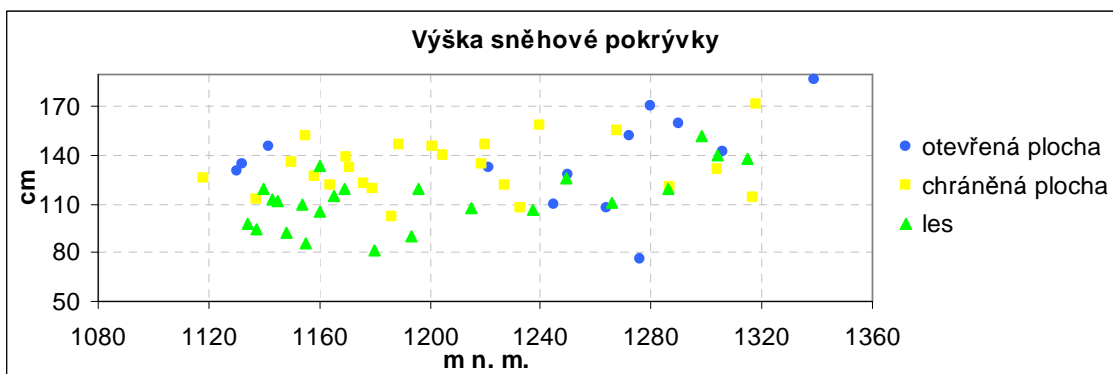
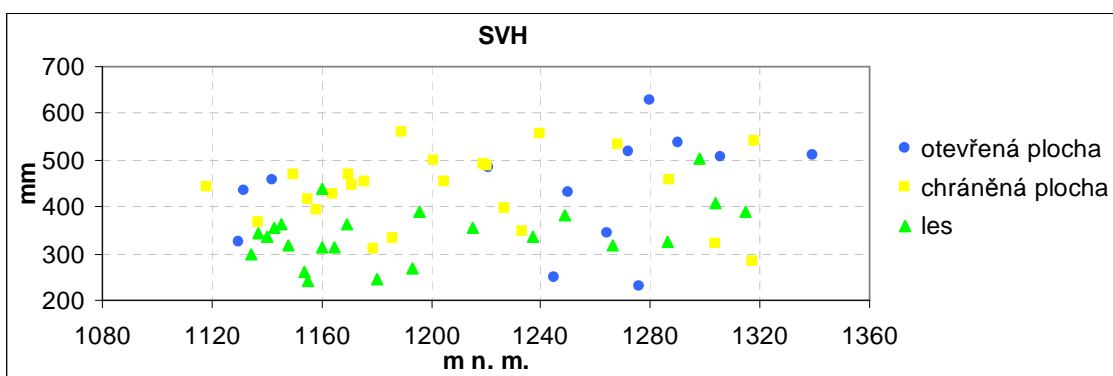


Obr. 28: Měřené charakteristiky sněhové pokrývky, povodí Ptačího potoka 21.1.2009

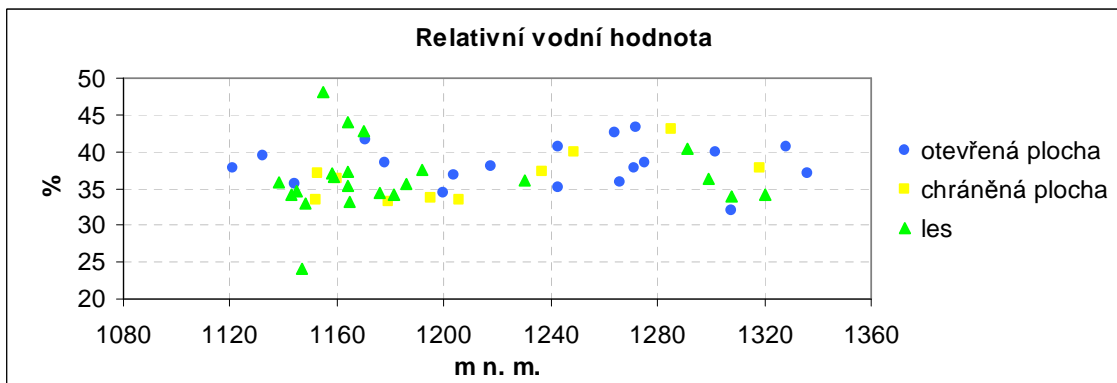
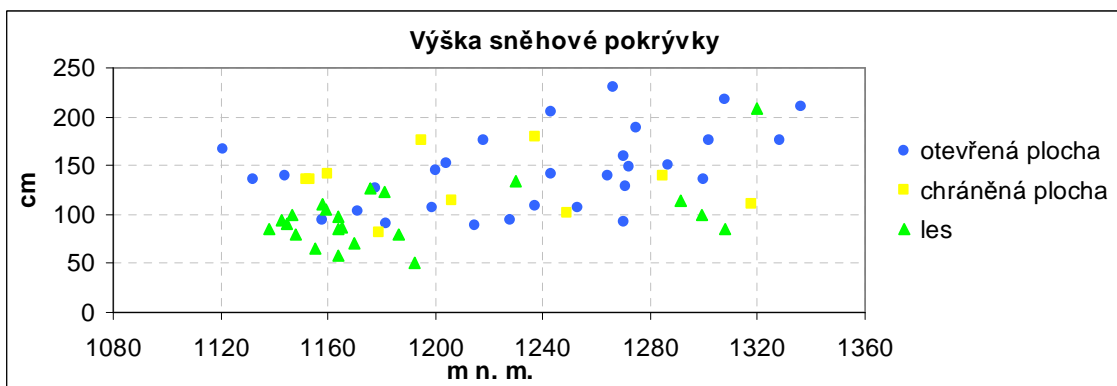
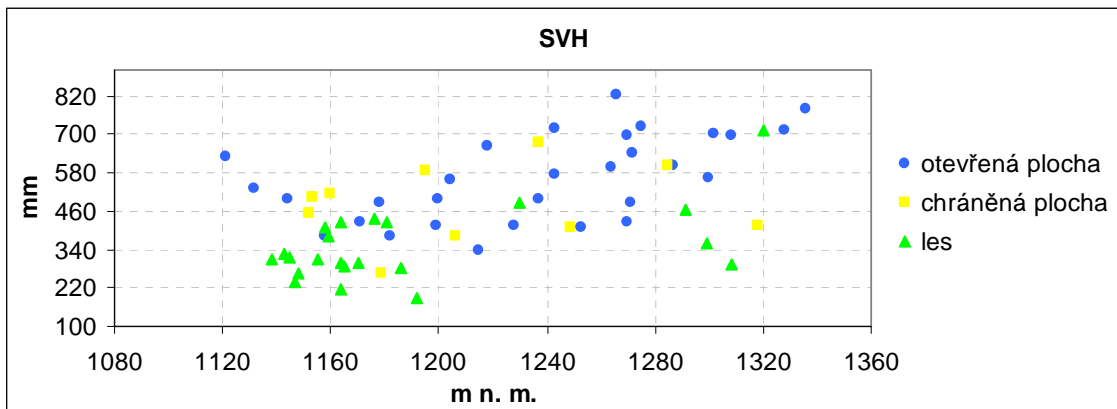




Obr. 29: Měřené charakteristiky sněhové pokrývky, povodí Ptačího potoka 20.3.2009

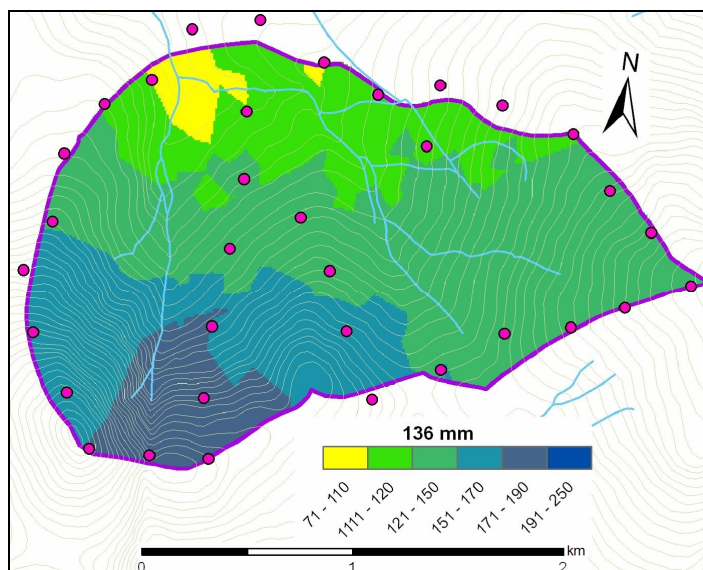


Obr. 30: Měřené charakteristiky sněhové pokrývky, povodí Ptačího potoka
3.4.2008

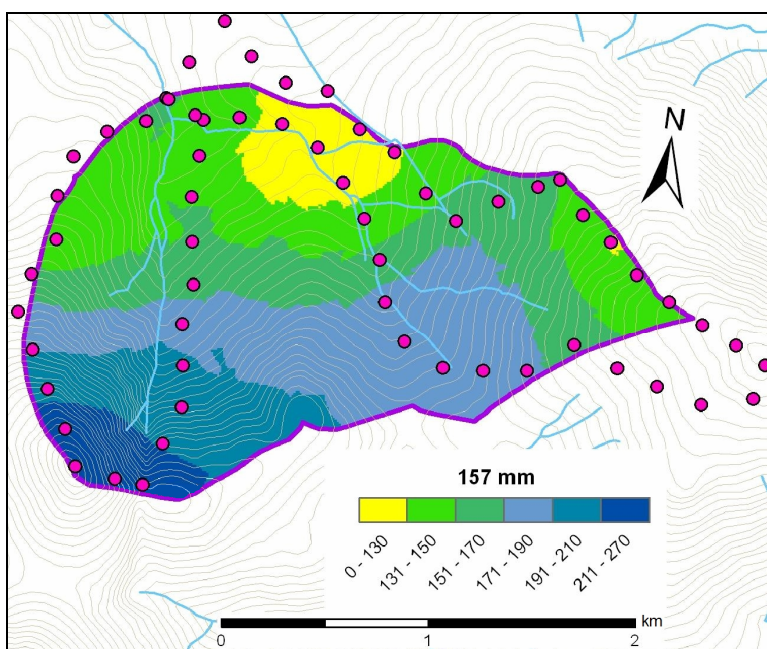


Obr. 31: Prostorové rozložení vodní hodnoty sněhové pokrývky A) 22.12.2008
B) 21.1.2009 C) 19.3.2009 D) 2.4.2008

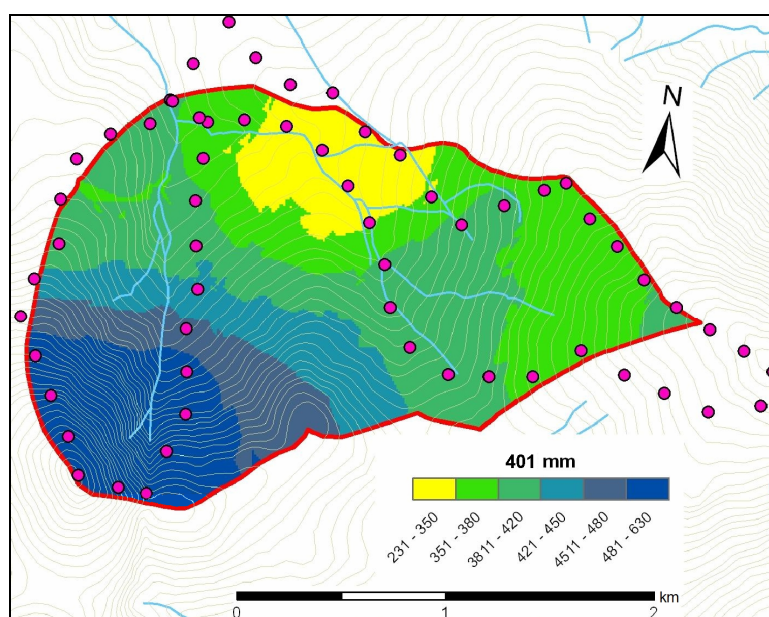
A)



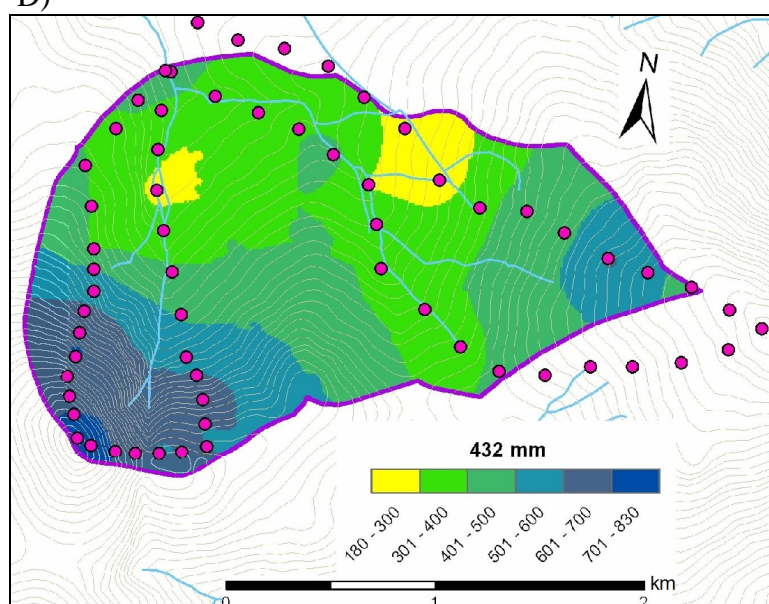
B)



C)



D)



5.2 Vývoj hustoty vrstev sněhové pokrývky

V následující kapitole jsou shrnuta data týkající se vývoje sněhové pokrývky na úrovni jednotlivých sněhových vrstev. Monitoring vývoje jednotlivých vrstev poskytuje podrobný popis procesů probíhajících ve sněhové pokrývce. Z časových důvodů byl monitoring realizován pouze v jarním období tání a to pouze na jednom měřicím stanovišti v každém povodí. Ale i toto krátké období umožnilo popsat rozdíly mezi oběma povodími a přiblížit problematiku vývoje sněhových vrstev.

