

PROBLEMATIKA VÝSKYTU ANOMÁLIE EOLICKÉ EROZE NA TĚŽKÝCH PŮDÁCH

Problems with occurrence of wind erosion anomaly on heavy-textured soils

Kozlovsky Dufková J., Jareš V.

Mendelova univerzita, Ústav aplikované a krajinné ekologie

Abstrakt

Větrná eroze, jev postihující především lehké výsušné půdy, se na několika místech České republiky vyskytuje i na půdách těžkých. Jednou z oblastí, kde se tato anomálie projevuje, je podhůří Bílých Karpat. Proces větrné eroze působí v tomto území převážně v zimním a předjarním období, kdy vlivem nízkých teplot dochází na zdejších půdách k výraznému rozpadu půdní struktury. Těžké půdy z lokality Ostrožská Nová Ves z podhůří Bílých Karpat byly podrobeny laboratorním analýzám. V laboratorních podmínkách byl, simulován vliv nízkých teplot na rozpad půdních agregátů o různých vlhkostních stavech. Konkrétně byl sledován proces zmrznutí a následného rozmrznutí půdy (FT) a proces vysušení půdy mrazem (FD) s různým počtem opakování (cyklů) a s různou délkou působení nízkých teplot. Z výsledků provedených simulací vyplývá významný vliv vlhkosti půdy na rozpad půdních agregátů v podmínkách nízkých teplot. Rozpad půdních agregátů v rámci simulovaných procesů FT a FD vykazoval lineární trend ($R^2 = 0,8081-0,9998$, $P < 0,05$). Pomocí vícenásobné regresní analýzy a krokové regrese se stanovily statisticky významné faktory ovlivňující rozpad půdních agregátů.

Klíčová slova: eolizace, erodovatelnost, rozpad půdních agregátů, proces zmrznutí – rozmrznutí půdy, proces vysušení půdy mrazem, neerodovatelná frakce půdy

Abstract

Wind erosion, a phenomenon affecting light-textured soils primarily, occurs also on heavy-textured soils in some regions of the Czech Republic. The foothills of the Bílé Karpaty Mountains belong to the areas, where the anomaly could be found. The process of wind erosion affects the soil first of all in winter and pre-spring period, when a breakdown of soil aggregates can be observed due to low air temperatures. Heavy-textured soils from the study site Ostrožská Nová Ves in the foothills of the Bílé Karpaty Mountains were subject of physical soil analyses. The objective of the laboratory analyses/simulations was to determine the influence of overwinter processes on breakdown of soil aggregates and thus determine the vulnerability to soil loss by wind. Two overwinter processes on the soil were observed – a freeze and thawing process (FT), and a freeze-drying process (FD), where the various numbers of repetitions (cycles) and time duration of frost action were used. The analyses were realized with soils of four water contents. The results of performed simulations showed significant influence of soil humidity on soil aggregates breakdown under low temperatures conditions. The breakdown of soil aggregates showed the linear trend between simulative FT and FD ($R^2 = 0,8081-0,9998$, $P < 0,05$). The statistically significant factors, influencing the soil aggregates breakdown, were determined using multiple regressive analysis and step regression.

Key words: eolization, erodibility, soil aggregates breakdown, freeze and drying process, freeze-thawing process, non-erodible fraction

Úvod

Těžké půdy jsou obecně považovány za nenáchylné vůči účinkům větrné eroze, a to i přes to, že obsahují velké množství malých částíček (tzv. jílnatých, menších než 0,01 mm). Z výzkumů v aerodynamickém tunelu vyplývá (Chepil 1958, Woodruff *et* Siddoway 1965, Pasák 1970, Středánský 1980), že odnosu větrem podléhají nejvíce částice menší než 0,84 mm. Jak je tedy možné, aby těžká půda s vyšším obsahem malých částic odnosu odolávala? Vysvětlení je prosté. Se zmenšující se velikostí částic se zvětšuje jejich specifická povrchová plocha a vzájemné přitažlivé síly mezi částicemi. Vzniká koheze a adheze půdy – soudržnost a přilnavost. To následně ovlivňuje téměř všechny půdní vlastnosti (Cornelis 2006). Přítomnost jemných tmelících materiálů, vlhkost půdy, kultivace půdy a činnost organismů působí tmelení jednotlivých půdních částic do agregátů a hrud, příp. se na povrchu půdy tvoří škrálop, který je typický pro těžké půdy. Hrudovitá struktura zmenšuje erozní kapacitu větru, především zmírněním jeho rychlosti, povrchový škrálop zase po vyschnutí chrání svoji pevností ostatní částice před unášením větrem.

Půda v suchém stavu obecně obsahuje minimální počet druhotných agregátů (hrud a škrálop) odolávajících větrné erozi, a proto struktura suché půdy je indikátorem erodovatelnosti, kterou je možno vyjadřovat jako erodovatelnost potenciální (McKenzie *et al.* 2002). Toto pravidlo ovšem neplatí pro všechny půdní druhy z výše uvedeného důvodu tvorby odolného škrálopu po vyschnutí povrchu půdy. Na většině těžkých půd je totiž půdní škrálop odolný natolik, že odolává působení větru. Na těžkých půdách v podhůří Bílých Karpat však nastává situace, kdy ani škrálop půdu před účinky větru neochrání. Může za to jednak silný přepadavý vítr, jednak klimatické podmínky v chladné části roku, které způsobují rozpad odolné povrchové vrstvy na jemné částice. Ty pak silný vítr dokáže lehce transportovat do jiných poloh.

Při větrné erozi na těžkých půdách pod Bílými Karpatami se vlivem větru dostávají do pohybu nejen jemné půdní částice, ale i celé půdní agregáty. Hranice erodovatelnosti, tedy velikosti větrem odnášených půdních částic, resp. agregátů, se v této oblasti posunuje až na hodnotu 2 mm (Švehlík 1988). Agregátem se podle Kempera *et* Rosenaua (1986) rozumí shluk jednotlivých půdních částic, které spolu drží pohromadě silněji než s okolními částicemi a vznikají při fyzikálně-chemických a biologických procesech v půdě. Agregáty mají vždy určitý podíl vzdušných pórů, mají nižší specifickou hmotnost, větší povrch, a proto jsou lehčí a erodovatelnější. Proto i průměr erodovatelných agregátů musí být větší než průměr neagregovaných zrn. Platí to i pro zmrzlou půdu, v níž mají podle Zachara (1982) velký podíl krystalky ledu. Tyto ledové krystalky půdní agregáty vylehčují. Např. při obsahu 30 % ledových krystalků klesá měrná hmotnost půdy z 2,65 na 2,05 g.cm⁻³. S obsahem ledových krystalků stoupá erodovatelnost půdních agregátů. Všeobecně platí, že čím je nižší specifická hmotnost částic nebo agregátů, tím větší je průměr erodovatelných tělísek (Švehlík *et* Vrána 1987).

Půdní škrálop, který se vytvoří na povrchu půd cementací po jeho ovlhčení a následném vyschnutí, se na těžkých půdách v podhůří Bílých Karpat v zimním období rozpadá. Uvolněné půdní agregáty se saltací pohybují ve směru proudu vzduchu a svým pohybem, resp. dopadem zpět na půdní povrch tento narušují, čímž uvolňují další agregáty a postupně tak dochází k rozpadu celého půdního škrálopu. Uvolněné půdní agregáty jsou podle své velikosti unášeny na různě velké vzdálenosti. Při svém pohybu do sebe naráží, dochází k jejich abrazi, uvolňování malých částic v nich vázaných a ke zmenšování jejich velikosti. Bylo zjištěno, že se průměr agregátu při stejných váhových procentech vlivem erozních účinků větru snížil tři až sedmkrát. Vzhledem k poměrně krátkému trvání erozního jevu (řádově v hodinách) je tento rozpad půdních agregátů velmi rychlý (Švehlík 1981). Podle Nicklinga *et* McKenna Neumann (2009) závisí rychlost rozpadu půdního škrálopu na kinetické energii saltujících částic.

V chladné části roku může docházet k rozpadu půdních agregátů vlivem zmrznání a následné rozmrazání půdy a vysušení půdy mrazem (tzv. freeze-drying) (Bullock *et al.* 2001). Při procesu zmrznutí půdy a následného tání dochází k rozpadu půdních agregátů vlivem expanze ledových krystalků, které se v půdních pórech vytvoří zmrznutím půdní vody (Chepil *et Woodruff* 1954). Při procesu vysušení půdy mrazem dochází k sublimačnímu sušení půdy účinkem mrazu, které nastává v případě zmrzlého povrchu půdy a teploty vzduchu nižší než 0°C (de Jong *et Kachanoski* 1988). V jarním období je pak možno zaznamenat na povrchu půdy místo půdního škrálopou vrstvičku jemných částic a agregátů, které mohou být lehce odnášeny větrem.

Kromě klimatických podmínek má vliv na rozpad půdních agregátů mrazem i způsob obdělávání půdy. Půdy, které přes zimu zůstávají bez vegetačního krytu/posklizňových zbytků jsou samozřejmě mnohem náchylnější k odnosu půdních agregátů a částic větrem. Zajímavé je také zjištění, že půda obhospodařovaná v rozmezí několika let bezorebným způsobem je v jarním období po odstranění posklizňových zbytků mnohem náchylnější k větrné erozi, než je tomu u půdy s konvenčním způsobem obhospodařování. Díky orbě se totiž u druhého, tedy konvenčního způsobu hospodaření, vytváří v půdě hroudy a dochází ke shlukování půdních částic, které následně lépe odolávají účinkům větru (Zobeck *et al.* 2003). Orba, diskování, příp. jiná agrotechnická operace, při níž dochází k rozrušování povrchu půdy, nemá tedy z hlediska erodovatelnosti půdy větrem jen negativní efekt – ten je patrný při obdělávání půd suchých. Při obdělávání půd vlhkých se naopak zvyšuje hrudovitost, jenž má pozitivní vliv na snižování erodovatelnosti půdy větrem (Fryrear *et al.* 1994).

Cílem práce je stanovení statisticky významných faktorů ovlivňujících rozpad půdních agregátů těžkých půd v podhůří Bílých Karpat a kvantifikace vztahu mezi těmito faktory pomocí rovnice.

Materiál a metody

Experimentální lokalita

Ne každá těžká půda vyskytující se v oblasti Bílých Karpat je náchylná k větrné erozi. Z výzkumu vyplývá (Dufková 2009), že větrná eroze na těžkých půdách se prokazatelně projevuje na půdách s hlavní půdní jednotkou (HPJ) 06, 07 a 20.

Jako experimentální lokalita byla vybrána oblast u Ostrožské Nové Vsi (ONV) (GPS = 49°0'21"N, 17°27'30"E, 249 m n. m., okres Uherské Hradiště) s půdami s HPJ = 07. Matečným substrátem je spraš s vyšším obsahem prachových částic a s četnými pseudomyceliemi uhličitanu vápenatého. Na spraších se vyvinuly černozemě pelické (CEp). Lokalita má z hlediska rozvoje větrné eroze výhodnou polohu kvůli konfiguraci terénu – jedná se o náhorní rovinu. Ze zrnitostních analýz vzorků půdy byl zjištěn obsah jílnatých částic v půdě, který činí 52,8 %, jedná se tedy o půdy těžké (jílovitohlinité). Měrná hmotnost půdy v lokalitě ONV se pohybuje v rozmezí 2,61–2,65 g.cm⁻³. Obsah humusu v povrchové vrstvě půdy činí 2,19–2,42 %, organický uhlík 1,27–1,40 % a uhličitany 0,40–0,95 % (Kozlovsky Dufková 2010).

Klimatická charakteristika lokality byla provedena analýzou dat z nedaleké automatické klimatologické stanice Českého hydrometeorologického ústavu ve Starém Městě u Uherského Hradiště. Podle agroklimatického členění (Kurpelová *et al.* 1975) patří Staré Město u Uh. Hradiště do agroklimatické makrooblasti teplé, oblasti převážně teplé, podoblasti převážně suché a okrsku převážně mírné zimy (Podhrázská *et al.* 2008).

Průměrná roční teplota vzduchu za období 1961–2007 činí na stanici Staré Město u Uh. Hradiště 8,9 °C. Nejteplejším měsícem je červenec (18,7 °C), nejchladnějším leden s průměrnou teplotou –1,9 °C. Absolutní teplotní maximum 36,7 °C bylo dosaženo 1. srpna 1994. Absolutní teplotní minimum –26,2 °C bylo zaznamenáno 7. ledna 1985.

Roční úhrn srážek ve stanici Staré Město u Uh. Hradiště za analyzované období 1961–2007 činí 534,3 mm. Maximální hodnoty 700,3 mm dosáhl roční úhrn srážek v roce 1981, nejnižší roční úhrn srážek (368,4 mm) byl naměřen v roce 1971 (Podhrázská *et al.* 2008). Při ambulantním měření rychlosti větru za účelem stanovení intenzity větrné eroze přímo na lokalitě ONV bylo zjištěno, že převládá proudění ze směru jihovýchodního (Húsek 2009, Kozlovsky Dufková *et al.* 2010). Také Švehlík (2006) potvrzuje, že v ONV vanou větry ze směru jihovýchodního, kterým se říká „antonínské“ (vanou od kopce Sv. Antoníček).

Přehled metod výzkumu přemrzání půdy

Vliv nízkých teplot, konkrétně procesu „zmrznutí a rozmrznutí“ (dále v textu označován zkratkou „FT“ z anglického „freezing and thawing“) a „vysušení půdy mrazem“ (dále v textu označován zkratkou „FD“ z angl. „freeze-drying“), na rozpad půdních agregátů byl řešen v několika pracích především zahraničních autorů. U nás, resp. na Slovensku, zkoumal vliv namrzání půdních agregátů Středanský (1991), který měřil odnos částic z přemrznutých vzorků různých druhů půd v aerodynamickém tunelu, aby zjistil, že přemrznutí půdy snižuje stabilitu agregátů a půda se stává náchylnější k odnosu, přičemž mohou být ohrožovány též těžší půdní druhy.

