



**VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ**

BRNO UNIVERSITY OF TECHNOLOGY

**FAKULTA STAVEBNÍ**

FACULTY OF CIVIL ENGINEERING

**ÚSTAV VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ KRAJINY**

INSTITUTE OF LANDSCAPE WATER MANAGEMENT

**ANALÝZA ROZHODUJÍCÍCH PŘÍČINNÝCH  
FAKTORŮ Z HLEDISKA TVORBY EROZNÍHO  
SMYVU Z TÁNÍ SNĚHOVÉ POKRÝVKY**

ANALYSIS OF THE DECISIVE CAUSAL FACTORS FROM THE VIEWPOINT  
OF EROSION CREATION FROM THE MELTING OF THE SNOW COVER

**DISERTAČNÍ PRÁCE**

DOCTORAL THESIS

**AUTOR PRÁCE**

AUTHOR

Ing. ANETA MORAVCOVÁ

**VEDOUCÍ PRÁCE**

SUPERVISOR

prof. Ing. MIROSLAV DUMBROVSKÝ, CSc.

BRNO 2018



# VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V BRNĚ FAKULTA STAVEBNÍ

<b>Studijní program</b>	P3607 Stavební inženýrství
<b>Typ studijního programu</b>	Doktorský studijní program s kombinovanou formou studia
<b>Studijní obor</b>	3607V027 Vodní hospodářství a vodní stavby
<b>Pracoviště</b>	Ústav vodního hospodářství krajiny

## ZADÁNÍ DISERTAČNÍ PRÁCE

<b>Student</b>	Ing. Aneta Moravcová
<b>Název</b>	Analýza rozhodujících příčinných faktorů z hlediska tvorby erozního smyvu z tání sněhové pokrývky
<b>Vedoucí práce</b>	prof. Ing. Miroslav Dumbrovský, CSc.
<b>Datum zadání</b>	
<b>Datum odevzdání</b>	V termínech určených časovým harmonogramem akademického roku, nejpozději do jednoho roku od data zadání disertační práce

V Brně dne

---

prof. Ing. Miloš Starý, CSc.  
Vedoucí ústavu

---

prof. Ing. Rostislav Drochytka, CSc., MBA  
Děkan Fakulty stavební VUT

## PODKLADY A LITERATURA

### ZÁSADY PRO VYPRACOVÁNÍ

#### STRUKTURA DISERTAČNÍ PRÁCE

VŠKP vypracujte a rozčleňte podle dále uvedené struktury:

1. Textová část VŠKP zpracovaná podle Směrnice rektora "Úprava, odevzdávání, zveřejňování a uchování vysokoškolských kvalifikačních prací" a Směrnice děkana "Úprava, odevzdávání, zveřejňování a uchování vysokoškolských kvalifikačních prací na FAST VUT" (povinná součást VŠKP).
2. Přílohy textové části VŠKP zpracované podle Směrnice rektora "Úprava, odevzdávání, zveřejňování a uchování vysokoškolských kvalifikačních prací" a Směrnice děkana "Úprava, odevzdávání, zveřejňování a uchování vysokoškolských kvalifikačních prací na FAST VUT" (nepovinná součást VŠKP v případě, že přílohy nejsou součástí textové části VŠKP, ale textovou část doplňují).

---

prof. Ing. Miroslav Dumbrovský, CSc.  
Vedoucí disertační práce

## ABSTRAKT

V současné době v České republice (ČR) neexistuje vhodné a běžně užívané zařízení pro volumetrickou kvantifikaci půdních smyvů způsobenými táním sněhu. Kvantifikace odnosu půdy z povodí je základním předpokladem korektního návrhu protierozních opatření v krajině. Práce se snaží nabídnout možnosti monitorování erozních smyvů v důsledku jarního tání, srovnat jednotlivé metody a vyhodnotit jejich optimální způsob využití. V prvním roce výzkumu byla vyvinuta odtoková parcela pro zachycení plošného erozního smyvu. Práce srovnává také metody využívající mobilních zařízení – metoda erozního mostu a UAV fotogrammetrie – jako účinných nástrojů kvantifikace erozního smyvu. Doposud nebyla erozi z tání sněhu v ČR věnována příliš velká pozornost. Proto se práce zaměřuje především na analýzu příčinných faktorů, specifických pouze pro tento druh eroze – erozní potenciál sněhu a možné změny faktoru erodovatelnosti půdy v důsledku mrazových cyklů. Práce na základě zhodnocení míry ohrožení erozí z tání sněhu ve vybraných, klimaticky odlišných lokalitách a jejich změn v posledních letech ukazuje na aktuálnost problému. Závěrem práce předkládá možnosti řešení problému.

## KLÍČOVÁ SLOVA

Eroze z tání sněhu, erozní potenciál sněhu, půdní erodovatelnost, kryopedologie, agregátová stabilita, odtoková parcela

## ABSTRACT

Currently there is no suitable and commonly used device for volumetric quantification of snowmelt erosion in the Czech Republic (CR). The determination of erosion rate in the catchment is an essential prerequisite for the correct design of conservation measures. The thesis tries to offer the possible ways of monitoring the snowmelt erosion, compares individual methods and defines their optimal use. In the first year of the research, a runoff plot was developed to capture sheet erosion. The thesis compares also the methods using mobile devices - erosion bridge method and UAV photogrammetry - as effective instrument for snowmelt erosion monitoring. So far, no attention has been paid to snowmelt erosion in CR. Therefore, the thesis focuses mainly on the analysis of causal factors specific to this type of erosion - the erosion potential of snow cover and the possible soil erodibility changes due to freeze-thaw cycles. The thesis assesses the rate of snowmelt erosion risk in selected climatically different catchments and its changes in recent years. shows the timeliness of the problem. In the end, the thesis presents possibilities for solving the problem. The thesis claims the problem of snowmelt erosion actual and offers its possible solution.

## KEYWORDS

Snowmelt erosion, erosion potential of snow cover, soil erodibility, cryopedology, soil aggregate stability, runoff plot

## BIBLIOGRAFICKÁ CITACE VŠKP

Ing. Aneta Moravcová *Analýza rozhodujících příčinných faktorů z hlediska tvorby erozního smyvu z tání sněhové pokrývky*. Brno, 2018. 150 s.. Disertační práce. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, Ústav vodního hospodářství krajiny. Vedoucí práce prof. Ing. Miroslav Dumbrovský, CSc.

## PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že jsem disertační práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje.

V Brně dne 21. 1. 2018

---

Ing. Aneta Moravcová  
autor práce

## PODĚKOVÁNÍ

Ráda bych poděkovala vedoucímu disertační práce prof. Ing. Miroslavu Dumbrovskému, CSc. za jeho cenné připomínky a vedení po dobu magisterského a navazujícího doktorského studia. Děkuji Ústavu vodního hospodářství krajiny v čele s vedoucím prof. Ing. Milošem Starým, CSc. za poskytnutou šanci a důvěru. Poděkování patří také kolegyním Ing. Lucii Larišové a Ing. Janě Uhrové, PhD., které byly nápomocné při terénních výjezdech.

Dále děkuji Ing. Martinu Brtnickému a celému Ústavu agrochemie, půdoznalství, mikrobiologie a výživy rostlin Agronomické fakulty Mendelovy univerzity v Brně za opakované zapůjčení přístroje firmy Eijkelkamp pro mokré prosévání.

K úspěšnému dokončení práce přispěla také vstřícnost Českého hydrometeorologického ústavu, pobočky Brno v čele s Ing. Petrem Janálem, Ph.D., která poskytla potřebná meteorologická data.

Velký dík patří také Státnímu pozemkovému úřadu – jmenovitě Ing. Františkovi Pavlíkovi, PhD. a Ing. et Ing. Luděkovi Drápalovi za poskytnutí dat naměřených dronem a zpracování příčných řezů DMT.

Obdobně přispěl Výzkumný ústav vodohospodářský TGM, v.v.i., kde je nutné poděkovat celému týmu pracovníků, kteří se podíleli na měřeních dronem a zpracování dat, která následně poskytli pro účely této práce.

Za pomoc při výzkumu na experimentálních plochách ve Větrkovcích děkuji především předsedovi zemědělského družstva Slezská Dubina Ing. Františkovi Hellebrandovi, panu Miroslavu Dubovému a Aleši Dubovému za poctivou práci pozorovatele na výzkumných plochách.

Děkuji své rodině a kamarádům, kteří se mnou i v těžkých chvílích měli trpělivost a byli mi oporou.

Na závěr bych věnovala největší dík svému manželovi Jiřímu, který přispíval při tvorbě práce nejen psychickou podporou, ale také aktivní účastí na výzkumu a odbornými konzultacemi.

## Obsah

1	ÚVOD .....	1
2	CÍLE DISERTAČNÍ PRÁCE .....	2
3	DOSAVADNÍ POZNATKY Z OBLASTI ŘEŠENÉ PROBLEMATIKY .....	4
3.1	Eroze půdy .....	4
3.1.1	Vodní eroze .....	5
3.1.2	Přípustná ztráta půdy erozí .....	6
3.2	Eroze z tání sněhu .....	8
3.2.1	Stanovení faktorů rovnice pro výpočet ztráty půdy v mimovegetačním období .....	9
3.3	Prostorová variabilita eroze z tání sněhu .....	13
3.4	Faktory ovlivňující erozi z tání sněhu .....	13
3.4.1	Množství tavné vody .....	13
3.4.2	Intenzita tání sněhové pokrývky .....	15
3.4.3	Propustnost půdního profilu se zápornou teplotou .....	17
3.4.4	Hloubka promrzání půdy .....	18
3.4.5	Vegetační pokryv v době jarního tání .....	19
3.4.6	Stabilita půdních agregátů a smyková pevnost půdy .....	21
3.4.7	Vlhkost půdy .....	24
3.5	Výzkum eroze z tání sněhu v ČR .....	25
3.6	Monitoring eroze z tání sněhu pomocí odtokových parcel .....	29
4	MATERIÁL A METODY .....	30
4.1	Výběr lokalit potenciálně ohrožených erozí z tání sněhu .....	30
4.2	Zájmová území .....	30
4.2.1	Zájmová lokalita Větrkovice .....	31
4.2.2	Zájmová lokalita Šardice .....	34
4.3	Kvantifikace erozních smyvů pomocí odtokových parcel .....	38
4.4	Kvantifikace erozních smyvů erodoměrem .....	43
4.5	Kvantifikace erozních smyvů metodou UAV fotogrammetrie .....	46
4.5.1	Příprava území a pořízení snímků .....	48



4.5.2	Tvorba 3D modelu terénu z pořízených snímků.....	49
4.5.3	Výpočet objemu erozní smyvu .....	50
4.6	Sledování charakteristik sněhové pokrývky .....	53
4.7	Sledování teplotních změn a vlhkosti v povrchové vrstvě půdy .....	53
4.8	Sledování množství povrchového odtoku v průběhu roku .....	53
4.9	Hodnocení dopadu kryopedologických procesů na erodovatelnost půdy .....	54
4.9.1	Sledování změn stability půdních agregátů a smykové pevnosti svrchní vrstvy půdy v 1. roce výzkumu .....	54
4.9.2	Sledování změn stability půdních agregátů v 2. roce výzkumu .....	61
4.10	Interpolace hodnot sněhových charakteristik v prostředí GIS .....	68
4.11	Posouzení míry ohrožení vybraných území ČR erozí z tání sněhu .....	69
5	VÝSLEDKY A DISKUZE .....	74
5.1	Změny charakteristik sněhové pokrývky v posledních desetiletích a míra ohrožení erozí z tání sněhu v povodí Svatky a Dyje .....	74
5.1.1	Míra ohrožení erozí z tání sněhu v povodí Svatky a Dyje .....	97
5.2	Změny stability půdních agregátů a smykové pevnosti v důsledku působení mrazových cyklů .....	101
5.2.1	Sledování změn stability agregátů a smykové pevnosti v 1. roce výzkumu. ....	101
5.2.2	Sledování změn stability agregátů v 2. roce výzkumu .....	113
5.3	Kvantifikace erozního smyvu způsobeného táním sněhové pokrývky .....	126
5.3.1	Kvantifikace erozního smyvu metodou erodoměru (erozního mostu) ...	128
5.3.2	Kvantifikace erozního smyvu metodou UAV fotogrammetrie.....	131
5.3.1	Srovnání metody měření erozním mostem a metody UAV fotogrammetrie .....	135
6	ZÁVĚR .....	140
7	POUŽITÁ LITERATURA .....	146

# 1 ÚVOD

V druhé polovině 20. století došlo k prudkému vývoji protierozní ochrany. Spolu s intenzivním využíváním přírodních zdrojů si společnost začala uvědomovat nutnost jejich ochrany. Erozní jevy, vedoucí k výraznému poškození dvou základních přírodních zdrojů – půdy a vody, se dostaly do popředí pozornosti světové veřejnosti, která hledala možnosti jak je omezit nebo zabránit jejich nepříznivým důsledkům (Holý, 1978). Vývoj společnosti je determinován možností využívat zdrojů biosféry. Některé z těchto zdrojů mohou být postupně vyčerpány nebo znehodnoceny. Půda jako jeden z hlavních zdrojů biosféry je podle definice OSN omezený a nenahraditelný přírodní zdroj. V případě postupující degradace a ztráty půdy se stává tento zdroj v mnoha částech světa hranicí dalšího rozvoje lidské společnosti. Intenzivní využívání půdy pro zemědělskou výrobu a realizace investiční výstavby porušila postupně přirozený kryt půdy a vystavila její povrch působení erozních sil. Rozvinula se zrychlená eroze, spočívající v destrukčním účinku vody a větru na půdní povrch (Holý, 1978). Erozní jevy se projevují také v ohrožení dalšího základního přírodního zdroje – vody. Voda je znečišťována uvolněnými a transportovanými půdními částicemi, které spolu nesou dodané chemické látky ve formě průmyslových hnojiv a pesticidů. Splaveniny zanášejí koryta vodních toků, vodní nádrže a stavby na tocích, čímž snižují jejich kapacitu. Vysoký obsah dusíku spolu s fosforem způsobuje eutrofizaci mnoha vodních nádrží (Holý, 1978).

Ačkoli je dnes vodní eroze stále více probírána, eroze z tání sněhu je v České republice (dále jen ČR) málokdy zmiňována. V důsledku tání sněhu vzniká povrchový odtok s ničivými následky. Díky specifickým půdním podmínkám v průběhu chladné periody a nedostatečnému vegetačnímu pokryvu jsou nebezpečná již malá množství povrchového odtoku. Eroze z tání sněhu hraje v určitých oblastech našeho území podstatnou roli. Ohroženy jsou především lokality s těžkou sněhovou pokrývkou, kde hrozí její náhlé tání (Pokladníková et Šťastná, 2006). Neznalost problematiky však limituje její řešení. Dle Tomana a Podhrázké (2002) je problematika stanovení odhadu eroze způsobené táním sněhu v ČR poměrně málo rozpracovaná vzhledem k obtížnosti stanovení jednotlivých faktorů, které mají na intenzitu eroze vliv.

V současné době v České republice neexistuje vhodné zařízení pro volumetrickou kvantifikaci vodní eroze z tání sněhu, přičemž kvantifikace celkového odnosu půdy z povodí je základním předpokladem korektního návrhu protierozních opatření v krajině.

## 2 CÍLE DISERTAČNÍ PRÁCE

Disertační práce se zaměřuje na problematiku eroze z tání sněhu v zemědělsky využívané krajině.

- Posouzení míry ohrožení půdní erozí způsobené táním sněhu ve vybraných lokalitách

Cílem práce je vyhodnotit ohrožení části území České republiky (dále jen ČR) erozí z tání sněhu a její změny v posledních desetiletích. V důsledku klimatických změn se zaměřuje především na změnu erozního potenciálu sněhu v posledních letech. Pro stanovení míry eroze z tání sněhu bylo cílem vybrat intenzivně zemědělsky využívaná, klimaticky odlišná povodí.

- Analýza příčinných faktorů půdní eroze způsobené táním sněhu

Práce se zaměřila na hodnocení erozního potenciálu sněhu a faktoru erodovatelnosti půdy a jejich možných změn. Práce si kladla za cíl posoudit především vliv kryopedologických jevů na možné změny erodovatelnosti půdy v laboratorních podmínkách. Práce měla za úkol posoudit míru závislosti erozního potenciálu sněhu na klimatických podmínkách.

- Srovnání metod kvantifikace erozního smyvu v období jarního tání a vývoj metody monitorování půdních odnosů v důsledku tajícího sněhu

Cílem bylo vyvinout metodu a především zařízení, které by umožnilo jednoduše kvantifikovat plošný erozní smyv, který vzniká v důsledku tání sněhové pokrývky. Dále práce má nabídnout možnosti kvantifikace erozního smyvu způsobeného tajícím sněhem, jejich výhody a využití.

### 3 ZVOLENÉ PŘEDPOKLADY ŘEŠENÍ

Pro možnost posuzování míry erozního ohrožení v době jarního tání, je uvažován pouze erozní účinek tavné vody bez kombinace s dešťovou srážkou.

V případě erozní události zaměřené pro potřeby srovnání jednotlivých metod monitorování eroze z tání sněhu nebyla řešena kauzalita, nýbrž pouze způsob zachycení erozních rýh a vyhodnocení průměrného objemu půdního odnosu. Operativní zachycení erozních událostí a možnost stanovení jejich příčin se opírá o problematiku neznámého potenciálu sněhové pokrývky na zájmovém svahu a případné nepřesnosti v jeho určení na základě dostupných dat z nejbližší meteorologické stanice.

U analýz agregátové stability byly ovlhčeny 2 sady porušených půdních vzorků frakce 1 – 2 mm metodicky shodným způsobem jakým probíhá ovlhčení neporušených půdních vzorků pro stanovení plné vodní kapacity a polní vodní kapacity. Z tohoto důvodu jsou jednotlivé sady ovlhčených půdních vzorků označovány jako ovlhčené na „plnou vodní kapacitu“ a „polní vodní kapacitu“. Nutno upozornit, že se v případě porušených půdních vzorků nejedná o plnou vodní a polní vodní kapacitu ve své pravé podstatě.

## 4 DOSAVADNÍ POZNATKY Z OBLASTI ŘEŠENÉ PROBLEMATIKY

### 4.1 Eroze půdy

Eroze je komplexní proces, zahrnující rozrušování půdního povrchu, transport a sedimentaci uvolněných půdních částic působením vody, větru, ledu a jiných činitelů (Janeček, 2007).

Erozní procesy vznikají interaktivním působením přírodních a antropogenních činitelů, které je vyvolávají a ovlivňují (Holý, 1994).

Nejvýznamnějšími činiteli jsou:

- srážky a z nich vznikající odtok
- vítr
- morfologie území
- geologické a půdní poměry
- vegetační kryt půdy
- způsob užívání půdy

Erozi můžeme klasifikovat na základě různých kritérií.

Erozi půd dělíme podle:

- intenzity (normální, zrychlená)
- příčiny (vodní, větrná, sněhová, ledovcová atd.)
- formy (plošná, výmolná – rýhová, stržová atd., proudová)
- mechanismu (mezirýžková, rýžková)
- časového hlediska (historická, současná)

Při normální erozi probíhají erozní procesy s malou intenzitou, ztráta půdních částic je doplňována tvorbou nových částic z půdního podkladu. Mocnost půdního profilu se nesnižuje, mění se však zrnitostní složení vrchního půdního horizontu, který stává hrubozrnnějším (Holý, 1994). Při zrychlené erozi se smývají půdní částice v takovém rozsahu, že nemohou být nahrazeny půdotvorným procesem z půdního podkladu. Vzniká při ní modelovaný tvar povrchu území (Holý, 1994). Důsledky zrychlené eroze jsou výrazně negativní. Eroze působí změny zrnitosti a vlhkosti směrem po svahu. Dochází k trvalé ztrátě neúrodnější svrchní vrstvy orné půdy, která se transportem do vodních toků a nádrží stává

toxickým sedimentem (splachy jsou obohaceny chemickými hnojivy a pesticidy). Vyšší formy eroze nejen, že zhoršují obdělávatelnost pozemků, ale působí často přímé materiální škody na níže ležících pozemcích nebo liniových stavbách. Ztráta orné půdy je nevratná a náhrada přidružených škod finančně náročná. Společnost si proto začala uvědomovat nutnost těmto jevům předcházet.

#### 4.1.1 Vodní eroze

Nejčastější formou eroze v ČR je eroze vodní. Jedná se o druh eroze, která je vyvolávána kinetickou energií dešťových kapek dopadajících na půdní povrch a mechanickou silou povrchově stékající vody. Povrchový odtok může vzniknout z kapalných srážek nebo táním sněhové pokrývky.

K určování ohroženosti zemědělských půd vodní erozí se podobně jako v jiných zemích používá v České republice tzv. univerzální rovnice pro výpočet dlouhodobé ztráty půdy erozí – USLE (Universal Soil Loss Equation) dle Wischmeiera a Smithe (1978). Jedná se o empirický model, vycházející z principu přípustné ztráty půdy na jednotkovém pozemku, jehož parametry jsou definovány a odvozeny z rozměrů standardních elementárních odtokových ploch o délce 22 m a sklonu 9 %, jejichž povrch je po každém přívalovém dešti mechanicky kultivován ve směru sklonu svahu jako úhor. Hodnota přípustné ztráty půdy slouží ke stanovení míry erozního ohrožení pozemku a je definována jako maximální velikost eroze půdy, která dovoluje trvale a ekonomicky dostupně udržovat dostatečnou úroveň úrodnosti půdy.

Ztráta půdy vodní erozí v případě dešťových srážek se stanoví na základě rovnice:

$$G = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (1)$$

kde:

- |       |  |  |
|-------|--|--|
| G ... | průměrná dlouhodobá ztráta půdy  | [t.ha <sup>-1</sup> .r <sup>-1</sup> ]                         |
| R ... | faktor erozní účinnosti dešťů, vyjádřený v závislosti na kinetické energii, úhrnu a intenzitě erozně nebezpečných dešťů            | [MJ.ha <sup>-1</sup> .cm.h <sup>-1</sup> ]                     |
| K ... | faktor erodovatelnosti půdy, závislý na textuře a struktuře ornice, obsahu organické hmoty v ornici a propustnosti půdního profilu | [t. h. MJ <sup>-1</sup> .cm <sup>-1</sup> .rok <sup>-1</sup> ] |
| L ... | faktor délky svahu, vyjadřující vliv nepřerušené délky svahu na velikosti ztráty půdy erozí  | [-]  |
| S ... | faktor sklonu svahu, vyjadřující vliv sklonu svahu na velikost ztráty půdy erozí   | [-]  |

C ... faktor ochranného vlivu vegetačního pokryvu, vyjádřený v závislosti na vývoji vegetace a použité agrotechnice [-]

P ... faktor účinnosti protierozních opatření [-]

Vypočtená hodnota je dlouhodobá průměrná roční ztráta půdy a udává množství půdy, které bylo na pozemku uvolněno plošnou vodní erozí, nezahrnuje však její ukládání na pozemku či pod ním. Rovnice se nedoporučuje používat pro kratší než roční období a pro zjišťování ztráty půdy erozí z jednotlivých srážek nebo z tání sněhu.

#### 4.1.2 Přípustná ztráta půdy erozí

Eroze by měla probíhat pouze s takovou intenzitou, aby způsobená ztráta půdy byla nahrazena přirozenou tvorbou nové. Dalším požadavkem je, aby transport chemických látek probíhající vlivem erozních procesů nezpůsobil znečištění vodních zdrojů nad povolenou mez, aby nedocházelo k nežádoucímu zanášení nádrží a vodních toků (Holý, 1994).

Určit rovnovážný stav mezi ztrátou půdy a její tvorbou je obtížné, neboť tvorba nové půdy je tak pomalá, že není snadné tento proces časově definovat. Buol, Hole a McCracken (1973) udávají, že celosvětově kolísá hodnota nově vytvořené půdy od 0,01 do 7,7 mm za rok, v průměru se uvažuje 0,1 mm za rok. K této hodnotě dospěl i Kukul (1964), podle kterého se rychlost tvorby půdy na zemském povrchu pohybuje okolo hodnoty 100 cm za 1000 let. Podobnou hodnotu udává také Zachar.

Při stanovení přípustné meze eroze musí být brána v úvahu také ekonomika zemědělské výroby, požadavky na zachování kvality vodních zdrojů, ochrana nádrží a hydrografické sítě před zanášením, případně i zlepšení kvality životního prostředí.

Hodnoty přípustné ztráty půdy erozí byly stanoveny především z hlediska dlouhodobého zachování funkcí půdy a její úrodnosti na základě hloubky půdy.

Hloubka půdy je charakterizována mocností půdního profilu, kterou omezuje skalní podklad, rozpad půdy nebo vysoká skeletovitost. Hloubka půdy se určí terénním průzkumem v místech nejsvažitéjší části pozemku. Orientačně lze hloubku půdy zjistit podle bonitovaných půdně ekologických jednotek (BPEJ). Hloubka půdy je v systému BPEJ vyjádřena 5. číslicí sruženého kódu BPEJ pro skeletovitost a hloubku půdy. Kódy 7, 8, a 9 jsou určeny pro BPEJ pozemků se sklonem  $> 12^\circ$  a pro BPEJ nevyvinutých (rankerových) půd. Pro půdy s kódem 8 a 9 je hloubku půdy nutné zjistit terénním průzkumem.

Dřívější Metodika Ochrany zemědělské půdy před erozí (Janeček et al., 1992) doporučovala přípustnou ztrátu půdy u mělkých půd s mocností do 30 cm  $1 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ ,

u středně hlubokých půd s mocností od 30 do 60 cm  $4 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ , u hlubokých půd s mocností nad 60 cm by neměl smyv přesáhnout  $10 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ . Hlasy, které se ozývaly již od 90. let a považovaly tyto hodnoty v našich podmínkách za příliš vysoké, byly vyslyšeny až v posledních letech, kdy došlo k aktualizaci metodiky a snížení hodnot přípustné ztráty půdy erozí.

Dle nejnovější metodiky Ochrana zemědělské půdy před erozí (Janeček et al. 2012) by pozemky s mělkými půdami s hloubkou do 30 cm neměly být využívány pro polní výrobu a z hlediska zachování jejich trvalé úrodnosti se doporučuje jejich převedení do kategorie trvalých travních porostů.

U půd středně hlubokých, ale i hlubokých je doporučeno použít hodnotu přípustné ztráty půdy ve výši  $4 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ .

*Tab. 1 Přípustná ztráta půdy erozí podle hloubky půdy*

Hloubka půdy (cm)	Kód BPEJ (5. číslice kódu)	Přípustná ztráta půdy erozí ( $\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ )
Středně hluboká (30 – 60)	1, 4, 7	4,0
Hluboká (> 60)	0, 2, 3	4,0

Dosazením zjištěných hodnot faktorů pro vyšetřovaný pozemek do univerzální rovnice se určí dlouhodobá průměrná ztráta půdy vodní erozí v  $\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$  z tohoto pozemku při současném či navrhovaném způsobu využívání. Pokud vypočtená ztráta půdy překročí hodnoty stanovené jako přípustné ztráty půdy, viz. Tab. 1, je zřejmé, že současný způsob či navrhovaný způsob využívání pozemku nezabezpečuje dostatečnou protierozní ochranu půdy. Proto je nutné uplatnit přísnější protierozní opatření, jejichž účinnost se vyjádří změnou faktorů univerzální rovnice, které příslušná opatření ovlivňují a opětovným výpočtem se přesvědčit, zda navržená ochranná opatření jsou dostatečná a zajišťují snížení dlouhodobé ztráty půdy erozí pod úroveň přípustné ztráty půdy.

Nutno doplnit, že uvedené limitní hodnoty půdních ztrát byly kompromisně stanoveny s ohledem na ochranu půd a ekonomiku zemědělské výroby. Pokud bychom upřednostnili jako hlavní kritérium ochranu vodních zdrojů před znečištěním, jsou přípustné ztráty půdy nižší. Dle Moldenhauera a Foster (1981) by neměly půdní ztráty přesáhnout  $1 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ .



## 4.2 Eroze z tání sněhu

Práce se zabývá vodní erozí způsobenou táním sněhu. Zjednodušujícím předpokladem práce je řešení tohoto typu eroze bez přídavných dešťových srážek.

Eroze z tání sněhu spočívá v rozrušování zemského povrchu kryogenními procesy a povrchovým odtokem vzniklým roztáním sněhové pokrývky. Podle Øygarden (2000) se tento druh eroze vyskytuje především ve formě plošné. Neboť zmrzlé podloží zamezuje vzniku hlubších rýh. Pokud k tomu však přispějí specifické klimatické a půdní podmínky, dochází k tvorbě rýh a strží. Dle Øygarden (2000) rýhová eroze z tání sněhu nastává v případě rozmrzlého půdního profilu, když je jarní tání doprovázeno náhlým oteplením a nástupem dešťových srážek. Terénní výzkumy dokazují, že k výraznému vývoji rýh a strží dochází na půdách s vyšším obsahem prachu a jílu (Øygarden, 2000).

Kryogenní procesy jsou výraznými činiteli při srážkoodtokovém ději. V případě tání sněhové pokrývky či přídavných dešťových srážek rozhodují kryogenní procesy o tom, jaký poměr tavné vody bude infiltrován a jaký bude odtékat formou povrchového odtoku. V důsledku kryogenních procesů dochází ke snížení propustnosti půdy. Pokles propustnosti je vyvolán změnou efektivní pórovitosti v povrchové vrstvě půdy. V zimním období je hlavním přetvárným faktorem záporná teplota půdy měnící půdní vodu v led. V průběhu zimního období dochází k opakovanému zamrznání a rozmrznání půdního profilu, což může vést ke zvýšení erodovatelnosti půdy. Vysoká erodovatelnost je zaznamenána především v období jarní oblevy, kdy půda rozmrzá a sytí se vodou. Saturovaná zemina ztrácí smykovou pevnost a stává se tak velice náchylnou k erozi.

Důležitým faktorem, který výrazně přispívá k odnosu půdních částic, je slabý půdoochranný efekt vegetace v průběhu jarního tání. K erozním jevům dochází především na pozemcích, kde se na podzim zasela ozimá obilovina. Uválený pozemek se sporadickým výskytem vegetace ve formě slabého porostu ozimé obiloviny nepředstavuje žádné překážky pro povrchový odtok.

Přestože eroze z tání sněhu nepatří v podmínkách ČR k nejčastějším formám eroze, nelze podceňovat její význam. Tající sníh je v některých oblastech významným činitelem, který způsobuje škody nejen na zemědělské půdě.

Intenzitu eroze určuje rychlost tání sněhové pokrývky, množství vody, která vznikne roztáním sněhové pokrývky, propustnost půd, rozrušení půdních agregátů mrazem, vlhkost půdy a vegetační pokryv.

Jarní tání je tím více ničivější, je-li doprovázeno náhlým oteplením vzduchu a deštěm. Ačkoli eroze způsobená tajícím sněhem nedosahuje stejné intenzity jako eroze vodní z dešťových srážek, ovlivňuje rozsáhlá území.

Pro stanovení intenzity eroze z tání sněhu je v ČR používán empirický vzorec dle Zachara (1982):

$$E_{Sn} = m \cdot h \cdot k \cdot LS \cdot C \cdot P \cdot K \quad (2)$$

kde:

$E_{Sn}$ ...	intenzita eroze z tání sněhu [t.ha <sup>-1</sup> .rok <sup>-1</sup> ]	
$m$ ...	rychlost tání sněhu	[mm.den <sup>-1</sup> ]
$h$ ...	množství vody vzniklé táním sněhu během 20denního období tání	[cm]
$k$ ...	faktor odtoku násobený číslem 1,5 až 3 (dle stavu promrznutí půdy)	[-]
$LS$ ...	topografický faktor	[-]
$C$ ...	faktor ochranného vlivu vegetace v období tání sněhu	[-]
$P$ ...	faktor protierozních opatření	[-]
$K$ ...	faktor erodovatelnosti půdy	[t. h. MJ <sup>-1</sup> .cm <sup>-1</sup> .rok <sup>-1</sup> ]

Rovnice je modifikací univerzální rovnice USLE (Universal Soil Loss Equation) autorů Wischmeiera a Smithe (1978). Postup stanovení faktorů  $K$ ,  $LS$  a  $P$  je shodný jako při výpočtu ztráty půdy v důsledku erozního působení přívalových srážek (Janeček, 2012). Předpokladem pro výpočet je skutečnost, že je půda v období před táním sněhu nasycena vodou. Rychlost tání sněhu  $m$  se v případě, že je tání sněhu doprovázeno deštěm, zvyšuje o 50 až 100 % (Zachar, 1982).

#### 4.2.1 Stanovení faktorů rovnice pro výpočet ztráty půdy v mimovegetačním období

##### *Množství vody $h$ [cm], vzniklé v období tání*

Určujeme z týdenních hodnot vodní hodnoty sněhu  $SVH$  a denních údajů o celkové výšce sněhové pokrývky  $SCE$ . Vodní hodnota sněhu je měřena každé pondělí v 7:00 SMČ v případě, že existuje souvislá sněhová pokrývka alespoň 4 cm.

### ***Průměrná rychlost tání $m$ [ $mm.den^{-1}$ ]***

Určujeme jako podíl množství tavné vody  $h$  a počtu dní, kdy došlo k nejintenzivnějšímu tání (obvykle 10 až 20 dní) vynásobený 100.

Faktory  $m$  a  $h$  souhrnně označujeme jako erozní potenciál sněhové pokrývky, ten nahrazuje  $R$  faktor erozní účinnosti deště z rovnice USLE.

### ***Faktor odtoku $k$ (odtokový koeficient) [-]***

Hodnota odtokového koeficientu v období tání sněhu, kdy je půda nasycena vodou, je rovna 0,5. Hodnota faktoru odtoku je násobena číslem z intervalu 1,5 až 3,0 podle stavu promrznutí půdy s ohledem na možnost infiltrace vody do půdy a náchylnosti půdy k erozi. Pokud je půda v období tání sněhu nepromrzlá, volíme hodnotu 1,5, v případě plně promrzlé půdy je hodnota 2,0. V případě stavu, kdy se nad promrzlou vrstvou půdy nachází rozmrzlá vrstva, volíme hodnotu 3,0. Určení součinitele promrznutí půdy je pouze orientační, a pokud nemáme k dispozici údaje o promrzání půdy, je možné použít střední hodnotu součinitele pro zamrzlou půdu 2,0 (Janeček, 2012).

### ***Faktor erodovatelnosti půdy $K$ [ $t. h. MJ^{-1}.cm^{-1}.rok^{-1}$ ]***

Určujeme stejně jako pro vegetační období v klasické rovnici USLE.

### ***Topografický faktor $LS$ [-]***

Určujeme stejně jako pro vegetační období v klasické rovnici USLE.

### ***Faktor ochranného vlivu vegetace $C$ v mimovegetačním období [-]***

Určujeme pro mimovegetační období (listopad – březen). Při jeho výpočtu nezohledňujeme vliv přívalových dešťů ( $R$  faktor). Nutno znát fenologické údaje zastoupených plodin.

#### **Stanovení mimovegetačního faktoru dle metodiky USLE**

Hodnotu  $C$  faktoru dle metodiky Wischmeira a Smithe (1978) určíme dle 5 pěstebních období na základě fenologických údajů plodin:

1. období podmínky a hrubé brázdy,
2. období od přípravy pozemku k setí do jednoho měsíce po zasetí nebo sázení,
3. období po dobu druhého měsíce od jarního nebo letního setí či sázení, u ozimů do 30. 4.,
4. období od konce 3. období do sklizně,
5. období strniště.

Tab. 2 Hodnoty faktoru ochranného vlivu vegetace a způsobu obdělávání (C faktoru)  
(Wischmeier et Smith, 1978)

Plodina	Zařazení v osevním postupu	Použitá agrotechnika	Hodnoty faktoru vegetačního krytu a agrotechniky podle pěstebních období					
			1	2	3	4	5a	5b
Obilniny	po 1. roce po jetelovinách	OP	0,50	0,55	0,30	0,05	0,20	0,04
		St	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
	po obilninách	OP	0,65	0,70	0,45	0,08	0,25	0,04
		St	0,25	0,25	0,20	0,08	0,25	0,04
	po okopaninách a kukuřici	OP	0,70	0,75	0,50	0,08	0,25	0,04
		St	0,70	0,70	0,45	0,08	0,25	0,04
Kukuřice	Sláma předplodiny sklizena	OP	0,70	0,90	0,70	0,35	0,70	0,40
		St	0,25	0,25	0,25			
	sláma předplodiny nesklizena	OP	0,60	0,75	0,55	0,25	0,60	0,30
		St	0,04	0,04	0,04	0,05	0,25	0,15
	do herbicidem umrtveného dmu	viceletých pícnin	0,02	0,02	0,03	0,03	0,05	0,03
		jílku jako ozimé mezplodiny	0,05	0,05	0,05	0,05	0,15	0,10
Brambory, Cukrovka	v přímých řádcích libovolného směru	0,65	0,80	0,65	0,30	0,70		
Vojtěška		0,02						
Jetel červený dvousečný		0,015						
Víceletá tráva, louky		0,005						

Poznámky: 5a - sláma sklizena, 5b - sláma ponechána, O - po obilovině, K - po kukuřici, OP - setí do zorané půdy, St - setí do strniště. Hodnoty uvedené pod OK znamenají rozpětí (0,25-0,70 a pod.)

Stanovení mimovegetačního faktoru dle metodiky Ochrana půdy před erozí (Janeček et al., 2012)

Pro jednotlivé klimatické regiony byly stejně jako pro vegetační období stanoveny průměrné mimovegetační  $C$  faktory na základě prokázané závislosti mimovegetačního  $C$  faktoru na  $C$  faktoru ve vegetačním období a klimatickém regionu (Středová et al., 2011).

Tab. 3 Hodnoty mimovegetačního  $C$  faktoru pro jednotlivé klimatické regiony (Janeček, 2012)

Klimatický region	$C_{NO}$	Klimatický region	$C_{NO}$
0	0,385	5	0,328
1	0,374	6	0,317
2	0,362	7	0,306
3	0,351	8	0,294
4	0,240	9	0,283

Určení  $C$  faktoru na základě známého  $C$  faktoru ve vegetačním období (Středová et al., 2011):

$$C_{NO} = 0,8656C_{VO} + 0,128 \quad (3)$$

kde :  $C_{NO}$ ...  $C$  faktor v období tání sněhu

$C_{VO}$ ...  $C$  faktor ve vegetačním období

Tab. 4 Hodnoty mimovegetačního  $C$  faktoru stanovené na základě vegetačního faktoru  $C$

plodina	vegetační $C$ -faktor	mimovegetační $C$ -faktor
ozimé obiloviny, řepka	0.10	0.22
jarní obiloviny, řepka	0.13	0.24
kukuřice	0.44	0.51
pícniny	0.002	0.002
tráva	0.05	0.05

Určení  $C$  faktoru dle klimatického regionu:

$$C_{NO} = -0,0113KR + 0,3848 \quad (4)$$

kde :  $C_{NO}$ ...  $C$  faktor v období tání sněhu

KR... kód klimatického regionu

### **4.3 Prostorová variabilita eroze z tání sněhu**

V rozložení sněhové pokrývky se vyskytují značné anomálie. Jsou způsobeny vlivem větru v souvislosti s reliéfem území, zejména jeho vertikální členitostí, lesnatostí, z antropogenních činitelů zejména vlivem sídelních aglomerací a průmyslových exhalátů (Holý, 1994). Vlivů je však mnohem více a proto se pro vyjádření charakteru sněhového režimu využívá metod matematické statistiky. Rozložení sněhové pokrývky záleží na srážkových a teplotních poměrech území. Sněhová pokrývky se vytváří v místech, v nichž se teplota přízemní vrstvy vzduchu udrží po určitý čas pod 0 °C, teplota půdního povrchu nevystoupí nad 0 °C a bilance přibývání a ztráty tepla je negativní (Holý, 1994).

Tání sněhu, zamrzání půdy a následné erozní procesy vykazují výraznou prostorovou variabilitu (Ollesch et al., 2005). Je všeobecně známo, že proces odtoku z tání sněhu nenastává v rámci povodí rovnoměrně. Mohou zde nastat výrazné rozdíly v intenzitě tání a množství povrchového odtoku v důsledku rozdílné expozice svahů.

Intenzita eroze z tání sněhu (tedy i značná část faktorů, které ji určují) je závislá na orientaci ke světové straně, zastínění reliéfu a sklonitosti terénu.

Dle Ollesche et al. (2005) jsou nejvíce ohrožené závětrné a jižní svahy. Severně exponované svahy si obecně dokáží lépe udržet půdní vlhkost, jelikož zde nedochází k výrazné evapotranspiraci. Tepelná kapacita půdy severních svahů je tedy vyšší a půda nepromrzá tak rychle jako na jižních svazích (Ollesch et al., 2005).

Naopak Harms et Chanasyk (1998) uvádějí, že na jižních svazích začíná sněhová pokrývky tát dříve a půda se během zimy sytí vodou, což v konečném důsledku vede k nižšímu povrchovému odtoku.

### **4.4 Faktory ovlivňující erozi z tání sněhu**

#### **4.4.1 Množství tavné vody**

Tání sněhu je jednou z nejdůležitějších událostí hydrologického roku (Zhao et Gray, 1997) a spolu s doprovodnými dešťovými srážkami v Česku představují častou příčinu vzniku povodně. Zásoby vody ve sněhové pokrývce představují významný fenomén zabezpečení celkových zásob vody v povodí – zvýšení vláhového deficitu půdy a zásob podzemních vod. Sněhová pokrývky představuje zdroj vody, který má cennou vlastnost – vlastnost dočasné vodní akumulace. Nezanedbatelný je její vliv na povrchový odtok (Holý et al., 2009). Povrchový odtok probíhá hlavně v době tání, kdy během 10 až 20 dnů roztaje podstatná část

sněhu. V souvislosti s kvantifikací eroze z tání sněhu sledujeme množství vody  $h$  v cm, které vzniklo během dvacetidenního období nejintenzivnějšího tání sněhu.

Četné studie ukazují na různou míru vlivu přírodních faktorů na akumulaci a tání sněhové pokrývky v průběhu zimního období a na jaře. Z regionálního hlediska patří mezi nejdůležitější faktory nadmořská výška, v lokálním měřítku se zvyšuje význam dalších faktorů, např. sklonu, expozice a vegetace (Jost et al, 2007; Kocum et al, 2009).

Nejintenzivnější výzkum procesů akumulace a tání sněhové pokrývky je situován v zahraničí, v oblastech vysokých pohoří s dominancí sněhového a ledovcového režimu vodních toků. Vlivem vegetace a topografie na akumulaci a tání sněhu se zabývali například Jost et al. (2007) nebo Koivusalo et Kokkonen (2002). Autoři Hock (2003) nebo Richard et Gratton (2001) se věnují významnosti vlivu teploty vzduchu při tání sněhu, protože teplota vzduchu často vstupuje do sněhových modelů jako hlavní proměnná při použití metody teplotního indexu. Přesnější, ale zároveň složitější metoda energetické bilance je popsána v pracích Assafa (2007) nebo Fernandéze (1997).

V podmínkách ČR je výzkum prováděn především Českým hydrometeorologickým ústavem (dále jen ČHMÚ) v experimentálních povodích v oblasti Jizerských hor a v západních Krkonoších (Kulasová et al. 2006). Podrobně se měří výška sněhové pokrývky a vodní hodnota sněhu. Tým pracovníků a studentů katedry fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy se zabývá problematikou vlivu fyzickogeografického prostředí na akumulaci, distribuci a tání sněhu, modelováním odtoku ze sněhové pokrývky či problematikou vstupních dat o sněhové pokrývce do srážko-odtokových modelů. Od roku 2006, kdy byl pravidelný výzkum započat, je průběžně monitorována výška sněhové pokrývky a vodní hodnota sněhu válcovým sněhoměrem ve zvolených experimentálních povodích v Krušných horách a na Šumavě (Taufmannová et al., 2010).

Současný výzkum měření charakteristik sněhové pokrývky se věnuje nejen tradičním metodám pozemních měření, ale také se intenzivně zabývá možnostmi použití moderních technologií dálkového průzkumu Země (Molotch, Margulis 2008; Storrvald et al. 2006).

Základní údaje reprezentující sněhovou pokrývkou z hydrologického hlediska představují výška sněhové pokrývky a vodní hodnota sněhu.

### ***Vodní hodnota sněhu (SVH)***

Vodní hodnota sněhu je obtížněji měřitelná než výška, ale z hydrologického hlediska představuje daleko cennější údaj, který v sobě obsahuje přímo informaci o množství vody

akumulované ve sněhové pokrývce. Je definována jako hloubka vody, která by vznikla roztáním celé vrstvy sněhové pokrývky. Je udávána hustotou sněhu, která se mění vlivem gravitace, sluneční energie a rekrystalizace sněhových zrn. Čerstvě napadlý sníh má obvykle hustotu 0,02 až 0,07 g.cm<sup>-3</sup>, ulehlý sníh 0,20 až 0,40 g.cm<sup>-3</sup> a starý firnový sníh 0,25 až 0,50 g.cm<sup>-3</sup>.

Vodní hodnota sněhu se většinou uvádí v mm (Singh a Singh, 2001).

$$SVH = d \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w} = d \cdot \frac{V_w}{V_s} \quad (5)$$

kde:

SVH...	vodní hodnota sněhu [mm]
d...	výška sněhové pokrývky [mm]
$\rho_s$ ...	hustota sněhu [kg.m <sup>-3</sup> ]
$\rho_w$ ...	hustota vody [kg.m <sup>-3</sup> ]
$V_s$ ...	objem odebraného sněhu [kg.m <sup>-3</sup> ]
$V_w$ ...	objem vody vzniklý roztáním sněhu o objemu $V_s$ [kg.m <sup>-3</sup> ]

Nejjednodušší způsob stanovení SVH je vážení sněhu o známém objemu (váhovým sněhoměrem). Dalším způsobem je odebrání sněhu o známém objemu, jeho následné roztopení a určení objemu tavné vody (pomocí odběrného válce a kalibračního válce).

#### 4.4.2 Intenzita tání sněhové pokrývky

Tání jako fázová přeměna spotřebovává energii, je tedy potřeba sněhové pokrývky dodat dostatečné množství tepla. Nejdůležitějšími fyzicko-geografickými faktory ovlivňujícími dobu a rychlost tání sněhu v povodí jsou nadmořská výška, expozice a vegetační kryt (Pobříšlová et Kulasová, 2000). Porostní mikroklima lesa tlumí restrukturalizaci sněhové pokrývky a advekční tání, mikroklima mýtin velice výrazně tlumí tání sněhu a tím prodlužuje trvání sněhové pokrývky (Kantor et al., 2003). Odtok ze sněhu je od začátku tání opožděn o určitý časový úsek stejně jako odtoková odezva na dešťové srážky, které dopadnou na sněhovou pokrývku (Jelínek, 2008). První část tohoto zpoždění má na svědomí teplotní doplněk (někdy také teplotní deficit) sněhové pokrývky. Další zpoždění představuje schopnost sněhu zadržet v pórech určité množství vody, tzv. vodní kapacita sněhové pokrývky. Nakonec se ještě musí kapalná voda zralé sněhové pokrývky přemístit na půdní povrch. Jakmile tavná voda dosáhne půdního povrchu, dochází k infiltraci anebo odtoku (DeWalle et Rango, 2008).



Pro určení hodnoty odtoku ze sněhu potřebujeme znát průběh tání. Tání sněhu probíhá pod vlivem kombinovaného působení různých činitelů (Holý, 1994).

### ***Vybrané fyzikální charakteristiky sněhové pokrývky ovlivňující rychlost jejího tání***

- ***Teplotní doplněk [mm]***

Teplotní doplněk udává množství vody, které by muselo zmrznout ve sněhové pokrývce, aby ji oteplilo na 0 °C.

- ***Vodní kapacita sněhové pokrývky [%]***

Stejně jako půda má i sněhová pokrývka schopnost díky pórovité stavbě udržet určité množství vody v tekutém skupenství. Jedná se o maximální možné nasycení, které je sníh schopen udržet proti gravitačním silám. Tato veličina závisí na druhu sněhu. Pro čerstvý sníh se pohybuje v rozmezí 35 až 52 %, u jemnozrnného a středozrnného 25-35 %, u hrubozrnného 15-25 % (Dub a Němec et al., 1969).

- ***Albedo [%]***

Albedo patří mezi nejdůležitější veličiny ovlivňující tání sněhu. Lze popsat jako schopnost odrazet sluneční záření. Albedo je poměrem odraženého záření k záření dopadajícímu. Albedo je závislé na výšce slunce nad obzorem, vlnové délce dopadajícího záření, teplotě, velikosti sněhových zrn a výšce sněhové pokrývky. Zejména čerstvý sníh má ve srovnání s ostatními přírodními povrchy jedinečnou odrazivost. Stárnutím sněhu a zvyšujícím se podílem nečistot se hodnota albeda snižuje, což má za následek rychlejší tání (Hasa, 2010).

Intenzita tání sněhu je obvykle podstatně menší než intenzita dešťových srážek. Je udávána v  $\text{mm.den}^{-1}$  (Toman et Podhrázká, 2002). Nejvyšší hodnoty povrchového odtoku z tajícího sněhu se pohybují mezi 0,001 a 0,08  $\text{mm.min}^{-1}$ , zatímco u povrchového odtoku způsobeného dešťovými srážkami dosahují hodnoty 4,0 až 5,0  $\text{mm.min}^{-1}$ . Dle Zachara (1981) se normální hodnoty pro odtok z tání sněhu pohybují mezi 1,0 a 15  $\text{mm.den}^{-1}$ . Avšak rychlost infiltrace je minimální a kolísá u hlinitých a jílovitých půd mezi 0,01 a 1,00  $\text{mm.den}^{-1}$ , protože půda je v zimě promrzlá a v povrchové vrstvě nasycená vodou (Toman et Podhrázká, 2002). Odtokový koeficient pro vodu z tajícího sněhu na zamrzlé půdě nabývá tudíž vysokých hodnot v porovnání s běžnými hodnotami ve vegetačním období.

#### 4.4.3 Propustnost půdního profilu se zápornou teplotou

Kryogenní procesy jsou výraznými činiteli při srážkoodtokovém ději. V případě tání sněhové pokrývky či přídatných dešťových srážek rozhodují o tom, jaký poměr tavné vody bude infiltrován a jaký bude odtékat formou povrchového odtoku. V důsledku kryogenních procesů dochází ke snížení propustnosti půdy. Pokles propustnosti je vyvolán změnou efektivní pórovitosti v povrchové vrstvě půdy. V zimním období je hlavním přetvárným faktorem záporná teplota půdy měnící půdní vodu v led.

Proces infiltrace do zamrzlé půdy je ovlivňován také zmenšenou viskozitou vody při nižších teplotách. Viskozita vody s rostoucí teplotou klesá. Voda o teplotě 0 °C prosakuje přibližně poloviční rychlostí než voda o teplotě 25 °C (Vališ et al., 1991).

Dle Kasprzaka (1979) jsou hlavními faktory, které rozhodují o infiltraci srážkových vod do půdního profilu v zimním období, pórovitost a vlhkostní stav povrchové půdní vrstvy. Zmrzlá půda s velkým vláhovým deficitem je ještě dostatečně propustná a nevytváří proto podmínky ke vzniku velkého množství povrchového odtoku. Propustnost půdy klesá teprve s růstem její ledovitosti. Množství vody, potřebné k ucpání všech pórů povrchové půdní vrstvy ledem je různé a závisí zejména na objemu makropórů a teplotě povrchové půdní vrstvy. Objem a kvalita pórů se mění spolu s meteorologickými podmínkami i použitou agrotechnologií.

Během zimy dochází ke snižování objemu nekapilárních pórů. Obecně je intenzita infiltrace do zmrzlé půdy vždy menší než intenzita infiltrace do nezamrzlé půdy, jelikož dochází ke zmenšování efektivního průřezu pórů v důsledku vytváření ledových krystalů, zvětšování specifického povrchu zrn (krystaly ledu se chovají jako půdní zrna) a zmenšení vodní kapacity půdy. Kapilární tlak je sice větší v zamrzlé půdě, jeho účinek na zvětšení propustnosti je však anulován redukcí hydraulické vodivosti (Kasprzak, 1979).

Během zimního období dochází k namrzání půdy. Namrzavost je proces zvětšování objemu půdní hmoty v důsledku kryogenních procesů. Voda při záporných teplotách v půdě mrzne a zvětšuje tak svůj objem o 9,1 %, čímž ucpává póry. Teplota, při které voda zamrzá, je pro jednotlivé druhy půdní vody různá. Zamrzání závisí na nasycení půdy vodou, teplotě vody, příměsích a velikosti pórů. Se zmenšováním póru se zvyšují kapilární síly, které vyvíjejí na kapku vody tlaky, jež zabraňují jejímu zmrznutí. Voda obsažená v nekapilárních pórech (gravitační voda) zamrzá při 0 °C, semikapilární při teplotě -0,1 až -1,5 °C a voda obsažená v jemných kapilárních pórech při teplotě -4 až -5 °C. Podle toho jaký je obsah vody v půdě, hlavně do jaké míry jsou zaplněny póry vodou na počátku zamrzání, vytváří se

v pórech buď ledové krystalky, nebo kompaktní led většinou ve formě čoček. Obdobně jako vlhkost půdy můžeme vyjádřit obsah ledu v půdě, tzv. ledovitost jako procentuální poměr hmotnosti ledu ke hmotnosti absolutně suché zeminy, ve které je led obsažen (Vališ et al., 1991). Změny ledovitosti půdy jsou vyvolávány procesem dotace vody do povrchové půdní vrstvy. Zdrojem dotace je voda z deště nebo tajícího sněhu, která infiltrovala do půdy a v důsledku termokapilárních procesů byla opět přemístěna k jejímu povrchu, kde se změnila v led. Na povrchu půdy tak vzniká nový stratigrafický prvek, tzv. pedoglaciací kůra, která se vyznačuje malou pórovitostí a nízkou propustností pro vodu. Svými hydraulickými vlastnostmi se podobá půdní krustě vzniklé při intenzivních deštích. Stejný je rovněž její hydrologický význam, zejména v genezi srážko-odtokového procesu (Kasprzak, 1988).

