

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta

**Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky
oddělení užití geofyziky**



***Využití metod environmentální geofyziky na vybraných lokalitách
Krkonošského národního parku***

Igor Jan Dvořák

Disertační práce

Praha 2007

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta

**Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky
oddělení užití geofyziky**



Poděkování :

Rád bych touto cestou poděkoval svému školiteli J. Dohnalovi a svým konzultantům A. Kapičkovi a M. Tesařovi za trpělivost a citlivé vedení po cestách postgraduálního studia, které nakonec dospělo ke svému cíli.

Prohlašuji, že jsem tuto práci ani její část nikde jinde nepředložil k získání či obhajobě jakéhokoliv akademického titulu.

OBSAH	str.
Úvod	5
1. Cíle disertační práce a vymezení zájmového území	5
1.1. Cíle disertační práce	5
1.2. Zájmové plochy	9
2. Stručná charakteristika geologických a půdních poměrů sledovaného území	10
2.1. Geologické poměry	10
2.2. Půdní poměry	13
3. Environmentální magnetizmus	18
3.1. Možnosti sledování znečištění životního prostředí pevnými průmyslovými spady	18
3.2. Současná prozkoumanost magnetického pole v Krkonoších	20
3.3. Metodika měření magnetických vlastností půd pro účely monitoringu antropogenního znečištění	24
3.3.1. Hloubkové půdní profily	24
3.3.2. Nízkofrekvenční a vysokofrekvenční magnetická susceptibilita půdních vzorků	25
3.3.3. Postupná magnetizace a demagnetizace magnetickým polem	26
3.3.4. Závislost magnetické susceptibility na teplotě	26
3.3.5. Plošné mapování magnetické susceptibility	27
3.4. Výsledky	28
3.4.1. Výsledky laboratorního vyšetřování půdních vzorků z lokality „Labská louka“	28
3.4.1.1. Hloubkové půdní profily	28
3.4.1.2. LF a HF magnetická susceptibilita (Labská louka)	29
3.4.1.3. Postupná magnetizace a demagnetizace magnetickým polem	32

3.4.1.4. Závislost magnetické susceptibility na teplotě (Labská louka)	35
3.4.2. Plošné magnetické mapování povrchových půdních vrstev	35
3.4.3. Dynamika pohybu antropogenních ferimagnetik (pokusná plocha v Modrém dole)	38
3.4.3.1. První etapa – pilotní experimenty	38
3.4.3.2. Druhá etapa – měření časové řady	41
3.5. Diskuze výsledků	44
4. Charakteristika vlhkosti půd ve vztahu k vegetačnímu pokryvu	46
4.1. Možnosti stanovení vlhkosti v půdách	46
4.2. Tenzometry	47
4.3. Metoda TDT (Time Domain Transmissiometry)	48
4.4. Metoda TDR (Time Domain Reflectometry)	48
4.5. Postup zpracování naměřených křivek a výpočet úsekové permitivity	52
4.6. Umístění a hydropedologická charakteristika lokalit	57
4.7. Monitorovací stanice na lokalitách	63
4.8. Skupiny sond pro měření TDR	64
4.9. Výsledky měření metodou TDR	66
4.10. Porovnání metod TDR a TDT (VIRRIIB)	69
4.11. Porovnání lokalit s různým vegetačním krytem	73
4.12. Diskuze výsledků	82
5. Vliv navátého sněhu na vodní bilanci povodí Modrého potoka.	84
5.1. Nová metoda měření výšky sněhové pokrývky na sněhových polích	84
5.2. Metodika měření	85
5.3. Výsledky	86
5.4. Diskuze výsledků	89
6. Závěr	90
Literatura	96