K podobným závěrům došla i McKenna Neuman (2003, 2004), která navíc zkoumala vliv teploty větrného proudu v aerodynamickém tunelu na intenzitu odnosu půdních částic (především na lehkých půdách). Zjistila, že chladnější proud vzduchu způsobuje vyšší odnos půdních částic, než proud teplý. Zvýšení odnosu půdy v chladném proudění bylo mnohem větší, než se očekávalo, takže simulační modely odnos podceňují. Extrapolací výsledků bylo zjištěno, že při $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ může být odnos půdy vyšší až o 70 % než u srovnatelné rychlosti větru v horkých pouštích při $40\text{ }^{\circ}\text{C}$ teplotách. Vysvětlením je snížení napětí vody vázané na povrchu půdních částic při nízkých teplotách a následné snížení koheze mezi částicemi.

Podle výsledků výzkumů četných prací (Slater *et Hopp* 1949, Domby *et Kohnke* 1955, Willis 1955, Logsdail *et Webber* 1959, Krumbach *et White* 1964, Bryan 1971, Benoit 1973, Chamberlain 1981, Formanek *et al.* 1984, Huang *et Aughenbaugh* 1987, Kemper *et al.* 1987, Mostaghimi *et al.* 1988, McKenna Neuman 1990, Edwards 1991, Unger 1991, Merrill *et al.* 1995, Staricka *et Benoit* 1995, Bullock *et al.* 1999, 2001, Oztaz *et Fayetorbay* 2003, Sahin *et Anapali* 2007) se obecně předpokládá, že nízké teploty v zimních měsících roku způsobují na vegetaci nebo sněhem nechráněné půdě snížení stability agregátů, jejich rozpad a posléze zvýšení náchylnosti půdy k větrné erozi, a to v závislosti na vlhkosti půdy v době jejího zmrznutí. Podle jiných výzkumů, kterých je ale podstatně méně, naopak zmrznutí půdy při její vysoké vlhkosti stabilitu půdních agregátů zvyšuje (Bisal *et Nielsen* 1964, Perfect *et al.* 1990, Lehrsch 1998, Tatarko *et al.* 2001). Některé výzkumy uvádějí, že přemrznutí půdy nemá na stabilitu půdních agregátů žádný vliv (Kvarnemo *et Oygarden* 2006).

Návrh vlastní metody simulace přemrzání půdních agregátů

Na základě výše uvedeného seznamu prací, které se zabývají simulacemi vlivu nízkých teplot na rozpad půdních agregátů a na základě rozboru jejich nedostatků byla navržena vlastní metodika, která by měla simulovat vliv klimatických podmínek na rozpad půdních agregátů těžkých půd v podhůří Bílých Karpat, jenž vede ke zvýšení náchylnosti půdy k větrné erozi. Laboratorní analýzy byly provedeny na vzorcích půdy odebraných v chladném období roku (podzim až jaro) na lokalitě ONV. Mimo laboratorní analýzy probíhaly ve zmíněném období přímo v terénu měření vlhkosti a teploty půdy a teploty vzduchu.

Z povrchové vrstvy půdy (0–2,5 cm hloubky) byly plochou lopatkou odebrány vzorky půdy „cik-cak“ metodou, přičemž jednotlivá místa odběru byla od sebe vzdálena přibližně 1 m (Paetz *et Wilke* 2005). Celkem bylo potřeba z každé lokality odebrat asi 7,5 kg povrchové vrstvy půdy v jeden termín odběru.

Podle Tatarka *et al.* (2001) má na rozpad půdních agregátů vliv nejen půdní vlhkost sama o sobě, ale také forma a množství srážek. Z tohoto důvodu byly odběry půdních vzorků provedeny v obdobích, kdy se vyskytují různé formy srážek:

- v období podzimním (kalendářně 23.9.–20.12.) – s výskytem podzimních dešťů, příp. sněhu (odběr na lokalitě ONV 11.11.2009),
- v období zimním (kalendářně 21.12.–20.3.) – s výskytem zimního sněhu (odběr na lokalitě ONV 20.2.2010),
- v období jarním (kalendářně 21.3.–20.6.) – s výskytem jarního sněhu, příp. deště (na lokalitě ONV 7.4.2010).

Data odběru byla volena s ohledem na podmínku, aby povrch půdy v době odběru nebyl kryt vegetací ani sněhem.

Pro účely zachycení „vývoje“ erodovatelnosti půdy v průběhu chladné části roku, byly navíc uskutečněny tři další odběry vzorků půdy mezi výše uvedenými termíny, a to pouze za účelem stanovení obsahu neerodovatelné frakce půdy. Jednalo se o termíny 10.12.2009, 9.1.2010 a 17.3.2010, s tím, že v termínu 9.1.2010 nebyla dodržena podmínka odběru vzorků z povrchu půdy nekrytého sněhem.

Půda byla vysušena volně na vzduchu při pokojové teplotě a posléze z ní bylo připraveno 24 průměrných vzorků (příprava průměrného vzorku dle metodiky Batese 1993) o hmotnosti přibližně 300 g pro každý termín odběru.

Všechny na vzduchu vyschlé vzorky půdy byly podrobeny agregátové analýze. Agregátová analýza byla provedena suchou cestou za pomoci vibrační třepačky (AS 200 Retsch), přičemž se použila sada sít o velikosti ok 0,8 a 2,0 mm. Síto o velikosti ok 0,8 mm bylo zvoleno z toho důvodu, že obecně se částice > 0,8 mm považují za nenáchylné k odnosu větrem, síto o velikosti ok 2,0 mm bylo použito proto, že na těžkých půdách v podhůří Bílých Karpat byla hranice erodovatelnosti posunuta právě na hodnotu 2,0 mm (Švehlík 1990, Švehlík *et* Vrána 1985, 1987).

Po zvážení množství půdy byl stanoven procentuální obsah neerodovatelné frakce (NEF) na sítu o velikosti ok 0,8 mm (v dalším textu značeno zkratkou „NEF_{0,8}“ – neerodovatelná frakce > 0,8 mm ale < 2,0 mm) a na sítu o velikosti ok 2,0 mm (značeno „NEF₂“ – neerodovatelná frakce > 2,0 mm). NEF_{0,8} společně s NEF₂ (= NEF_Σ) pro jednotlivé vzorky půdy zvlášť, byly umístěny do plastových dóz a vystaveny působení nízkých teplot v laboratorních podmínkách.

Podle Bullocka *et al.* (1999) je důležitým faktorem, ovlivňujícím rozpad půdních agregátů, půdní vlhkost. Z tohoto důvodu byly vzorky půdy, resp. pouze NEF, před vystavením nízkým teplotám ovlhčeny na následující vlhkosti vyskytující se reálně v přirozených podmínkách:

- plná vodní kapacita Θ_S (vlhkost půdy při úplném zaplnění půdních pórů vodou, maximální množství vody, které může půda pojmout),
- polní vodní kapacita Θ_{PK} (vlhkost půdy na hranici mezi kapilární a gravitační vodou, vyjadřuje maximální množství vody, které může půda zadržet po delší dobu kapilárními póry),
- bod vadnutí Θ_V (vlhkost půdy, při které jsou rostliny trvale nedostatečně zásobeny půdní vodou),
- na vzduchu vyschlá půda Θ_0 (kontrolní vzorek vysušený při pokojové teplotě).

Dva vzorky NEF_Σ (NEF_{0,8} a NEF₂ pro jednotlivé vzorky smíchány v dóze dohromady) ve třech opakováních byly ovlhčeny na vlhkost přibližně odpovídající hydrolimitu plná vodní kapacita, další dva vzorky NEF_Σ ve třech opakováních byly „ovlhčeny na“ hydrolimit polní vodní kapacita a podobně tomu bylo i u vzorků NEF_Σ „ovlhčených na“ hydrolimit bod vadnutí. Dva vzorky NEF_Σ o třech opakováních pak byly ponechány bez ovlhčení. Celkem tak byly vytvořeny čtyři „vlhkostní“ sady vzorků NEF_Σ po šesti kusech, tedy 24 vzorků.

Přesný postup při nasycování a odsávání vzorků půdy, resp. NEF_Σ, na plnou a polní vodní kapacitu, popisuje oborová norma (ON) 736921, Sumner (2000), Zbíral (2002, 2003, 2004) nebo Jandák *et al.* (2009). K ovlhčení půdy na vlhkost přibližně odpovídající hydrolimitu bodu vadnutí byla použita sada extraktorů pro stanovení pF křivek (1500F1 Pressure Plate Extractor 15 Bar, Soilmoisture Equipment Corp.).

Ovlhčené vzorky NEF byly následně v laboratorních podmínkách vystaveny působení nízkých teplot – v mrazícím boxu LTF 80 (Dairei Europe A/S) byly simulovány procesy FT a FD, přičemž vzorky NEF podstoupily v obou procesech rychlé zmrznutí.

Při procesu FT byla jako hraniční hodnota uvažována teplota $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ pro stav „zmrznutí“ a $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$ pro stav „rozmrznutí“. Teplota $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ byla zvolena z toho důvodu, že půdní voda je vlastně roztokem (organických a anorganických látek rozpuštěných v půdní vodě) o různé koncentraci, který zamrzá při teplotách nižších než $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Podle Hobbse (1974) se krystalky ledu začínají tvořit při teplotě kolem $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ v závislosti na koncentraci půdního roztoku. Vzorky NEF, o příslušné vlhkosti, byly uzavřeny v dózách kvůli zamezení výparu a po dobu 24 hodin byly vystaveny teplotě $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ a následně po stejnou dobu teplotě $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Vzhledem k tomu, že v přirozených podmínkách dochází k procesu zmrznutí a rozmrznutí půdy během zimy několikrát, byl cyklus FT několikrát opakován. Po každém cyklu se nechala půda vyschnout na vzduchu, byla provedena agregátová analýza a opětovně zjištěn obsah NEF ve vzorku. NEF_Σ (NEF_{0,8} a NEF₂), která zůstala na sítech, byla následně ovlhčena na vlhkost, kterou měl vzorek před uskutečněním prvního cyklu, a opětovně vystavena procesu FT, aby bylo postupně možno zjistit, kolik cyklů FT je třeba k rozpadu všech půdních agregátů – cykly FT probíhaly do doby, než se agregáty (NEF_Σ), které zůstávaly na sítech přestaly rozpadávat (měly konstantní hmotnost i po dalších cyklech FT), tzn. změna hmotnosti byla menší než 1 %.

Na podobném principu probíhaly i simulace procesu FD. Čtyři vlhkostní stavy NEF byly po dobu 24 hodin vystaveny působení teploty $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$, a to v dózách, které nebyly uzavřeny – aby mohlo docházet k sublimaci zmrzlé vody. Následně byly vzorky NEF ponechány v mrazícím boxu při teplotě $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$ po dalších 24 hodin. Podle Huanga *et Aughenbaugha* (1987) dochází k nejvyšší možné sublimaci zmrzlé vody při teplotách kolem $30\text{ }^{\circ}\text{F}$ ($\sim -1\text{ }^{\circ}\text{C}$), rychlost sublimace při této teplotě je podle autorů přibližně čtyřikrát rychlejší než při teplotách $10\text{ }^{\circ}\text{F}$ ($\sim -12\text{ }^{\circ}\text{C}$) a $0\text{ }^{\circ}\text{F}$ ($\sim -18\text{ }^{\circ}\text{C}$). Po jednotlivých cyklech FD se vzorky NEF po vyschnutí podrobily opětovné agregátové analýze, zjistil se nový obsah NEF na sítech, vzorky byly ovlhčeny na příslušné vlhkosti a podrobeny dalším cyklům FD a to až do doby, než na sítech zůstávalo konstantní množství NEF.

Terénní měření teploty a vlhkosti půdy a teploty vzduchu

Na podzim roku 2009 (konkrétně 11.11.2009) byla přímo na experimentální lokalitu instalována teplotní a vlhkostní čidla, která měřila teplotu půdy a vzduchu a vlhkost půdy v různých hloubkách pod jejím povrchem, který nebyl kryt žádnou vegetací. Úkolem teplotních čidel bylo zaznamenat počet cyklů FT a FD v terénních podmínkách, vlhkostní čidla měla monitorovat objemovou vlhkost půdy během sledovaného období podzim až jaro 2009–10.

Teploměry Dallas DS18B20 (Maxim/Dallas Semiconductor Products, Maxim Integrated Products) byly instalovány do hloubek 0,05, 0,1, 0,2 a 0,5 m pod povrch půdy. Měření teploty půdy v těchto hloubkách mělo mít víceméně informativní charakter o vývoji půdních teplot ve sledovaném období. Důležitějším měřením bylo měření teploty vzduchu v přízemní vrstvě teploměrem, který byl umístěn přímo na půdním povrchu. Toto měření mělo podat informace o promrzání půdních agregátů na povrchu půdy, protože teploměry umístěné pod povrchem půdy promrzání povrchu nezaznamenají, byť by byly umístěny 0,02 m pod povrchem (0,02 m = nejmenší možná hloubka uložení teploměru pod povrchem půdy z hlediska jeho správného

fungování při měření teploty půdy). Navíc, teploměr umístěný přímo na půdní povrch jistě vystihne jeho teplotu (např. v období, kdy na povrch půdy dopadá intenzivní sluneční záření nebo se naopak objeví přízemní mrazíky) lépe, než by tomu bylo u teploměru umístěném pod povrchem půdy. Data ze všech pěti teploměrů byla odečítána automaticky v 15ti minutových intervalech se záznamem do paměti dataloggeru. Ve výšce 2 m nad zemským povrchem měřilo navíc teplotu vzduchu další čidlo – registrátor teploty a vlhkosti vzduchu Hobo (Onset Computer Corporation).