Proces kryogenní redukce propustnosti půdy probíhá rychleji na půdách ulehlých (stanoviště víceletých píceňin nebo travních porostů) než na půdách kyprých (stanoviště ozimých obilovin). Průměrný koeficient povrchového odtoku je pro ulehlé půdy dle studií dvakrát vyšší pro půdy kypré. V případě dostatečně tuhé zimy s větším počtem dílčích oblev doprovázených dešti může filtrační deformace půdním ledem dosáhnout takového rozsahu, že se půda stane zcela nepropustnou bez ohledu na to, zda byla původně ulehlá či kyprá. Odtokové součinitele pak dosahují hodnot blízkých jedné (Hejduk et Kasprzak, 2010).

Dle Kasprzaka (1988) se největší vodností, tj. povrchovými odtoky v době jarního tání sněhu, vyznačují zimní období, ve kterých temporární kryopedosféra vzniká na půdách, jejichž vlhkost odpovídá zhruba polní vodní kapacitě a nízké záporné teploty vzduchu, malá mocnost sněhové pokrývky a její vysoká hustota umožňují vytvořit v půdě značnou zásobu chladu.

#### **4.4.4 Hloubka promrzání půdy**

V našich klimatických podmínkách je promrzání půdy během zimy velice nestejněměrné. Hloubka zámru je závislá na mnoha faktorech, jako teplota vzduchu, sněhová pokrývka, vegetační kryt, půdní vlhkost, druh půdy a reliéf. Stejně jako sněhová pokrývka funguje vegetační kryt jako tepelný izolant. Tepelně izolační účinek se zvyšuje spolu s rostoucí výškou a klesající hustotou sněhové pokrývky. Výrazné ovlivnění procesu promrzání je podmíněno vlhkostí půdy. Spolu s rostoucí vlhkostí se zvyšuje tepelná vodivost půdního prostředí. Zásadní vliv na promrzání půd má expozice svahu ke světovým stranám a spolu s ní i četnost a síla větrů. Návětrné svahy se totiž potýkají s odvíváním sněhové pokrývky a rychleji se tak podchlazují.

Dle Vališe et al. (1991) je možné dělit proces promrzání půdy do čtyř stádií:

1. Stadium začíná přechodem teploty v půdě pod nulovou hodnotu a trvá až do začátku tvoření ledu v půdě. Je charakterizováno silným podchlazením půdní vody, které přechází v zamrznutí.
2. Stadium je charakterizováno tvořením ledových krystalků, což způsobuje zvětšení objemu půdy.
3. Stadium začíná celkovým zvětšováním objemu půdy a končí úplným zamrznutím volné vody, čímž půda nabývá největšího objemu.
4. Poslední stadium promrzání nastává až při dalším poklesu teploty půdy, kdy úplně zamrzlá půda začíná v povrchové vrstvě zmenšovat svůj objem a trhá se na jednotlivé vertikální hranoly, což je doprovázeno vznikem mrazových trhlin.

Tepelný režim půd závisí především na zdroji tepelné energie (výhradně sluneční záření) a na vlastnostech půdy a půdního povrchu (vegetačního krytu a expozice). Vegetační kryt vyrovnává teplotní extrém, omezuje dopad záření a omezuje vyzařování tepla. Míra zahřátí půdy závisí na její tepelné kapacitě a na ztrátách energie při výparu vody z půdy a přenosu energie do hlubších vrstev. Tepelná vodivost půd je závislá na mineralogickém složení, obsahu humusu, vlhkosti, zrnitostním složení a struktuře půdy (Vališ et al., 1991).

#### **4.4.5 Vegetační pokryv v době jarního tání**

Důležitým faktorem, který výrazně přispívá k odnosu půdních částic, je slabý půdoochranný efekt vegetace v průběhu jarního tání (z pohledu ohrožení odtokem z tajícího sněhu se jedná především o nedostatečně vyvinutý kořenový systém). K erozním jevům dochází především na pozemcích, kde se na podzim zasela ozimá obilovina. Uválený pozemek se sporadickým výskytem vegetace ve formě slabého porostu ozimé obiloviny nepředstavuje žádné překážky pro povrchový odtok. Malenová et Toman (2005) ve své práci udává, že nejnebezpečnější jsou v době jarního tání stejně jako ve vegetačním období širokořádkové kultury. Tuto skutečnost by potvrdil také orientační výpočet *C* faktoru v mimovegetačním období z faktoru *C* ve vegetační době (Janeček, 2012). Nicméně nutno započítat drobné nerovnosti terénu, kterým dává vzniknout použitá agrotechnologie, která je neméně důležitá. Spolu s pokryvným účinkem listové plochy rostlin a mírou vyvinutí kořenového systému (které jsou závislé na fenologickém období jednotlivých rostlin) je použitá agrotechnologie vstupem pro určení *C* faktoru. Na rozdíl od případu ozimých obilovin

je pozemek připravený pro setí širokořádkové kultury v období jarního tání ve stavu hrubé brázdy, která představuje ve většině případů dostatečné překážky pro povrchový odtok a erozní události na těchto pozemcích nenastávají. Tento rozpor je velmi zajímavým tématem případných experimentálních výzkumů zabývajících se stanovením *C* faktoru v mimovegetačním období.



*Obr. 1 Pšenice ozimá na konci zimního období*



*Obr. 2 Nasycený půdní povrch s ozimou obilovinou těsně po odtání sněhové pokrývky*

#### 4.4.6 Stabilita půdních agregátů a smyková pevnost půdy

V průběhu zimního období dochází k opakovanému zamrznání a rozmrznání půdního profilu. Erodovatelnost půdy, tj. náchylnost půdy k erozi, je určována především smykovou pevností půdy a stabilitou půdních agregátů. V zimním období může docházet k nepříznivému ovlivnění obou těchto půdních charakteristik v důsledku kryopedologických procesů. Vysoká erodovatelnost je zaznamenána především v období jarní oblevy, kdy půda rozmrzá a sytí se vodou. Saturovaná zemina ztrácí smykovou pevnost a stává se tak velice náchylnou k erozi. Další důležitou charakteristikou je stabilita agregátů. Názory na působení mrazu na stabilitu půdních agregátů jsou rozporuplné. Na tom, že mráz působí na půdní agregáty destruktivně a oslabuje tak půdní strukturu se shodují například Øygarden (2000), Oztas et Fayetorbay (2003), Kværnø et Øygarden (2006) a další. Stejně jako smyková pevnost je stabilita půdních agregátů nepřímo úměrná obsahu vody v půdě (Øygarden, 2000). Při promrznutí půdy je voda vytlačována z půdních agregátů a vytváří okolo nich malé ledové krystaly, které při svém formování částečně rozměňují půdní agregáty. Mnoho kvalitních půdních částic je proto s příchodem tání rozplaveno (Malenová et Toman, 2005). Zejména v povrchových vrstvách během opětovného zamrznání narůstá rozrušení půdních hrudek a přesycení vodou. Při tání sněhu nabývá svrchní vrstva půdy blátivou podobu a má sklon k tečení (Pokladníková et Šťastná, 2006).

Když nastane povrchový odtok, je vyvíjeno smykové napětí mezi proudem vody a půdním povrchem. Aby došlo k odnosu částic, musí být smykové napětí vyvolané proudem vyšší než smyková pevnost zeminy. Odnos půdních částic je limitován transportní kapacitou odtoku a kritickým smykovým napětím. Nearing et al. (1991) uvádí závislost míry půdní eroze na hloubce, při které nastává povrchový odtok, sklonu svahu a smykovém napětí. Ollesch et al. (2005) uvádí až 40 krát vyšší koncentraci pevných látek v povrchovém odtoku na zmrzlé půdě oproti půdě nezamrzlé.

##### ***Kritické smykové napětí***

Kritická hodnota smykového napětí je důležitý parametr v erozním procesu, který ovlivňuje započetí pohybu částic. Podle Léonarda et Richarda (2004) je závislá na následujících faktorech:

- chemismus minerálů a organických koloidů, které určují kohezi menších agregátů
- velikost, tvar a prostorová organizace půdních částic a agregátů
- přítomnost kořenového systému, který napomáhá utvářet rozsáhlé agregáty

Vzhledem k obtížnosti jejího odhadu je hodnota uvažována v erozních modelech jako kalibrační parametr. Navíc jeho hodnota kolísá v průběhu krátkých časových period (Léonard et Richard, 2004). Klíčovým zájmem je objevit vztah mezi kritickým smykovým napětím a nějakou jednoduše měřitelnou půdní charakteristikou (např. smykovou pevností půdy). Poznatky o vztahu mezi smykovou pevností půdy a kritickou hodnotou smykového napětí jsou nedostatečné a někdy protichůdné (Léonard et Richard, 2004). Jeho hodnoty můžeme odhadovat na základě vystavení vzorků půdy rozmezí hydraulických smykových napětí. Erozní model, který počítá s tímto parametrem je model WEPP (Water Erosion Prediction Project) (Flanagan et Nearing, 1995).

### ***Stabilita půdních agregátů***

Stabilita půdních agregátů je klíčovou půdní vlastností ovlivňující půdní udržitelnost a hospodářskou produkci. Vysoce stabilní půdní agregáty minimalizují erozní procesy, zvyšují produkční schopnost půd a tím podporují udržitelné zemědělství. Agregátová stabilita je obtížně kvantifikovatelná a její interpretace tak není snadná.

Stabilním agregátům (soudržnosti mezi organickými a anorganickými materiály) dávají vzniknout procesy formace a stabilizace. Někteří autoři uvádějí, že formování půdních agregátů je výsledkem zejména fyzikálních sil, zatímco se na jejich stabilizaci podílí hned několik faktorů (organičtí i anorganičtí činitelé) (Amézqueta, 1999).

Faktory, které ovlivňují stabilitu agregátů, se dělí do dvou hlavních skupin:

1. základní půdní charakteristiky, interní faktory (kationtová výměnná kapacita, obsah jílu, obsah  $\text{CaCO}_3$ , organického materiálu, oxidů Fe a Al)
2. externí faktory (klimatické faktory, biologické, zemědělský management)

Ačkoli jsou obecně jíly jedním z agregujících faktorů půd, jejich efekt je rozdílný a závisí na jejich mineralogickém složení.

Klima je jedním z hlavních faktorů ovlivňujících tvorbu půd – půdní typ a stupeň agregace. Změny půdní vlhkosti a půdních teplot ovlivňují formování a destrukci půdní struktury. Půda je vystavována vlivům opakovaného zamokření a vysychání jako výsledku kondenzace, deště, závlahy, kapilárních jevů a evaporace. Tyto cykly, které jsou ovlivňovány teplotou vzduchu, zahrnují také cykly opakovaného zamrznání a rozmrznání půd. Po několikaletých výzkumech však není zcela jasný závěr ohledně vztahu těchto cyklů ke stabilitě agregátů.

Výzkumy, které se zabývaly agregátovou analýzou se snažily podat informace o chování půd a případných změnách agregátové stability v důsledku působení vody, větru, použitého managementu a teploty. K určení stability půdních agregátů byla využita řada metod různých autorů s rozdílnými (někdy protichůdnými) výsledky. K hodnocení stability agregátů existuje několik různých metod, které napodobují specifické mechanismy rozpadu půdních agregátů v různých měřících. Základním destabilizačním mechanismem je disperze a bobtnavost jílu. Rozpad makroagregátů na mikroagregáty je prvním krokem v této změně půdní struktury (Amézketa, 1999).

Tisdall et Oades (1982) rozlišují na základě velikosti agregátů tři hlavní skupiny v agregátové analýze:

- jíly ( $< 2 \mu\text{m}$ )
- mikroagregáty ( $< 250 \mu\text{m}$ )
- makroagregáty ( $> 250 \mu\text{m}$ )

Stabilita jednotlivých frakcí je určována jinými mechanismy, tudíž i jednotlivé skupiny reagují na destabilizační činitele různým způsobem (Amézketa, 1999).

Metody stanovení jsou založeny na působení různých destabilizačních činitelů:

- mokré prosévání
- suché prosévání
- použití dešťového simulátoru (Øygarden, 2000)
- ultrazvuková disperze
- prudké ovlhčení při ponoření do misky s vodou

Výběr metody závisí na účelu použití. V případě eroze z tání sněhu je důležitým parametrem stabilita makroagregátů ve vodním prostředí. Testům vodostability půdních agregátů byly většinou ve výzkumech podrobovány makroagregáty. Nejvíce používanou veličinou pro popis stability makroagregátů je WSA (Water Stable Aggregates) udávaná v procentech vodostabilních agregátů.

Odlíšné způsoby stanovení agregátové stability ztěžují srovnání výsledků jednotlivých výzkumů. Autoři jako Kemper et Rosenau (1986) nebo Kay et Dexter (1990) došli k závěru, že výsledky jsou lépe srovnatelné, když podrobujeme agregátové analýze pouze určité



velikostní rozmezí agregátů. Rozsah velikosti použitých agregátů se však u jednotlivých autorů výrazně liší. K prosévání je možné použít sadu sít nebo zvolit standardní jedno síťovou metodu, kdy je použito síto o velikosti ok 0,25 mm jako hranice mezi mikro- a makro-agregáty. Standardní metoda využívá pouze jednoho síta o velikosti ok 0,25 mm a sestává z prosévání po 3 min, s frekvencí 35 cyklů za min a amplitudou 1,3 cm. Čas a frekvence prosévání se u jednotlivých autorů liší. Někteří výzkumníci používali při testech jiné tekutiny než destilovanou vodu. Le Bissonnais (1996) používá etanol, který předchází bobtnání a rozplavení díky relativně nízkému povrchovému napětí. Metoda navržená Le Bissonnaisem (1996) je složená ze tří testů, které představují jednotlivé desagregační mechanismy (náhlé ovlhčení, pomalé ovlhčení a protřepání vzorku po ovlhčení).

V ČR je běžně používaná metoda podle Nováka, která je založena na srovnání výsledků suchého a mokrého prosévání. Podle Rohoškové et al. (2004) jsou výsledky metody Le Bissonnais (1996) a metody mokrého prosévání pomocí přístroje firmy Eijkekamp srovnatelné. Dále se v ČR stabilitou půdních agregátů zabývala Kozlovsky-Dufková, která zkoumala kritéria rozvoje větrné eroze na těžkých půdách v podhůří Bílých Karpat. Odebrané vzorky o různých vlhkostech podrobovala v rámci laboratorních analýz nízkým teplotám a výsledky dokazovaly významný vliv vlhkosti půdy na rozpad půdních agregátů v podmínkách nízkých teplot.

#### 4.4.7 Vlhkost půdy

Množství vody v půdě se nazývá půdní vlhkost. Rozlišujeme:

- vlhkost půdy hmotnostní,
- vlhkost půdy objemovou.

Vlhkost půdy hmotnostní je poměr hmotnosti vody  $m_w$  k hmotnosti tuhé fáze půdy  $m_z$  (vysušený půdní vzorek při teplotě 105 °C). Pak platí:

$$w = \frac{m_w}{m_z} \quad (6)$$

Počáteční vlhkost půdy v době nástupu mrazů významně ovlivňuje hned dva faktory. Vliv vlhkosti na půdní propustnost a erodovatelnost půdy byl popsán již v předchozích kapitolách. Obecně s rostoucí vlhkostí dochází k vytváření ledových krystalů, které narušují půdní strukturu (působí destruktivně na půdní agregáty) a zmenšují objem nekapilárních pórů, což vede ke snížení schopnosti infiltrace.

## 4.5 Výzkum eroze z tání sněhu v ČR

V České republice a na Slovensku se erozí z tání sněhu zabýval především Zachar (1982), další zmínky se objevují až po roce 2000, kdy se problematikou začala zajímat skupina autorů z Mendelovy univerzity. Dle Tomana a Podhrázké (2002) je problematika stanovení odhadu eroze způsobené táním sněhu v ČR poměrně málo rozpracovaná vzhledem k obtížnosti stanovení jednotlivých faktorů, které mají na intenzitu eroze vliv. Předmětem výzkumu Podhrázké a Tomana (2002) bylo posouzení vzniku eroze způsobené táním sněhu v oblasti jižní Moravy. Byly vyhodnoceny charakteristiky sněhové pokrývky ze dvou meteorologických stanic – Bystřice nad Pernštejnem a Pohořelice. Byly stanoveny velikosti faktorů  $m$  a  $h$  v letech 1980 – 1999 a jejich průměr pro jednotlivé zájmové lokality. Dále byly určeny zbylé faktory jako průměrné pro jednotlivé lokality a spočítána intenzita erozního smyvu mimo vegetační období. Podhrázká a Toman (2011) uvádí tento způsob výpočtu jako možné východisko pro stanovení rizika ohrožení půd v předjarním období. V České republice toto posouzení zatím nebylo provedeno.

Metodicky stejné vyhodnocení intenzity eroze v období jarního tání v lokalitách Bystřice nad Pernštejnem a Pohořelice provedla Pokladníková (2005) se vstupními daty o sněhové pokrývce a promrzání půdy v letech 1962 – 2004. Hodnota odtokového faktoru  $k = 2$  byla použita pro obě dvě zájmové území stejná jako v práci Podhrázké a Tomana (2002). Způsob stanovení odtokového faktoru  $k$  není uveden.

Malenová et Toman (2005) stanovili stupeň ohrožení zemědělské půdy erozí z tání sněhu

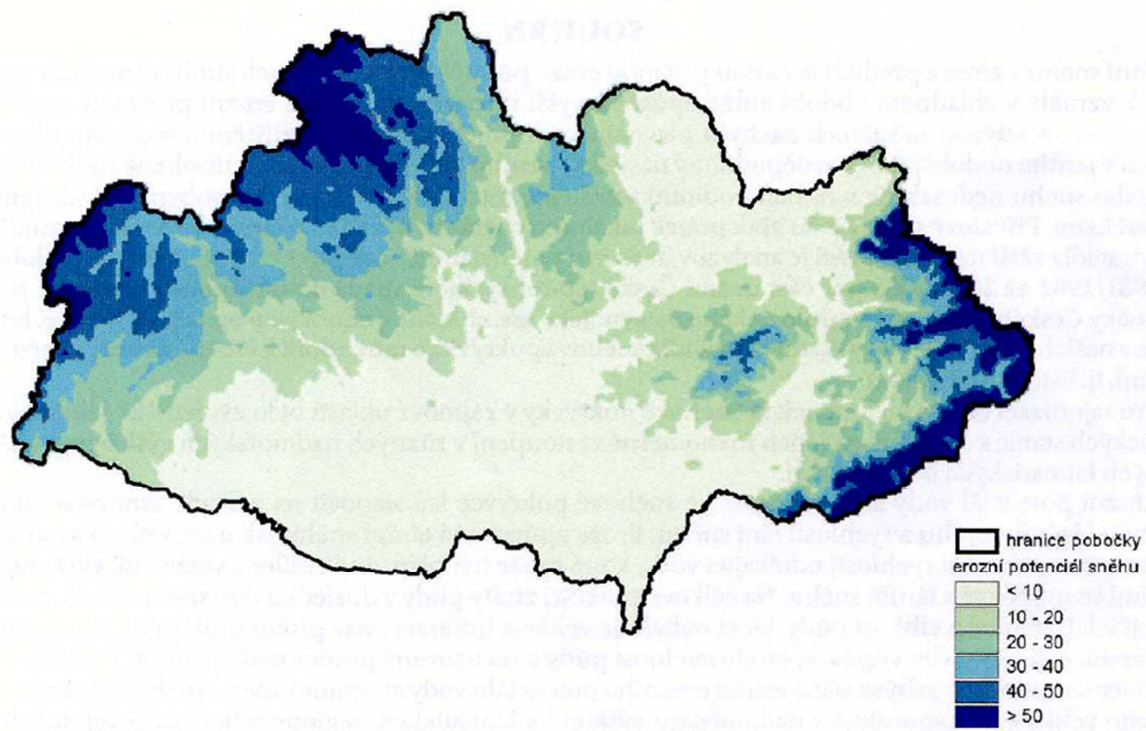
ve vybraných okresech jižní a severní Moravy a Slezska na základě určení průměrných hodnot  $C$  faktoru v mimovegetačním období (od listopadu do konce března). Ve studii byly použity údaje o struktuře zemědělského půdního fondu a zastoupení plodin na orné půdě v letech 1996 – 2001 (poskytnuty z databáze Českého statistického úřadu). Nejprve byly určeny  $C$  faktory pro mimovegetační období jednotlivých zastoupených plodin. Za mimovegetační období považujeme období od listopadu do konce března. Ve výpočtu není brán v potaz faktor  $R$ . Hodnoty  $C$  faktoru byly stanoveny podle způsobu výpočtu a tabulek, které uvádí v rámci USLE Wischmeier a Smith. K určení 5 pěstebních období plodin byly využity fenologické údaje plodin, zejména doby setí a sklizně. Stupeň ohrožení jednotlivých okresů vycházel ze stanovených  $C$  faktorů pro mimovegetační období a průměrného zastoupení ploch s konkrétní plodinou v daném okrese. Ze studie vyplývá, že nejmenší půdoochranný vliv mají plodiny širokořádkové, dále pak obiloviny. Nejlépe půdu chrání

pícniny a trávy. Nejvíce ohroženými okresy z hlediska struktury zemědělského půdního fondu a struktury pěstovaných plodin jsou Břeclav, Vyškov, Znojmo, Olomouc, Přerov a Opava (Malenová et Toman, 2005).

Polemizovat by se dalo o hodnocení širokořádkových plodin jako nejrizikovějších z pohledu eroze z tání sněhu. Neboť v případě širokořádkových plodin se pozemek v mimovegetačním období nachází v hrubé brázdě, která vytváří překážky pro povrchový odtok. Přestože povrch není krytý žádnou vegetací, nedochází zde k odnosům půdy jako v případě ozimých obilovin.

Pokladníková a Šťastná (2006) stanovily intenzitu eroze z tání sněhu opět metodologicky stejným postupem pro vybrané lokality jižní Moravy (Kuchařovice, Strážnice, Vizovice a Bystřice nad Pernštejnem). Erozní potenciál sněhu byl určen z údajů o sněhové pokrývce v letech 1980 – 2006. Pro výpočet byla volena střední hodnota odtokového faktoru pro zamrzlou půdu 2. Dále byla stanovena průměrná hodnota *K* faktoru pro jednotlivé lokality na základě BPEJ (HSP). Jsou zde srovnávána území ležící v různých klimatických regionech. Autorky konstatují závislost intenzity eroze z tání sněhu na vybraných klimatických charakteristikách.

Smolíková, Pokladníková a Toman (2009) vyhodnotili erozní potenciál sněhu v rámci územní působnosti brněnské pobočky ČHMÚ na základě dat (konkrétně celkové výšky sněhové pokrývky *SCE* a vodní hodnotě sněhu *SVH*) z let 1981 – 2008. Erozní potenciál vody akumulované ve sněhové pokrývce úzce souvisí s nadmořskou výškou i s klimatickým regionem. Interpolací na základě nadmořské výšky bylo pomocí nástrojů GIS provedeno převedení bodového vyjádření na plošné.

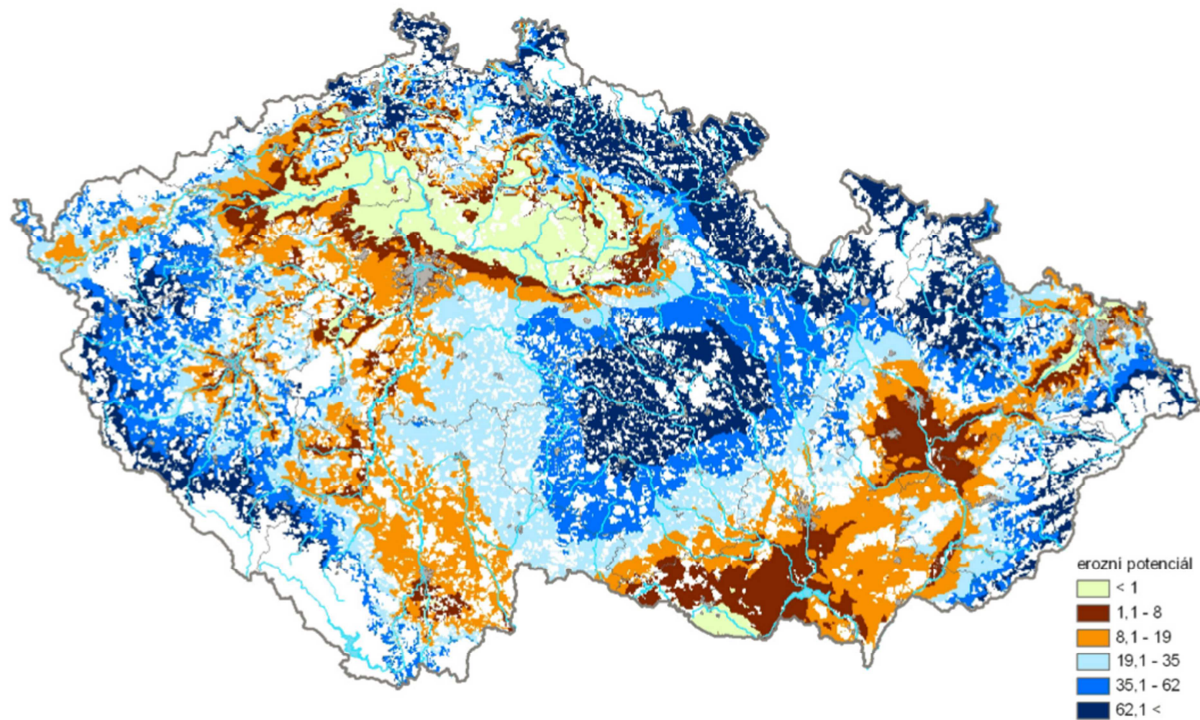


*Obr. 3 Mapa erozního potenciálu vody akumulované ve sněhové pokrývce pro oblast působnosti brněnské pobočky ČHMÚ (Smolíková, Pokladníková, Toman, 2009)*

Relativní dopad eroze z tajícího sněhu může být posuzován na základě analýz a bilancí plavenin ve vodních tocích v průběhu roku. Erozí půdy a transportem plavenin se zabývali Středová a Středa (2011), kdy vyhodnocovali koncentrace plavenin v letech 2000 – 2009 v toku řeky Svitavy. Pro vyhodnocení podílu jarního tání sněhu v ročním transportu plavenin byla použita data (*SVH* a *SCE*) ze srážkoměrné stanice Babice nad Svitavou. Výsledky analýzy dokazují významný vliv výskytu a tání sněhové pokrývky v ročním transportu plavenin, resp. v jejich průtoku a koncentraci. Z průběhu průměrných měsíčních úhrnů koncentrace a průtoku plavenin a denních údajů o výšce sněhové pokrývky za celé hodnocené období vyplývá, že maximum průtoku i koncentrace plavenin připadá na měsíc březen. Na transportu plavenin v tomto měsíci se výrazně podílí tání sněhové pokrývky s případným spolupůsobením dešťových srážek (Středová a Středa, 2011).

Jasnější představu o potenciálně ohrožených lokalitách podává výzkum Středové a Tomana (2011), který vyhodnocuje erozní potenciál sněhové pokrývky pro 50 vybraných meteorologických stanic po celé ČR. Zpracována byla 30let časová řada údajů o sněhové pokrývce, vodní hodnotě sněhu, průběhu srážek, teplotě a hloubce promrzání půdy z let 1980 - 2010. Byla dokázána významná statistická závislost erozního potenciálu sněhu

na nadmořské výšce a klimatickém regionu. Erozní potenciál sněhu je chápán jako kombinace faktorů  $m$  (intenzity tání sněhu) a  $h$  (množství vody vzniklé táním sněhu za dvacetidenní období) Zacharovy rovnice. Výsledné průměrné hodnoty erozních potenciálů byly interpolovány na základě nadmořských výšek pomocí softwaru ArcGIS. Výstupem je mapa erozního potenciálu sněhové pokrývky na zemědělské půdě pro celou ČR.



*Obr. 4 Mapa erozního potenciálu vody akumulované ve sněhové pokrývce pro ČR (Středová et Toman, 2011)*

V rámci ČR došlo k posouzení větších územních celků vždy pouze z hlediska jednotlivých faktorů, které erozi z tání sněhu ovlivňují. Přínosné by jistě bylo plošné posouzení ohroženosti území ČR erozí z tání sněhu se zahrnutím všech faktorů Zacharovy rovnice a jejích případných změn v posledních letech.

## 4.6 Monitoring eroze z tání sněhu pomocí odtokových parcel

Problematika eroze z tání sněhu je podrobně řešena především v severských zemích. V Norsku je pro její monitoring užíváno metody odtokových parcel několika měřítek. S rostoucí velikostí parcel roste jejich charakteristická hodnota, ale také finanční či obslužná náročnost. Øygarden (2000) nebo Lundekvam (2007) popisují ve svých studiích celkem tři úrovně odtokových parcel, které se liší svou velikostí a vybavením.

Øygarden (2000) v rámci svého výzkumu sledovala menší povodí o rozloze 0,3 ha až 3,2 ha s až 200 m dlouhou údolnicí. V uzávěrovém profilu byla nainstalována profesionální monitorovací stanice pro měření průtoku a odběr vzorků vody. K odebrání vzorků použity dva různé přístupy. První je založený na poměrném odebrání vzorků průtoku. Odběr 10 ml vzorku z každého druhého vyklopení člunku (objemová metoda). A druhý způsob je odebrání vzorků v určitých časových intervalech. Vzorky o objemu 0,5 l byly automaticky odebrány každou 1 – 2 hod během tání sněhu a každou hodinu během odtoků způsobených deštěm. Vzorky byly analyzovány z hlediska obsahu suspendovaných částic, celkového obsahu fosforu a dusíku.

Tyto plochy „polního měřítka“ byly doplněny o tzv. mikroparcely o velikosti 1 m<sup>2</sup>. Mikroparcely byly situovány do sledovaných povodí. Tyto mikroparcely byly tvořeny ocelovými rámy 1 m x 1 m vysokými 35 cm zapravenými do země do hloubky 25 cm. V jednom rohu se nachází odtok v úrovni půdního povrchu a v hloubce 25 cm svedený do 25l vzorkovací nádoby.

Lundekvam (2007) pro svůj výzkum použil odtokové parcely 6 až 8 m široké a 25 až 70 m dlouhé. V závěrovém profilu měřil povrchový i podpovrchový odtok. Parcely byly ohraničené rygoly, plastikovými plachtami a drény k oddělení podpovrchového odtoku z okolních ploch. Pro odběr vzorků byla použita objemová metoda poměrného odběru vzorků průtoku, kdy je vzorek odebrán pravidelně při každém druhém překlopení člunku.

## **5 MATERIÁL A METODY**

### **5.1 Výběr lokalit potenciálně ohrožených erozí z tání sněhu**

Výběr sledovaných lokalit probíhal na základě analýz prováděných pomocí GIS nástrojů. Dalšími důležitými podklady byly hodnoty erozního potenciálu sněhu (Středová et Toman, 2011) a e-mailová komunikace se starosty krajů Olomouckého, Jihomoravského a Vysočina. Zájmové lokality byly vybrány posouzením následujících parametrů:

- hodnota erozního potenciálu sněhu
- přítomnost ozimé obiloviny (zjištěno terénním průzkumem)
- orientace ke světové straně
- sklonitost
- hodnota LS faktoru
- průměrná nadmořská výška
- přítomnost meteorologické stanice v blízkém okolí

### **5.2 Zájmová území**

Znatelné projevy plošné eroze z tání sněhu bylo možné v průběhu výzkumu sledovat pouze dvakrát. Erozní procesy byly identifikovány na dvou lokalitách: Větrkovice a Šardice. Lokalita Větrkovice byla s ohledem na vysoký erozní potenciál sněhu a příznivé morfologické parametry pro vznik potenciálního erozního smyvu (a s ohledem na zaznamenanou erozní událost) vybrána jako hlavní výzkumná lokalita, na které byla instalována meteostanice a odtokové parcely pro monitoring erozního smyvu v důsledku jarního tání.

## 5.2.1 Zájmová lokalita Větrkovice

Pro možnou kvantifikaci plošného erozního smyvu byla vybrána výzkumná lokalita Větrkovice, na kterou bylo v letech 2013 – 2017 instalováno měřící zařízení monitorující objem odtoku z plochy 1 m<sup>2</sup>, průtok, teplotu a vlhkost půdy a teploty vzduchu. Dále byla měřená výška sněhové pokrývky a vodní hodnota sněhu.

Obec Větrkovice leží východně od města Vítkov, v okrese Opava, kraji Moravskoslezském.

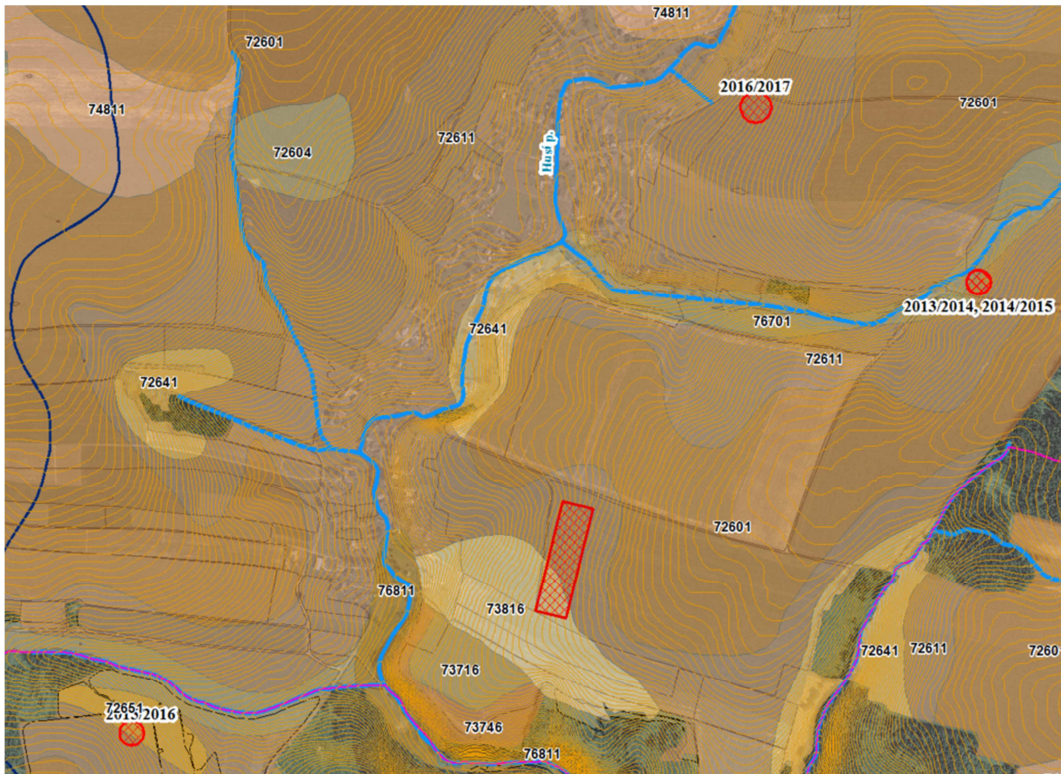


Obr. 5 Poloha obce Větrkovice

Větrkovice patří do oblasti mírně teplé, okrsku chladného. Tato oblast je charakterizována podnebím s velmi krátkým, mírně chladným a vlhkým létem, dlouhým přechodným obdobím s mírně chladným jarem a mírným podzimem, dlouhou mírnou až mírně vlhkou zimou s dlouhým trváním sněhové pokrývky. Průměrná roční teplota je 7,1°C.

Obec Větrkovice leží ve Vítkovské vrchovině, která náleží do celku Nízkého Jeseníku. Průměrná nadmořská výška je 480 – 500 m. n. m. Podloží oblasti je tvořeno kulmskými drobami a břidlicemi. Zastoupení hlavních půdních jednotek (HPJ) v katastrálním území je HPJ 26: hnědé půdy, hnědé půdy kyselé a jejich slabě oglejené formy na různých břidlicích a jim podobných horninách; středně těžké, výjimečně těžší, obvykle šterkovité s dobrými vláhovými poměry až převlhčením a HPJ 38: kambizemě litické, kambizemě modální, kambizemě rankerové a rankery modální na pevných substrátech bez rozlišení, v podorníci od 30 cm silně skeletovité nebo s pevnou horninou, slabě až středně skeletovité, středně těžké až těžké.

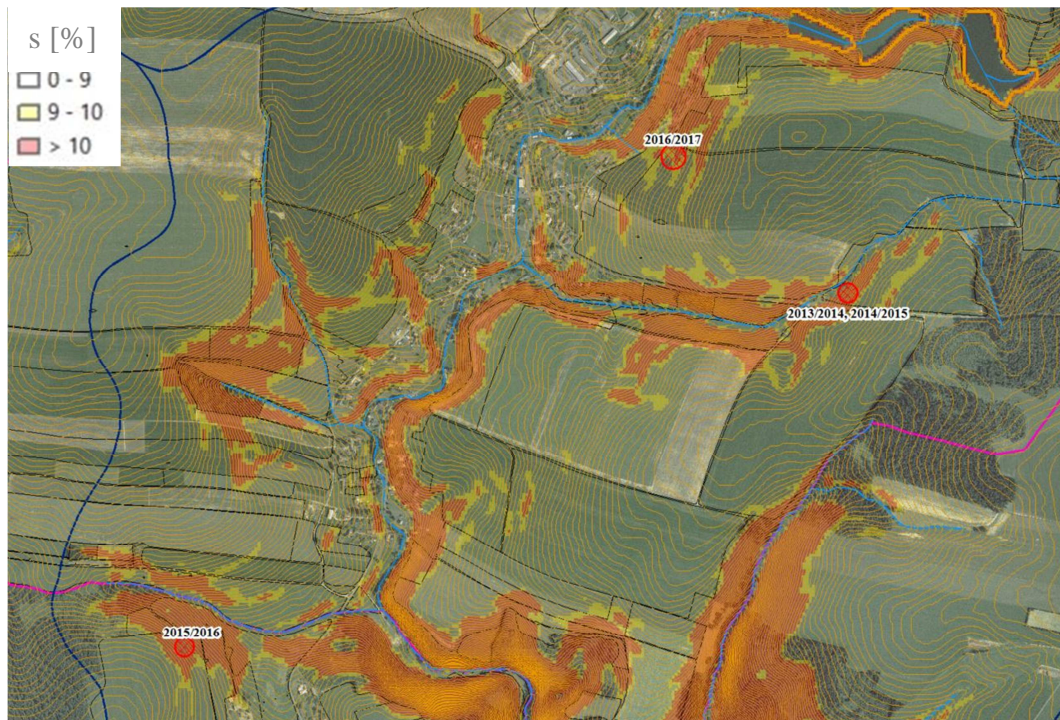




*Obr. 6 Půdní poměry v lokalitě Větrkovice*

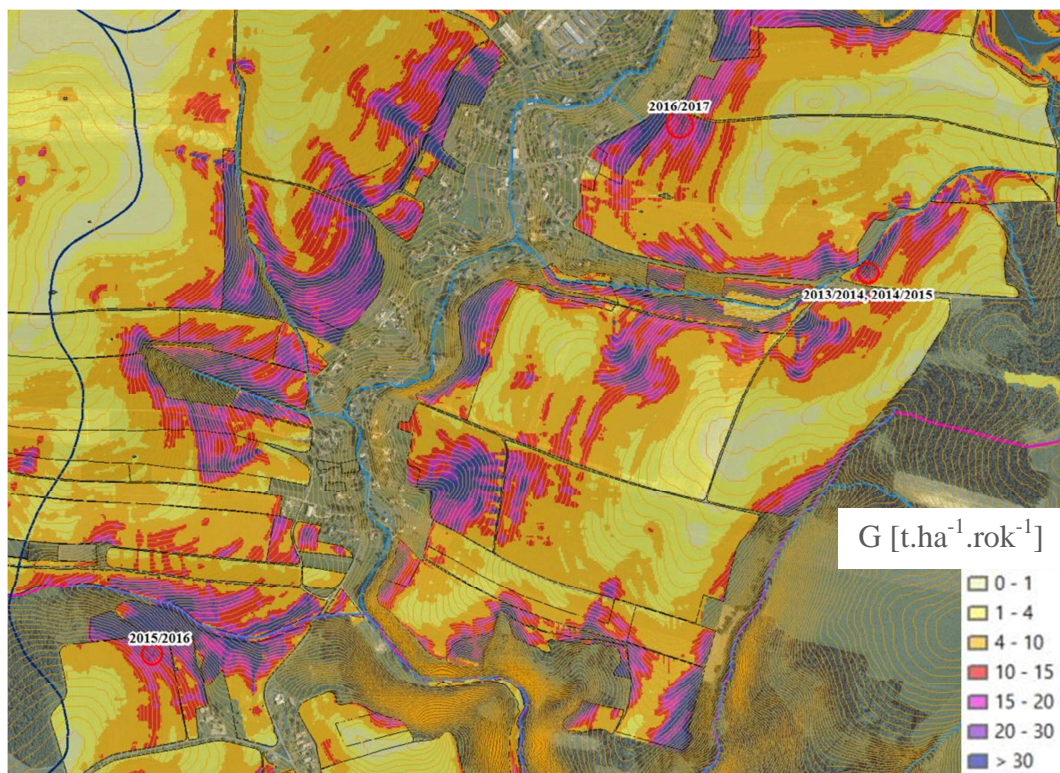
Intravilánem obce protéká Husí potok, do kterého v zájmovém k.ú. ústí 10 bezejmenných vodních toků.

Experimentální plocha pro měření projevů eroze z tání sněhu byla v prvních dvou letech výzkumu (2013 – 2015) situována východně od centra obce, v těsné blízkosti komunikace směr Jančí (Obr. 6) na severozápadním 13 % svahu v nadmořské výšce cca 495 m n. m.. Na půdním bloku byla v době výzkumu pěstována ozimá obilovina. Pro zimu 2015/2016 byl vybrán půdní blok s ozimou obilovinou jihozápadně od intravilánu Větrkovic v k.ú. Nové Vrbno na severovýchodním 12 % svahu v nadmořské výšce cca 475 m n. m.. Pro zimu 2016/2017 byl vybrán půdní blok s ozimou obilovinou východně od intravilánu Větrkovic na severozápadním 10 % svahu v nadmořské výšce cca 490 m n. m..



Obr. 7 Sklonitostní poměry na experimentálních plochách v lokalitě Větrkovice

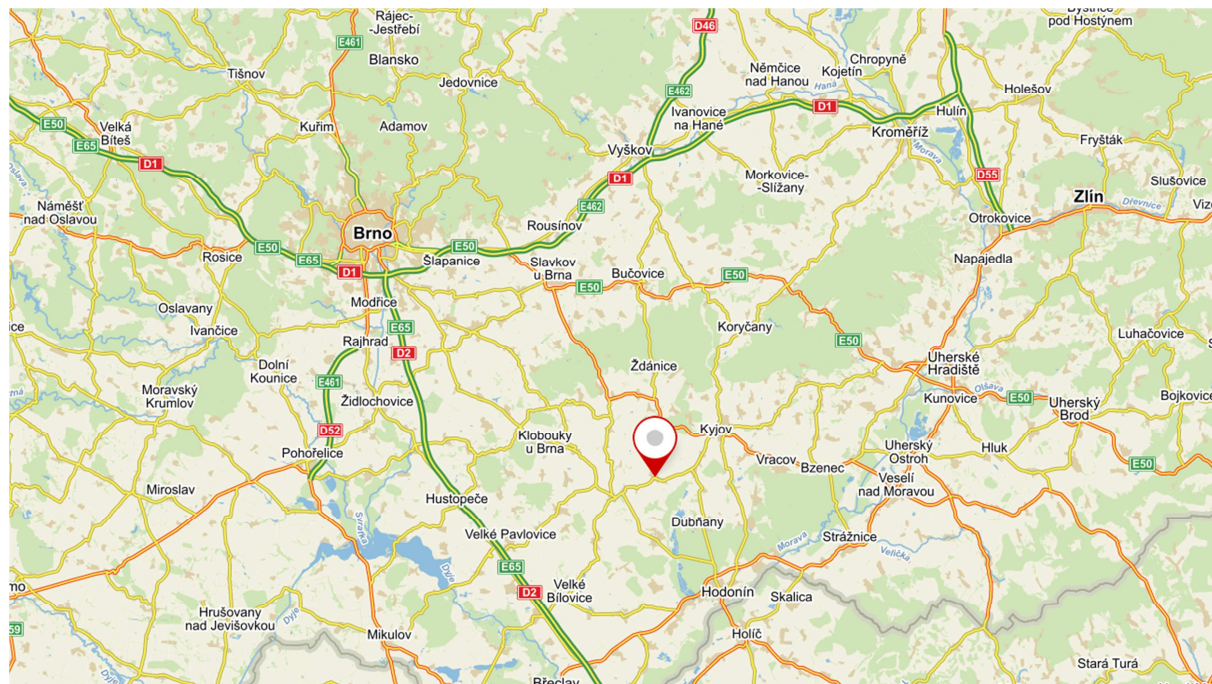
Potenciální ohrožení vybraných ploch vodní erozí bylo počítáno s pomocí GIS nástrojů metodou USLE2D. Na zájmových plochách se dlouhodobá průměrná roční ztráta půdy vodní erozí pohybovala okolo  $20 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ .



Obr. 8 Průměrná roční ztráta půdy vodní erozí  $G \text{ [t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}]$  v lokalitě Větrkovice

## 5.2.2 Zájmová lokalita Šardice

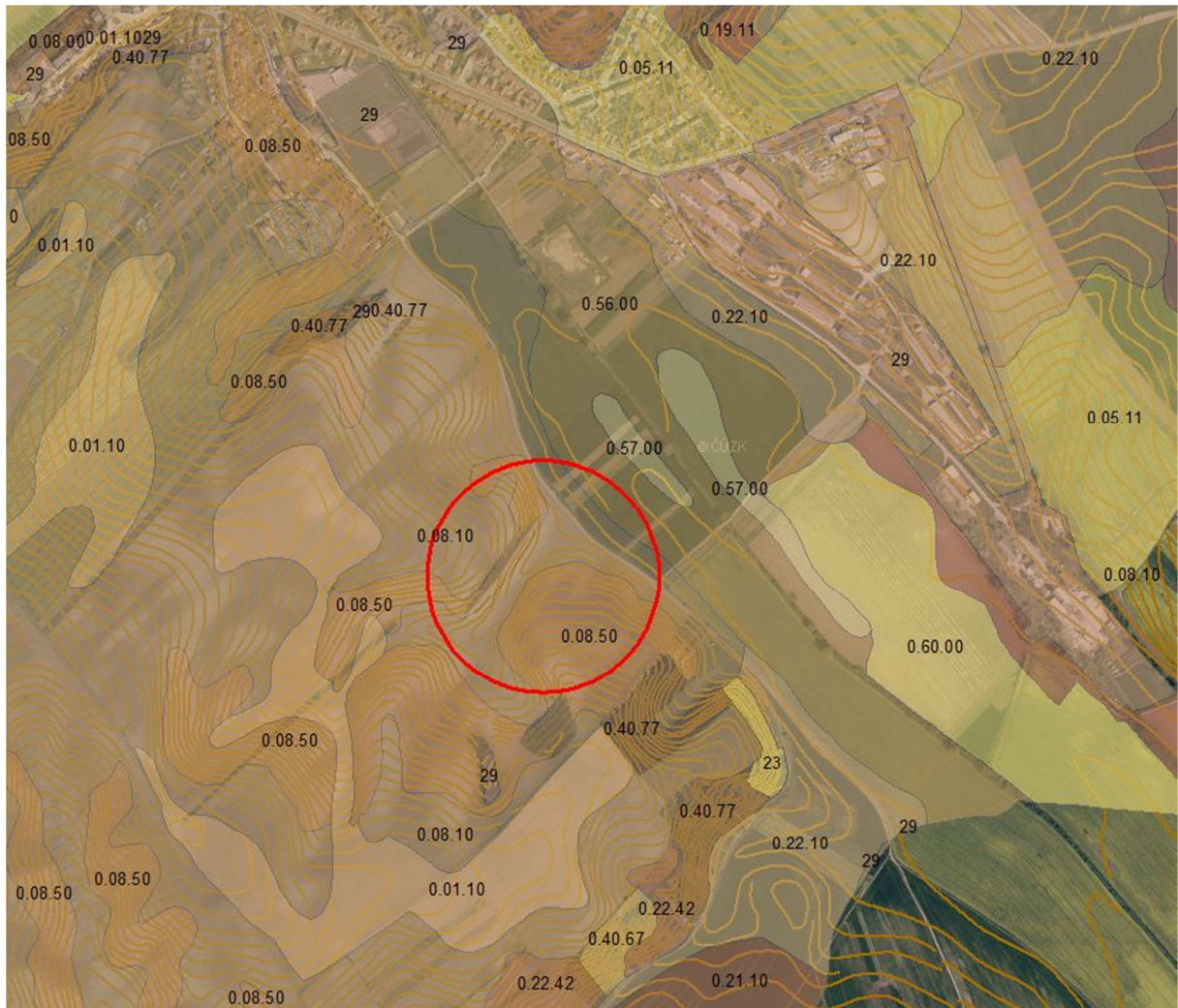
V roce 2017 byla identifikována rozsáhlá erozní událost v k.ú. Šardice. Obec Šardice leží jihozápadně od města Kyjov, v okrese Hodonín, kraji Jihomoravském.



Obr. 9 Poloha obce Šardice

Šardice patří do teplé klimatické oblasti T4. Tato oblast je charakterizována velmi dlouhým létem, velmi teplým a velmi suchým, přechodné období je velmi krátké, s teplým jarem a podzimem, zima je krátká, mírně teplá a suchá až velmi suchá s velmi krátkým trváním sněhové pokrývky. Průměrná roční teplota je 9 °C.

Obec Šardice leží v Šardické pahorkatině, která náleží do celku Kyjovské pahorkatiny. Průměrná nadmořská výška v obci je 180 – 315 m. n. m. Podloží oblasti je tvořeno především sprašemi a jíly. Zastoupení hlavních půdních jednotek (HPJ) v katastrálním území je HPJ 08 černozemě modální, a černozemě pelická, hnědozemě, luvizemě, popřípadě i kambizemě luvická, smyté, kde dochází ke kultivaci přechodného horizontu nebo substrátu na ploše větší než 50 %, na spraších, sprašových a svahových hlínách, středně těžké i těžší, převážně bez skeletu a ve vyšší sklonitosti. Obcí protékají 2 bezejmenné vodní toky, Šardický a Hovoranský potok.

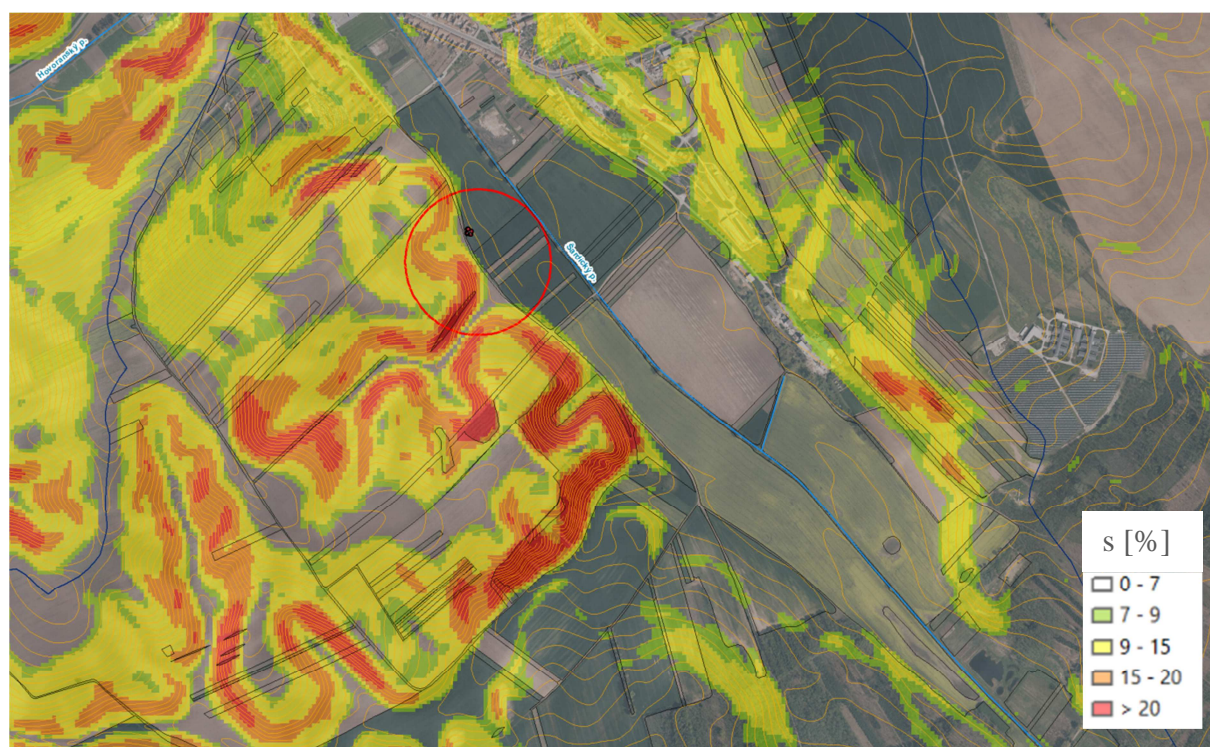


*Obr. 10 Půdní poměry v lokalitě Šardice*

Plocha, kde proběhla erozní událost se nachází jižně od intravilánu Šardic v těsné blízkosti polní cesty směr Hovorany (Obr. 15) v nadmořské výšce 180 m n. m..