Úvod

Předkládaná práce je příspěvkem k multidisciplinárnímu výzkumu významného přírodního fenoménu arкто-alpínské tundry Vysokých Sudet, především její největší části, která se rozkládá na území Krkonoš. V posledních letech byl zaznamenán zvýšený zájem o toto území. Probíhaly zde a stále také pokračují výzkumné práce řady českých i zahraničních odborníků z různých vědních oborů. Ty již nyní poskytují široký soubor poznatků, které umožňují nastínit podobu krkonošské arкто-alpínské tundry v průběhu posledních 10 tisíc let, vymezit intenzitu a vliv abiotických činitelů, změny reliéfu a vegetace a určit, jaká byla nejpravděpodobnější druhová a prostorová diverzita ve vrcholových partiích Krkonoš. Dynamika přírodních procesů, rozhodující o prostorovém uspořádání geodiverzity a biodiverzity krkonošské arкто-alpínské tundry, však byla v uplynulých několika staletích podstatně ovlivněna lidskou činností (Štursa 2002). Jedná se o rozsáhlé vysekávání klečových porostů v kryo-vegetační zóně během budního hospodaření a jejich pozdější obnovu, budování a provoz turistických cest a hřebenových objektů, přímé i vedlejší dopady turistického ruchu na tundrovou krajinu a v posledních desetiletích i škodlivé vlivy imisní zátěže na vodu, půdu i flóru a faunu Krkonoš.

Disertační práce je rozdělena na několik základních celků:

1. Cíle disertační práce a vymezení zájmového území.
2. Stručná charakteristika geologických a půdních poměrů sledovaného území.
3. Magnetické vlastnosti půd jako indikátor znečištění životního prostředí.
4. Charakteristika vlhkosti půd ve vztahu k vegetačnímu pokryvu.
5. Vliv navátého sněhu na vodní bilanci povodí Modrého potoka.
6. Závěr.

1. Cíle disertační práce a vymezení zájmového území

1.1. Cíle disertační práce

Hlavní cíle disertační práce byly zformulovány v podstatě jako základní požadavky pro doplnění chybějících údajů, které mohou sloužit jako podklad pro objektivní přístup k managementu ochrany životního prostředí v I. zóně Krkonošského národního parku, v oblasti krkonošské tundry. Jedná se o oblast s nesmírně cenným ekosystémem, který byl člověkem zásadně ovlivněn a je snahou Správy národního parku napravit některé nevhodné zásahy z minulosti a nedopustit v budoucnu poškození ekosystému.

Příroda Krkonoš je velmi zevrubně zkoumána již mnoho desetiletí, ale přesto jsou ještě některé oblasti, kde zcela chybí základní údaje a znalosti. Jednou z těchto oblastí jsou i vlastnosti svrchních částí půd – jejich magnetické vlastnosti a změny v objemové vlhkosti ve vztahu k různému vegetačnímu pokryvu.

Mezi základní faktory, které mají vliv na utváření přírodního prostředí Krkonoš, patří procesy spojené s pohybem vody v nenasycené zóně a změny v půdním prostředí (ovlivněné srážkovou činností, imisemi atd.) Sledování vodního režimu a magnetických vlastností půd v prostoru Krkonošského národního parku a vyhodnocení těchto výzkumů umožňuje získat důležité poznatky, které mohou významně pomoci při komplexním řešení problematiky ochrany a zachování tohoto vzácného území.

V roce 1999 byl za spoluúčasti autora této práce navržen projekt „Komplexní analýza dlouhodobých změn krkonošské tundry“ (ve spolupráci Správy KRNAP, AV ČR, UK Praha a dalších). Cílem bylo sledování přírodních procesů v oblasti vrcholových partií Krkonoš. Celý projekt se skládal ze šesti podprojektů, z nichž první dva se zabývaly abiotickými vlivy: (a) „Vodní režim půd v oblasti krkonošské tundry“, (b) „Geologická a geofyzikální charakteristika periglaciálního reliéfu a alterační zóny granitu a jeho obalových sérií v oblasti krkonošské tundry“.

V rámci prvního podprojektu, jehož řešitelem byl Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, bylo prováděno detailní sledování dynamiky vody v nenasycené zóně na Labské louce a v Modrém dole. Součástí druhého podprojektu bylo mimo jiné i měření vlhkosti půdy metodou TDR, které mělo posloužit k získání referenčních dat pro první podprojekt, a měření magnetických vlastností svrchních vrstev půd jako jedna z možných metod pro zjištění míry antropogenního znečištění. Zároveň s těmito měřeními byla navržena a ověřena i nová metoda stanovení mocnosti sněhové pokrývky na sněhovém poli „Mapa

republiky“, která umožňuje nejen přesné změření mocnosti sněhové pokrývky v místech, kde dosud ostatní metody selhaly, ale následně i přesnější odhad vodní zásoby sněhu, a tím zpřesnění vstupů pro určení celkové vodní bilance povodí Modrého potoka. Veškeré terénní práce probíhaly v letech 2000 až 2004 (v rámci projektu VaV MŽP 610/3/00) a také s podporou AV ČR (Výzkumný plán AV 0Z20600510) a GAČR (GA 205/05/2312).