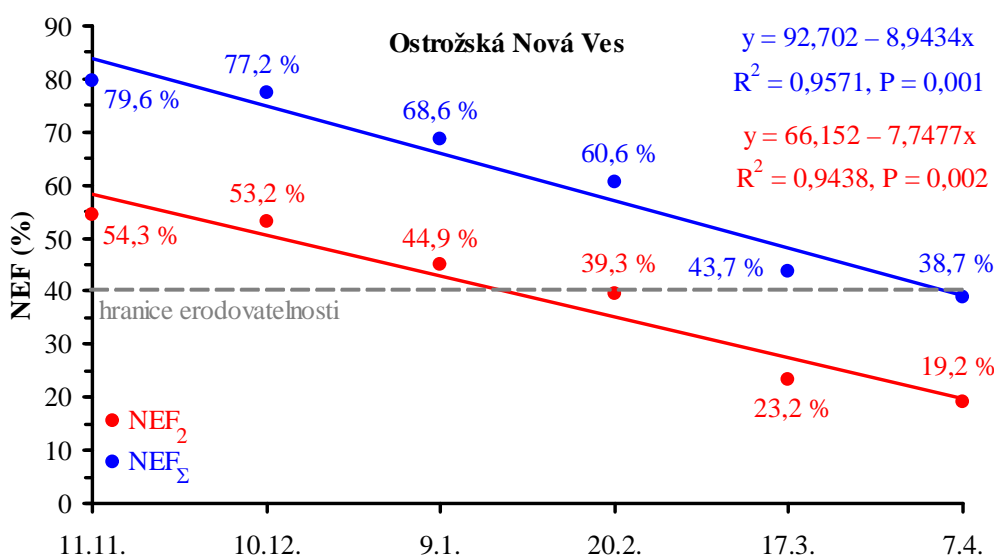
Vlhkostní čidla VIRRIB (Amet) měřila objemovou vlhkost půdy v hloubkách 0,05, 0,1, 0,2 a 0,3 m pod povrchem půdy nekrytým vegetací. Pro registraci 15ti minutových údajů z vlhkostních čidel sloužil VIRRIBLOGGER. Vlhkost půdy v povrchové vrstvě půdy byla posuzována na základě údajů z čidla umístěného nejbližší povrchu, tedy z čidla v hloubce 0,05 m. Umístění čidla do menší hloubky se podle instrukcí výrobce a na základě zkušeností odborníků (Litschmann 1991, Možný 1999), nedoporučuje.

Datalogger, zaznamenávající údaje ze všech čidel na lokalitě ONV, byl připojen k 12V akumulátoru, jehož dobíjení se realizovalo přes dobíjecí adaptér z elektrické sítě. Čidlo Hobo mělo svoji vlastní baterii (CR2030, 3 V), kterou postačí vyměnit, v závislosti na klimatických podmínkách, jednou za rok. Kontrola napětí akumulátoru i baterie v Hobu se prováděla při každém stahování dat do počítače.

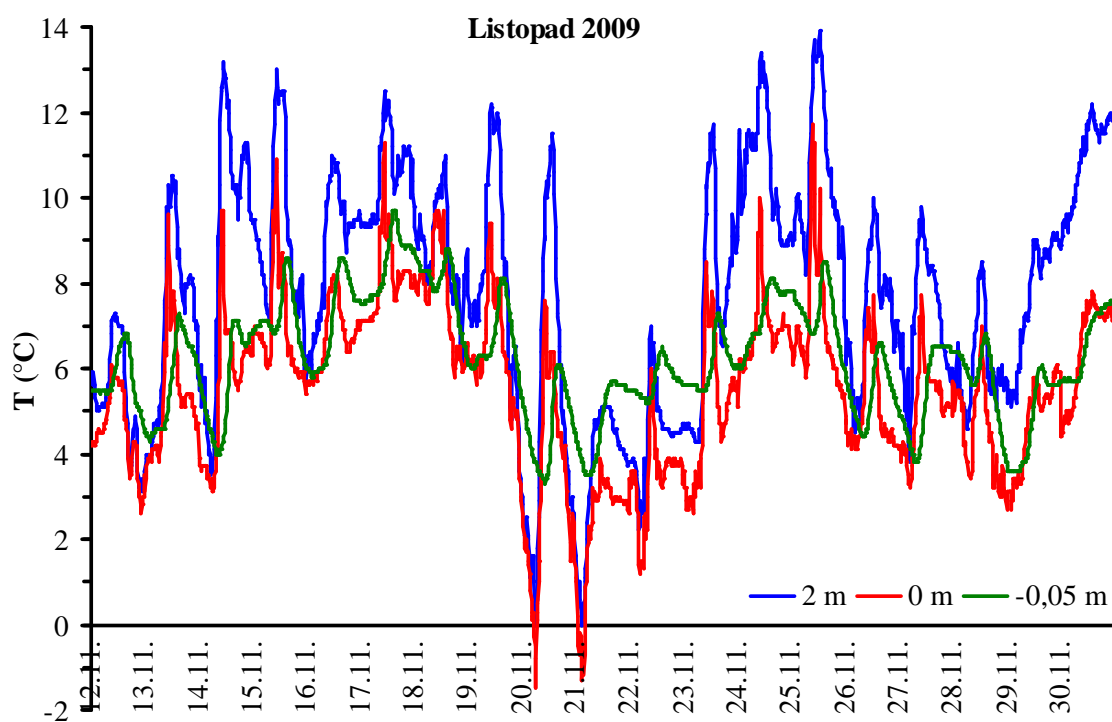
Výsledky a diskuze

Rozpad půdních agregátů v terénních podmínkách

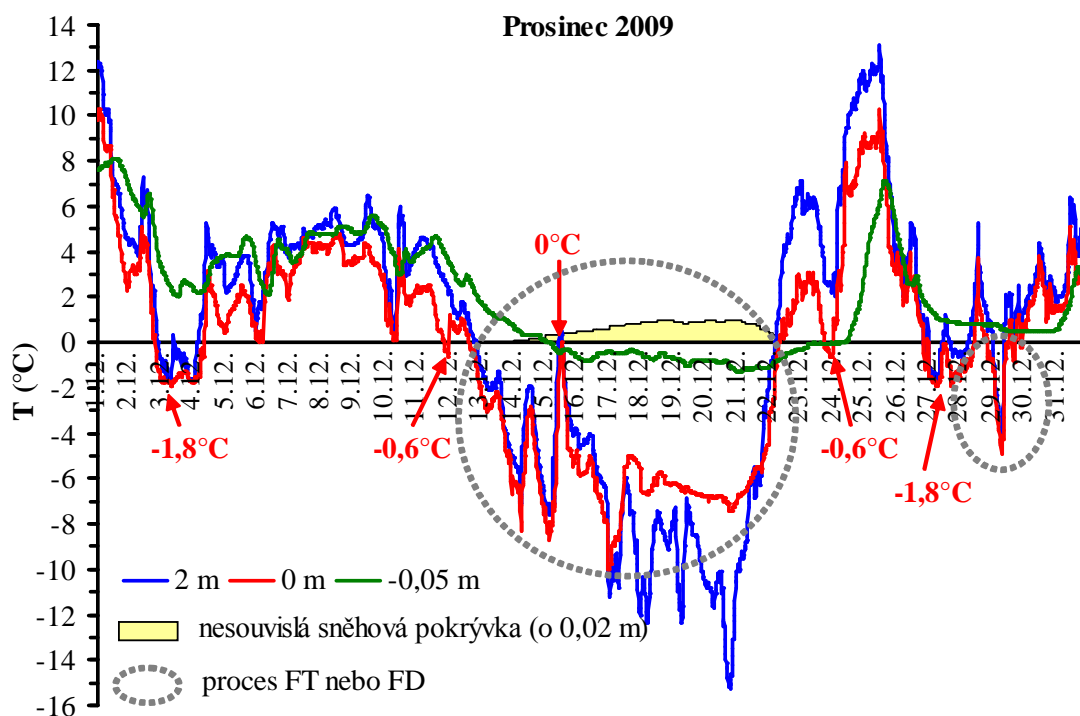
Obsah NEF v povrchové vrstvě půdy na lokalitě ONV je uveden na Obr. 1. Vzorky z povrchové vrstvy půdy byly odebrány v šesti termínech od podzimu 2009 do jara 2010, takže Obr. 2 podává přehled o „vývoji“ erodovatelnosti půdy během tohoto období ve skutečných terénních podmínkách. Na všech lokalitách byl zaznamenán pokles obsahu NEF během sledovaného období (od prvního do posledního dne odběru vzorků půdy), a to o 40,87 % NEF_Σ (35,11 % NEF₂). K podobným zjištěním dospěli i Bullock *et al.* (2001), kteří referují o zvýšení množství EF (resp. snížení NEF) na těžkých půdách Kanadských prérií po zimním a jarním období o 30 %. Podle stejných autorů docházelo k největší změně erodovatelnosti v průběhu období se sněhovou pokrývkou, kdy občasné tání sněhu zvyšovalo obsah vody a umožnilo efektivnější rozpad agregátů v cyklu zmrznutí – rozmrznutí.



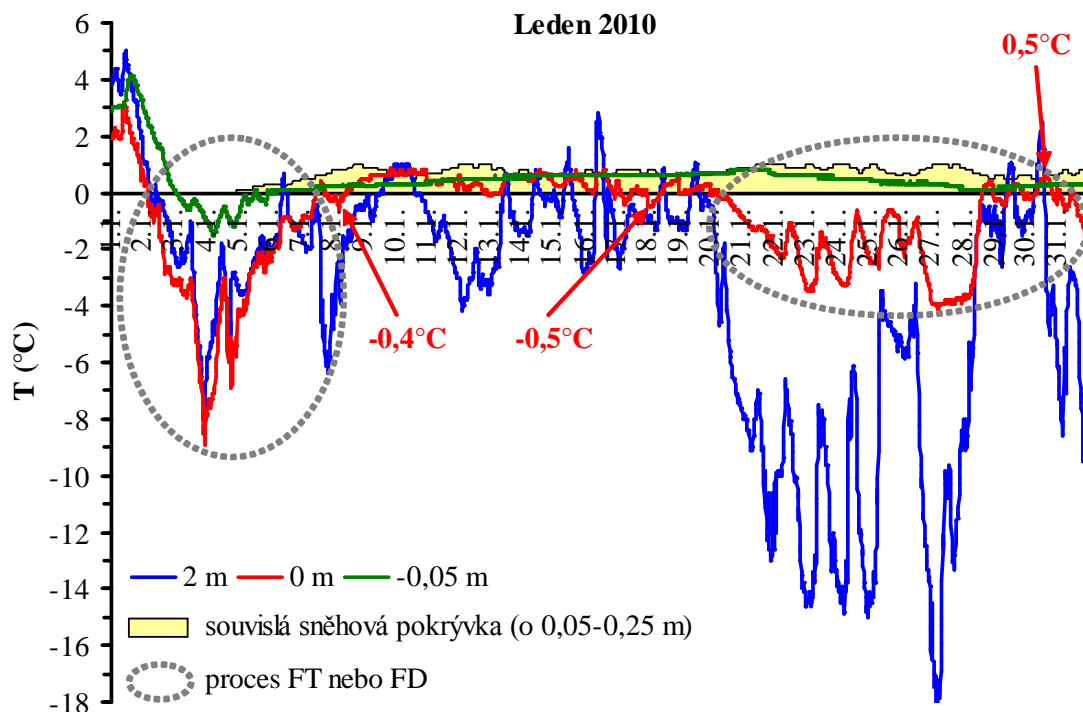
Obr. 1 Procentuální obsah NEF v povrchové vrstvě půdy lokality Ostrožská Nová Ves v průběhu sledovaného období podzim až jaro 2009–10



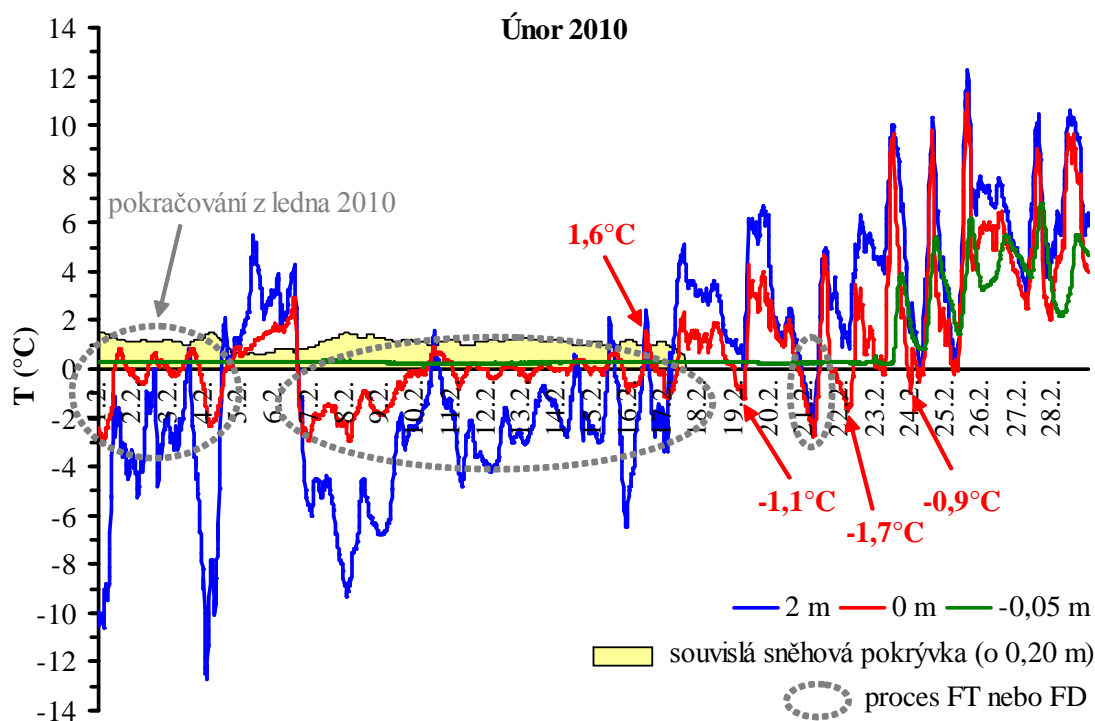
Obr. 2 Průběh teploty vzduchu ve výšce 0 a 2 m nad zemí a teploty půdy v hloubce 0,05 m během listopadu 2009 na lokalitě Ostrožská Nová Ves (počátek měření 12.11.2009)



