

RAJONIZACE EROZNÍHO OHROŽENÍ PŮD VODOU Z TAJÍCÍHO SNĚHU NA ZÁKLADĚ ANALÝZY KLIMATOLOGICKÝCH PODKLADŮ

J. Smolíková, H. Pokladníková, F. Toman

Došlo: 16. července 2009

Abstract

SMOLÍKOVÁ, J., POKLADNÍKOVÁ, H., TOMAN, F.: *Zoning of erosion potential of water accumulated in snow cover based on climatological data analysis*. Acta univ. agric. et silvic. Mendel. Brun., 2009, LVII, No. 5, pp. 271–278

Melting of snow in winter and early spring often causes soil erosion. The results of erosion studies show that the runoff generated in the cold period can cause more intensive erosion than in the warm half year. By analysis of the monthly catchment of suspended sediments, it was found maximum of suspended sediments in the spring likely as effect of the spring melting of snow. Erosion caused by water from melting snow in our conditions does not reach the same intensity as the erosion caused by torrential rainfall. However, the torrential rainfall has only a local character, while the spring melting of snow usually affects larger territory. Erosive potential of water stored in snow cover can be established on the basis of the quantity of water resulting from melting snow and the speed of melting snow. Erosion caused by melting snow is given by quantity and the maximum speed of water runoff, which may be enhanced by rainfall, occurring in parallel with the snow melting. The total soil loss due to melting snow is also influenced by other factors: soil moisture, which affects the size of infiltration, soil freezing, the topography, the protective effect of vegetation, soil erodibility and implemented erosion control measures.

The work analyzed erosive potential of snow cover during the cold period 1981/82 to 2007/2008 for the part of the Czech Republic, which falls within the scope of the Brno branch of the Czech Hydrometeorological Institute (CHMI). For zoning of erosive potential of snow cover in the area of interest 22 climatological stations has been chosen (with regard to their equitable representation in different altitudes and different climatic conditions).

The work brings erosive potential determination of water stored in snow cover. Its size corresponds to the altitude and climatic conditions represented by climatic region (according to Estimated Ecological Pedological Unit – EPEU) of investigational sites. Closeness of the relationship, expressed as a coefficient of correlation is 0.794, respectively 0.844. By the GIS interpolation on the basis of altitude a map of the erosive potential of the water stored in snow cover for the field of interest was processed.

erosion, snow melting, EPEU, erosive potential

Podle McCOOLA (2002) je v mnoha oblastech světa eroze půdy v důsledku působení zimních srážek důležitou součástí roční ztráty půdy. Tání sněhu v zimě a předjaří je častou příčinou eroze půdy v severních částech Evropy, např. Norsku, Švédsku a Finsku (LUNDEKVAM a SKØIEN, 1998). Značná pozornost je erozi způsobené táním sněhu věnována v Kanadě. Popsána a sledována byla také v Německu, Polsku, Slovensku, Rakousku, Itálii a Švýcarsku (KVÆRNØ a ØYGARDEN, 2001). Výsledky

erozních studií v severní, střední nebo východní Evropě a severní Americe ukazují, že intenzita eroze během tání sněhu může dosáhnout intenzity eroze způsobené deštěm, nebo ji dokonce převyšovat (DEMIDOV *et al.*, 1995; EDWARDS *et al.*, 1998; LUNDEKVAM, 2002). OLLESCH *et al.* (2005) se pokusili charakterizovat územní dynamiku erozních procesů a vznik sedimentů v oblasti severovýchodního Německa během tání sněhu. Z výsledků vyplývá, že povrchový odtok vzniklý v zimním období

může způsobit vyšší intenzitu eroze než erozní procesy v teplém půlroce. Zamrzání a tání půdy ovlivňuje vznik povrchového odtoku a také náchylnost půdy k erozi. Nasycená půda má velmi malou pevnost ve smyku a vysokou erodovatelnost, takže se mohou vyskytovat velké ztráty právě když taje sníh nebo při dešti na částečně zamrzlé půdě s nezamrzlou svrchní vrstvou ležící na zamrzlém podloží. Kombinace intenzivních srážek, zamrzlého podloží a nasycené povrchové půdy během tání sněhu potom vede k rýhové erozi, případně k vývoji strží (ØYGARDEN, 2003). Svůj význam sehraává i slabý půdoochranný efekt jarní vegetace. Orná půda je v tomto období zpravidla téměř holá nebo pokrytá nezapojeným porostem (ozimé obilniny, řepka).