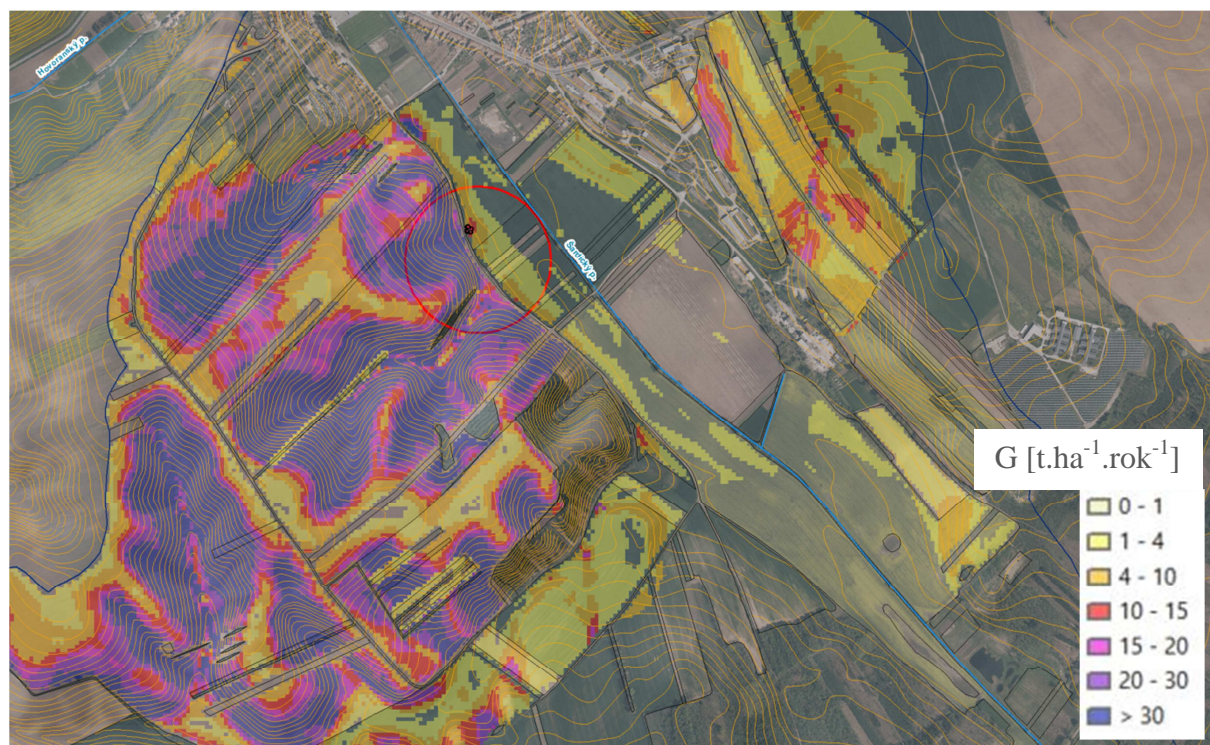


*Obr. 11 Místo erozní události v Šardicích*



*Obr. 12 Sklonitostní poměry v lokalitě Šardice*

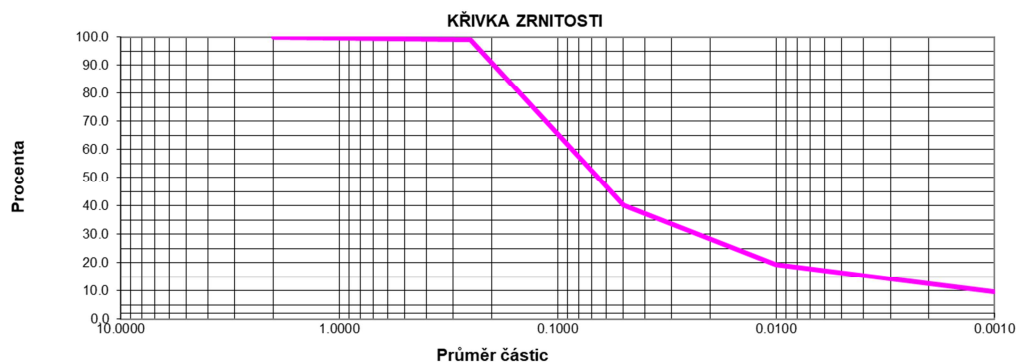
Potenciální ohrožení vybraných ploch vodní erozí bylo počítáno s pomocí GIS nástrojů metodou USLE2D. Na zájmové ploše se dlouhodobá průměrná roční ztráta půdy vodní erozí pohybovala okolo  $6 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ .



Obr. 13 Průměrná roční ztráta půdy vodní erozí  $G [\text{t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}]$  v lokalitě Šardice

#### **Wybrané charakteristiky půdy lokality zasaženého erozí**

V lokalitě se vyskytovaly lehké hlinitopísčité půdy. Zrnitostní složení zeminy bylo stanoveno pipetovací metodou. Zatrídění zeminy do zrnitostní kategorie bylo provedeno podle Nováka. Měrná hmotnost byla stanovena pomocí pyknometrů. Genetickým půdním představitelem jsou hnědé půdy, půdotvorným substrátem jsou spraše. Základní půdní druh: lehká hlinitopísčítá půda. V době odběru výskyt ozimé obiloviny. Měrná hmotnost dosahovala hodnoty  $2,61 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ .



Obr. 14 Křivka zrnitosti pro svrchní vrstvu půdy v zájmové lokalitě Šardice

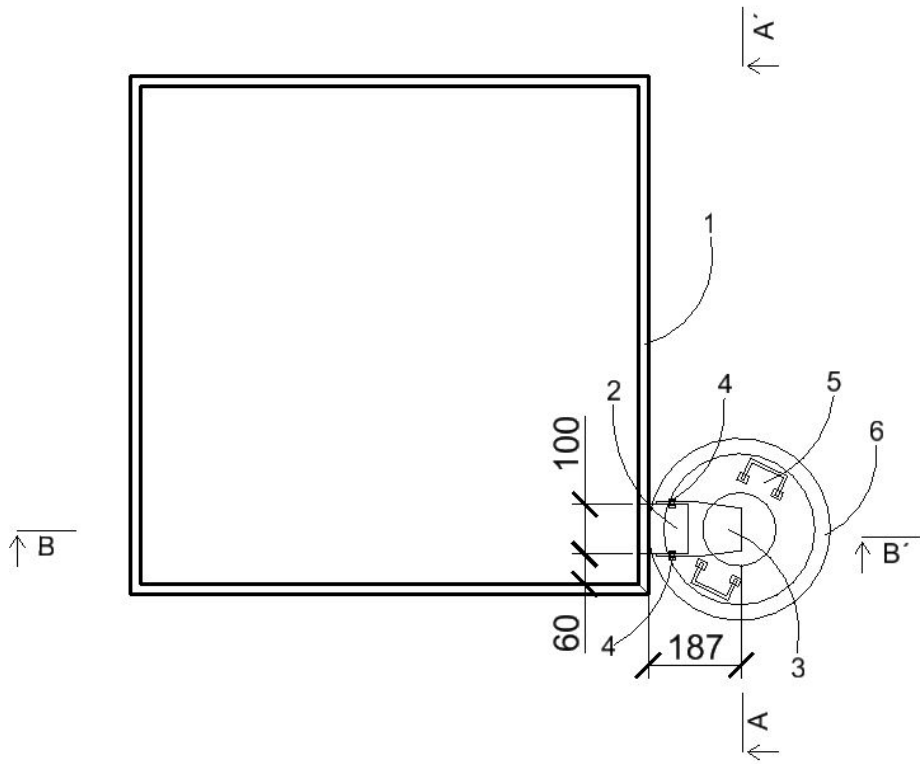
### 5.3 Kvantifikace erozních smyvů pomocí odtokových parcel

Ke kvantifikaci plošné eroze byly zkonstruovány odtokové parcely, tzv. mikroparcely. V jejich uzávěrovém profilu byla umístěna sběrná nádoba k zachycení povrchového odtoku. Vzorky je možné analyzovat z hlediska koncentrace nerozpuštěných látek a stanovit tak objem erozního smyvu.

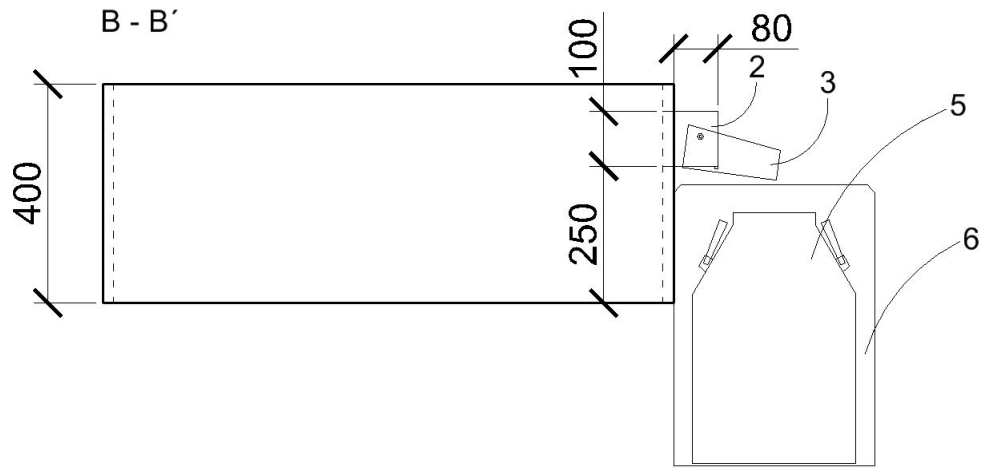
Vývoj vlastního zařízení byl inspirován známým zařízením nazývaným mikroparcela (Øygarden, 2000), které je určeno k měření erozního smyvu přímo v terénu, pomocí kterého lze zachytit povrchový odtok, obsahující suspendované půdní částice a stanovit tak objem ztráty půdy. Nevýhoda norských kovových mikroparcel spočívá především v tom, že jsou příliš teplotně vodivé a rámu tak může ovlivňovat teplotní poměry sněhové pokrývky v blízkosti rámu. V místě odtoku může vodní suspenze při kontaktu s kovem namrznat a zabránit tak průchodu dalšímu povrchovému odtoku. Kromě toho je zařízení neskladné a není tak možné jej převážet ve větším množství běžně dostupnými způsoby (např. osobním automobilem).

Nedostatky známé mikroparcely odstraňuje vlastní zařízení vyvinuté k provádění volumetrické kvantifikace projevů vodní eroze půdy z tání sněhu. Zařízení zahrnuje rám vysoký 40 cm zapravený do země do hloubky 25 cm. V úrovni terénu je rám opatřen při jednom z rohů nátrubkem a sklopitelným svodem půlkruhového profilu. Rám o velikosti 1 m x 1 m z odolného bazénového plastu svádí povrchový odtok nátrubkem do sběrné nádoby. Svod je pro snadnou manipulaci se sběrnou nádobou kloubově upevněn šrouby k nátrubku, je tak umožněno jeho snadné sklopení. Rám je tvořen čtyřmi deskami spojenými šrouby. Délkové přesahy zajišťují vodotěsnost rámu. Zároveň je zachována skladnost a snadná manipulace.

Při měření projevů sněhové eroze se v první řadě vytipuje zájmové území s požadovaným sklonem terénu a dalšími charakteristikami. V tomto území se v dostatečném odstupu určí síť bodů pro instalaci mikroparcel. Při vlastní instalaci mikroparcely (odtokového rámu) je doporučen následující postup. V prvním kroku instalace je nutné vykopat jámu, do které se umístí pažení **6** sběrné nádoby. V následujícím kroku se do v zemi usazeného pažení tvořeného plastovým barelem vloží vlastní sběrná nádoba **5**, tedy plastová konev. Ke sběrné nádobě se přiloží smontovaný odtokový rám **1** tak, aby se svod **3** z mikroparcely nacházel přibližně ve středu hrdla sběrné nádoby **5**. Po vyznačení polohy odtokového rámu se tento zapustí do země 25 cm pod terén. Následuje zajílování vnitřních stran tak, aby se voda neztrácela podél stěn odtokového rámu **1**.

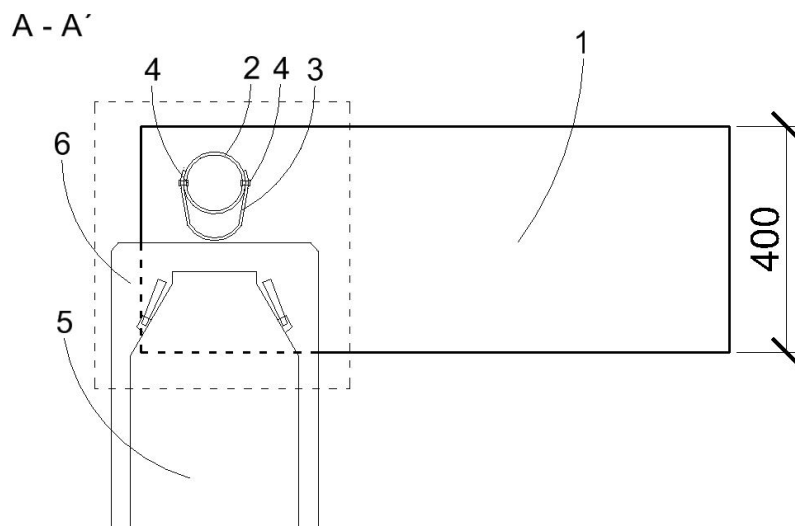


Obr. 15 Pūdorys mikroparcely



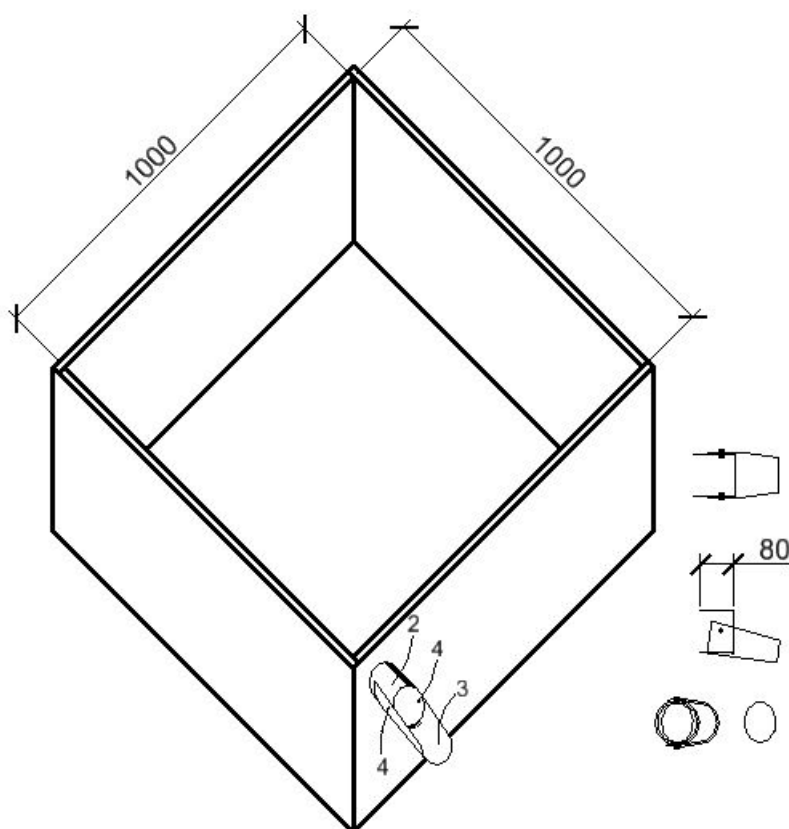
Obr. 16 Bokorys mikroparcely



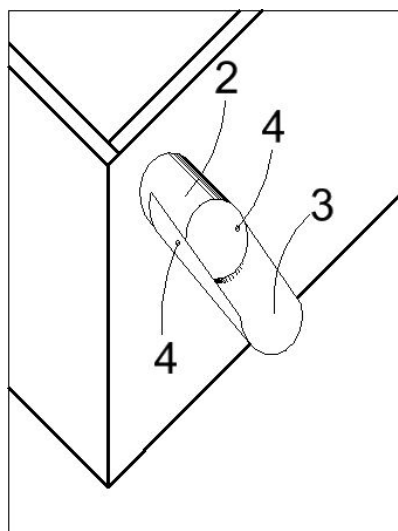


Obr. 17 Čelní pohled na mikroparcelu

Odtokový rám je tvořen čtyřmi smontovatelnými plastovými deskami, přičemž na jedné z nich je přivařen nátrubek 2, na který se za pomoci dvou šroubů 4 kloubově uchytí plastový svod 3 půlkruhového profilu.



Obr. 18 3D Pohled na mikroparcelu



*Obr. 19 Detail nátrubku mikroparcely*



*Obr. 20 Instalovaná odtoková parcela*

10 odtokových parcel bylo instalováno v lokalitě Větrkovice v zimních obdobích v letech 2013 – 2017.



*Obr. 21 Detail závěrového profilu odtokové parcely*

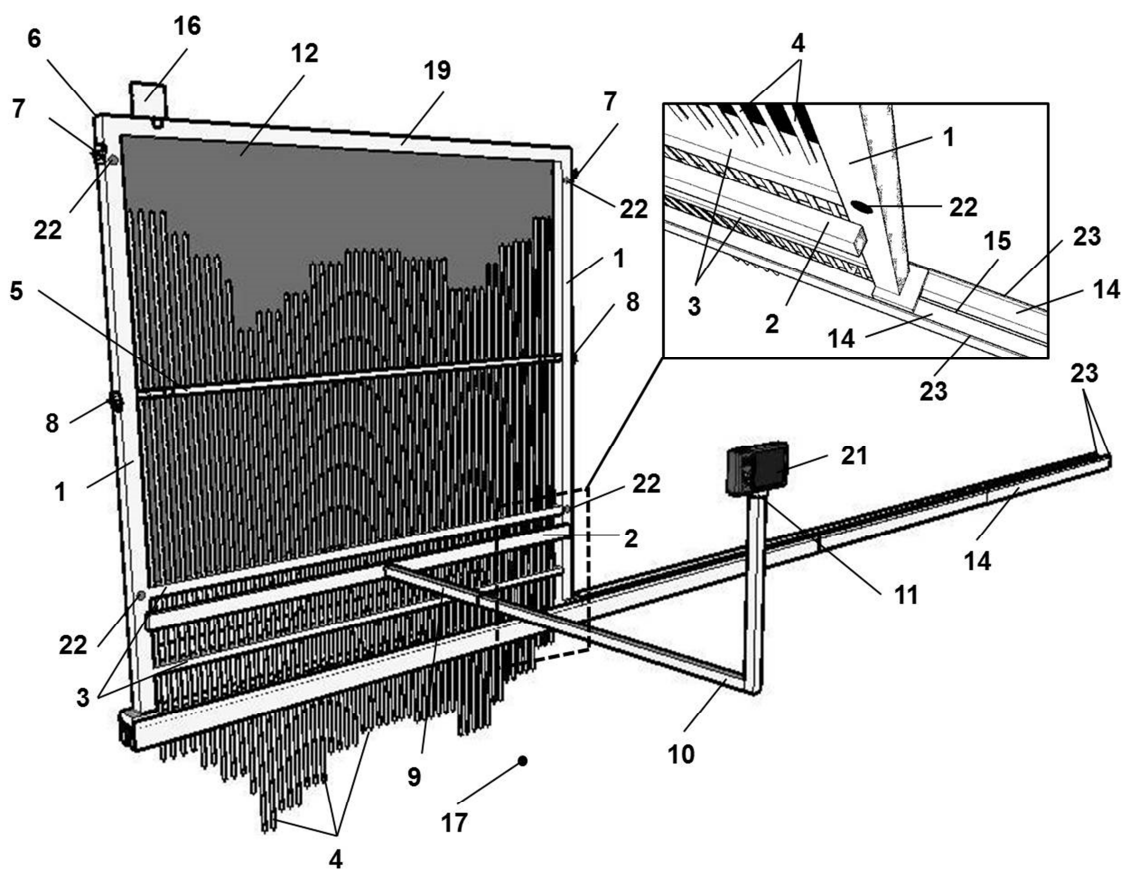


*Obr. 22 Instalace odtokových parcel v experimentální lokalitě Větrkovice*

## 5.4 Kvantifikace erozních smyvů erodoměrem

Erodoměr (erozní most) je zařízení, které umožňuje zaměření příčného profilu erozní rýhy nebo rýžkového erozního smyvu v ploše. Byl navržen na Ústavu vodního hospodářství krajiny, Fakulty stavební, Vysokého učení technického v Brně. Jedná se o mechanické zařízení, které sestává z rámu a v něm umístěných kovových jehlic.

Erodoměr zahrnuje měřicí most uspořádaný nad měřeným půdním profilem. Měřicí most je opatřený řadou otvorů, kterými prochází měřicí jehlice a po dosednutí na měřený profil se zaznamenává jejich výška. Osy otvorů mají mezi sebou rozteče 10 mm. V každém otvoru je umístěna měřicí jehlice, která je v horní části natřena bílou barvou. V zadní části měřicího mostu je černá plastová deska. Kontrastní barvy jsou voleny z důvodu možnosti zautomatizování vyhodnocení výšky každé měřicí jehlice po dosednutí na měřený profil povrchu půdy. Aby bylo možné provést automatické vyhodnocení poklesu měřících jehlic, jsou na erodoměru situovány na stojinách 4 reflexní body. Zařízení je dále opatřeno zdvihátkem pro vertikální posuv měřících jehlic současně do aretované horní polohy.

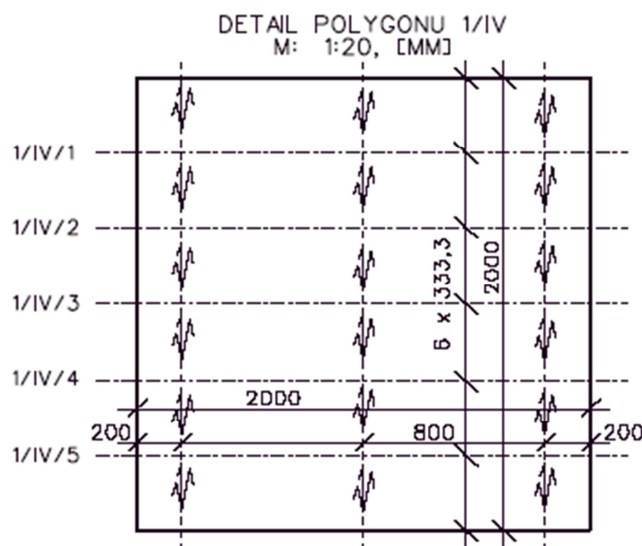


Obr. 23 Erodoměr (erozní most)

## Vztahové značky na výkrese

- 1 stojina
- 2 výztuha
- 3 horizontální příčnický
- 4 měřicí jehlice
- 5 zdvihátko
- 6 měřicí most
- 7 držáky zdvihátka v horní části měřícího mostu
- 8 držáky zdvihátka ve střední části měřícího mostu
- 9 nástavec pro výložné rameno
- 10 výložné rameno
- 11 konzola
- 12 černá plastová deska
- 13 hlavičky jehlic tvořené matickami
- 14 vodící a nosný délkově regulovatelný profil
- 15 vybrání
- 16 záznamová tabulka
- 17 měřený profil
- 18 otvor v horizontálním příčnicku měřícího mostu
- 19 trámec
- 20 otvor ve zdvihátku
- 21 obrazové záznamové zařízení
- 22 reflexní body
- 23 hliníkové pláty na vodícím a nosném délkově regulovatelném profilu

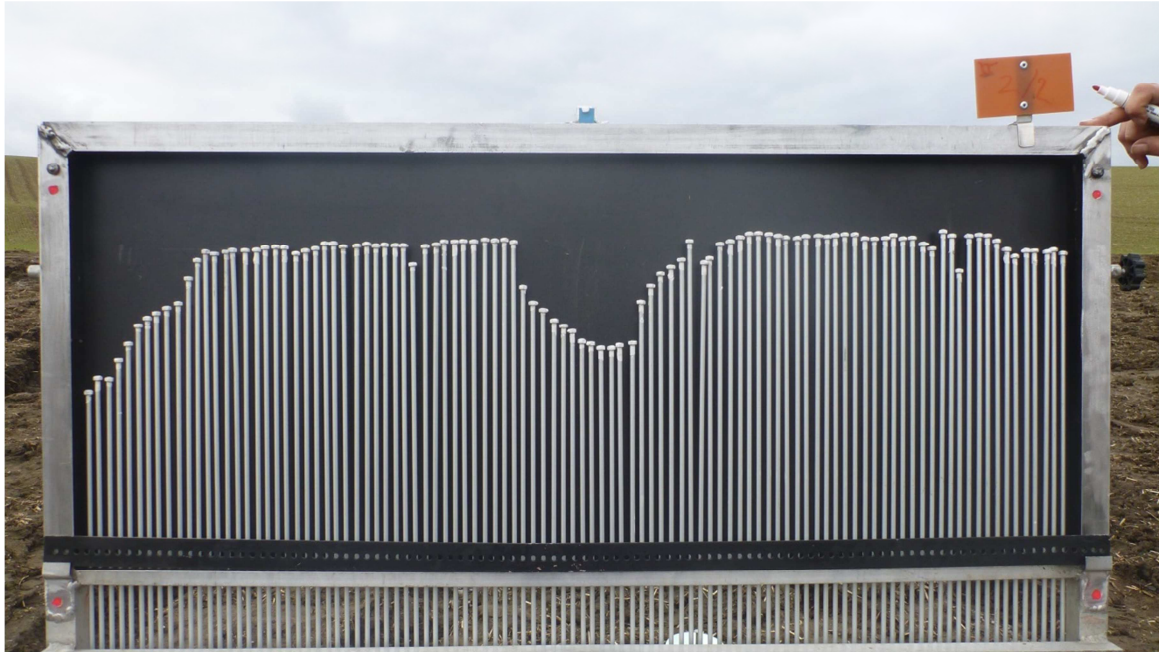
Měřicí most umožňuje kvantifikaci rýžkové eroze v ploše pomocí nosného obdélníkového profilu, který umožňuje 5 možností (v 5 profilech) uchycení vodícího profilu. Nosný čtvercový profil je široký na dvě délky měřícího mostu a dlouhý 2,0 m – možnost ustavení 5 profilů po 0,33 m.



Obr. 24 Nosný profil pro měření erozím mostem

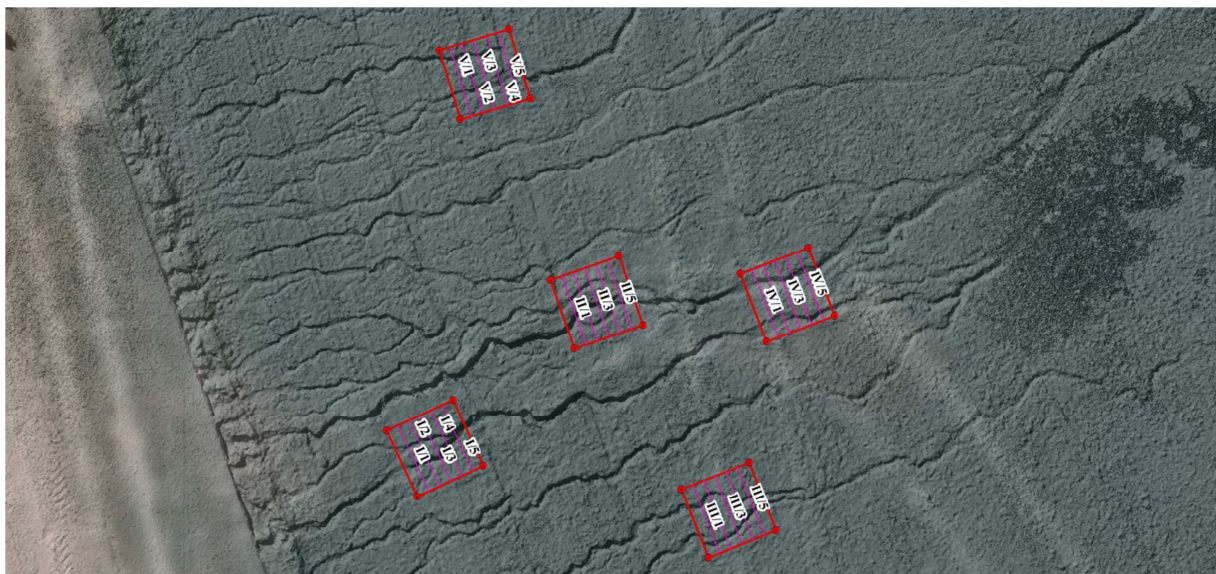
Zařízení je opatřeno ramenem s výsuvnou konzolí pro upevnění obrazového záznamového zařízení. Pro tento účel bylo použito fotoaparátu, který zaznamenával polohu

měřících jehlic u každé části měřeného profilu. Pro vyhodnocení měření byl erodoměr opatřen tabulkou, na kterou bylo zaznamenáno označení měřeného profilu, jako jednoznačný identifikátor měřeného profilu.



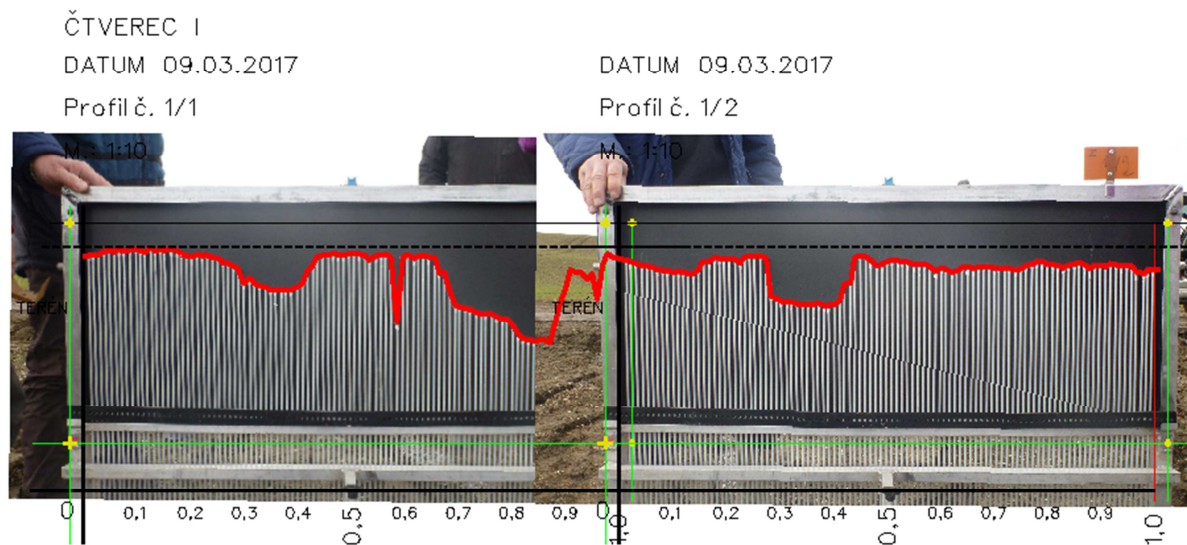
*Obr. 25 Zachycení příčného profilu terénu erodoměrem*

Po náhlém odtání sněhové pokrývky na konci února 2017 se podařilo zachytit rozsáhlou erozní událost v k.ú. Šardice. Měření erozním mostem bylo provedeno na 5 čtvercových plochách o výměře 4 m<sup>2</sup>.



*Obr. 26 Zaměřené příčné profily na 5 čtvercích v k.ú. Šardice*

Jednotlivé měřené profily byly fotografovány. Následně došlo k vektorizaci tvaru měřených profilů pomocí softwaru Microstation a výpočtu objemu odnosu.



Obr. 27 Vektorizace snímků měřených profilů

## 5.5 Kvantifikace erozních smyvů metodou UAV fotogrammetrie

Nový přístup efektivního vymezení a hodnocení dopadů erozních událostí představuje monitoring zasaženého území pomocí bezpilotního létajícího prostředku UAV (Unmanned Aerial Vehicle), často označovaným také jako drone. Po vyhodnocení pořízených fotografií se pomocí specializovaného softwaru určí se značnou přesností základní parametry eroze tj. množství odnesené půdy, hloubka, šířka a délka erozních rýh. Lze stanovit jednorázově odnesené množství půdy nebo lokalitu dlouhodobě sledovat a vyhodnocovat intenzitu plošné eroze půdy na zemědělsky obhospodařované ploše.

Předností UAV systémů je operabilita, relativně levná technologie a prostorová rozlišovací schopnost od 1 cm.

Postup spočívá v nalétání území dronem, kterým se pořídí snímky povrchu, z nichž je následně pomocí příslušného software vytvořen digitální model terénu. Výpočet objemu rýh následně probíhá v prostředí softwaru ArcGIS (Smelík et al, 2016).

V Šardicích proběhlo snímkování erozní události pomocí dvou bezpilotních létajících prostředků pod záštitou Státního pozemkového úřadu (dále jen SPÚ) a Výzkumného ústavu vodohospodářského T. G. Masaryka, v.v.i. (dále jen VÚV TGM, v.v.i.).

Pro tento účel je VÚV TGM, v.v.i. vybaven bezpilotním prostředkem Tarot 690.



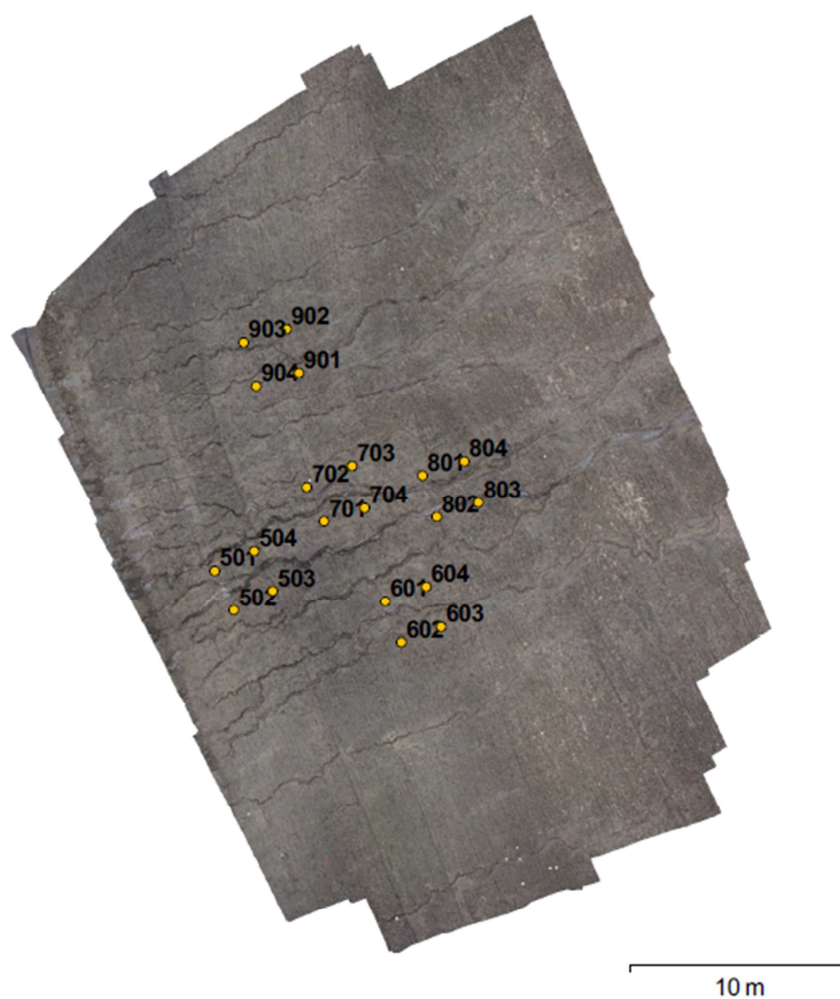
*Obr. 28 Hexakoptéra Tarot 690 (Smelík et al, 2016)*

Létání s UAV je v případě komerčního využití pořízených podkladů na rozdíl od létání v tzv. hobby režimu regulováno příslušnou legislativou (zákon č. 49/1997 Sb. v platném znění).



### 5.5.1 Příprava území a pořízení snímků

V případě, že je možné provést let, umístí se do prostoru zájmu vlíčovací body. Vlícovacích bodů se využívá pro přesné georeferencování monitorovaného území. Tyto body jsou pak viditelné na snímcích pořízených z dronu. V prostoru by měly být minimálně tři. Jejich umístění by mělo být náhodné, rozhodně ne v linii (Smelík et al, 2016). Vlícovací body byly přesně polohově zaměřeny pomocí GPS. Jako vlícovací body byly použity CD disky s červeným křížem z elektrikářské pásky na lesklé straně.



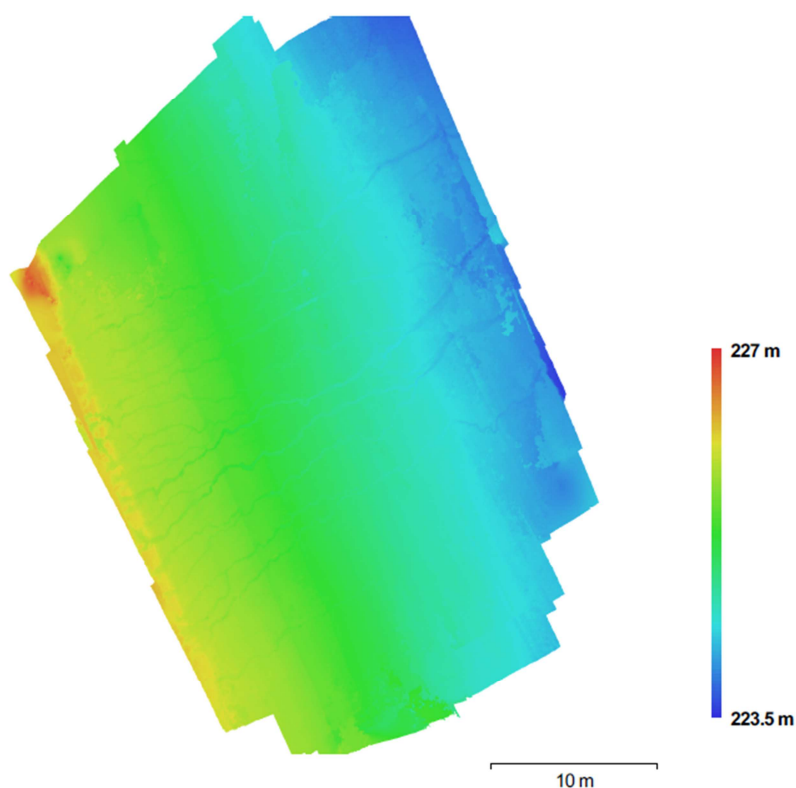
Obr. 29 Poloha vlícovacích bodů – monitoring erozní události v k.ú. Šardice (zdroj: VÚV TGM, v.v.i.)

### 5.5.2 Tvorba 3D modelu terénu z pořízených snímků

Následuje vlastní zpracování snímků metodou SfM (Structure from Motion) pomocí specializovaného software (např.: Agisoft PhotoScan Professional).

Metoda SfM umožňuje zpracovat sadu neuspořádaných a různě se překrývajících snímků a tak rekonstruovat trojrozměrné modely ve 3D. Structure from Motion je zobrazovací technika, která je založena na odhadování trojrozměrné struktury z dvourozměrných obrazových sekvencí, které jsou spjaty s pohybem nosiče. Je studována v oblasti počítačové vizualizace a vizuálního vnímání. Je inspirována biologickým zrakem, díky kterému mohou lidé a ostatní živočichové obnovovat 3D strukturu okolí z 2D obrazu, promítaného na sítnici, během pohybu okolo objektu, či ve scéně (Šimíček, 2014).

Specializovaný software umožňuje vytvářet georeferencované ortofotosnímky s vysokým rozlišením, detailní DEM a texturované modely a to s přesností GCP (Ground Control Points) menší než 5 cm. Plně automatizovaný pracovní postup umožňuje zpracovávat tisíce leteckých snímků a produkovat prvotřídní fotogrammetrická data. Výsledky (body, 3D model, ortofotomapa) lze vyexportovat a následně použít pro další zpracování v prostředí GIS.



Obr. 30 Digitální model terénu s hustotou 35 477 bodů na  $1 \text{ m}^2$  – monitoring erozní události v k.ú. Šardice (zdroj: VÚV TGM, v.v.i.)

### 5.5.3 Výpočet objemu erozní smyvu

Výpočet objemu erozních rýh je založen na stanovení objemu prostoru mezi původním terénem pozemku a terénem po odnosu půdy.

Pro možnost srovnání výsledků metody erozního mostu a UAV fotogrammetrie byl kvantifikován půdní smyv ve čtvercích dvojím způsobem:

- na základě rozdílu původního a stávajícího terénu nástroji GIS
- na základě vyhodnocení příčných profilů vytvořených v programu Atlas DMT v místech zaměření profilů erozním mostem

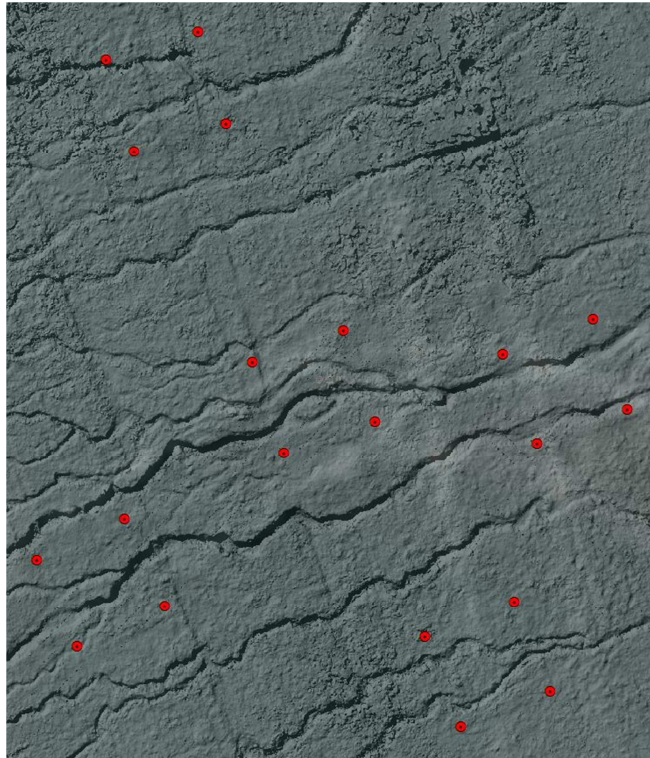
#### 5.5.3.1 Kvantifikace objemu půdního odnosu v prostředí ArcGIS

Do programu ArcGIS byly načteny body se souřadnicemi, ze kterých byl triangulací vygenerován erodovaný digitální model terénu. UAV fotogrammetrie je vynikajícím časově nenáročným nástrojem pro kvantifikaci eroze. Problémem zde však zůstává nepřesnost stanovení objemu smyvu v důsledku obvyklé neznalosti původního terénu a jeho potřebný odhad. Jako polygon pro vymezení původního modelu terénu byla použita oblast měřená erozním mostem. Jednalo se o 5 čtverců.



Obr. 31 Čtverce v k.ú. Šardice, ve kterých byl kvantifikován erozní smyv

Pro určení původního modelu terénu byly použity lomové body čtverců, kterým byla přiřazena výška dle stávajícího modelu terénu.

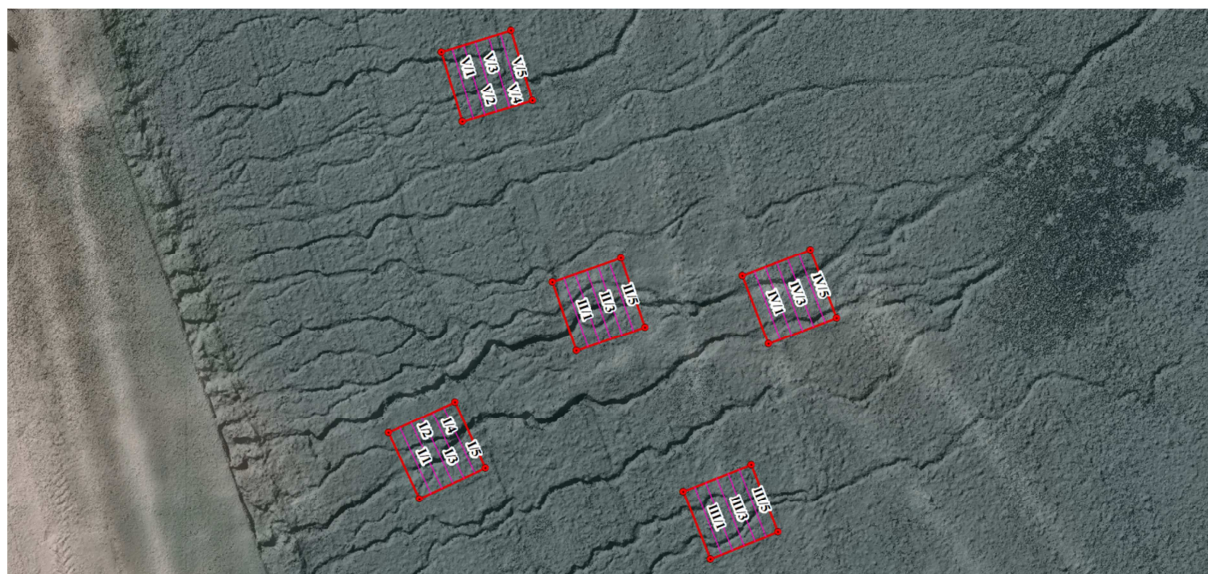


*Obr. 32 Body převzetí výšek stávajícího terénu pro určení terénu původního*

Půdní odnos byl kvantifikován vytvořením rastru rozdílů výšek původního a stávajícího terénu, následným určením průměrného výškového rozdílu pomocí zonální statistiky na zájmové ploše čtverce, který byl vynásoben řešenou plochou čtverce  $4 \text{ m}^2$ .

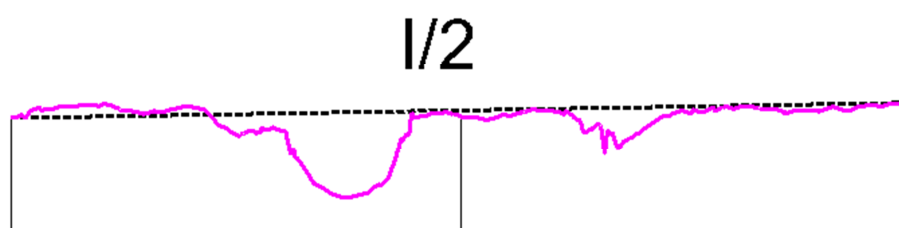
### 5.5.3.2 Kvantifikace objemu půdního odnosu vyhodnocením příčných řezů terénu

V místech zaměření erozním mostem byly vytvořeny příčné řezy modelu terénu v programu Atlas DMT.



Obr. 33 Příčné profily zaměřené erozním mostem

Původní terén byl stanoven propojením krajních bodů stávajícího terénu. Na základě vyhodnocení příčných řezů byl stanoven objem půdního odnosu v zájmových čtvercích.



Obr. 34 Způsob stanovení původního terénu v metodě příčných profilů

## 5.6 Sledování charakteristik sněhové pokrývky

V místě výzkumné lokality Větrkovice byla měřena jednou týdně výška sněhové pokrývky sněhoměrnou latí a vodní hodnota sněhu válcovým sněhoměrem.

Sníh byl odebírán v těsné blízkosti odtokových rámu (mikroparcel) odběrným válcem (válcovým sněhoměrem) o průměru 11 cm. Sníh o známém objemu se nechal roztát, následně byl určen objem vzniklé vody pomocí kalibračního válce.

Pro výpočet hodnot SVH byl použit následující vzorec:

$$SVH = d \cdot \frac{V_w}{V_s} \quad (7)$$

kde:

SVH... vodní hodnota sněhu [cm]

d... výška sněhové pokrývky [cm]

$V_s$ ... objem odebraného sněhu [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ]

$V_w$ ... objem vody vzniklý roztáním sněhu o objemu  $V_s$  [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ]

Na základě zjištěných hodnot vodní hodnoty sněhu byly vyhodnocovány změny SVH v  $\text{cm}\cdot\text{týden}^{-1}$  a intenzita tání sněhové pokrývky v  $\text{mm}\cdot\text{den}^{-1}$ .

## 5.7 Sledování teplotních změn a vlhkosti v povrchové vrstvě půdy

Meteostanice sledovala teploty půdy v hloubkách 5 cm, 10 cm a 15 cm. Dále teplotu vzduchu těsně u povrchu terénu a ve 2,0 m nad terénem. Monitorována byla taktéž vlhkost půdy v hloubce 5 cm.

## 5.8 Sledování množství povrchového odtoku v průběhu roku

Na experimentální plochu byla instalována meteostanice s člunkovým průtokoměrem. Na rozdíl od ostatních odtokových parcel, v rámci kterých byl sledován pouze objem povrchového odtoku pomocí instalovaných konví v závěrovém profilu, mikroparcela s meteostanicí a průtokoměrem umožňovala sledovat povrchový odtok z mikroparcely v čase.

## 5.9 Hodnocení dopadu kryopedologických procesů na erodovatelnost půdy

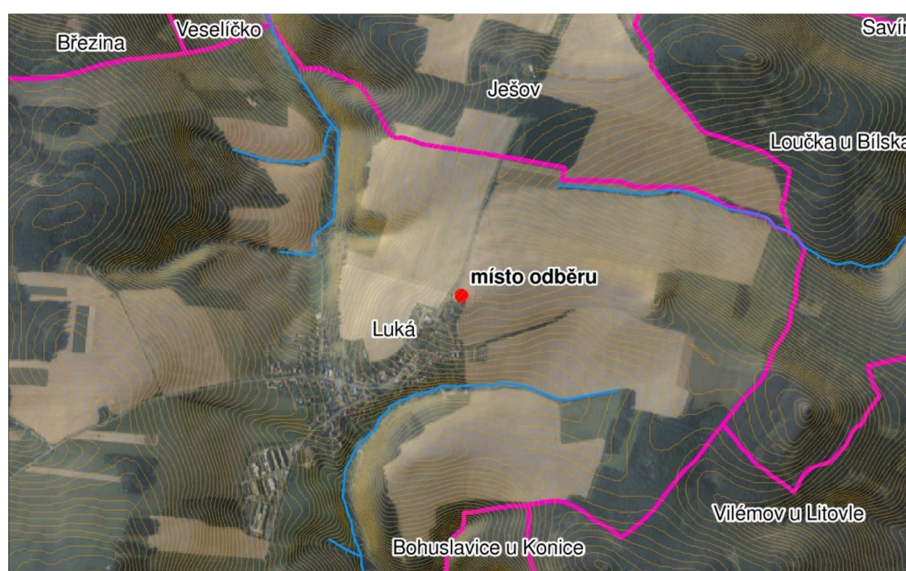
K určení vlivu opakovaného zamrznání a rozmrznání půdy na její erodovatelnost byly prováděny laboratorní zkoušky. Stanovována byla změna stability agregátů a smykové pevnosti svrchní vrstvy půdy po určitém počtu mrazových cyklů.

K určení hodnoty smykové pevnosti byl použit kapesní měřič smykového napětí.

Pro účely této práce byla zvolena standardní jednosítová metoda mokrého prosévání, jejímž výsledkem je procentuální obsah agregátů stabilních ve vodním prostředí WSA (Water Stable Aggregates). Jedná se o metodu široce využívanou a její výsledky tak mohou být srovnatelné s výsledky zahraničních výzkumných projektů.

### 5.9.1 Sledování změn stability půdních agregátů a smykové pevnosti svrchní vrstvy půdy v 1. roce výzkumu

První rok byly ke zkoumání ex situ odebrány půdní vzorky ve třech lokalitách: Luká (nadmořská výška 513 m n. m.), Bystřice nad Pernštejnem (nadmořská výška 565 m n. m.) a Koclířov (nadmořská výška 361 m n. m.). Všechny lokality se nachází v mírně teplém, vlhkém klimatickém regionu MT4. První odběr byl proveden po odtání sněhové pokrývky koncem dubna 2013 a letní odběr na konci července 2013 před sklizní. Na všech lokalitách byla vyseta ozimá řepka, která v průběhu zimního období tvoří pouze sporadické krytí půdního povrchu.



Obr. 35 Půdní odběry v k.ú. Luká 23. 4. 2013 a 31. 7. 2013



*Obr. 36 Půdní odběry v k.ú. Bystřice nad Pernštejnem 26. 4. 2013 a 31. 7. 2013*



*Obr. 37 Půdní odběry v k.ú. Koclířov 26. 4. 2013 a 31. 7. 2013*

Poměrně pozdní jarní odběr byl způsoben dlouhým trváním sněhové pokrývky. Hloubka odběru byla zvolena co nejmenší. Odebírána byla pouze svrchní vrstva půdy bez vegetačního pokryvu do hloubky cca 2,5 cm. Zároveň byla odebrána z každé lokality sada neporušených vzorků povrchové půdní vrstvy pomocí Kopeckého válečků.