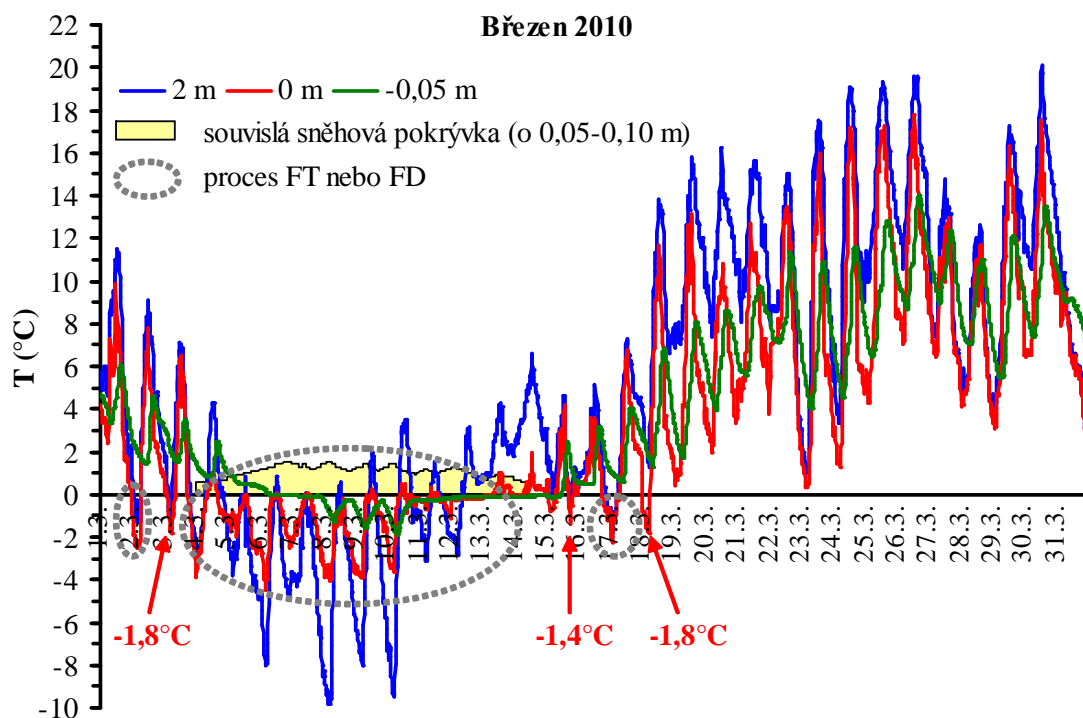
Obr. 3 Průběh teploty vzduchu ve výšce 0 a 2 m nad zemí a teploty půdy v hloubce 0,05 m během prosince 2009 na lokalitě Ostrožská Nová Ves (sněhová pokrývka zaznačena schematicky – neodpovídá skutečné výšce)



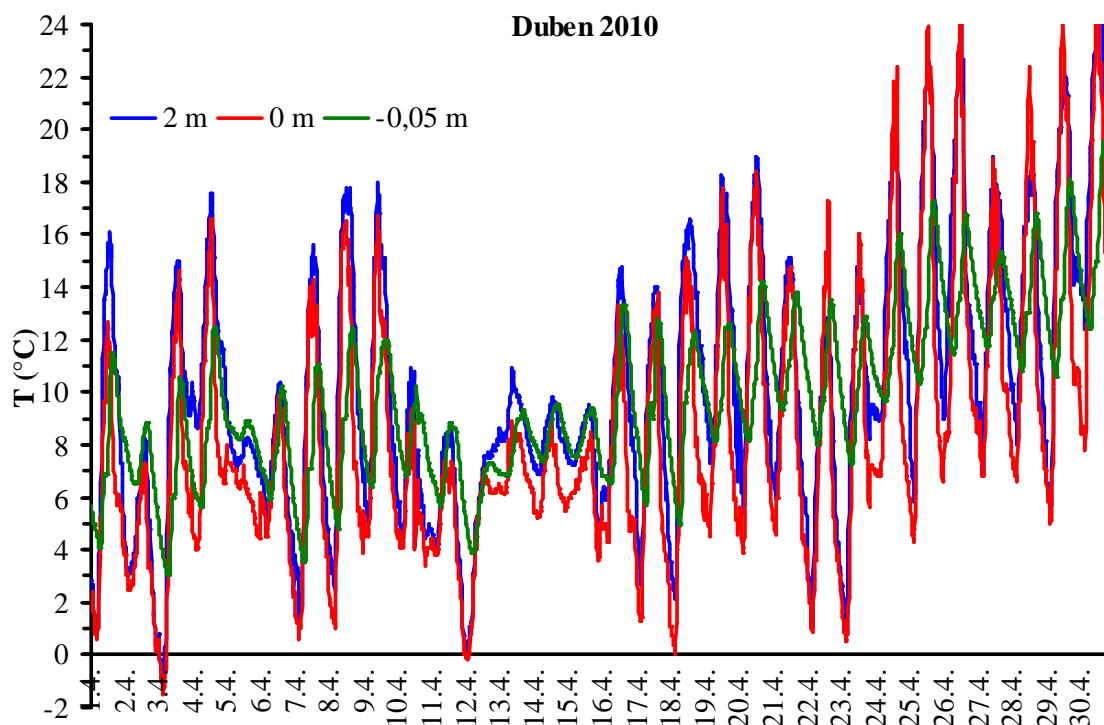
Obr. 4 Průběh teploty vzduchu ve výšce 0 a 2 m nad zemí a teploty půdy v hloubce 0,05 m během ledna 2010 na lokalitě Ostrožská Nová Ves (sněhová pokrývka zaznačena schematicky – neodpovídá skutečné výšce)



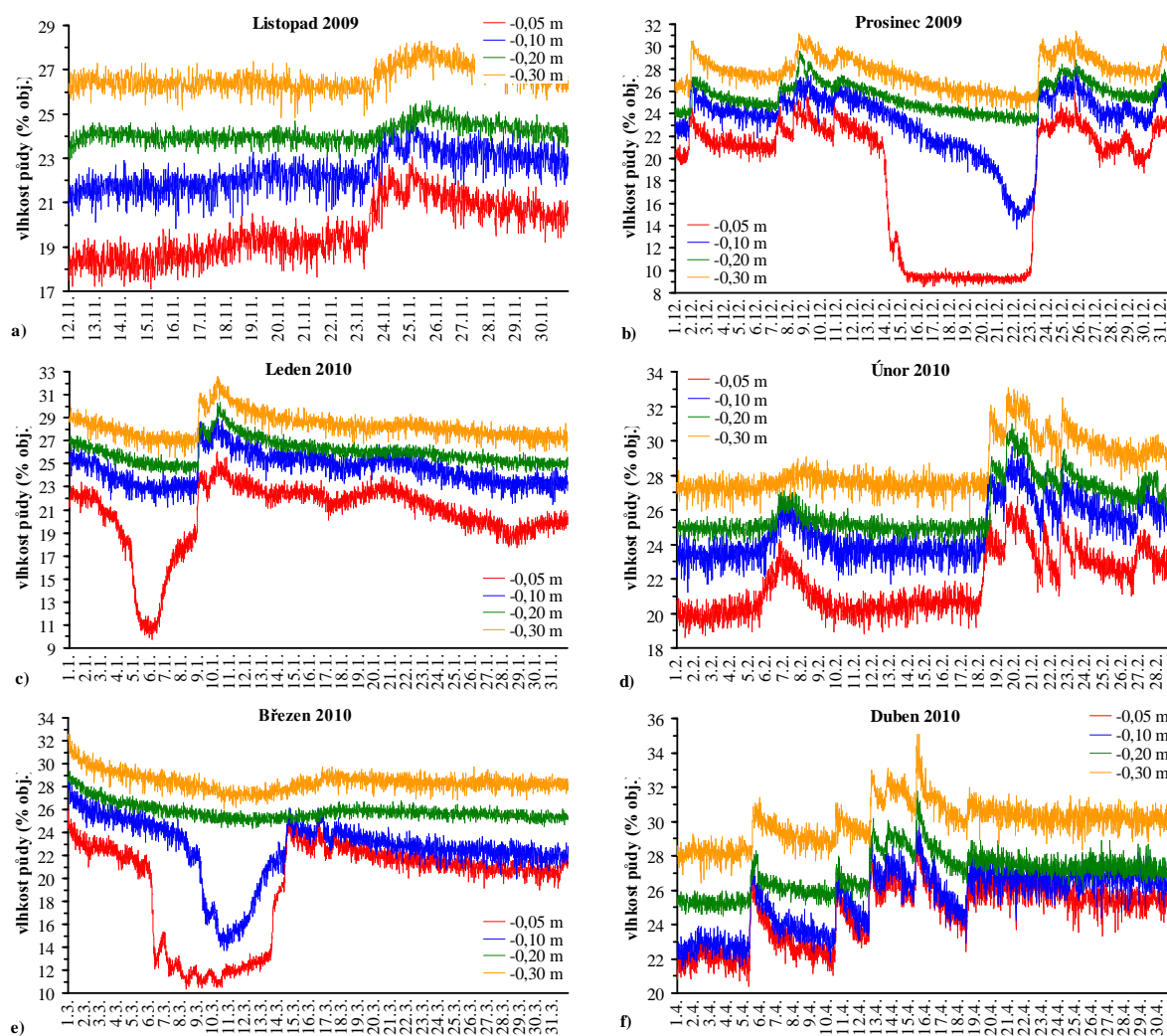
Obr. 5 Průběh teploty vzduchu ve výšce 0 a 2 m nad zemí a teploty půdy v hloubce 0,05 m během února 2010 na lokalitě Ostrožská Nová Ves (sněhová pokrývka zaznačena schematicky – neodpovídá skutečné výšce)



Obr. 6 Průběh teploty vzduchu ve výšce 0 a 2 m nad zemí a teploty půdy v hloubce 0,05 m během března 2010 na lokalitě Ostrožská Nová Ves (sněhová pokrývka zaznačena schematicky – neodpovídá skutečné výšce)



Obr. 7 Průběh teploty vzduchu ve výšce 0 a 2 m nad zemí a teploty půdy v hloubce 0,05 m během dubna 2010 na lokalitě Ostrožská Nová Ves



Obr. 8 Průběh vlhkosti půdy v různých hloubkách pod půdním povrchem bez vegetace v jednotlivých měsících sledovaného období podzim až jaro 2009–10 na lokalitě Ostrožská Nová Ves

Pokud povrchová vrstva půdy obsahuje více než 60 % EF (tedy méně než 40 % NEF), stává se podle Čepila (1951) vysoce náchylnou k větrné erozi. Tato šedesátiprocentní (resp. čtyřicetiprocentní) hranice je označována jako „erosion threshold“ – hranice erodovatelnosti (Bisal *et* Ferguson 1968). Na lokalitě ONV byla hranice erodovatelnosti pro NEF₂ překročena přibližně na přelomu měsíců leden – únor 2010.

Naměřené údaje „povrchové“ teploty vzduchu (0 m) a teploty vzduchu z výšky 2 m nad povrchem půdy (nechráněným vegetací ani posklizňovými zbytky), teploty půdy z hloubek 0,05, 0,1, 0,2 a 0,5 m a vlhkosti půdy z hloubek 0,05, 0,1, 0,2 a 0,3 m z experimentální lokality ONV byly vyhodnoceny a zaneseny do grafů.

Na Obr. 2–7, jež znázorňují průběh měsíčních teplot vzduchu (ve výšce 0 a 2 m nad zemí) a půdy (v hloubce 0,05 m pod půdním povrchem), jsou vyznačeny časové úseky, v kterých došlo k procesům FT nebo FD, tedy v kterých teplota vzduchu při povrchu půdy (v 0 m) klesla pod -2°C a následně vystoupala nad $+2^{\circ}\text{C}$. V obrázcích jsou pro přehlednost pomocí čísel a šipek vyznačeny také ty teploty přízemní vrstvy vzduchu, které se vyskytují na rozhraní zmíněných mezí -2°C a $+2^{\circ}\text{C}$ a mohly by vést k nepřesným odečtům zobrazených teplot vzduchu. Sněhová pokrývka je v grafech vyznačena pouze schematicky, protože její výška nebyla přímo měřena, pouze odhadována v týdenních intervalech.

Na základě vyhodnocení teplot vzduchu při povrchu půdy podle zadaných kritérií (± 2 °C), proběhlo během sledovaného období podzim až jaro 2009–10 v povrchové vrstvě půdy na lokalitě ONV devět procesů – cyklů FT a sedm procesů – cyklů FD. Podle různých autorů (např. de Jong *et* Kachanoski 1988, McKenna Neuman 1990, Bullock *et al.* 2001) by proces FD, tedy přeměna zmrzlé vody v páru, měl probíhat pouze v případě, že půdní povrch je holý – nekrytý vegetací ani sněhovou pokrývkou. Při vyhodnocování přízemních teplot vzduchu v 0 m a vlhkostí půdy v hloubce 0,05 m pod jejím povrchem na začátku měsíce března 2010 však bylo zjištěno něco jiného – i přes souvislou 5–10 cm vysokou sněhovou pokrývkou, která by měla zabránit úniku vlhkosti z povrchu půdy, došlo při teplotách povrchové vrstvy vzduchu nižších než -2 °C ke snížení vlhkosti půdy. Teplota půdy pod bodem mrazu byla v tomto období zaznamenána i teplotním čidlem v hloubce 0,05 m pod povrchem půdy. A to je možné vysvětlení zmíněného nesouladu. Podle Prudkého *et* Dufkové (2006) dochází při zmrznutí soudržné zeminy k jejímu trhání, protože voda při přechodu ze skupenství kapalného do skupenství tuhého zvětšuje svůj objem o 9 % a zrna zeminy se nemohou volně posunout. Tím v zemině/půdě vznikají „vzduchové kapsy“, na které je velmi citlivé vlhkostní čidlo VIRRIB, které měřilo vlhkost v půdním profilu lokality ONV. Pokud se vzduch dostane prasklinami k vlhkostnímu čidlu, není toto schopno zaznamenat reálnou hodnotu vlhkosti půdy. Snížená vlhkost půdy při jejím povrchu, který je kryt sněhovou pokrývkou a nemůže z něj tedy unikat vlhkost, je pravděpodobně zapříčiněna chybou čidla. Opravené výsledné zhodnocení počtu cyklů procesů FT/FD v jednotlivých měsících sledovaného období podzim až jaro 2009–10 je uvedeno v Tab. 1, Tab. 2 potom ukazuje počet cyklů procesu FT a FD v povrchové vrstvě půdy, které proběhly v rozmezí jednotlivých termínů odběru půdních vzorků. V Tab. 3 se nachází procentuální pokles obsahu NEF v povrchové vrstvě půdy během období podzim až jaro 2009–10 vlivem procesů FT a FD.