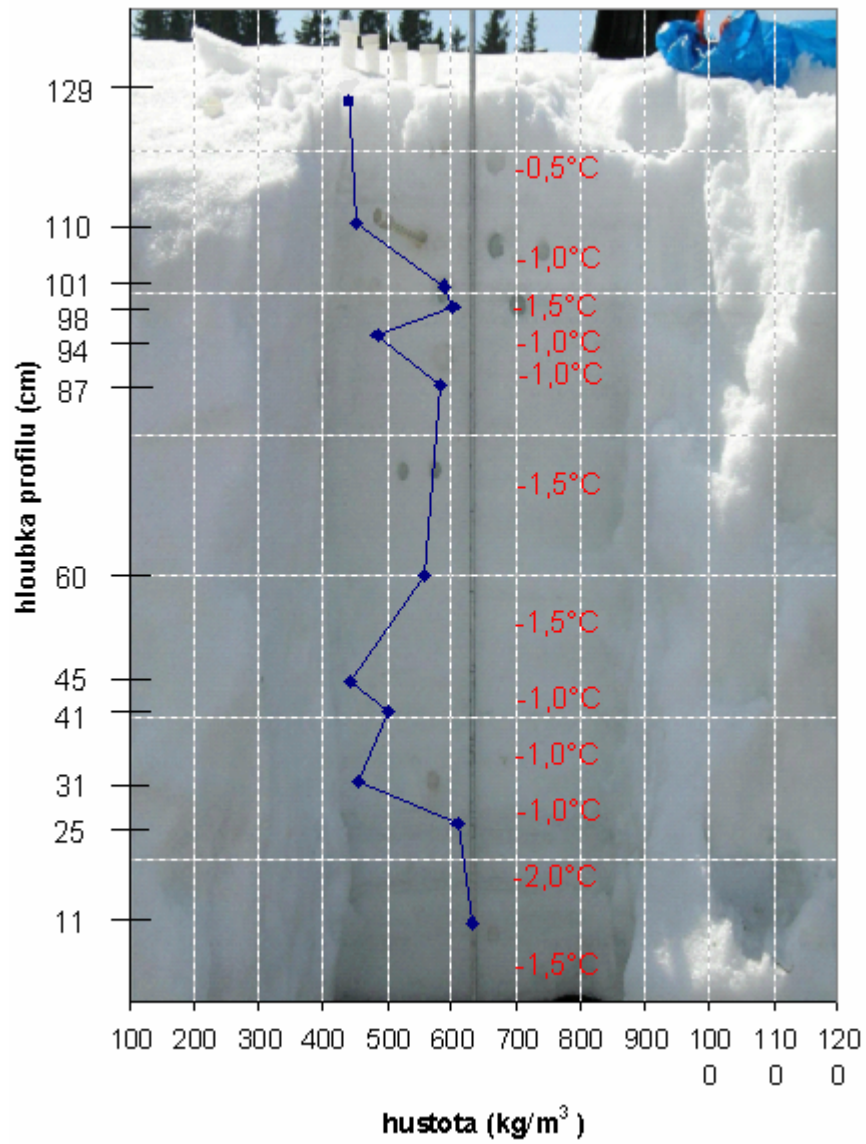
Na obr. 32 je grafické znázornění grafický výstup odpovídajících hustot provedené na kopané sondě v povodí Rokytky. Obr. 33 znázorňuje výsledky v povodí Ptačího potoka. Obě měření byla provedena 4.4.2009 v době nejvyšší sněhové pokrývky i SVH.

Na povodí Rokytky činila výška sněhové pokrývky v bodě měření 130 cm a SVH bylo 492 mm. Sonda na Ptačím potoce pak zaznamenala 142 cm výšky a 488 mm SVH. V den odběru bylo slunečné počasí. Teplota vzduchu na povodí Rokytky byla 13 °C a na Ptačím potoce 7 °C.

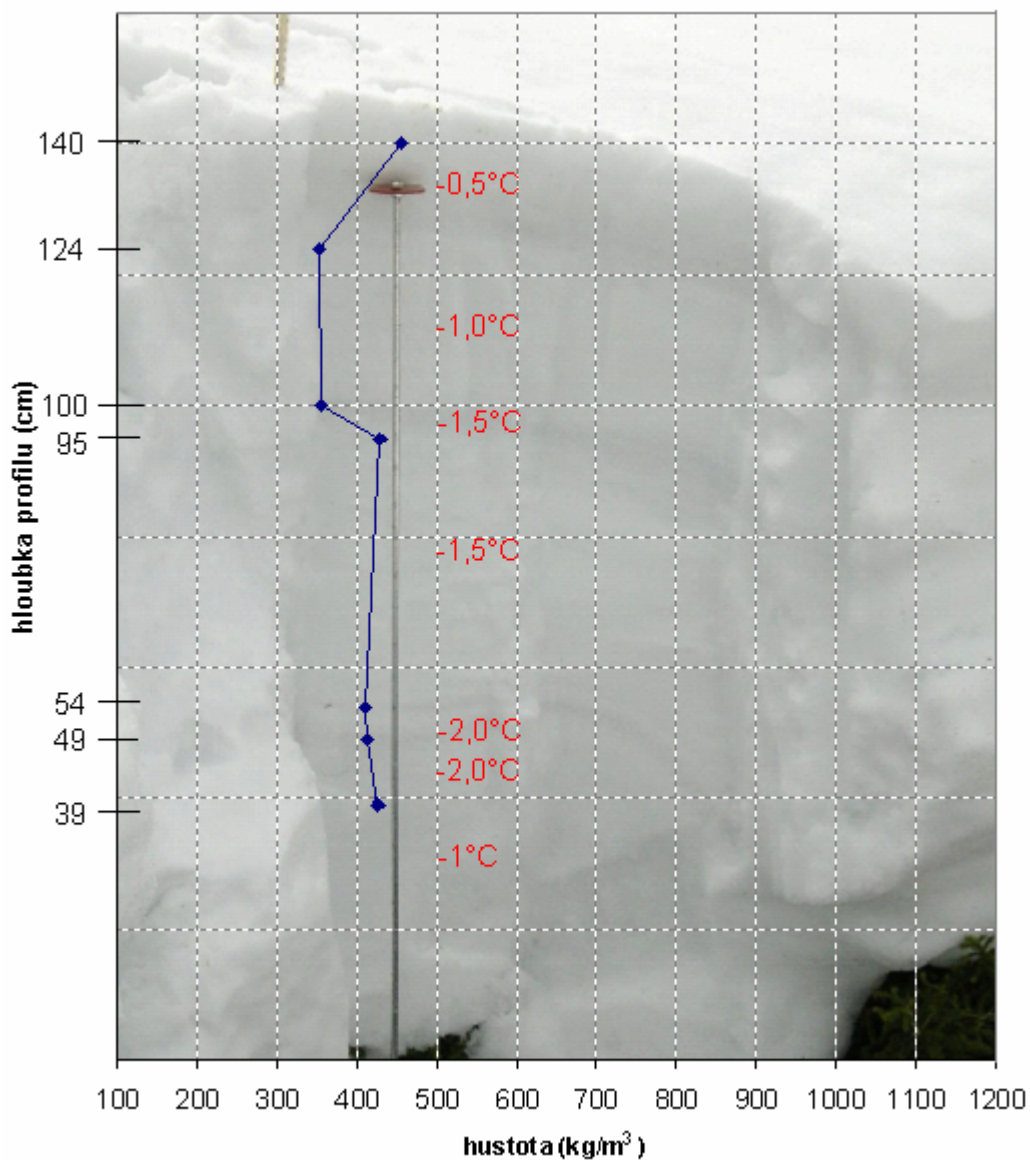
Při odběru vzorku sněhu jednotlivých vrstev bylo zapotřebí postupovat velmi opatrně, neboť objem odběrných válečků neměl zcela ideální objem, a jakékoliv stlačení vrstvy sněhu do nádoby by mělo velký vliv na výslednou hustotu dané vrstvy. I přes tento opatrný postup se nedalo vyloučit k jistému zkreslení odběru vzorku. Měření teploty sněhu je pouze informativního charakteru, protože daný teploměr neměl dostatečné rozlišení pro bližší analýzu teplot ve sněhu.

Na vývoji hustoty a výšky jednotlivých vzorků v sondě je patrné, že k tání na úrovni vrstev během zimy dochází poměrně často. Při dostatečné mocnosti sněhu je tající voda zadržována spodními vrstvami, kde se ochlazuje a stagnuje. Tím se zvyšuje hustota v určitých oblastech profilu sněhové pokrývky. Tento projev je patrný především na sondě v povodí Rokytky, kde je výraznější a častější vývoj ledových plástev, což dokazuje vyšší rozkolísanost hustoty (obr. 32). Důvodem je pravděpodobně vyšší vliv fyzicko-geografických faktorů, a to z důvodu o 44 m nižší nadmořské výšce a otevřeného terénu (v hodnocení stupeň 1). Vznik ledových pláští nelze zcela jednoznačně přičíst pouze dešťovým srážkám, po kterých se nejčastěji vyskytují, neboť se předpokládá, že stejný vývoj by byl zaznamenán i v povodí Ptačího potoka. Je tedy otázkou, může-li vzniknout ledová plástev i za vysokých teplot vzduchu či působení sluneční radiace.

Obr. 32: Hustoty jednotlivých vrstev 04. 04. 2009 (Rokytky)



Obr. 33: Hustoty jednotlivých vrstev 04. 04. 2009 (Ptačí potok)



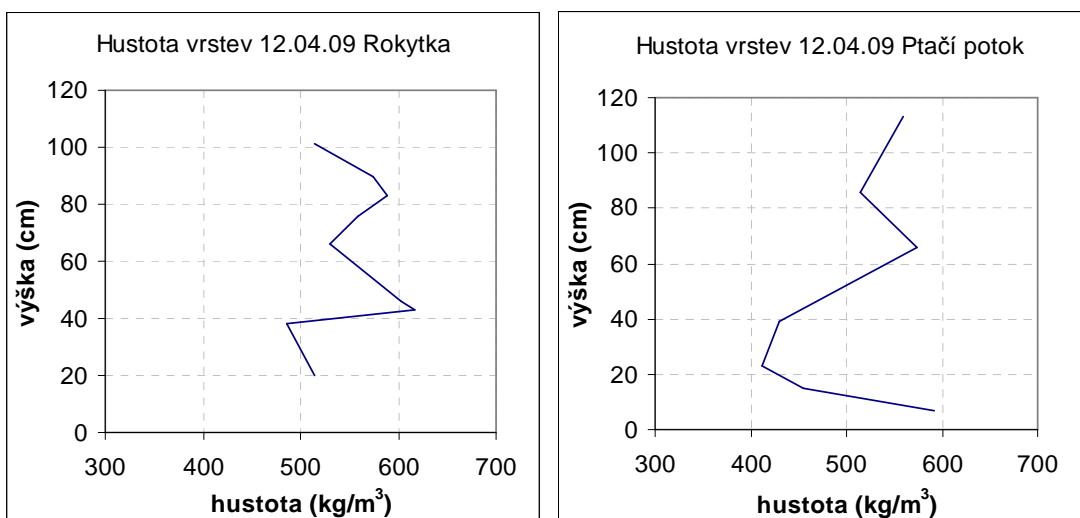
Na obr. 34 a obr. 35 je znázorněn vertikální vývoj jednotlivých vrstev obou povodí v termínech 12.4. a 19.4.2009. Poslední plánovaný odběr 1.5.2009 již nebyl možný, protože na obou sledovaných stanovištích se již nevyskytovala souvislá sněhová pokrývka. Bližší specifika jsou uvedena v tab. 6 a 7. Dne 12.4.2009 bylo jasno a teplota vzduchu činila 12 °C na Rokytcce a 9 °C na Ptačím potoce. V den posledního měření 19.4.2009 bylo polojasno a teplota vzduchu na Rokytcce byla 8 °C na Ptačím bylo naměřeno 11 °C.

Ze série grafů je patrné, že hustota jednotlivých vrstev je nejvyrovnanější těsně před nástupem jarního tání. Tento fakt je více patrný z obr. 33 na Ptačím potoce, kde proces tání nastal přibližně o sedm dní později, než v povodí Rokytky, kdy jednotlivé hustoty ve stejném termínu (obr. 32) vykazují jistou rozkolísanost vlivem už delšího působení tání. Z měření 4.4.2009 vyplývá, že na Ptačím potoce se podařilo zmonitorovat poslední fázi vývoje sněhové pokrývky, tzv. sesedlý sníh (sníh, který prošel destruktivní metamorfózou) přibližně stejné hustoty v celém profilu. Většinu energie slunečního záření a tepla zachycuje svrchní vrstva (přibližně 10 cm silná) a pouze ta se zúčastňuje tání. Důkazem je zvyšující se hustota této svrchní vrstvy, která v zimních podmínkách vykazuje nejnižší hustotu.

Je patrné, že následující průběh tání v obou povodích je protichůdný. Důvodem je již zmíněné zpoždění tání na Ptačím potoce. Po „natátí“ svrchní vrstvy a krátkodobém zvýšení hustoty se posléze vlivem odtoku vody z této vrstvy zvýší pórovitost a sníží se její hustota. V další fázi tání je vývoj nejvyšší hustoty patrný zhruba v polovině celkové výšky sněhové pokrývky.

Podle výsledků můžeme potvrdit hypotézu, že sněhová pokrývka taje především shora. Potvrzuje to jednak výše uvedená zvyšující se hustota stále níže položených vrstev a také stálá hustota spodní vrstvy, která se na povodí Rokytky pohybuje kolem 500 kg/m^3 a 450 kg/m^3 na Ptačím potoce. Mírný úbytek sněhové pokrývky probíhá i ve spodní vrstvě, ten je však především způsoben odtokem tavné vody po povrchu terénu, neboť obě kopané sondy se vyskytovaly v mírném sklonu.

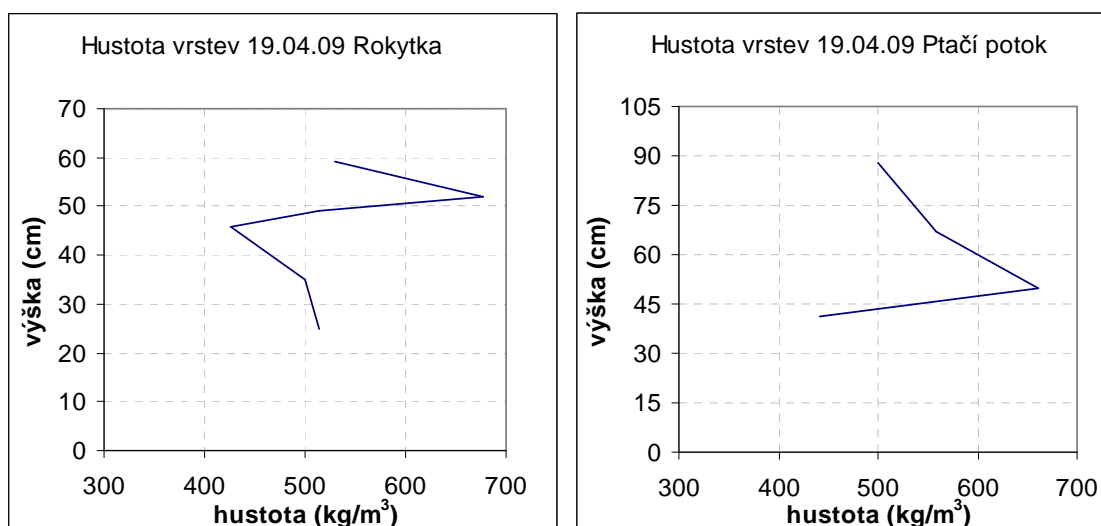
Obr. 34: Hustoty jednotlivých vrstev 12. 04. 2009



Tab. 6: Parametry jednotlivých vrstev 12.4.2009

vrstva Rokytko	výška vrstvy (cm)	hustota (kg/m ³)	t (°C)	SVH (mm)	vrstva Ptačí p.	výška vrstvy (cm)	hustota (kg/m ³)	t (°C)	SVH (mm)
R9	90-101	514,76	-0,5	456					461
R8	83-90	573,53	-1						
R7	76-83	588,82	-1		P8	86-113	558,82	-	
R6	66-76	558,82	-1		P7	66-86	514,71	-	
R5	46-66	529,41	-1		P6	39-66	573,53	-	
R4	43-46	602,94	-1,5		P4	23-39	429,41	-	
R3	38-43	617,64	-2		P3	15-23	411,76	-	
R2	20-38	485,29	-1,5		P2	7-15	455,34	-	
R1	0-20	514,70	-1,5		P1	0-7	591,17	-	