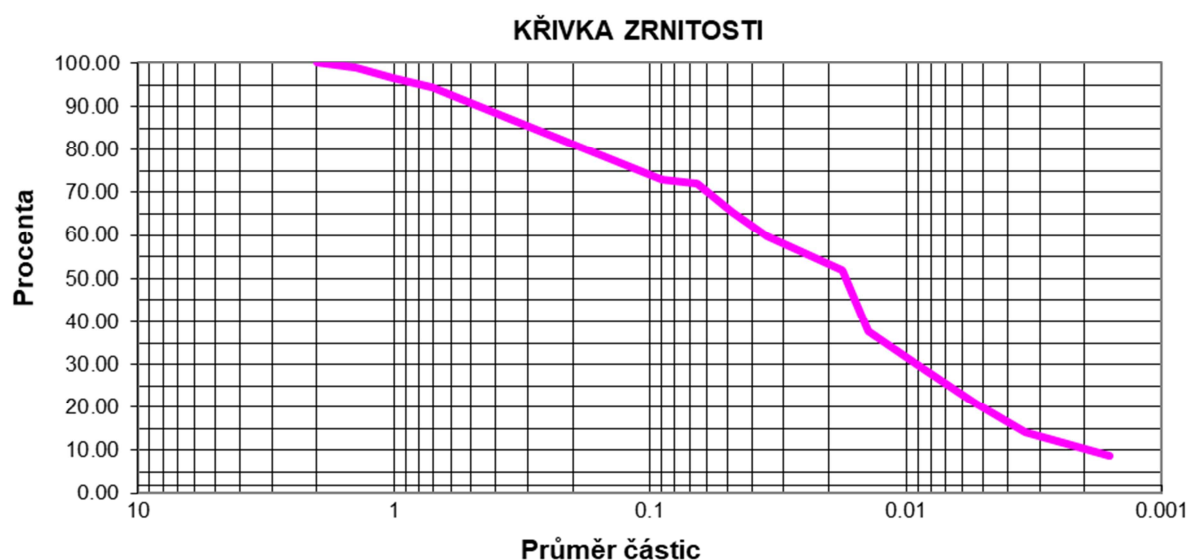
### ***Vybrané charakteristiky půdy***

Ve všech třech lokalitách se vyskytovaly středně těžké hlinité půdy. Zrnitostní složení zemin bylo stanoveno hustoměrnou Casagrandeho metodou. Zatřídění zemin do zrnitostní kategorie bylo provedeno podle Nováka (1949).

Měrná hmotnost byla stanovena pomocí pyknometrů a momentální vlhkost gravimetrickou metodou.

### **Luká**

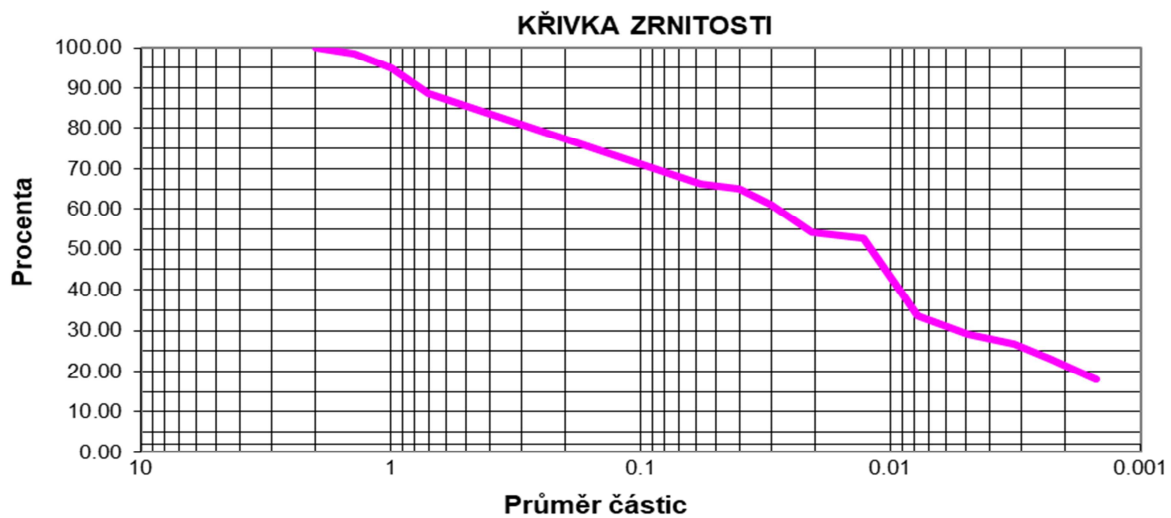
Místo odběru se nachází v řepářské výrobní oblasti, na severovýchodně exponovaném svahu o sklonu 9 % v nadmořské výšce 513 m n. m.. Genetickým půdním představitelem je kambizem modální, půdotvorným substrátem jsou břidlice. Vyskytují se zde středně hluboké až hluboké půdy eubazické a mezobazické s příznivými vláhovými poměry. Základní půdní druh: středně těžká hlinitá půda. Plocha obdělávaná klasicky (orba do hloubky 22 cm). V době odběru výskyt ozimé řepky. Měrná hmotnost dosahovala hodnoty  $2,64 \text{ g.cm}^{-3}$ .



*Obr. 38 Křivka zrnitosti pro svrchní vrstvu půdy v lokalitě Luká*

### Bystřice nad Pernštejnem

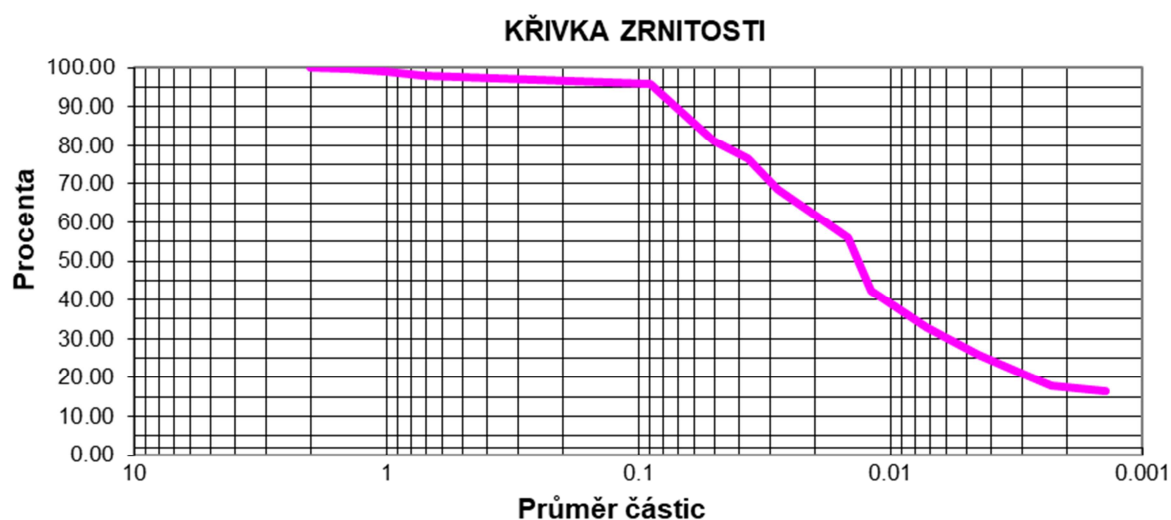
Místo odběru se nachází v bramborářské výrobní oblasti na severovýchodně exponovaném svahu o sklonu 6 % v nadmořské výšce 565 m n. m.. Genetickým půdním představitelem je kambizem modální, půdotvorným substrátem jsou ruly, svory, fylity, případně žuly. Vyskytují se zde hluboké půdy eubazické až mezobazické s převažujícími dobrými vláhovými poměry bez skeletu až středně skeletovité. Základní půdní druh: středně těžká hlinitá půda. Plocha obdělávaná klasicky (orba do hloubky 22 cm). V době odběru výskyt ozimé řepky. Měrná hmotnost dosahovala hodnoty  $2,71 \text{ g.cm}^{-3}$ .



Obr. 39 Křivka zrnitosti pro svrchní vrstvu půdy v lokalitě Bystřice nad Pernštejnem

### Koclířov

Místo odběru se nachází v obilnářské výrobní oblasti na jihovýchodně exponovaném svahu o sklonu 3 % v nadmořské výšce 361 m n. m.. Genetickým půdním představitelem je kambizem modální, půdotvorným substrátem jsou opuky, tvrdé slínovce a středně těžké flyše nebo permokarbon. Vyskytují se zde středně hluboké až hluboké půdy eubazické až mezobazické s dobrou vodní kapacitou středně skeletovité. Základní půdní druh: středně těžká hlinitá půda. Plocha obdělávaná klasicky (orba do hloubky 22 cm). V době odběru výskyt ozimé řepky. Měrná hmotnost dosahovala hodnoty  $2,58 \text{ g.cm}^{-3}$ .



Obr. 40 Křivka zrnitosti pro svrchní vrstvu půdy v lokalitě Koclířov

### ***Simulace mrazových cyklů a stanovení stability půdních agregátů metodou mokrého prosévání***

Bezprostředně po odběru byly stanoveny momentální vlhkosti půdy vysušením vzorku známé hmotnosti při  $105 \text{ }^{\circ}\text{C}$  a počáteční stabilita agregátů. Po vysušení vzorku volně na vzduchu (24 hod), byla oddělena frakce 1 – 2 mm pomocí sady klasických plochých sít. Vzorky o počáteční vlhkosti byly vysušeny a byla oddělena frakce 1 – 2 mm až po proběhnutí mrazových cyklů. Navážka 4 g takto upraveného vzorku byla podrobena standardní jedno-sítové metodě mokrého prosévání (Kemper et Rosenau, 1986) přístrojem firmy Eijkelkamp. Vzorky byly prosévány 3 min s frekvencí 35 cyklů/min a vertikální amplitudou 1,3 cm v destilované vodě přes síta o průměru ok 0,25 mm. Zůstatek na síti byl vysušen při  $105 \text{ }^{\circ}\text{C}$  (6 hod), zvážen a posléze dispergován a 5 min proséván v roztoku polyfosforečnanu sodného tak, aby byly vyplaveny všechny jílové částice a na sítích zůstaly pouze částice písčité. Pokud se agregáty nerozpadly ani po 5 min prosévání v roztoku, podpořil se jejich rozpad

mechanicky pomocí skleněné tyčinky. Zůstatek na sítu (částice pouze o velikosti větší než 0,25 mm) byl opět vysušen a zvážen.

Snaha dokázat závislost stability agregátů na vlhkosti půdy při přemrznutí vedla k testování dvou sad vzorků – vzorky vyschlé na vzduchu (24 hod) a vzorky o počáteční vlhkosti. Sady vzorků z každé lokality byly umístěny do uzavřených plastových dóz a podrobeny určitému počtu mrazových cyklů. Každý vzorek byl vyhotoven ve 3 opakováních.

Při volbě charakteristik mrazového cyklu byla snaha kopírovat přírodní podmínky. Délka jednoho cyklu byla stanovena na 24 hod. Vzorky byly vystaveny teplotě -5 °C 12 hod a dalších 12 hod teplotě +5 °C. Změna stability agregátů byla určována po 4, 5, 6, a 7 24hod cyklech. Po jednotlivých počtech cyklů byla provedena agregátová analýza pomocí metody mokrého prosévání. Výsledkem bylo procento stabilních půdních makroagregátů WSA ve vodním prostředí:

$$WSA = 100 * \frac{M_2 - M_3}{W - (M_3 - M_1)} \quad (8)$$

WSA...	procento půdních agregátů stabilních ve vodě [%]
M <sub>1</sub> ...	hmotnost misky [g]
M <sub>2</sub> ...	hmotnost misky, stabilních agregátů a písku [g]
M <sub>3</sub> ...	hmotnost misky a písku [g]
W...	navážka vzorku [g]

#### ***Agregátová analýza metodou suchého prosévání***

Vzhledem k neuspokojivým výsledkům plynoucím z první volené metody, byl výzkum doplněn o agregátovou analýzu na sadě standardních plochých sít. Nejvíce konzistentní metoda (Chepil, 1962 in Kemper et Rosenau, 1986), využívající rotačních sít byla nahrazena použitím plochých sít s dostatečně malou navázkou. Ze vzorků vysušených na vzduchu byly odděleny půdní agregáty frakce 1 – 2 mm. Navážky 50 g byly podrobeny stejnému počtu mrazových cyklů jako v případě mokrého prosévání (0, 4, 5, 6, a 7 24hod cyklů). Následně byly prosévány přes síta o průměru ok 1 a 0,5 mm po dobu 5 min s amplitudou 0,1 mm (López et al., 2007). Zvážením zůstatků na sítěch byl určen procentuální úbytek stabilních makroagregátů. Zůstatek na 1 mm síť byl opětovně vystaven dalším mrazovým cyklům. Agregátová analýza suchým proséváním je na rozdíl od mokrého

prosévání metodou nedestruktivní. Půdní vzorek o počáteční hmotnosti 50 g je tedy opakovaně proséván po určitém množství mrazových cyklů. V případě mokrého prosevu je v průběhu analýzy vzorek zničen a pro každou z analýz je proto potřeba použít duplikát. Výsledkem agregátové analýzy suchým proséváním bylo procento na vzduchu stabilních půdních agregátů SAS:

$$\text{SAS} = 100 * \frac{\text{SA}}{\text{SA} + \text{NA}} \quad (9)$$

kde SAS... procento půdních agregátů stabilních na vzduchu [%]  
SA... hmotnost stabilních agregátů [g]  
NA... hmotnost nestabilních agregátů [g]

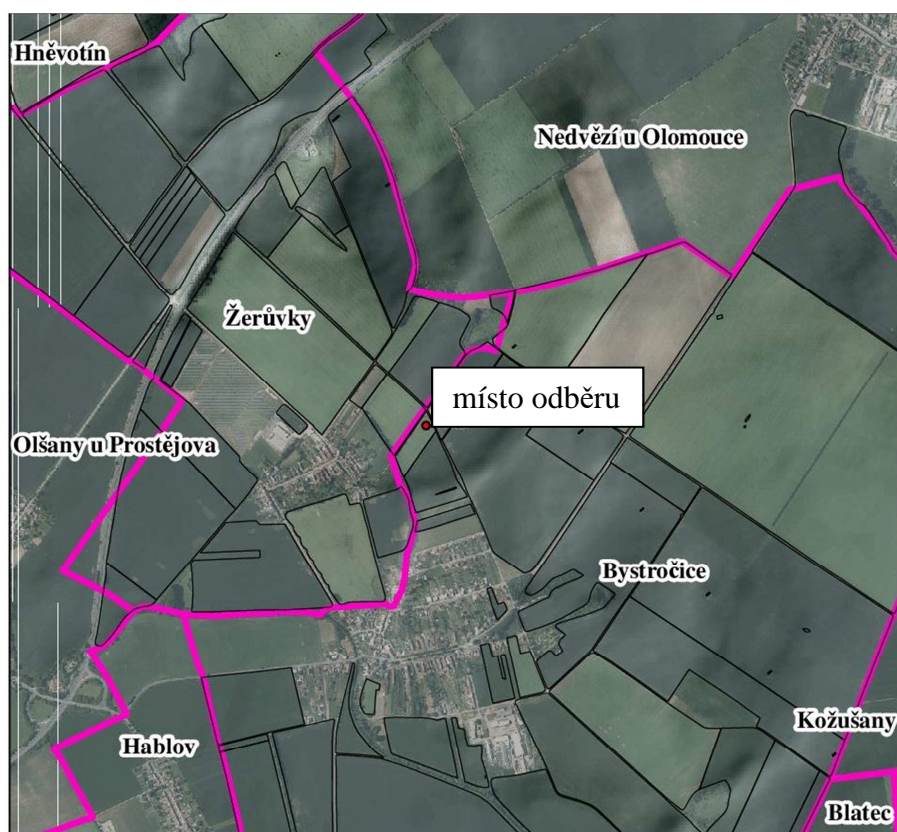
### ***Smyková pevnost svrchní vrstvy půdy***

Z každé lokality byly odebrány neporušené půdní vzorky povrchové vrstvy půdy sadou 5 Kopeckého válečků v termínu na konci července 2013. Smyková pevnost byla stanovena pomocí kapesního měřiče smykového napětí bezprostředně po odběru a následně po jednotlivých mrazových cyklech. Vzorky byly opatřeny víčky tak, aby se zamezilo výparu a udržely si počáteční vlhkost.

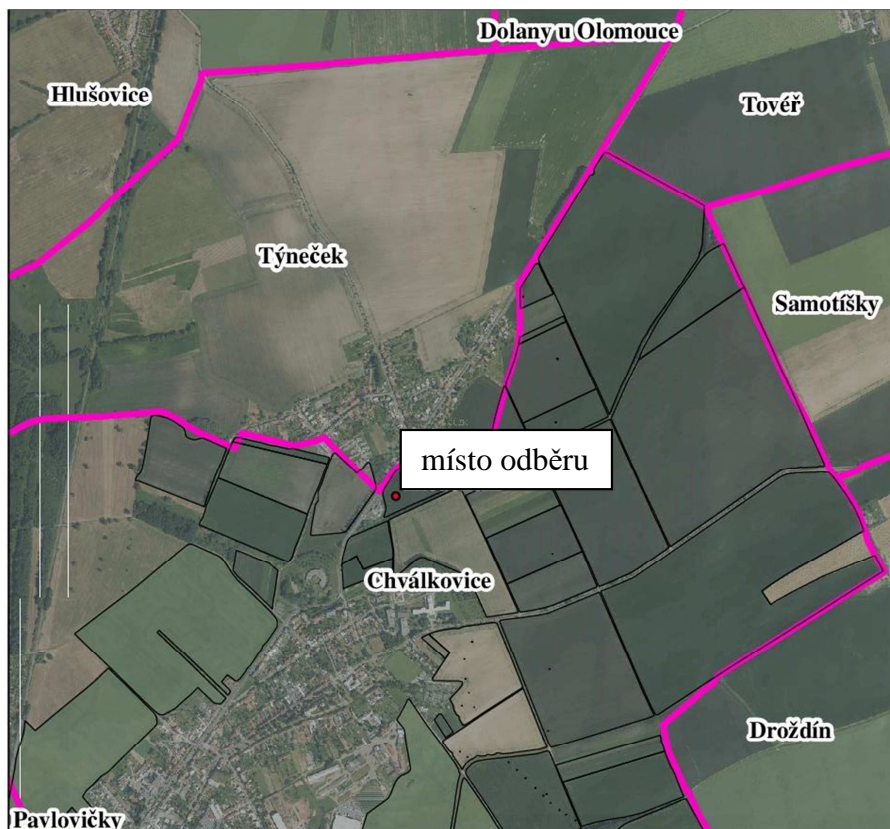
## 5.9.2 Sledování změn stability půdních agregátů v 2. roce výzkumu

Druhý rok byly ke zkoumání ex situ odebrány porušené půdní vzorky ve čtyřech lokalitách: Bystročice, Chválkovice, Véska u Olomouce a Bystrovany. Lokality Chválkovice, Bystrovany a Bystročice se nachází v teplém, mírně suchém klimatickém regionu T3. Lokalita Véska u Olomouce spadá do mírně teplého, mírně vlhkého klimatického regionu MT2. Odběr byl proveden na konci vegetačního období v první polovině července 2014 před sklizní. Na všech lokalitách byla vyseta ozimá obilovina, která v průběhu zimního období tvoří pouze sporadické krytí půdního povrchu.

Hloubka odběru byla zvolena co nejmenší. Odebírána byla pouze svrchní vrstva půdy bez vegetačního pokryvu do hloubky cca 2,5 cm.



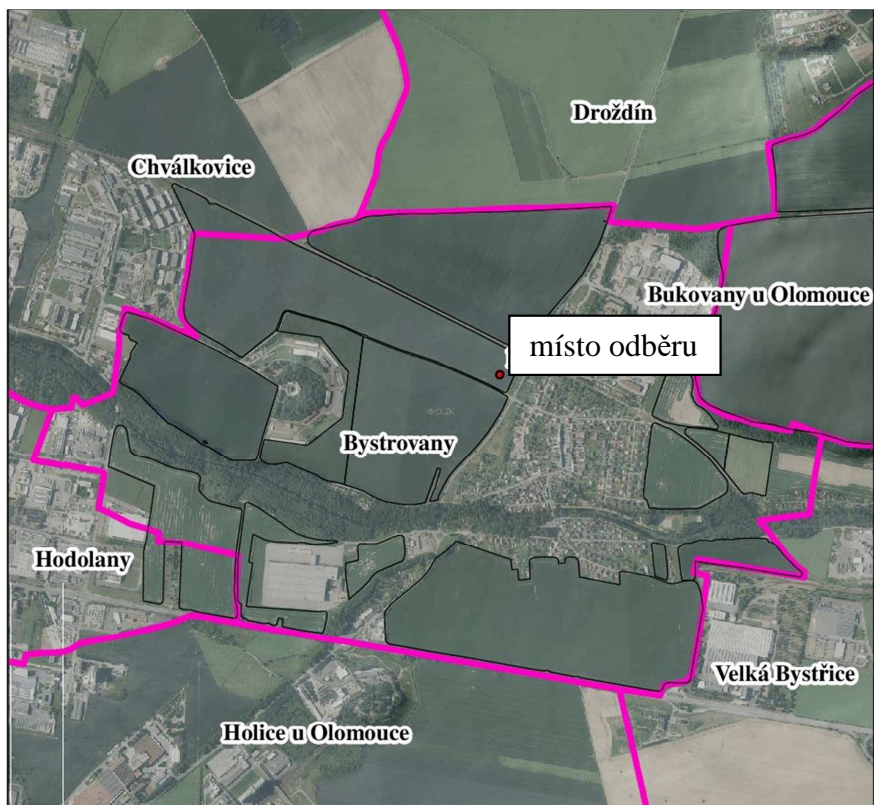
Obr. 41 Půdní odběry v k.ú. Bystročice 9. 7. 2014



Obr. 42 Půdní odběry v k.ú. Chválkovice 9. 7. 2014



Obr. 43 Půdní odběry v k.ú. Véska u Olomouce 9. 7. 2014



Obr. 44 Půdní odběry v k.ú. Bystrovany 9. 7. 2014

### ***Vybrané charakteristiky půdy v zájmových lokalitách***

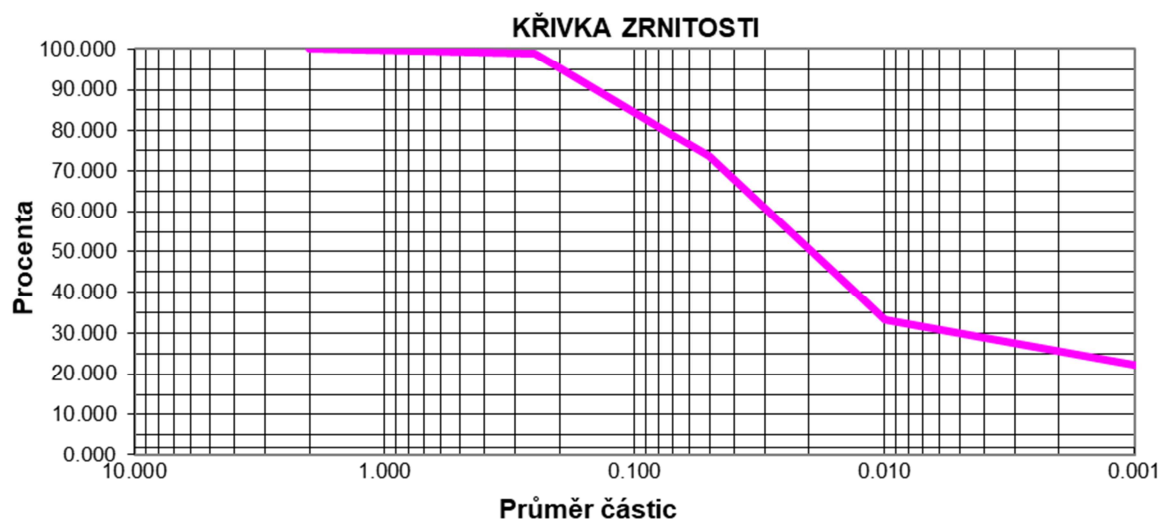
Ve všech čtyřech lokalitách se vyskytovaly středně těžké hlinité půdy. Zrnitostní složení zemin bylo stanoveno pipetovací metodou. Zatřídění zemin do zrnitostní kategorie bylo provedeno podle Nováka. Měrná hmotnost byla stanovena pomocí pyknometrů a momentální vlhkost gravimetrickou metodou.

Pipetovací metoda se považuje za nejpřesnější metodu pro stanovení obsahu jemných frakcí obsažených v suspenzi. Používá se pro zrna o průměru  $< 0,05$  mm (frakce prachová a jílová). Jedná se o metodu neopakované sedimentace. Ze suspenze o známé koncentraci odebíráme pipetou v určitém čase vzorek o malém objemu z hloubky, která odpovídá sedimentační dráze příslušné frakce. V odebraném vzorku suspenze se zjistí hmotnost pevného podílu a jeho obsah se přepočítá na celkové množství obsažené v suspenzi. Jedná se o extrapoláční metodu.



### Bystročice

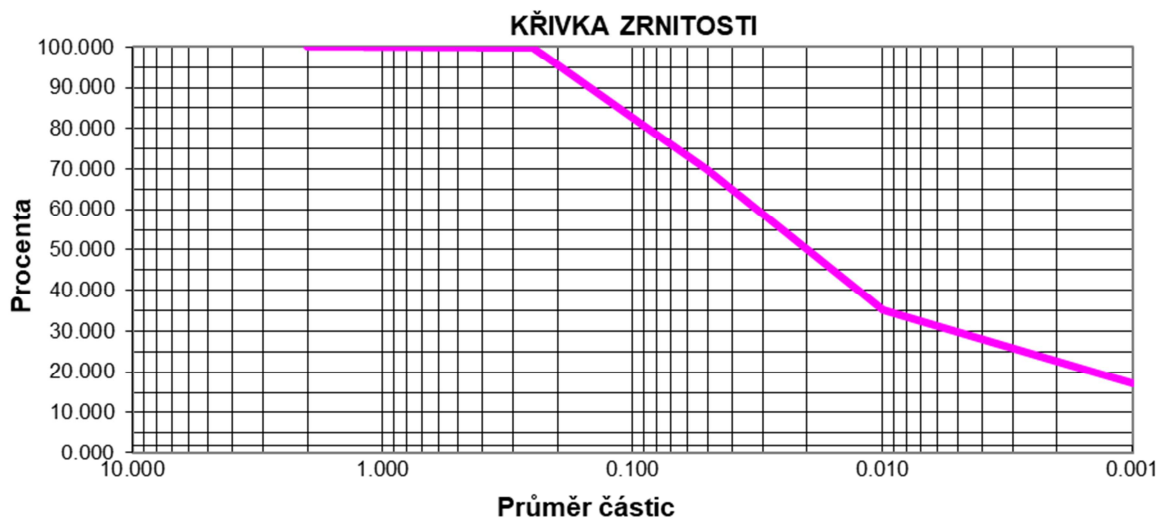
Místo odběru se nachází v řepářské výrobní oblasti, na jihozápadně exponovaném velice mírném svahu o sklonu 1,5 % v nadmořské výšce 222 m n. m.. Genetickým půdním představitelem je černozem modální, půdotvorným substrátem je spraš nebo karpatský flyš. Jedná se o velmi hluboké bezskeletovité půdy. Základní půdní druh: středně těžká hlinitá půda. Plocha obdělávaná klasicky (orba do hloubky 22 cm). V době odběru výskyt ozimé obiloviny. Měrná hmotnost dosahovala hodnoty  $2,67 \text{ g.cm}^{-3}$ .



*Obr. 45 Křivka zrnitosti pro svrchní vrstvu půdy v lokalitě Bystročice*

### Chválkovice

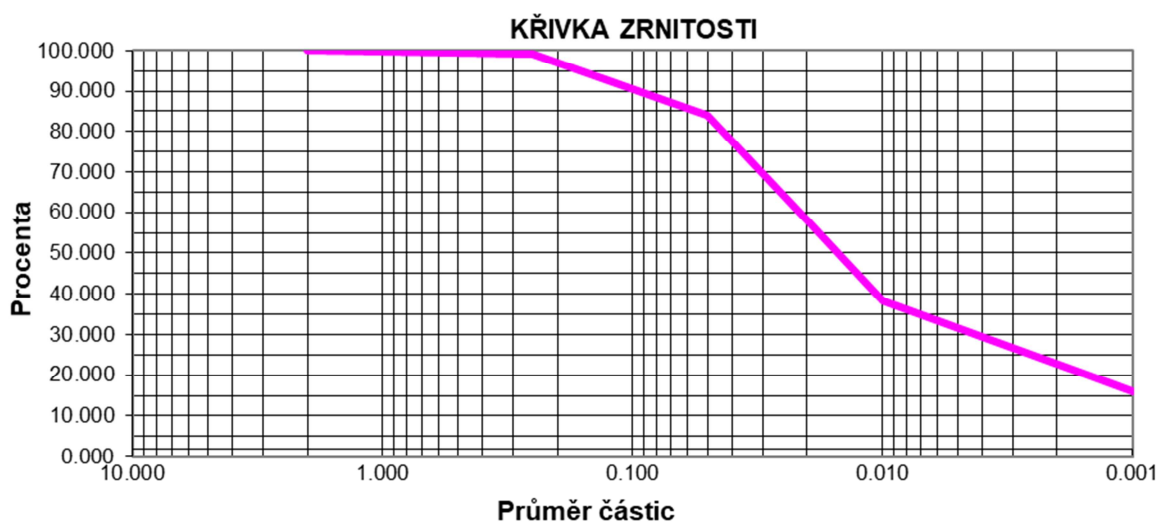
Místo odběru se nachází v řepařské výrobní oblasti na rovině v nadmořské výšce 217 m n. m.. Genetickým půdním představitelem je černice pelická glejová, půdotvorným substrátem jsou nivní uloženiny, jíly a slíny. Jedná se o hluboké půdy bez skeletu s nepříznivými vláhovými poměry. Základní půdní druh: středně těžká hlinitá půda. Plocha obdělávaná klasicky (orba do hloubky 22 cm). V době odběru výskyt ozimé obiloviny. Měrná hmotnost dosahovala hodnoty  $2,67 \text{ g.cm}^{-3}$ .



Obr. 46 Křivka zrnitosti pro svrchní vrstvu půdy v lokalitě Chválkovice

### Véska u Olomouce

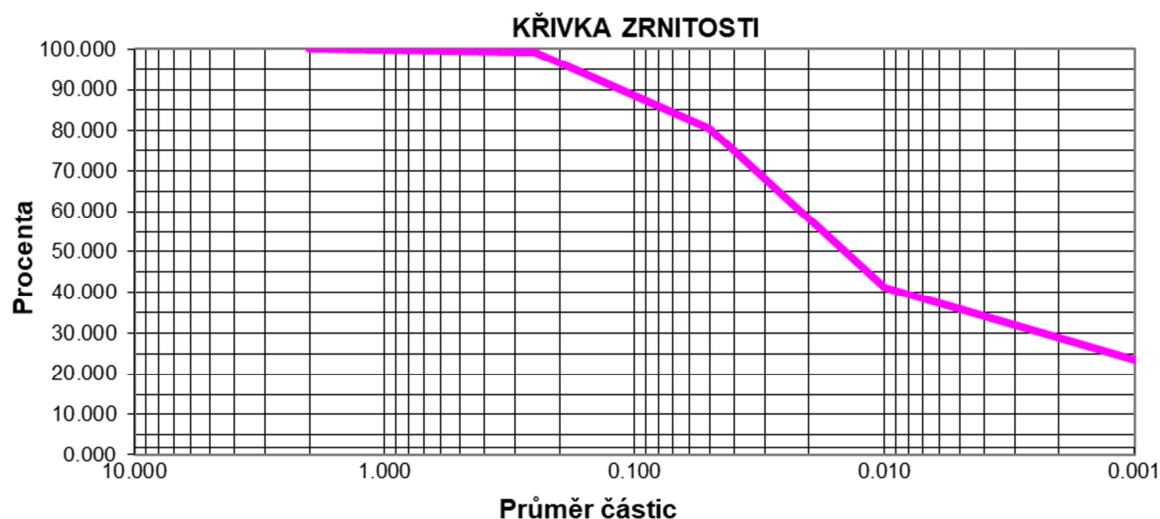
Místo odběru se nachází v řepářské výrobní oblasti na západně exponovaném svahu o sklonu 4 % v nadmořské výšce 366 m n. m.. Genetickým půdním představitelem je kambizem modální, půdotvorným substrátem jsou břidlice. Jsou to středně hluboké až hluboké půdy eubazické až mezobazické, středně skeletovité, s dobrou vodní kapacitou. Základní půdní druh: středně těžká hlinitá půda. Plocha obdělávaná klasicky (orba do hloubky 22 cm). V době odběru výskyt ozimé obiloviny. Měrná hmotnost dosahovala hodnoty  $2,61 \text{ g.cm}^{-3}$ .



*Obr. 47 Křivka zrnitosti pro svrchní vrstvu půdy v lokalitě Véska u Olomouce*

### Bystrovany

Místo odběru se nachází v řepářské výrobní oblasti na velice mírném severovýchodně exponovaném svahu o sklonu 1 % v nadmořské výšce 227 m n. m.. Genetickým půdním představitelem je kambizem s mírně těžším půdotvorným substrátem. Jedná se o hluboké, slabě skeletovité půdy. Základní půdní druh: středně těžká hlinitá půda. Plocha obdělávaná klasicky (orba do hloubky 22 cm). V době odběru výskyt ozimé obiloviny. Měrná hmotnost dosahovala hodnoty  $2,62 \text{ g.cm}^{-3}$ .



Obr. 48 Křivka zrnitosti pro svrchní vrstvu půdy v lokalitě Bystrovany

### ***Simulace mrazových cyklů a stanovení stability půdních agregátů metodou mokrého prosévání***

Snaha dokázat závislost agregátové stability na půdní vlhkosti při průběhu mrazových cyklů vedla k testování 3 sad půdních vzorků: na vzduchu vysušené půdní vzorky (24 h), půdní vzorky ovlhčené na „polní vodní kapacitu“ a plně saturované vzorky. Každý vzorek byl testován ve třech opakováních.

Počáteční vlhkost a vodostabilita půdních agregátů byly stanoveny bezprostředně po odběru. Frakce 1 – 2 mm byla separována pomocí sady plochých sít po vysušení vzorků na vzduchu po 24 hod. Na vzduchu vysušené vzorky (frakce 1 – 2 mm) byly nasypány do plastových alternativ Kopeckého válečků na dně zakrytých textilií a shora opatřenými aluminiovou fólií pro zabránění výparu. Dvě sady vzorků byly namáčeny ve vodě po 24 hod, poté byly odsávány na filtračních papírech 30 min (pro dosažení ovlhčení na maximální vodní kapacitu) a 2 hod (pro dosažení ovlhčení na „polní vodní kapacitu“). Ovlhčené i vysušené

vzorky byly zabaleny do aluminiové fólie pro zabránění evaporace nebo ovlhčení vzorku v důsledku vzdušné vlhkosti.

Charakteristiky mrazového cyklu byly zachovány. Délka jednoho cyklu byla 24 hod. Vzorky byly vystaveny teplotě  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$  12 hod a dalších 12 hod teplotě  $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$  stejně jako v prvním roce. Změna stability agregátů byla určována po 1, 2, 3, 7, 14, 21 a 28 24hod cyklech. Metodika mokrého prosévání byla zachována a použita stejným způsobem jako v prvním roce výzkumu.

## 5.10 Interpolace hodnot sněhových charakteristik v prostředí GIS

Pro výzkum a modelování procesů akumulace a tání sněhu je klíčová znalost množství vody akumulované ve sněhové pokrývce. Určení tohoto množství není ovšem s ohledem na prostorovou variabilitu charakteristik sněhové pokrývky vůbec jednoduché. Údaje o sněhové pokrývce v posledních 20 letech byly získány z 18 meteorologických stanic ČHMÚ v rámci zájmových povodí Dyje a Svatky.

Pro interpolaci erozního potenciálu sněhu, který měl charakter bodových měření, bylo využito nástrojů GIS. Obecnou výhodou interpolace v prostředí GIS je možnost snadnější implementace vlivu dalších faktorů na interpolovanou veličinu. Pomocí mapové algebry byl zohledněn vliv nadmořské výšky. Pro správný popis prostorového rozložení  $m^*h$  v rámci zájmových povodí byla použita zjednodušená interpolační metoda orografické interpolace (ORO). Za tímto účelem byla mezi erozním potenciálem a nadmořskou výškou v obou zájmových povodích odvozena polynomická regresní rovnice a koeficient determinace. Regresní koeficient v případech obou povodí dosahoval hodnot vyšších než 0,93 a ukazuje tak na signifikantní závislost mezi závislou ( $m^*h$ ) a nezávislou (nadmořská výška) proměnnou.

Zjednodušená metoda ORO aplikovaná na zájmová povodí spočívá v dosazení digitálního modelu terénu (DMT jako nezávisle proměnné  $x$ ) do regresní rovnice odvozené pro dané zájmové povodí. DMT byl upraven pomocí hydrologické korekce (nástrojem „Fill“ softwaru ArcGIS) do podoby „vyhlazeného“ (hydrologicky korektního) rastru o velikosti gridu 1 km x 1 km.

## 5.11 Posouzení míry ohrožení vybraných území ČR erozí z tání sněhu

V rámci ČR došlo k posouzení větších územních celků vždy pouze z hlediska jednotlivých faktorů, které erozi z tání sněhu ovlivňují. Pro plošné posouzení ohroženosti území ČR erozí z tání sněhu se zahrnutím všech faktorů Zacharovy rovnice pomocí nástrojů GIS byla vybrána klimaticky odlišná povodí Svatky a Dyje. Pro vyhodnocení ohrožení erozí z tání sněhu v rámci zájmových území (části povodí III. řádu 4-17-01 Dyje od Svatky po ústí a 4-15-01 Svatka po Svitavu) byla použita data ČHMÚ, Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy, v.v.i. (dále jen VÚMOP) a Českého statistického úřadu (dále jen ČSÚ). Pro stanovení míry eroze z tání sněhu byla vybrána intenzivně zemědělsky využívaná povodí, která se významně liší hodnotou erozního potenciálu sněhu.

Množství vody  $h$  [cm], vzniklé v období tání, bylo určeno z týdenních hodnot vodní hodnoty sněhu  $SVH$  a denních údajů o celkové výšce sněhové pokrývky.

Průměrná rychlost tání  $m$  [mm.den<sup>-1</sup>] byla určena jako podíl množství tavné vody  $h$  a počtu dní, kdy došlo k nejintenzivnějšímu tání (obvykle 10 až 20 dní) vynásobený 100.

Faktory  $m$  a  $h$  souhrnně označované jako erozní potenciál sněhové pokrývky nahrazují  $R$  faktor erozní účinnosti deště z rovnice USLE. Hodnoty erozního potenciálu sněhu z jednotlivých meteorologických stanic byly interpolovány na plochu celého zájmového území.

Dle dostupných dat o promrznutí půdy na meteorologických stanicích byl stanoven faktor odtoku  $k$  (odtokový koeficient) [-] následujícím postupem. Hodnota odtokového koeficientu v období tání sněhu, kdy byla půda nasycena vodou, byla uvažována 0,5. Dále byla hodnota faktoru odtoku násobena číslem z intervalu 1,5 až 3,0 podle stavu promrznutí půdy s ohledem na možnost infiltrace vody do půdy a náchylnosti půdy k erozi. Pokud byla půda v období tání sněhu nepromrzlá, byla zvolena hodnota 1,5, v případě plně promrzlé půdy hodnota 2,0. V případě stavu, kdy se nad promrzlou vrstvou půdy nacházela rozmrzlá vrstva, byla zvolena hodnota 3,0. Závislost mezi stavem promrznutí půdy (respektive faktorem odtoku) a nadmořskou výškou nebyla prokázána. Pro účely této práce byla stanovena průměrná hodnota faktoru odtoku  $k$  z dostupných dat a konstantně použita v plošném výpočtu erozního smyvu.

$K$  faktor erodovatelnosti půd byl stanoven podle hlavních půdních jednotek na základě znalosti BPEJ.

Topografický LS faktor byl stanoven metodou USLE2D na podkladu digitálního modelu terénu vytvořeného softwarem ArcGIS nástrojem „Topo to raster“ na vstupních datech ZABAGED.

*P* faktor vlivu ochranných opatření byl uvažován o hodnotě 1.

*C* faktor byl počítán pro jednotlivé plodiny v mimovegetačním období v daných zájmových povodích dle metodiky USLE a následně byla stanovena jeho průměrná hodnota pro ornou půdu v rámci zájmových povodí na základě zjištěného zastoupení jednotlivých plodin v dotčených krajích (zdroj ČSÚ).

Tab. 5 Zastoupení plodin na orné půdě v Jihomoravském kraji v letech 2002 – 2016 (zdroj ČSÚ)

Jihomoravský kraj		31.5.02	31.5.03	31.5.04	31.5.05	31.5.06	31.5.07	31.5.08	31.5.09	31.5.10	31.5.11	31.5.12	31.5.13	31.5.14	31.5.15	31.5.16	Průměr 2002 - 2016	
Osevní plochy (ha)	<b>Obiloviny</b>	203881	191697	216799	214939	214189	223156	221491	218926	210164	216655	210925	208124	208568	204576	197562	<b>210 777</b>	
	z toho	pše nice	115291	81 465	117505	110167	109857	113177	111427	117434	114685	118304	114690	111034	115242	114129	118075	
		žito	1 487	2 192	3 166	2 745	1 469	2 677	3 358	2 434	1 973	1 761	2 261	3 563	2 081	2 039	1 987	
		ječ men	55 994	73 157	58 775	64 063	63 986	63 322	58 235	55 916	45 166	42 274	41 148	38 374	39 789	40 873	35 844	
	<b>Luskoviny</b>	3 555	4 676	4 609	5 636	5 749	5 136	4 372	5 976	6 067	4 056	3 990	2 991	3 467	5 839	5 890	<b>4 801</b>	
	<b>Brambory</b>	2 189	2 022	2 610	2 664	1 821	2 114	2 175	1 948	1 719	1 928	1 637	1 511	1 772	1 418	1 538	<b>1 938</b>	
	<b>Cukrovka technická</b>	8 791	9 664	9 132	8 284	6 672	5 331	5 399	4 855	4 746	5 134	5 091	5 475	5 417	4 837	5 390	<b>6 281</b>	
	<b>Řepka</b>	34 509	14 725	16 806	14 843	17 219	23 836	28 128	30 727	33 538	35 191	39 619	41 808	39 231	35 273	41 545	<b>29 800</b>	
	<b>Pícniny na orné půdě - seno</b>	42 066	40 351	37 037	36 440	34 087	32 797	31 581	31 053	30 251	30 900	34 252	36 695	38 160	40 539	42 277	<b>35 899</b>	
	<b>Kukuřice na zeleno a na siláž</b>	18 930	17 223	16 415	15 474	14 013	13 710	13 786	12 832	12 816	13 136	16 010	18 015	19 130	21 241	21 734	<b>16 298</b>	
<b>Celkem</b>	<b>305 793</b>																	
<b>C<sub>NO</sub></b>		<b>0.52</b>																



Tab. 6 Zastoupení plodin na orné půdě v kraji Vysočina v letech 2002 – 2016 (zdroj ČSÚ)

Kraj Vysočina		31.5.02	31.5.03	31.5.04	31.5.05	31.5.06	31.5.07	31.5.08	31.5.09	31.5.10	31.5.11	31.5.12	31.5.13	31.5.14	31.5.15	31.5.16	průměr 2002 - 2016	
Osevní plochy (ha)	<b>Obiloviny</b>	166377	160542	164004	157875	148409	149458	149501	151868	147874	147075	144197	142801	138178	136466	130853	<b>149 032</b>	
	z toho	pš nice	75070	60276	71577	67699	58815	67910	68147	72308	70347	75160	73200	74721	73230	72087	73548	
		žito	8708	9520	11685	9454	3360	6690	7730	7395	5924	5116	5374	6341	4965	3732	3260	
		ječ men	65609	71405	61364	64615	71907	59869	58609	56576	55162	50679	49314	46052	45650	47934	42625	
	<b>Luskoviny</b>	4848	4379	4018	4974	5147	4187	3298	5143	3937	3232	2786	2327	2618	3645	3269	<b>3 854</b>	
	<b>Brambory</b>	13289	12570	11890	11309	10189	10811	10242	10226	9705	9448	8502	8301	8540	8262	8302	<b>10 106</b>	
	<b>Cukrovka technická</b>	404	422	206	182	216	214	151	167	195	212	219	297	306	294	335	<b>255</b>	
	<b>Řepka</b>	38788	30965	32585	31162	32755	36562	37756	38218	39694	39434	42302	42932	40167	37550	40863	<b>37 449</b>	
	<b>Pícniny na orné půdě - seno</b>	76421	74595	73758	73603	72761	69019	67585	66267	68121	71633	73546	73995	76554	78779	83231	<b>73 325</b>	
	<b>Kukuřice na zeleno a na siláž</b>	30581	29604	30286	30601	29751	27443	28734	29336	29077	32183	34852	35598	38934	38415	41156	<b>32 437</b>	
<b>Celkem</b>	<b>306 456</b>																	
<b>C<sub>NO</sub></b>	<b>0.46</b>																	

Tab. 7 Hodnoty mimovegetačního C-faktoru stanovené pro jednotlivé plodiny a vybrané kraje

plodina	kraj	mimovegetační C-faktor dle USLE
ozimé obiloviny, řepka	JM, V	0.489
jarní obiloviny, řepka	Jihomoravský	0.662
	Vysočina	0.658
kukuřice	Jihomoravský	0.731
	Vysočina	0.700
pícniny	JM, V	0.02
tráva	JM, V	0.005

Průměrná hodnota C faktoru pro ornou půdu v zájmovém povodí Svratky byla stanovena 0,48, pro povodí Dyje nabývala hodnoty 0,52.

## 6 VÝSLEDKY A DISKUZE

### 6.1 Změny charakteristik sněhové pokrývky v posledních desetiletích a míra ohrožení erozí z tání sněhu v povodí Svratky a Dyje

V rámci povodí Svratky a Dyje byly posouzeny charakteristiky sněhu, vývoj teplot v průběhu zimních období a erozní potenciál sněhu. Byla zpracována meteorologická data z 18 stanic ČHMÚ z let 1997 - 2017. Vyhodnocením se ukázalo, že nejčastěji k událostem hlavního tání dochází v měsíci únoru. Vysokou četnost výrazného tání sněhu vykazují dále měsíce leden a březen.

Tab. 8 Četnost událostí hlavního tání sněhu v jednotlivých měsících

měsíc	četnost událostí hlavního tání
listopad	13
prosinec	28
leden	71
<b>únor</b>	<b>117</b>
březen	71
duben	6

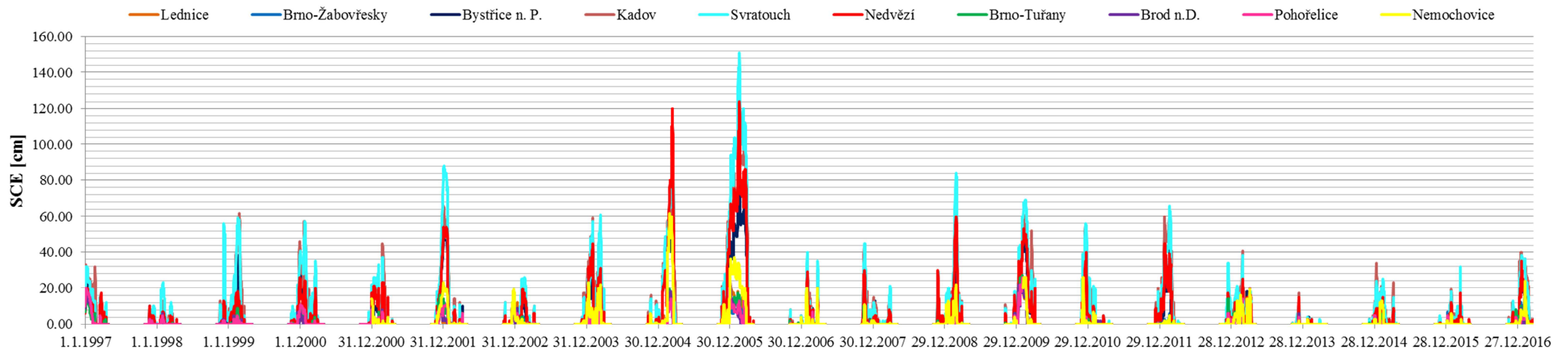
V následující tabulce jsou uvedeny průměrné celkové výšky sněhové pokrývky pro jednotlivá zimní období od roku 1996.

Tab. 9 Průměrné výšky sněhové pokrývky v letech 1997 – 2017 v zájmových povodích

zima	průměrná výška sněhové pokrývky SCE								
	Staré Hutě	Ždánice	Kobylí	Lednice	Brno - Žabovřesky	Tišnov	Velká Bíteš	Bystřice nad Pernštejnem	Olešnice
1996/1997	8.52	3.78		4.23	4.26		7.33	7.63	9.47
1997/1998	1.59	0.38		0.26	0.24		0.45	0.81	0.81
1998/1999	2.65	1.46		0.44	0.61		1.86	4.84	3.22
1999/2000	5.88	3.12		0.51	1.81		3.92	7.74	6.41
2000/2001	1.70	0.33		0.27	0.48		2.22	3.12	1.49
2001/2002	7.12	3.50		0.97	2.52		5.39	10.13	7.03
2002/2003	2.66	1.36		0.90	1.37		1.86	2.63	1.69
2003/2004	3.83	2.60		1.34	1.17		3.77	7.12	5.73
2004/2005	9.57	2.78		2.09	1.78		6.86	12.76	10.01
2005/2006	12.41	7.46		6.40	4.25		12.51	29.92	25.18
2006/2007	1.24	0.39		0.31	0.45		1.02	1.39	1.13
2007/2008	1.13	0.38		0.00	0.16		1.00	2.69	1.80
2008/2009	3.44	2.41	1.33	1.04	1.20		2.03	4.65	4.44
2009/2010	8.67	4.03	4.87	4.32	5.23		9.69	11.91	12.33
2010/2011	3.28	1.70	1.17	1.16	0.88	2.86	2.58	3.26	3.97
2011/2012	1.30	0.15	0.01	0.02	0.15	1.63	0.59	5.31	7.31
2012/2013	5.89	2.66	1.13	1.43	1.98	4.92	2.72	4.07	4.62
2013/2014	0.29	0.03	0.00	0.01	0.02	0.35	0.24	0.48	0.38
2014/2015	2.95	1.03	0.23	0.10	0.20	1.24	0.85	1.71	1.73
2015/2016	0.51	0.27	0.08	0.08	0.32	0.73	0.19	0.84	0.64
2016/2017	3.23	1.97	0.90	0.46	2.23	3.84	3.08	4.80	3.62

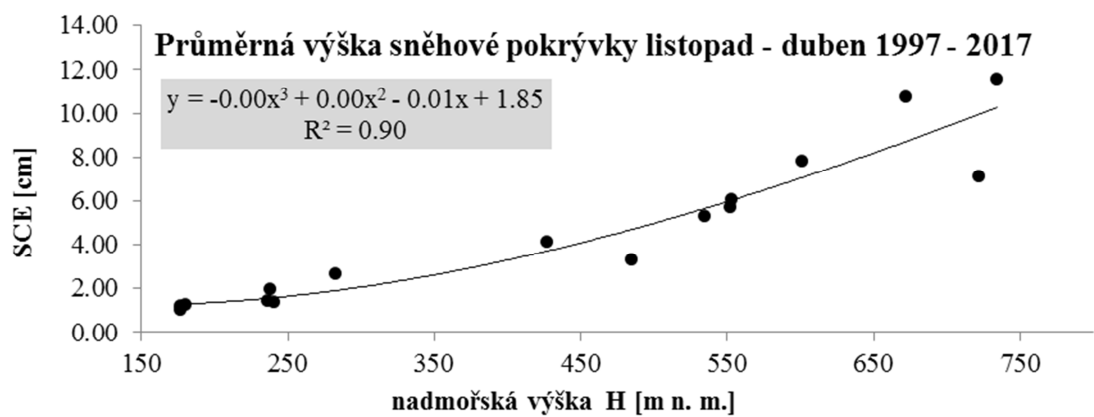
průměrná výška sněhové pokrývky SCE									
zima	Nedvězí	Kadov	Svratouch	Polička	Pohořelice	Brno - Tuřany	Brod nad Dyjí	Nové Město na Moravě	Nemochovice
1996/1997	6.08	12.01	10.06	8.66	4.51	3.07	3.78	10.52	
1997/1998	1.31	1.91	3.49	1.97	0.27	0.19	0.23	1.28	
1998/1999	3.20	13.12	12.34	4.56	0.35	0.59	0.30	9.92	
1999/2000	4.80	11.84	11.96	6.29	1.74	1.04	0.70	9.74	
2000/2001	4.59	7.10	7.28	3.67	0.44	0.44	0.40	4.36	0.99
2001/2002	10.90	14.04	18.31	7.01	2.44	2.55	1.26	11.83	4.46
2002/2003	3.14	4.06	4.98	3.27	1.19	1.15	0.96	3.59	1.34
2003/2004	9.35	13.79	14.20	9.66	0.93	1.08	1.26	8.93	3.54
2004/2005	16.91	18.65	19.12	9.91	1.64	2.08	2.17	15.28	8.28
2005/2006	41.03	46.78	57.66	27.67	3.92	4.96	3.68	34.99	12.49
2006/2007	1.92	3.12	3.13	1.34	0.36	0.46	0.39	1.80	0.99
2007/2008	2.44	5.13	4.94	2.51	0.04	0.14	0.13	4.04	0.46
2008/2009	7.73	10.31	12.13	6.61	0.75	1.17	0.56	5.96	2.31
2009/2010	12.63	16.76	17.43	10.28	4.90	4.81	4.22	12.44	3.38
2010/2011	3.64	7.65	8.83	4.67	0.81	0.96	0.73	6.14	1.38
2011/2012	7.46	14.74	12.41	2.62	0.05	0.18	0.03	7.40	0.10
2012/2013	4.62	8.18	7.64	4.06	1.30	1.64	1.06	5.39	2.13
2013/2014	0.39	0.67	0.71	0.14	0.03	0.03	0.04	0.55	0.05
2014/2015	1.43	4.58	4.31	1.49	0.17	0.30	0.20	3.48	1.21
2015/2016	1.16	1.76	2.28	0.59	0.14	0.20	0.15	0.96	0.14
2016/2017	4.69	9.27	8.59	4.04	1.10	1.75	0.52	6.66	1.68

Vývoj výšky sněhové pokrývky v průběhu let 1997 - 2017

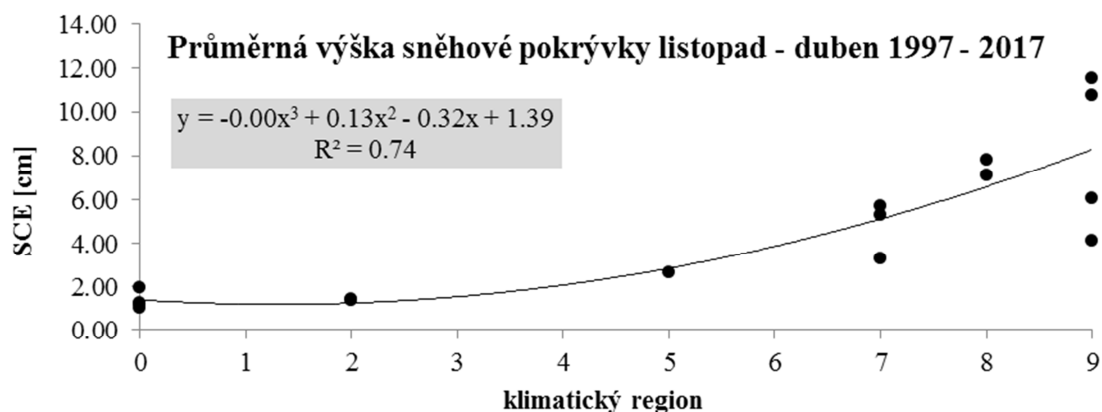


Graf 1 Vývoj celkové výšky sněhové pokrývky v letech 1997 - 2017 v zájmových povodích

Z výše uvedeného grafu vyplývá snížení hodnot celkové výšky sněhové pokrývky v posledních letech. Změna je zřejmá především u chladnějších oblastí s nejvyššími hodnotami SCE. Výzkum byl započat v roce 2012, po zimních obdobích s nepříznivými hodnotami sněhových charakteristik z pohledu potenciálních erozních smyvů. Bohužel následující zimní období chudá na sněhové pokrývky vedla k nemožnosti sledovat výraznější erozní události in situ.