Tab. 1 Počet cyklů procesu FT a FD v povrchové vrstvě půdy lokality Ostrožská Nová Ves během období podzim až jaro 2009–10

Měsíc	Počet cyklů procesu	
	FT	FD
Listopad 2009	0	0
Prosinec 2009	2	2
Leden 2010	2	1
Únor 2010	2	1
Březen 2010	3	2
Duben 2010	0	0
Celkem	9	6

Tab. 2 Počty cyklů procesu FT a FD v povrchové vrstvě půdy lokality Ostrožská Nová Ves, které proběhly v rozmezí jednotlivých termínů odběru půdních vzorků

Odběr	Počet cyklů procesu	
	FT	FD
6.11.2009	0	0
10.12.2009	0	0
9.1.2010	3	3
20.2.2010	2	0
17.3.2010	3	2
14.4.2010	1	1
Celkem	9	6

Tab. 3 Procentuální pokles obsahu NEF v povrchové vrstvě půdy lokality Ostrožská Nová Ves během období podzim až jaro 2009–10 vlivem procesů FT a FD

Rozdíl v NEF mezi odběrem č.	NEF _Σ (%)	NEF ₂ (%)
1 a 2	2,4	1,1
2 a 3	8,6	8,3
3 a 4	8,0	5,6
4 a 5	16,9	16,1
5 a 6	5,0	4,0

Z vyhodnocení vyplývá jednoduchý závěr, že čím více cyklů FT nebo FD působilo na povrch půdy, tím větší snížení v obsahu NEF nastalo. Podle některých autorů (např. Bryan 1971 nebo Bullock *et al.* 1999) je rozpad půdních agregátů ovlivněn především vlhkostí půdy v době jejího zmrznutí. Vlhkost povrchové vrstvy půdy se během období podzim až jaro 2009–10 pohybovala okolo 20 % obj. (v závislosti na množství srážek), což je vlhkost přibližně odpovídající hydrolimitu bodu vadnutí. Uvedená hodnota vlhkosti půdního povrchu je pouze orientační, neboť vlhkost půdy byla měřena v hloubce 0,05 m pod půdním povrchem (nejmenší možná hloubka pro umístění vlhkostního čidla) a dá se předpokládat, že vlhkost půdního povrchu bude vlivem evaporace ještě o něco nižší.

Simulace rozpadu půdních agregátů v laboratoři

Rozpad půdních agregátů z povrchové vrstvy půd experimentální lokality byl sledován také v laboratorních podmínkách v rámci simulace procesů FT a FD. Neerodovatelné agregáty, získané agregátovou analýzou ze vzorků půd odebraných v podzimním, zimním a jarním období 2009–10, byly ovlhčeny na tři vlhkostní stavy (plná vodní kapacita, polní vodní kapacita a bod vadnutí), jedna sada vzorků navíc byla ponechána bez ovlhčení (na vzduchu vyschlá půda). Každá sada NEF byla podrobena několika 24hodinovým cyklům procesu FT a FD, počet cyklů se u jednotlivých vzorků lišil a závisel na schopnosti NEF se vlivem nízkých teplot rozpadat. Proces FT/FD byl ukončen, jakmile hmotnostní změna NEF (NEF₂ a NEF_Σ) na sítěch po absolvovaných cyklech byla menší než 1 %. Kolik cyklů procesu FT nebo FD bylo potřeba k rozpadu NEF při různých vlhkostních stavech ukazuje Tab. 4.

Tab. 4 Počet cyklů procesu FT a FD potřebných k rozpadu NEF pro jednotlivé vlhkostní stavy (Θ_S – plná vodní kapacita, Θ_{PK} – polní vodní kapacita, Θ_V – bod vadnutí a Θ_0 – na vzduchu vyschlá půda)

Období odběru	Θ_S		Θ_{PK}		Θ_V		Θ_0	
	FT	FD	FT	FD	FT	FD	FT	FD
podzim	7	5	9	7	13	11	4	4
zima	5	4	7	5	8	7	3	3
jaro	3	2	3	3	4	3	3	2

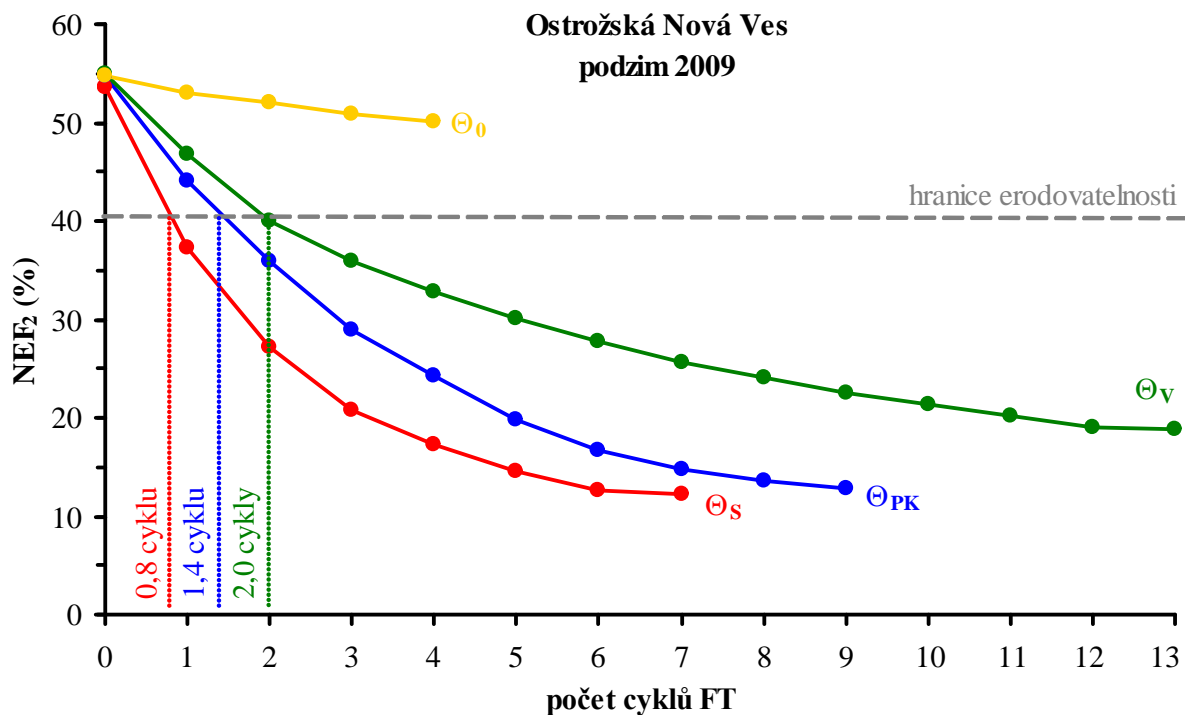
Obecně lze na základě výsledků simulačních analýz uvedených v Tab. 4 konstatovat, že nejvíce cyklů procesů FT a FD potřebných pro rozpad NEF, bylo zaznamenáno u půd odebraných v podzimním období, což je logické, protože vzorky půdy byly odebrány v době, kdy ještě neprošly žádným přemrznutím v přirozených podmínkách a měly nejvyšší obsah NEF. Vzorky půd odebrané v jarním období a vystavené působení procesů FT a FD se rozpadaly méně ochotně, protože již byly vystaveny působení nízkých teplot v přírodních podmínkách a v odebraných vzorcích půdy se tudíž vyskytovalo menší množství NEF, které se ještě nerozpadlo, než tomu bylo u vzorků odebraných na podzim.

Kromě termínu odběru vzorků půdy hraje v rozpadu NEF důležitou roli také vlhkost půdy. Při vlhkosti odpovídající plné vodní kapacitě probíhal rozpad NEF podstatně intenzivněji, než tomu bylo u půdy „vysušené“ k bodu vadnutí, což koresponduje se zjištěními i jiných autorů (např. Edwards 1991, López *et al.* 2001, Oztas *et Fayetorbay* 2003).

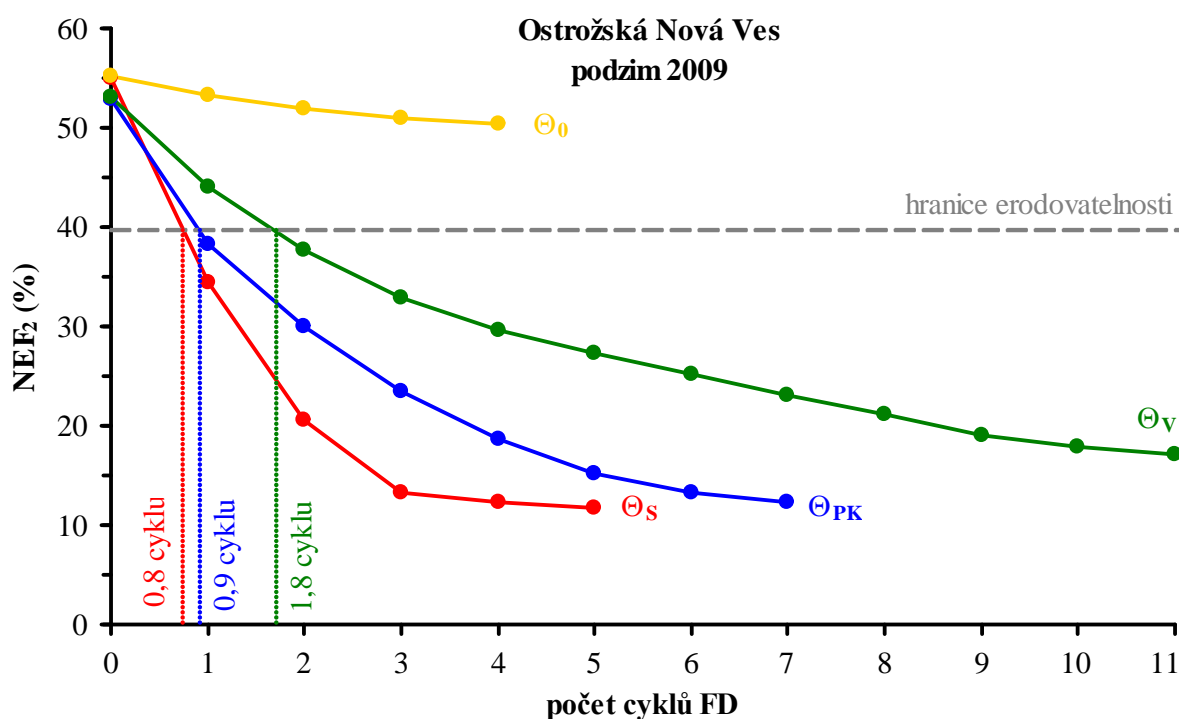
Z dalšího porovnání v Tab. 4 uvedených výsledků simulací přemrznutí půdy vyplývá, že vysušení půdy mrazem (FD) ovlivňuje rozpad půdních agregátů ve větší míře, než zmrznutí a následné rozmrznutí půdy (FT). Podle van Dijk *et Law* (1995) vede zmrznutí a následné vysušení půdy sublimací zmrzlé vody k větší destrukci půdních agregátů, než je tomu u zmrznutí a následného tání, příp. vysušení evaporací. Proto bylo k rozpadu NEF potřeba méně cyklů procesu FD, než FT.

Konkrétní změna, resp. snížení, procentuálního obsahu NEF po několika 24hodinových cyklech procesů FT a FD při různých vlhkostních stavech je uvedena na příkladech v grafech na Obr. 9–14. Obrázky ukazují, kolik cyklů procesu FT nebo FD by bylo při určitém vlhkostním stavu půdy potřeba k rozpadu půdních agregátů, aby byla překročena hranice erodovatelnosti a půda se stala potenciálně náchylnou k větrné erozi.