Obr. 35: Hustoty jednotlivých vrstev 19.4.2009



Tab. 7: Parametry jednotlivých vrstev 19.4.2009

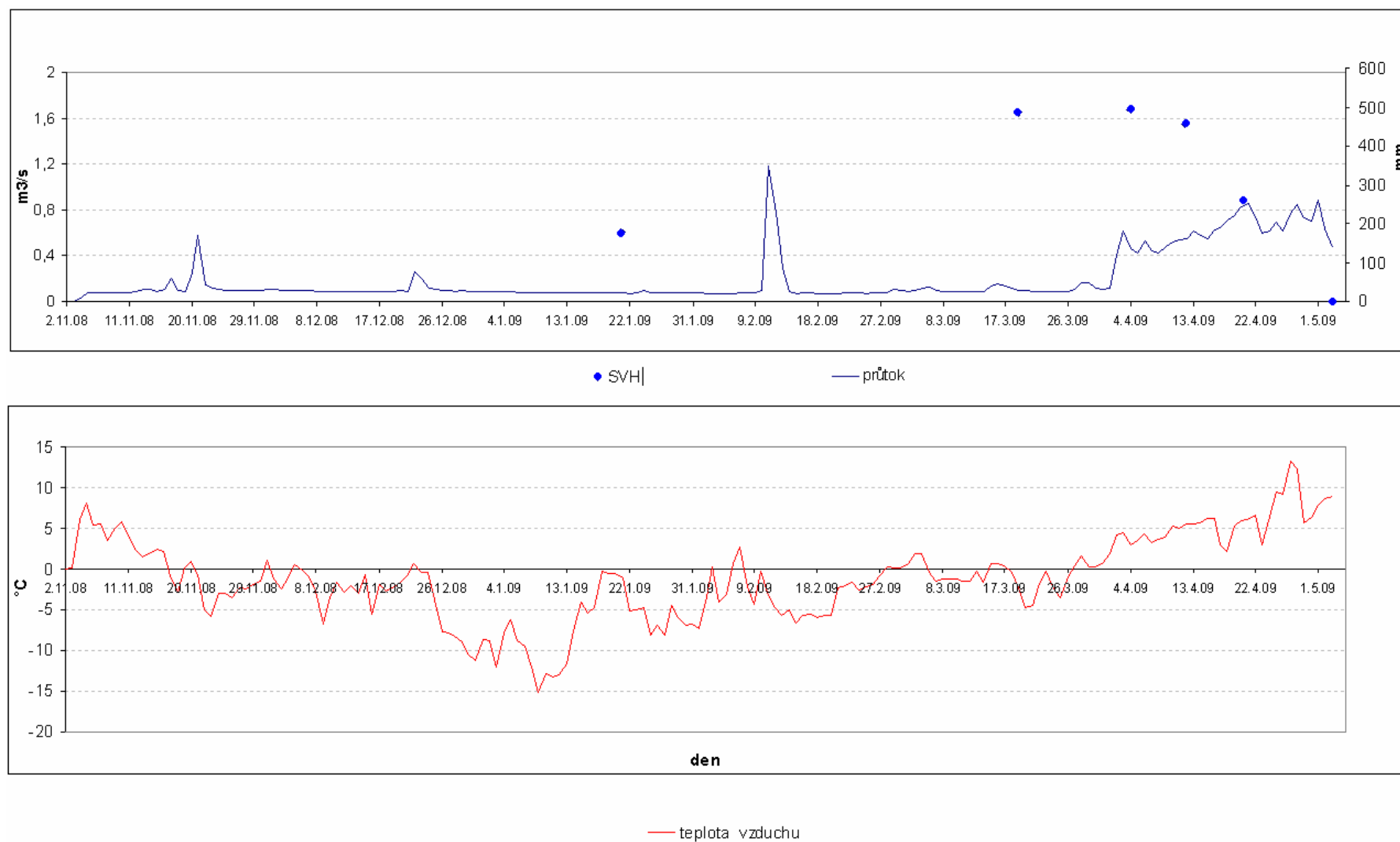
vrstva	výška vrstvy (cm)	hustota (kg/m ³)	t (°C)	SVH (mm)	vrstva	výška vrstvy (cm)	hustota (kg/m ³)	t (°C)	SVH (mm)
R6	52-59	529,41	-0,5	268					344
R5	49-52	676,47	-1						
R4	46-49	514,70	-1,5		P4	67-88	500	-1	
R3	35-46	426,47	-1,5		P3	50-67	558,82	-1	
R2	25-35	500,00	-1,5		P2	41-50	661,76	-1	
R1	0-25	514,76	-1		P1	0-41	441,17	-1	

Pro tvrzení, že se v profilu „přemisťují“ celé vrstvy, by bylo zapotřebí jednak delšího monitoringu v kratší frekvenci a výběr místa sondy ve stabilnějším a rovném podloží. Výsledkem by bylo lepší zjištění schopnosti ledových pláství nést vodu, což by při tání znamenalo rozfázování odtoku do více dnů, a možná i snížení maximálních odtoků ze sněhu. K tomu je zapotřebí znát mimo jiné i izolační vlastnosti jednotlivých vrstev, které jsou do jisté míry závislé právě na hustotě. Tento jev by určitě byl hodný dalšího výzkumu, neboť by výrazně umožnil zpřesnit modelaci a predikci odtoku tavné vody.

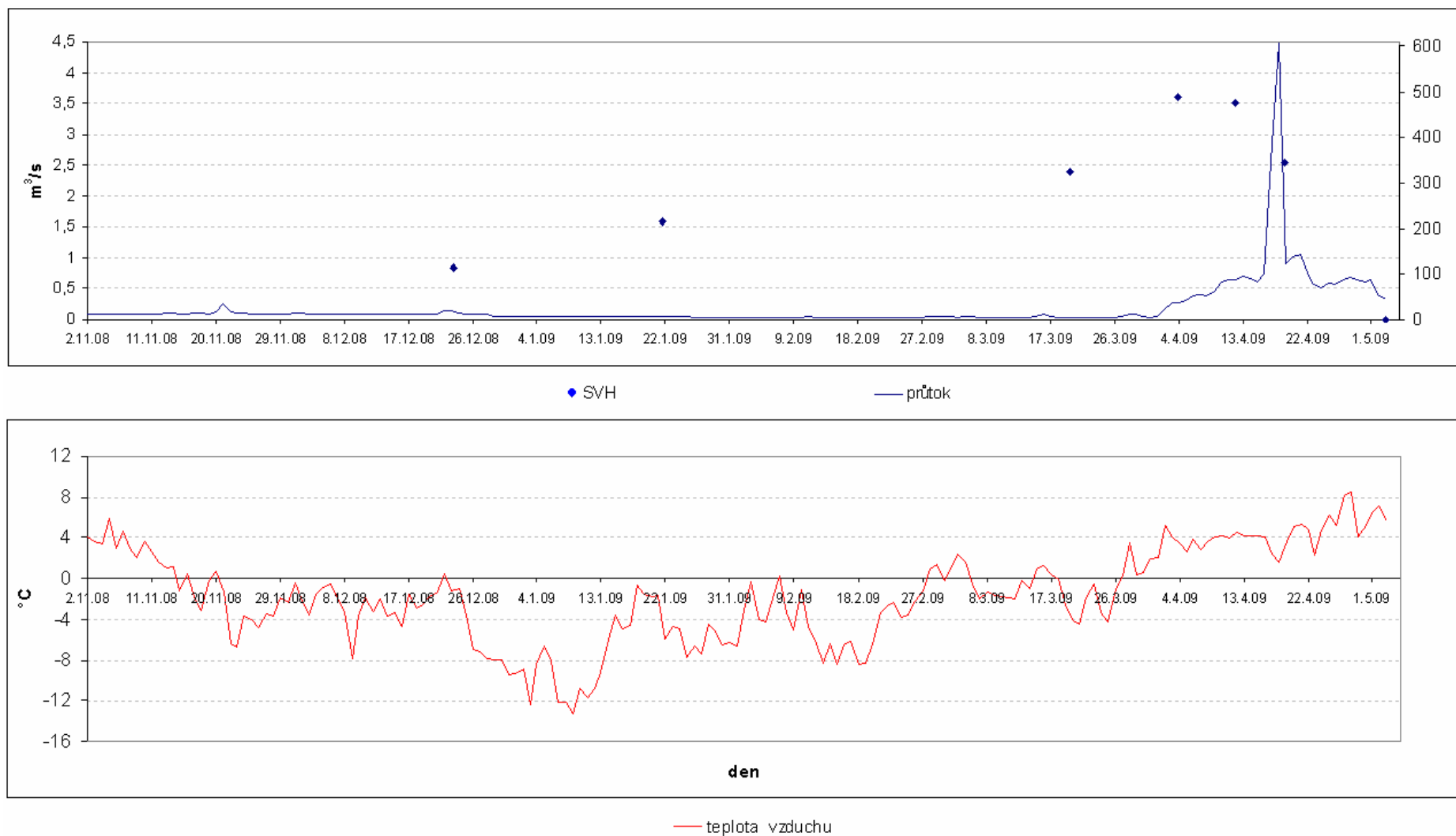
5.3 Porovnání teploty, SVH a průtoků

V této kapitole měla být analyzována data denních srážkových úhrnů a data vodní hodnoty sněhu v sezóně 2008/2009 pořízená meteorologickou stanicí na Grosser Arberu v SRN. Tato data by byly přínosem pro lepší orientaci klimatického a hydrologického vývoje během zimy na studovaném území, neboť z hlediska korelace Grosser Arber nejlépe reprezentuje podmínky v obou povodích (Jelínek, 2008). Bohužel německou DWD i přes veškeré urgencye nebyly Katedře fyzické geografie a geoekologie tato data před dokončením této práce poskytnuta. Alespoň částečné přiblížení vývoje během zimy přináší obr. 36 a obr. 37, kde je znázorněn vývoj teplot během zimy 2008/2009. Grafy jsou zpracované z datové řady poskytované z hladinoměřů Přírodovědecké fakulty v závěrných profilech. Horní graf znázorňuje vývoj SVH v povodích v porovnání s průtokem. Pro vytvoření představy vývoje SVH v čase byla použita delší časová řada kontrolního bodu kopané sondy.

Obr. 36: Vývoj denních teplot a průtoků v porovnání s SVH na povodí Rokytky 2008/2009



Obr. 37: Vývoj denních teplot a průtoků v porovnání s SVH na povodí Ptačího potoka 2008/2009



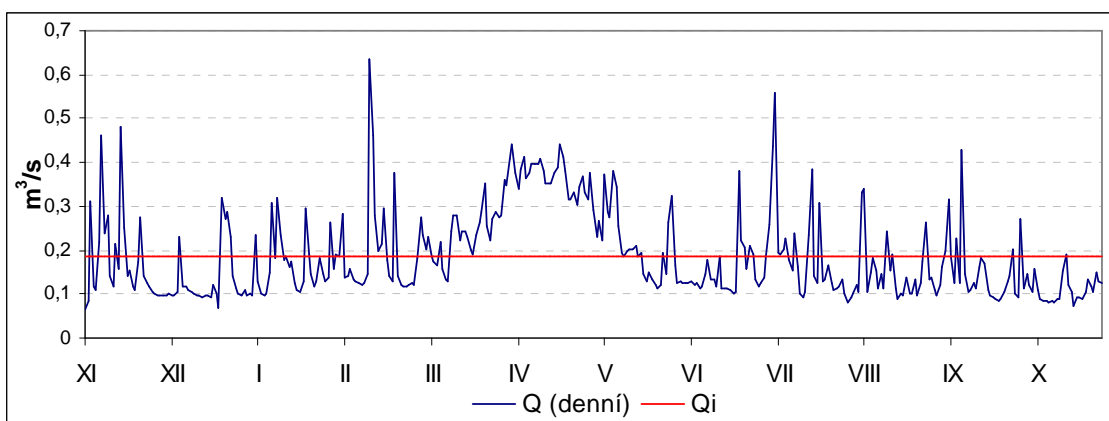
6 Analýza odtoku

Pro zpracování analýzy odtoku v obou modelových povodích byla využita datová řada z hladinoměřů. Byla využita řada hodinových i denních průtoků v rozsahu předpokládaného možného výskytu sněhové pokrývky, tzn. v období od listopadu až do května daného roku. Při modelování v Degree-day modelu a identifikaci počátku tání sněhové pokrývky bylo využito i průměrných hodinových a denních teplot vzduchu. Pro určení dlouhodobých charakteristik obou povodí byla použita denní a měsíční data od počátku měření obou hladinoměřů.

6.1 Analýza odtoku v povodí Rokytky

Hladinoměr na Rokytce poskytuje data od 14.7.2006. Proto jsou v současné době k dispozici pouze kompletní data za hydrologické roky 2007 a 2008, což není dostatečně dlouhá řada pro určení dlouhodobého průměrného průtoku (Q_a). Tzv. normál byl tedy pouze odhadnut na základě výstupů od 14.7.2006 do 14.7.2009, čímž se podařilo dosáhnout tříleté kontinuální řady měření. Hodnota Q_a byla nahrazena Q_i (průměrný průtok za sledované období)ta činí $0,186 \text{ m}^3/\text{s}$ (obr. 38).

Obr. 38: Vývoj průměrných denních průtoků v povodí Rokytky (1.8.2006-31.7.2009)



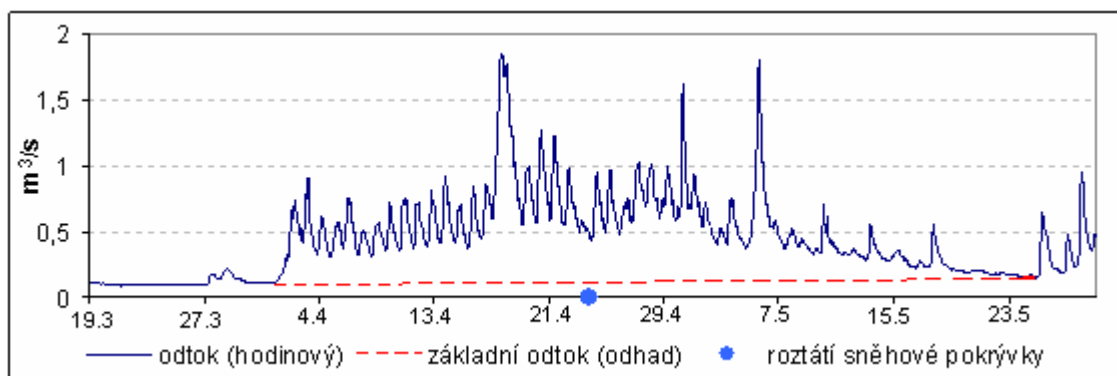
Z obrázku je patrné, že vývoj je třeba brát pouze jako základní informativní charakteristiku, protože za celé sledované období zcela nekoreluje s vývojem dlouhodobých denních průtoků v profilu Vydra-Modrava, uvedeném v kapitole 3.6.1.

Hodnoty naměřené v povodí Rokytky odpovídají průměrnému specifickému odtoku $48,2 \text{ l/s/km}^2$ a odtokové výšce $1517,9 \text{ mm}$. Porovná-li se specifický odtok s profilem Vydra-Modrava, lze konstatovat, že povodí Rokytky patří z hlediska odtoku k velmi nadprůměrným. To je zajisté dosaženo exponovanou návětrnou polohou i uspořádáním povodí.

6.1.1 Vývoj teplot a identifikace jarního tání

Za jarní tání v povodí je zde chápáno zaznamenané období zvýšeného odtoku z tajícího sněhu na konci období akumulace sněhové pokrývky. Tání je proces, který může lokálně ovlivnit odtokové charakteristiky až do letních měsíců, tento vliv v povodí Rokytky je nastíněn na obr. 39. Odhad vznikl na základě separace základního od přímého odtoku z tání sněhu a to propojením přibližných minimálních průtoků mezi začátkem a koncem jarního tání. Tato metoda je pouze informativní, její nesporná výhoda je v jednoduchosti a názornosti, která podle Singha (2001) je dostatečná. Základní odtok byl také počítán za pomoci metody exponenciálního poklesu. Ukázalo se však, že tato metoda není ideální pro potřebu modelace tání ze sněhové pokrývky, neboť příliš neodpovídá skutečnosti, která je dána daleko větším setrváním sněhové pokrývky v povodí než v případě dešťových srážek. Modrá tečka v grafu znázorňuje dobu roztátí sněhové pokrývky (25.4.2009), která vychází z monitoringu hustot.