Popisované tání sněhu v kombinaci se zmrzlou půdou je charakterizováno koncentrací sedimentů, která je až čtyřicetkrát vyšší než u povrchového odtoku vody po nezamrzlé půdě. Pro ilustraci poměrů ve střední Evropě lze použít průměrné měsíční záchyty plavenin ve slovenských řekách (ZACHAR, 1981). Ve všech sledovaných tocích bylo maximum plavenin zjištěno v jarním období (březen, duben) jako pravděpodobný následek jarního tání sněhu. Význam transportu sedimentů během zimního období v horských a podhorských oblastech v jihozápadním Německu popisuje BAADE (1996). V podmínkách České republiky se erozními procesy a množstvím plavenin v tocích v průběhu roku zabývali např. KLIMENT, LANGHAMMER a KADLEC (2007). Jejich výsledky dokládají srovnatelné množství plavenin v tocích v době tání sněhu a v době letních intenzivních srážkových epizod.

Intenzita eroze způsobená táním sněhu je podle ZACHARA (1981) určena rychlostí tání sněhu,

množstvím tající vody, propustností půdy, rozpadem půdních agregátů mrazem a vlhkostí půdy. Rychlost tání je obvykle značně menší než intenzita deště, která je běžně zaznamenávána během 24 hodin [$\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$]. Půda je však v zimě často zamrzlá a zaplněná vodou v povrchové vrstvě, čímž se rychlost infiltrace sníží. V důsledku toho značná část tající vody odtече, a tak je odtokový koeficient vody z tání sněhu na zamrzlé půdě obvykle vyšší než u vody srážkové. Největší rychlosti povrchového odtoku z tajícího sněhu se pohybují od 0,001 do 0,08 $\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$, kdežto nejvyšší rychlosti povrchového odtoku ze srážek jsou mezi 4 až 5 $\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$. Normální hodnoty odtoku z tajícího sněhu se pohybují od 1,0 do 15 $\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$. I když eroze způsobená vodou z tajícího sněhu nedosahuje v našich podmínkách stejné intenzity jako eroze způsobená přívalovými srážkami, působí na větším území nepatrně chráněném vegetací (ZACHAR, 1981).

MATERIÁL A METODIKA

V práci je analyzován erozní potenciál sněhové pokrývky za „chladná období“ 1981/1982 až 2007/2008 pro část území České republiky (Obr. 1), které spadá do působnosti brněnské pobočky Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ Brno). Jako tzv. chladné období jsou označeny měsíce, kdy se v našich podmínkách vyskytuje zpravidla sněhová pokrývka a může dojít k erozně nebezpečnému tání, tj. v listopadu až dubnu.

Pro rajonizaci erozního potenciálu sněhové pokrývky v zájmové oblasti bylo zvoleno 22 stanic ČHMÚ s ohledem na jejich rovnoměrné zastoupení v různých nadmořských výškách a odlišných kli-



1: Mapa hodnocení území s vyznačením vybraných klimatologických stanic

matických podmínkách, vyjádřených prostřednictvím klimatického regionu z bonitovaných půdně ekologických jednotek (BPEJ) a s ohledem na kvalitu vstupních klimatologických dat a ucelenost databáze (Tab. I).

Podle ZACHARA (1981) lze erozní potenciál sněhu stanovit na základě množství vody vzniklé táním sněhu h v cm a rychlosti tání sněhu m v mm. den⁻¹. Eroze způsobená táním sněhu tak úzce souvisí s množstvím a maximální rychlostí odtékající vody, která může být případně zesílena srážkami, vyskytujícími se souběžně s táním sněhu.