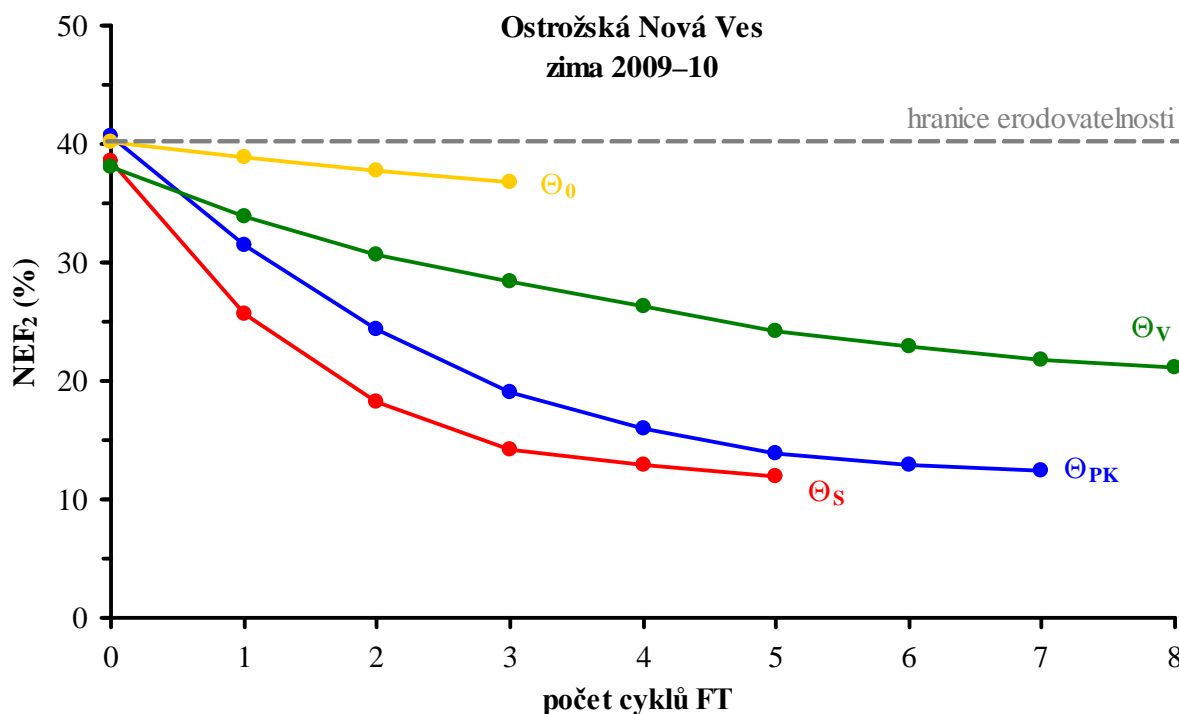
Nejmenšího počtu cyklů k dosažení 40% hranice erodovatelnosti u vzorků z podzimních odběrů bylo potřeba při simulaci procesu FD u NEF ovlhčených na hydrolimit plná vodní kapacita. U vzorků odebraných v zimním a jarním období bylo samozřejmě potřeba cyklů ještě méně, protože půda již prodělala proces přemrznutí v přirozených podmínkách (z tohoto důvodu se hodnocení vztahuje pouze k podzimním odběrům). Vzorky NEF z podzimních odběrů, které byly ponechány bez ovlhčení, hranici erodovatelnosti při simulacích přemrznutí vůbec nedosáhly. Podle Bullocka *et al.* (1999), kteří simulovali rozpad půdních agregátů těžkých půd Kanadských prérií, je potřeba k dosažení hranice erodovatelnosti při velmi nízkých vlhkostních stavech půdy více než 30 cyklů FD, což je v laboratorních podmínkách časově velice náročné simulovat.



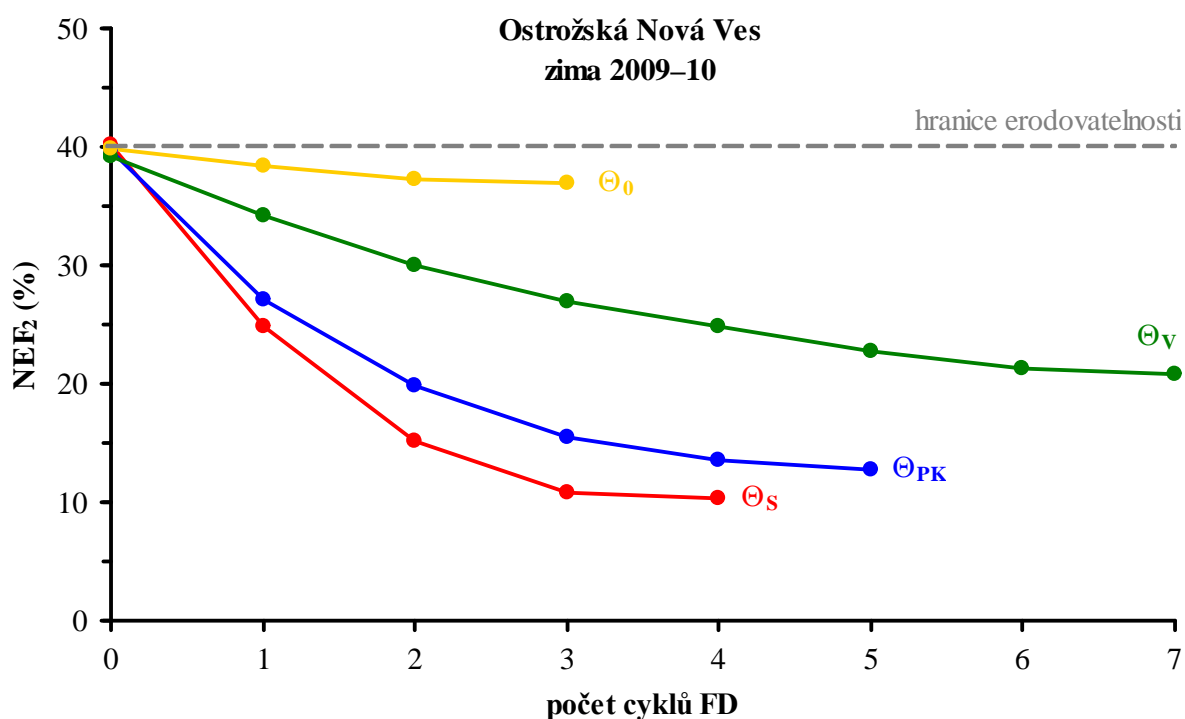
Obr. 9 Snížení obsahu NEF₂ v závislosti na počtu cyklů procesu FT a vlhkosti půdy (Θ_S – plná vodní kapacita, Θ_{PK} – polní vodní kapacita, Θ_V – bod vadnutí, Θ_0 – na vzduchu vyschlá půda) a počet cyklů potřebný k překročení hranice erodovatelnosti



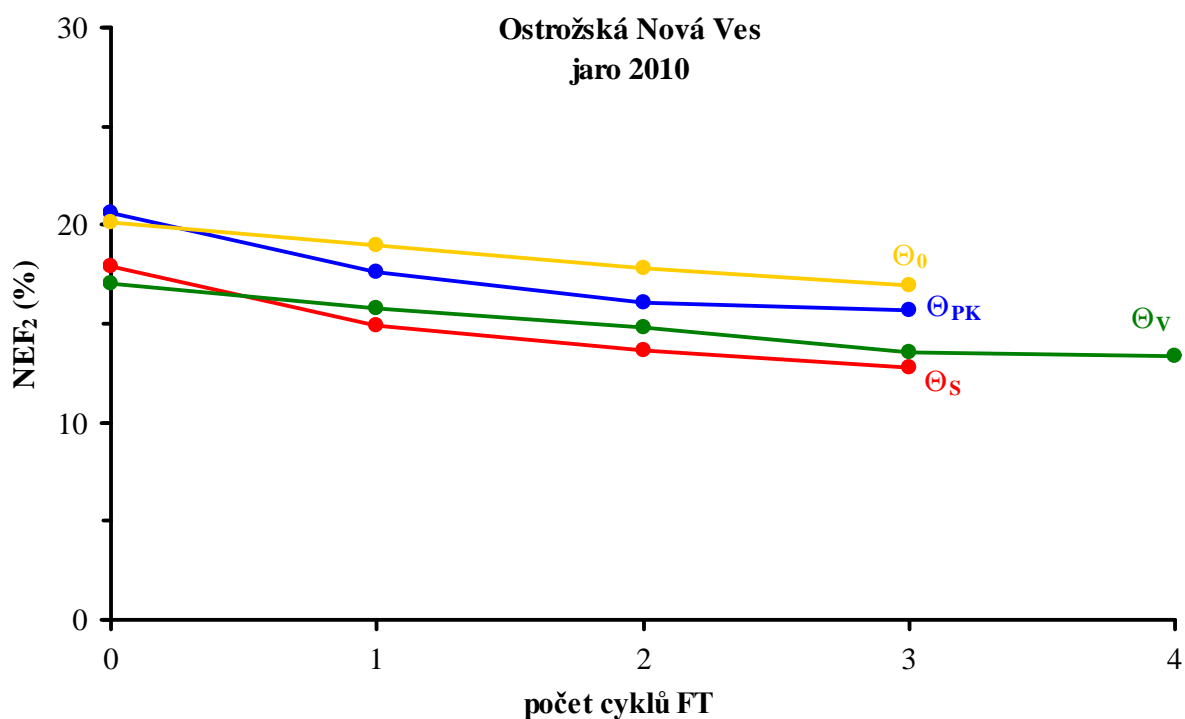
Obr. 10 Snížení obsahu NEF₂ v závislosti na počtu cyklů procesu FD a vlhkosti půdy (Θ_S – plná vodní kapacita, Θ_{PK} – polní vodní kapacita, Θ_V – bod vadnutí, Θ₀ – na vzduchu vyschlá půda) a počet cyklů potřebný k překročení hranice erodovatelnosti



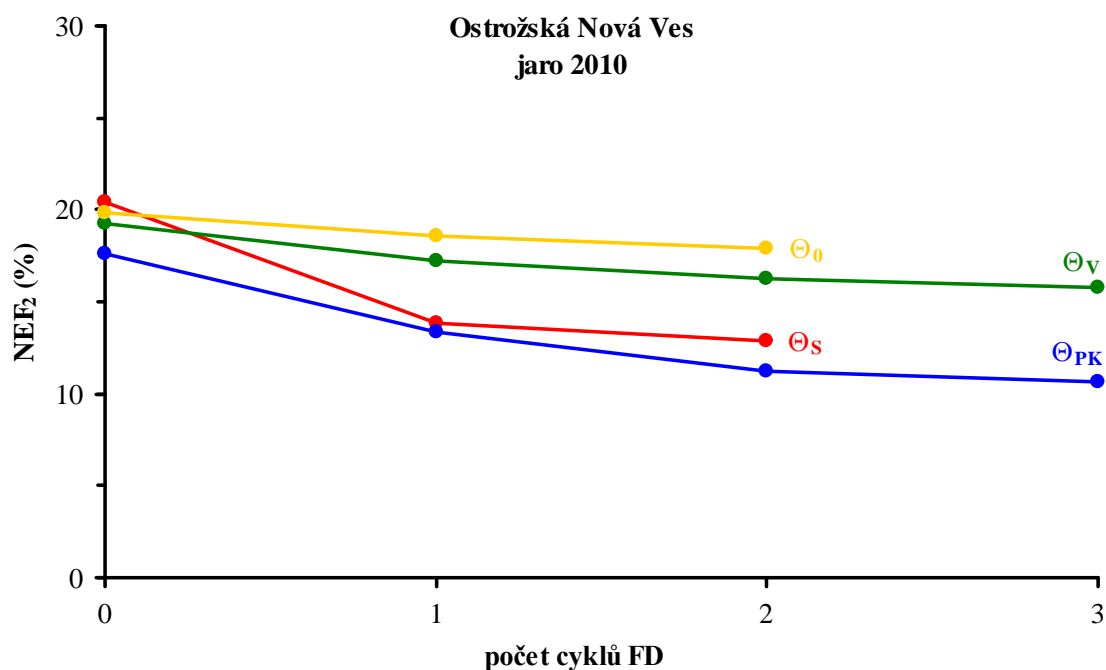
Obr. 11 Snížení obsahu NEF₂ v závislosti na počtu cyklů procesu FT a vlhkosti půdy (Θ_S – plná vodní kapacita, Θ_{PK} – polní vodní kapacita, Θ_V – bod vadnutí, Θ₀ – na vzduchu vyschlá půda) a počet cyklů potřebný k překročení hranice erodovatelnosti



Obr. 12 Snížení obsahu NEF_2 v závislosti na počtu cyklů procesu FD a vlhkosti půdy (Θ_S – plná vodní kapacita, Θ_{PK} – polní vodní kapacita, Θ_V – bod vadnutí, Θ_0 – na vzduchu vyschlá půda) a počet cyklů potřebný k překročení hranice erodovatelnosti



Obr. 13 Snížení obsahu NEF_2 v závislosti na počtu cyklů procesu FT a vlhkosti půdy (Θ_S – plná vodní kapacita, Θ_{PK} – polní vodní kapacita, Θ_V – bod vadnutí, Θ_0 – na vzduchu vyschlá půda) a počet cyklů potřebný k překročení hranice erodovatelnosti



Obr. 14 Snížení obsahu NEF_2 v závislosti na počtu cyklů procesu FD a vlhkosti půdy (Θ_S – plná vodní kapacita, Θ_{PK} – polní vodní kapacita, Θ_V – bod vadnutí, Θ_0 – na vzduchu vyschlá půda) a počet cyklů potřebný k překročení hranice erodovatelnosti

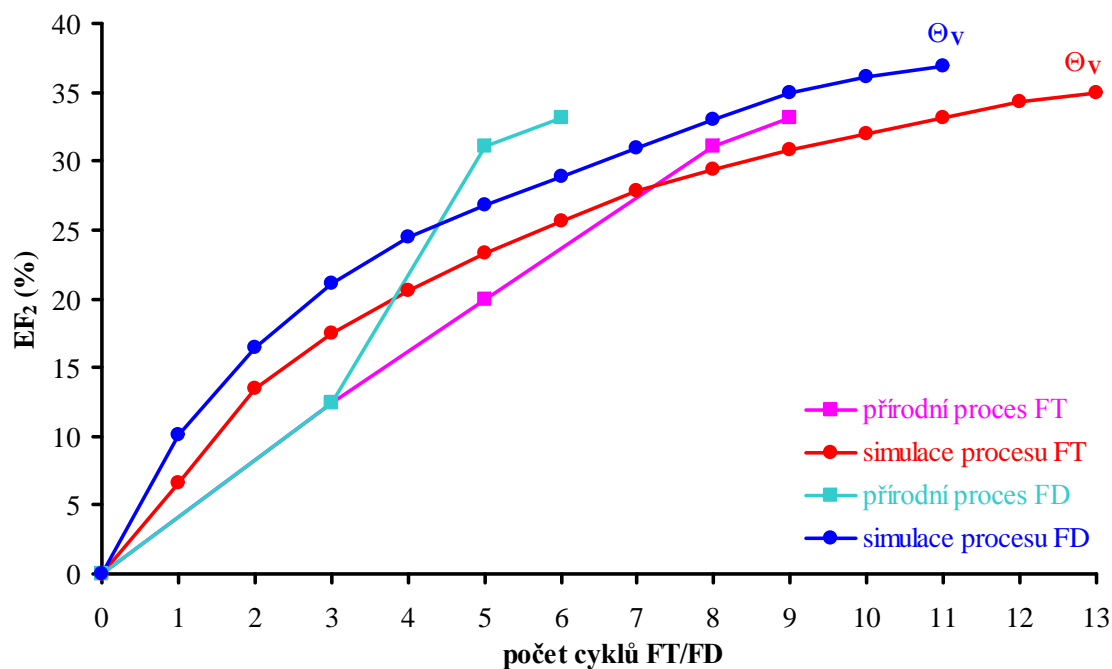
Porovnání terénních a laboratorních analýz

V terénu zjištěný obsah NEF byl porovnán s obsahem NEF stanoveným při 24hodinových cyklech simulací procesů FT a FD v laboratorních podmínkách. Díky tomuto porovnání bylo možno posoudit, zda navržená metodika přemrzání a rozpadu půdních agregátů v laboratorních podmínkách skutečně simuluje přírodní proces FT a FD.