Obr. 39: Vliv sněhové pokrývky na odtok z povodí Rokyky

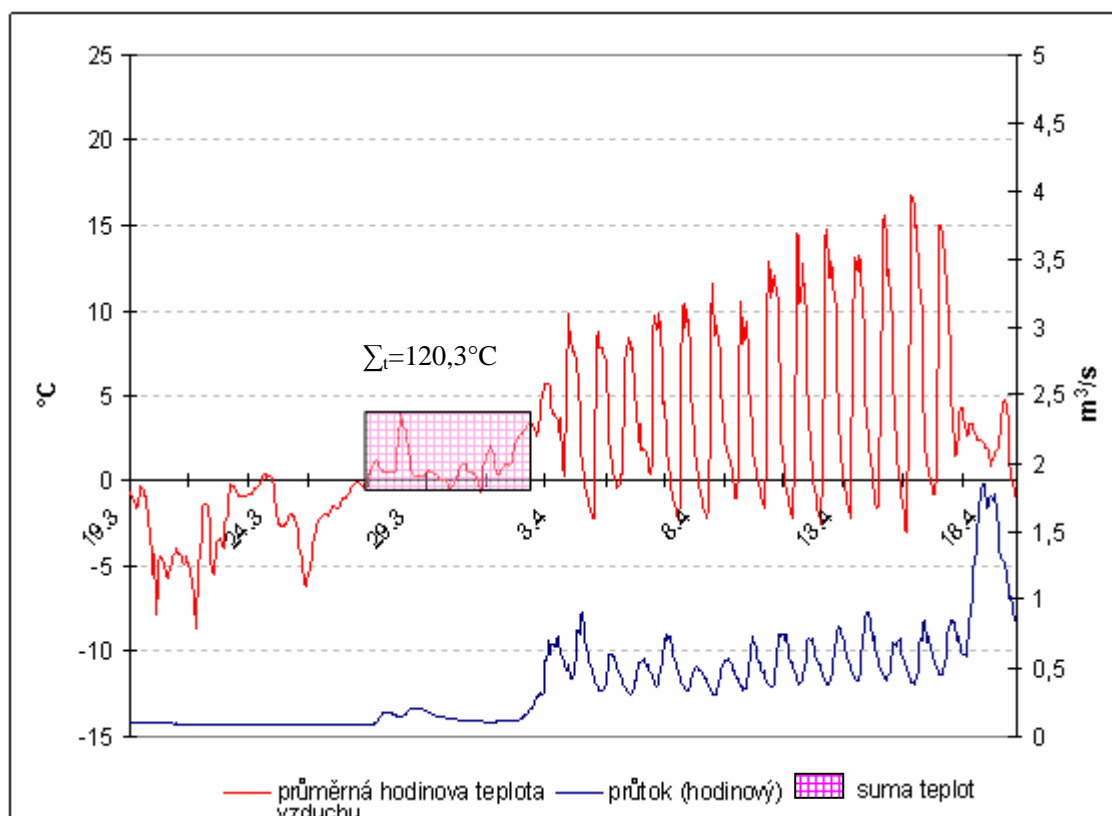


. Je patrné, že vliv sněhové pokrývky na odtok se nachází v období od 27.3.2009 do 28.5.2009.

Pouze odhadnutá doba odtoku se však nedá využít při modelování odtoku, kdy stanovení počátku odtoku ze sněhové pokrývky je zásadní. Při dostupnosti různých meteorologických dat a na základě rovnice energetické bilance by neměl být odhad počátku odtoku ze sněhu problémem. Pokud je jedinou dostupnou informací teplota vzduchu, je situace složitější. V praxi však většina meteorologických dat dostupná není.

Na obr. 40 je znázorněn podrobný vývoj teplot a odtoku z povodí v období jara 2009. Ve fialovém obdélníku jsou zaznamenány sumy teplot, které vedly k první odezvě na odtoku (tání). Zvýšený odtok byl zaznamenán po hodinových teplotách, jejichž suma dosáhla 120,3 °C (průměrná teplota 0,9 °C). Potom však stačily 2 hodiny s průměrnou teplotou vzduchu -0,03 °C, aby došlo k zastavení tání. Další odtok ze sněhu vlivem tepla byl zaznamenán až po dotaci sumy hodinových teplot vzduchu 38,47 °C, tedy po 14 hodinách s průměrnou teplotou vzduchu 2,7 °C. Porovnájí-li se obě sumy teplot vzduchu (-0,03 °C vs. 38,47 °C), lze vyvodit závěr, že sníh pro tání potřebuje daleko větší energetickou dotaci než pro jeho zastavení.

Obr. 40: Vývoj teplot vzduchu a průtoku v povodí Rokytky mezi 19.3.2009 a 20.4.2009



6.1.2 Tání sněhové pokrývky v povodí Rokytky

Při posledním terénním měření na konci března 2009 bylo interpolováno ve sněhové pokrývce 519 mm SVH. Absolutní maximum se na přelomu března a dubna pohybovalo kolem 550 mm (odhad z výsledků měření hustot na spárovaných bodech).

Podle údajů o průměrné odtokové výšce (1452 mm) představuje odtok ze sněhové pokrývky 37 %. Tento objem vody, jak bylo uvedené výše, je rozprostřen do daleko delšího časového období, než samotné roztátí sněhové pokrývky. Do dne roztátí sněhové pokrývky 25.4.2009 odteklo od počátku tání 336 mm, dá se proto konstatovat, že sněhová pokrývka roztála při 61 % objemu odtoku ze sněhu. To je výrazný rozdíl oproti zimě 2007/2008, kdy podle Jelínka (2008) už skončil celkový vliv sněhové pokrývky na odtok. Nutno také dodat, že toto procento může skutečný stav do jisté míry podhodnocovat, jelikož na stanovení přesného množství má vliv podíl podzemního odtoku, který není zachycen na měřícím profilu.

Maximální kulminační hodinové průtoky byly zaznamenány mezi 19.4.2009 a 20.4.2009 a přesahovaly $1,8 \text{ m}^3/\text{s}$. Je potřeba dodat, že na tuto krátkou dobu kulminace měla velký vliv lokální bouřka, jinak bezsrážkového jara. Její přesná hodnota vodního sloupce však nebyla zaznamenána ani na klimatické stanici Březník. Byla pouze pozorována po ukončení měření hustot dne 19.4.2009 ve večerních hodinách. Hypotézu o jinak bezsrážkovém jaru potvrzuje nejen vlastní monitoring, ale i vývoj denního režimu průtoků s pravidelným minimem kolem 11-12 hodiny a maximem okolo 19–21 hodiny.

Rozkolísanost toku se v daném termínu 27.3.-28.5.2009 pohybovala v rozmezí 29–372 % průměrného průtoku za toto období. Po odečtení základního odtoku (205 mm) od celkového (320,3 mm) je přímý odtok ze sněhové pokrývky 115 mm, což je 36 %. Je ovšem pochopitelně nutno doplnit, že i zmíněný základní odtok je z určité části tvořen tavnou vodou ze sněhové pokrývky.

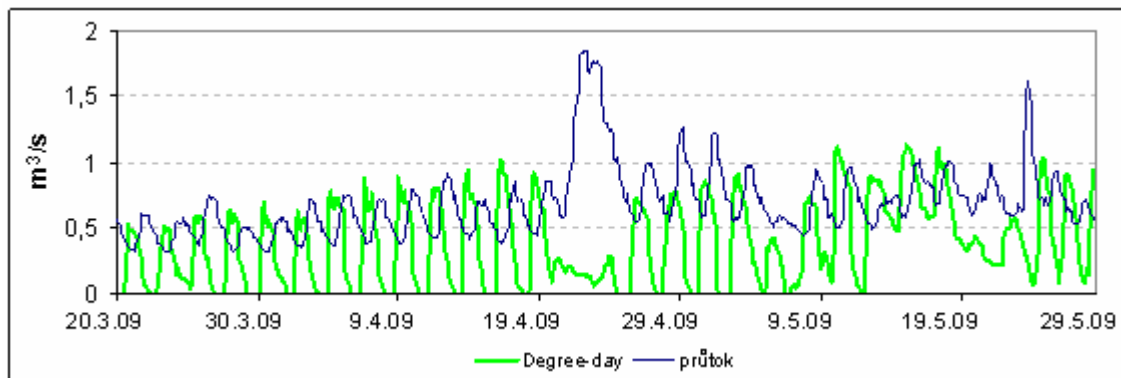
6.1.3 Aplikace Degree-day modelu v povodí Rokytky

Jak již bylo uvedeno v kapitole 2.6.3, degree-day faktor vychází ze skutečnosti, že pro každý °C nad bodem mrazu dochází v určitém množství k tání sněhu. Indexace teploty rozšiřuje základní metodu o koncepční reprezentaci energie obsažené ve sněhu.

Výsledné množství tání se počítá stejně, tj. pro každý °C nad kritickou teplotu, jen se do modelu přidávají okrajové podmínky.

Nejkratší časový krok, pro který se metoda teplotního indexu (Degree-day) dá použít, je jeden den. Toto konstatování bylo potvrzeno pokusem sestavit model v hodinovém kroku, kdy modelovaný odtok byl vždy opožděn o několik hodin a teplotní extrémy ho buď nadhodnocovaly nebo příliš podhodnocovaly (obr. 41)

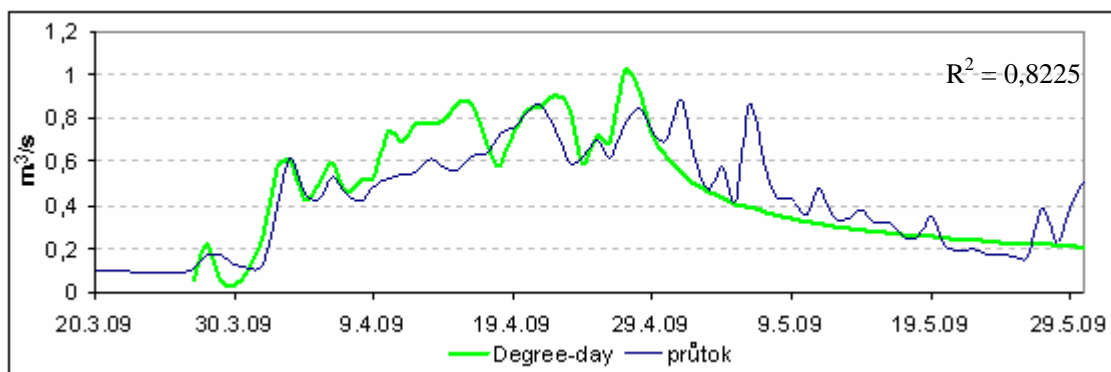
Obr. 41: Degree-day model s hodinovým krokem v povodí Rokytky (2008/2009)



Průběh odtoku vypočítaný pomocí modelu je konfigurován s okrajovými podmínkami, které vyplývají z analýzy vývoje teplot, neboť základní rovnice neposkytla vždy akceptovatelnou simulaci vývoje průtoků. Nejlepších výsledků model dosáhl s následujícími okrajovými podmínkami.

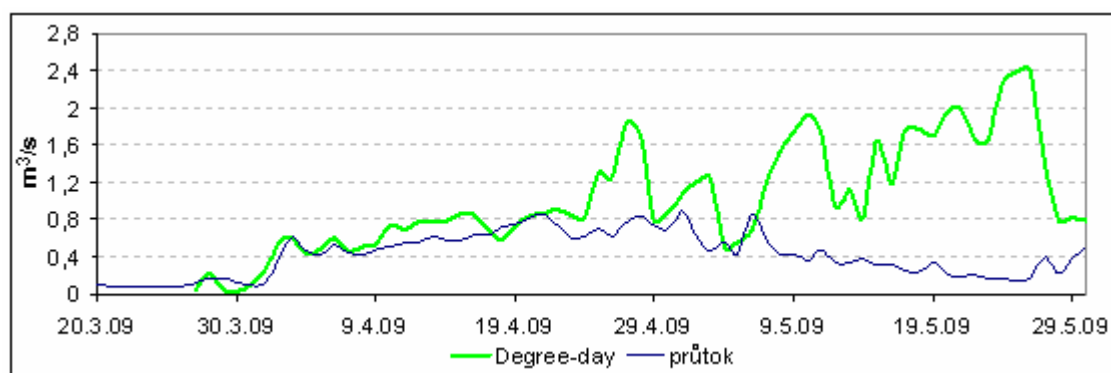
Tání začne, pokud průměrná teplota vzduchu za šest předcházejících dnů neklesne pod 0,9 °C a teplota vzduchu v konkrétní den není záporná. Dokud suma hodinových teplot vzduchu od počátku tání nedosáhne 2585 °C, je teplotní faktor roven 3,1. Za tuto dobu již modelem odteklo 334 mm SVH. Tato hodnota plně odpovídá reálné vodní hodnotě zjištěné při monitoringu hustot. Teplotní faktor je od této sumy teplot určen na hodnotu 1,1 a to až do samého roztátí sněhové pokrývky. Pak je model odtoku nahrazen funkcí $y = x^{-\alpha}$. Koeficient korelace s reálným odtokem je v takto nastaveném modelu 0,82, což je hodnota určující vhodnost povodí pro tento model (obr. 42).

Obr. 42: Degree-day model s definovanými okrajovými podmínkami v povodí Rokytky (2008/2009)



Na obr. 43 je srovnání s Degree-day modelem bez ošetření okrajových podmínek a teplotním faktorem 3,1 po celou dobu modelace. Koeficient korelace má sice hodnotu 0,81, ale reálný vývoj v delším období je rozdílný. Proto je v případě modelace v Degree-day modelu nezbytné znát skutečnou dobu roztátí sněhové pokrývky.

Obr. 43: Degree-day model bez definovaných okrajových podmínek v povodí Rokytky (2008/2009)



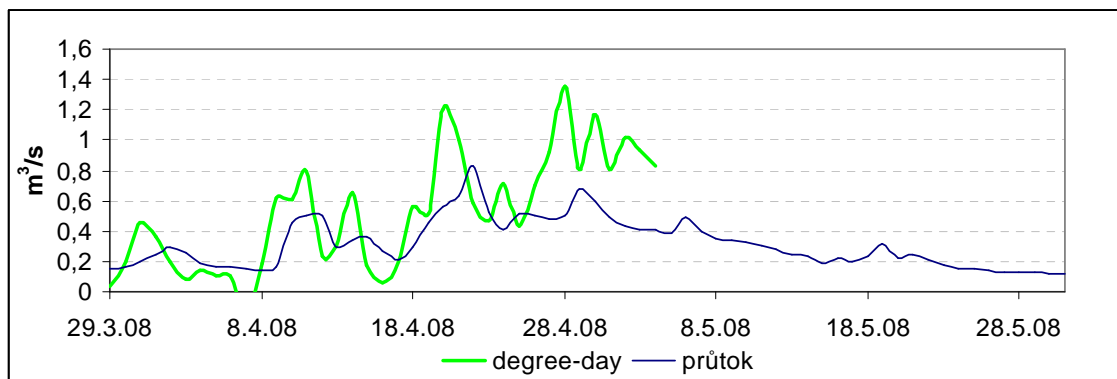
Z grafu modelace je možné konstatovat, že časová odchylka maximálních průtoků je v denním kroku zanedbatelná. V případě povodí Rokytky lze potvrdit teoretické předpoklady metody degree-day (viz. kapitola 2.6.3), kdy teplota vzduchu představuje hlavního činitele metody ve vztahu k tání sněhové pokrývky.