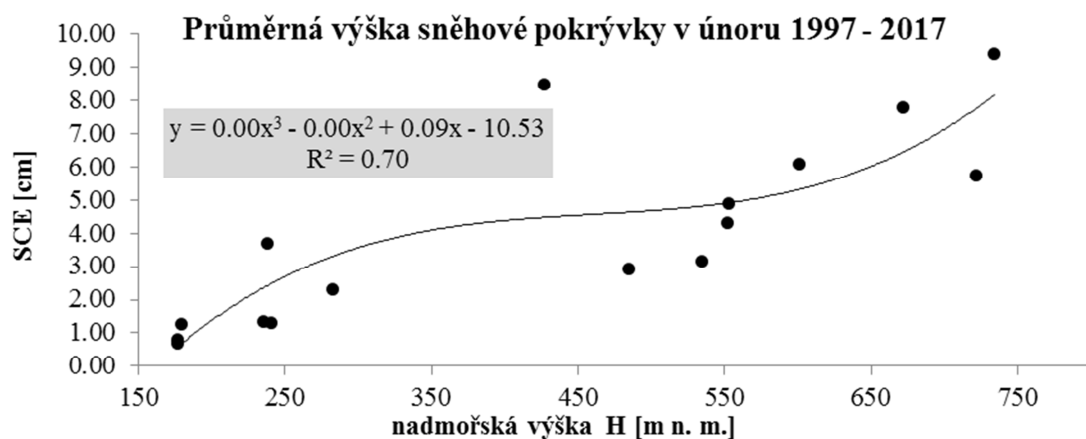


Graf 2 Závislost celkové výšky sněhové pokrývky na nadmořské výšce

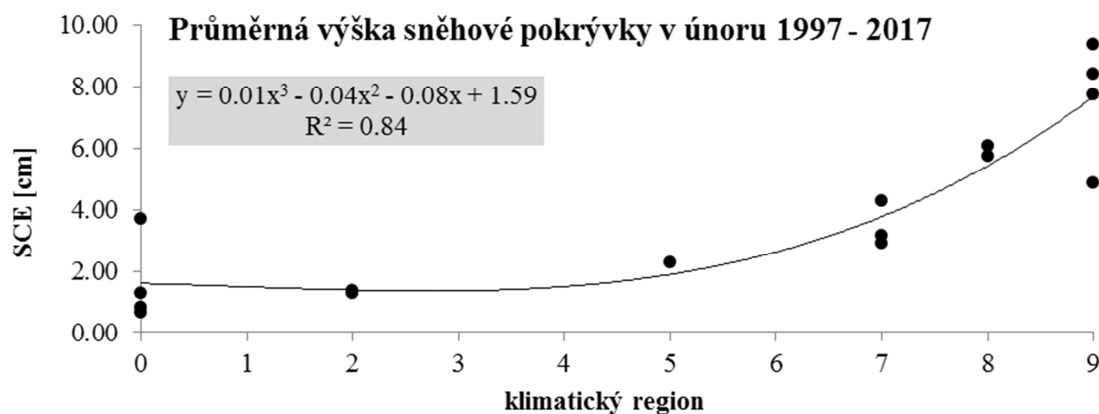


Graf 3 Závislost celkové výšky sněhové pokrývky na klimatickém regionu

Z předchozích grafů vyplývá, že celková výška sněhové pokrývky roste s nadmořskou výškou a taktéž je prokázána její závislost na klimatickém regionu. Řady byly proloženy polynomičnými spojnicemi trendu a koeficient korelace nabývající hodnoty 0,95 v případě nadmořské výšky a 0,86 v případě klimatického regionu tak potvrdil vysoce průkaznou závislost.



Graf 4 Závislost výšky sněhové pokrývky na nadmořské výšce



Graf 5 Závislost výšky sněhové pokrývky na klimatickém regionu

Výše uvedené grafy prezentují průměrné celkové výšky sněhové pokrývky v měsíci únoru, ve kterém dochází k událostem výrazného tání nejčastěji. Řady byly proloženy polynomickými spojnicemi trendu. I v tomto případě byla závislost SCE na nadmořské výšce a klimatickém regionu prokázána vysokými hodnotami korelačních koeficientů (nabývaly hodnoty 0,84 v případě nadmořské výšky a 0,92 v případě klimatického regionu).

Z výše uvedeného vyplývá, že pokud roste nadmořská výška nebo numerické označení klimatického regionu, roste také celková výška sněhové pokrývky.

Následující tabulky ukazují přehled maximálních hodnot sněhových charakteristik v zájmových lokalitách v průběhu let 1996 – 2017. Z těchto hodnot byl následně stanoven průměrný erozní potenciál sněhu  $m \cdot h$  pro řešené období.



Tab. 10 Maximální výšky sněhové pokrývky, vodní hodnoty sněhu a erozního potenciálu sněhu v letech 1997 – 2017 v zájmových povodích

zima	Staré Hutě			Ždánice			Kobylí			Lednice		
	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h
1996/1997	33.00	58.50	7.96	14.00	25.00	0.83				18.00	29.60	3.25
1997/1998	15.00	22.50	12.66	6.00	6.00	0.00				7.00	5.50	0.76
1998/1999	25.00	28.00	19.60	15.00	24.90	4.15				8.00	5.00	1.25
1999/2000	39.00	84.10	50.52	18.00	30.00	3.75				6.00	8.50	0.48
2000/2001	20.00	20.00	6.67	10.00	10.50	2.63				7.00	5.00	1.25
2001/2002	35.00	58.50	12.22	18.00	34.60	8.65				8.00	14.50	0.60
2002/2003	19.00	23.70	4.01	18.00	24.00	24.00				12.00	10.00	5.00
2003/2004	43.00	34.80	8.65	20.00	24.50	8.17				16.00	14.00	2.80
2004/2005	67.00	126.40	228.24	29.00	35.60	3.24				17.00	24.00	6.40
2005/2006	37.00	71.20	18.11	31.00	52.00	1.86				23.00	54.70	4.27
2006/2007	24.00	25.10	21.00	11.00	6.30	6.30				10.00	6.00	3.60
2007/2008	18.00	14.30	6.82	14.00	10.50	3.50				0.00	0.00	0.00
2008/2009	31.00	15.10	5.70	23.00	33.80	4.83	16.00	29.20	28.42	15.00	5.50	1.51
2009/2010	40.00	85.90	35.14	28.00	33.00	1.10	28.00	60.70	61.41	24.00	0.00	0.00
2010/2011	25.00	29.10	4.70	16.00	19.70	6.57	16.00	25.60	21.85	23.00	0.00	0.00
2011/2012	18.00	17.20	4.23	5.00	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00	3.00	0.00	0.00
2012/2013	32.00	71.30	50.84	19.00	18.60	3.72	12.00	0.00	0.00	17.00	0.00	0.00
2013/2014	3.00	0.00	0.00	2.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.00	0.00	0.00
2014/2015	28.00	34.20	5.09	10.00	16.80	4.20	7.00	0.00	0.00	5.00	0.00	0.00
2015/2016	9.00	11.80	4.64	6.00	6.90	3.45	3.00	0.00	0.00	3.00	0.00	0.00
2016/2017	30.00	23.80	3.33	26.00	19.40	2.16	22.00	0.00	0.00	20.00	0.00	0.00

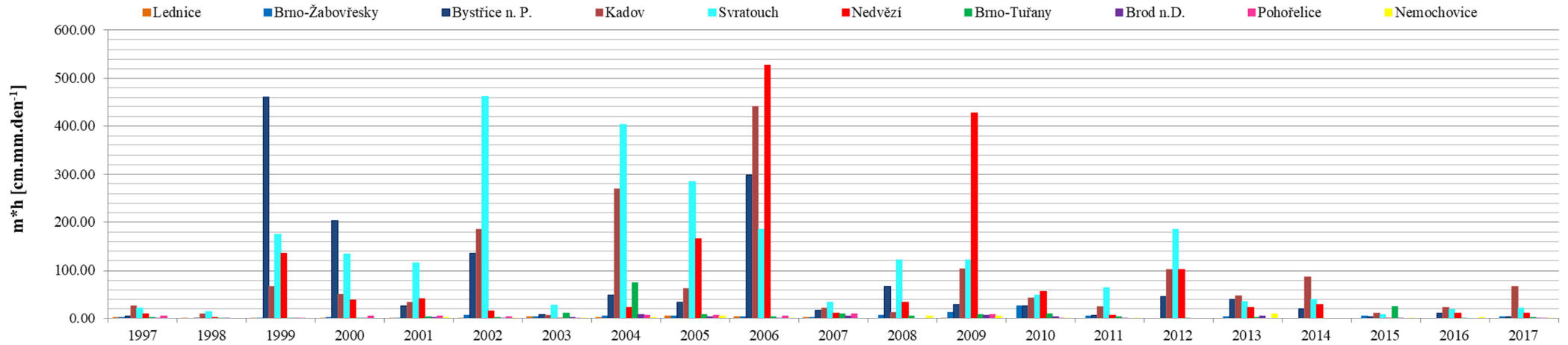
zima	Brno - Žabovřesky			Tišnov			Velká Bíteš			Bystrice nad Pernštejnem		
	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h
1996/1997	18.00	35.30	3.37				26.00	37.10	0.98	27.00	48.80	5.67
1997/1998	4.00	0.00	0.00				11.00	13.90	6.95	10.00	7.00	1.63
1998/1999	8.00	9.30	0.96				26.00	21.30	1.78	38.00	96.00	460.80
1999/2000	11.00	18.00	2.31				37.00	46.90	6.70	56.00	100.80	203.21
2000/2001	9.00	7.00	0.98				30.00	35.40	3.93	26.00	33.00	27.23
2001/2002	12.00	26.00	6.76				32.00	44.50	1.93	52.00	97.10	134.69
2002/2003	16.00	24.00	4.43				20.00	34.30	4.29	17.00	25.50	8.13
2003/2004	12.00	13.00	5.63				19.00	40.20	5.03	43.00	66.10	48.55
2004/2005	17.00	24.00	6.40				46.00	97.60	24.40	66.00	96.80	34.70
2005/2006	19.00	33.80	3.94				46.00	88.00	9.78	78.00	181.20	298.49
2006/2007	14.00	6.60	2.18				27.00	18.70	18.70	28.00	29.40	17.29
2007/2008	8.00	14.50	7.01				17.00	28.50	2.59	43.00	58.00	67.28
2008/2009	15.00	25.20	12.70				17.00	30.20	3.36	31.00	54.60	29.81
2009/2010	25.00	54.00	26.51				43.00	66.80	2.23	57.00	97.60	27.22
2010/2011	15.00	15.20	5.78	21.00	17.20	4.23	26.00	32.30	1.62	25.00	38.90	7.21
2011/2012	6.00	0.00	0.00	19.00	31.40	19.72	12.00	15.80	7.90	43.00	64.40	46.08
2012/2013	18.00	13.50	4.56	26.00	44.10	64.83	23.00	32.30	4.04	25.00	40.10	40.20
2013/2014	2.00	0.00	0.00	8.00	6.20	3.84	3.00	3.40	0.85	13.00	14.60	21.32
2014/2015	6.00	8.00	6.40	15.00	19.60	9.60	12.00	14.10	7.05	18.00	18.60	4.94
2015/2016	7.00	0.00	0.00	10.00	14.10	9.94	7.00	0.00	0.00	15.00	15.80	12.48
2016/2017	19.00	19.50	4.23	22.00	29.60	5.84	21.00	24.20	0.67	26.00	38.30	3.96

zima	Olešnice			Nové Město na Moravě			Kadov			Svratouch		
	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h
1996/1997	34.00	49.20	1.14	29.00	55.00	27.50	33.00	54.20	26.71	32.00	76.40	22.45
1997/1998	11.00	11.20	1.24	10.00	14.50	5.26	13.00	20.30	10.30	23.00	39.60	14.26
1998/1999	27.00	36.10	36.10	42.00	104.50	60.67	62.00	126.90	67.10	59.00	139.00	175.65
1999/2000	44.00	56.40	5.64	56.00	108.60	58.97	57.00	119.40	50.92	57.00	141.20	132.92
2000/2001	15.00	23.20	11.60	42.00	52.70	39.68	45.00	68.60	33.61	37.00	76.00	115.52
2001/2002	44.00	50.60	2.66	66.00	87.70	29.58	66.00	142.90	185.64	88.00	204.00	462.40
2002/2003	13.00	19.00	3.80	18.00	32.80	107.58	18.00	33.90	7.18	26.00	62.00	27.46
2003/2004	32.00	38.60	1.68	42.00	91.70	168.18	59.00	116.30	270.51	61.00	142.00	403.28
2004/2005	54.00	106.30	21.26	71.00	175.20	236.12	95.00	153.60	62.09	110.00	185.00	285.21
2005/2006	63.00	121.30	3.11	88.00	207.30	268.58	106.00	257.20	441.01	151.00	302.00	186.13
2006/2007	20.00	31.10	10.37	32.00	35.50	9.69	34.00	59.80	22.35	40.00	71.00	33.61
2007/2008	27.00	15.80	1.58	42.00	41.90	10.33	44.00	45.50	13.80	45.00	78.00	121.68
2008/2009	30.00	46.60	4.66	43.00	89.20	132.61	67.00	144.10	103.82	84.00	160.00	121.90
2009/2010	53.00	85.90	1.83	46.00	99.00	108.90	61.00	125.00	42.23	69.00	135.80	48.53
2010/2011	27.00	29.60	1.06	50.00	61.20	13.87	55.00	82.90	25.45	56.00	118.40	63.72
2011/2012	47.00	62.20	6.22	41.00	88.00	64.53	65.00	153.50	102.44	66.00	161.20	185.61
2012/2013	25.00	44.70	4.47	26.00	42.00	44.10	41.00	72.60	47.92	38.00	59.80	35.76
2013/2014	9.00	8.70	8.70	13.00	12.40	7.69	17.00	29.60	87.62	12.00	20.10	40.40
2014/2015	18.00	19.30	1.93	27.00	33.60	7.06	34.00	38.10	12.10	25.00	39.60	8.25
2015/2016	9.00	9.60	9.60	13.00	24.00	19.20	26.00	26.40	23.23	32.00	19.80	19.60
2016/2017	24.00	28.50	0.92	30.00	53.70	26.22	40.00	85.70	66.77	38.00	72.20	21.72

zima	Polička			Nedvězí			Brno - Tuřany			Brod nad Dyjí		
	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h
1996/1997	30.00	30.20	6.51	20.00	20.00	10.00	14.00	28.00	2.18	16.00	26.60	1.90
1997/1998	18.00	18.40	8.46	10.00	9.90	3.27	4.00	2.60	0.14	6.00	3.20	0.46
1998/1999	32.00	52.40	137.29	18.00	36.80	135.42	9.00	1.10	0.04	5.00	3.20	0.46
1999/2000	37.00	66.30	48.84	26.00	56.00	39.20	9.00	0.40	0.01	7.00	8.00	1.00
2000/2001	22.00	37.00	68.45	23.00	41.00	42.03	8.00	15.50	4.81	9.00	10.00	3.33
2001/2002	39.00	68.70	67.42	54.00	65.00	16.90	16.00	26.20	2.98	9.00	10.00	0.36
2002/2003	17.00	26.10	2.84	19.00	15.00	1.88	16.00	37.50	11.72	10.00	18.50	2.31
2003/2004	40.00	69.30	159.62	45.00	63.00	23.35	15.00	38.60	74.50	15.00	19.00	9.50
2004/2005	60.00	115.50	266.81	120.00	100.00	166.67	19.00	27.50	8.40	20.00	34.00	3.78
2005/2006	68.00	160.30	214.13	124.00	241.00	528.01	18.00	28.60	4.31	25.00	32.20	0.85
2006/2007	29.00	25.20	21.17	29.00	37.80	11.91	16.00	9.80	9.60	13.00	6.00	6.00
2007/2008	28.00	29.80	17.76	30.00	45.00	33.75	10.00	12.50	5.21	11.00	0.00	0.00
2008/2009	46.00	76.20	145.16	60.00	160.00	426.67	15.00	20.40	8.32	8.00	13.70	6.85
2009/2010	44.00	82.50	30.94	53.00	153.00	55.74	27.00	63.20	10.80	23.00	57.20	4.09
2010/2011	35.00	50.40	42.34	40.00	40.00	7.62	17.00	28.20	4.68	17.00	14.50	1.12
2011/2012	27.00	34.30	23.53	45.00	101.00	102.01	5.00	0.40	0.02	2.00	0.00	0.00
2012/2013	28.00	47.80	25.39	25.00	46.80	24.34	14.00	9.30	2.16	10.00	10.60	5.30
2013/2014	6.00	0.00	0.00	15.00	17.30	29.93	2.00	0.00	0.00	6.00	0.00	0.00
2014/2015	14.00	20.20	6.80	15.00	14.70	1.96	6.00	16.00	25.60	7.00	4.00	1.00
2015/2016	15.00	8.90	7.92	17.00	15.30	11.70	5.00	5.80	1.68	5.00	0.00	0.00
2016/2017	22.00	30.90	3.08	35.00	63.20	11.41	22.00	16.00	2.33	13.00	1.00	0.08

zima	Pohořelice			Nemochovice		
	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h	max. SCE [cm]	max. SVH [mm]	m*h
1996/1997	20.00	25.00	5.21			
1997/1998	5.00	0.00	0.00			
1998/1999	5.00	4.30	0.31			
1999/2000	11.00	19.50	5.43			
2000/2001	8.00	11.20	6.27	14.00	15.00	2.14
2001/2002	11.00	31.50	3.68	23.00	45.00	1.55
2002/2003	11.00	21.10	1.86	19.00	23.00	0.92
2003/2004	14.00	11.90	7.08	23.00	40.00	2.86
2004/2005	14.00	24.50	6.67	62.00	90.00	6.43
2005/2006	20.00	32.10	6.44	37.00	90.00	1.48
2006/2007	12.00	14.40	10.37	20.00	0.00	0.00
2007/2008	2.00	0.00	0.00	11.00	10.80	5.40
2008/2009	10.00	18.50	8.56	22.00	16.80	5.60
2009/2010	26.00	25.10	1.91	26.00	3.20	1.60
2010/2011	17.00	20.70	0.00	26.00	8.70	0.87
2011/2012	1.00	0.00	0.00	5.00	0.00	0.00
2012/2013	14.00	0.00	0.00	19.00	30.30	10.10
2013/2014	4.00	0.00	0.00	3.00	0.00	0.00
2014/2015	5.00	0.00	0.00	13.00	19.50	1.77
2015/2016	5.00	0.00	0.00	6.00	4.70	2.35
2016/2017	16.00	9.00	0.81	24.00	6.70	0.23

Vývoj erozního potenciálu v průběhu let 1997 - 2017



Graf 6 Vývoj erozního potenciálu sněhu v letech 1997 - 2017 ve vybraných lokalitách

V případě erozního potenciálu sněhu můžeme sledovat ještě výraznější pokles v posledních letech než v případě celkové výšky sněhové pokrývky. Jednoznačné srovnání nabízí následující tabulka, která prezentuje průměrné hodnoty erozních potenciálů ve vybraných lokalitách pro 20let období a pro období posledních 5 let.

Tab. 11 Změna průměrného erozního potenciálu sněhu v posledních pěti letech

stanice	m*h [cm.mm.den <sup>-1</sup> ] φ 1997 - 2017	m*h [cm.mm.den <sup>-1</sup> ] φ 1997 - 2012	m*h [cm.mm.den <sup>-1</sup> ] φ 2012 - 2017	pokles m*h [cm.mm.den <sup>-1</sup> ] φ 1997 - 2012 vs. φ 2012 - 2017	pokles m*h [%] φ 1997 - 2012 vs. φ 2012 - 2017
Staré Hutě	24.29	27.89	12.78	15.11	54
Ždánice	4.43	4.97	2.71	2.27	46
Kobylí	12.40 <sup>(2008 - 2017)</sup>	27.92 <sup>(2008 - 2011)</sup>	0.00	27.92	100
Lednice	1.48	1.95	0.00	1.95	100
Brno - Žabovřesky	4.96	5.56	3.04	2.52	45
Tišnov	16.85 <sup>(2010 - 2017)</sup>	11.97 <sup>(2010 - 2011)</sup>	18.81	-	-
Velká Bíteš	5.46	6.38	2.52	3.86	60
Bystřice nad Pernštejnem	71.47	88.62	16.58	72.04	81
Olešnice	6.65	7.12	5.12	2.00	28
Nové Město na Moravě	68.87	83.88	20.85	63.03	75
Kadov	81.09	91.57	47.53	44.05	48
Svratouch	120.29	150.02	25.15	124.87	83
Polička	62.12	78.83	8.64	70.19	89
Nedvězí	80.18	100.28	15.87	84.41	84
Brno - Tuřany	8.55	9.23	6.35	2.88	31
Brod nad Dyjí	2.30	2.62	1.28	1.35	51
Pohořelice	3.08	3.99	0.16	3.82	96
Nemochovice	2.55 <sup>(2000 - 2017)</sup>	2.40 <sup>(2010 - 2011)</sup>	2.89	-	-

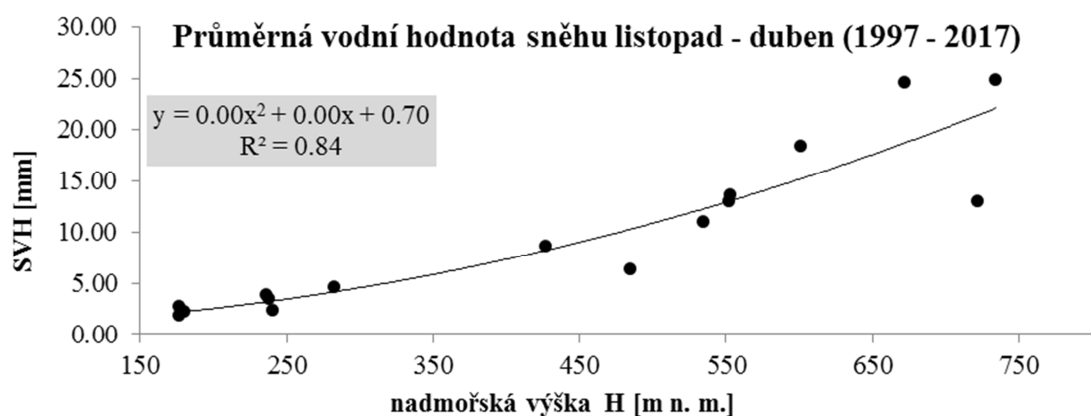
Výrazné změny je možné sledovat především u lokalit s vysokým potenciálem sněhu. K 9násobnému poklesu hodnoty  $m^*h$  došlo v případě stanice Polička, 6násobné snížení hodnoty proběhlo ve stanicích Svratouch a Nedvězí. Poměrně k původním hodnotám však významně poklesly také hodnoty  $m^*h$  na Jižní Moravě, kde je příkladem stanice Pohořelice s téměř 25násobným poklesem průměrné hodnoty erozního potenciálu sněhu v posledních 5 letech oproti letům 1997 – 2012. Ke snížení hodnot  $m^*h$  došlo u všech lokalit s výjimkou stanic Nemochovice a Tišnov. Oproti průměru v letech 1997 - 2012 poklesl průměr erozního potenciálu sněhu v posledních 5 letech průměrně o 72 % v případě povodí Dyje

a o 66 % v rámci povodí Svratky. Z poklesu hodnot erozního potenciálu sněhu lze odvozovat úměrné snížení míry ohrožení erozí způsobené táním sněhové pokrývky, která tak v posledních 5 letech byla potenciálně snížena přibližně o 2/3.

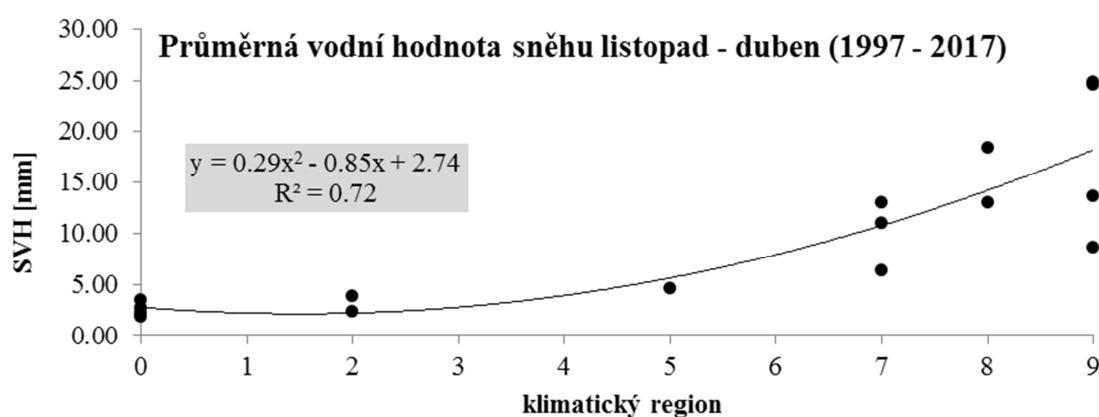
Tab. 12 Průměrný erozní potenciál sněhu v letech 1997 – 2017 pro vybrané meteorologické stanice v zájmových povodích

stanice	počet dní hl. tání d [-]	faktor vody akumulované ve sněhové pokrývce h [cm]	faktor rychlosti tání sněhu m [mm.den <sup>-1</sup> ]	erozní potenciál sněhu m*h	nadmořská výška H [m n. m.]	klimatický region
Staré Hutě	12.90	4.07	4.25	24.29	427	9
Ždánice	7.57	2.03	4.43	10.30	238	0
Kobylí	1.33	1.28	3.15	12.41	175	9
Lednice	8.38	0.87	1.32	1.48	177	0
Brno - Žabovřesky	8.00	1.65	2.51	4.96	236	2
Tišnov	5.29	2.32	6.22	16.86	409	7
Velká Bíteš	11.57	3.45	5.46	25.72	485	7
Bystřice nad Pernštejnem	12.10	5.82	9.30	71.47	553	9
Olešnice	15.10	4.26	6.65	30.67	535	7
Nové Město na Moravě	11.48	7.19	8.60	68.87	601	8
Kadov	16.29	9.32	7.96	81.09	672	9
Svratouch	15.62	10.97	10.02	120.29	734	9
Polička	8.29	5.00	9.54	62.12	552	7
Nedvězí	11.71	6.39	9.27	80.18	722	8
Brno - Tuřany	9.43	1.85	3.69	8.55	241	2
Brod nad Dyjí	8.24	1.29	2.30	4.37	177	0
Pohořelice	7.67	1.28	1.92	3.37	180	0
Nemochovice	12.47	2.37	2.55	8.63	283	5





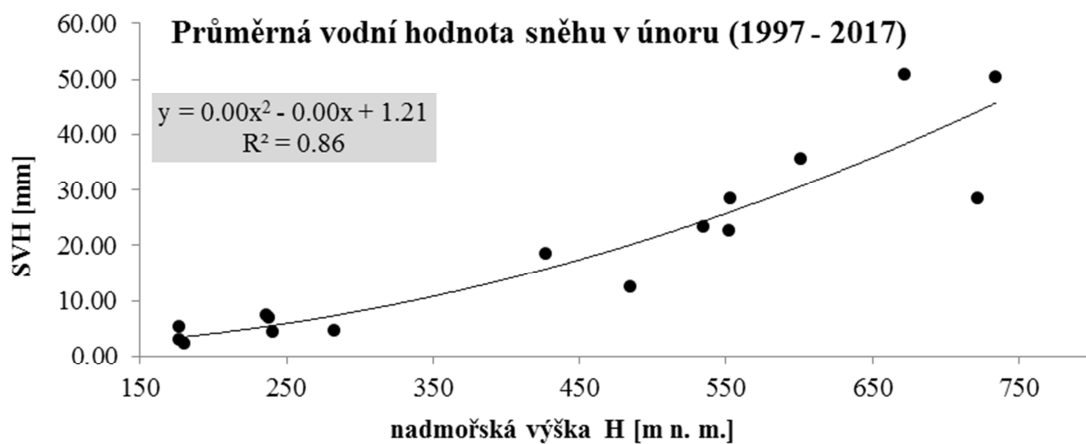
Graf 7 Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce



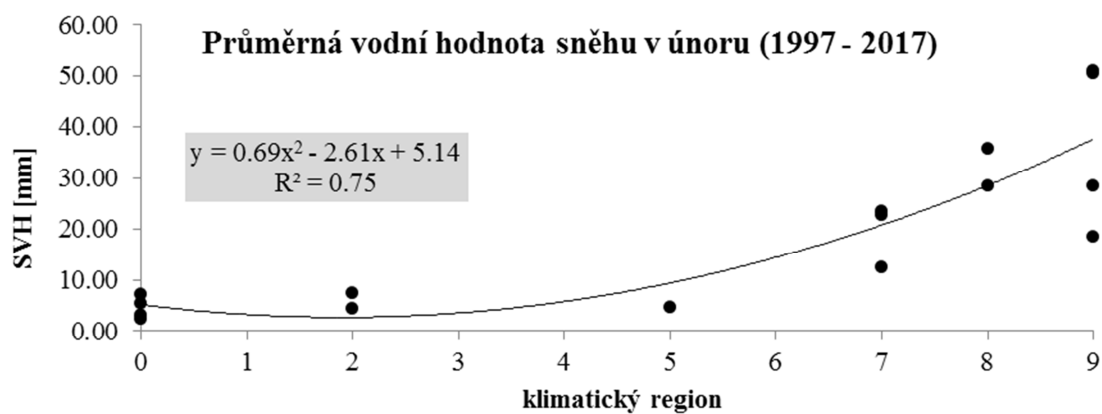
Graf 8 Závislost vodní hodnoty sněhu na klimatickém regionu

Výše uvedené grafy, ve kterých datové řady byly proloženy polynomickými spojnicemi trendu, dokazují významnou statistickou závislost průměrné vodní hodnoty sněhu pro zimní období na nadmořské výšce a klimatickém regionu. Koeficient korelace v případě faktoru nadmořské výšky dosahoval hodnoty 0,92, v případě klimatického regionu hodnoty 0,85.

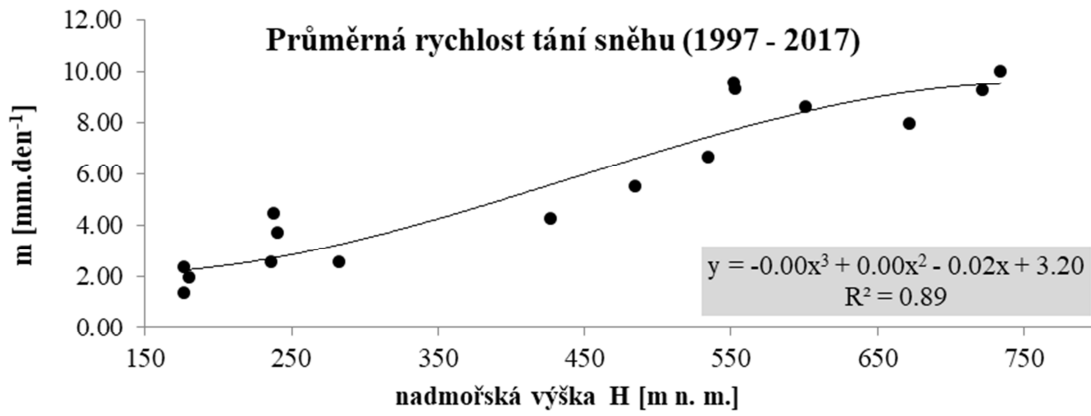
Podobných hodnot dosahují korelační koeficienty v dalších grafech prezentující pouze měsíční průměry vodní hodnoty sněhu pro měsíc únor vztahené opět k nadmořské výšce a klimatickému regionu. I v tomto případě byla prokázána významná míra závislosti *SVH* na obou testovaných faktorech.



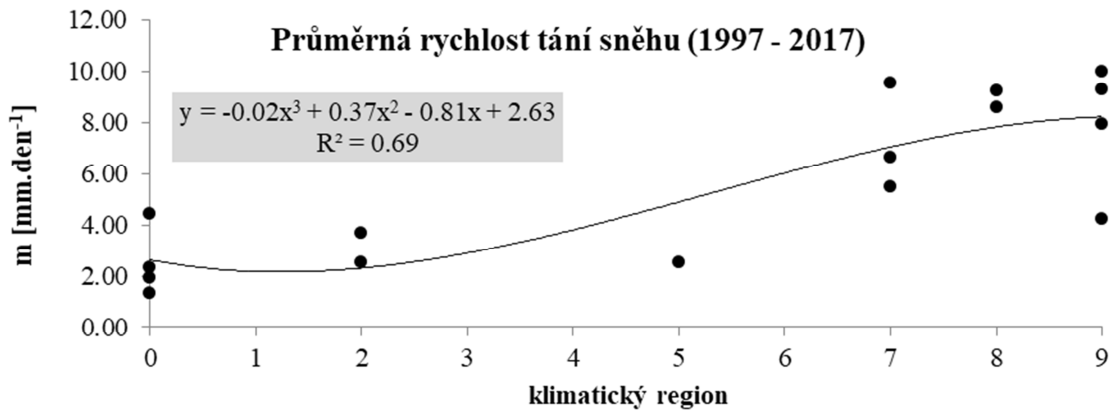
Graf 9 Závislost vodní hodnoty sněhu na nadmořské výšce



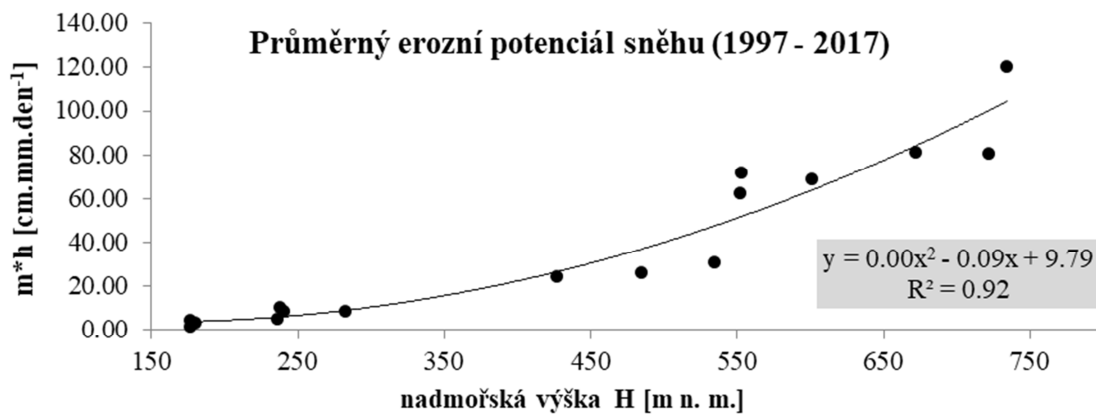
Graf 10 Závislost vodní hodnoty sněhu na klimatickém regionu



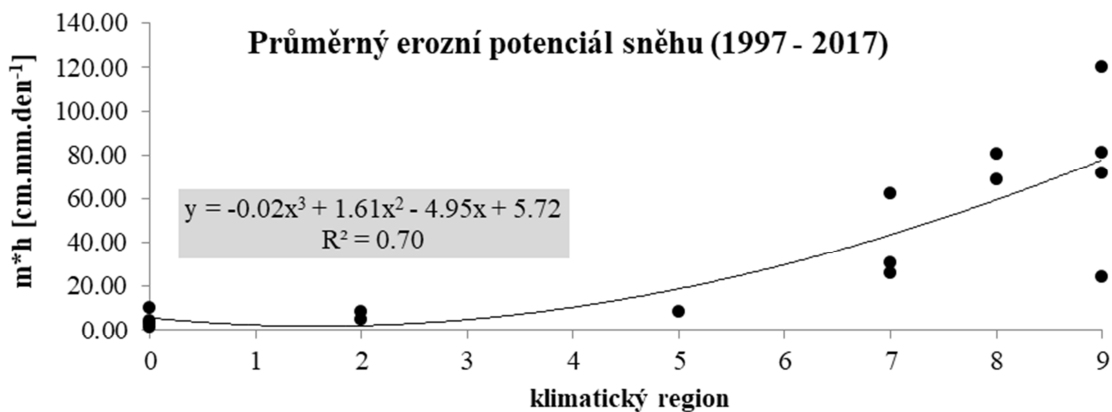
Graf 11 Závislost rychlosti tání sněhu na nadmořské výšce



Graf 12 Závislost rychlosti tání sněhu na klimatickém regionu



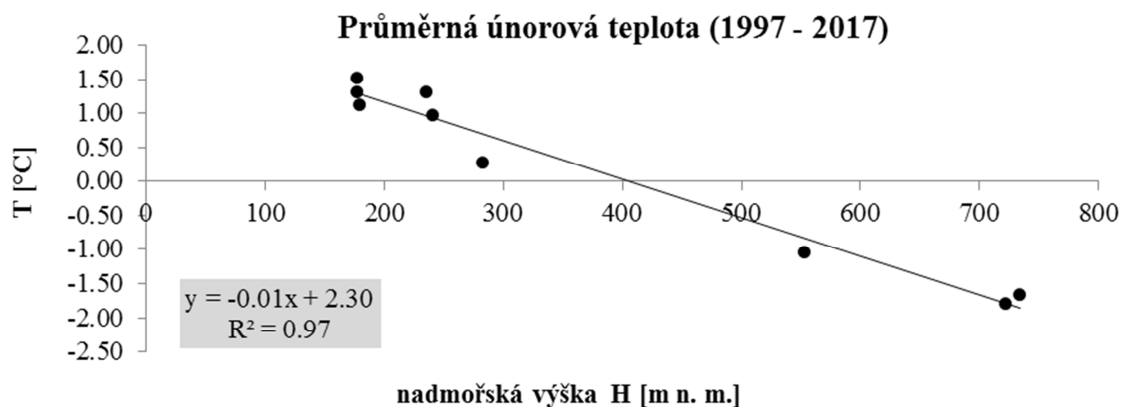
Graf 13 Závislost erozního potenciálu sněhu na nadmořské výšce



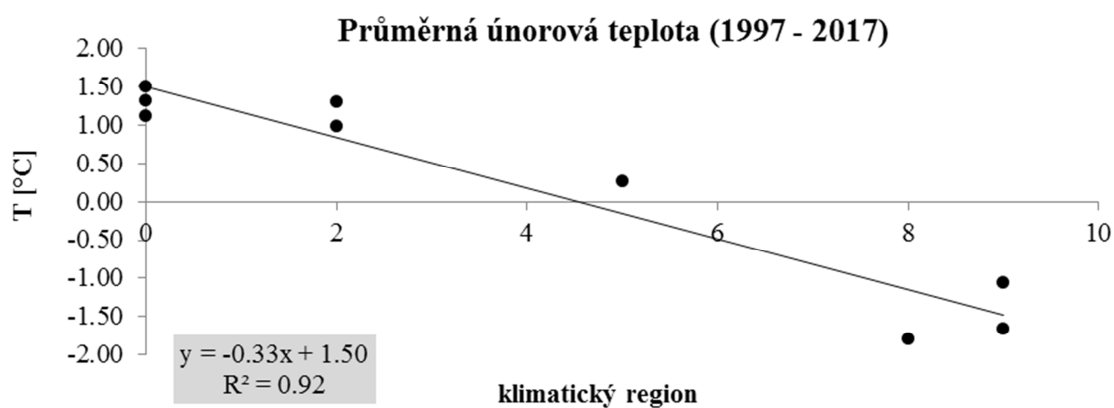
Graf 14 Závislost erozního potenciálu hodnoty sněhu na klimatickém regionu

Závislost rychlosti tání sněhu  $m$  a erozního potenciálu sněhu  $m \cdot h$  na nadmořské výšce a klimatickém regionu prezentují výše uvedené grafy. Erozní potenciál sněhu prokazatelně závisí na nadmořské výšce, což dokazuje hodnota korelačního koeficientu 0,96. V případě závislosti  $m \cdot h$  na klimatickém regionu nabývá koeficient korelace hodnoty 0,84, což taktéž dokazuje vysokou míru závislosti.

Všechny testované hypotézy tak byly potvrzeny.

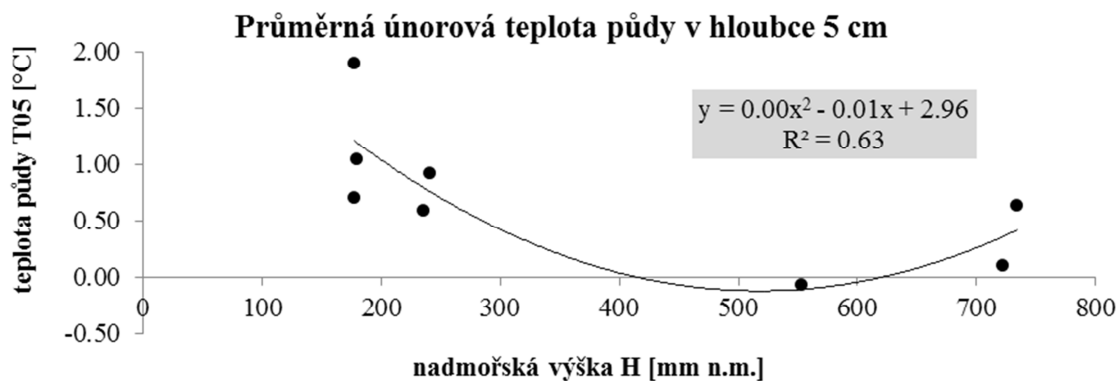


*Graf 15 Závislost teploty vzduchu na nadmořské výšce*

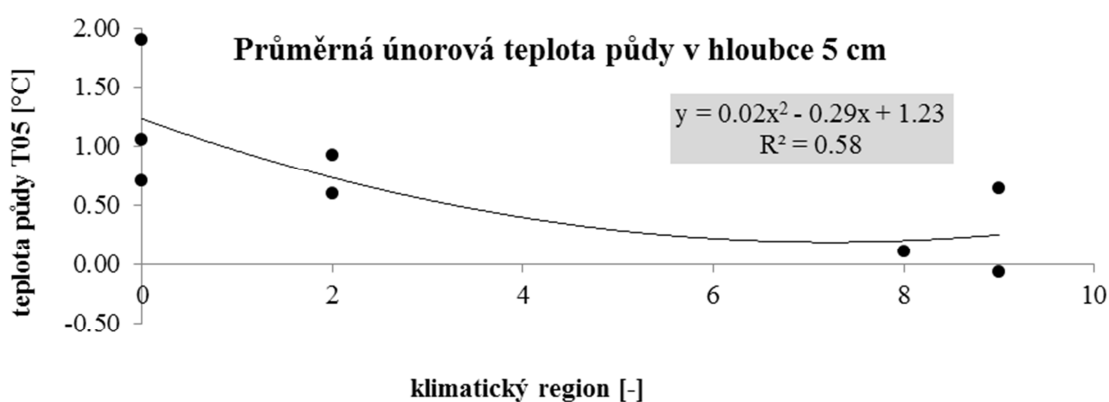


*Graf 16 Závislost teploty vzduchu na klimatickém regionu*

Ačkoli byla jasně prokázána zřejmá závislost teploty vzduchu na nadmořské výšce a klimatickém regionu (viz. výše uvedené grafy s hodnotami korelačních koeficientů 0,98 a 0,96), níže uvedené grafy vztahu teploty svrchní vrstvy půdy k nadmořské výšce a klimatického regionu dokazují o něco nižší míru závislosti. Pro případ teploty půdy v hloubce 5 cm a nadmořskou výšku byla použita polynomická spojnice trendu a korelační koeficient dosahuje hodnoty 0,79. V případě závislosti teploty půdy na klimatickém regionu nabývá koeficient korelace hodnoty 0,76. Pro tento příklad byly použity průměrné měsíční hodnoty teploty půdy v měsíci únoru za sledované 20let období v jednotlivých zájmových lokalitách.

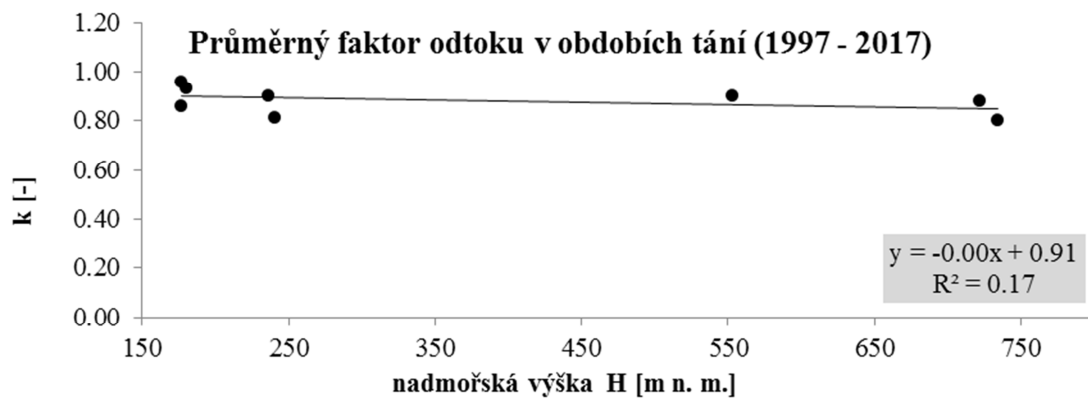


*Graf 17 Závislost teploty svrchní vrstvy půdy na nadmořské výšce*

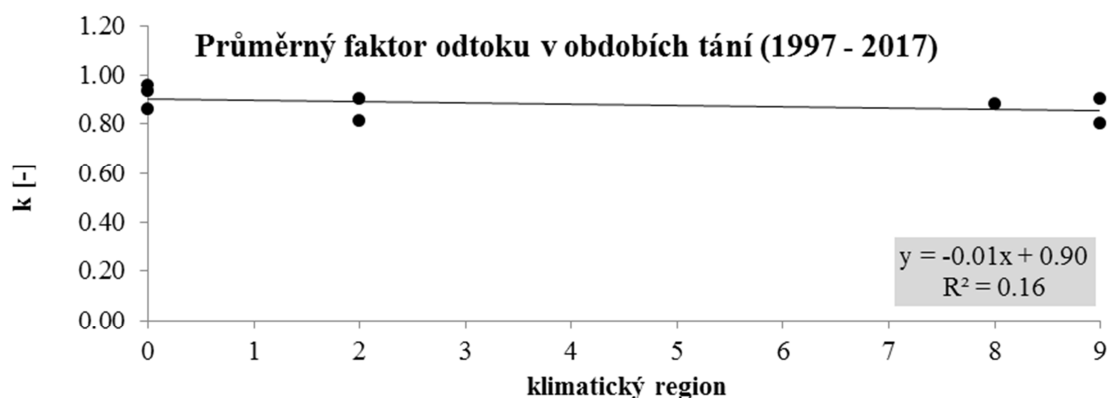


*Graf 18 Závislost teploty svrchní vrstvy půdy na klimatickém regionu*

Na základě znalosti teploty svrchní vrstvy půdy v období hlavních tání sněhu byly stanoveny součinitele zámrazu půdy (nabývající hodnot od 1,5 do 3,0) a faktory odtoku  $k$ . Následně byly spočítány průměrné hodnoty pro 20let řešené období. Závislost faktoru odtoku na nadmořské výšce nebo klimatickém regionu nebyla prokázána. Korelační koeficienty nabývaly hodnot 0,41 a 0,40 a neukazují na významnou míru závislosti testovaných veličin.



