

1. Úvod

Předkládaná práce je příspěvkem k multidisciplinárnímu studiu v oblasti arko-alpínské tundry Krkonoš (části arko-alpínské tundry Vysokých Sudet), unikátního prostředí v kontextu ostatních středoevropských pohoří. V Krkonoších zaujímá plochu kolem 47 km² (přibližně 7,4 % celkové rozlohy Krkonoš, 32 km² na české a 15 km² na polské straně). V rámci několika výzkumných projektů existuje mnoho studií českých a zahraničních expertů (Štursa 2002). Výsledky těchto studií jsou velmi důležité pro lepší pochopení prostředí arko-alpínské tundry a její management.

V této práci byly studovány tři skupiny abiotických vlastností: (1) magnetické vlastnosti svrchní části půd; (2) vlhkostní charakteristika půd ve vztahu k vegetačnímu pokryvu (kleč versus travní porost) a (3) vliv navátého sněhu na vodní bilanci malého horského povodí. V případech (1) a (2) byly použity metody environmentální geofyziky (magnetika a TDR). V případě (3) byla vyvinuta nová metoda měření sněhové pokrývky s využitím satelitního systému GPS.

2. Charakteristika studované oblasti

Oblast arko-alpínské tundry Krkonoš lze ztotožnit s oblastí bezlesí přibližně nad hranicí lesa (cca 1250 m n. m.). Vlivem lavinové aktivity však oblast tundry zasahuje hlouběji pod hranici lesa v místech lavinových drah. Obecně však tato oblast zahrnuje výškové rozpětí od 1250 m n.m. do 1602 m n.m. (vrchol Sněžky). Krkonošská tundra (vyvíjející se především jako bezlesá oblast během Holocénu) je charakterizována souhrnem geografických a přírodních komponent (tříděné půdy, sněhová pole, lavinové dráhy, intenzivní regelační a deflační procesy) a výskytem reliktních forem ekosystému. Je rozdělena do 3 zón (Soukupová et al. 1995): (1) kryo-eolická zóna (konvexní relief na jemnozrnném granitovém a kvarcitovém podloží s převládajícími kryogenními procesy a ekosystémy s *Junction trifidii*), (2) kryo-vegetační zóna plochých sedel a plošin s hluboce zvětralým pláštěm s vegetací *Nardo-Caricion rigidae*, klečí a rašeliništi a (3) niveo-glacigenní zóna s kary, nivačními depresemi a s ekosystémem spojeným se skalními výchozy, lavinovými drahami, sněhovými poli a prameništi. Tundrový ekosystém zaujímá dvě oddělené oblasti, jednu ve východní a jednu v západní části Krkonoš.

Přírodní podmínky arko-alpínské tundry v Krkonoších byly silně ovlivněny lidskou činností (mýcení klečových porostů, pastva hospodářských zvířat) hlavně od 17. století (Štursa 2002). V současnosti antropogenní vlivy zahrnují potenciální znečištění vzduchu, vody a půdy, výskyty invazivních rostlin a intenzivní výsadbu klečových porostů. Ochrana životního prostředí a management této oblasti (včetně zamýšlených zásahů vedoucích k redukci klečových výsadeb, které by měly vést k rekonstrukci této oblasti ke stavu blížícímu se podmínkám před příchodem člověka) by měly být založeny na objektivních znalostech přírodních poměrů a vnitřních vztahů tohoto ekosystému.

3. Environmentální magnetizmus

Magnetické vlastnosti svrchních částí půd byly studovány v celé oblasti arkticko-alpínské tundry s přesahem na turistická střediska. Byly využity vlastnosti ferimagnetických minerálů. Magnetické částice mohou pocházet ze skalního podloží, mohou mít biogenní původ, případně mohou mít původ ve vulkanickém popelku. Také mohou být antropogenního původu jako produkt spalovacích procesů. V tomto případě jsou emitovány společně např. s těžkými kovy v průmyslovém popílku. Mezi magnetickými minerály jsou nejdůležitější oxidy železa (magnetit, maghemit a hematit) a sulfidy železa (Petrovský et al. 2002). Identifikaci magnetických minerálů v laboratoři umožňuje např. měření Curieovy teploty. Magnetické metody také umožňují určení dalších fyzikálních vlastností magnetických částic, jako je anizotropie, rozdělení velikostí zrn a tvaru, případně magnetických interakcí mezi zrnky (např. Dunlop et Özdemir 1997). Tvar a velikost zrn jsou velmi důležité. Částice se mohou vyskytovat v různých stavech (SD-single domain, MD-multi domain, PSD-pseudo single domain a SP-superparamagnetické částice). Koncentrace především MD částic, které jsou obsaženy v popílku a následně ve svrchních částech půdy, není pouze indikátorem znečištění, ale je přímo jeho mírou. Hodnoty magnetické susceptibility jsou přímo závislé na koncentraci magnetických částic v půdě.