K vyhodnocení byla použita klimatologická data z databáze ČHMÚ Brno, konkrétně údaje o celkové výšce sněhové pokrývky (SCE) a vodní hodnotě sněhu (SVH). Jako vodní hodnotu sněhu označujeme množství vody obsažené ve sněhové pokrývce, které vznikne jejím úplným rozpuštěním, udává se v milimetrech vodního sloupce. SVH se měří pomocí velké srážkoměrné nádoby, na stanicích s vyšší mocností sněhové pokrývky se používá váhový sněhoměr. Na klimatologických stanicích ČHMÚ se měří každé pondělí v pozorovacím termínu 7:00h

středního místního slunečního času, pokud se vyskytuje souvislá sněhová pokrývka o mocnosti alespoň 4 cm. Celková výška sněhu je měřena v centimetrech pomocí sněhoměrné latě. Z údajů o výšce sněhu SCE a jeho vodní hodnotě SVH lze určit množství vody vzniklé táním sněhu (h) a rychlost tohoto tání (m).

Na celkové velikosti ztráty půdy v důsledku tání sněhu se pak podílejí i další činitelé: vlhkost půdy, která ovlivňuje velikost infiltrace, stav promrznutí půdy, topografie území, ochranný vliv vegetace, erodovatelnost půdy a realizovaná protierozní opatření. Ke stanovení intenzity eroze půdy působením vody akumulované ve sněhové pokrývce lze použít rovnici dle ZACHARA (1981):

$$Es = h \cdot m \cdot k \cdot L \cdot S \cdot C \cdot K \cdot P,$$

kde:

Es... intenzita eroze [t.ha⁻¹.rok⁻¹]

h faktor množství vody vzniklé táním sněhu během období tání [cm]

m faktor rychlosti tání sněhu [mm.den⁻¹]

k faktor odtoku vody násobený číslem 1,5 až 3 – podle stavu promrznutí půdy

I: Klimatologické stanice ČHMÚ Brno, podle nichž byla zpracována analýza erozního potenciálu sněhu

Klimatologická stanice	Nadmořská výška (m n. m.)	Klimatický region dle BPEJ	Teplotní normál (°C)	Srážkový normál (mm)
Pohořelice	183	0	9,0	475
Strážnice	176	0 a 3	9,0	539
Velké Pavlovice	196	1	9,2	491
Brno-Tuřany	241	2	8,7	491
Brno-Žabovřesky	235	2	9,0	516
Kuchařovice	334	2	8,5	471
Holešov	223	3	8,5	616
Kroměříž	235	3	8,7	578
Staré Město	235	3	8,8	534
Ivanovice	245	3	8,5	557
Sedlec	473	3	7,4	532
Dukovany	400	4	8,3	497
Moravské Budějovice	457	5	7,6	523
Luhačovice	254	6	8,2	745
Bystřice pod Hostýnem	317	6	8,3	732
Vizovice	315	6 a 7	7,9	718
Strání	385	7	7,7	800
Velké Meziříčí	452	7	7,2	596
Kostelní Myslová	569	7	6,9	584
Protivanov	670	7	6,2	652
Bystřice nad Pernštejnem	573	7 a 8	6,6	581
Nedvězí	722	8	5,9	761

Pozn: Jednotlivé klimatické regiony jsou v souboru vybraných stanic zastoupeny rovnoměrně s výjimkou klimatického regionu 4 a 5 z důvodu jejich malého plošného zastoupení v zájmové oblasti. Pro klimatické regiony 0 a 1 se z důvodu malého množství sněhu v zimním období nepředpokládá výraznější erozní ohrožení v období tání sněhu. Tyto klimatické regiony však byly z důvodů komplexnosti do analýzy zařazeny také, ovšem pouze s menším počtem stanic. Jako teplotní a srážkový normál jsou označeny průměrné roční teploty vzduchu a průměrné roční úhrny srážek za tzv. normálové období 1961/1990.

LS.. topografický faktor

C.... faktor ochranného vlivu vegetace v mimovegetačním období

K ... faktor erodovatelnosti půdy

P faktor protierozních opatření

Předložená práce se podrobně zabývá stanovením prvních dvou proměnných uvedeného postupu, tedy určením množství vody vzniklé táním sněhu a rychlosti tání sněhu. Tyto dvě charakteristiky je možno souhrnně označit jako erozní potenciál vody akumulované ve sněhové pokrývce.

VÝSLEDKY

Pro všechny vybrané stanice byly na základě údajů o SCE a SVH určeny hodnoty množství vody uvolňované ze sněhové pokrývky při tání (h) a rychlost tání (m) v jednotlivých chladných obdobích 1981/1982 až 2007/2008. Prezentování kompletních výsledků pro jednotlivá chladná období ze všech lokalit není s ohledem na rozsah článku možné.