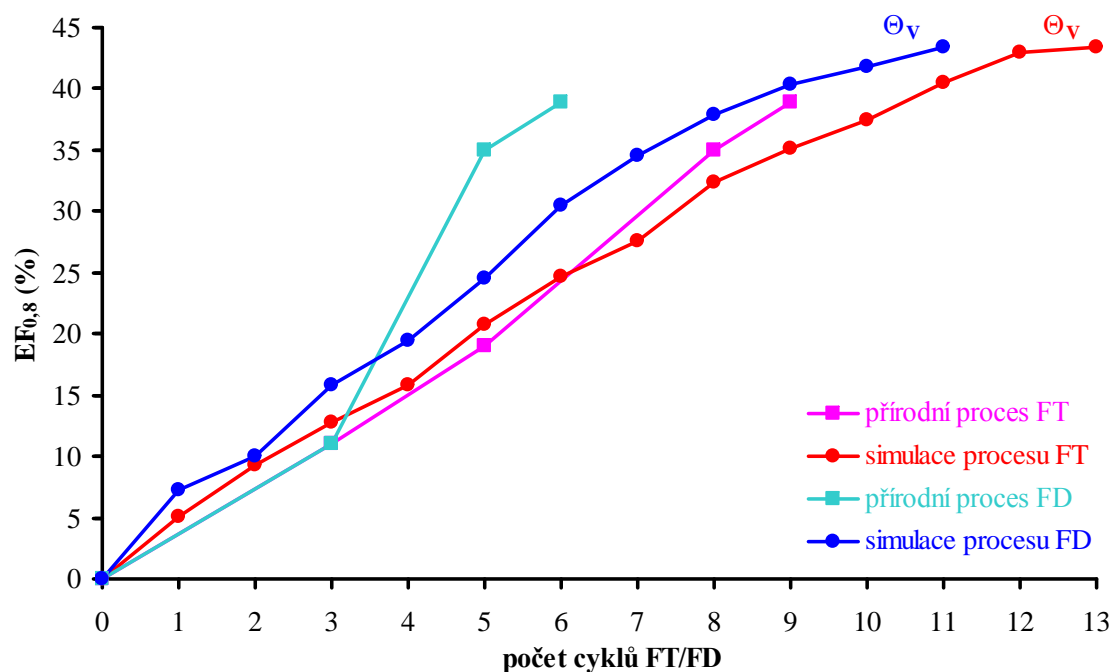
Rozdíl v intenzitě rozpadu půdních agregátů přírodních i simulovaných procesů FT a FD byl hodnocen na základě porovnání procentuálního obsahu EF, resp. jeho kumulativního (součtového) přírůstku po jednotlivých cyklech procesu FT/FD. Kumulativní přírůstky procentuálního obsahu EF byly vyneseny do grafů na Obr. 15–16, aby bylo možno sledovat postupné narůstání množství rozpadlých půdních agregátů od prvního až po poslední cyklus přirozeného i simulovaného procesu FT/FD.

Vzhledem k tomu, že v terénu naměřená vlhkost povrchové vrstvy půdy během sledovaného období podzim až jaro 2009–10 odpovídala přibližně hydrolimitu bodu vadnutí, byly do grafů na Obr. 15–16 zaneseny pouze simulované kumulativní přírůstky obsahu EF odpovídající právě tomuto vlhkostnímu stavu. V grafech se nachází simulované kumulativní přírůstky obsahu EF ze vzorků půd odebraných na podzim 2009, jelikož pouze vzorky z podzimního odběru nebyly ovlivněny přemrznutím v přírodních podmínkách a kumulativní přírůstek obsahu EF je tak odrazem rozpadu agregátů vlivem laboratorních simulací.

Statistické porovnání kumulativních přírůstků obsahu EF při přírodních a simulovaných cyklech procesů FT a FD se uskutečnilo pomocí testu nezávislosti (testu nulovosti korelačního koeficientu), při kterém byl pomocí programu Minitab stanoven Pearsonův korelační koeficient vyjadřující míru statistické závislosti mezi dvěma soubory dat. Korelační koeficienty se pohybují v rozmezí hodnot $R = 0,9268–0,9935$ při dosažené hodnotě $P = 0,001–0,053$ (Tab. 5). Jedná se tedy o velmi těsnou závislost a všechny parametry (vyjma jednoho – EF_2 při procesu FD, lokalita ONV, $P = 0,053$) jsou na hladině $\alpha = 0,05$ statisticky významné.



Obr. 15 Kumulativní přírůstek obsahu EF₂ (%) po jednotlivých cyklech přírodního a simulovaného procesu FT/FD u vzorků půd z lokality Ostrožská Nová Ves



Obr. 16 Kumulativní přírůstek obsahu EF_{0,8} (%) po jednotlivých cyklech přírodního a simulovaného procesu FT/FD u vzorků půd z lokality Ostrožská Nová Ves

Tab. 5 Pearsonův koeficient korelace (R) vyjadřující míru závislosti mezi kumulativními přírůstkami obsahu EF přírodního a simulovaného procesu FT/FD;
P – hladina významnosti

EF	Proces	R	P
EF ₂	FT	0,9744	0,005
	FD	0,9268	0,053
EF _{0,8}	FT	0,9935	0,001
	FD	0,9582	0,042

Vícenásobná regresní analýza

Vyhodnocení efektu počtu cyklů procesu FT a FD, vlhkosti půdy v době jejího zmrznutí a obsahu jílkatých částic v půdě bylo provedeno pomocí vícenásobné regresní analýzy (VRA), při které byl použit statický program Minitab a pomocí krokové (etapové) regrese (stepwise regression) za použití programu Unistat. Cílem zmíněných analýz bylo určit statisticky významné faktory ovlivňující rozpad půdních agregátů, resp. obsah NEF₂ po prodělaných cyklech procesu FT/FD.

Korelační matice byla sestavena z následujících proměnných – počáteční procentuální obsah NEF₂ před působením procesu FT/FD (dále značeno NEF_{2-start}), výsledný procentuální obsah NEF₂ po prodělení několika cyklů procesu FT/FD (NEF_{2-end}), počet cyklů procesu FT potřebných k rozpadu půdních agregátů do konstantní hmotnosti (FT), počet cyklů procesu FD (FD) a vlhkost půdního vzorku v době zmrznutí v % obj. (V). Korelace mezi výše uvedenými proměnnými byla provedena samostatně pro proces FT a pro proces FD a následně pro kombinaci obou procesů. Ani v jednom případě nebyla zjištěna multikolinearita, tudíž nebylo nutno žádnou proměnnou z korelační matice vyřazovat (Popelka *et Synek* 2009).

Tab. 6 Rovnice pro stanovení obsahu NEF₂ (%) po přemrznutí půdy o určité vlhkosti

Model	R ²	P	Č.
$NEF_{2-end} = 21,59 + 0,58NEF_{2-start} - 0,37V - 2,39FT$	0,7647	0,002	(1)
$NEF_{2-end} = 22,18 + 0,55NEF_{2-start} - 0,45V - 2,45FD$	0,7508	0,002	(2)
$NEF_{2-end} = 21,95 + 0,56NEF_{2-start} - 0,41V - 2,14FT - 2,66FD$	0,7788	0,000	(3)

Vysvětlivky k Tab. 6: NEF_{2-end} – výsledný obsah NEF₂ po prodělení několika cyklů procesu FT/FD (%); NEF_{2-start} – počáteční obsah NEF₂ před působením procesu FT/FD (%); FT – počet cyklů procesu FT; FD – počet cyklů procesu FD; V – vlhkost půdního vzorku v době zmrznutí (% obj.); R² – opravený koeficient determinace; P – hladina významnosti

V rámci VRA byly vytvořeny modely/rovnice (1)–(3), s pomocí kterých je možno stanovit obsah NEF₂ po působení několika cyklů FT nebo FD při určité vlhkosti půdy v době zmrznutí (Tab. 6). Korelační koeficienty, vycházející z opravených koeficientů determinačních (hodnota R² roste s počtem parametrů, proto je nutné modely s více parametry porovnávat pomocí opravených R², které mají nižší hodnotu (Hendl 2004)), se pohybují v rozmezí hodnot R = 0,8665–0,8825 při dosažené hladině významnosti P = 0,000–0,002. Navržené modely jsou tedy statisticky významné.

Rovnice byly odvozeny pro těžké půdy v podhůří Bílých Karpat (pro lokalitu ONV), a proto nemohou být považovány za obecně platné pro všechny půdy, alespoň ne do doby, než se obdobné analýzy/simulace přemrznání půdních agregátů neprovedou i pro jiné půdní druhy a rovnice se nevalidují.

Podle některých autorů (např. Skidmore *et Layton* 1992, Fryrear *et al.* 1994, López *et al.* 2000) je intenzita rozpadu půdních agregátů mrazem ovlivněna také obsahem organické hmoty a CaCO₃ v půdě. Lehrs *et al.* (1991) ve své práci uvádějí, že půdy s vysokým obsahem

humusu zvyšují při jednotlivých cyklech procesu FT svoji stabilitu. Pozitivní vliv organické hmoty na stabilitu půdních agregátů zmiňují i Kavdir *et al.* (2004) nebo Colazo *et Buschiazzo* (2010). Posledně zmínění autoři také uvádějí, že zvyšování obsahu CaCO_3 v půdě až do 5 g.kg^{-1} má vliv na zvyšování obsahu EF. Pokud se v půdě nachází větší množství CaCO_3 , než je uvedená hranice, obsah EF se snižuje díky tvorbě druhotných agregátů. Podle Chepila (1954) nemá 3% obsah CaCO_3 v půdě žádný vliv na agregátovou stabilitu, ale zvýšení obsahu CaCO_3 na 10 % a více se projeví ve zvýšení stability. Autor ovšem podotýká, že zmiňovaný efekt je patrný pouze u lehkých půd. Lehrs *et al.* (1993) uvádějí, že při obsahu 0–4 % CaCO_3 v půdách s vyšším obsahem jílnatých částic roste stabilita půdních agregátů, ale při zvýšení obsahu CaCO_3 na 4–32 % se zvyšuje obsah EF v půdě.

Vzhledem k tomu, že u půdy na experimentální lokalitě ONV byl obsah humusu i CaCO_3 stanoven, mohly do VRA vstoupit i tyto hodnoty. Při sestavení korelační matice byla ovšem zjištěna multikolinearita mezi obsahem humusu a jinými proměnnými v matici a program Minitab tuto veličinu z dalších analýz vyloučil.

V programu Unistat bylo možno kromě VRA provést i krokovou regresi, která dovoluje vybrat optimální podmnožinu vysvětlujících proměnných – z vysvětlujících proměnných se zařazují do modelu pouze ty proměnné, které významně zlepší regresní odhad tak, aby model nebyl zbytečně složitý (Hebák 2006). Při krokové regresi bylo zjištěno, že nejen proměnná „obsah humusu“, ale i proměnná „obsah CaCO_3 “ snižuje regresní odhad, a proto byla programem z modelu také vyloučena.

Závěr

Statistické zpracování v laboratoři získaných výsledků simulací přemrznání půdních agregátů vedlo k určení rovnice (3), pomocí níž je možno stanovit obsah neerodovatelné frakce v půdě (NEF_2) po určitém počtu cyklů procesu FT/FD. Přesněji řečeno lze pomocí vytvořené rovnice – na základě vypočítaného obsahu NEF_2 – stanovit náchylnost půdy k větrné erozi v jarním období (po několika cyklech přemrznutí během chladné části roku). Pokud by byl vypočítaný obsah NEF_2 nižší než 40 %, byla by podle Chepila (1951) analyzovaná půda náchylná k větrné erozi. Rovnici (3) lze použít pouze pro vyhodnocení erodovatelnosti půd těžkých s přibližně stejným obsahem jílnatých částic, jako měla půda použitá při simulacích. Pro obecné uplatnění rovnice, je nutno laboratorní simulace přemrznání půdy a následné statistické vyhodnocení jejich výsledků uskutečnit i pro jiné půdní druhy, pro půdy s rozdílným obsahem humusu a CaCO_3 , např. pro různé HPJ.

Stejně tak by bylo vhodné doplnit navrženou metodiku simulace přemrznání o další faktory, které by mohly mít na rozpad půdních agregátů také vliv, např. rozdílnou délku působení mrazu na půdní agregáty, různá rychlost zmrznutí (pomale vs. rychlé snížení teploty vzduchu, vlhkost vzduchu nebo rozdílný způsob obdělávání půdy (minimální zpracování půdy vs. konvenční způsob kultivace).

Stanovení intenzity větrné eroze na těžkých půdách je problematickou záležitostí z toho důvodu, že doposud známé rovnice jsou založeny na předpokladu neerodovatelnosti těžkých půd. Rovnice (3), získaná statistickým vyhodnocením laboratorních simulací přemrznání půdních agregátů, sice neumožňuje stanovení konkrétního množství oderodované půdy, avšak na základě vypočítaného obsahu neerodovatelné frakce půdy (NEF_2) a Chepilově (1951) předpokladu 40% hranice erodovatelnosti, dokáže alespoň přibližně určit, zda těžká půda vystavená několika cyklům přemrznutí bude v jarním období náchylná k odnosu větrem či nikoliv.

Poděkování

Výsledky práce jsou součástí řešení projektu NAZV č. QH82099 „Kriteria rozvoje větrné eroze na těžkých půdách a možnosti jejího omezení biotechnickými opatřeními“.