Pro ověření spolehlivosti zjištěného teplotního faktoru byl aplikován model i na jaro 2007/2008. V této sezoně však neprobíhal bližší monitoring tání sněhové pokrývky, proto byl teplotní faktor aplikován pouze do základní rovnice degree-day modelu bez definovaných okrajových podmínek a přesného stanovení roztátí sněhové pokrývky. Je zapotřebí zmínit odlišné výsledky prostorového rozložení vodní hodnoty

v obou sezónách, jichž bylo dosaženo v kapitole 5.1.1. Společným faktem obou sezón je bezsrážkový průběh počátku tání, což dokládá Jelínek (2008).

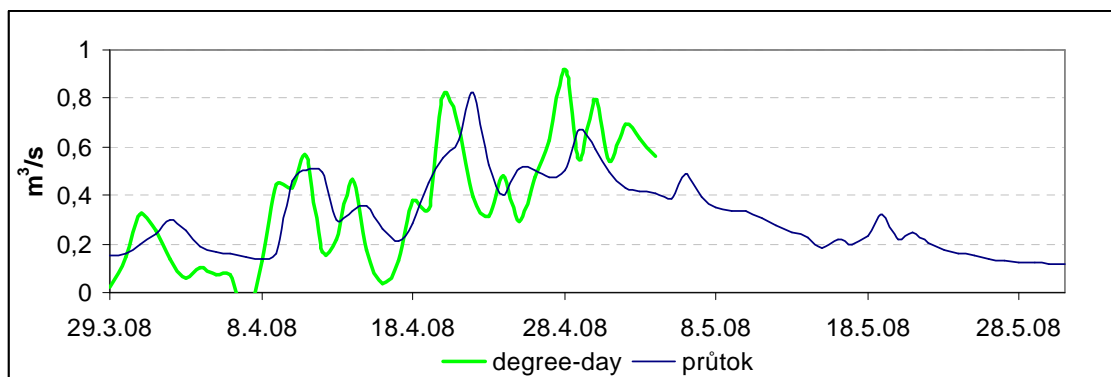
Z obr. 44 je jasně identifikovatelné zmíněné rozdílné rozložení vodní hodnoty sněhu. Aplikovaný teplotní faktor 3,1 příliš nadhodnocuje model odtoku, což je následek faktu, že nejvyšší masy vodní hodnoty sněhu se nachází ve vyšších polohách povodí kde se dá předpokládat nižší teplota. Je také možno sledovat výraznější zpoždění odezvy odtoku než v letošní sezóně, což lze vysvětlit delší vzdáleností výskytu maximálních SVH od hladinoměru, proto koeficient spolehlivosti je v tomto případě 0,46.

Obr. 44: Degree-day model bez definovaných okrajových podmínek DDF = 3,1 v povodí Rokytky (2007/2008)

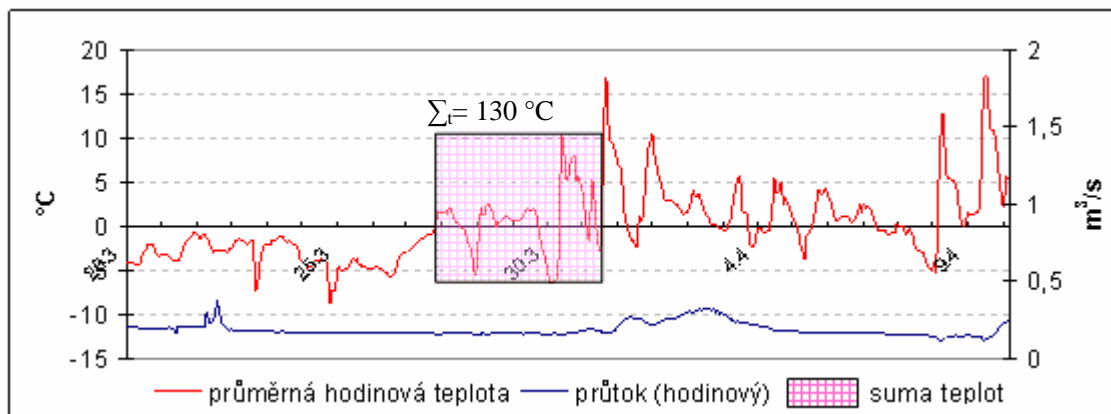


Pro sezóny s takto rozloženou vodní hodnotou sněhu se podařilo určit (obr. 45) teplotní faktor 2,1 mm (důsledek vyšší energetické náročnosti pro tání ve vyšších polohách). Nutné je také zohlednit fakt, že v takovém případě je reálný odtok z povodí zpožděn o přibližně 17 hodin. Suma hodinových teplot podmiňující první výraznou reakci na odtok je 130 °C (obr. 46), což je přibližně stejná suma jako v letošní sezóně (120,3 °C).

Obr. 45: Degree-day model bez definovaných okrajových podmínek DDF = 2,1 v povodí Rokytky (2007/2008)



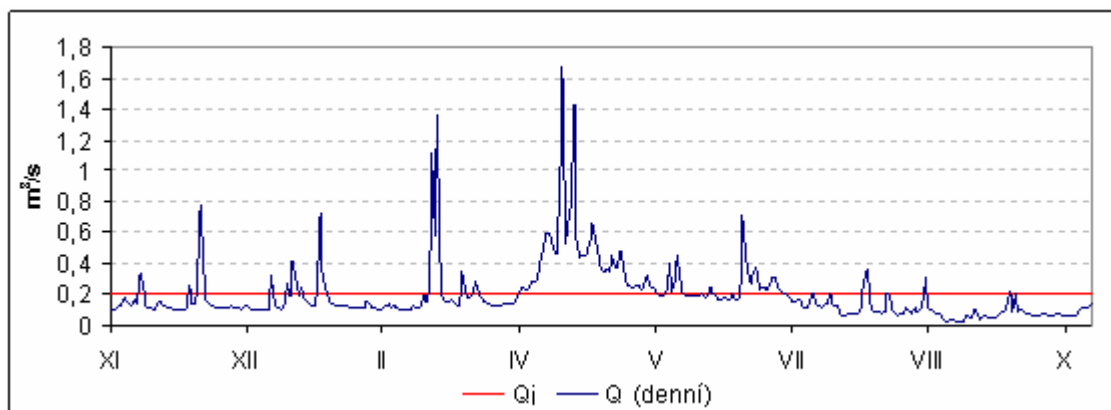
Obr. 46: Vývoj teplot vzduchu a průtoku v povodí Rokytky mezi 20.3.2008 a 10.4.2008



6.2 Analýza odtoku v povodí Ptačího potoka

Při výpočtu průměrných denních průtoků a průměrného průtoku (Q_i) byla použita stejný postup jako u povodí Rokytky. Hladinoměr na Ptačím potoce poskytuje data od 15.7.2006, byla tak vytvořena řada až do 31.7.2009. Hladinoměr neposkytoval data v období od 15.5.2007–25.9.2007, výsledkem je o něco menší vypovídající hodnota tohoto období a to v závislosti na abnormálně zvýšeným odtokem na přelomu června a července 2009. Výsledné průměrné denní průtoky za sledované období znázorňuje obr. 47. Hodnota Q_i je $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$.

Obr. 47: Vývoj průměrných denních průtoků v povodí Ptačího potoka (1.8.2006-31.7.2009)



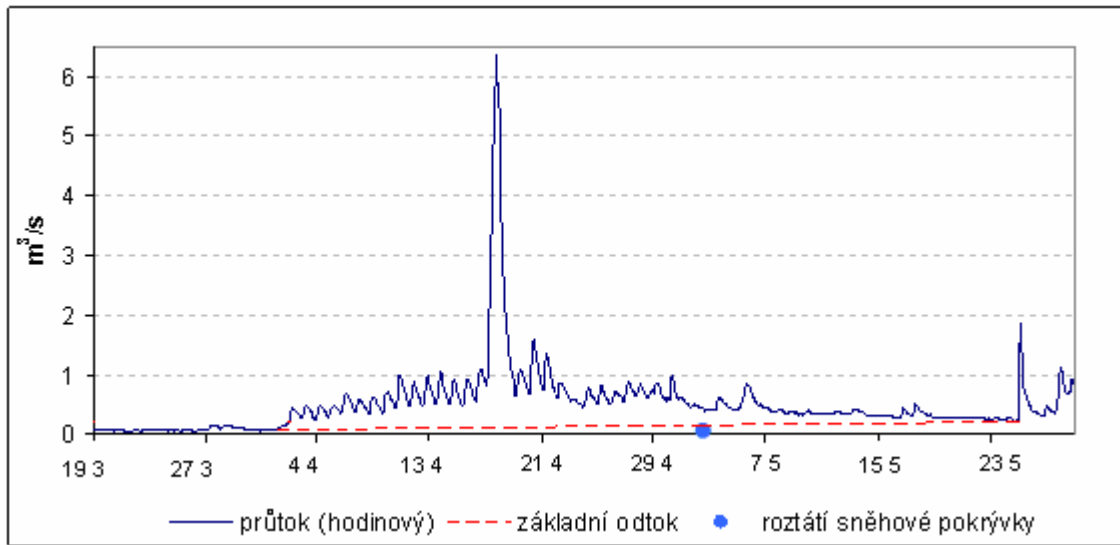
Při sledování chodů průtoků můžeme vzhledem ke krátké časové řadě měření identifikovat období se zvýšenou srážko-odtokovou aktivitou, a to v polovině ledna, kdy příčinou je hydrometeorologická situace známá jako orkán Kyrill (leden 2007), dále přelom února a března (orkán Emma 2008) a povodňové situace z června 2009. Jasně zřetelné je období jarního tání, které na rozdíl od povodí Rokytky vykazuje nejvyšší hodnoty.

Za sledované období bylo dosaženo specifického odtoku $48,9 \text{ l/s/km}^2$ a odtokové výšky 1540 mm.

6.2.1 Vývoj teplot a identifikace jarního tání

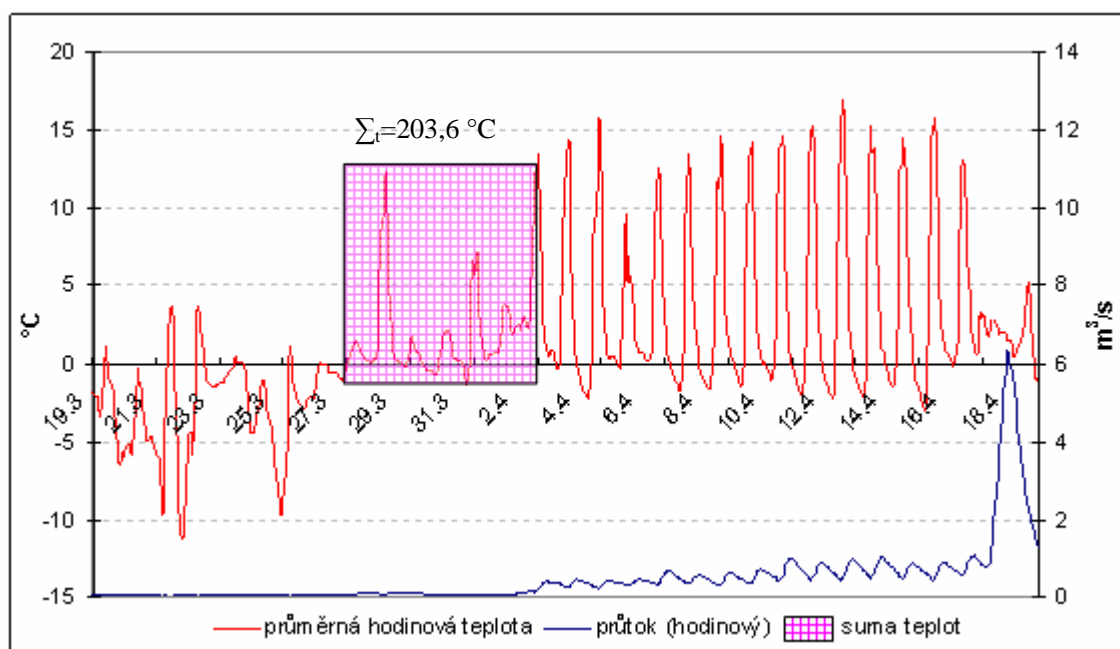
Dle vývoje hodinových průtoků (obr. 48) bylo období tání ovlivněné sněhovou pokrývkou stanoveno na období 3.4-27.5. Modrá tečka opět znázorňuje dobu roztátí sněhové pokrývky, ta v souvislé vrstvě přetrvala až do 3.5.

Obr. 48: Vliv sněhové pokrývky na odtok z povodí Ptačího potoka



V případě tohoto povodí bylo zapotřebí pro zvýšený odtok dotace 203,6 °C během 130 hodin. První zastavení zvýšeného jarního odtoku způsobily 2 hodiny s průměrem -0,17 °C, následné zvyšující se tendence odtoku byly zaznamenány po opětovné dotaci 49,7 °C během 16 hodin, což dokazuje ještě vyšší energetickou náročnost povodí Ptačího potoka v konfrontaci s Rokytkou. Detailní rozbor teplot a průtoků znázorňuje obr. 49.

Obr. 49: Vývoj teplot vzduchu a odtoku v povodí Ptačího potoka mezi 19.3.2009 a 20.4.2009



6.2.2 Tání sněhové pokrývky v povodí Ptačího potoka

Poslední bodové měření v zimě 2008/2009 proběhlo 21.3.2009, tedy opět těsně před nejvyšším zasněžením, tudíž i nejvyšším SVH ve sněhové pokrývce. Pomocí interpolační metody bylo zjištěno 401 mm SVH. Odhad absolutního maxima před počátkem tání (3.4.09) je 420 mm SVH.

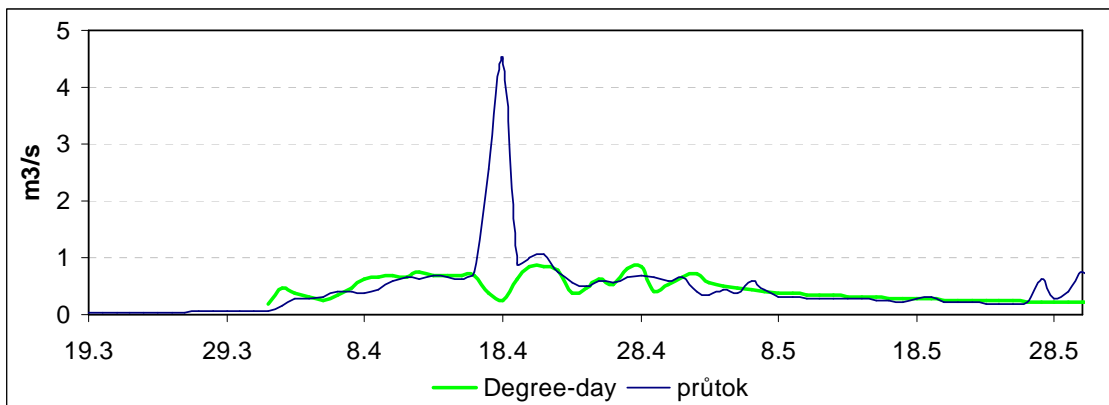
Roční odtok ze sněhové pokrývky představuje v tomto povodí 29 % celkové odtokové výšky. V období od počátku tání do úplného roztátí souvislé sněhové pokrývky odteklo 372 mm, tedy 82 % vodní hodnoty sněhu. Zde je za potřebí zdůraznit výše zmiňovanou lokální bouřkovou situaci, která zcela jistě ovlivnila odtok od 19.4.2009-21.4.2009, jestliže na povodí Rokytky nebyl výkyv průtoku v tomto období tak výrazný, na povodí Ptačího potoka měla však enormní vliv, překročení průměrného průtoku za období tání činilo v maximální kulminaci hodinových průtoků 1016 %. Na takto výrazný rozdíl proti Rokytkce může mít vliv několik faktorů jednak prostorová variabilita hydro-meteorologické situace a hlavně schopnost ultrazvukového hladinoměru změřit přesně daný průtok, hladinoměr je na rozdíl Rokytky umístěn před hrází uzavírající klause, voda při takovéto situaci nestačí odtéct profilem a hromadí se v nádrži, tím enormně stoupá hladina. Dalším nezanedbatelným faktem je, že při konstrukci konzumpční křivky nikdy nebyla prováděná měření odtoku takové výše. O jinak bezsrážkovém režimu opět vypovídá pravidelnost kulminačních průtoků kolem 20-21 hodiny a minimem ve 12 hodin.