Hlavní cíle práce lze shrnout do 3 bodů:

1. S využitím plošného mapování magnetické susceptibility povrchových vrstev půd v oblasti krkonošské tundry stanovit míru antropogenního znečištění spojeného s průmyslovou činností (spalovací procesy produkující popílek, automobilový provoz apod.) Provést detailní mapování vybrané části cestní sítě v I. zóně národního parku a posoudit její stav z pohledu použitého materiálu. Připravit podkladová data pro budoucí monitoring antropogenního znečištění v oblasti národního parku, především v oblasti I. zóny.

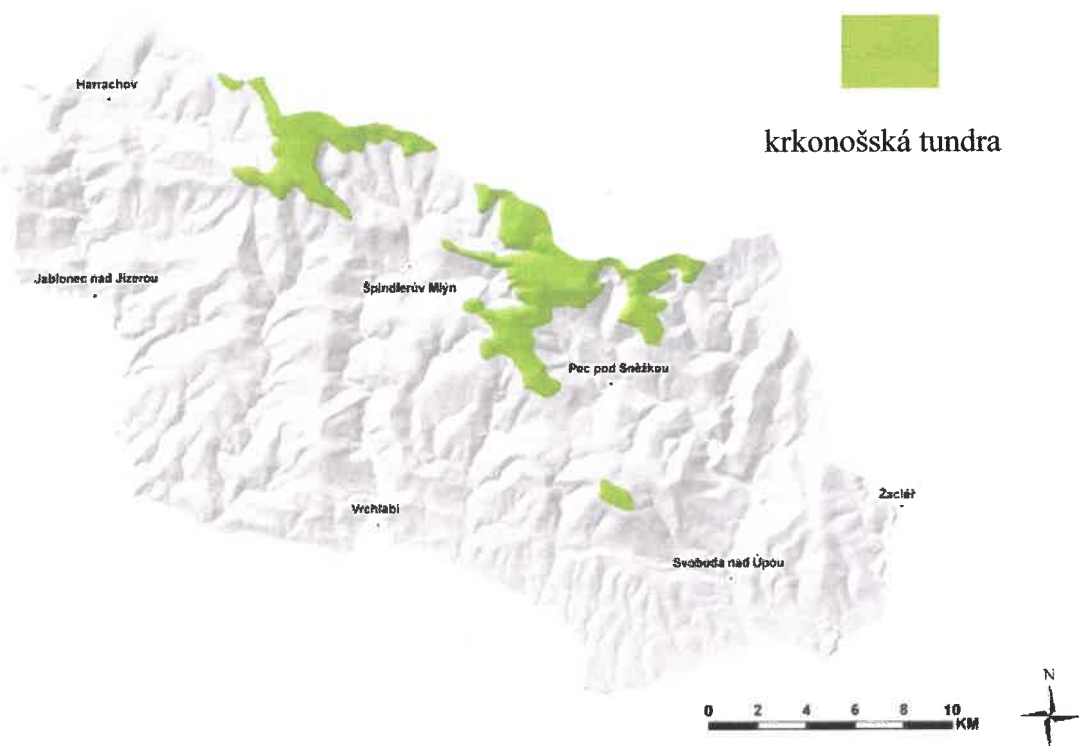
2. Provést základní srovnání vlhkosti půd na plochách s různým vegetačním krytem (travní porost versus klečový) pomocí kombinace metod TDR a TDT. Zhodnotit výsledky monitorování vlhkosti půd v oblasti krkonošské tundry a formulovat závěry přispívající k cílenému managementu klečových porostů v oblasti nad hranicí lesa.

3. Ověřit vhodnost použití systému GPS pro stanovení velikosti sněhové pokrývky v místech, kde jiné dostupné metody selhávají a využít tyto podklady pro další využití např. při zpřesnění vodní bilance malého horského povodí. Jedná se o nový postup využití GPS k těmto účelům.