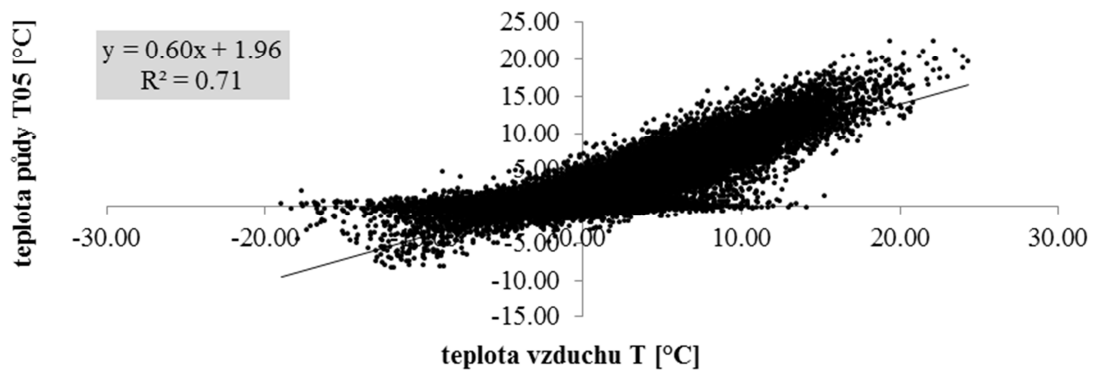
Graf 19 Závislost faktoru odtoku na nadmořské výšce



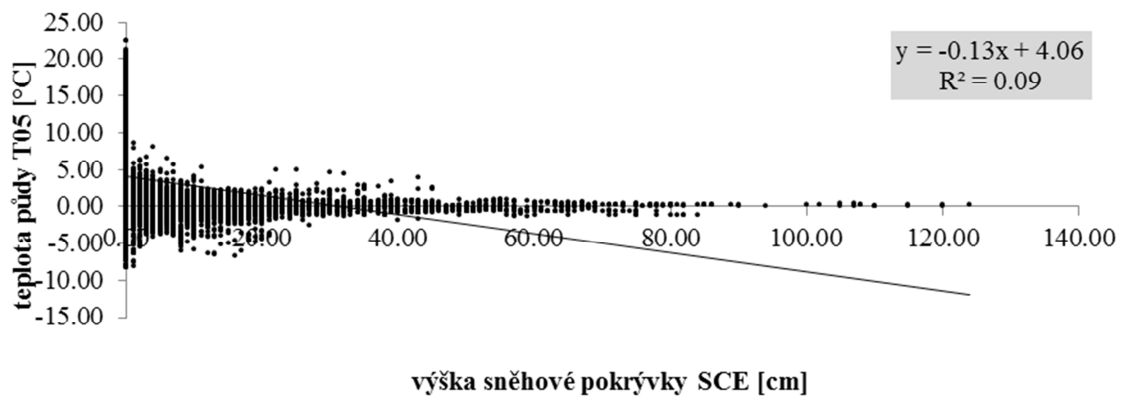
Graf 20 Závislost faktoru odtoku na klimatickém regionu

Tab. 13 Průměrný faktor odtoku pro období hlavního tání v letech 1997 – 2017 pro vybrané meteorologické stanice v zájmových povodích

stanice	prům. erozní potenciál sněhu $m \cdot h$	prům. $T_{05}$ [ $^{\circ}C$ ] v období tání	prům. souč. zámrazu půdy [-] v období tání <1.5 - 3.0>	faktor odtoku $k$ [-] ( $0.5 \cdot$ souč. zámrazu)	nadmořská výška $H$ [m n. m.]	klimatický region
Lednice	1.48	-0.59	1.92	0.96	177	0
Brno - Žabovřesky	4.96	0.28	1.80	0.90	236	2
Bystřice nad Pernštejnem	71.47	0.14	1.80	0.90	553	9
Svratouch	120.29	0.51	1.60	0.80	734	9
Nedvězí	80.18	0.00	1.75	0.88	722	8
Brno - Tuřany	8.55	0.40	1.63	0.81	241	2
Brod nad Dyjí	4.37	0.31	1.71	0.86	177	0
Pohořelice	3.37	-0.20	1.86	0.93	180	0

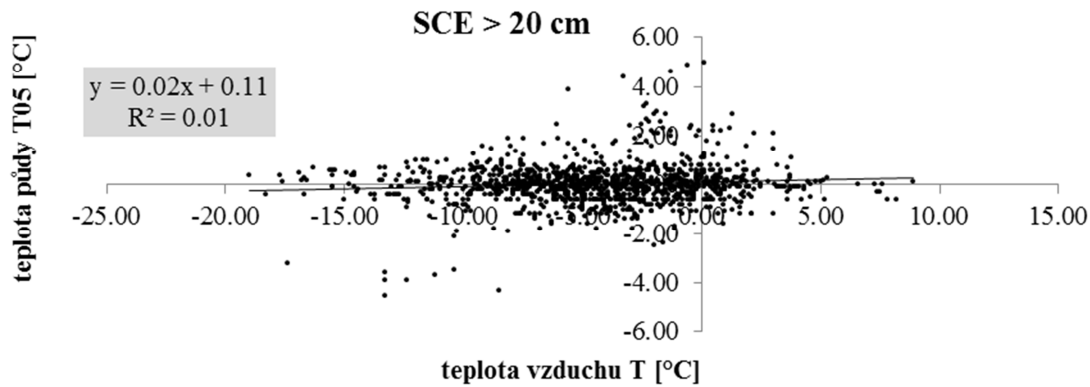


Graf 21 Závislost teploty vrchní vrstvy půdy (v hloubce 5 cm) na teplotě vzduchu bez ohledu na přítomnost sněhové pokrývky

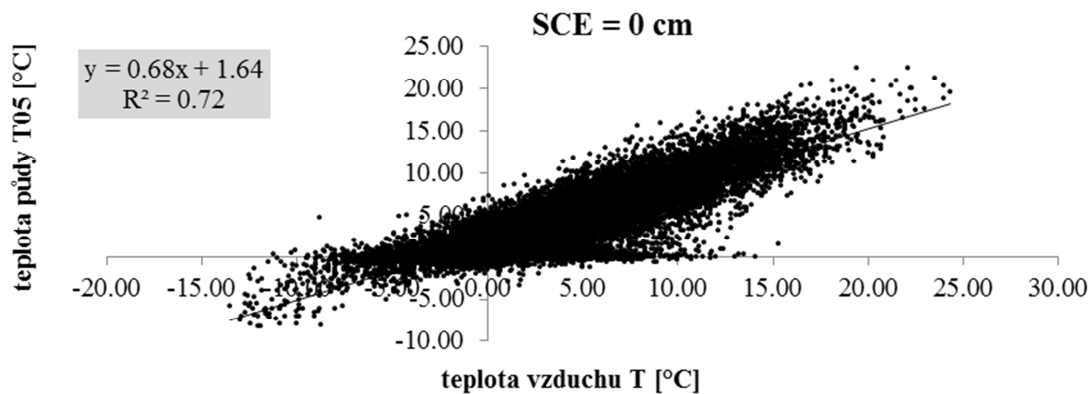


Graf 22 Závislost teploty vrchní vrstvy půdy (v hloubce 5 cm) na výšce sněhové pokrývky





Graf 23 Závislost teploty vrchní vrstvy půdy (v hloubce 5 cm) na teplotě vzduchu v případě, že výška sněhové pokrývky je vyšší než 20 cm



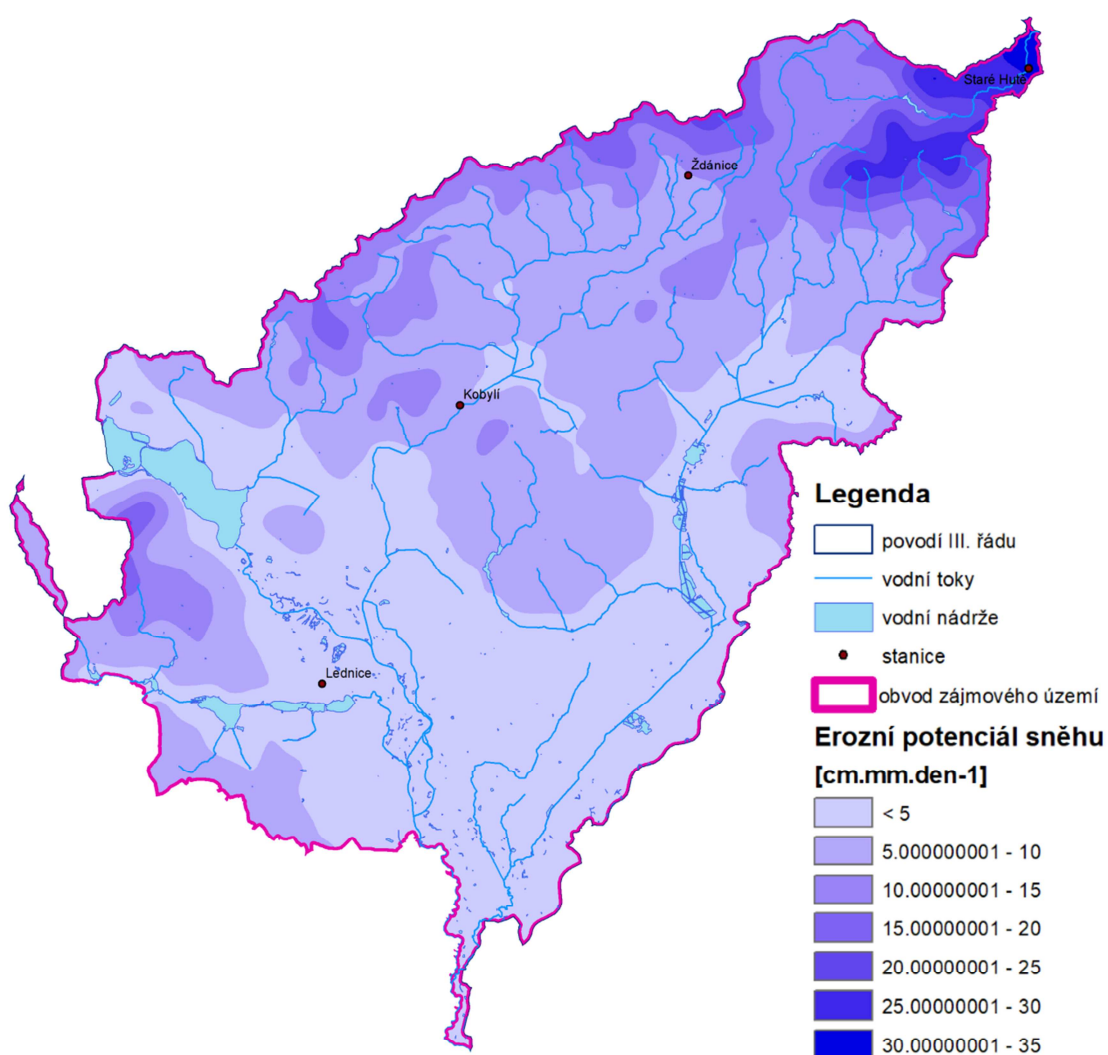
Graf 24 Závislost teploty vrchní vrstvy půdy (v hloubce 5 cm) na teplotě vzduchu v případě, že půda není pokrytá sněhovou pokrývkou

Z předchozích grafů je zřejmé, že teplota vrchní vrstvy půdy závisí na teplotě vzduchu v případě, že není povrch izolačně chráněn sněhovou pokrývkou. Korelační koeficient v případě nulové výšky sněhové pokrývky nabývá hodnoty 0,85 a dokazuje tak vysokou míru závislosti teploty půdy na teplotě vzduchu. Opak nastává v případě, kdy se na povrchu nachází sněhová pokrývka o mocnosti vyšší než 20 cm. Koeficient korelace je roven 0,1 a dokazuje, že teplota půdy přestává být závislá na teplotě vzduchu a jejích změnách, jelikož je chráněna tepelně-izolační vrstvou sněhu. Obdobně lze toto chování sledovat v grafu závislosti  $T_{05}$  na  $SCE$ , kdy se rozkolísanost hodnot teploty půdy zvyšuje se snižující se výškou sněhové pokrývky.

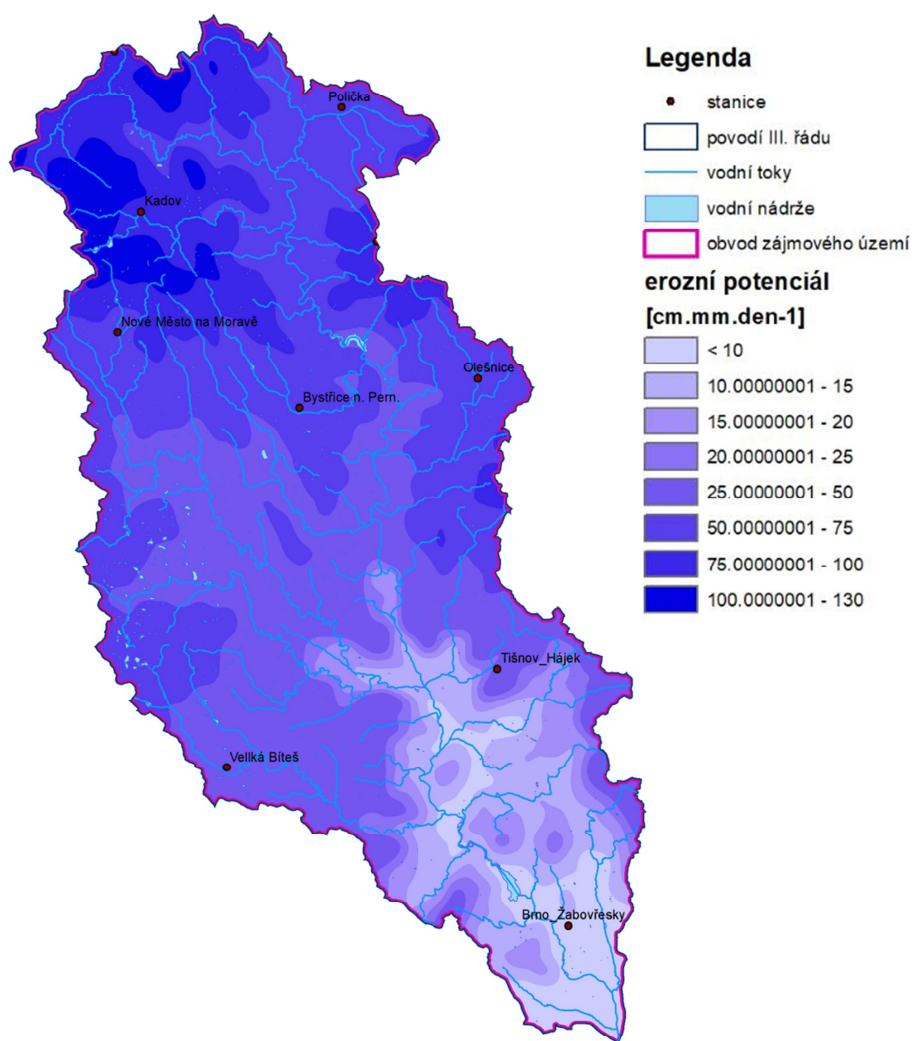
### 6.1.1 Míra ohrožení erozí z tání sněhu v povodí Svratky a Dyje

V povodích Svratky a Dyje byla pomocí nástrojů GIS stanovena míra erozního ohrožení tajícím sněhem v posledních 20 letech. Erozní potenciál sněhové pokrývky byl vyhodnocen z dostupných dat z nejbližších stanic ČHMÚ a následně interpolován pro plošné pokrytí zájmového území.

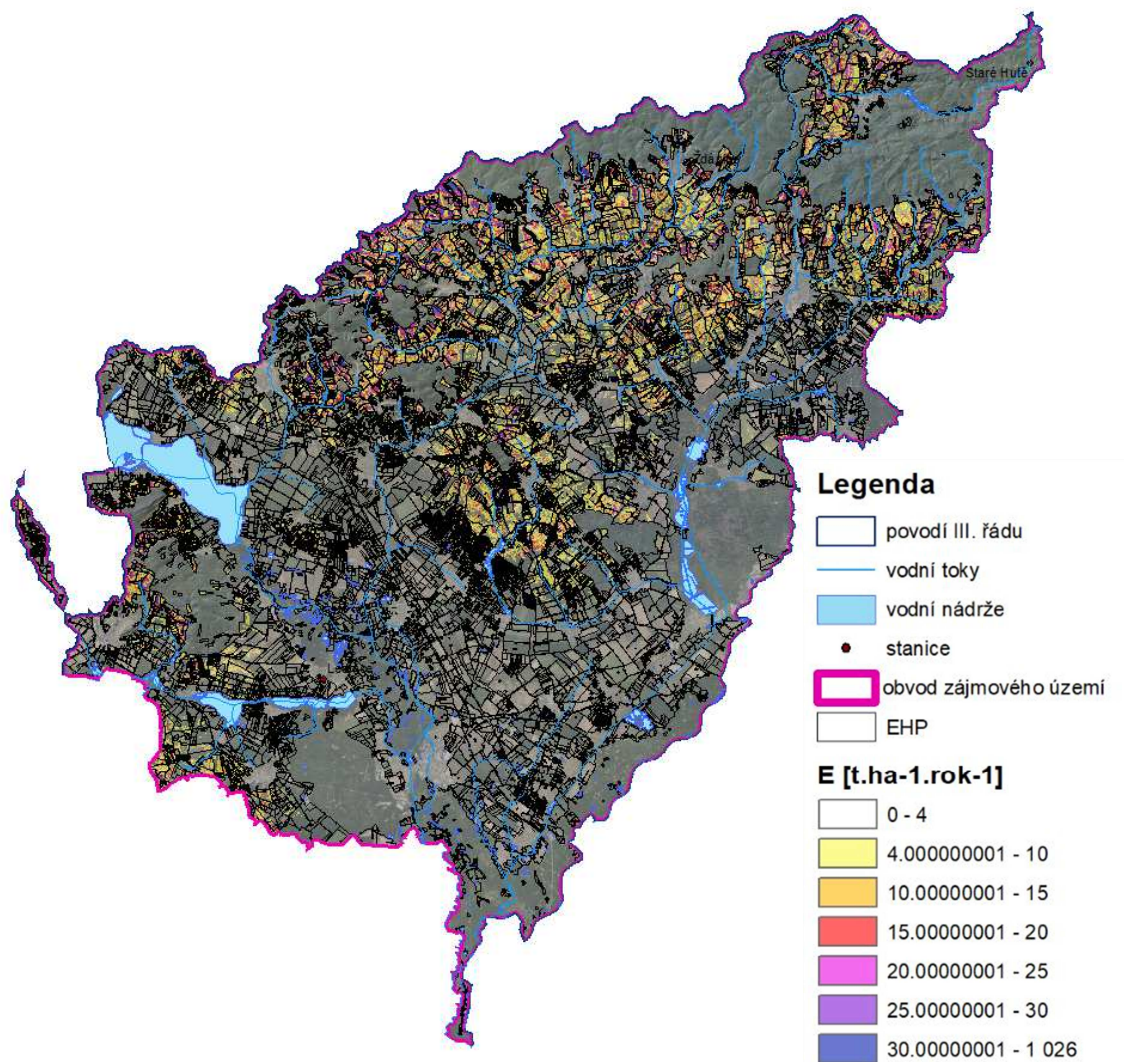
Průměrný erozní smyv způsobený táním sněhové pokrývky na zemědělské půdě v povodí Dyje dosahoval  $4,24 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$  a v povodí Svratky  $14,26 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ . Průměrný erozní potenciál pro zemědělskou půdu v povodí Svratky dosáhl hodnoty  $52,36 \text{ cm}\cdot\text{mm}\cdot\text{den}^{-1}$ , v povodí Dyje  $6,22 \text{ cm}\cdot\text{mm}\cdot\text{den}^{-1}$ .



Obr. 49 Erozní potenciál sněhu v části povodí Dyje



Obr. 50 Erozní potenciál sněhu v části povodí Svatky

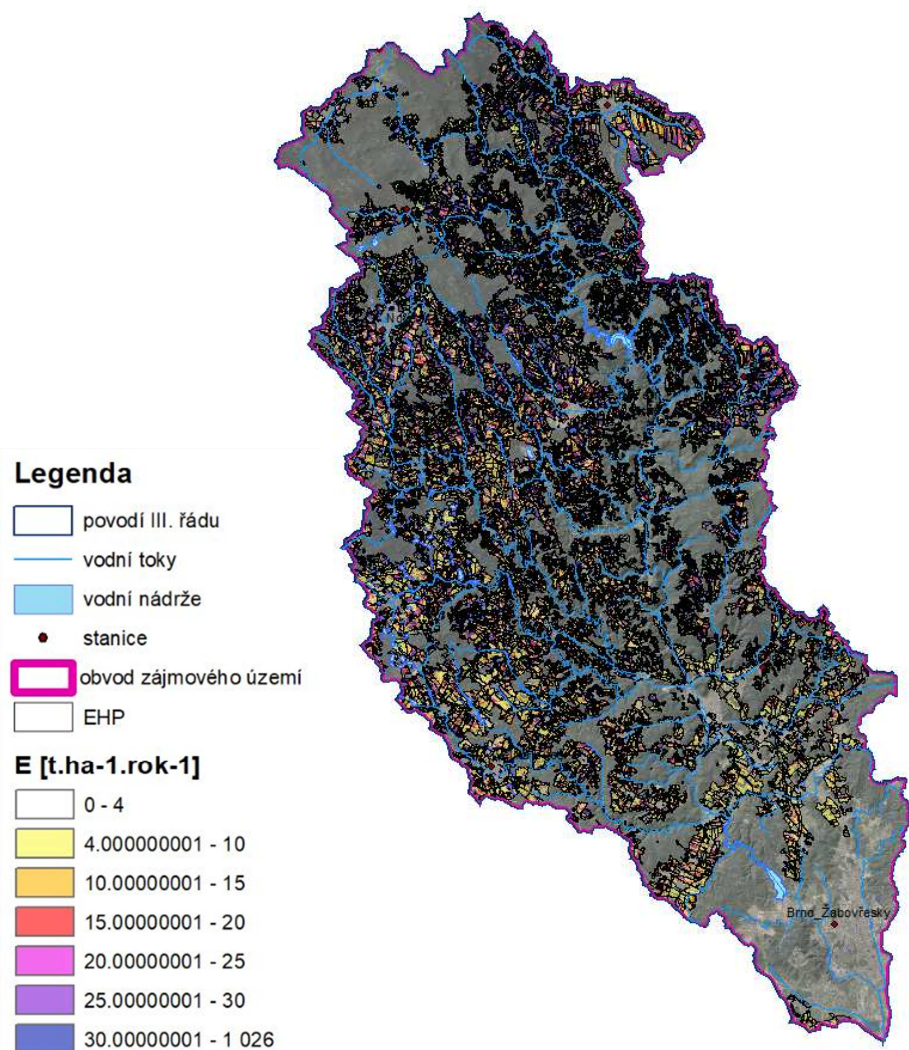


Obr. 51 Průměrný erozní smyv způsobený táním sněhové pokrývky v části povodí Dyje

Hodnota průměrného erozního smyvu v posledních 20 letech způsobeného táním sněhové pokrývky na zemědělské půdě v zájmových povodích přesáhla maximální přípustnou ztrátu půdy erozí  $4 \text{ t.ha}^{-1}.\text{rok}^{-1}$ . Hodnoty průměrného erozního smyvu v případě povodí Svatky přesahují přípustné maximum i v případě úvahy potenciálního snížení o  $2/3$  v důsledku snížení erozního potenciálu sněhu v posledních letech.

Tab. 14 Průměrný erozní smyv způsobený táním sněhové pokrývky na zemědělské půdě v zájmových povodích a jeho potenciální změna v posledních pěti letech

	$E \text{ [t.ha}^{-1}.\text{rok}^{-1}]$ $\phi$ 1997 - 2017	$E \text{ [t.ha}^{-1}.\text{rok}^{-1}]$ $\phi$ 2012 - 2017
povodí Svatky	14.3	5.3
povodí Dyje	4.2	1.6



*Obr. 52 Průměrný erozní smyv způsobený táním sněhové pokrývky v části povodí Svatky*

Přestože se ukazuje, že eroze způsobená táním sněhové pokrývky může mít poměrně významný podíl na ohrožení půdy v průběhu roku, není s těmito ztrátami při běžných výpočtech erozního ohrožení počítáno. Nutno zmínit např. proces pozemkových úprav jako účinný nástroj ochrany půdy, ve kterém jsou ve většině případů posouzení ohrožení tímto typem eroze a návrh případných opatření opomíjeny. Na rozdíl od eroze vodní, způsobené přívalovými srážkami, a eroze větrné.

## 6.2 Změny stability půdních agregátů a smykové pevnosti v důsledku působení mrazových cyklů

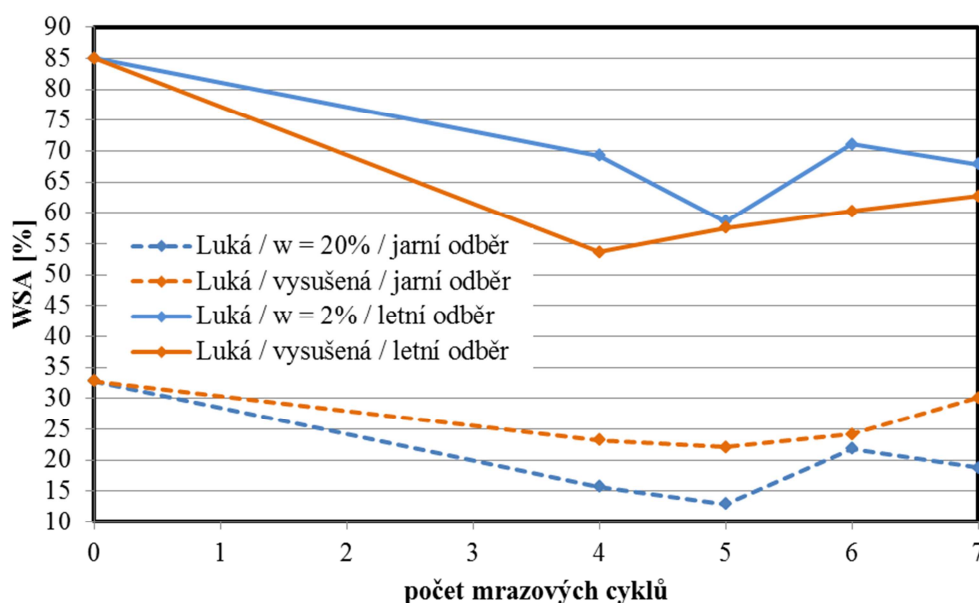
### 6.2.1 Sledování změn stability agregátů a smykové pevnosti v 1. roce výzkumu

#### 6.2.1.1 Určení stability makroagregátů metodou mokrého prosévání (WSA)

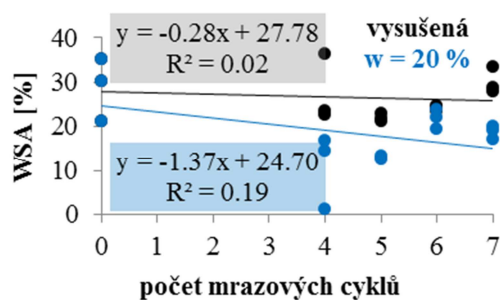
Místa odběru byla situována na středně těžkých hlinitých kambizemích. Výsledné hodnoty procentuálního obsahu vodostabilních makroagregátů WSA (stanovené metodou mokrého prosévání) jsou uvedeny v následujících grafech. Testovány byly čtyři sady vzorků z každé lokality. Vzorky odebrané na jaře a na konci vegetační doby před sklizní byly rozděleny na dvě části. První polovina vzorků byla ponechána s momentální vlhkostí, druhá byla vysušená na vzduchu. Každý vzorek byl testován ve třech opakováních.

Tab. 15 Změna stability agregátů po jednotlivých počtech mrazových cyklů v lokalitě Luká

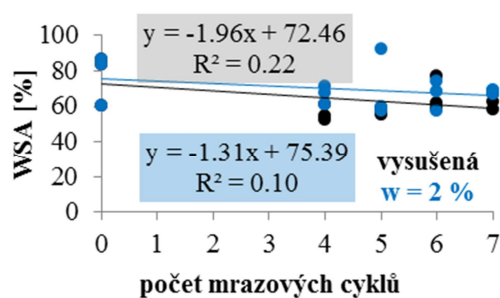
počet cyklů	Luká 1. odběr		Luká 2. odběr		Luká 1. odběr		Luká 2. odběr	
	momentální vlhkost w = 20 %		momentální vlhkost w = 2 %		vysušená na vzduchu		vysušená na vzduchu	
	WSA [%]	rozdíl WSA [%]	WSA [%]	rozdíl WSA [%]	WSA [%]	rozdíl WSA [%]	WSA [%]	rozdíl WSA [%]
0	33	0	85	0	33	0	85	0
4	16	-17	69	-16	23	-10	54	-31
5	13	-3	59	-11	22	-1	58	4
6	22	9	71	12	24	2	60	3
7	19	-3	68	-3	30	6	63	2



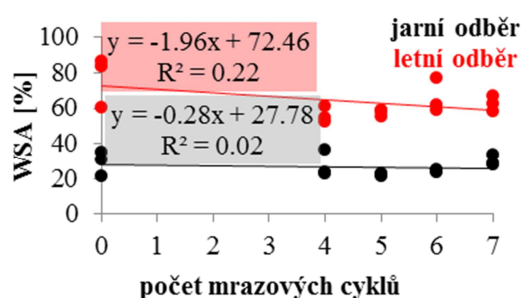
Graf 25 Vývoj hodnot WSA po jednotlivých počtech mrazových cyklů (Luká)



Graf 26 Závislost WSA na počtu mrazových cyklů (Luká) - jarní odběr



Graf 27 Závislost WSA na počtu mrazových cyklů (Luká) - letní odběr

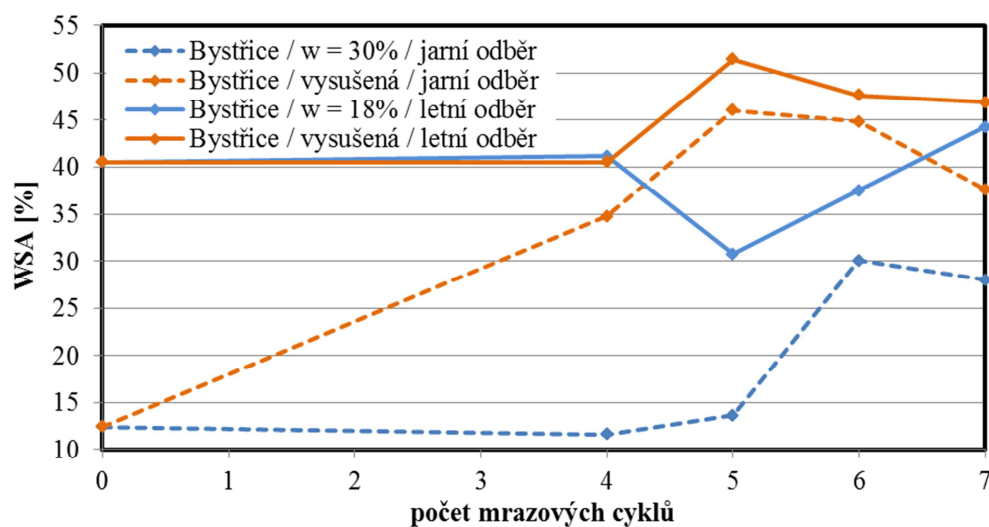


Graf 28 Sezónní změny vodostability půdních makroagregátů u vysušených vzorků (Luká)

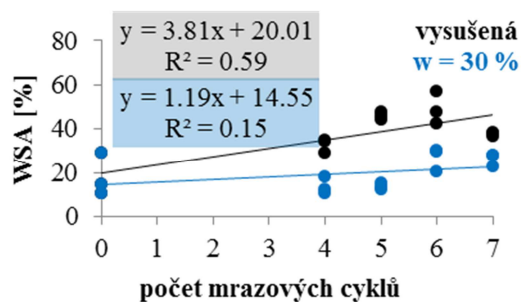
Jednoduchá lineární regresní analýza neprokázala významnou korelaci mezi WSA a počtem mrazových cyklů. V případě půdních vzorků z lokality Luká se korelační koeficient pohyboval pouze mezi hodnotami -0,14 to -0,47. U vzorků z lokality Luká bylo možné sledovat významné rozdíly mezi stabilitou agregátů u vzorků odebraných na jaře po odtání sněhové pokrývky a u vzorků odebraných v létě na konci vegetačního období před sklizní. Získané výsledky potvrzují hypotézu růstu stability agregátů v průběhu vegetační periody.

Tab. 16 Změna stability agregátů po jednotlivých počtech mrazových cyklů v lokalitě Bystřice

počet cyklů	Bystřice 1. odběr		Bystřice 2. odběr		Bystřice 1. odběr		Bystřice 2. odběr	
	momentální vlhkost w = 30 %		momentální vlhkost w = 18 %		vysušená na vzduchu		vysušená na vzduchu	
	WSA [%]	rozdíl WSA [%]	WSA [%]	rozdíl WSA [%]	WSA [%]	rozdíl WSA [%]	WSA [%]	rozdíl WSA [%]
0	12	0	41	0	12	0	41	0
4	12	-1	41	1	35	22	41	-0
5	14	2	31	-10	46	11	51	11
6	30	16	37	7	45	-1	48	-4
7	28	-2	44	7	38	-7	47	-1

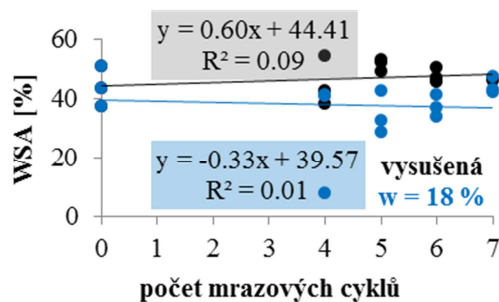


Graf 29 Vývoj hodnot WSA po jednotlivých počtech mrazových cyklů (Bystřice)

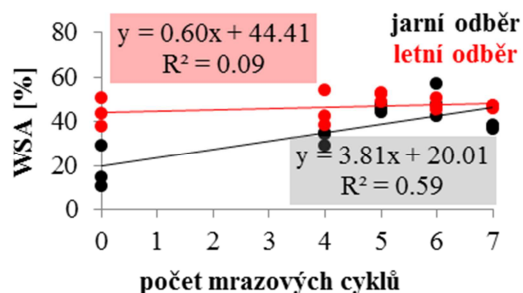


Graf 30 Závislost WSA na počtu mrazových cyklů (Bystřice) – jarní odběr





Graf 31 Závislost WSA na počtu mrazových cyklů (Bystřice) – letní odběr

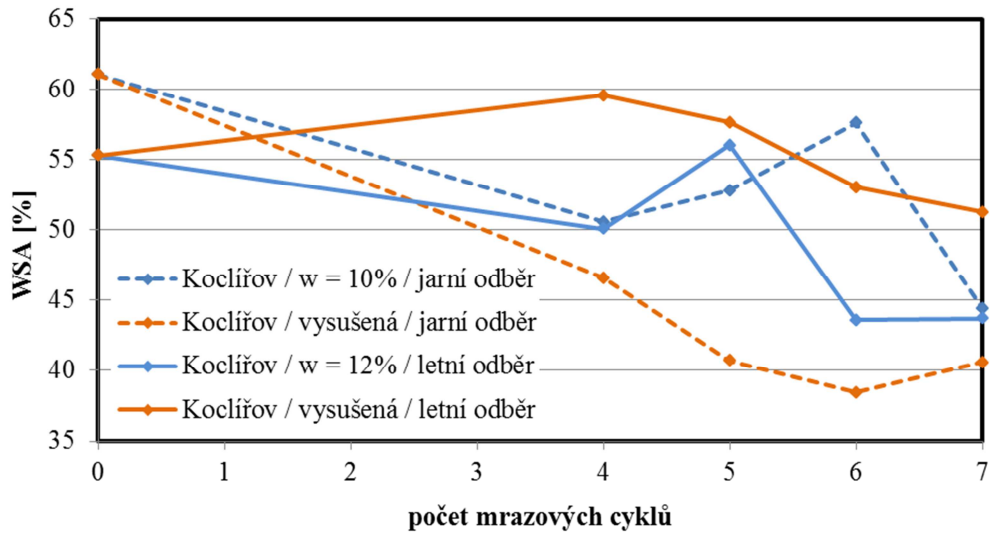


Graf 32 Sezónní změny vodostability půdních agregátů u vysušených vzorků (Bystřice)

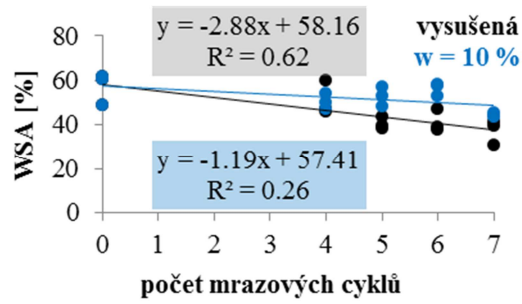
V případě vzorků z lokality Bystřice byl trend spíše opačný. WSA rostla s malým počtem mrazových cyklů a pak začala klesat, jak uvádí např. Mostaghimi. Korelační koeficient se pohyboval mezi -0,08 a 0,77. Výsledky získané z analýz půdních vzorků z lokality Bystřice nad Pernštejnem také potvrdily hypotézu růstu stability agregátů v průběhu vegetační periody.

Tab. 17 Změna stability agregátů po jednotlivých počtech mrazových cyklů v lokalitě Koclířov

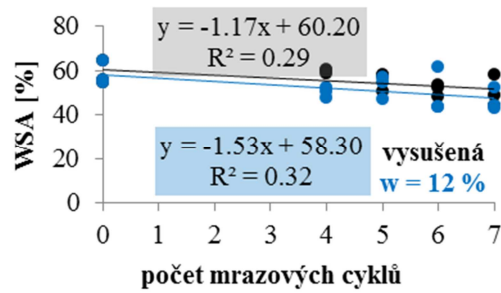
počet cyklů	Koclířov 1. odběr		Koclířov 2. odběr		Koclířov 1. odběr		Koclířov 2. odběr	
	momentální vlhkost w = 10 %	rozdíl WSA [%]	momentální vlhkost w = 12 %	rozdíl WSA [%]	vysušená na vzduchu	rozdíl WSA [%]	vysušená na vzduchu	rozdíl WSA [%]
0	61	0	55	0	61	0	55	0
4	51	-11	50	-5	47	-14	60	4
5	53	2	56	6	41	-6	58	-2
6	58	5	44	-12	38	-2	53	-5
7	44	-13	44	0	41	2	51	-2



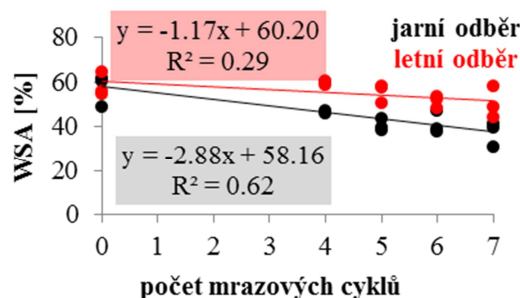
Graf 33 Vývoj hodnot WSA po jednotlivých počtech mrazových cyklů (Koclířov)



Graf 34 Závislost WSA na počtu mrazových cyklů (Koclířov) – jarní odběr



Graf 35 Závislost WSA na počtu mrazových cyklů (Koclířov) – letní odběr



Graf 36 Sezónní změny vodostability půdních agregátů u vysušených vzorků (Koclířov)

Nejvíce významnou korelaci vykazoval experiment se vzorky odebranými v lokalitě Koclířov. Na druhou stranu, WSA ovlhčených vzorků byla neočekávaně vyšší než WSA vzorků vysušených na vzduchu (podobné výsledky jako v případě letního odběru v Luké). To mohlo být způsobeno například velkou rozkolísaností hodnot WSA v důsledku nepřesností v případě srovnávání vysušených vzorků a vzorků s nízkou vlhkostí ( Koclířov - jarní odběr:  $w = 10\%$ , Luká – letní odběr:  $w = 2\%$ ). Nečekané výsledky přineslo srovnání počátečních hodnot vodostability makroagregátů na začátku a konci vegetačního období. V tomto případě byly sezónní odchylky WSA (na rozdíl od výsledků z dalších dvou lokalit) nevýrazné a hypotézu o růstu WSA v průběhu vegetačního období popřely.

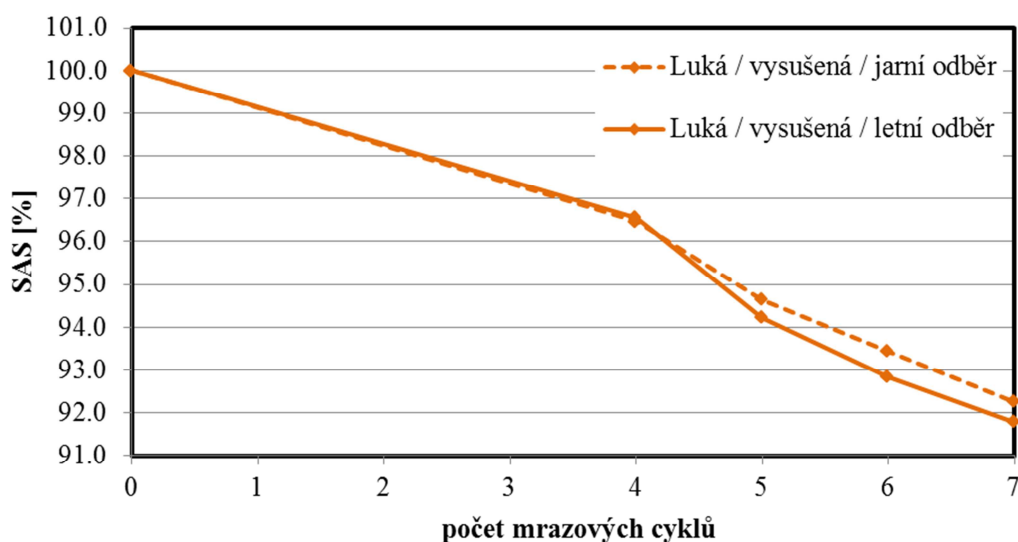
Hypotéza snižování vodostability půdních makroagregátů s počtem mrazových cyklů nebyla metodou mokrého prosévání potvrzena. Závislost stability agregátů na půdní vlhkosti nebyla zřejmá. Množství vodostabilních agregátů WSA s počtem mrazových cyklů proměnlivě klesalo či nečekaně stoupalo. Malá rozkolísanost hodnot může poukazovat na velice malé změny WSA v důsledku mrazových cyklů, které se svým rozsahem blíží míře nepřesnosti měření. U vzorků z lokalit Luká a Bystřice je vidět závislost stability agregátů na době odběru. Půdní vzorky odebrané v létě vykazují výrazně vyšší stabilitu agregátů na rozdíl od vzorků odebraných v období jarního tání. U většiny vzorků se tak potvrdila hypotéza, že stabilita agregátů v průběhu zimy klesá a následně během vegetačního období roste. Z neuspokojivých výsledků je možné usuzovat, že simulované podmínky nebyly vhodně zvoleny.

### 6.2.1.2 Určení stability makroagregátů metodou suchého prosévání (SAS)

Z důvodu neuspokojivých výsledků metody mokrého prosevu, bylo přistoupeno k doplnění o výzkum stability makroagregátů na vzduchu. Procentuální obsah stabilních makroagregátů frakce 1-2 mm, určený metodou suchého prosévání, je uveden v následujících tabulkách a grafech.

Tab. 18 Změna SAS po jednotlivých počtech mrazových cyklů v lokalitě Luká

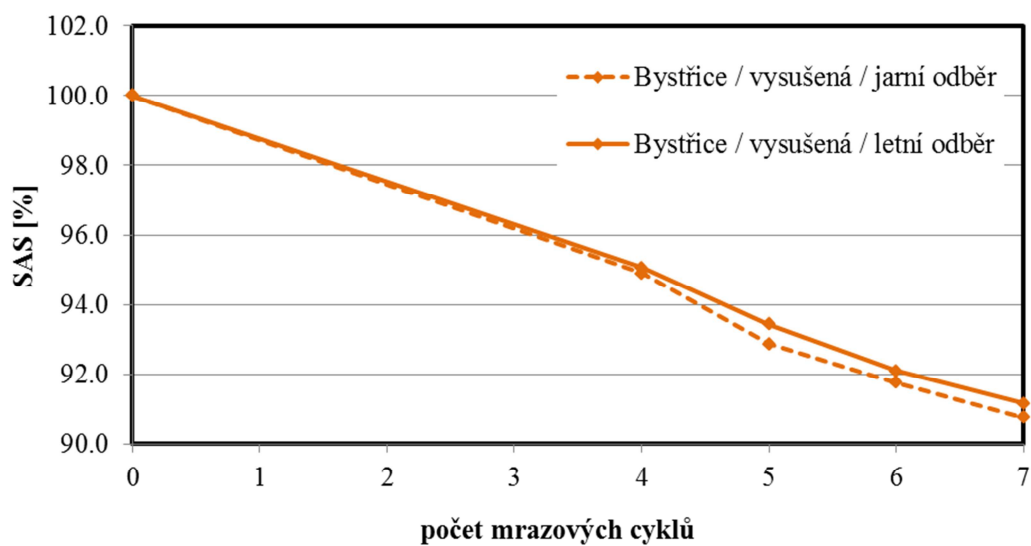
	počet mrazových cyklů	SA [g]	NA [g]	SA + NA [g]	SAS [%]	změna SAS [%]
Luká 1. odběr	0	35.96	-	35.96	100.0	-
	4	34.69	1.27	35.96	96.5	-3.5
	5	34.03	1.93	35.96	94.6	-1.8
	6	33.60	2.36	35.96	93.4	-1.2
	7	33.18	2.79	35.96	92.3	-1.2
Luká 2. odběr	0	31.37	-	31.37	100.0	-
	4	30.29	1.08	31.37	96.6	-3.4
	5	29.55	1.81	31.37	94.2	-2.3
	6	29.12	2.25	31.37	92.8	-1.4
	7	28.79	2.58	31.37	91.8	-1.1



Graf 37 Procentuální obsah stabilních makroagregátů (Luká)

Tab. 19 Změna SAS po jednotlivých počtech mrazových cyklů v lokalitě Bystřice

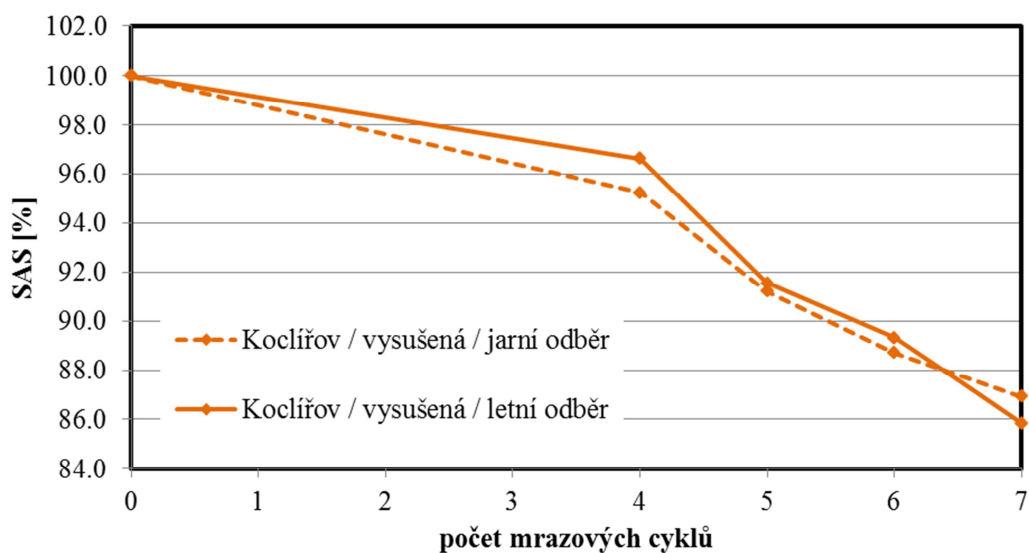
	počet mrazových cyklů	SA [g]	NA [g]	SA + NA [g]	SAS [%]	změna SAS [%]
Bystřice 1. odběr	0	27.88	-	27.88	100.0	-
	4	26.46	1.42	27.88	94.9	<b>-5.1</b>
	5	25.90	1.99	27.88	92.9	<b>-2.0</b>
	6	25.58	2.30	27.88	91.8	<b>-1.1</b>
	7	25.31	2.58	27.88	90.8	<b>-1.0</b>
Bystřice 2. odběr	0	27.86	-	27.86	100.0	-
	4	26.48	1.38	27.86	95.1	<b>-4.9</b>
	5	26.03	1.83	27.86	93.4	<b>-1.6</b>
	6	25.66	2.20	27.86	92.1	<b>-1.3</b>
	7	25.40	2.46	27.86	91.2	<b>-0.9</b>



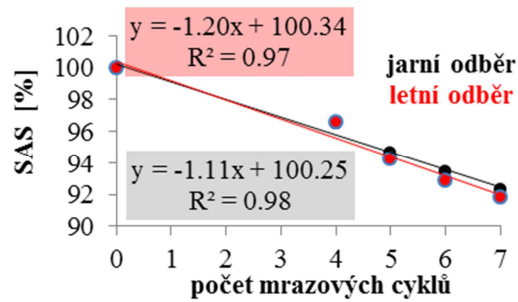
Graf 38 Procentuální obsah stabilních makroagregátů (Bystřice)

Tab. 20 Změna SAS po jednotlivých počtech mrazových cyklů v lokalitě Koclířov

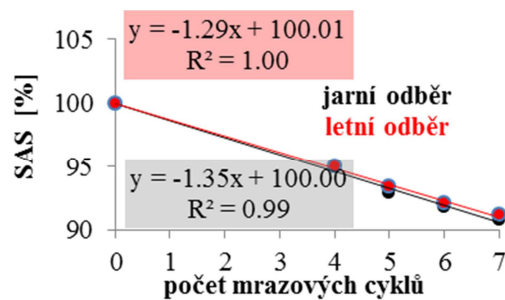
	počet mrazových cyklů	SA [g]	NA [g]	SA + NA [g]	SAS [%]	změna SAS [%]
<b>Koclířov 1. odběr</b>	0	44.57	-	44.57	100.0	-
	4	42.45	2.12	44.57	95.2	<b>-4.8</b>
	5	40.65	3.92	44.57	91.2	<b>-4.0</b>
	6	39.53	5.04	44.57	88.7	<b>-2.5</b>
	7	38.74	5.83	44.57	86.9	<b>-1.8</b>
<b>Koclířov 2. odběr</b>	0	41.85	-	41.85	100.0	-
	4	40.44	1.41	41.85	96.6	<b>-3.4</b>
	5	38.31	3.54	41.85	91.5	<b>-5.1</b>
	6	37.38	4.47	41.85	89.3	<b>-2.2</b>
	7	35.92	5.92	41.85	85.9	<b>-3.5</b>



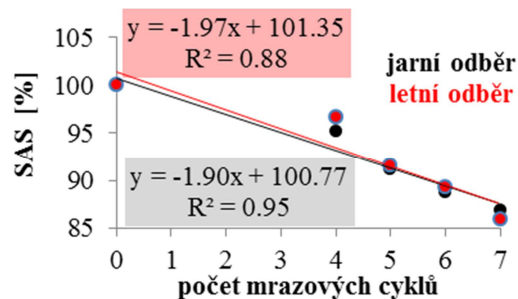
Graf 39 Procentuální obsah stabilních makroagregátů (Koclířov)



Graf 40 Sezónní změny stability půdních agregátů u vysušených vzorků (Luká)



Graf 41 Sezónní změny stability půdních agregátů u vysušených vzorků (Bystřice)



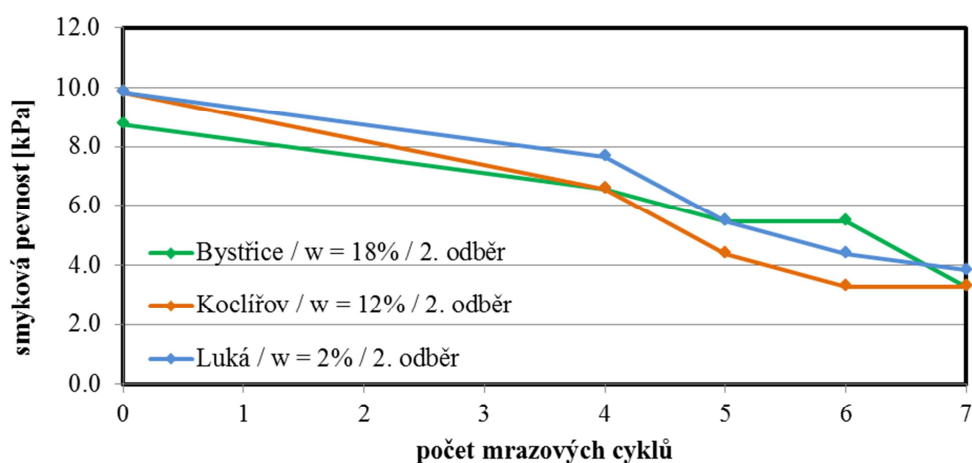
Graf 42 Sezónní změny stability půdních agregátů u vysušených vzorků (Koclířov)

Jednoduchá lineární regresní analýza prokázala významnou korelaci mezi SAS a počtem mrazových cyklů. Korelační koeficient závislosti SAS na počtu mrazových cyklů se pohyboval mezi hodnotami -0,96 a -1,00. Sezónní odchylky hodnot SAS nebyly nijak zvlášť výrazné. Stabilita agregátů u většiny vzorků byla mírně vyšší na konci vegetačního období. Metoda suchého prosévání ukázala jasný trend snižování stability půdních agregátů v důsledku zvyšujícího se počtu mrazových cyklů. S hodnotami WSA ji však nelze srovnávat a v kontextu vodní eroze není hodnota SAS relevantní (na rozdíl od eroze větrné).

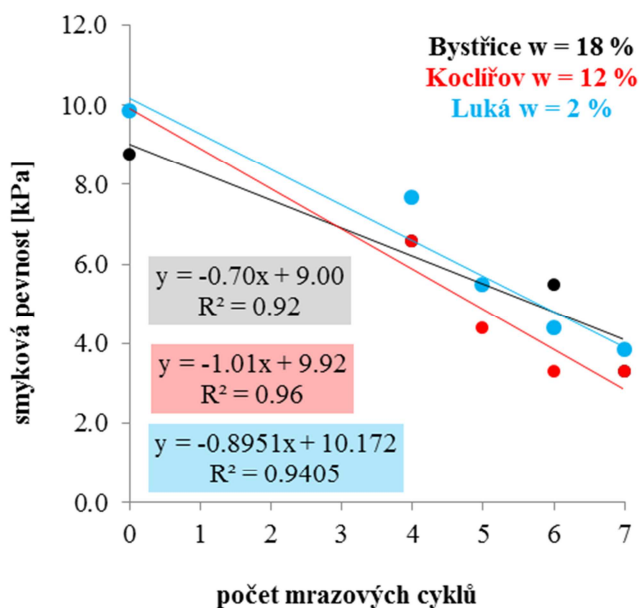
### 6.2.1.3 Změny smykové pevnosti svrchní vrstvy půdy v důsledku mrazových cyklů

Tab. 21 Změny smykové pevnosti půdy po jednotlivých počtech mrazových cyklů

	počet cyklů					vlhkost [%]
	0	4	5	6	7	
	smyková pevnost [kPa]					
<b>Bystřice</b>	8,7	6,6	5,5	5,5	3,3	18
<b>Koclířov</b>	9,8	6,6	4,4	3,3	3,3	12
<b>Luká</b>	9,8	7,7	5,5	4,4	3,8	2



Graf 43 Změny smykové pevnosti půdy v důsledku mrazových cyklů



Graf 44 Závislost hodnoty smykové pevnosti půdy na počtu mrazových cyklů



Smyková pevnost půdy byla sledována ex situ u vzorků odebraných na konci vegetačního období. V klimatické komoře byly simulovány 24hod mrazové cykly (-5 °C po dobu 12 hod a +5 °C dalších 12 hod). Hodnoty smykové pevnosti byly stanoveny těsně po odběru a následně po proběhnutí 4, 5, 6 a 7 mrazových cyklů. Na rozdíl od stability půdních agregátů jsou změny hodnot smykového napětí výraznější a mají stálý trend. Smyková pevnost půdy klesala spolu s rostoucím počtem mrazových cyklů. Byla prokázána významná závislost smykové pevnosti půdy a počtu proběhnutých mrazových cyklů. Korelační koeficient dosahoval hodnot od -0,96 do -0,98.

Výzkum se zabýval posouzením dopadu mrazových jevů na půdní erodovatelnost jako jeden z příčinných faktorů eroze z tání sněhu. Jednou z hlavních charakteristik půdy, která určuje míru erodovatelnosti, je stabilita půdních agregátů. Stabilitu makroagregátů je možné posuzovat dvěma způsoby - agregáty stabilní na vzduchu (v kontextu vodní eroze způsobené tajícím sněhem nerelevantní) a ve vodním prostředí. Další důležitou charakteristiku představuje smyková pevnost svrchní vrstvy půdy.

Sledovány byly změny tří charakteristik (*WSA*, *SAS* a smykové pevnosti) v důsledku teplotních a vlhkostních změn ex situ. V klimatické komoře byly simulovány 24hod mrazové cykly (-5 °C po dobu 12 hod a +5 °C dalších 12 hod). Procento stabilních půdních agregátů bylo stanoveno bezprostředně po odběru a následně po proběhnutí 4, 5, 6 a 7 mrazových cyklů.