6.2.3 Aplikace Degree-day modelu na povodí Ptačího potoka

V případě aplikace modelace na povodí Ptačího potoka bylo použito stejných metod jako u povodí Rokytky, využily se tedy změny výšky sněhové pokrývky zjištěné při měření hustoty vrstev, analýza vývoje teplot a v neposlední řadě analýza rozložení SVH v povodí, zde je variabilita rozložení SVH zcela odlišná od povodí Rokytky, proto bylo předpokládáno dosažení horších výsledků korelace odtoku s Degree-day modelem (obr. 50). Vzhledem k dosažení nejvyšších hodnot SVH ve vyšších polohách povodí, byl základní teplotní faktor pro simulační scénář povodí snižen na 2,1 mm, okrajové podmínky byly následující. Tání začne, pokud průměrná teplota vzduchu za 6 předcházejících dnů neklesne pod 1,6 °C a teplota v konkrétní den není záporná.

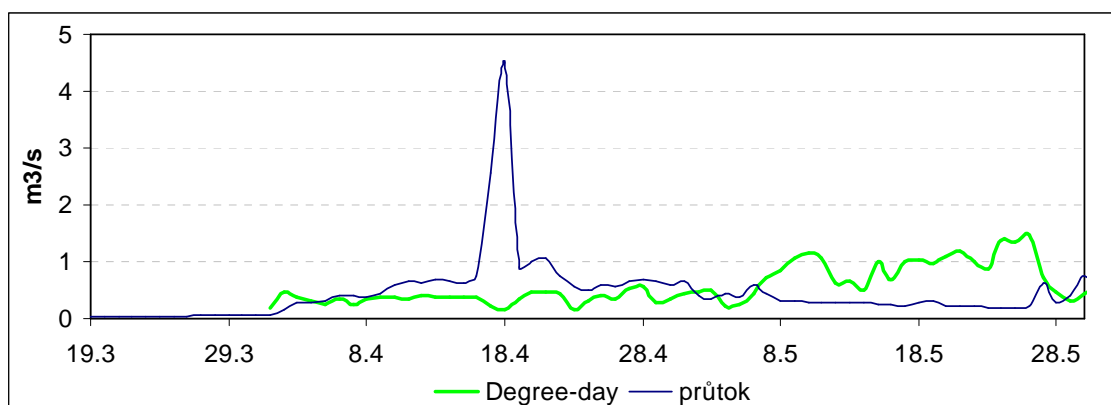
Dokud suma hodinových teplot vzduchu od počátku tání nedosáhne 670 °C je teplotní faktor roven zmíněným 2,1. V tento interval modelem oteklo pouze 52,6 mm, což potvrdilo hypotézu nutnosti mnohem vyššího energetického přídělu pro tání sněhové pokrývky s nejvyšší SVH, vyskytující se ve vyšších částech povodí. Po dosažení této sumy teplot bylo potřeba teplotní faktor zvýšit na hodnotu 3,4, která modelu vyhovovala až do monitorovaného roztátí sněhové pokrývky, poté je model opět nahrazen funkcí $y = x^{-\alpha}$. Na obr. 50 je možné sledovat poměrně velké zpoždění 9 hodin mezi modelovaným a reálným průtokem, stejně jako u povodí Rokytky v sezóně 2007/08, dané odlišným prostorovým umístěním nejvyšších hodnot SVH. Jelikož toto prostorové uspořádání charakteristik sněhové pokrývky je v ostatních sezónách celkem pravidelné není model degree-day se stanoveným koeficientem korelace 0,26 pro toto povodí příliš vhodný. Model sice splní požadavky přibližného odhadu odtoku z povodí, nikoliv jeho časový průběh.

Obr. 50: Degree-day model s definovanými okrajovými podmínkami v povodí Ptačího potoka (2008/2009)



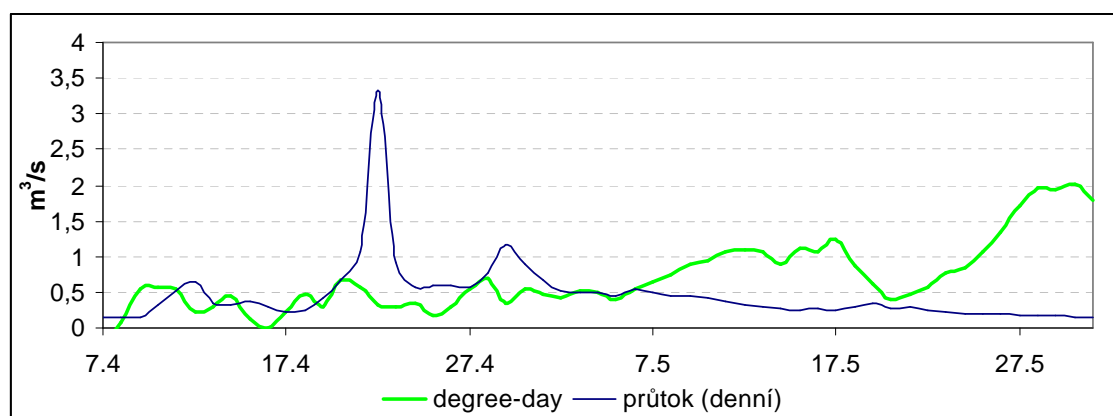
Na obr. 51 můžeme opět sledovat průběh modelovaného průtoku bez ošetřených okrajových podmínek, se stanoveným teplotním faktorem 2,1. Koeficient korelace klesnul na 0,22 a opět se potvrdila nutnost nezbytného stanovení doby roztátí sněhové pokrývky.

Obr. 51: Degree-day model bez definovaných okrajových podmínek v povodí Ptačího potoka DDF = 2,1 (2008/2009)



Opět pro ověření spolehlivosti zjištěného teplotního faktoru byl model aplikován i na jaro 2007/2008. Teplotní faktor byl aplikován stejným způsobem jako na povodí Rokytky a to jen do základní rovnice degree-day z důvodu absence monitoringu tání sněhové pokrývky v této sezóně. Z grafu obr. 52 je patrné, že určený teplotní faktor 2,1 je vyhovující pro obě sezóny a svědčí o nízké variabilitě rozložení SVH v souvislosti několika sezón.

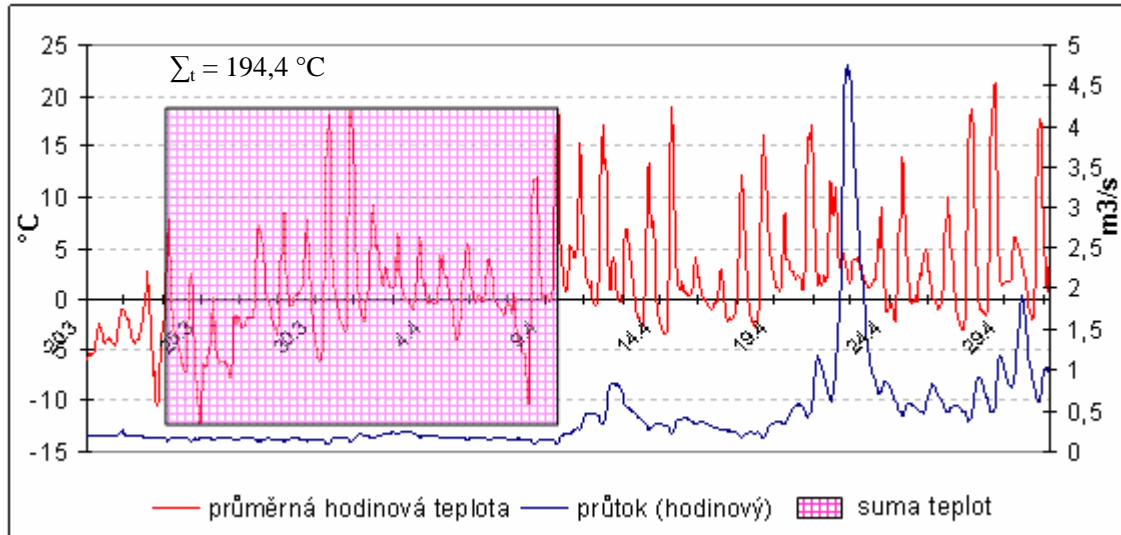
Obr. 52: Degree-day model bez definovaných okrajových podmínek DDF = 2,1 (2007/2008)



Energetická náročnost na tání sněhové pokrývky byla na jaře 2007/2008 téměř stejná jako v letošní sezóně, suma hodinových teplot, která způsobila výraznou reakci na reálný odtok z povodí byla 194,4 °C (obr. 53), což vzhledem k velikosti povodí je minimální rozdíl s letošní hodnotou sum 203,6 °C. Reálný odtok je od modelu opět

opoždění, tentokrát o 11 hodin, což může být způsobeno celkově vyšší průměrnou SVH za celé povodí na konci zimy 2007/2008.

Obr. 53: Vývoj teplot vzduchu a průtoku v povodí Ptačího potoka mezi 20.3.2008 a 30.4.2008



7 Diskuze a závěr

Dosažené výsledky této diplomové práce je možné rozdělit do několika oblastí. Detailní rešerše domácí a především zahraniční literatury dala dobrý základ pro podrobnou analýzu daného území z hlediska přírodních poměrů a vlivu jednotlivých fyzicko-geografických faktorů při hodnocení výsledků terénních výzkumů provedených v rámci zimních sněhoměrných kampaní a během jarního monitoringu variability hustot sněhu ve vertikálním profilu. Vzhledem k cílům práce byla její další část věnována datům z ultrazvukových sond instalovaných v závěrových profilech Rokytky a Ptačího potoka, která se stala základem pro objektivní hodnocení a analýzu sněhové pokrývky ve fázi akumulace i následného tání v obou povodích během zimních sezón 2007/2008 a 2008/2009.

Zdokumentované sněhoměrné kampaně poukázaly a potvrdily řadu důležitých skutečností. Zejména v horských oblastech je všeobecně prokázána vysoká prostorová variabilita charakteristik sněhové pokrývky, z nichž nejvyšší vypovídající hodnotu mají především její výška a vodní hodnota. Tyto charakteristiky v takto exponovaných lokalitách lze jen velice obtížně postihnout bodovým měřením v rámci meteorologických stanic ČHMÚ. Na tuto skutečnost však upozorňuje řada autorů, např. Holko (2001), a bývá hlavním řešitelským úkolem mnoha výzkumných studií. Jako alternativní možnost se v takovém případě nabízí expediční měření, která představují nesporné výhody v detailním monitoringu celého modelového povodí a tedy mnohem přesnější zachycení zmíněné variability charakteristik sněhu. Pro dosažení nejreprezentativnějších výsledků je však zapotřebí pečlivá studie daného povodí a odborný návrh rozmístění sněhoměrné sítě bodů. Takto nastavený postup přinesl kvalitativně hodnotné informace a zdá se, že následné určení zásob vody v povodí odpovídá realitě. K určování zásob vody se ukázala jako nejlepší, odbornou literaturou doporučovaná, metoda kriging, která představuje jednu z interpolačních metod modulu ArcGIS 3D analyst v prostředí GIS.

Po zpracování sněhoměrných kampaní ve zmíněném modulu bylo dosaženo zajímavých výsledků v obou sezónách. Velká variabilita získaných poznatků byla patrná jak v rámci jednoho povodí tak i při konfrontaci obou povodí. V povodí Rokytky se zdá být nejdůležitějším ovlivňujícím faktorem expozice svahů a daný stupeň vegetace. Nejvyšší akumulace vodní hodnoty v dubnu 2008 měla zcela rozdílné

parametry prostorové variability než srovnatelné období na přelomu března a dubna 2009. Na jaře 2008 se nejvyšší hodnoty SVH (vodní hodnota sněhu) vyskytovaly úměrně s nadmořskou výškou, přičemž maxima bylo dosaženo na návětrných vrcholcích povodí, a to především na kůrovcem napadeném jihovýchodním vrcholku s názvem Medvědí hora (1224 m n.m.). Sezóna 2007/2008 tak byla typická západním prouděním vzduchu a mohl se tak uplatnit, v literatuře známý, návětrný efekt od západu (Kubíček, 2006). Jistou diferencí zaznamenala sezóna 2008/2009, kdy prostorové uspořádání SVH mělo zcela odlišný charakter. Nejvyšších hodnot bylo na konci března dosaženo jednak v nejnižších polohách otevřených ploch a také na nejvyšších, částečně chráněných, bodech povodí. Jako příčina této difference se jeví častější výskyt východní synoptické situace s tlakovou níží nad balkánským poloostrovem se srážkami přicházející od východu v zimě 2008/2009. Tato situace pak potlačuje zmíněný efekt návětrné strany Šumavy od západních směrů. Tento průběh zimy se vyskytl, jak uvádí Jelínek (2008), i v sezóně 2006/2007. Proto bude velice zajímavé monitorovat i hydrologické období 2009 a hypotézu potvrdit. Zajímavý se ukázal vývoj v prostorovém rozložení SVH na povodí Ptačfho potoka. Nejvyšších hodnot bylo dosaženo na vrcholcích a severovýchodních svazích Malé Mokrůvky (1330 m n.m.), která je na exponovaně návětrné straně a zároveň díky kůrovcové kalamitě postrádá i vegetační ochranu. Nejnižší hodnoty jak SVH, tak i samotné výšky sněhové pokrývky, bylo dosaženo v nejnižší, hustě zalesněné části povodí. Největší variabilita ve všech sledovaných parametrech se projevila na západních svazích, které nejvýrazněji podléhají jednotlivým fyzicko-geografickým vlivům, a to především sluneční radiaci. Dalším dobře zvýrazněným faktorem je vliv intercepce zdravého smrkového porostu ve spodní části povodí. Zajímavým zjištěním je, že i přes výraznější výskyt zmíněné východní synoptické situace v sezóně 2008/2009, není výsledný vývoj charakteristik sněhové pokrývky tak odlišný od stejného období zimy 2007/2008, jako v případě povodí Rokytky. Příčinou může být opět silný vliv určujících fyzicko-geografických faktorů v místech, kde je očekávána případná anomálie v období zmíněné hydro-meteorologické situace.