Výskyt především MD částic antropogenního původu (magnetit) ve svrchních částech půdy na sledovaných lokalitách byl potvrzen laboratorními metodami (Curieova teplota, SIRM, AC demagnetizace, frekvenčně závislá susceptibilita). Nejvyšší koncentrace magnetických částic byla potvrzena v hloubkách od 4 do 6 cm pod povrchem půdy. Hodnoty nízkopolní magnetické susceptibility měřené „in situ“ jsou velmi nízké v celé oblasti arkticko-alpínské tundry ($4 - 10 \times 10^{-5}$ SI). Jediná místa znečištění byla stanovena v oblastech turistických center ($10-20 \times 10^{-5}$ SI v Peci pod Sněžkou, $40-60 \times 10^{-5}$ SI ve Svobodě nad Úpou). Znečištění turistických center velmi rychle klesá směrem mimo centra. Uvnitř krkonošské tundry byla vymapována místa s lokálním nárůstem hodnot magnetické susceptibility v místech turistických cest. Kontrastní hodnoty magnetické susceptibility jsou způsobeny pravděpodobně použitím nepůvodního materiálu na jejich stavbu nebo opravu.

Stabilita a dynamika antropogenního znečištění (pohyb magnetických částic v půdním profilu) byly sledovány na uměle založené experimentální ploše (1×1 m) v Modrém dole. Plocha byla uměle znečištěna popílkem. Poté byla získána sada měření v průběhu tří let (2003-2006). Zaznamenán byl vertikální pohyb maximálně 1 cm směrem do podloží.

4. Charakteristika vlhkosti půd ve vztahu k vegetačnímu krytu

Vlhkostní charakteristika půd ve vztahu vegetačního pokryvu (kleč versus travní porost) byla sledována na několika plochách. Cílem této práce bylo získat sadu referenčních dat metodou TDR (Time Domain Reflectometry). Tato data pak byla srovnána s daty získanými pomocí vlhkostních čidel VIRRIB v průběhu vegetačních sezón 2001 až 2003. Byla provedena zrnitostní analýza a laboratorní měření za

účelem stanovení retenčních čar pro jednotlivé půdní horizonty v hloubkách 15, 30, 45 a 60 cm. Na plochách byly instalovány automatické stanice zajišťující kontinuální měření vlhkosti půd v 15 a 45 cm (VIRRIB), sacích tlaků pomocí tenzometrů v hloubkách 15, 30, 45 a 60 cm a měření teploty půdy a vzduchu. Na třech plochách byly také v průběhu vegetační sezóny měřeny srážky.

Na celkem sedmi plochách byly instalovány vždy 4 skupiny sond pro měření TDR (0,3, 0,6 a 0,9 m). Byla provedena nepravidelná řada měření v letech 2000 až 2003 v průběhu vegetačních sezon. Hodnoty půdní vlhkosti byly spočteny pro hloubkové intervaly 0 – 30 cm, 30 – 60 cm a 60 – 90 cm pro každou plochu. K výpočtu byl použit vztah

$$\theta_v = -5,3 \cdot 10^{-2} + 2,92 \cdot 10^{-2} \cdot \varepsilon_r - 5,5 \cdot 10^{-4} \cdot \varepsilon_r^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} \cdot \varepsilon_r^3$$

(Topp, Zegelin & White 1994). Výsledky byly porovnány s výsledky získanými pomocí čidel VIRRIB.

Hodnoty vlhkosti půd získaných měřením metodou TDR jsou obecně nižší než hodnoty získané pomocí senzorů VIRRIB. V hloubkovém intervalu 0 – 30 cm bylo celkem 43 % hodnot změřených TDR vyšších než hodnoty získané pomocí senzorů VIRRIB a 57 % hodnot bylo nižších. V intervalu 30 – 60 cm bylo pouze 18 % hodnot získaných metodou TDR vyšších a 82 % bylo nižších než hodnoty získané senzory VIRRIB. Vysvětlením tohoto faktu by mohlo být to, že metoda TDR zahrnuje větší hloubkový interval (dochází ke zprůměrování hodnoty). Naproti tomu senzory VIRRIB měří jen menší oblast. Dalším důvodem je rozdílný způsob instalace sond pro jednotlivé metody. Sondy pro měření TDR daleko lépe vystihují neporušené půdní prostředí a navíc vzhledem k množství postihují větší část půdního prostředí. Po dobu měření nebyl zaznamenán výrazný rozdíl vlivu vegetačního pokryvu na vodní režim půd v celé oblasti krkonošské tundry.