1.2. Vymezení zájmového území - krkonošská tundra

Přestože se jedná o fenomén, který zaujímá v Krkonoších plochu pouhých 47 km², tj. přibližně 7,4 % z jejich celkové rozlohy (32 km² na české straně hor, 15 km² na straně polské), představuje krkonošská arкто-alpínská tundra v širším kontextu ostatních střeoevropských pohoří unikátní prostředí (Štursa 2002). Výškově zahrnuje oblast krkonošské tundry interval nadmořských výšek od 1250 m (přibližná horní hranice lesa) do 1602 m (Sněžka). V Krkonoších se tundra rozprostírá ve dvou základních celcích. Na západě zahrnuje oblast zhruba mezi Kotlem, Zlatým návrším, Violíkem a Vysokým kolem. Na východě zaujímá oblast mezi Liščí horou a Zadní planinou, odtud pokračuje

přes Luční horu, Studniční horu a Kozí hřbety ke Stříbrnému hřbetu a Sněžce, odkud zasahuje dále přes Obří hřeben až ke Svorové hoře (obr. 1.1).



Obr. 1.1. Oblast krkonošské tundry vymezená výškově oblastí nad 1250 m n. m.

Průměrná nadmořská výška západní části krkonošské tundry je kolem 1350 m. Východní část je zhruba o 100 m vyšší než část západní. Obě části lze charakterizovat jako zbytky třetihorního povrchu tektonicky vyzdvižené do současné polohy. V obou případech se jedná o vrcholové partie Krkonoš.

Arkto-alpínská tundra v Krkonoších je charakterizována komplexem geologických, geomorfologických, pedomorfologických, klimatologických, biotických a ekologických charakteristik (Soukupová et al. 1995). Je vymezena jako oblast přirozeného bezlesí, která byla a je do značné míry formována kryogenními, nivačními a eolickými pochody. Vznikala v období pleistocénu a začátkem holocénu a je udržována současným podnebím s průměrnými ročními teplotami kolem 0°C. V současné době je pro krkonošskou tundru charakteristický vysoký podíl pevných srážek, krátké období průměrných denních teplot nad 0°C, intenzivní větrná činnost ve vrcholových partiích a početné regelační cykly. Dále je charakteristické výrazné zastoupení severských a vysokohorských prvků jak

v živé tak neživé přírodě. Krkonošskou arкто-alpínskou tundru lze rozdělit na tři základní zóny:

1. kryo-eolická zóna – zahrnuje vrcholové oblasti kryoplénu s výrazně řídkou vegetací a dominantními geomorfologickými formami, mezi které patří kryoplanační terasy, haldy, mrazové sruby, tory a kamenná moře, segregační polygonální struktury a girlandové stupně.

2. kryo-vegetační zóna – je to velmi chladná oblast vystavená intenzivním západním větrům s bohatými srážkami a se zachovanými zbytky zvětralinového pláště po bývalém etchplénu. Obsahuje polygonální a brázděné struktury a soliflukční proudy. Vyskytují se zde subarktické mokřady a hojně severské rostlinné a živočišné druhy.

3. niveo-glacigenní zóna – jedná se o kary a kryo-nivační deprese na závětrných svazích, kde významně působí sněhové převěje a dlouho ležící sněhová pole. Probíhají zde nivační procesy, lavinová eroze, vyskytují se zde mury. Tato oblast je obsazena mecho-lišejníkovou, travinnou, vysokostébelnou a křovinnou vegetací.

1.3. Zájmové plochy

V celé oblasti krkonošské tundry s přesahem k turistickým střediskům byla proměřena velikost magnetické susceptibility svrchních částí půd za účelem stanovení míry antropogenního znečištění. Ve východních Krkonoších pak byla ještě proměřena vybraná část cestní sítě. Jedná se o cesty vedoucí z Pece pod Sněžkou do Modrého dolu, Modrým dolem nahoru ke Kapličce a o cesty vedoucí od Kapličky směrem k Výrovce.

K porovnání vlhkostních poměrů na plochách s rozdílným vegetačním krytem byla vybrána místa s travním porostem (společenství s dominancí *Nardus stricta* a *Calamagrostis villosa*) a porosty borovice kleče – *Pinus mugo*. Lokality s borovicí horskou jsou s výskytem původních jedinců s odhadnutým stářím 150 – 250 let. V těsném sousedství se vyskytují výše zmíněné travní porosty. Podrobnější popis sledovaných ploch z pohledu změn vlhkosti půd je podán v kapitole 4.6.