Ze zkušeností lze konstatovat, že expediční měření přispívá k lepšímu vyhodnocení charakteristik sněhové pokrývky a faktorů, jenž ji ovlivňují, a zároveň mají velmi blízko k realitě. I přes tyto nezpochybnitelné výhody se nedá expediční měření aplikovat na více modelových povodí v pramenné oblasti Otavy, a to hlavně z časových, ale i finančních důvodů. Proto je velmi důležité věnovat se povodím

s charakteristickými rysy dané oblasti, kterými povodí Rokytky a Ptačího potoka nesporně jsou, a případné studie akumulace a odtoku aplikovat i na ostatní povodí zdrojnic Otavy. Další možnost sledování charakteristik sněhové pokrývky nastiňují systémy DPZ, které jsou ve své teoretické části poměrně komplikovanou problematikou a představují určitou syntézu znalostí z různých vědních disciplín, především fyziky. Proto ani nebylo možné v rozsahu této práce poskytnout všechny aspekty a možnosti těchto metod, které by byly jistě zajímavou a podle Martince (2004) i vhodnou alternativou pro takový charakter terénu, jako je zdrojová oblast Otavy. Satelitních dat by bylo možné využít v rámci analytických nástrojů GIS – parametrů sněhové pokrývky a možnosti korelace k nadmořské výšce, expozici svahu nebo vegetačnímu pokryvu. Výsledkem by mohlo být navržení vhodných interpolačních procedur a především možnost zlepšení celkové bilance povodí.

Další hodnocenou tematickou oblastí je rozbor naměřených dat v rámci monitoringu hustoty jednotlivých vrstev sněhové pokrývky ve vertikálním profilu v sezóně 2008/2009, který je pravděpodobně nejdůležitější pro podrobný popis procesů probíhajících ve sněhu. Z časových důvodů byla sondáž v povodích vykonána jen v jarním období a to od počátku tání sněhové pokrývky až do jejího úplného roztátí. Nedostatkem měření byl ne zcela sofistikovaný teploměr, jenž neumožnil bližší rozbor teplot jednotlivých vrstev. Během posledního zimního období došlo v povodí Rokytky, podle denního odtoku a teplot vzduchu, pouze ke třem znatelným táním. První proběhlo mezi 23. a 25. prosincem, druhé v období od 10. do 14. února a třetí mezi 4. a 6. březnem. V povodí Ptačího potoka pak bylo zaznamenáno zvýšení denních teplot vzduchu ve stejných termínech, avšak s minimální odezvou na odtok z povodí. Na vývoji hustoty a mocnosti jednotlivých vrstev v sondě je však patrné, že k tání na úrovni vrstev během zimy dochází poměrně často. Při dostatečné mocnosti sněhu je tavná voda zadržována spodními vrstvami, kde se ochlazuje a stagnuje. Tím se zvyšuje hustota v určitých partiích profilu sněhu. Z výsledků vyplývá, že tající voda se dostane z povrchu zhruba do dvou třetin hloubky profilu. To záleží pravděpodobně na teplotě a tepelné kvalitě sněhu. Tento projev je patrný především v případě sondy v povodí Rokytky, kde se vyskytuje výraznější a častější vývoj ledových pláštů, což dokazuje vyšší rozkolísanost hustoty v celém profilu, ještě před nástupem jarního tání. Důvodem je pravděpodobně větší vliv jednotlivých fyzicko-geografických faktorů a jejich vyšší variabilita v průběhu času, a to z důvodu o 44 m nižší nadmořské výšce a otevřeného, vegetací nechráněného terénu. Vznik ledových pláštů nelze zcela jednoznačně přičíst

pouze dešťovým srážkám, po kterých se nejčastěji vyskytují, neboť se předpokládá, že stejný vývoj by byl zaznamenán i v povodí Ptačího potoka. Tam mají sněhové vrstvy před nástupem tání velmi vyrovnanou hustotu napříč celým profilem sondy, jejich vývoj je v tomto povodí pravděpodobně výsledkem destruktivní metamorfózy. Zůstává tedy otázkou, může-li vzniknout ledová plástev i za vysokých teplot vzduchu či působení sluneční radiace. Ze série výsledků kopaných sond na obou povodích vyplývá důležité zjištění, že všechny procesy spojené s táním sněhové pokrývky jsou na povodí Ptačího potoka opožděny přibližně o 8 dní. Důkazem je vývoj hustoty profilu sněhu, který na Ptačím potoce vždy kopíruje situaci z minulého měření na Rokytce, jež probíhalo přibližně po 7-8 dnech. Schopnost ledových vrstev nést vodu může pro tání znamenat rozfázování odtoku do více dnů a možná tak i snížení maximálních otoků ze sněhu. K tomu je potřeba znát mimo jiné i izolační vlastnosti jednotlivých vrstev. Izolace sněhu je do jisté míry závislá na jeho hustotě. I proto má monitoring stratifikace sněhu značný význam.

Při hodnocení podkladových dat je nutné vyzdvihnout fungování ultrazvukového hladinoměrného zařízení umístěného v závěrovém profilu experimentálního povodí Rokytky. Datová řada v trvání tří let poskytuje vynikající možnost zpracování detailních analýz vybraných odtokových a jim předcházejících situací. I tak nebylo možné přesně určit dlouhodobé charakteristiky měsíčních průtoků. Přesnost měření také musí být zaručena i vhodným měrným profilem k získávání dat pro odvození konzumpční křivky, která se zdá být ideální na Rokytce, nikoliv však na Ptačím potoce. Zde je problém v umístění hladinoměru na nárazové straně propustku s nedostatečnou hltností, přičemž během extrémních odtokových epizod dochází velmi pravděpodobně k nadržování vody v nádrži, což může ve svém důsledku podstatně deformovat konzumpční křivku ve smyslu vykreslení falešného trendu. Jako nevýhoda se potvrdila absence vyhřívání srážkoměrů, jejichž data by byla vhodným konfrontačním materiálem pro zimní srážkové epizody. Spolu s tímto faktem je potřeba zmínit absenci nedodaných dat o charakteru sněhové pokrývky z německé meteorologické stanice Grosser Arber, které by pomocí korelačních metod byly výborným materiálem pro doplnění řady dat SVH během zimního období.

Pro modelování tání sněhu je identifikace jarního odtoku ze sněhu zásadní. Při dostupnosti potřebných meteorologických dat a na základě rovnice energetické bilance by nemělo být problematické odhad počátku odtoku ze sněhu provést. Pokud je ovšem jedinou dostupnou informací teplota vzduchu, je situace složitější. V praxi mimo

modelová povodí však většina meteorologických dat dostupná není. Proto přesnější popsání vztahu teplota – počátek tání, znamená ulehčení a v neposlední řadě i zlevnění modelování odtoku v ostatních povodích pramenné oblasti Otavy. Pouhá suma teplot za určité předchozí období samozřejmě nestačí, navíc počátek pro počítání sumy teplot před táním není zcela přesně vymežitelný. Z výsledků je patrné, že zvýšený odtok v povodí Rokytky byl v sezóně 2008/2009 zaznamenán po hodinových teplotách, jejichž součet dosáhl 120,3 °C (průměrná teplota 0,9 °C), pro následné pozastavení odtoku stačily 2 hodiny s průměrnou teplotou -0,03 °C. Následné zvýšení odtoku potřebovalo dotaci teplot 38,47 °C s průměrnou teplotou 2,7 °C. V povodí Ptačého potoka bylo pozorováno zvýšení odtoku po daleko vyšším tepelném přídělu (tzv. cold content) teplot, konkrétně 203,6 °C. Po krátkodobém pozastavení odtoku byla nutná i vyšší dotace teplot pro opětovné zvýšení, ta činila 49,7 °C. Jistá variabilita obou povodí je způsobena jednak vyšší průměrnou nadmořskou výškou povodí Ptačého potoka a rozdílným prostorovým rozložením SVH, přičemž nejvyšších hodnot, jak bylo výše uvedeno, je dosahováno ve vyšších polohách povodí. Na to má vliv i relativní hustota sněhové pokrývky, která byla v povodí Ptačého potoka nižší - takový sníh má dle Martince (2004) daleko větší izolační vlastnosti. Při kontrolní analýze s rokem 2007/2008 byly na obou povodích zjištěny velmi podobné závěry.

Určování odtoku ze sněhové pokrývky pomocí exaktních metod je z praktického hlediska důležitější než terénní měření výšky sněhu a vodního ekvivalentu. Rozbor metod pro stanovení tání a odtoku ze sněhové pokrývky ukázal, že využití metody Degree-day je vhodné i navzdory jednoduchosti a široké dostupnosti teplotních dat a poskytuje adekvátní výsledky. Cílem modelace Degree-day v této práci bylo zjistit teplotní faktory pro tato modelová povodí s jejich následným využitím při modelaci odtoku ze sněhové pokrývky v oblastech s podobným charakterem a bez sofistikované techniky monitorující odtok. Takovýchto povodí se v pramenné oblasti Otavy vyskytuje přes dvacet. Při denním kroku mohou být odhady odtoku ze sněhu vcelku dostatečné (koeficient korelace až 0,82). Při použití tabulkových teplotních faktorů modelovaný odtok s měřeným příliš nesouhlasil. Po konfrontaci zjištěných teplotních faktorů v sezóně 2008/2009 se sezónou 2007/2008 byl stanoven teplotní faktor u povodí Ptačého potoka na 2,1 mm.°C⁻¹.den⁻¹. Stejný teplotní faktor 2,1 mm.°C⁻¹.den⁻¹ byl stanoven pro povodí Rokytky v zimách s převládajícím západním prouděním a standartním prostorovým rozložením SVH. V zimách s převládajícím východním prouděním se jeví

jako jako vhodnější teplotní faktor $3,4 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{den}^{-1}$, což jsou dle literatury hodnoty spíše pro velmi hustý a hustý les.

V ohledech teplotního faktoru by se vedle vegetačního krytu měla zohlednit například orientace svahů. Vzhledem k dostupnosti meteorologických údajů je Degree-day model velmi levnou variantou předpovědi tání, nicméně pro kvalitní odhad je nezbytná dobrá znalost poměrů na konkrétních povodích, protože využití a spolehnutí se na tabulkové odhady nemusí vést ke správné predikci. Dalším možným upřesněním je měnit teplotní faktor během déle trvajících tání, neboť parametry sněhu se během tohoto procesu mění a s nimi i tepelné vlastnosti. Tyto vlastnosti jsou opět závislé na variabilitě rozložení SVH ve sněhové pokrývce. V povodích, kde nejvyšší hodnoty SVH jsou dosaženy v nejvyšších polohách, se teplotní faktor z dobou tání zvyšuje, kde je nejvyšší hodnota SVH v nižších částech povodí se naopak teplotní faktor s dobou tání snižuje. Dalším důvodem změny teplotního faktoru může být rostoucí délka světelného dne. Význam tohoto vlivu roste s dobou tání.

Tato práce je souhrnem a vyhodnocením dosavadního pozorování kvantitativního vývoje sněhové pokrývky na experimentálních povodích Rokytky a Ptačího potoka v zimě 2007/2008 a 2008/2009. Během těchto dvou sezón se v povodí Rokytky uskutečnily čtyři a v povodí Ptačího potoka pět sněhoměrných kampaní. Na jaře 2009 proběhl v obou povodích monitoring ve vertikálním profilu sněhové pokrývky, jenž objasnila procesy spojené s akumulací a táním sněhu. Část práce se zabývá plošným rozložením sněhové pokrývky. Naměřené charakteristiky sněhové pokrývky přímo v terénu potvrdily existenci znatelného rozdílu v množství akumulovaného sněhu zejména mezi otevřenými plochami a lesem a to v obou povodích. Naopak velmi překvapivé jsou závěry z hodnocení vývoje sněhové pokrývky s rostoucí nadmořskou výškou, kdy rozložení SVH v povodí Rokytky je velmi závislé na převládajícím vzdušném proudění během zimního období, naopak v povodí Ptačího potoka nebyla tato souvislost pozorována. To svědčí o značné složitosti procesu akumulace sněhové pokrývky v prostoru a čase, které je ovlivňováno značným množstvím faktorů. Výzkum sněhové pokrývky na úrovni vrstev umožňuje mnohem lépe popsat procesy v ní probíhající. Z hlediska odtoku vody se jako nejdůležitější jeví popis přechodů mezi jednotlivými vrstvami a přítomnost ledových vrstev, které určují tvorbu preferenčních cest ve sněhu. Bližší poznání těchto parametrů by se mohla uplatnit zejména při modelování tání. Při analýze tání a odtoku vody ze sněhové

pokrývky byla využita data z ultrazvukových hladinoměřů instalovanými a provozovanými Katedrou fyzické geografie a geoekologie. Na základě denních i hodinových dat o teplotě vzduchu a průtoku byl sestaven model Degree-day, jenž stanovil teplotní faktory pro obě studovaná území, které můžou mít v budoucnu uplatnění při modelaci odtoku na dalších 20 zdrojových povodích Otavy, které nejsou vybaveny sofistikovanou měřicí technikou, a na která nelze aplikovat tabulkové hodnoty teplotních faktorů uvedené v literatuře významných autorů. To poukázalo na fakt, že sněh a procesy v něm probíhající jsou velmi různorodé a závislé na klimatických poměrech. Pro kvalitní předpověď odtoku je tak znalost konkrétních poměrů řešené oblasti nezbytná.

Použité zdroje informací

Literatura

ALBRECHT, J. (1992): Rámcová charakteristika šumavské flóry a vegetace. Šumava. Zvl. Číslo časopisu k vyhlášení NP Šumava, s 11-15

ANDERSON, E.A. (1976): Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover. NOAA Technical Report, NWS 19. U.S. Dept. Of Commerce: Silver Spring, 217 s.

BABIÁKOVÁ, G. (1985): Príspevok k modelovaniu kvantity a kvality sezónnej snehovej pokrývky. Vohospodársky čas., roč. 35, č. 2, s. 138-151.

BEVEN, K.J. (2001): Rainfall-runoff modeling. John Wiley and Sons, 360 s.

BLAHŮT, J. (2009): Vznik a druhy sněhu. Čas. Krkonoše a Jizerské hory, roč. 42, č. 3, 22-23

BRÁZDIL, R., ŠTEKL, J. (1986): Cirkulační procesy a atmosférické srážky v ČSSR. Univerzita J. E. Purkyně, 298 s.

CLINE, W.D., BALES, R.C., DOZIER, J. (1999): Estimating the Spatial Distribution of Snow in Mountain Basis Using Remote Sensing and Energy Balance Modeling. Water Resources Research, vol. 34, 1275 – 1285.

CUDLÍN, P. (1999): Příčiny snížení vodohospodářské funkce lesa v krajině: Závěrečná zpráva úkolu VaV 610/2/98, DÚ 01/07. České Budějovice: Ústav ekologie krajiny AV ČR, 84 s.

CURRY, J. A., WEBSTER, P. J. (1999): Thermodynamics of water. Thermodynamics of Atmospheres and Oceans, International Geophysics Series, Vol. 65, Academic Press, San Diego, CA, 96–128.

ČURDA, J. (2007): Hydrografie a odtokový režim v povodí Modravského potoka. Bakalářská práce. Přf UK, KFGG, Praha, 48 s.

DEMEK, J. et al. (1976): Úvod do obecné fyzické geografie. Academia, Praha, 404 s.

DOBROVOLNÝ, P. (1998): Digitální zpracování obrazu; Dálkový průzkum Země. Brno: Masarykova univerzita, 208 s.

GRABS, W. (1997). Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. Int. Com. for the Hydrology of the Rhine Basin (CRH), CHR report no. I-16, Lelystad, 172 s.

HANČAROVÁ, E. (2006): Využití výsledků měření sněhové pokrývky pro modelování předpovědí průtoků. In 11. stretnutie snehárov: Zborník zo seminára. 1. vyd.: ČHMÚ, oddělení Hradec Králové, 52-58

HAVLÍK, J. (2008): Možnosti DPZ a GIS pro zhodnocení parametrů sněhové pokrývky. Diplomová práce. TU v Ostravě, Hgf, 112 s.

HOCK, R. (2003): Temperature index melt modelling in mountain areas. Journal of Hydrology, 282 s.

HOLKO, L., KOSTKA, Z., PARAJKA, J. (2001): Sněhová pokrývky, Životné prostredie, 35,s. 138 -141.