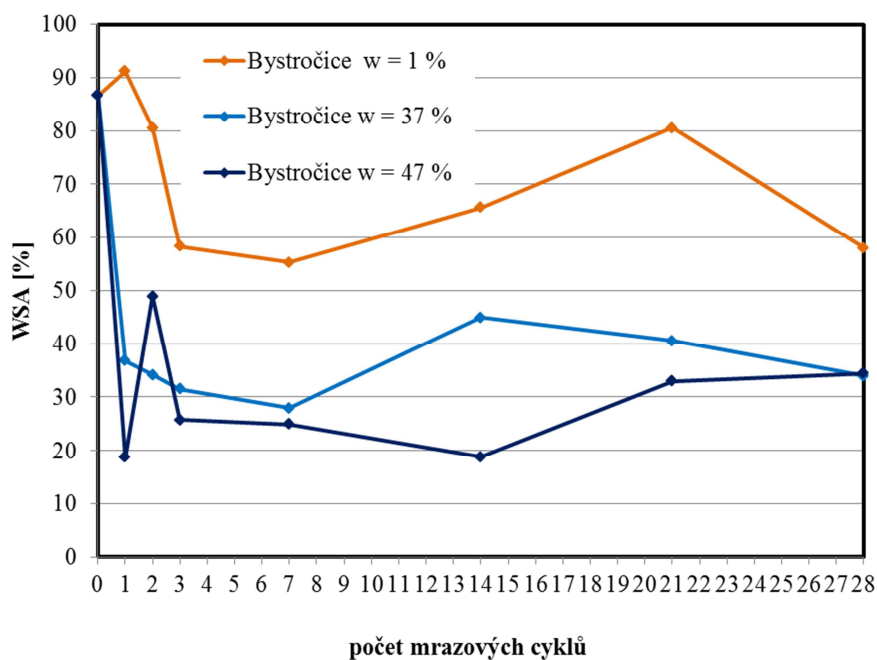
Výsledky ukazují na růst stability půdních agregátů v průběhu vegetačního období. V důsledku mrazových jevů simulovaných v laboratorních podmínkách, změny vodostability agregátů nevykazovaly trvalý trend, přestože smyková pevnost svrchní vrstvy půdy klesala spolu s rostoucím počtem mrazových cyklů. Ačkoli výsledky doplňující agregátové analýzy proséváním přes sadu plochých sít prokázaly stálý klesající trend stabilních agregátů spolu s rostoucím počtem mrazových cyklů, nejsou v kontextu zkoumaného jevu eroze způsobené tajícím sněhem relevantní. Vzhledem k časové náročnosti změn půdních vlastností je možné se domnívat, že délka mrazového cyklu nebyla vhodně zvolena a nabízí se možnost dalšího zkoumání kryopedologických jevů se zamyšlením nad případnou změnou metodiky.

## 6.2.2 Sledování změn stability agregátů v 2. roce výzkumu

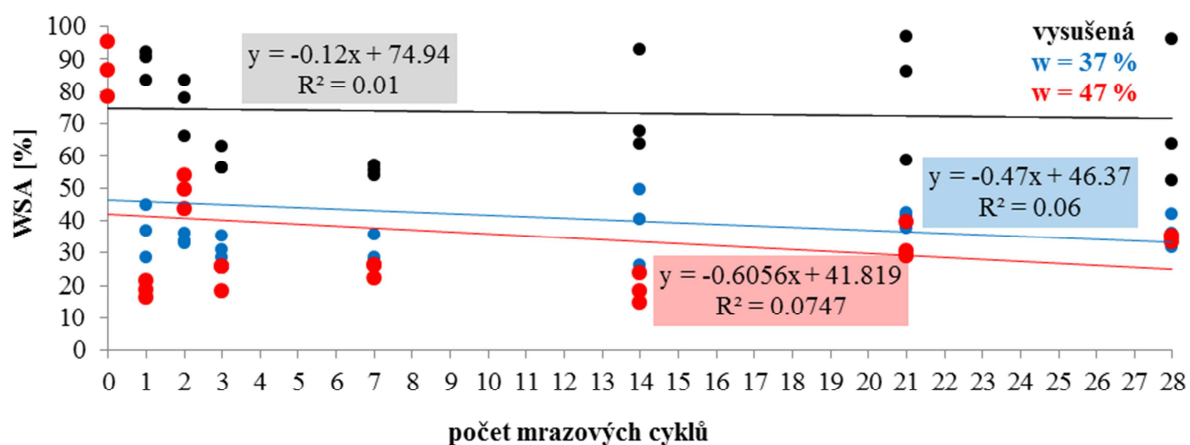
V důsledku neuspokojivých výsledků v prvním roce výzkumu kryopedologických jevů, došlo v dalším roce k metodickým změnám. Výsledné hodnoty procentuálního obsahu vodostabilních makroagregátů stanovené metodou mokrého prosévání v druhém roce výzkumu jsou uvedeny v následujících tabulkách a grafech.

Tab. 22 Změny vodostability agregátů po jednotlivých počtech mrazových cyklů v lokalitě Bystročice

počet mrazových cyklů	Bystročice					
	vysušená w = 1 %		ovlhčená na „polní vodní kapacitu“ w = 37 %		ovlhčená na „plnou vodní kapacitu“ w = 47 %	
	WSA [%]	rozdíl WSA [%]	WSA [%]	rozdíl WSA [%]	WSA [%]	rozdíl WSA [%]
0	87	0	87	0	87	0
1	91	5	37	-50	19	-68
2	81	-11	34	-3	49	30
3	58	-22	32	-3	26	-23
7	55	-3	28	-4	25	-1
14	66	10	45	17	19	-6
21	81	15	41	-4	33	14
28	58	-23	34	-7	34	1



Graf 45 Vývoj hodnot WSA po jednotlivých počtech mrazových cyklů (Bystročice)

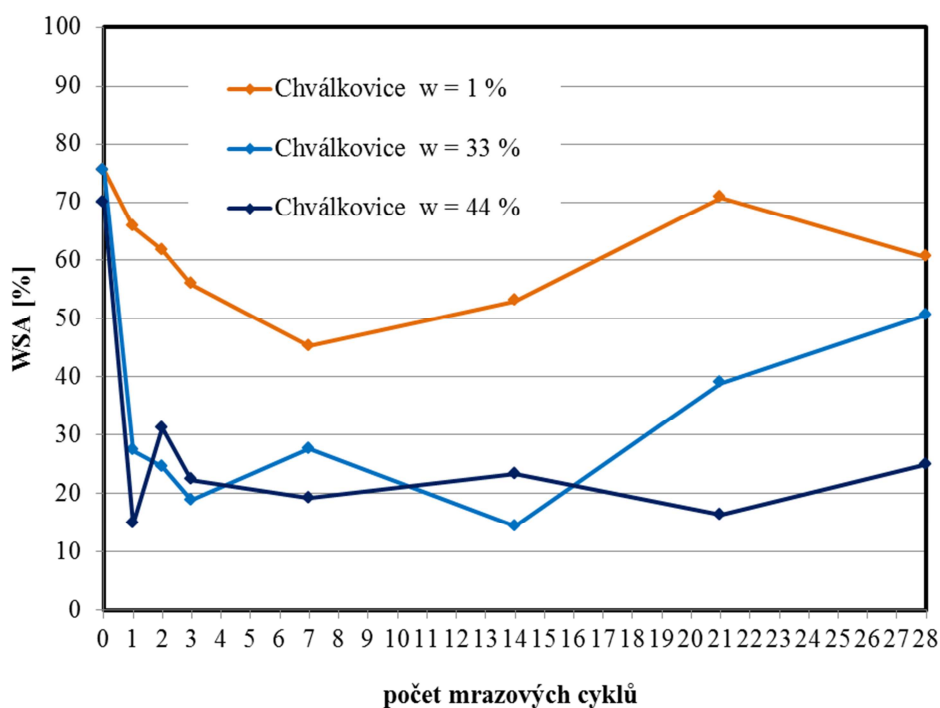


Graf 46 Závislost WSA na počtu mrazových cyklů (Bystročice)

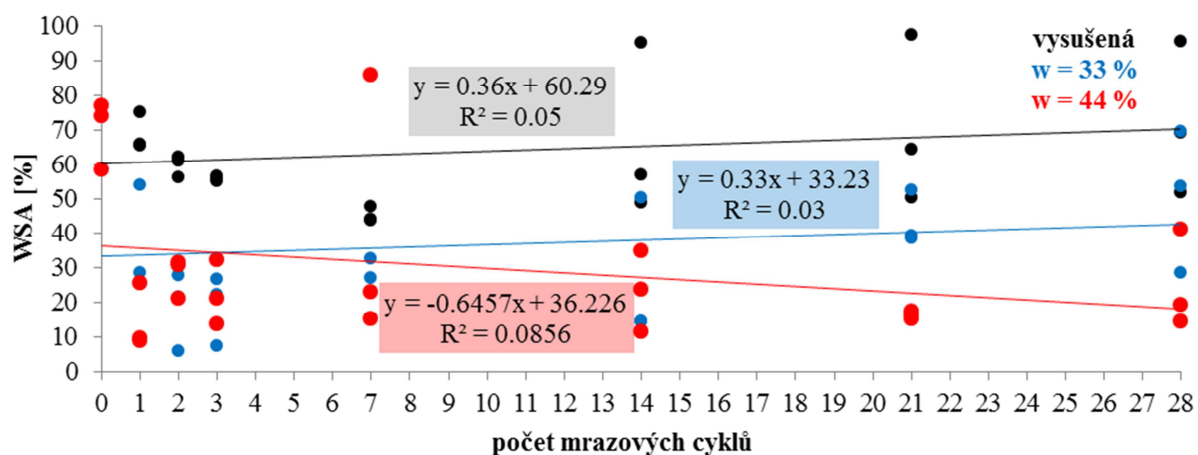
Jednoduchá lineární regresní analýza neprokázala významnou korelaci mezi WSA a počtem mrazových cyklů. V případě půdních vzorků z lokality Bystročice se korelační koeficient pohyboval mezi hodnotami -0,07 a -0,27. Hodnoty WSA po proběhnutí mrazových cyklů u půdních vzorků ovlhčených byly znatelně nižší než u vzorků vysušených.

Tab. 23 Změny vodostability agregátů po jednotlivých počtech mrazových cyklů v lokalitě Chválkovice

Chválkovice						
počet mrazových cyklů	vysušená w = 1 %		ovlhčená na „polní vodní kapacitu“ w = 33 %		ovlhčená na „plnou vodní kapacitu“ w = 44 %	
	WSA [%]	rozdíl WSA [%]	WSA [%]	rozdíl WSA [%]	WSA [%]	rozdíl WSA [%]
0	76	0	76	0	70	0
1	66	-10	27	-48	15	-55
2	62	-4	25	-3	31	16
3	56	-6	19	-6	22	-9
7	45	-11	28	9	19	-3
14	53	8	14	-13	23	4
21	71	18	39	25	16	-7
28	61	-10	51	12	25	9



Graf 47 Vývoj hodnot WSA po jednotlivých počtech mrazových cyklů (Chválkovice)

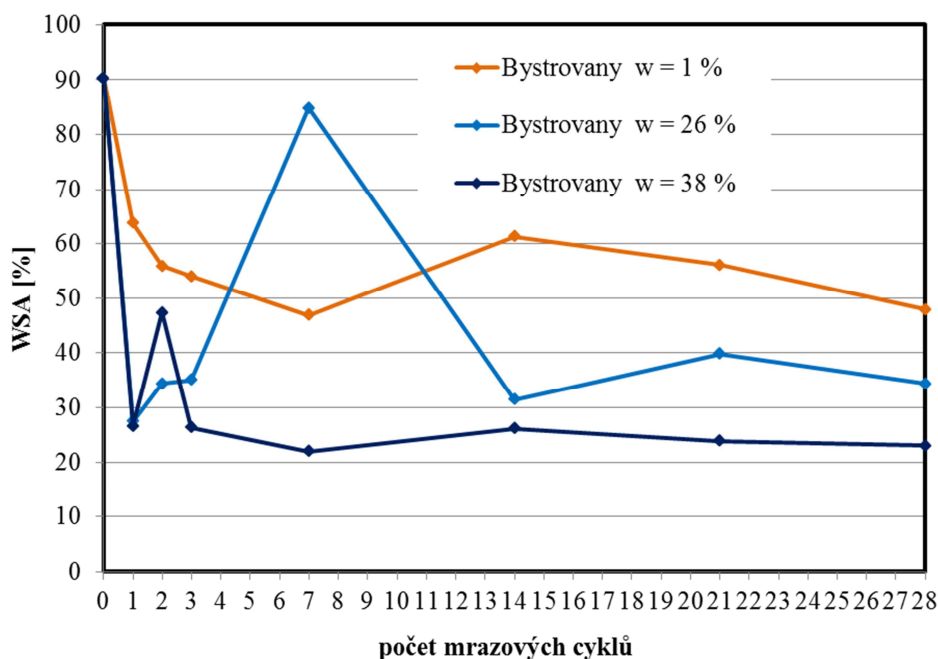


Graf 48 Závislost WSA na počtu mrazových cyklů (Chválkovice)

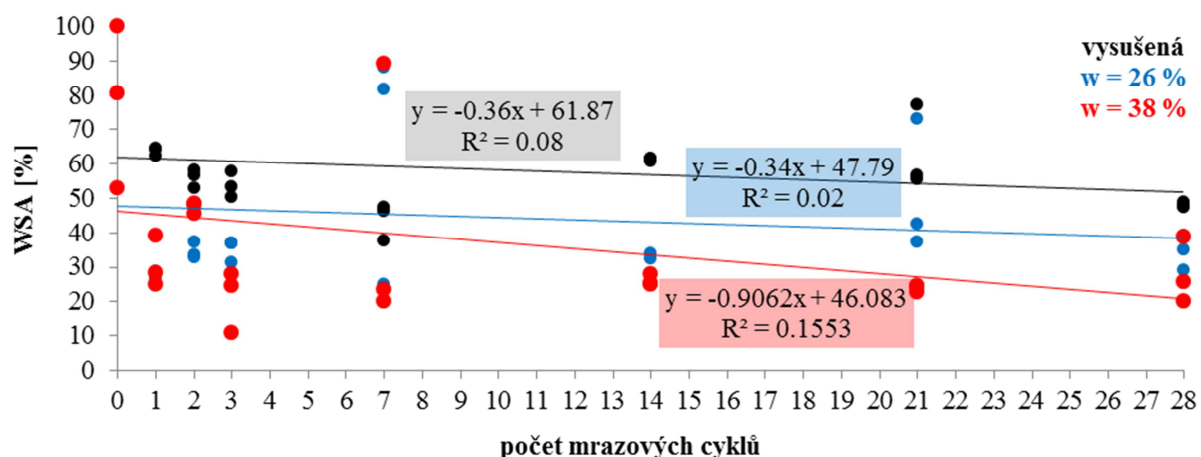
Jednoduchá lineární regresní analýza neprokázala významnou korelaci mezi WSA a počtem mrazových cyklů. V případě půdních vzorků z lokality Chválkovice se korelační koeficient pohyboval mezi hodnotami 0,16 a -0,29. Byl prokázán významný rozdíl v hodnotách WSA u půdních vzorků vysušených a ovlhčených.

Tab. 24 Změny vodostability agregátů po jednotlivých počtech mrazových cyklů v lokalitě Bystrovany

počet mrazových cyklů	Bystrovany					
	vysušená w = 1 %		ovlhčená na „polní vodní kapacitu“ w = 26 %		ovlhčená na „plnou vodní kapacitu“ w = 38 %	
	WSA [%]	rozdíl WSA [%]	WSA [%]	rozdíl WSA [%]	WSA [%]	rozdíl WSA [%]
0	90	0	90	0	90	0
1	64	-27	28	-63	27	-64
2	56	-8	34	7	47	21
3	54	-2	35	1	26	-21
7	47	-7	85	50	22	-4
14	61	14	31	-53	26	4
21	56	-5	40	8	24	-2
28	48	-8	34	-5	23	-1



Graf 49 Vývoj hodnot WSA po jednotlivých počtech mrazových cyklů (Bystrovany)

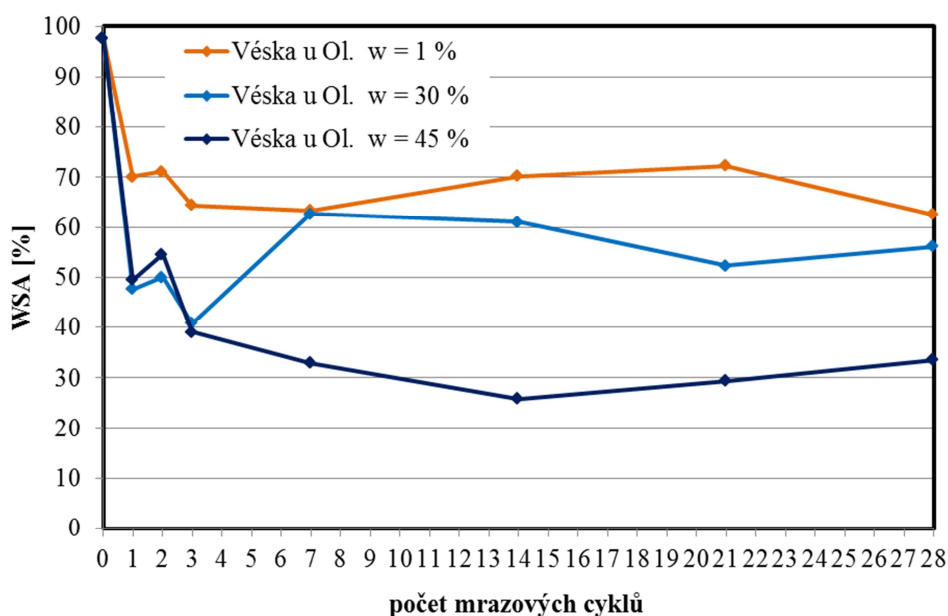


Graf 50 Závislost WSA na počtu mrazových cyklů (Bystrovany)

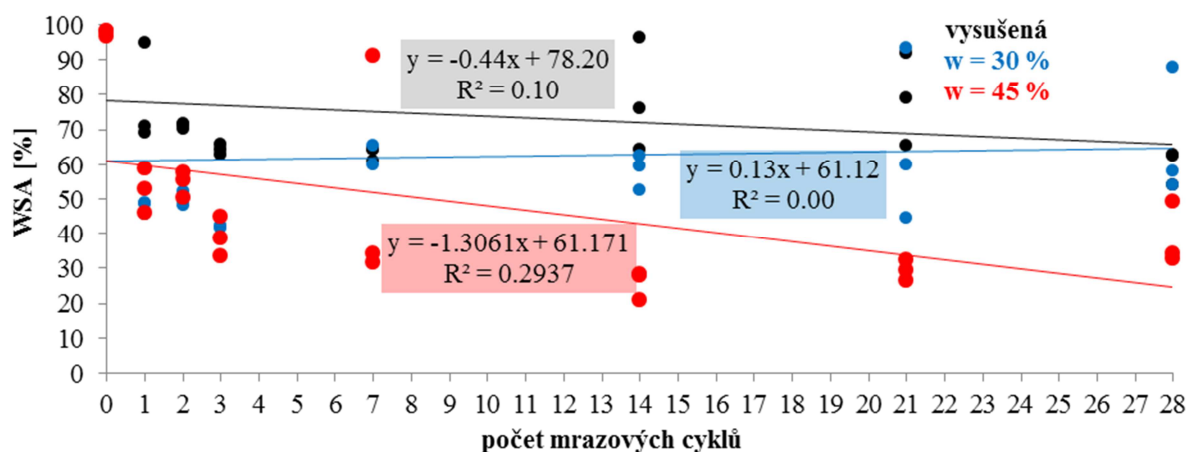
Jednoduchá lineární regresní analýza neprokázala významnou korelaci mezi WSA a počtem mrazových cyklů. V případě půdních vzorků z lokality Bystrovany se korelační koeficient pohyboval mezi hodnotami -0,15 a -0,39. Byl prokázán významný rozdíl v hodnotách WSA u půdních vzorků vysušených a ovlhčených.

Tab. 25 Změny vodostability agregátů po jednotlivých počtech mrazových cyklů v lokalitě Véska u Olomouce

počet mrazových cyklů	Véska u Olomouce					
	vysušená w = 1 %		ovlhčená na „polní vodní kapacitu“ w = 30 %		ovlhčená na „plnou vodní kapacitu“ w = 45 %	
	WSA [%]	rozdíl WSA [%]	WSA [%]	rozdíl WSA [%]	WSA [%]	rozdíl WSA [%]
0	98	0	98	0	98	0
1	70	-27	48	-50	50	-48
2	71	1	50	2	55	5
3	64	-7	41	-9	39	-15
7	63	-1	63	22	33	-6
14	70	7	61	-2	26	-7
21	72	2	52	-9	29	4
28	63	-10	56	4	34	4

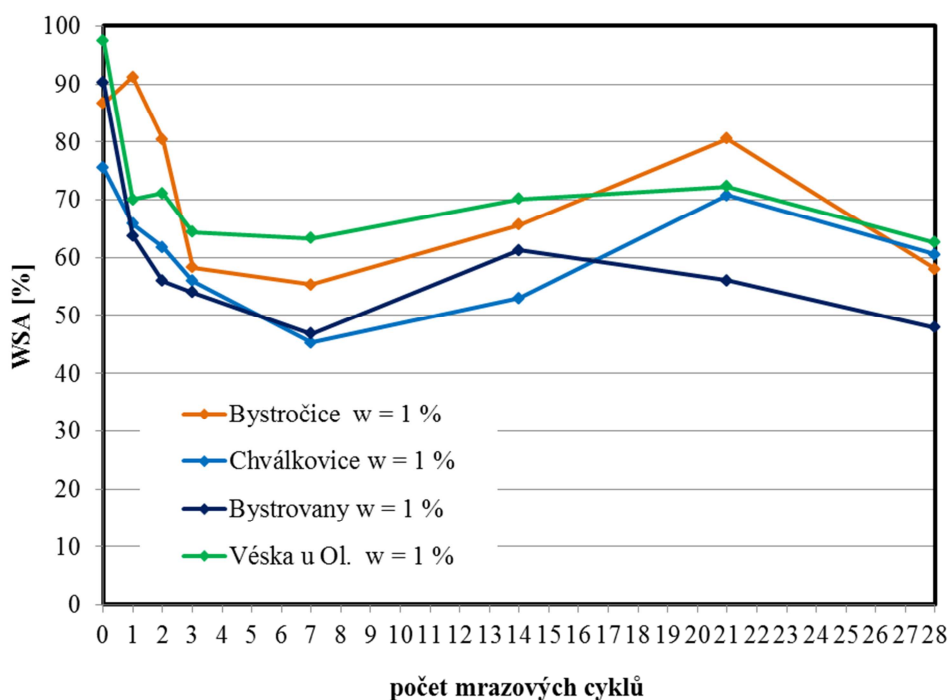


Graf 51 Vývoj hodnot WSA po jednotlivých počtech mrazových cyklů (Véska u Ol.)



Graf 52 Závislost WSA na počtu mrazových cyklů (Véska u Ol.)

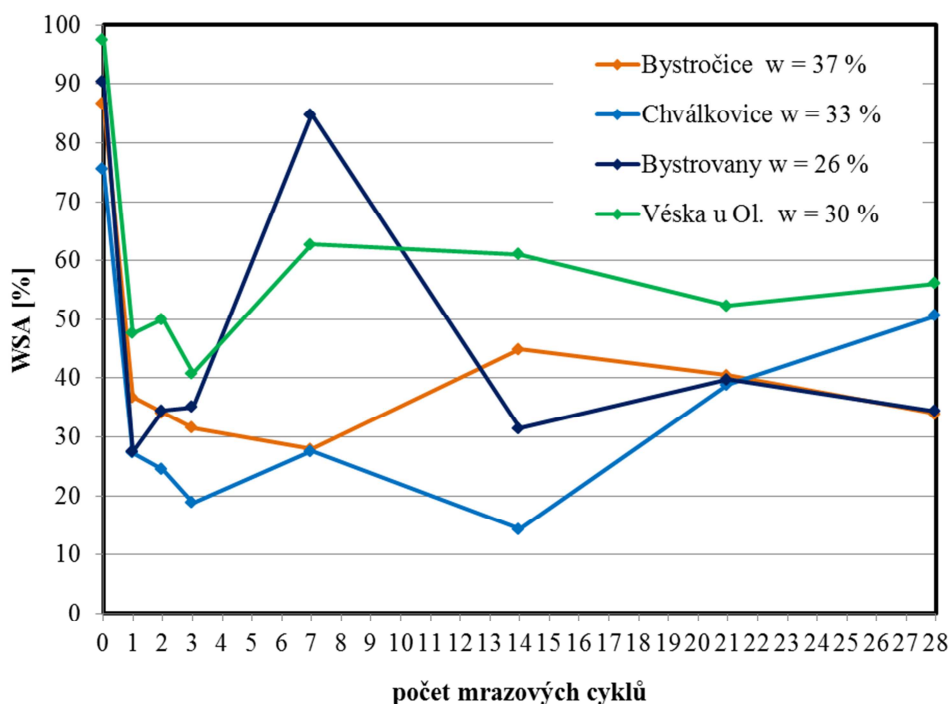
Jednoduchá lineární regresní analýza neprokázala významnou korelaci mezi WSA a počtem mrazových cyklů. V případě půdních vzorků z lokality Véska u Olomouce se korelační koeficient pohyboval mezi hodnotami 0,07 a -0,54. Byl prokázán významný rozdíl v hodnotách WSA u půdních vzorků vysušených a ovlhčených.



Graf 53 Vývoj hodnot WSA po jednotlivých počtech mrazových cyklů u půdních vzorků vysušených na vzduchu

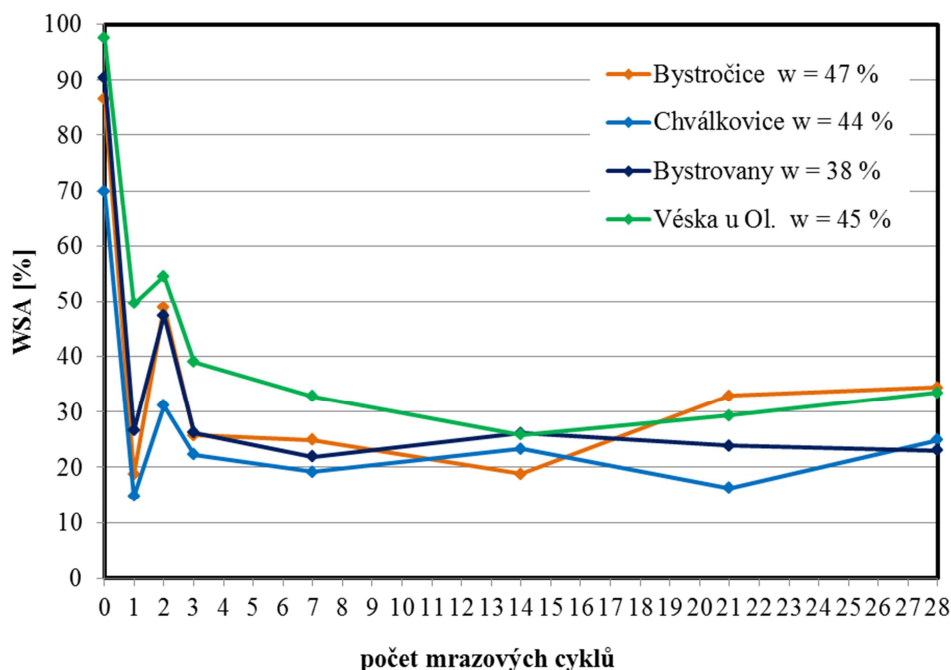


V případě vysušených vzorků můžeme sledovat podobný vývoj hodnot – pokles hodnot po malém počtu mrazových cyklů a následné zvýšení hodnot WSA po jednom týdnu (7 mrazových cyklech). Přesný opak toho, co popisuje Mostaghimi et al. (1988) – zvýšení hodnot WSA po pár mrazových cyklech a následný počátek poklesu se zvyšujícím s počtem mrazových cyklů. Po 21 cyklech hodnoty WSA u všech vzorků opět klesly.



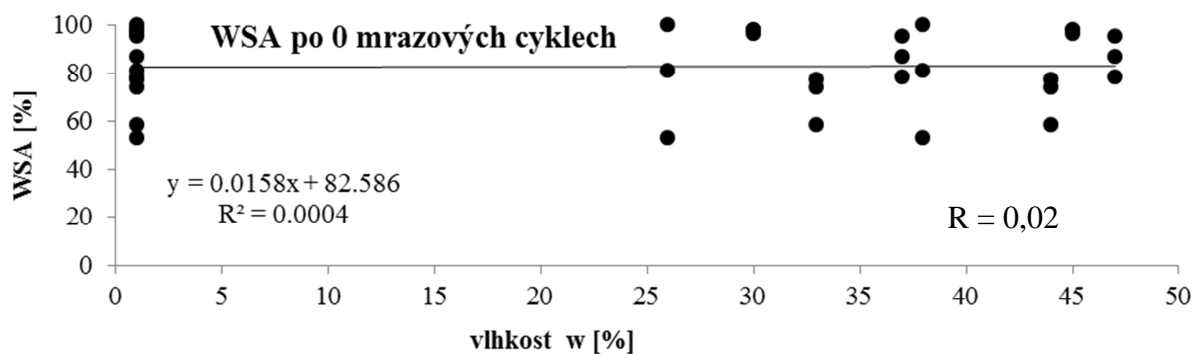
*Graf 54 Vývoj hodnot WSA po jednotlivých počtech mrazových cyklů u půdních vzorků ovlhčených na „polní vodní kapacitu“*

U vzorků ovlhčených na „polní vodní kapacitu“ nemůžeme sledovat tak výraznou podobnost ve vývoji hodnot WSA. Ale u všech vzorků se projevilo výrazné snížení vodostability agregátů po prvním mrazovém cyklu.

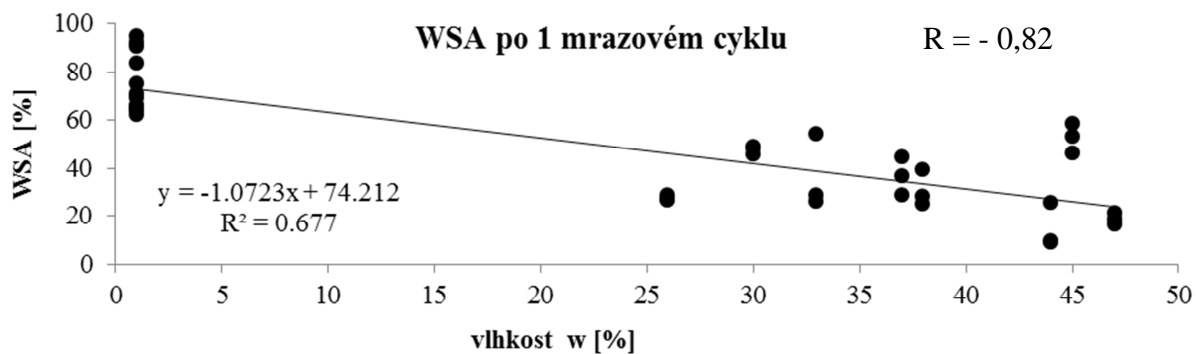


Graf 55 Vývoj hodnot WSA po jednotlivých počtech mrazových cyklů u půdních vzorků ovlhčených na „plnou vodní kapacitu“

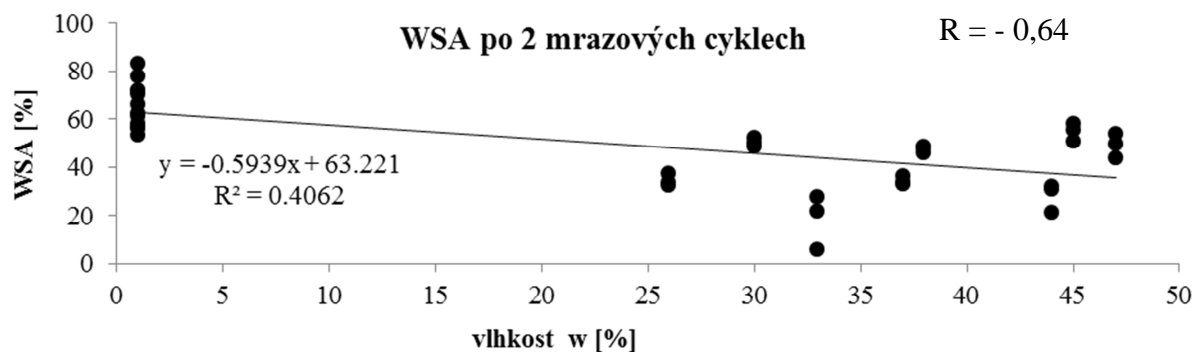
Plně saturované vzorky vykazovaly také mnoho podobností ve vývoji hodnot WSA. Bylo možné sledovat výrazné snížení vodostability po prvním mrazovém cyklu a následné zvýšení po dvou mrazových cyklech. Poté došlo opět k poklesu hodnot a následným nevýrazným změnám WSA.



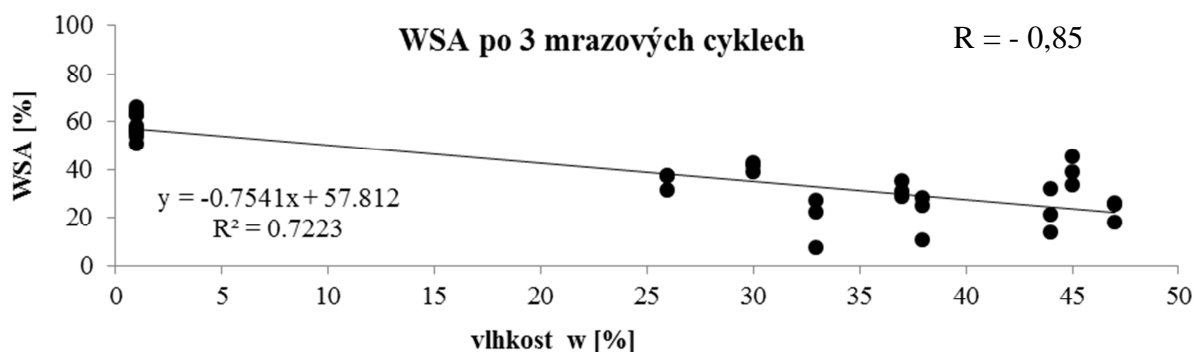
Graf 56 Závislost vodostability agregátů na půdní vlhkosti v případě, že nedošlo k promrznutí půdy



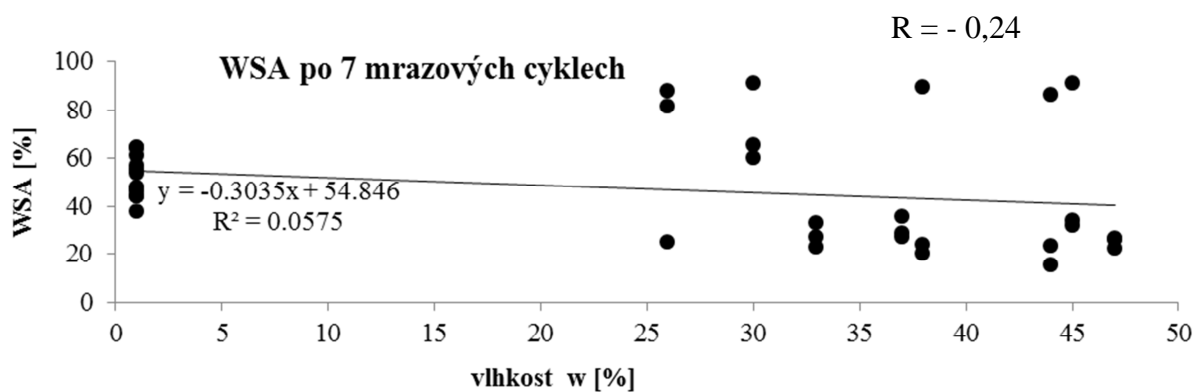
Graf 57 Závislost vodostability agregátů na půdní vlhkosti v případě proběhnutí 1 mrazového cyklu



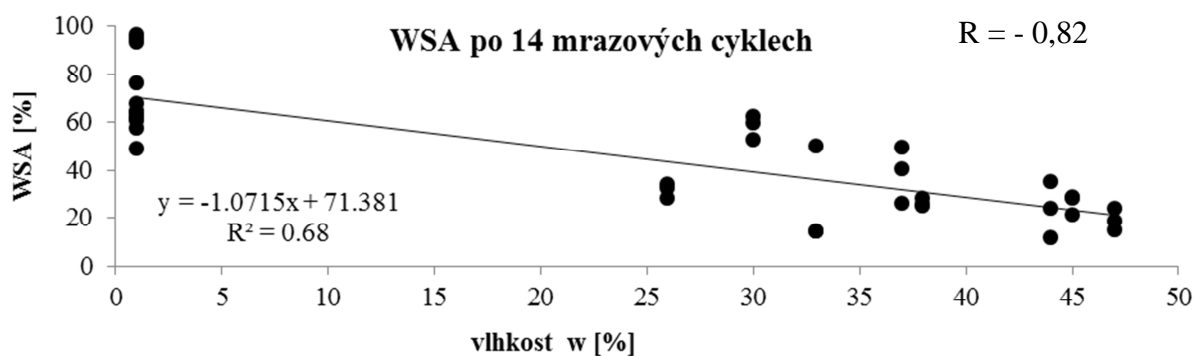
Graf 58 Závislost vodostability agregátů na půdní vlhkosti v případě proběhnutí 2 mrazových cyklů



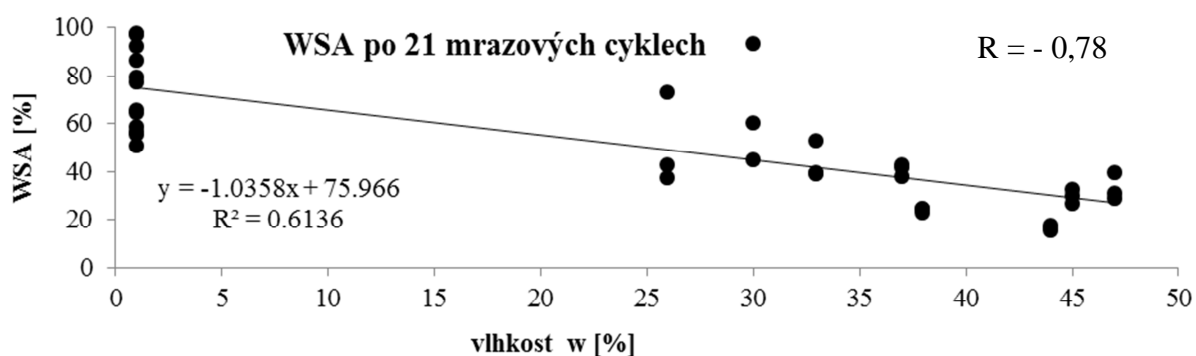
Graf 59 Závislost vodostability agregátů na půdní vlhkosti v případě proběhnutí 3 mrazových cyklů



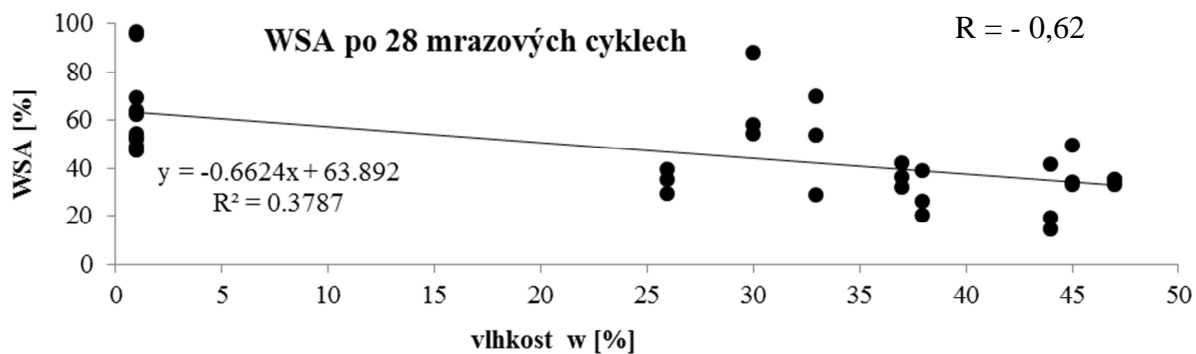
Graf 60 Závislost vodostability agregátů na půdní vlhkosti v případě proběhnutí 7 mrazových cyklů



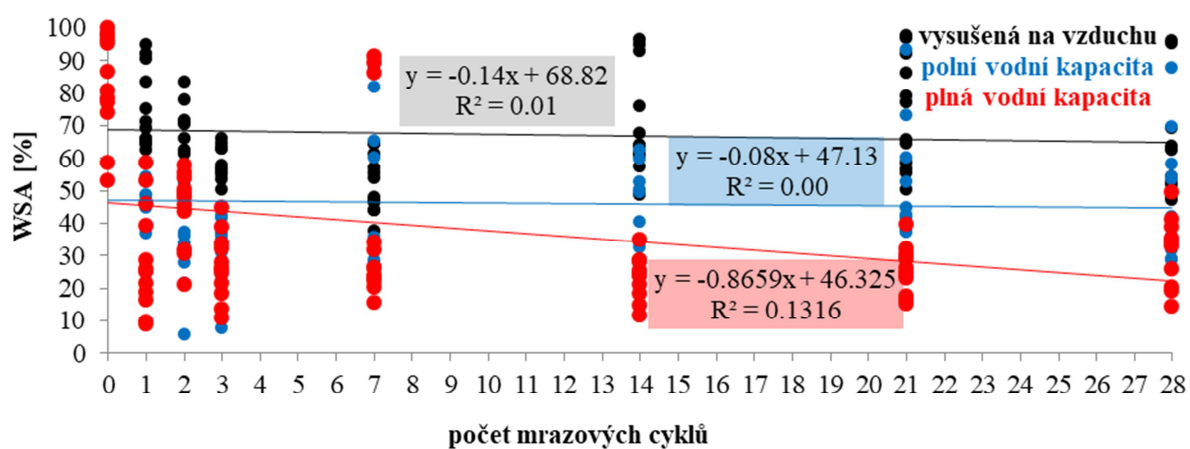
Graf 61 Závislost vodostability agregátů na půdní vlhkosti v případě proběhnutí 14 mrazových cyklů



Graf 62 Závislost vodostability agregátů na půdní vlhkosti v případě proběhnutí 21 mrazových cyklů



Graf 63 Závislost vodostability agregátů na půdní vlhkosti v případě proběhnutí 28 mrazových cyklů



Graf 64 Závislost vodostability agregátů na počtu mrazových cyklů

Jednoduchá lineární regresní analýza neprokázala významnou korelaci mezi WSA a vlhkostí pokud nedojde k promrznutí půdy. V případě, že je půda podrobená mrazovým cyklům, hraje vlhkost půdy poměrně významnou roli ve vztahu k hodnotám WSA. Při hodnocení závislosti WSA na vlhkosti půdy při určitých počtech proběhnutých mrazových cyklů se korelační koeficient pohyboval mezi hodnotami -0,24 a -0,85. Ve většině případů se ukázalo, že pokud půdní vzorky s vyšší vlhkostí byly podrobeny účinkům mrazu, hodnoty vodostability agregátů byly nižší než u vzorků půd s nižší vlhkostí.

Stejně jako v prvním roce se výzkum zabýval posouzením dopadu kryopedologických jevů na půdní erodovatelnost jako jeden z příčinných faktorů eroze z tání sněhu. Pozornost ve druhém roce byla zaměřena na změny vodostability půdních makroagregátů (WSA) v důsledku teplotních a vlhkostních změn v půdě. Výzkum probíhal opět ex-situ s metodickými změnami oproti prvnímu roku výzkumu. Ve snaze přiblížit se přírodním

podmínkám v ČR byly simulovány 24hod mrazové cykly (12 hod - 5 °C a 12 hod +5 °C) v klimatické komoře. Procento stabilních makroagregátů bylo stanoveno bezprostředně po odběru půdních vzorků a následně po 1, 2, 3, 7, 14, 21 a 28 mrazových cyklech. Dopad kryopedogických jevů na vodostabilitu půdních makroagregátů je kontroverzním tématem zahraniční literatury. Ačkoli se mnozí autoři shodují na snižování WSA, způsobené opakovaným zamrznáním a rozmrznáním svrchní vrstvy půdy, výsledky výzkumu tuto hypotézu neprokázaly. Podle Lehrshe et al. (1990) agregátová stabilita stoupá s malým počtem mrazových cyklů, ale další mrazové cykly mají již pouze malý dopad na změnu WSA. Oygarden (2000) uvádí, že vysušování půdy mrazem vede ke zvýšení agregátové stability. Mostaghimi et al. (1988) uvádí, že míra přemrznutí nemá žádný efekt na agregátovou stabilitu.

U vysušené sady půdních vzorků docházelo během prvního týdne probíhajících mrazových cyklů ke snižování WSA, dalších 14 dní WSA stoupala a po 21 dnech měla WSA opět klesající trend (*Graf. 53*).

V případě sady vzorků ovlhčené na „polní vodní kapacitu“ (*Graf. 54*) klesla WSA po prvním mrazovém cyklu, ale na konci prvního týdne došlo k jejímu zvýšení. Následně hodnoty WSA lehce stoupaly či klesaly.

U vzorků plně nasycených (*Graf. 55*) byl pozorován signifikantní pokles a následné zvýšení WSA. Po následných větších množstvích mrazových cyklů hodnoty stability mírně klesaly či stoupaly a nebyl zaznamenán žádný trvalý trend.

Obecně hodnoty WSA klesaly se zvyšující se vlhkostí v případě, že půda promrzla. Hypotéza o poklesu vodostability půdních agregátů se zvyšujícím se počtem mrazových cyklů nebyla jasně prokázána. Avšak závislost WSA na půdní vlhkosti v případě, že půda projde mrazovými cykly, je na podkladě dosažených výsledků zřejmá.

### 6.3 Kvantifikace erozního smyvu způsobeného táním sněhové pokrývky

Eroze způsobená táním sněhové pokrývky se v průběhu výzkumu téměř nevyskytovala v důsledku zim chudých na sněhové srážky. V případě výskytu sněhové pokrývky docházelo k jejímu postupnému tání v průběhu zimy, které nezpůsobilo půdní smyvy. Hlavní záměr, zachycení plošného erozního smyvu vyvinutými odtokovými parcelami, které byly instalované na výzkumných plochách v zimních obdobích v letech 2013-2017, se tak nezdařil.

Na konci února 2017 došlo k intenzivnímu tání sněhové pokrývky dostatečně vodné na to, aby napáchala viditelné škody. Výskyt erozních rýh způsobených jarním náhlým táním byl zaznamenán jen sporadicky. Jednou z událostí byl půdní odnos v lokalitě Šardice, který se i s ohledem na potřebu vyschlé půdy pro měření erozním mostem, podařilo zaznamenat dříve, než proběhly na poli jarní práce hospodařících subjektů.

Erozní událost v k.ú. Šardice byla zachycena dvěma způsoby, pomocí erozního mostu (erodoměru) a UAV fotogrammetrickou metodou. K vyhodnocení erozního smyvu fotogrammetricky byly použity 2 bezpilotní létající prostředky Státního pozemkového úřadu a Výzkumného ústavu vodohospodářského T.G.M., v.v.i.. Práce si kladla za cíl srovnání výsledků obou metod za účelem posouzení míry přesnosti metody UAV fotogrammetrie a jejího možného využití při monitoringu eroze způsobené táním sněhu. Práce neřeší kauzalitu zkoumané erozní události.

V případě plošné eroze byl při průzkumech terénu zaznamenán četnější výskyt, avšak v rozsahu natolik malém, že událost nebylo možné zaznamenat dostupnými metodami. Míru eroze, pro kterou nejsou vhodné metoda UAV fotogrammetrie nebo erozního mostu, ilustrují následující obrázky. Pro tyto účely byly konstruovány odtokové parcely. Hlavní nevýhodou metody odtokových parcel je však nutnost určení měřené lokality předem bez možnosti operativní změny.



*Obr. 53 Akumulovaný plošný erozní smyv*



*Obr. 54 Mírný erozní smyv – březen 2017*

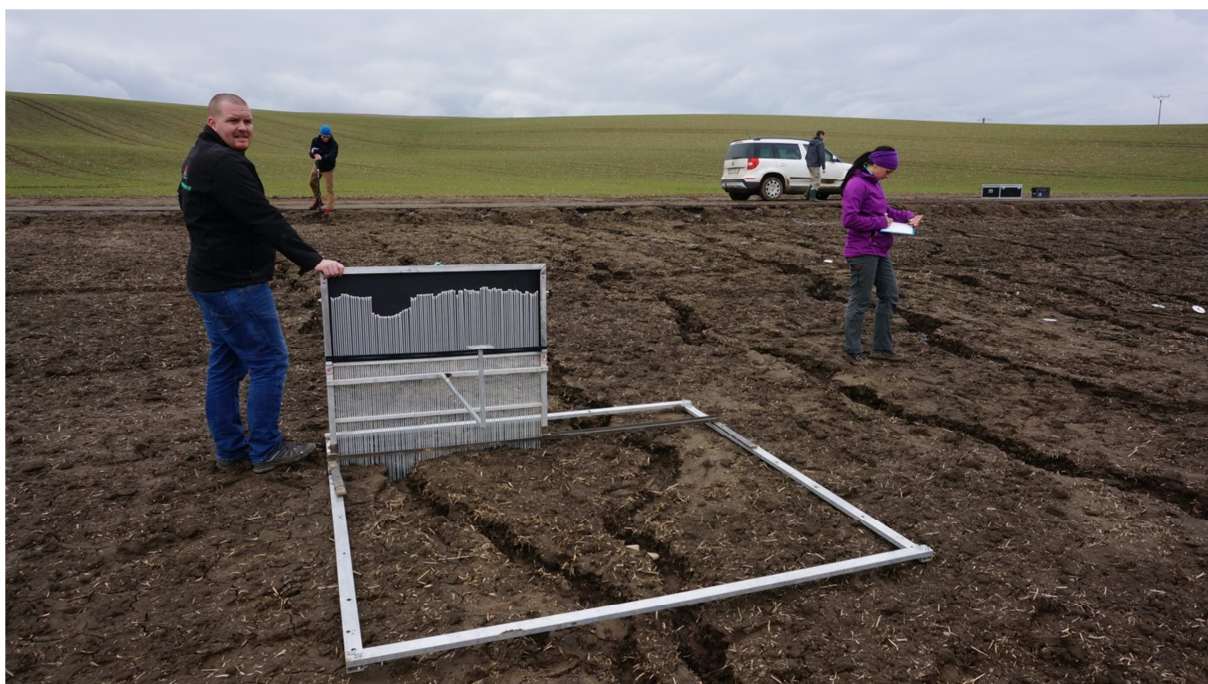


### 6.3.1 Kvantifikace erozního smyvu metodou erodoměru (erozního mostu)

Po náhlém odtání sněhové pokrývky na konci února 2017 se podařilo zachytit rozsáhlou erozní událost v k.ú. Šardice. Měření erozním mostem bylo provedeno na 5 čtvercových plochách o výměře 4 m<sup>2</sup>. Jednotlivé měřené profily byly fotografovány. Následně došlo k vektorizaci tvaru měřených profilů a výpočtu objemu odnosu.