V severní části vrcholových partií povodí Modrého potoka - v oblasti pod Modrým sedlem se nachází sněhové pole „Mapa republiky“, na kterém byla od roku 2000 v průběhu zimních sezón na ploše 4 – 10 ha pravidelně měřena výška sněhové pokrývky.

Měření byla prováděna novou metodikou (kinematická fázová měření GPS) a výsledky budou použity ke zpřesnění celkové vodní bilance povodí.

2. Stručná charakteristika geologických a půdních poměrů sledovaného území

2.1. Geologické poměry

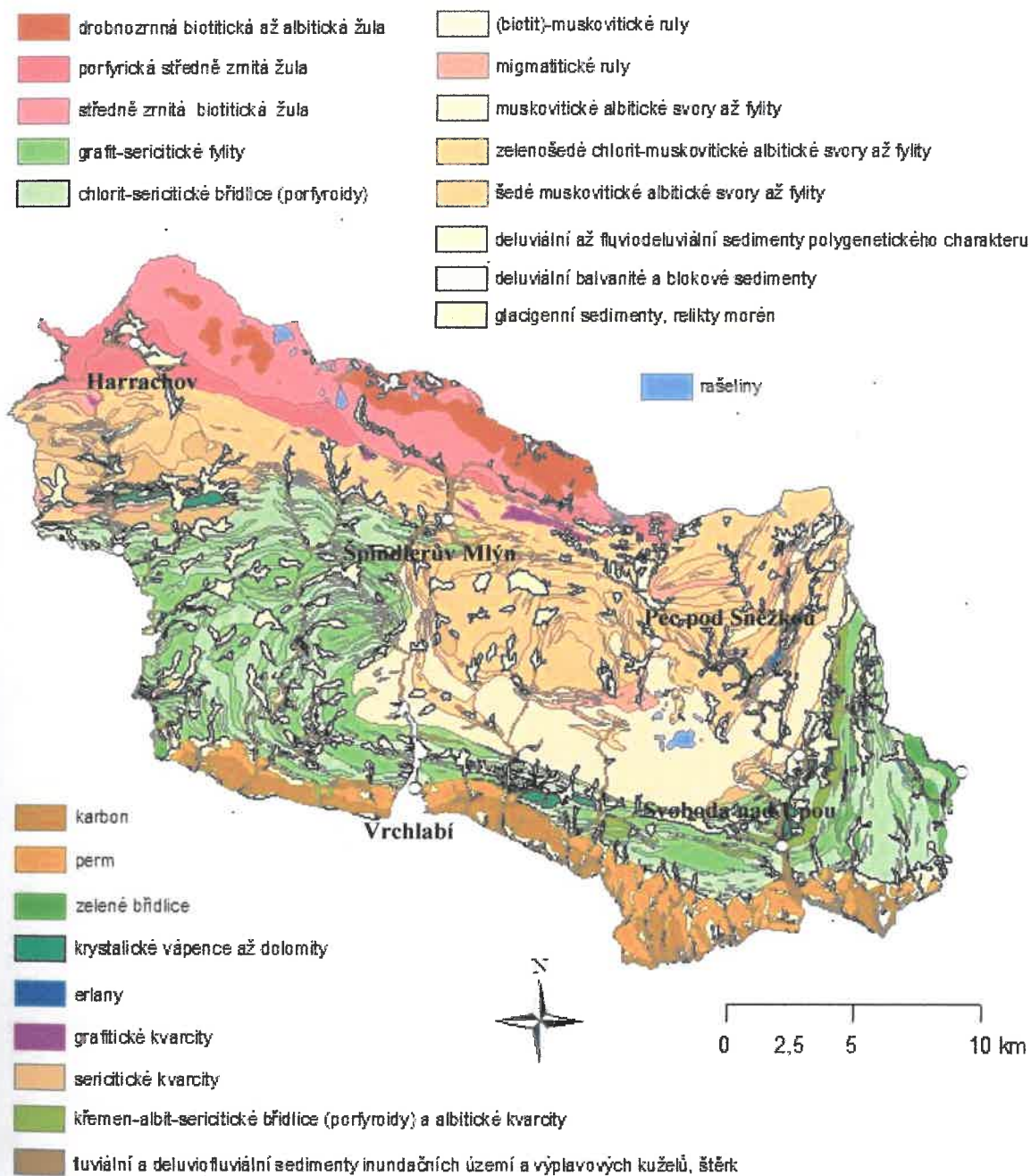
Krkonoško-jizerské krystalinikum je regionálně geologická jednotka slabě až středně metamorfovaná s polyfázovou deformační stavbou. Patří do oblasti lužické v severovýchodní části Českého masívu, v níž tvoří nejvýraznější strukturu. V regionálním tíhovém poli se projevuje výrazným minimem. Jádrem krystalinika je velkoupská skupina tvořená komplexem svorů až fylitů, které místy obsahují vložky kvarcitů, erlanů, amfibolitů, krystalických vápenců a grafitických břidlic. Velkoupská skupina je předsvrchnoproterozoického stáří. Krystalické břidlice jsou ve velké míře prostoupeny tělesy prekambriických rul a žul i mladší variské žuly (Chaloupský et al. 1989).