HOLKO, L. (2001): Priesterová interpretácia meraní charakteristík snehovej pokrývky. Acta Hydrologia Slovaca, roč. 2, č. 2, 258-262.

HOLKO, L. (2004): Využitie merania teploty snehu při modelovaní akumulácie a topenia snehovej pokrývky. Acta Hydrologia Slovaca, roč. 5, č. 1, s 70-77.

HOLKO, L. (2005): Výpočet objemu vody v snehovej pokrývke pre povodie Popradu po Kežmarok pomocou priestorovo distribuovaného modelu WaSiM. Čiastková správa. ÚH SAV Liptovský Mikuláš, 14 s.

HOLÝ, D. (1982). Nerovnomerné rozloženie zásob snehu v oblasti Chopka. Vodohospodársky časopis, roč. 30, č. 5, 549-555.

HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J. (2006): Vplyv nadmorskej výšky, expozície, porastu a druhu porastu na hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky v biosférickej rezervácii Poľana, v zimách 2003/04, 2004/2005. In 11. stretnutie snehárov : Sborník ze semináře. 1. vyd. [s.l.] : ČHMÚ, Oddělení aplikovaného hydrologického výzkumu, s. 30-40.

HRUŠKOVÁ, K. (2006): Modelování odtoku z tajícího sněhu v povodí Horního Hronu. Disertační práce. MU v Brně, PřF, 106 s.

CHÁBERA, S. a kol. (1987): Příroda na Šumavě. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice, 182 s.

JELÍNEK, J. (2006): Hydrografie a režim odtoku v povodí Roklanského potoka. Bakalářská práce. Přf UK, KFGG, Praha, 36 s.

JELÍNEK, J. (2008): Akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Rokytky v hydrologických letech 2007 a 2008. Diplomová práce. Přf UK, KFGG, Praha, 85 s.

JENÍČEK, M., KOCUM, J., JELÍNEK, J. (2008): Monitoring sněhové pokrývky v povodí Rokytky v letech 2007 a 2008. In Broža, V., Szolgay, J., Fošumpaur, P. (Eds.): Extrémní hydrologické jevy v povodích. Sborník příspěvků z Workshopu Adolfa Patery 4.11.2008. ČVÚT, Praha, s. 227-236.

KEMEL, M.(2000): Klimatologie, Meteorologie, Hydrologie, ČVUT, Praha, 290 s.

KLOSE, Z. (2008): Kvantitativní vývoj sněhové pokrývky na experimentálním povodí Modrava 2. Diplomová práce. ČZU, Praha, 59 s.

KOCUM, J. (2004): Limnologická studie Čertova jezera a režim odtoků v českém povodí Řezné. Diplomová práce. Přf UK, KFGG, Praha, 36 s.

KOCUM, J., JANSKÝ, B. (2008): Possibilities of Headwaters Retention Potential Enhancement – Case Study Upper Otava River Basin. XXIVth Conference of the Danubian Countries on the Hydrological Forecasting and Hydrplogical Bases of Water Management, 2 - 4.6.2008, Bled, 13 s.

KOČÁREK, E. (1965): Zur Geologies des tschechoslowakischen Teils des Bohmerwaldes (Šumava). Geologie, 14, Berlin, s. 125 – 136.

KOSKINEN, J. (2001). Snow monitoring using microwave radars: Thesis for the degree of Doctor of Technology – Overview. Espoo, 31 s.

KOSTKA, Z. (2001): Akumulácia, topenie a transport snehu v povodí s čelným reliéfom. Acta Hydrologia Slovaca, ÚH SAV, roč. 2, č. 1, 113-121.

KOVÁŘ, P. (2000): Využití modelů hydrologické bilance pro malá povodí. Praha: VÚMOP, 123 s.

KOZLÍK, V. (1967): Výzkum reprezentativnosti snehomerných metod pre hydrologické výpočty a prognózy. Závěrečná správa ÚHH SAV, Bratislava. 201 s.

KREČMER, V. (1972): Vodohospodářské vlivy lesů. Studijní informace lesnictví, ÚVTI Praha, 87 s.

KREČMER, V. (1984): Funkce lesů v ochraně vod a půdy. Státní zemědělské nakladatelství, Praha, 256 s.

KREJČÍ, J. (2000): Modely odtoku ze sněhu. Praha: ČZU, 39 s.

KŘÍŽ, V. et al. (1988): Hydrometrie. SPN, Praha, 176 s.

KUBÍČEK, J. (2006): Analýza srážkových dat z centrální Šumavy. Diplomová práce. ČZU, Praha, 83 s.

LUNDQUIST, R (1982): The Influence of the Spatial Distribution of Snow on Basin – Averaged Snowmelt. Hydrological Processes, vol. 12, Wiley Inter Science, str. 1671-1723.

MARTINEC, J. (2004). Remote Sensing in Snow Hydrology. Springer, XXII. 150 s.

NĚMEC, L. (2006): Vodní hodnota sněhové pokrývky. Studijní materiál, TU v Ostravě.

OHARA, N. (2006): Field observations and numerical model experiments for snowmelt process at a field site. Advances in Water Resource, vol. 29, s. 194-211.

PAVLÁSEK, J. (2006): Analýza hydrologických dat z Modravských povodí. Journal of Hydrology and hydromechanics, vol. 2006, 10-11.

PECUŠOVÁ, Z., HOLKO, L., KOSTKA, Z. (2004): Spatial and temporal distribution of snow cover in the upper Hron river basin in hydrological years 1962-2001. Vodohospodářský čas., roč. 52, č. 4, 267-278.

PETROVIČ, P. (1972): Výpočet výparu zo snehovej pokrývky v povodí Nitry. Vodohospodářský čas., roč. 20, č.1, 1-15.

POŠTA, P. (2004): Organogenní jezera v České republice. Diplomová práce. PřF UK, KFGG, Praha, 119 s.

SINGH, P., SINGH, V . P. (2001): Snow and Glacier Hydrology. Kluwer Academic Publisher, Londýn, 742 s.

SKALSKÁ, P. (2006): Degree-day metoda aplikovaná na modravských experimentálních povodích. In, 23.11.2006 FLE ČZU v Praze. Faculty of Forestry and Environment in Prague, 49-52.

SLAVÍKOVÁ, J. (1986): Ekologie rostlin, SPN, Praha, 366 s.

SOBÍŠEK, B. et al. (1993): Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Academia a MŽP ČR, Praha, 594 s.

STEHLÍK, J., BUBENÍČKOVÁ, L. (2002): Vztahy mezi vodní hodnotou sněhu v zalesněném terénu a na otevřeném prostranství v experimentálních povodích Jizerských hor. Vodohospodářský čas., roč. 50, č. 3, s. 233-246.

SLABÁ, N. (1972): Návod pro pozorovatele meteorologických stanic ČSSR. 2. přeprac. vyd. Praha.

ŠAMAJ, F. et al. (1981): Priemerné trvanie roznych výšok snehovej pokrývky na Slovensku. Vodohospodářský čas., roč. 29, č. 6, 569-580.

ŠAMAJ, F. et al. (1991): Variabilita charakteristik sněhových poměrů v karpatské části ČSFR v období 1920/21 – 1984/85. SHMÚ, Bratislava, 175 s.

TOLASZ, R. et al. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMÚ a UP Olomouc, Praha, 256 s.

TURČAN, J. (1969): Režim sněhových zásob v povodí a ich určení. Dizertačná práca, Bratislava, Ústav hydrologie a hydrauliky SAV, 188 s.

QUITT, E. (1975): Klimatické oblasti ČSR, 1:500 000. Brno: ČSAV.

ZELENÝ, V. (1975): Vliv lesních porostů na hospodaření se sněhovými srážkami. Vodohospodářský časopis, roč. 23, č. 4-5, Praha, s. 332 – 353

ZELENÝ, V. (1971): Vliv obnovy smrkového porostu pruhovou sečí na sněhové poměry. Vodohospodářský čas., roč. 19, č. 6, 571-590.

ZEZULÁK, J. (2000): Modely odtoku ze sněhu. Praha: ČZU, 39 s.

Použité internetové zdroje

ARCDATA PRAHA. ArcView 3.x [online]. [cit. 2007-09-26]. Dostupný z WWW:<<http://www.arcdata.cz/software/esri/ostatnisoftware/arcview-3#ex>>.

Fiedler elektronika pro technologii. Datahosting [online]. c2009. [cit. 2009-07-15]. Dostupný z WWW:<http://www.stanice.fiedler-magr.cz>

Český hydrometeorologický ústav. Dlouhodobé normály klimatických hodnot za období 1961 – 1990 [online]. C1997-2005, 7.1.2005[cit. 2009-08-14]. Dostupný z WWW: <http://www.chmi.cz/meteo/ok/okdata 12.html>.

Google Earth: ver. 4.2.0205.5730,2007. [cit. 2009-07-21]. Dostupný z WWW: <http://earth.google.com>

Ministerstvo vnitra, Ministerstvo životního prostředí, CENIA. Portál veřejné správy České republiky: Mapové služby [online]. C2003 – 2009 [cit. 2009-07-25]. Dostupný z WWW: <http://geoportal.cenia.cz>.

Národní hydrologické centrum pro DPZ – NOHRSC [online]. [cit. 2008-03-04]. Dostupný z WWW: <<http://www.nohrsc.nws.gov>>.

Předpovědní systém HYDROG: článek c52.pdf [online]. [cit. 2008-18-04]. Dostupný z WWW:<<http://www.chmi.cz/hydro/pov06/pdf/c52.pdf>>.

Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.Masaryka. Charakteristik toků a povodí ČR [online]. C2007 [cit. 2009-07-27]. Dostupný z WWW:<http://www.vuv.cz/oddeleni-gis/index.php?id=24&PHPSESSID=b32f83c256d387bb29c>.

Seznam obrázků

- Obr. 1: Hlavní skupina sněhových krystalů
- Obr. 2: Formy suchého sněhu
- Obr. 3: Sněhový firn
- Obr. 4: Oblevová plástev v povodí Rokytky 19.4.2009
- Obr. 5: Intercepce v korunách stromů
- Obr. 6: Rozdíl výšky sněhu ve volném terénu, v bukovém a smrkovém lese
- Obr. 7: Rozdíl vodní hodnoty sněhu ve volném terénu, v bukovém a smrkovém lese
- Obr. 8: Schéma srážko-odtokového procesu
- Obr. 9: Vývojový diagram Andersenova modelu
- Obr. 10: Přehledová mapa zájmových oblastí
- Obr. 11: Přehledový obrázek experimentálního povodí Rokytky
- Obr. 12: Přehledový obrázek experimentálního povodí Ptačího potoka
- Obr. 13: Výškové a sklonitostní poměry v povodí Rokytky
- Obr. 14: Výškové a sklonitostní poměry v povodí Ptačího potoka
- Obr. 15: Průměrné měsíční úhrny srážek za období 1961-1990
- Obr. 16: Průměrné denní průtoky v období 1930-2006 (Vydra – Modrava)
- Obr. 17: Sněhoměrná souprava SM 150-50
- Obr. 18: Kopaná sonda: povodí Rokytky (vlevo) a Ptačí potok (vpravo)
- Obr. 19: Znázornění polohy měrných bodů v povodí Rokytky
- Obr. 20: Znázornění polohy měrných bodů v povodí Ptačího potoka
- Obr. 21: Ultrazvukový hladinoměr na Rokytcce (vlevo) a Ptačím potoku (vpravo)
- Obr. 22: Konzumpční křivka pro profil hladinoměru na Rokytcce a Ptačím potoce
- Obr. 23: Měřené charakteristiky sněhové pokrývky, povodí Rokytky 21.1.2009
- Obr. 24: Měřené charakteristiky sněhové pokrývky, povodí Rokytky 19.3.2009
- Obr. 25: Měřené charakteristiky sněhové pokrývky, povodí Rokytky 2.4.2008
- Obr. 26: Prostorové rozložení vodní hodnoty sněhové pokrývky A) 21.1.2009 B)
19.3.2009 C) 2.4.2008
- Obr. 27: Měřené charakteristiky sněhové pokrývky, povodí Ptačího potoka 22.12.2008
- Obr. 28: Měřené charakteristiky sněhové pokrývky, povodí Ptačího potoka 21.1.2009
- Obr. 29: Měřené charakteristiky sněhové pokrývky, povodí Ptačího potoka 20.3.2009
- Obr. 30: Měřené charakteristiky sněhové pokrývky, povodí Ptačího potoka 3.4.2008

- Obr. 31: Prostorové rozložení vodní hodnoty sněhové pokrývky A) 22.12.2008
B) 21.1.2009 C) 19.3.2009 D) 2.4.2008
- Obr. 32: Hustoty jednotlivých vrstev 4.4.2009 (Rokytky)
- Obr. 33: Hustoty jednotlivých vrstev 4.4.2009 (Ptačí potok)
- Obr. 34: Hustoty jednotlivých vrstev 12.4.2009
- Obr. 35: Hustoty jednotlivých vrstev 19.4.2009
- Obr. 36: Vývoj denních teplot a průtoků v porovnání s SVH na povodí Rokytky 2008/2009
- Obr. 37: Vývoj denních teplot a průtoků v porovnání s SVH na povodí Ptačího potoka 2008/2009
- Obr. 38: Vývoj průměrných denních průtoků v povodí Rokytky (1.8.2006-31.7.2009)
- Obr. 39: Vliv sněhové pokrývky na odtok z povodí Rokytky
- Obr. 40: Vývoj teplot vzduchu a průtoků na povodí Rokytky mezi 19.3.2009 a 20.4.2009
- Obr. 41: Degree-day model s hodinovým krokem v povodí Rokytky (2008/2009)
- Obr. 42: Degree-day model s definovanými okrajovými podmínkami v povodí Rokytky(2008/2009)
- Obr. 43: Degree-day model bez definovaných okrajových podmínek v povodí Rokytky (2008/2009)
- Obr. 44: Degree-day model bez definovaných okrajových podmínek $DDF = 3,1$ v povodí Rokytky (2007/2008)
- Obr. 45: Degree-day model bez definovaných okrajových podmínek $DDF = 2,1$ v povodí Rokytky (2007/2008)
- Obr. 46: Vývoj teplot a průtoků na povodí Rokytky mezi 20.3.2008 a 10.4.2008
- Obr. 47: Vývoj průměrných denních průtoků v povodí Ptačího potoka (1.8.2006-31.7.2009)
- Obr. 48: Vliv sněhové pokrývky na odtok z povodí Ptačího potoka
- Obr. 49: Vývoj teplot a odtoku v povodí Ptačího potoka mezi 19.3.2009-20.4.2009
- Obr. 50: Degree-day model s definovanými okrajovými podmínkami (2008/2009)
- Obr. 51: Degree-day model bez definovaných okrajových podmínek v povodí Ptačího potoka $DDF = 2,1$ (2008/2009)
- Obr. 52: Degree-day model bez definovaných okrajových podmínek $DDF = 2,1$ (2007/2008)
- Obr. 53: Vývoj teplot a průtoků v povodí Ptačího potoka mezi 20.3.2008 a 30.4.2008

Seznam tabulek

Tab. 1: Měsíční výpar ze sněhové pokrývky

Tab. 2: Pozorované hodnoty degree-day faktoru

Tab. 3: Klimatologické charakteristiky výskytu sněhu a sněhové pokrývky

Tab. 4: Základní charakteristiky modelového povodí Rokytky

Tab. 5: Základní charakteristiky modelového povodí Ptačího potoka

Tab. 6: Parametry jednotlivých vrstev 12.4.2009

Tab. 7: Parametry jednotlivých vrstev 19.4.2009

Příhody

Příloha č. 1 : Fotodokumentace povodí Rokytky

Příloha č. 2 : Fotodokumentace povodí Ptačího potoka