Z tohoto důvodu jsou uvedeny souhrnné výsledky a podrobné analýzy jsou demonstrovány jen na příkladu dvou vybraných lokalit Pohořelice a Nedvězí (Tab. II). V této tabulce jsou uvedeny výsledky výpočtu množství vody, které se ze sněhové pokrývky uvolňuje v průběhu neintenzivnějšího tání sněhu (h), rychlost tání sněhu (m), délka období tání (dny) a erozní potenciál sněhové pokrývky pro jednotlivá „chladná období“ 1981/1982 až 2007/2008 a také průměrné hodnoty za celé sledované období. Klimatické stanice Pohořelice a Nedvězí byly vybrány pro demonstraci postupu výpočtu, neboť se jedná o lokality s nejnižší, resp. druhou nejnižší a nejvyšší nadmořskou výškou (Pohořelice 183 m n. m., Nedvězí 722 m n. m.), které současně spadají do klimatických regionů s nejnižším a nejvyšším kódem (Pohořelice 0, Nedvězí 8).

Výsledky pro všechny hodnocené stanice byly zpracovány analogicky, jak je uvedeno v Tab. II. Tab. III přináší výsledky výpočtu erozního potenciálu sněhové pokrývky za celé hodnocené období,

II: Eroznípotenciál sněhu – klimatické stanice Pohořelice a Nedvězí

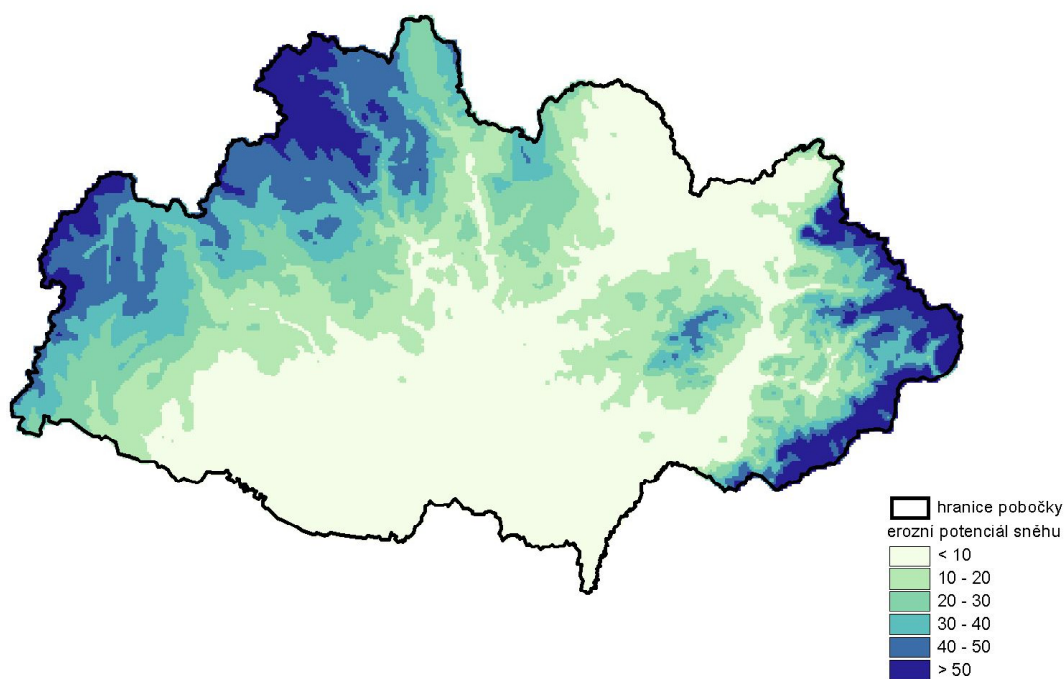
	Pohořelice				Nedvězí			
	h (cm)	dny	m (mm/den)	erozní potenciál	h (cm)	dny	m (mm/den)	erozní potenciál
1981-82	2,50	6	4,17	10,42	17,91	10	17,91	320,77
1982-83	2,80	16	1,75	4,90	7,47	20	3,74	27,90
1983-84	2,20	6	3,67	8,07	6,20	13	4,77	29,57
1984-85	3,50	13	2,69	9,42	4,74	20	2,37	11,23
1985-86	2,40	16	1,50	3,60	8,12	4	20,30	164,84
1986-87	3,20	11	2,91	9,31	8,20	20	4,10	33,62
1987-88	1,20	2	6,00	7,20	10,36	15	6,91	71,55
1988-89	0,00	0	0,00	0,00	3,68	7	5,26	19,35
1989-90	0,00	0	0,00	0,00	2,78	2	13,90	38,64
1990-91	0,70	10	0,70	0,49	1,04	20	0,52	0,54
1991-92	0,00	0	0,00	0,00	3,00	6	5,00	15,00
1992-93	0,41	6	0,68	0,28	2,68	10	2,68	7,18
1993-94	0,60	5	1,20	0,72	1,59	5	3,18	5,06
1994-95	0,52	2	2,60	1,35	2,50	4	6,25	15,63
1995-96	3,45	12	2,88	9,92	4,88	8	6,10	29,77
1996-97	2,50	12	2,08	5,21	2,00	4	5,00	10,00
1997-98	0,00	0	0,00	0,00	0,99	3	3,30	3,27
1998-99	0,43	6	0,72	0,31	3,68	1	36,80	135,42
1999-00	1,95	7	2,79	5,43	5,60	8	7,00	39,20
2000-01	1,12	2	5,60	6,27	4,10	4	10,25	42,03
2001-02	2,31	6	3,85	8,89	5,70	4	14,25	81,23
2002-03	2,02	17	1,19	2,40	1,50	12	1,25	1,88
2003-04	1,19	2	5,95	7,08	6,30	17	3,71	23,35
2004-05	2,45	9	2,72	6,67	10,00	6	16,67	166,67
2005-06	3,21	16	2,01	6,44	24,10	11	21,91	528,01
2006-07	1,44	2	7,20	10,37	3,78	12	3,15	11,91
2007-08	0,00	0	0,00	0,00	4,50	6	7,50	33,75
Průměr	1,56	6,81	2,40	3,74	5,83	9,33	8,66	50,47