5. Vliv navátého sněhu na vodní bilanci povodí Modrého potoka

Velmi obtížně měřitelnou součástí vodní bilance malého horského povodí v oblasti Modrého dolu je kromě mlhy a větrem hnané nízké oblačnosti také zásoba vody z navátého sněhu, který je do povodí transportován silným větrem z přilehlých oblastí ležících mimo hranice samotného povodí. Záměrem této části předkládané práce je upozornit na nemalý podíl navátého sněhu na vodní bilanci horských povodí, který nelze zachytit měřením srážek a na příkladu povodí Modrého potoka v Krkonoších (2,62 m², 1010 – 1554 m n. m.) ukázat jeden z možných postupů, jak takový podíl alespoň částečně kvantifikovat a zpřesnit tak vodní bilanci povodí.

Nerovnoměrné rozdělení sněhové pokrývky je velmi dobře známým jevem vyskytujícím se všude v alpských a arktických oblastech. Výsledkem takové nerovnoměrnosti je mosaika ploch s rozdílnou sněhovou pokrývkou, různou dobou tání a obdobími bez sněhu. Tyto rozdíly ovlivňují celý ekosystém daného povodí. Plochami s vysokou sněhovou pokrývkou a tím také s krátkým vegetačním obdobím

jsou sněhová pole. Mocnost sněhové pokrývky na sněhových polích se liší od několika metrů až po 20 m a více (Wijk 1986, Štursa et al. 1973, Kudo 1991).

Měření sněhové pokrývky pomocí lavinových sond jsou spolehlivá do výšek kolem 3 m. Pro větší mocnosti je však nelze použít. Proto pro získání sady spolehlivějších bylo přistoupeno ke kinematickým měřením GPS, která umožňují při použití jednofázových přístrojů určit polohu jednotlivých bodů s přesností na cm. Postupně byly vytvořeny z naměřených dat modely povrchu sněhového pole v zimním období (sníh) a po roztátí sněhové pokrývky podloží sněhového pole. Porovnáním modelů byly získány vertikální výšky sněhové pokrývky sněhového pole pro jednotlivá období. Předpokládaná přesnost výšek sněhové pokrývky na měřené ploše vzhledem k postupu měření a následnému zpracování dat je řádově v dm.

Kinematická fázová měření GPS s použitím přístrojů TRIMBLE Pathfinder (ProXR a Power) byla provedena v obdobích největší sněhové akumulace (březen až duben) a nepravidelně během odtávání (květen až červenec) v letech 2000 – 2005. Z větší části sněhového pole, v místech s předpokládanou největší akumulací sněhu, byla získána data kombinací liniového měření s metodou „stop and go“. Linie byly měřeny pomalou chůzí nebo na lyžích podél vrstevnic ve vzdálenosti 5 – 15 m od sebe, body měřené metodou „stop and go“ byly vzdáleny 10 – 20 m a doba observace jednotlivých bodů cca 30 vteřin. V období maximální kumulace sněhu a předpokládané nižší stability svahu byla část sněhového pole proměřena „na dálku“ spouštěním GPS přijímače na kluzké podložce na tenkém laně. Doba měření jednotlivých fázových bloků pak byla cca 2 až 2,5 hodiny.

Data vhodná ke konstrukci modelu podloží sněhového pole byla získána v polovině srpna 2000 po úplném roztátí sněhu. Byla použita liniová měření na ploše o rozměrech 400 x 250 m, která pokrývá celou oblast zimních měření, tedy oblast s největší kumulací sněhu. Ke konstrukci digitálních výškových modelů (DEM), byl používán příkaz TOPOGRID programu ArcGis 8.3 (ArcInfo), pomocí kterého lze generovat výškové modely z 3D bodových, liniových nebo polygonových dat. Tato interpolační metoda, navržená především pro tvorbu hydrologicky korektních 3D modelů, je založena na programu ANUDEM, který vyvinul Hutchinson (1988, 1989) pro potřeby hydrologického výzkumu. Všechny parametry příkazu TOPOGRIDTOOL byly použity v původním nastavení.

Dvojice digitálních modelů byly poté zpracovány v prostředí ArcInfo (model povrchu sněhu z daného období a model povrchu beze sněhu – srpen 2000) a jednoduchou aritmetickou operací byly vytvořeny modely vertikálních výšek sněhu měřené oblasti.

Tyto modely pak byly využity jednak pro odhad vodní zásoby sněhu, rozlohu měřené plochy, průměrné výšky sněhové pokrývky a plošné rozložení výšek sněhové pokrývky měřeného sněhového pole.