Použitá literatura

- Bates T.E. (1993): Soil handling and preparation, pp. 19–24. In Carter M.R. Soil sampling and methods of analysis. Boca Raton: Lewis Publishers, 825 p. ISBN 0-87371-861-5.
- Benoit G.R. (1973): Effect of freeze-thaw cycles on aggregate stability and hydraulic conductivity of three soil aggregate sizes. *Soil Science Society of America Proceedings* 37:3–5.
- Bisal F., Ferguson W.S. (1968): Monthly and yearly changes in aggregate size of surface soils. *Canadian Journal of Soil Science* 48:159–164.
- Bisal F., Nielsen K.F. (1964): Soil aggregates do not necessarily break down over-winter. *Soil Science* 98(5):345–346.
- Bryan R.B. (1971): The influence of frost action on soil-aggregate stability. *Transactions of the Institute of British Geographers* 54:71–88.
- Bullock M.S., Larney F.J., Izaurralde R.C., Feng Y. (2001): Overwinter changes in wind erodibility of clay loam soils in southern Alberta. *Soil Science Society of America Journal* 65:423–430.
- Bullock M.S., Larney F.J., Mcginn S.M., Izaurralde R.C. (1999): Freeze-drying processes and wind erodibility of a clay loam soil in southern Alberta. *Canadian Journal of Soil Science* 79(1):127–135.
- Colazo J.C., Buschiazzi D.E. (2010): Soil dry aggregate stability and wind erodible fraction in a semiarid environment of Argentina. *Geoderma* 159:228–236.
- Cornelis W.M. (2006): Hydroclimatology of wind erosion in arid and semiarid environments, chapter 9, pp. 141–159. *Dryland Ecohydrology*, Springer.
- de Jong E., Kachanoski R.G. (1988): Drying of frozen soils. *Journal of Soil Science* 68:807–811.
- Domby C.W., Kohnke H. (1955): The effect of freezing and thawing on structure of the soil surface. *Agronomy Journal* 47:175–177.
- Dufková J. (2009): Stanovení erodovatelnosti půdy v podhůří Bílých Karpat. In sborník příspěvků z mezinárodní vědecké konference Půda v průmyslové krajině. Ostrava: Česká pedologická společnost, Univerzita Palackého v Olomouci, Vysoká škola báňská – Technická univerzita Ostrava, 2.–3.9.2009, s. 89–92. ISBN 978-80-87371-00-8.
- Edwards L.M. (1991): The effect of alternate freezing and thawing on aggregate stability and aggregate size distribution of some Prince Edward Island soils. *European Journal of Soil Science* 42(2):193–204.
- Formanek G.E., McCool D.K., Papendick R.I. (1984): Freeze-thaw and consolidation effects on strength of a wet silt loam. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 27:1 749–1 752.
- Fryrear D.W., Krammes C.A., Williamson D.L., Zobeck T.M. (1994): Computing the wind erodible fraction of soils. *Journal of Soil and Water Conservation* 49(2):183–188.
- Hebák P. (2006): Vícerozměrné statistické metody 2. 1. vyd. Praha: Informatorium, 239 s. ISBN 80-7333-036-9.
- Hendl J. (2004): Přehled statistických metod zpracování dat. 3. vyd. Praha: Portál, 696 s. ISBN 978-80-7367-482-3.
- Hobbs P.V. (1974): Ice physics. Oxford: Clarendon Press, 837 p.
- Huang S.L., Aughenbaugh N.B., 1987. Sublimation of pore ice in frozen silt. *Journal of Cold Regions Engineering* 1:171–181.
- Húsek P. (2009): Stanovení ztráty půdy erozí ve vybraném území jižní Moravy. Diplomová práce. Brno: MZLU v Brně, 83 s.
- Chamberlain E.J. (1981): Frost susceptibility of soil. *CRREL Monograph*, vol. 81–82. Hanover: CRREL, 121 p.

- Chepil W.S. (1951): Properties of soil which influence wind erosion: IV. State of dry aggregate structure. *Soil Science* 72(5):387–402.
- Chepil W.S. (1958): Soil conditions that influence wind erosion. *Technical Bulletin*, no. 1185.
- Chepil W.S., Woodruff N.P. (1954): Estimations of wind erodibility of field surfaces. *Journal of Soil and Water Conservation* 9:257–265.
- Jandák J., Pokorný E., Hybler V., Pospíšilová L. (2009): Cvičení z půdoznalství. Skriptum. Dotisk Brno: MZLU v Brně, 94 s. ISBN 978-80-7157-733-1.
- Kavdir Y., Özcan H., Ekinci H., Yigini Y. (2004): The influence of clay content, organic carbon, and land use types on soil aggregate stability and tensile strength. *Turkish Journal of Agriculture* 28:155–162.
- Kemper W.D., Rosenau R.C. (1986): Aggregate stability and size distribution, chapter 17, pp. 425–442. *Methods of Soil Analysis: Part I. Physical and Mineralogical Methods*. SSSA Book Series No. 5, Madison, Wisconsin.
- Kemper W.D., Rosenau R.C., Dexter A.R. (1987): Cohesion development in disrupted soils as affected by clay and organic matter content and temperature. *Soil Science Society of America Journal* 51:860–867.
- Kozlovsky Dufková J. (2010): Kritéria rozvoje větrné eroze na těžkých půdách v podhůří Bílých Karpat. Habilitační práce. Brno: MENDELU v Brně, 203 s.
- Kozlovsky Dufková J., Jareš V., Húsek P. (2010): Stanovení intenzity větrné eroze na těžkých půdách. *Acta Universitatis Agriculturae et Silviculturae Mendelianae Brunensis* 58(2):155–160. ISSN 1211-8516.
- Krumbach A.W., White D.P. (1964): Moisture, pore space, and bulk density changes in frozen soil. *Soil Science Society of America Proceedings* 28:422–425.
- Kurpelová M., Coufal L., Čulík J. (1975): Agroklimatické podmienky ČSSR. Bratislava: Príroda, 270 s.
- Kva rno S.H., Oygarden L. (2006): The influence of freeze–thaw cycles and soil moisture on aggregate stability of three soils in Norway. *Catena* 67(3):175–182.
- Lehrsch G.A. (1998): Freeze-thaw cycles increase near-surface aggregate stability. *Soil Science* 163(1):63–70.
- Lehrsch G.A., Sojka R.E., Carter D.L., Jolley P.M. (1991): Freezing effects on aggregate stability affected by texture, mineralogy, and organic matter. *Soil Science Society of America Journal* 55:1 401–1 406.
- Lehrsch G.A., Sojka R.E., Jolley P.M. (1993): Freezing effects on aggregate stability of soils amended with lime and gypsum. *Catena supplement* 24:115–127.
- Litschmann T. (1991): VIRRIB: A soil moisture sensor and its application in agriculture. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 22(5):409–418.
- Logsdail D.E., Webber L.R. (1959): Effect of frost action on structure of Haldimand clay. *Canadian Journal of soil Science* 39:103–106.
- López M.V., Gracia R., Arrue J.L. (2000): Effect of reduce tillage on soil surface properties affecting wind erosion in semiarid fallow lands of Central Aragon. *Europea Journal of Agronomy* 12:191–199.
- López M.V., Gracia R., Arrue J.L. (2001): An evaluation of wind erosion hazard in fallow lands of semiarid Aragon (NE Spain). *Journal of Soil and Water Conservation* 56:212–219.
- McKenna Neuman C. (1990): Role of sublimation in particle supply for aeolian transport in cold environments. *Geografiska Annaler* 72(3–4):329–335.
- McKenna Neuman C. (2003): Effect of temperature and humidity upon the entrainment of sedimentary particles by wind. *Boundary-Layer Meteorology* 108:61–89.
- McKenna Neuman C. (2004): Effect of temperature and humidity upon the transport of sedimentary particles by wind. *Sedimentology* 51:1–17.

- McKenzie N., Coughlan K., Creswell H. (2002): Soil physical measurement and interpretation for land evaluation. Csiro Publishing, 392 p.
- Merrill S.D., Black A.L., Zobeck T.M. (1995): Overwinter changes in dry aggregate size distribution influencing wind erodibility in a spring wheat-summerfallow cropping system. *J. Minn. Acad. Sci.* 59(2):27–36.
- Minitab Inc. (2006): Minitab for Windows. Release 15.1. Minitab Inc., USA.
- Mostaghimi S., Young R.A., Wilts A.R., Kenimer A.L. (1988): Effects of frost action on soil aggregate stability. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 31(2):435-439.
- Možný M. (1999): Zkušenosti s měřením vlhkosti půdy snímači VIRRIB. *Meteorologické zprávy* 52(5):140–143. ISSN 0026-1173.
- Nickling W.G., McKenna Neuman, C. (2009): Aeolian sediment transport, chapter 17, pp. 517–555. *Geomorphology of Desert Environments*. 2nd ed.: Springer Science, Business Media B.V.
- ON 736921 (1985): Pedologický průzkum pro meliorační opatření na zemědělských půdách. *Metodika – fyzikální rozborů půd*. Praha: Hydroprojekt.
- Oztas T., Fayetorbay F. (2003): Effects of freezing and thawing processes on soil aggregate stability. *Catena* 52:1–8.
- Paetz A., Wilke B.M. (2005): Soil sampling and storage, pp. 1–46. In Margesin R., Schinner F. *Manual for soil analysis: Monitoring and assessing soil bioremediation*. Berlin: Springer-Verlag, 366 p. ISBN 3-540-25346-7.
- Pasák V. (1970): Wind erosion on soils. *Scientific Monographs*, no. 3, 187 p.
- Perfect E., van Loon W.K.P., Kay B.D., Groenevelt P.H. (1990): Influence of ice segregation and solutes on soil structural stability. *Canadian Journal of Soil Science* 70:571–581.
- Podhrázká J., Novotný I., Rožnovský J., Hradil M., Toman F., Dufková J., Macků J., Krejčí J., Pokladníková H., Středa T. (2008): Optimalizace funkcí větrolamů v zemědělské krajině. *Metodika*. Praha: VÚMOP Praha, 81 s. 978-80-904027-1-3.
- Popelka J., Synek V. (2009): Úvod do statistické analýzy dat. *Skriptum*. Ústí nad Labem: Univerzita Jana Evangelisty Purkyně v Ústí nad Labem, Fakulta životního prostředí, 200 s. ISBN 978-80-7414-117-1.
- Prudký J., Dufková J. (2006): Terénní úpravy – Teoretické základy a praktická cvičení. *Skriptum*. 1. vyd. Brno: MZLU v Brně, 112 s. ISBN 80-7375-009-0.
- Sahin U., Anapali O. (2007): The effect of freeze-thaw cycles on soil aggregate stability in different salinity and sodicity conditions. *Spanish Journal of Agricultural Research* 5(3):431–434. ISSN 1695-971-X.
- Skidmore E.L., Layton J.B. (1992): Dry soil aggregate stability as influenced by selected soil properties. *Soil Science Society of America Journal* 56(2):557–561.
- Slater C.S., Hopp H. (1949): The action of frost on the water-stability of soils. *Journal of Agricultural Research* 78:341–346.
- Staricka J.A., Benoit G.R. (1995): Freeze-drying effects on wet and dry soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal* 59:218–223.
- Stred'anský J. (1980): Závislosť odnosu pôdy vetrom od zrnitosti skladby pôdy. *Meliorace* 16(2):125–130.
- Stred'anský J. (1991): Vplyv namrzania pôdných agregátov na odnos pôdy vetrom. *Meliorace*, č. 1.
- Sumner M.E. (2000): *Handbook of soil science*. Boca Raton: CRC Press LLC, 2148 p. ISBN 0-8493-3136-6.
- Švehlík R. (1981): *Metodika výzkumu větrné eroze na Uherskobrodsku*. *Studia Geographica* 37:141–154.

- Švehlík R. (1988): Hranice erodovatelnosti půdy větrem. Zprávy Geografického ústavu ČSAV 25(4):19–42.
- Švehlík R. (1990): Hranice erodovatelnosti půdy větrem. Geografický časopis 42(3):309–319.
- Švehlík R. (2006): Historický výzkum větrné eroze půdy na jihovýchodní Moravě v období 1957–2006. Bánov: vlastním nákladem, 28 s.
- Švehlík R., Vrána K. (1985): Stanovení větrné eroze na těžkých půdách. Vodní hospodářství, řada A, 7:194–196.
- Švehlík R., Vrána K. (1987): Hranice erodovatelnosti půdy větrem v podmínkách těžkých půd. Geografický časopis 39(1):73–85.
- Tatarko J., Wagner L.E., Boyce C.A. (2001): Effects of overwinter processes on stability of dry soil aggregates. In Soil erosion research for the 21st century [proceedings]. Honolulu, 3.–5.1.2001, pp. 459–462.
- Unger P.W. (1991): Overwinter changes in physical properties of a no-tillage soil. Soil Science Society of America Journal 55:778–782.
- van Dijk D., Law J. (1995): Sublimation and aeolian sand movement from a frozen surface: experimental results from Presquile Beach, Ontario. Geomorphology 11:177–187.
- Willis W.O. (1955): Freezing and thawing, and wetting and drying in soils treated with organic chemicals. Soil Science Society of America Proceedings 19:263–267.
- Woodruff N.P., Siddoway F.H. (1965): A wind erosion equation. Soil Science 29(5):602–608.
- Zachar D. (1982): Soil Erosion. 1.vyd. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 548 p. ISBN 0-444-99725-3.
- Zbírál J. (2002): Analýza půd I. ÚKZÚZ Brno, 197 s.
- Zbírál J. (2003): Analýza půd II. ÚKZÚZ Brno, 224 s.
- Zbírál J. (2004): Analýza půd III. ÚKZÚZ Brno, 199 s.
- Zobeck T.M., Popham T.W., Skidmore E.L., Lamb J.A., Merrill S.D., Lindstrom M.J., Mokma D.L., Yoder R.E. (2003): Aggregate-mean diameter and wind-erodible soil predictions using dry aggregate-size distribution. Soil Science Society of America Journal 67:425–436.

Kontaktní adresa

Ing. Jana Kozlovsky Dufková, Ph.D.
Ústav aplikované a krajinné ekologie
Mendelova univerzita v Brně
Zemědělská 1
613 00 Brno
janadufkova@email.cz