tj. průměrné hodnoty jednotlivých charakteristik za chladná období 1981/1982 až 2007/2008 (tedy 27 chladných období) pro další hodnocené lokality.

Velikost erozního potenciálu vody akumulované ve sněhové pokrývce koresponduje s nadmořskou výškou i s klimatickým regionem hodnocených lo-

III: Erozní potenciál sněhu v zájmovém území (vybrané klimatologické stanice ČHMÚ, Brno)

Klimatologická stanice	h (cm)	m (mm.den ⁻¹)	Erozní potenciál
Pohořelice	1,56	2,40	3,74
Strážnice	1,32	3,27	4,32
Velké Pavlovice	1,18	2,99	3,52
Brno, Tuřany	2,02	4,34	8,76
Brno, Žabovřesky	1,89	2,63	4,98
Kuchařovice	1,43	4,03	5,75
Holešov	1,77	2,87	5,07
Kroměříž	2,40	3,94	9,47
Staré Město	2,15	4,52	9,70
Ivanovice n. H.	2,02	2,92	5,91
Sedlec	2,91	6,33	18,40
Dukovany	2,04	5,23	10,66
Moravské Budějovice	1,90	4,08	7,77
Luhačovice	3,43	4,22	14,47
Bystřice p. H.	2,62	4,98	13,07
Vizovice	3,71	7,72	28,64
Strání	5,42	8,18	44,31
Velké Meziříčí	3,94	5,85	23,07
Kostelní Myslová	4,87	7,28	35,41
Protivanov	5,03	6,49	32,69
Bystřice n. P.	5,82	9,17	53,36
Nedvězí	5,83	8,66	50,47



2: Mapa erozního potenciálu vody akumulované ve sněhové pokrývce pro oblast působnosti brněnské pobočky ČHMÚ

kalit. Zjištěná těsnost vztahu, vyjádřená korelačním koeficientem, činí 0,794, respektive 0,844.

Interpolací na základě nadmořské výšky bylo pomocí nástrojů GIS provedeno převedení bodového vyjádření na plošné. Zpracována tak byla mapa erozního potenciálu vody akumulované ve sněhové pokrývce pro zájmovou oblast (Obr. 2).