Starší jádro krystalinika obklopují slaběji metamorfované soubory svrchního proterozoika. V jižní části krystalinika je styk obou komplexů překryt souvrstvími radčické skupiny (svrchní proterozoikum a spodní až střední kambrium) a skupiny ponikelské (svrchní ordovik a silur). Nejmladší soubor krkonoško-jizerského krystalinika tvoří velmi slabě metamorfované metasedimenty a vulkanity jítravské skupiny (svrchní devon až spodní karbon). Horniny jítravské skupiny jsou zastoupeny na Ještědsku a ve dvou omezených krátech při lužické poruše.

Samotné krkonošské krystalinikum je ve vysokohorské oblasti složeno z prekambriického souboru svorů a rul, v jižním předhůří Krkonoš z kambrosilurských souvrství s přechody z fylitů až do fylitických svorů. Rýchorské krystalinikum (východně od krkonošského krystalinika) je soubor zvrásněných hornin (kambrium až silur) s převažujícím severojižním směrem. Stupeň metamorfozy je podobný jako v krystaliniku krkonošském. Jsou zde hojně zastoupeny zelené břidlice. V severozápadní a severní oblasti Krkonoš leží krkonoško-jizerský žulový masív variského stáří. Část krkonoško-jizerského krystalinika vymezená územím KRNAP je na obr. 2.1.

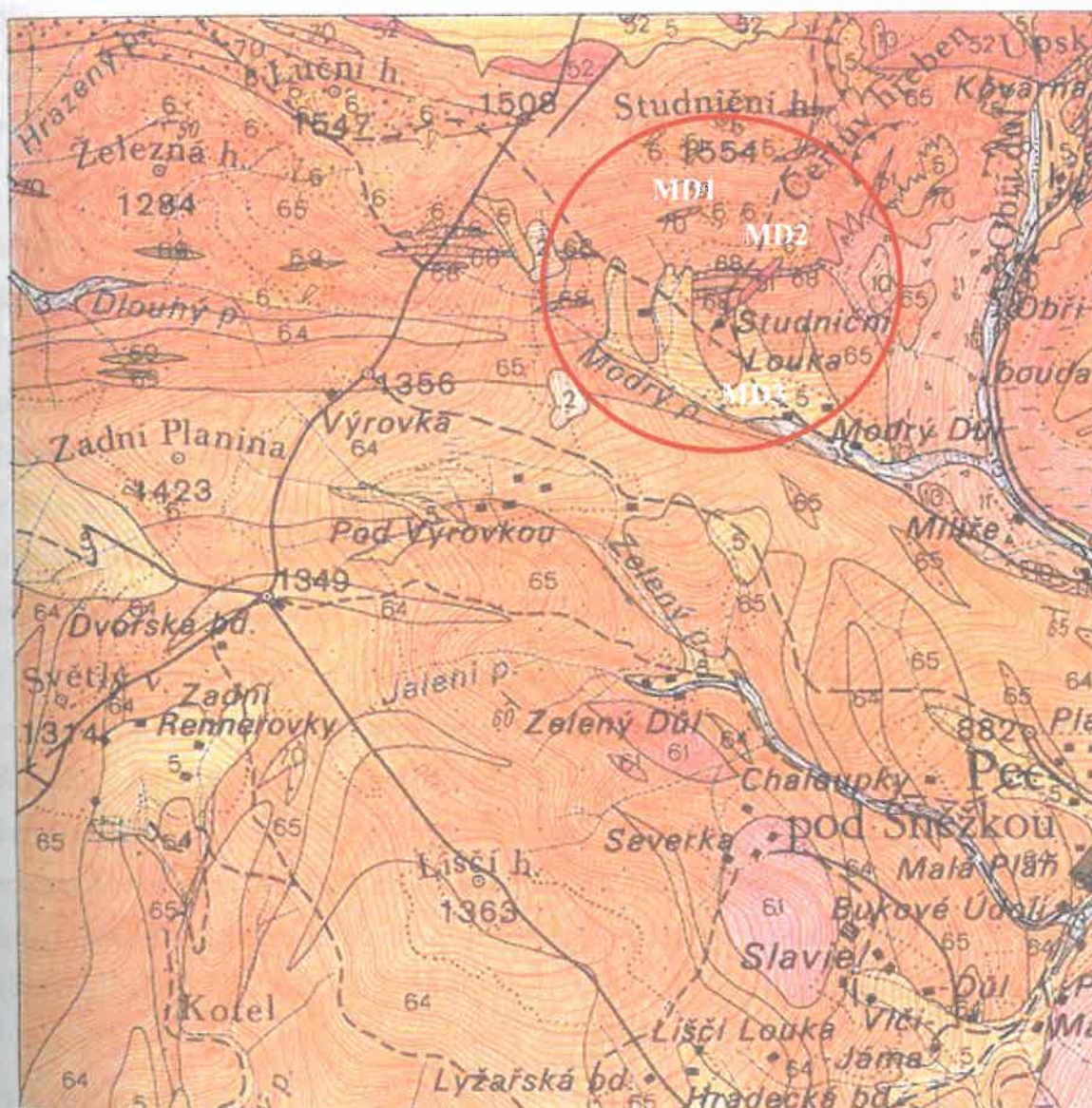
Oblast východní části krkonošské tundry (Bílá louka, Luční a Studniční hora, Sněžka, Liščí hora, Modrý a Obří důl, Obří hřeben a Svorová hora, okolí Modrého dolu - obr. 2.2)