*Obr. 55 Erozní událost Šardice – březen 2017*



*Obr. 56 Měření erozním mostem v k.ú. Šardice – březen 2017*

Tab. 26 Volumetrická kvantifikace půdního odnosu z plochy čtverce I

profil	staničení	vzdálenost	plochy odnosu			hmota
			jednotlivé	souhrnné	průměrné	
	m	m	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>3</sup>
I.	0.33	0.50	0.060	0.125	0.063	0.031
II.	0.66	0.33	0.065	0.135	0.068	0.023
III.	1.00	0.33	0.070	0.129	0.064	0.021
IV.	1.33	0.33	0.058	0.127	0.063	0.021
V.	1.66	0.50	0.069	0.127	0.063	0.032
<b>celkem:</b>	<b>0.128</b>	<b>m<sup>3</sup></b>	<b>=</b>	<b>128071</b>	<b>cm<sup>3</sup></b>	
ztráta půdy:	<b>512</b>	<b>t.ha<sup>-1</sup></b>		<b>320</b>	<b>m<sup>3</sup>. ha<sup>-1</sup></b>	

Tab. 27 Volumetrická kvantifikace půdního odnosu z plochy čtverce II

profil	staničení	vzdálenost	plochy odnosu			hmota
			jednotlivé	souhrnné	průměrné	
	m	m	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>3</sup>
I.	0.33	0.50	0.068	0.120	0.060	0.030
II.	0.66	0.33	0.052	0.114	0.057	0.019
III.	1.00	0.33	0.062	0.130	0.065	0.022
IV.	1.33	0.33	0.068	0.116	0.058	0.019
V.	1.66	0.50	0.048	0.116	0.058	0.029
<b>celkem:</b>	<b>0.119</b>	<b>m<sup>3</sup></b>	<b>=</b>	<b>118913</b>	<b>cm<sup>3</sup></b>	
ztráta půdy:	<b>476</b>	<b>t.ha<sup>-1</sup></b>		<b>297</b>	<b>m<sup>3</sup>. ha<sup>-1</sup></b>	

Tab. 28 Volumetrická kvantifikace půdního odnosu z plochy čtverce III

profil	staničení	vzdálenost	plochy odnosu			hmota
			jednotlivé	souhrnné	průměrné	
	m	m	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>3</sup>
I.	0.33	0.50	0.039	0.066	0.033	0.016
II.	0.66	0.33	0.027	0.070	0.035	0.012
III.	1.00	0.33	0.043	0.087	0.044	0.015
IV.	1.33	0.33	0.044	0.075	0.038	0.013
V.	1.66	0.50	0.031	0.075	0.038	0.019
<b>celkem:</b>	<b>0.074</b>	<b>m<sup>3</sup></b>	<b>=</b>	<b>73837</b>	<b>cm<sup>3</sup></b>	
ztráta půdy:	<b>295</b>	<b>t.ha<sup>-1</sup></b>		<b>185</b>	<b>m<sup>3</sup>. ha<sup>-1</sup></b>	

Tab. 29 Volumetrická kvantifikace půdního odnosu z plochy čtverce IV

profil	staničení	vzdálenost	plochy odnosu			hmota
			jednotlivé	souhrnné	průměrné	
	m	m	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>3</sup>
I.	0.33	0.50	0.059	0.115	0.058	0.029
II.	0.66	0.33	0.056	0.103	0.051	0.017
III.	1.00	0.33	0.046	0.099	0.049	0.016
IV.	1.33	0.33	0.053	0.125	0.063	0.021
V.	1.66	0.50	0.073	0.125	0.063	0.031
<b>celkem:</b>	<b>0.115</b>	<b>m<sup>3</sup></b>	=	<b>114597</b>	<b>cm<sup>3</sup></b>	
ztráta půdy:	<b>458</b>	<b>t.ha<sup>-1</sup></b>		<b>286</b>	<b>m<sup>3</sup>. ha<sup>-1</sup></b>	

Tab. 30 Volumetrická kvantifikace půdního odnosu z plochy čtverce V

profil	staničení	vzdálenost	plochy odnosu			hmota
			jednotlivé	souhrnné	průměrné	
	m	m	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>3</sup>
I.	0.33	0.50	0.042	0.107	0.054	0.027
II.	0.66	0.33	0.065	0.093	0.047	0.016
III.	1.00	0.33	0.028	0.090	0.045	0.015
IV.	1.33	0.33	0.062	0.115	0.058	0.019
V.	1.66	0.50	0.053	0.115	0.058	0.029
<b>celkem:</b>	<b>0.105</b>	<b>m<sup>3</sup></b>	=	<b>105489</b>	<b>cm<sup>3</sup></b>	
ztráta půdy:	<b>422</b>	<b>t.ha<sup>-1</sup></b>		<b>264</b>	<b>m<sup>3</sup>. ha<sup>-1</sup></b>	

Průměrný erozní smyv z lokality Šardice kvantifikovaný pomocí erodoměru byl 433 t.ha<sup>-1</sup>. Tento způsob kvantifikace erozního smyvu je zatížen chybou v nepřesnosti vynesení původního neznámého terénu. S tímto problémem se potýkáme také v případě UAV fotogrammetrické metody. Výsledek obou metod je závislý na individuálním odborném odhadu. Nevýhodou metody je potřeba alespoň částečně vyschlé půdy pro provedení zaměření. V případě UAV fotogrammetrie nevádí díky bezkontaktnímu způsobu měření ani rozbředlá svrchní vrstva půdy přítomná bezprostředně po odtání sněhové pokrývky.

### 6.3.2 Kvantifikace erozního smyvu metodou UAV fotogrammetrie

V Šardicích proběhlo snímání erozní události pomocí dvou bezpilotních létajících prostředků pod záštitou Státního pozemkového úřadu a Výzkumného ústavu vodohospodářského T.G.M., v.v.i.. Pomocí speciálního softwaru byly metodou Structure from Motion zpracovány snímky pořízené v terénu a rekonstruován digitální model terénu. Stanovení objemu půdního odnosu spočívá v kvantifikaci rozdílu mezi původním a erodovaným terénem. Pro možnost srovnání s metodou erozního mostu byl kvantifikován půdní smyv ve čtvercích dvěma způsoby: na základě rozdílu původního a stávajícího terénu nástroji GIS a na základě vyhodnocení příčných profilů.



*Obr. 57 Letecký snímek erozní události Šardice s vyznačenými lomovými body zaměřených čtverců – březen 2017 (zdroj VÚV TGM, v.v.i.)*



Obr. 58 Letecký snímek erozní události Šardice – březen 2017 (zdroj VÚV TGM, v.v.i.)

### 6.3.2.1 Stanovení objemu odnosu metodou příčných profilů

V následujících tabulkách je uvedeno vyhodnocení příčných řezů digitálního modelu terénu vytvořeného z 3D bodů, které byly výstupem měření dronem SPÚ. Příčné profily byly vytvořeny v programu Atlas DMT v místech zaměření erozním mostem. Průměrný erozní smyv z lokality Šardice kvantifikovaný vyhodnocením příčných řezů DMT jako výsledku měření pomocí UAV byl  $381 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ .

Tab. 31 Volumetrická kvantifikace půdního odnosu z plochy čtverce I (501)

profil	staničení	vzdálenost	plochy odnosu			hmota
			jednotlivé	souhrnné	průměrné	
	m	m	$\text{m}^2$	$\text{m}^2$	$\text{m}^2$	$\text{m}^3$
I.	0.33	0.50	0.056	0.123	0.061	0.031
II.	0.66	0.33	0.067	0.117	0.059	0.020
III.	1.00	0.33	0.051	0.092	0.046	0.015
IV.	1.33	0.33	0.041	0.109	0.055	0.018
V.	1.66	0.50	0.068	0.109	0.055	0.027
<b>celkem:</b>	<b>0.111</b>	<b><math>\text{m}^3</math></b>	=	<b>110997</b>	<b><math>\text{cm}^3</math></b>	
ztráta půdy:	<b>444</b>	<b><math>\text{t} \cdot \text{ha}^{-1}</math></b>		<b>277</b>	<b><math>\text{m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}</math></b>	

Tab. 32 Volumetrická kvantifikace půdního odnosu z plochy čtverce II (701)

profil	staničení	vzdálenost	plochy odnosu			hmota
			jednotlivé	souhrnné	průměrné	
	m	m	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>3</sup>
I.	0.33	0.50	0.054	0.090	0.045	0.022
II.	0.66	0.33	0.036	0.082	0.041	0.014
III.	1.00	0.33	0.046	0.108	0.054	0.018
IV.	1.33	0.33	0.062	0.112	0.056	0.019
V.	1.66	0.50	0.050	0.112	0.056	0.028
<b>celkem:</b>	<b>0.101</b>	<b>m<sup>3</sup></b>	=	<b>100823</b>	<b>cm<sup>3</sup></b>	
ztráta půdy:	<b>403</b>	<b>t.ha<sup>-1</sup></b>		<b>252</b>	<b>m<sup>3</sup>. ha<sup>-1</sup></b>	

Tab. 33 Volumetrická kvantifikace půdního odnosu z plochy čtverce III (601)

profil	staničení	vzdálenost	plochy odnosu			hmota
			jednotlivé	souhrnné	průměrné	
	m	m	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>3</sup>
I.	0.33	0.50	0.036	0.057	0.028	0.014
II.	0.66	0.33	0.021	0.062	0.031	0.010
III.	1.00	0.33	0.042	0.077	0.039	0.013
IV.	1.33	0.33	0.036	0.055	0.027	0.009
V.	1.66	0.50	0.019	0.055	0.027	0.014
<b>celkem:</b>	<b>0.060</b>	<b>m<sup>3</sup></b>	=	<b>60165</b>	<b>cm<sup>3</sup></b>	
ztráta půdy:	<b>241</b>	<b>t.ha<sup>-1</sup></b>		<b>150</b>	<b>m<sup>3</sup>. ha<sup>-1</sup></b>	

Tab. 34 Volumetrická kvantifikace půdního odnosu z plochy čtverce IV(801)

profil	staničení	vzdálenost	plochy odnosu			hmota
			jednotlivé	souhrnné	průměrné	
	m	m	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>3</sup>
I.	0.33	0.50	0.048	0.108	0.054	0.027
II.	0.66	0.33	0.060	0.103	0.052	0.017
III.	1.00	0.33	0.043	0.090	0.045	0.015
IV.	1.33	0.33	0.047	0.114	0.057	0.019
V.	1.66	0.50	0.067	0.114	0.057	0.028
<b>celkem:</b>	<b>0.107</b>	<b>m<sup>3</sup></b>	=	<b>106604</b>	<b>cm<sup>3</sup></b>	
ztráta půdy:	<b>426</b>	<b>t.ha<sup>-1</sup></b>		<b>267</b>	<b>m<sup>3</sup>. ha<sup>-1</sup></b>	

Tab. 35 Volumetrická kvantifikace půdního odnosu z plochy čtverce V (901)

profil	staničení	vzdálenost	plochy odnosu			hmota
			jednotlivé	souhrnné	průměrné	
	m	m	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>2</sup>	m <sup>3</sup>
I.	0.33	0.50	0.033	0.088	0.044	0.022
II.	0.66	0.33	0.055	0.079	0.040	0.013
III.	1.00	0.33	0.024	0.088	0.044	0.015
IV.	1.33	0.33	0.064	0.114	0.057	0.019
V.	1.66	0.50	0.050	0.114	0.057	0.028
<b>celkem:</b>	<b>0.097</b>	<b>m<sup>3</sup></b>	<b>=</b>	<b>97057</b>	<b>cm<sup>3</sup></b>	
ztráta půdy:		<b>388</b>	<b>t.ha<sup>-1</sup></b>		<b>243</b>	<b>m<sup>3</sup>. ha<sup>-1</sup></b>

### 6.3.2.2 Stanovení objemu odnosu metodou GIS DMT

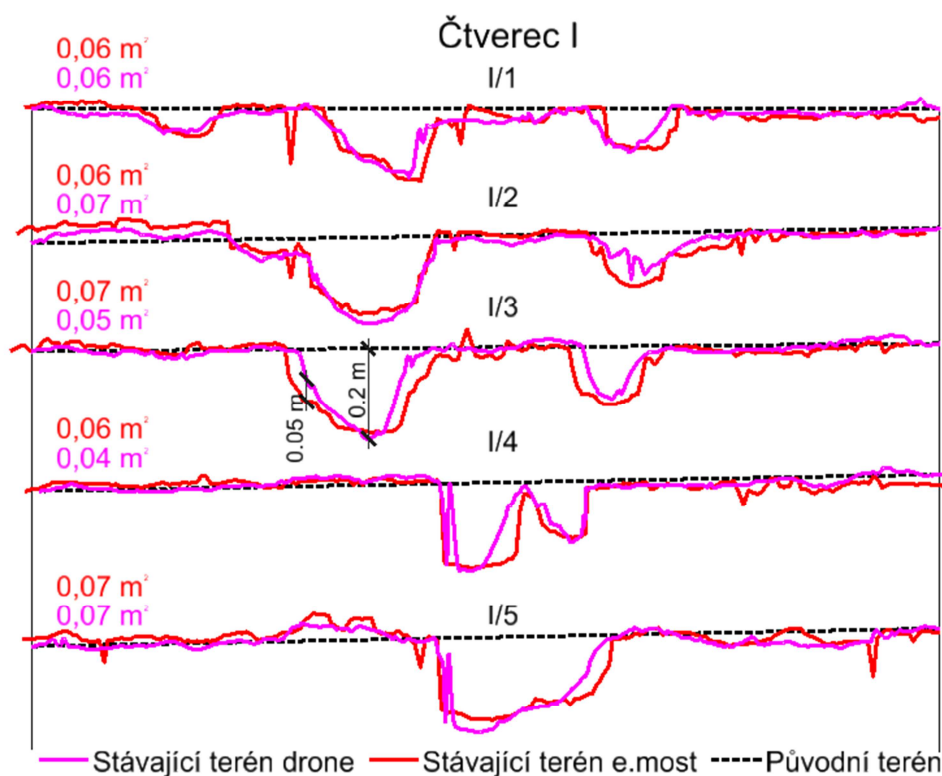
Průměrný erozní smyv z lokality Šardice kvantifikovaný vyhodnocením průměrných výškových rozdílů původních a stávajících DMT jako výsledků měření pomocí UAV v prostředí ArcGIS byl 448 t.ha<sup>-1</sup> v případě drona SPÚ a 485 t.ha<sup>-1</sup> v případě drona VÚV TGM, v.v.i.. Pro přepočítání objemu půdy byla použita přibližná hodnota objemové hmotnosti zeminy 1,6 g.cm<sup>-3</sup>.

Tab. 36 Volumetrická kvantifikace půdního smyvu pomocí UAV a GIS nástrojů

OZN	objem půdy [m <sup>3</sup> ]		ztráta půdy [t.ha <sup>-1</sup> ]	
	GIS DMT		GIS DMT	
	drone SPÚ	drone VÚV	drone SPÚ	drone VÚV
<b>I (501)</b>	0.081	0.109	324	438
<b>II (701)</b>	0.121	0.072	482	287
<b>III (601)</b>	0.070	0.059	281	238
<b>IV (801)</b>	0.093	0.168	370	673
<b>V (901)</b>	0.196	0.197	784	788
<b>průměr</b>	<b>0.112</b>	<b>0.121</b>	<b>448</b>	<b>485</b>

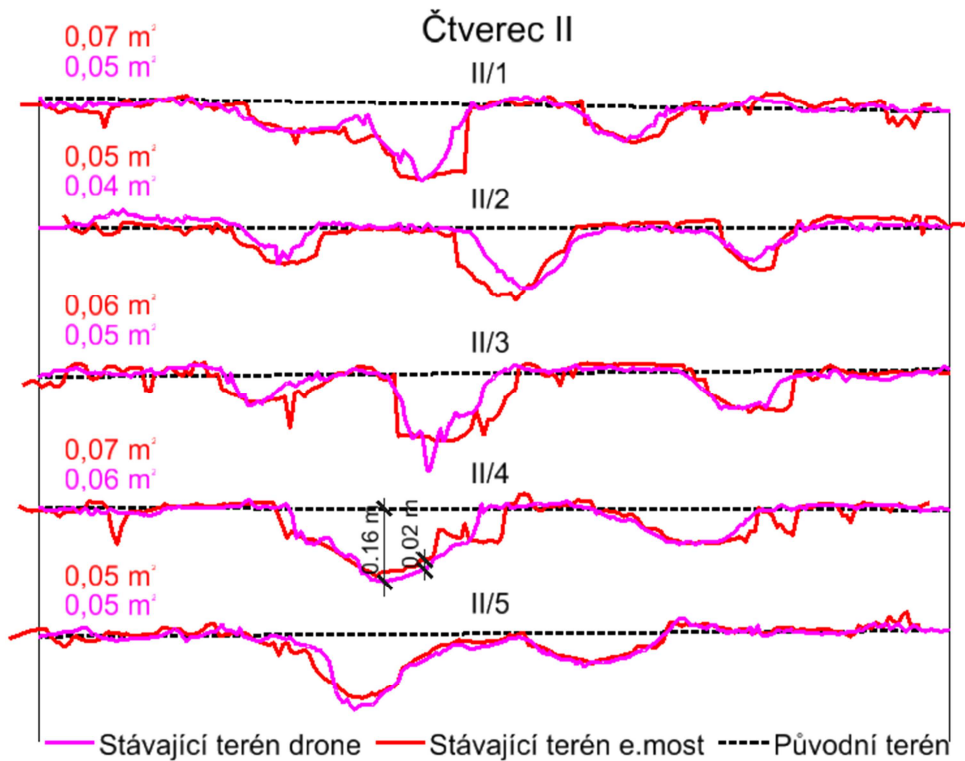
### 6.3.1 Srovnání metody měření erozním mostem a metody UAV fotogrammetrie

Pro možnost srovnání metody měření erozním mostem a kvantifikace smyvu pomocí UAV fotogrammetrie byly objemy půdního odnosu stanoveny na základě vytvořených příčných řezů terénu v místech zaměření erozním mostem. Zaměření profilů proběhlo v rámci 5 čtverců na 5 profilech dlouhých 2,0 m a vzdálených od sebe 0,333 m (plocha zaměřených čtverců tak činí 4,0 m<sup>2</sup>). Na následujících obrázcích jsou uvedeny příčné řezy včetně uvedených sum ploch řezů erozních rýh v jednotlivých profilech.

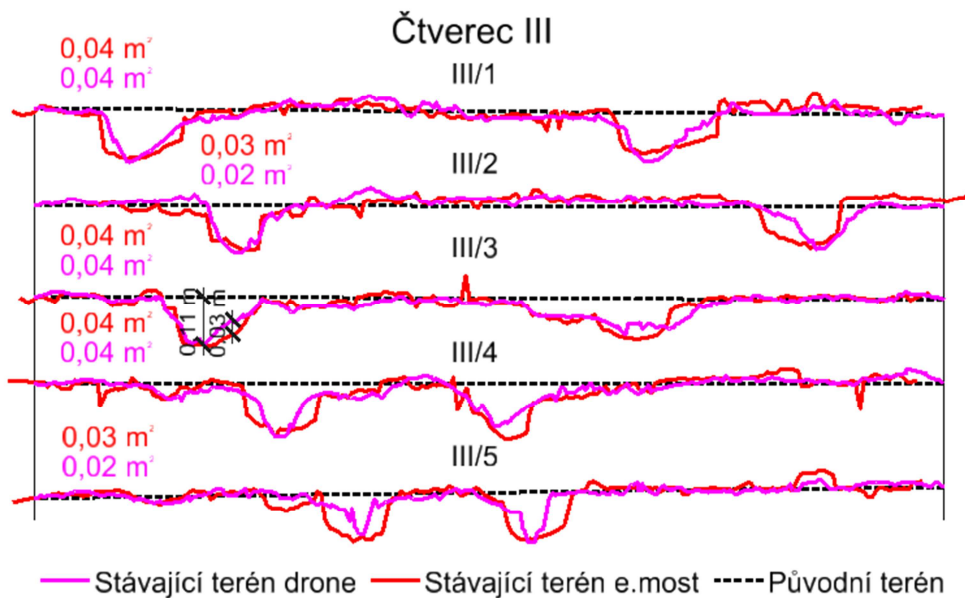


Obr. 59 Příčné profily stanovené vektorizací snímků erozního mostu a z DMT vytvořeného z bodů zaměřených UAV – čtverec I

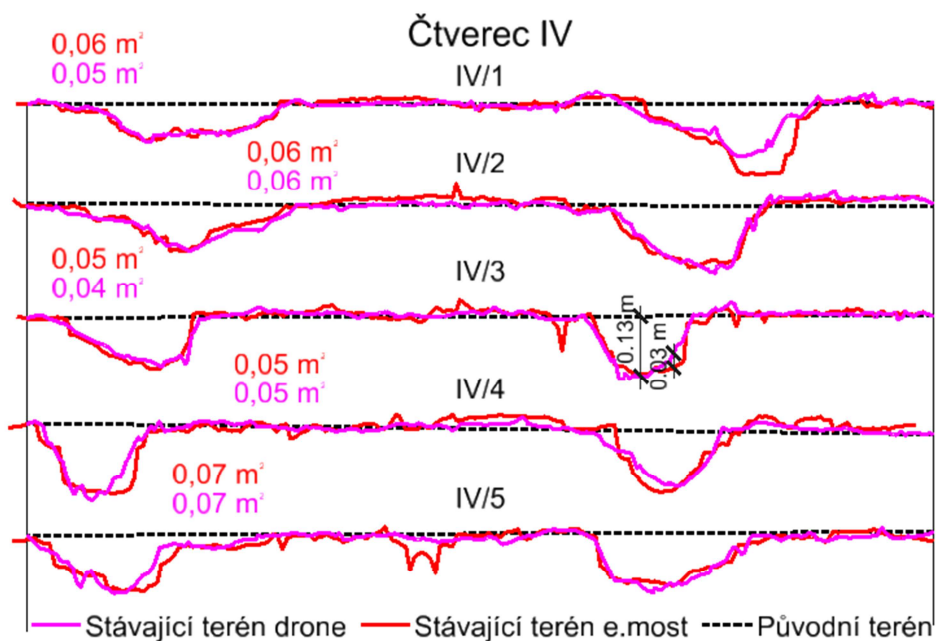




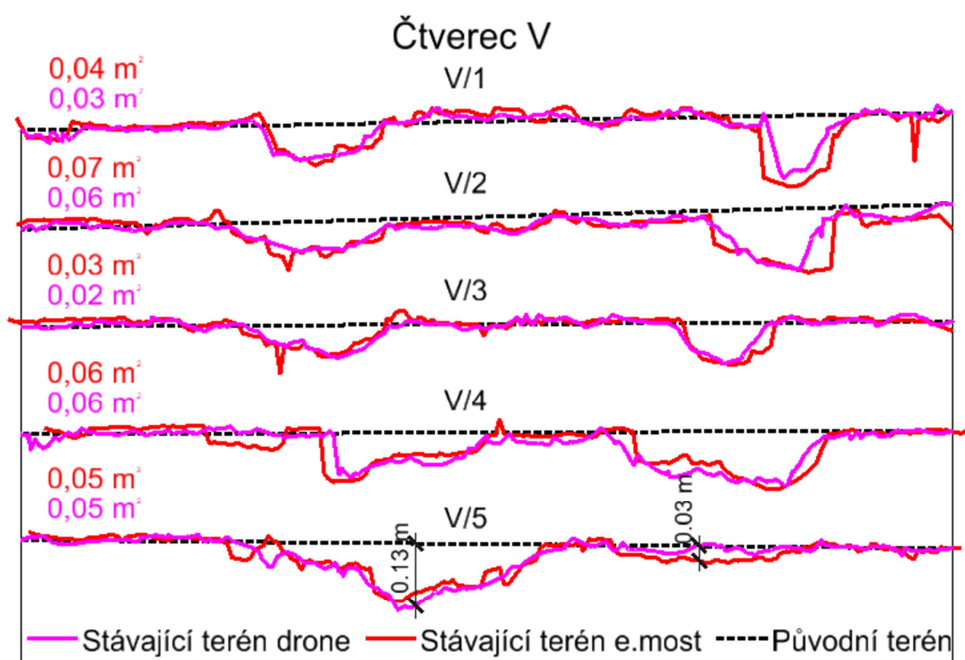
Obr. 60 Příčné profily stanovené vektorizací snímků erozního mostu a z DMT vytvořeného z bodů zaměřených UAV – čtverec II



Obr. 61 Příčné profily stanovené vektorizací snímků erozního mostu a z DMT vytvořeného z bodů zaměřených UAV – čtverec III



Obr. 62 Příčné profily stanovené vektorizací snímků erozního mostu a z DMT vytvořeného z bodů zaměřených UAV – čtverec IV



Obr. 63 Příčné profily stanovené vektorizací snímků erozního mostu a z DMT vytvořeného z bodů zaměřených UAV – čtverec V

Výškové rozdíly mezi jednotlivými řezy terénu, které byly vytvořeny různými metodami, se pohybovaly cca do 5 cm (výjimečně až 10 cm). Obecně lze říci, že vytvořením DMT pomocí UAV fotogrammetrie dochází k lehkému podhodnocení výsledků pravděpodobně v důsledku „vyhlazení“ terénních hran při triangulaci.

Následující tabulky nabízí výčet výsledků a srovnání jednotlivých použitých metod.

Tab. 37 Výsledky jednotlivých metod volumetrické kvantifikace půdního smyvu způsobeného táním sněhové pokrývky v k.ú. Šardice

OZN	objem půdy [m <sup>3</sup> ]		ztráta půdy [t.ha <sup>-1</sup> ]		objem půdy [m <sup>3</sup> ]		ztráta půdy [t.ha <sup>-1</sup> ]	
	GIS DMT		GIS DMT		PROFILY		PROFILY	
	drone SPÚ	drone VÚV	drone SPÚ	drone VÚV	drone SPÚ	erozní most VUT	drone SPÚ	erozní most VUT
I (501)	0.081	0.109	324	438	0.111	0.128	444	512
II (701)	0.121	0.072	482	287	0.101	0.119	404	476
III (601)	0.070	0.059	281	238	0.060	0.074	240	296
IV (801)	0.093	0.168	370	673	0.107	0.115	428	460
V (901)	0.196	0.197	784	788	0.097	0.105	388	420
<b>průměr</b>	<b>0.112</b>	<b>0.121</b>	<b>448</b>	<b>485</b>	<b>0.095</b>	<b>0.108</b>	<b>381</b>	<b>433</b>

Tab. 38 Srovnání výsledků jednotlivých metod volumetrické kvantifikace půdního smyvu způsobeného táním sněhové pokrývky v k.ú. Šardice

	GIS DMT		PROFILY		GIS DMT	PROFILY	GIS DMT	PROFILY
	drone SPÚ	drone VÚV	drone SPÚ	erozní most VUT	drone SPÚ		drone SPÚ	erozní most VUT
průměrná ztráta půdy [m <sup>3</sup> ]	0.112	0.121	0.095	0.108	0.112	0.095	0.112	0.108
průměrná ztráta půdy [m <sup>3</sup> .ha <sup>-1</sup> ]	56.0	60.6	47.6	54.1	56.0	47.6	56.0	54.1
rozdíl [m <sup>3</sup> .ha <sup>-1</sup> ]	4.6		6.5		8.4		1.9	

Z předchozí tabulky vyplývají minimální rozdíly při srovnání výsledků stejných metod. Pokud srovnáme průměrné hodnoty ztrát půdy na měřené ploše 5 čtverců (celkem 20 m<sup>2</sup>) získané pomocí GIS nástrojů, kdy byly od sebe odečteny rastry původního a stávajícího DMT, získáme odchylku 4,6 m<sup>3</sup> na ploše 1 ha.

Rozdíl ve výsledcích metody založené na UAV fotogrammetrii a zpracování GIS nástroji může s ohledem na použitou totožnou metodiku zpracování plynout z rozdílných vstupů – mračna bodů získaného pomocí UAV. Terén pocházející ze dvou různých UAV

vykazoval odchylky v řádu jednotek centimetrů. UAV se lišily technickými parametry kamer a výškou letu, což pravděpodobně vedlo k odlišným výsledkům.

*Tab. 39 Srovnání základních parametrů a hustoty bodů výsledného mračka při měření UAV*

	<b>drone SPÚ</b>	<b>drone VÚV</b>
<b>výška letu</b>	20.0 m	11.7 m
<b>rozlíšení foto přístroje</b>	4000 x 3000	6000 x 4000
<b>hustota bodů na m<sup>3</sup></b>	39550	35477

Podobné hodnoty dosahuje rozdíl průměrné ztráty půdy kvantifikované vektorizací snímků měření erozním mostem a pomocí příčných řezů DMT vytvořeného na základě fotogrammetrického zaměření UAV (SPÚ),  $6,5 \text{ m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$ . Jak již bylo uvedeno dříve, rozdíly mezi původním a stávajícím terénem jsou v případě DMT vytvořeného na základě UAV fotogrammetrie podhodnocené. Pravděpodobnou příčinou jsou nepřesnosti terénu vzniklé při tvorbě DMT z 3D bodů v prostředí GIS.

Největšího rozdílu  $8,4 \text{ m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$  je dosaženo při srovnání výsledků odlišných metod (GIS DMT vs. PROFILY) se zachováním stejného vstupu (DMT vytvořený GIS nástroji ze 3D bodů vzniklých snímkováním UAV).

Minimálního rozdílu  $1,9 \text{ m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$  je dosaženo při srovnání metody vektorizace snímků erozního mostu a metody UAV fotogrammetrie s využitím GIS. Při použití zonální statistiky v GIS prostředí pro stanovení výškového rozdílu mezi původním a stávajícím terénem dochází naopak k mírnému nadhodnocení a vyrovnává se tak podhodnocení vzniklé pravděpodobně triangulací 3D bodů při tvorbě DMT.

## 7 ZÁVĚR

V rámci tohoto výzkumu byl sledován vývoj charakteristik, které tvoří vstupy pro výpočet faktorů ovlivňujících míru půdních odnosů způsobených táním sněhové pokrývky. V České republice a na Slovensku se erozí z tajícího sněhu zabýval především Zachar (1982), další zmínky se objevují až po roce 2000, kdy se problematikou začala zajímat skupina autorů z Mendelovy univerzity. Dle Tomana a Podhrázské (2002) je problematika stanovení odhadu eroze způsobené táním sněhu v ČR poměrně málo rozpracovaná vzhledem k obtížnosti stanovení jednotlivých faktorů, které mají na intenzitu eroze vliv. Doposud se české výzkumy zabývaly pouze jednotlivými faktory a nedošlo k plošnému zhodnocení míry erozního ohrožení v období tání sněhu.

Disertační práce zachycuje problematiku půdní eroze způsobené táním sněhové pokrývky komplexně se zaměřením na způsoby její možné kvantifikace a příčinné faktory, které se nevyskytují v rovnici USLE a jejich analýzám tak není věnována příliš velká pozornost. V rámci analýzy příčinných faktorů eroze z tání sněhu se práce zaměřila především na posouzení změn erozního potenciálu sněhu v posledních desetiletích a potenciální změny stability půdních agregátů a smykové pevnosti svrchní vrstvy půdy v důsledku mrazových cyklů jako možného ovlivnění faktoru erodovatelnosti půdy  $K$ .

Výzkum vyhodnocuje meteorologické charakteristiky (které mohou ovlivňovat míru eroze) v posledních letech a navazuje tak na výzkum Středové a Smolíkové, které posuzovaly ve svých pracích hodnoty erozního potenciálu sněhu v rámci ČR.

Vzhledem ke komplexnímu pojetí problematiky eroze a zkoumání více faktorů se tato práce zaměřila na menší území. Pro posouzení změn sněhových charakteristik v posledních letech a zhodnocení míry erozního ohrožení byla vybrána klimaticky odlišná povodí Svratky a Dyje. V rámci těchto zájmových území byla zpracována dostupná meteorologická data z 18 stanic ČHMÚ pro chladná období (listopad – duben) v letech 1997 až 2017.

Měsíc, ve kterém docházelo k událostem hlavního tání nejčastěji, byl únor. Z dostupných dat vyplývá snížení hodnot celkové výšky sněhové pokrývky  $SCE$  v posledních 5 letech. Změna je znatelná především u chladnějších oblastí. Výzkum byl započat v roce 2012, po zimních obdobích s nepříznivými hodnotami sněhových charakteristik z pohledu potenciálních erozních smyvů. Následující zimní období chudá na sněhové pokrývky vedla k nemožnosti sledovat výraznější erozní události in situ.

Výsledky potvrdily vysoce průkaznou závislost erozního potenciálu sněhu, jako jednoho z hlavních příčinných faktorů, na nadmořské výšce (hodnotou korelačního

koeficientu 0,96) i klimatickém regionu. Podobně jako u *SCE* rostou hodnoty erozního potenciálu sněhu spolu s rostoucí nadmořskou výškou nebo klimatickým regionem. V případě erozního potenciálu sněhu můžeme sledovat ještě výraznější pokles v posledních letech než v případě celkové výšky sněhové pokrývky. Průměrná hodnota erozního potenciálu sněhu za posledních 5 let klesla oproti průměru z let 1997 – 2012 přibližně o 2/3.

Byl také sledován vývoj teplot půdy v závislosti na teplotě vzduchu a výšce sněhové pokrývky. Výsledky dokazují, že teplota svrchní vrstvy půdy závisí na teplotě vzduchu v případě, že není povrch izolačně chráněn sněhovou pokrývkou. Na základě znalosti teplot půdy byly stanoveny faktory odtoku v době událostí hlavních tání sněhu. Závislost faktoru odtoku na nadmořské výšce nebo klimatickém regionu nebyla prokázána.

V povodích Svatky a Dyje byla pomocí nástrojů GIS kvantifikována míra erozního ohrožení tajícím sněhem v posledních 20 letech. Průměrný erozní smyv způsobený táním sněhové pokrývky na zemědělské půdě v povodí Dyje dosahoval  $4,24 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$  a v povodí Svatky  $14,26 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ . Průměrný erozní potenciál pro zemědělskou půdu v povodí Svatky dosáhl hodnoty  $52,36 \text{ cm}\cdot\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ , v povodí Dyje  $6,22 \text{ cm}\cdot\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ . V důsledku zjištěného poklesu erozního potenciálu sněhu, je možné deklarovat úměrné snížení míry ohrožení zemědělské půdy erozí z tání sněhu o cca 2/3 v posledních 5 letech oproti vypočtenému průměru. I přes toto snížení, přesahují hodnoty potenciálního erozního smyvu způsobeného táním sněhové pokrývky v chladnějších oblastech (např. zájmovém povodí Svatky) přípustnou ztrátu půdy erozí  $4 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ .

S ohledem na míru erozního ohrožení tajícím sněhem bývají v ČR aplikována protierozní opatření organizačního nebo (v tomto případě spíše sporadicky) agrotechnického charakteru. Ve většině případů je však tento typ eroze ve stínu eroze způsobené přívalovými srážkami opomíjen. Ve vybraných erozně ohrožených lokalitách by základní organizační či agrotechnická opatření měla být doplněna o opatření biotechnického charakteru. Severské země jako např. Norsko, které se dlouhodobě potýká s problematikou eroze z tání sněhu, doplňují agrotechnická opatření o mále retenční nádrže a nárazové zatravněné pásy, které omezí případný půdní odnos ze zemědělských ploch do vodních toků a nádrží.

Níže je uveden stručný přehled základních ochranných opatření ke zmírnění účinků půdní eroze způsobené táním sněhové pokrývky:

### **Organizační**

- delimitace kultur (ozimé obiloviny, ozimá řepka)

### **Agrotechnická**

- setí do mulče (strojem s kotoučovými secími botkami): jako mulč může být použit např. desikovaný (chemicky umrtvený) porost jílku jednoletého (strniště)
- mělká podmítka (maximum rostlinných zbytků předplodiny je ponecháno na povrchu)
- ponechání posklizňových zbytků (slámy)

### **Biotechnická opatření využívaná v severských zemích**

- „buffer“ zóny (travnaté pásy především okolo vodních útvarů)
- retenční nádrže

Výzkum se dále zabýval posouzením dopadu kryopedologických jevů na půdní erodovatelnost jako na jeden z příčinných faktorů eroze z tání sněhu. Stabilita půdních agregátů je jednou z hlavních půdních charakteristik určujících míru erodovatelnosti. Dopad kryopedologických jevů na vodostabilitu půdních agregátů i jejich určující vliv na erodovatelnost půdy je kontroverzním tématem zahraniční literatury. Ačkoli se mnozí autoři shodují na snižování vodostability makroagregátů WSA v důsledku opakovaného zamrzáním a rozmrzáním svrchní vrstvy půdy, výsledky výzkumu tuto hypotézu jasně neprokázaly. Podle Lehrsche et al. (1990) agregátová stabilita stoupá s malým počtem mrazových cyklů, ale další mrazové cykly mají již pouze malý dopad na změnu WSA. Oygarden (2000) uvádí, že vysušování půdy mrazem vede ke zvýšení agregátové stability. Mostaghimi (1988) et al. tvrdí, že míra přemrznutí nemá žádný efekt na agregátovou stabilitu.

Další důležitou charakteristiku ve vztahu k půdní erodovatelnosti představuje smyková pevnost svrchní vrstvy půdy. Sledovány byly změny celkem tří charakteristik, vodostability makroagregátů WSA, stability makroagregátů na vzduchu SAS a smykové pevnosti, v důsledku teplotních a vlhkostních změn ex situ.

V prvním roce výzkumu byly v klimatické komoře simulovány 24hod mrazové cykly (-5 °C po dobu 12 hod a +5 °C dalších 12 hod). Procento stabilních půdních agregátů (WSA

a SAS) a smyková pevnost byly stanoveny bezprostředně po odběru a následně po proběhnutí 4, 5, 6 a 7 mrazových cyklů.

Výsledky prvního roku výzkumu prokázaly růst stability půdních agregátů v průběhu vegetačního období. V důsledku mrazových jevů simulovaných v laboratorních podmínkách změny vodostability makroagregátů nevykazovaly trvalý trend, přestože smyková pevnost klesala spolu s rostoucím počtem cyklů. Množství vodostabilních agregátů s počtem mrazových cyklů proměnlivě klesalo či nečekaně stoupalo. Malá rozkolísanost hodnot může poukazovat na nepřesnosti v měření a možné velice malé změny v důsledku mrazových cyklů.

V návaznosti na neuspokojivé výsledky mokrého prosévání byla jako doplňková zvolena metoda suchého prosévání, ačkoli její výsledky jsou v kontextu vodní eroze nerelevantní. Výsledky agregátové analýzy proséváním přes sadu plochých sít jsou reprezentovány (na rozdíl od metody mokrého prosévání) stabilitou agregátů na vzduchu a nelze tedy výsledky jednotlivých metod srovnávat. Agregátová stabilita na vzduchu jasně prokázala stálý klesající trend spolu s rostoucím počtem mrazových cyklů.

Ačkoli nebyla metodou mokrého prosévání potvrzena hypotéza snižování stability půdních agregátů s počtem mrazových cyklů, byla zřetelná závislost stability agregátů na půdní vlhkosti a době odběru. Většina půdních vzorků odebraných v létě vykazovala výrazně vyšší stabilitu agregátů než vzorky odebrané v období jarního tání. Dá se tedy předpokládat, že stabilita agregátů v průběhu zimy skutečně klesá a následně během vegetačního období roste. Z výsledků je možné usuzovat, že simulované podmínky nebyly vhodně zvoleny, proto v dalším roce výzkumu byla provedena změna metodiky.

V dalším roce byly simulovány opět 24hod mrazové cykly (12 hod - 5 °C a 12 hod +5 °C) v klimatické komoře. Výzkum se tentokrát zaměřil pouze na určení procenta vodostabilních makroagregátů, které bylo stanoveno bezprostředně po odběru půdních vzorků na konci vegetačního období a následně po 1, 2, 3, 7, 14, 21 a 28 mrazových cyklech, a vliv půdní vlhkosti. Testovány byly 3 sady půdních vzorků různé míry ovlhčení.

Hypotéza o poklesu vodostability půdních agregátů se zvyšujícím se počtem mrazových cyklů opět nebyla jasně prokázána. Avšak závislost WSA na půdní vlhkosti v případě, že půda projde mrazovými cykly, je na základě dosažených výsledků zřejmá. V případě ovlhčených půdních vzorků došlo při prvním promrznutí půdy k velice výraznému poklesu vodostability, průměrně o 56 %. Přestože změny hodnot WSA s rostoucím počtem mrazových cyklů nevykazovaly trvalý trend, bylo možné sledovat velice překvapivé podobnosti ve vývoji těchto hodnot u půdních vzorků s podobnou mírou ovlhčení. U plně ovlhčených vzorků klesla WSA po prvním promrznutí přibližně o 60 %, po dvou mrazových



cyklech vzrostla hodnota WSA průměrně o 18 %, po 3 mrazových cyklech hodnota WSA klesla průměrně o 17 %, následně po větších počtech mrazových cyklů WSA klesala či stoupala nevýrazně průměrně o 1 % až 4 %. U vysušených půdních vzorků stabilita agregátů klesla po prvním promrznutí průměrně o 15 %. Po větším počtu mrazových cyklů klesala či stoupala průměrně v rozsahu od 5 % do 13 %. Tyto významné podobnosti ukazují na možné zákonitosti a vybízí k dalšímu zkoumání problematiky v podmínkách ČR.

Pro účely kvantifikace erozního smyvu bylo v rámci výzkumu vyvinuto měřicí zařízení, odtoková mikroparcela, opakovaně instalované na experimentální plochy v průběhu čtyř zimních období v letech 2013 - 2017. Metody kvantifikace erozního smyvu, založené na vyhodnocení koncentrace nerozpuštěných látek ve vodě, dokáží zachytit jinak obtížně měřitelný plošný erozní smyv. Hlavní záměr, zachycení plošného erozního smyvu vyvinutými odtokovými parcelami, se nezdařil v důsledku zim chudých na sněhové srážky, které v případě jejich výskytu postupně tály v průběhu zimy a nedocházelo tak ke vzniku potenciálně nebezpečného povrchového odtoku. Přestože byla vybrána výzkumná lokalita s vysokým erozním potenciálem sněhu na základě dříve zaznamenaných erozních událostí v jarním období, nepodařilo se v době výzkumu žádnou erozní událost na výzkumných plochách zachytit. Hlavní nevýhodou metody monitoringu pomocí odtokových parcel je nutnost určení zájmové lokality předem bez možnosti operativní změny. Tento problém řeší operativní metody kvantifikace erozního smyvu, které využívají UAV fotogrammetrii nebo měření erozním mostem. Oba dva uvedené způsoby kvantifikace erozního smyvu (UAV fotogrammetrie a metoda erozního mostu) jsou zatíženy chybou v nepřesnosti vynesení původního neznámého terénu. Nevýhodou metody erozního mostu je potřeba alespoň částečně vyschlé půdy pro provedení zaměření. V případě UAV fotogrammetrie nevadí díky bezkontaktnímu způsobu měření ani rozbředlá svrchní vrstva půdy přítomná bezprostředně po odtání sněhové pokrývky.

V únoru 2017 došlo k náhlému tání a podařilo se zaznamenat výraznou erozní událost v k.ú. Šardice, která byla zachycena s využitím dvou různých metod, s využitím erozního mostu (erodoměru) a snímkování UAV. K vyhodnocení erozního smyvu fotogrammetricky byly použity dva bezpilotní létající prostředky Státního pozemkového úřadu a Výzkumného ústavu vodohospodářského, T.G.M, v.v.i.. Výsledky (body, 3D model, ortofotomapa) UAV fotogrammetrie lze vyexportovat a následně použít pro další zpracování v prostředí GIS. Výpočet objemu půdního odnosu je založen na stanovení objemu prostoru mezi původním terénem a terénem erodovaným.

Pro možnost srovnání metody měření erozním mostem a kvantifikace smyvu pomocí UAV fotogrammetrie byly objemy půdního odnosu stanoveny na základě vytvořených příčných řezů terénu v místech zaměření erozním mostem. Výškové rozdíly mezi jednotlivými řezy terénu se pohybovaly v jednotkách cm. Vytvořením DMT triangulací v prostředí ArcGIS na základě výsledků snímkování UAV dochází k lehkému podhodnocení výsledků ve srovnání s profily, které vznikly vektorizací snímků erozního mostu.

Z výsledků vyplývá, že metoda vektorizace snímků erozního mostu a metoda UAV fotogrammetrie s využitím GIS nástrojů dosahují velice dobře srovnatelných výsledků. Při použití zonální statistiky v GIS prostředí pro stanovení výškového rozdílu mezi původním a stávajícím terénem dochází k mírnému nadhodnocení a vyrovnává se tak podhodnocení vzniklé pravděpodobně triangulací 3D bodů při tvorbě DMT. Metoda UAV fotogrammetrie s využitím GIS nástrojů se ukázala jako velice užitečný nástroj, který při výraznějších erozních projevech (rozměry rýh musí dostatečně přesahovat míru přesnosti metody) jistě dokáže nahradit jinak časově náročnější měření pomocí erodoměru (erozního mostu). Obě dvě metody v případě výraznějších projevů eroze účinně doplní možnosti zachycení erozního smyvu vedle zařízení vyvinutého v průběhu tohoto výzkumu, odtokové mikroparcely.

## 8 POUŽITÁ LITERATURA

AMÉZKETA, E., 1999. Soil aggregate stability. A Review. *Journal of sustainable agriculture* 14:2, s. 83-151.

ASSAF, H., 2007. Development of an energy-budget snowmelt updating model for incorporating feedback from snow course survey measurements. *Journal of engineering, computing and architecture*, 1: 1, s. 1-5.

DEWALLE, D. R, RANGO, A., 2008. Principles of snow hydrology. Cambridge University Press, Cambridge, s. 410.

DUB, O., NĚMEC J. et al., 1969. Hydrologie. SNTL, Praha, s. 380.

FERNANDÉZ, A., 1997. An Energy Balance Model of Seasonal Evolution. *Phys. Chem. Earth*, 23: 5-6, s. 661-666.

HARMS, T. E., CHANASYK, D. S., 1998. Variability of snowmelt runoff and soil moisture recharge. *Nordic hydrology*, 29(3), s. 179-198.

HASA, M., 2010. Metody modelování odtoku ze sněhové pokrývky: Případová studie pramenné oblasti ostrovske Bystřice. PřF UK, Bakalářská práce, Praha, s. 49.

HEJDUK, S., KASPRZAK, K., 2010. Zvláštnosti vodního režimu zemědělských půd v zimě a předjaří. *J. Hydrol. Hydromech.*, 58, 2010, 3, s. 175-180, DOI 10.2478/v10098-010-0016-y

HOCK, R., 2003. Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282: 1-4, s. 104-115.

HOLÝ, M., 1978. Protierozní ochrana. Praha: SNTL

HOLÝ, M., 1994. Eroze a životní prostředí. Praha: ČVUT

JANEČEK, M. et al., 2012. Ochrana zemědělské půdy před erozí. ČZU Praha, Fakulta životního prostředí.

JELÍNEK, J., 2008. Akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Rokytka v hydrologických letech 2007 a 2008. PřF UK, Diplomová práce, Praha, s. 85.

JOST, G., WEILER, M., GLUNS, D. R., ALILA, Y., 2007. The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale. *Journal of Hydrology*, 347:1-2, s. 101-115.

KANTOR, P. et al., 2003. Lesy a povodně. MŽP, Praha, s. 48.

KASPRZAK, K., 1988. Temporární kryopedosféra a její význam v hydrologii krajinných prostorů. Dílčí zpráva výzkumného úkolu. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, Ústav vodního hospodářství krajiny

KASPRZAK, K., ŠEBELA, F., 1979. Kryogenní procesy v půdách a metody jejich sledování. Dílčí zpráva výzkumného úkolu Výzkum vlivu některých přírodních a antropogenních faktorů na utváření vodních zdrojů. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, Ústav vodního hospodářství krajiny

KEMPER, W., D., ROSENAU, R., C., 1986. Aggregate Stability and Size Distribution. In: *Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods – Agronomy Monograph no. 9.*, s. 425 – 442.

KOCUM, J., JELÍNEK, J., JENÍČEK, M., 2009. Monitoring sněhové pokrývky a vyhodnocení sněhových zásob na Šumavě a v Krušných horách. In: Hanková, R., Klose, Z., Pavlásek, J. (eds.): *XIV. Medzinárodné stretnutie snehárov*, ČZÚ, Praha, s. 105-113.

KOIVUSALO, H., KOKKONEN, T., 2002. Snow processes in a forest clearing and in coniferous forest. *Journal of Hydrology*, 262: 1-4, s. 145-164.

KOZLOVSKY DUFKOVÁ, J., 2010. Kritéria rozvoje větrné eroze na těžkých půdách v podhůří Bílých Karpat, habilitační práce, 147 s.

KULASOVÁ, A., POBŘÍŠLOVÁ, J., JIRÁK, J., HANCVENCL, R., BUBENÍČKOVÁ, L., BERCHA, Š., 2006. Experimentální hydrologická základna Jizerské hory. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 54: 2, s. 163-182.

KVÆRNØ, S. H., ØYGARDEN, L., 2006. The influence of freeze-thaw cycles and soil moisture on aggregate stability of three soils in Norway. *Catena* 67, s. 75-182.

LE BISSONNAIS, Y., 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: Theory and methodology. *European Journal of Soil Science*, 47, s. 425-437.

LEHRSH, G., A., SOJKA, R., E., CARTER, D. L., JOLLEY, P., M., 1990. Effects of freezing on aggregate stability of soils differing in texture, mineralogy and organic matter content. In: *Frozen soil impacts on agricultural range and forest lands*, s. 61 – 69.

LÉONARD, J., RICHARD, G., 2004. Estimation of runoff critical shear stress for soil erosion from soil shear strength. *Catena* 57, s. 233-249.

LUNDEKVAM, H. E., 2007. Plot studies and modelling of hydrology and erosion in southeast Norway. *Catena* 71, s. 200–209.

MOLDENHAUER, W. C., FOSTER, G. R., 1981. Empirical Studies of Soil Conservation, Techniques and Design Procedures. In: MORGAN, R. P. C.: *Soil Conservation Problems and Aspects*

MALENOVÁ, P., TOMAN, F., 2005. Vliv tání sněhu na míru ohrožení půd erozí. Dostupné z: <http://mnet.mendelu.cz/mendelnet2005/articles/enviro/malenova.pdf>

MOLOTCH, N. P., MARGULIS, S. A., 2008. Estimating the distribution of snow water equivalent using remotely sensed snow cover data and a spatially distributed snowmelt model: A multi-resolution, multi-sensor comparison. *Advances in Water Resources*, 31:11, s. 1503-1514.

MOSTAGHIMI, S., YOUNG, R., A., WILTS, A., R., KENIMER, A., L., 1988. Effects of frost action on soil aggregate stability. *Trans. ASAE* 31, s. 435-439.

NEARING, M. A., BRADFORD, J. M., PARKER, S. C., 1991. Soil detachment by shallow flow slopes. *Soil Science Society of America Journal* 55, 339-344. In ØYGARDEN, L., 2000. *Monitoring of soil erosion in small agricultural catchments, south – eastern Norway*. Doctor Scientarium Theses 2000:8, s. 167.

OLLESCH, G., SUKHANOVSKI, Y., KISTNER, I., RODE, M., MEISSNER, R., 2005. Characterization and modelling of spatial heterogeneity of snowmelt erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, s. 197-211.

ØYGARDEN, L., 2000. Monitoring of soil erosion in small agricultural catchments, south – eastern Norway. Doctor Scientarium Theses 2000:8, s. 167.

OZTAS, T., FAYETORBAY, F., 2003. Effect of freezing and thawing processes on soil aggregate stability. *Catena* 52, s. 1-8.

POBŘÍŠLOVÁ, J., KULASOVÁ, A., 2000. Ukládání a tání sněhu v lese a na odlesněných partiích Jizerských hor. *Opera Concortica*, 37, s. 113-119.

POKLADNÍKOVÁ, H., 2005. Erozní ohrožení půd vodou z tajícího sněhu. Dostupné z: <http://mnet.mendelu.cz/mendelnet2005/articles/fyto/pokladnikova.pdf>

POKLADNÍKOVÁ, H., ŠTASTNÁ, M., 2006. Intenzita eroze půdy v jarním období ve vybraných oblastech Moravy. In: Bioklimatológia a voda v krajine. Strečno, 2006, ISBN 80-89186-12-2, 7. Dostupné z: [http://cbks.cz/sbornikStrecno06/prispevky/PosterII\\_clanky/P2-4.pdf](http://cbks.cz/sbornikStrecno06/prispevky/PosterII_clanky/P2-4.pdf)

RICHARD, C., GRATTON, D. J., 2001. The importance of the Air Temperature Variable for Snowmelt Runoff Modelling Using SRM Model. *58th Eastern Snow Conference*, Ontario, Canada.

SINGH, P., SINGH V. P., 2001. Snow and Glacier Hydrology. Kluwer Academic Publisher. London, s. 742.

SMELÍK, L., UHROVÁ, J., ZÁRUBOVÁ, K. et al. 2016. Identifikace ohrožení, rizik a lokalit střetu zájmů - „HOT SPOTS“ Stanovení kritických míst působení lokálních příválových srážek v intravilánu obcí. Technická zpráva. VÚV TGM, v.v.i., s. 3-12.

SMOLÍKOVÁ, J., POKLADNÍKOVÁ, H., TOMAN, F., 2009. Rajonizace erozního ohrožení půd vodou z tajícího sněhu na základě analýzy klimatologických podkladů. *Acta univ. agric. et silvic. Mendel. Brun.*, LVII, No.5, s. 271 -278.

STORVOLD, R. MALNES, E., LARSEN, Y., HØGDA, K. A., HAMRAN, S. E., MÜLLER, K., LANGLEY, K. A., 2006. SAR Remote sensing of Snow Parameters in Norweigan Area – Current status and Future Perspektive , *Journal of Electromagnetic Waves and Applications* 13, s. 1751-1759.

STŘEDOVÁ, H., STŘEDA, T., 2011. Eroze půdy a transport plavenin při tání sněhu. In: XVI. Medzinárodné stretnutie snehárov, s. 82 – 88.

STŘEDOVÁ, H., TOMAN, F., STŘEDA, T., ROŽNOVSKÝ, J., 2011. The cover management factor in non-vegetation period.

STŘEDOVÁ, H., TOMAN, F., 2012. Erosion potencial of snow cover in the Czech Republic. Acta univ. agric. et silvic. Mendel. Brun., LX, No.1, s. 117 -124.

TAUFMANNOVÁ, A., JENÍČEK, M., KUČEROVÁ, D., PEVNÁ, H., PODZIMEK, S., 2010. Výzkum procesů akumulace a tání sněhu v Krušných horách. *Hydrologické dny*. Hradec Králové, 2010, s. 493-499. Dostupné z: <http://hydro.natur.cuni.cz/jenicsek/download.php?akce=publikace&cislo=29>

TOMAN, F., PODHRÁZSKÁ, J., 2002. Vliv klimatických podmínek na vznik eroze způsobené táním sněhu. XIV. *Česko-slovenská bioklimatologická konference*, Lednice na Moravě. ISBN 80-85813-99-8, s. 456-464.

VALIŠ, S., KASPRZAK, K., MILERSKI, R., 1991. Vliv kryopedologických procesů na tvorbu odtoků z půdy. Dílčí zpráva výzkumného úkolu. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, Ústav vodního hospodářství krajiny.

WISCHMEIER, W. H., SMITH, D. D., 1978. Predicting the Rainfall Erosion Losses – A Guide to Conservation Planning. Agricultural Handbook No. 537, US Department of Agriculture.

ZACHAR, D., 1981. Protierózna ochrana pôdy a pozemkové úpravy. In: Ochrana a tvorba poľnohospodárskej krajiny, *Príroda Bratislava*, s. 170–198.

ZACHAR, D., 1982. Soil erosion 1. vyd. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, ISBN 0-444-99725-3, 548 s.

ZHAO, L., GRAY, D. M., 1997. Estimating snowmelt infiltration into medium and fine-textured frozen soils. *Proceeding of the international Symposium of Physics, Chemistry and Ecology of Seasonally Frozen Soils*. Fairbanks, Alaska.