Z Tab. III je patrná závislost erozního potenciálu sněhu na nadmořské výšce. Nejvyšší erozní potenciál (53,36) byl zjištěn na stanici Bystřice nad Pernštejnem, která je charakterizována klimatickým regionem 8 a nadmořskou výškou 573 m n. m. Erozní potenciál 3,74 byl vypočítán pro stanici Pohořelice, která je určena klimatickým regionem 0 a nadmořskou výškou pouze 183 m n. m. Výjimku tvoří stanice Moravské Budějovice, u které by se dal předpokládat na základě nadmořské výšky (457 m n. m.) vyšší erozní potenciál sněhu, než byl zjištěn. Přestože je tato stanice výškově srovnatelná se stanicí Velké Meziříčí, erozní potenciál byl trojnásobně nižší, což je dáno jejich odlišnými klimatickými podmínkami.

DISKUSE

Jarní tání sněhu a opakované tání sněhu během zimy se výrazně podílejí na sezonním odtoku vody a odnosu půdních částic z celého povodí (REKOLAINEN, 1989). Význam eroze z tajícího sněhu pro podmínky ČR potvrzují např. KLIMENT, LANGHAMMER a KADLEC (2007). Z jejich měření ve čtyřech modelových povodích vyplývá, že zhruba jedna třetina z veškerých suspendovaných částic v tocích pochází z jarního období, třetina z letního období, čtvrtina ze zimního období a osmina z podzimního období.

Výpočet průměrné dlouhodobé ztráty půdy působením vody z tajícího sněhu pro vybrané lokality ČR provedli POKLADNÍKOVÁ, TOMAN a STŘEDA (2008). Vypočtená ztráta půdy v mimovegetačním období činila až $36 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$.

OLLESCH *et al.*, 2005 uvádějí, že tání sněhu, promrzání půdy a s nimi související erozní události vykazují značnou prostorovou variabilitu. Výsledky dosažené analýzou podkladů ze staniční sítě brněnské pobočky ČHMÚ toto konstatování potvrzují. Byly zjištěny značné rozdíly v erozním potenciálu sněhu u stanic s rozdílnou nadmořskou výškou a klimatickými podmínkami. Zejména oblasti s vyššími srážkovými úhrny v zimním období a teplejším klimatem (stanice s velkým erozním potenciálem) jsou rizikové z pohledu možné eroze z tajícího sněhu. Míra uvedených závislostí byla prokázána korelační analýzou.

K výpočtu samotného erozního potenciálu byla použita rovnice dle ZACHARA (1981), která vychází z univerzální Wischmeier-Smith rovnice pro výpočet vodní eroze. Z dostupných údajů vyplývá, že v zahraničí je používána také metoda výpočtu erozivity táním sněhu dle McCOOLA *et al.* (1982), kterou pro podmínky Alberty modifikoval TAJEK *et al.* (1985). Metoda je založena na stanovení vodního ekvivalentu průměrného množství sněhu na půdě na konci března. Použití tohoto způsobu stanovení intenzity eroze v předjarním období pro lokality vybrané v rámci této práce není možné. V našich klimatických podmínkách se totiž 31. března sněhová pokrývka už ve většině případů vůbec nevyskytuje. Hodnota erozního potenciálu sněhové pokrývky by tak byla zanedbatelná.

SOUHRN

Tání sněhu v zimě a předjaří je častou příčinou eroze půdy. Výsledky erozních studií ukazují, že odtok vzniklý v chladném období může způsobit vyšší intenzitu eroze než erozní procesy v teplém půlroce. Analýzou měsíčních záchytů plavenin ve vodních tocích bylo zjištěno maximum plavenin v jarním období jako pravděpodobný následek jarního tání sněhu. Eroze způsobená vodou z tajícího sněhu nedosahuje v našich podmínkách stejné intenzity jako eroze způsobená přívalovými srážkami. Přívalové srážky jsou však pouze lokálního charakteru, zatímco jarní tání sněhu zasahuje zpravidla větší území. V práci je analyzován erozní potenciál sněhové pokrývky za „chladná období“ 1981/1982 až 2007/2008 pro část území České republiky, které spadá do působnosti brněnské pobočky Českého hydrometeorologického ústavu. Jako tzv. chladné období jsou označeny měsíce, kdy se v našich podmínkách vyskytuje zpravidla sněhová pokrývka a může dojít k erozně nebezpečnému tání, tj. listopad až duben.

Pro rajonizaci erozního potenciálu sněhové pokrývky v zájmové oblasti bylo zvoleno 22 klimatologických stanic s ohledem na jejich rovnoměrné zastoupení v různých nadmořských výškách a odlišných klimatických podmínkách.

Erozní potenciál vody akumulované ve sněhové pokrývce lze stanovit na základě množství vody vzniklé táním sněhu a rychlosti tání sněhu. Eroze způsobená táním sněhu tak úzce souvisí s množstvím a maximální rychlostí odtékající vody, která může být případně zesílena srážkami, vyskytujícími se souběžně s táním sněhu. Na celkové velikosti ztráty půdy v důsledku tání sněhu se pak podílejí i další činitelé: vlhkost půdy, která ovlivňuje velikost infiltrace, stav promrznutí půdy, topografie území, ochranný vliv vegetace, erodovatelnost půdy a realizovaná protierozní opatření. Předložená práce se podrobně zabývá stanovením erozního potenciálu vody akumulované ve sněhové pokrývce. Jeho velikost koresponduje s nadmořskou výškou i s klimatickým regionem hodnocených lokalit. Zjištěná těsnost vztahu, vyjádřená korelačním koeficientem, činí 0,794, respektive 0,844. Nejvyšší

erozní potenciál (53,36) byl zjištěn na stanici Bystřice nad Pernštejnem, která je charakterizována klimatickým regionem 8 a nadmořskou výškou 573 m n.m. Erozní potenciál 3,74 byl vypočítán pro stanici Pohořelice, která leží v nadmořské výšce 183 m n. m. a je součástí klimatického regionu 0.

Interpolací na základě nadmořské výšky bylo pomocí nástrojů GIS provedeno převedení bodového vyjádření na plošné. Zpracována tak byla mapa erozního potenciálu vody akumulované ve sněhové pokrývce pro zájmovou oblast.

eroze, tání sněhu, BPEJ, erozní potenciál

SUMMARY

Melting of snow in winter and early spring often causes soil erosion and is an important part of the annual soil loss in many areas of the world. The results show that surface runoff generated in the winter may cause more intensive erosion processes than in the warm half of year. Research of model basins shows that approximately one third of total suspended particulates in the flow comes from the spring period, a third of the summer, one quarter of the winter and one eighth of the autumn term.

Freezing and melting of soil during the cold period increase soil susceptibility to erosion. A significant part of melting water runs away, so the runoff coefficient of water from melting snow on frozen soil is usually higher than that of rainfall water. In our climatic conditions the erosion caused by water from melting snow does not reach the same intensity as the erosion caused by torrential rainfall, but acting on the larger area, slightly protected by vegetation.

In this work the erosive potential of water stored in snow cover based on the quantity of water resulting from melting snow and the rate of melting snow was determined for 22 climatological stations of CHMI Brno branch (see table I, figure 1). For the evaluation the climatological data of total height of snow cover and snow water content for the cold periods of 1981/1982 to 2007/2008 were used. As the cold period the months in whose snow melting with possible negative erosive effect on soil usually occurs are marked i.e. from November to April.

To calculate the actual erosive potential the equation by ZACHAR (1981) based on universal Wischmeier-Smith equation for calculating water erosion has been used. Method of erosivity calculation of snow melting according to McCOOL *et al.* (1982) is used abroad. The method is based on determining the water equivalent of the average amount of snow at the end of March. Using this method of determining the intensity of erosion in early-spring period in our climatic conditions is not possible. In our climate there is not snow cover on the 31st March in most cases and snow erosive potential would be negligible.

The size of the erosive potential of water stored in snow cover corresponds to the altitude and climatic region of investigational localities. The highest erosive potential ($h = 5.82$ cm and $m = 9.17$ mm.day⁻¹) was found at the station Bystřice nad Pernštejnem, which is characterized by climatic region 8 and an altitude of 573 m. The lowest erosive potential of $h = 1.56$ cm and $m = 2.4$ mm.den⁻¹ was calculated for Pohořelice station, which is determined by the climate region 0 and the low altitude 183 m a. s. l. Closeness of the relationship, expressed as a coefficient of correlation is $r = 0.794$ (for altitude and erosive potential), respectively $r = 0.844$ (for climatic region and erosive potential). Graphical result of the study is a map of erosive potential of water accumulated in the snow cover for the scope area of the CHMI Brno branch in figure 2.

Práce vznikla s podporou projektu QH 72085 MZe ČR „Diferenciace protierozních opatření podle erodovatelnosti půd a erozivity dešťů“.

LITERATURA

- BAADE, J., 1996: Spatial and temporal variability of discharge and sediment yield in small loess-covered catchments. *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, 2, 3: 65–74. ISSN 1266-5304.
- DEMIDOV, V. *et al.*, 1995: Seasonal freezing and soil erosion during snowmelt. *Eurasian Soil Science* 28, 10: 78–87. ISSN 1064-2293.
- EDWARDS, L. *et al.*, 1998: Measurement of rill erosion by snowmelt on potato fields under rotation in Prince Edward Island (Canada). *Canadian Journal of Soil Science*, 78, 3: 449–458. ISSN 0008-4271.
- KLIMENT, Z., LANGHAMMER, J., KADLEC, J., 2007: Suspended sediment load and soil erosion processes in mesoscale catchment areas. In: *Geomorphological Variations*. 1. vyd. Praha: P3K, 2007. s. 221–252. ISBN 978-80-903584-6-1
- KVÆRNØ, S., ØYGARDEN, L., 2001: *International Symposium on Snowmelt Erosion and related Problems*. 28–30 March, Oslo, Norway. Abstract book. 49 p. ISBN 82-7467-394-8.
- LUNDEKVAM, H., SKØIEN, S., 1998: Soil erosion in Norway. An overview of measurements from soil loss plots. *Soil Use Management*, 14, 2: 84–89. ISSN 0266-0032.

- LUNDEKVAM, H. *et al.*, 2003: Agricultural policies in Norway and effects on soil erosion. *Environmental Science & Policy*, 6, 1: 57–67. ISSN 1462-9011.
- LUNDEKVAM, H., 2002: EROTOR/USLENO-Empirical erosion models for Norwegian conditions. Agr. Univ. Norway. Report N. 6/2002. 40 p. ISBN 82-483-0022-6.
- MCCOOL, D. K., 2002: Erosion, snowmelt. In: LAL, R. (ed.) *Encyclopedia of Soil Science*. 1. vyd. USA: CRC Press, 1450 p. ISBN 978-0-8493-3830-4.
- MCCOOL, D. K., WISCHMEIER, W. H., JOHNSON, L. C., 1982: Adapting the universal soil loss equation to the Pacific Northwest. *Trans. American Society of Agricultural Engineering*, 25, 928–934.
- OLLESCH, G., SUKHANOVSKI, Y., KISTNER, I., RODE, M., MEISSNER, R., 2005: Characterization and modelling of the spatial heterogeneity of snowmelt erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 2: 197–211. ISSN 0197-9337.
- POKLADNÍKOVÁ, H., TOMAN, F., STŘEDA, T., 2008: Negative impacts of snow melting on the soil. *Acta universitatis agriculturae et silviculturae Mendelianae Brunensis*, 56, 1: 143–148. ISSN 1211-8516.
- REKOLAINEN, S., 1989: Effect of snow and soil frost melting on the concentrations of suspended solids and phosphorus in two rural watersheds in Western Finland. *Aquatic Science*, 51, 3: 211–223. ISSN 1015-1621.
- ØYGARDEN, L., 2003: Rill and gully development during an extreme winter runoff event in south-eastern Norway. *Catena*, 50, 2–4: 217–242. ISSN 0341-8162.
- TAJEK, J., PETTAPECE, W. W., TOOGOOD, K. E., 1985: *Water erosion potential of soils in Alberta: Estimates using a modified USLE*. Ottawa: Agric. Can. Tech. Bull. No. 1985 – 25. 27 p.
- ZACHAR, D., 1981: *Soil erosion*. 1. vyd. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company. 548 s. ISBN 0-444-99725-3.

Adresa

Ing. Jana Smolíková, Ing. Hana Pokladníková, Ph.D., prof. Ing. František Toman, CSc., Ústav aplikované a krajinné ekologie, Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Zemědělská 1, 613 00 Brno, Česká republika, e-mail: jana.smolikova@uake.cz, hana.pokladnikova@uake.cz, tomanf@mendelu.cz.