je situována v centrální partii krkonošsko-jizerského krystalinika – v místě styku variských granitoidů krkonošsko-jizerského plutonu s proterozoickým obalem jeho pláště (Chaloupský et al. 1989).



Obr. 2.1. Zjednodušená geologická mapa Krkonoš (upraveno z podkladu vrstvy GIS Správy KRMAP).

Skalní podklad zájmového prostoru v oblasti Modrého dolu tvoří vedle granitoidních hornin komplex muskovitických albitických svorů až fylitů, ve vrcholové části Luční hory vystupuje na den mocná poloha muskovitických živcových kvarcitů. Převažující směr horninových pruhů i břidličnatosti je generelně Z – V. Při východním úpatí Luční hory je na základě geologického mapování předpokládán zlom směru JZ – SV. Hloubka skalního podloží se zde pohybuje v řádu metrů.



Legenda: 2 – rašeliny, 5 – deluviální a deluviofluviální písčitohlinité a hlinitokamenité sedimenty, 6 – deluviální balvanité a blokové sedimenty; balvanitá a bloková eluvia, 10 – glacigenní až nivační sedimenty; morény, 61 – žulový porfyr, 65 – šedé muskovitické svory, 66 – grafitický kvarcit, 68 – vápenato-silikátový rohovec (erlán), 70 – kvarcit

Obr. 2.2. Geologická mapa zájmové oblasti východních Krkonoš (upraveno podle Tesaře 2002). MD1, MD2 a MD3 viz popis lokalit v kap. 4.6.

Západní část krkonošské tundry (zhruba oblast mezi Kotletem na jihu a Violíkem a Vysokým Kolem na severu - obr. 2.3) se nachází při jižním okraji krkonošsko-jizerského plutonu, který intrudoval do prekambriických hornin, tvořících dnes jeho plášť.

Skalní podloží Labské louky tvoří z větší části středně zrnitá biotitická žula, do níž od východu zasahuje jazykovitý výběžek drobnozrné biotitické žuly. Skalní podklad Pančavské louky buduje převážně porfyrická biotitická žula, její severní a severovýchodní část opět středně zrnitá biotitická žula. Nejvýraznější puklinové systémy v krkonošské žule mají obecně směr SSV – JJZ (Chaloupský 1968), v širším okolí lokality však nebyly významnější tektonické poruchy dosud geologicky dokumentovány.

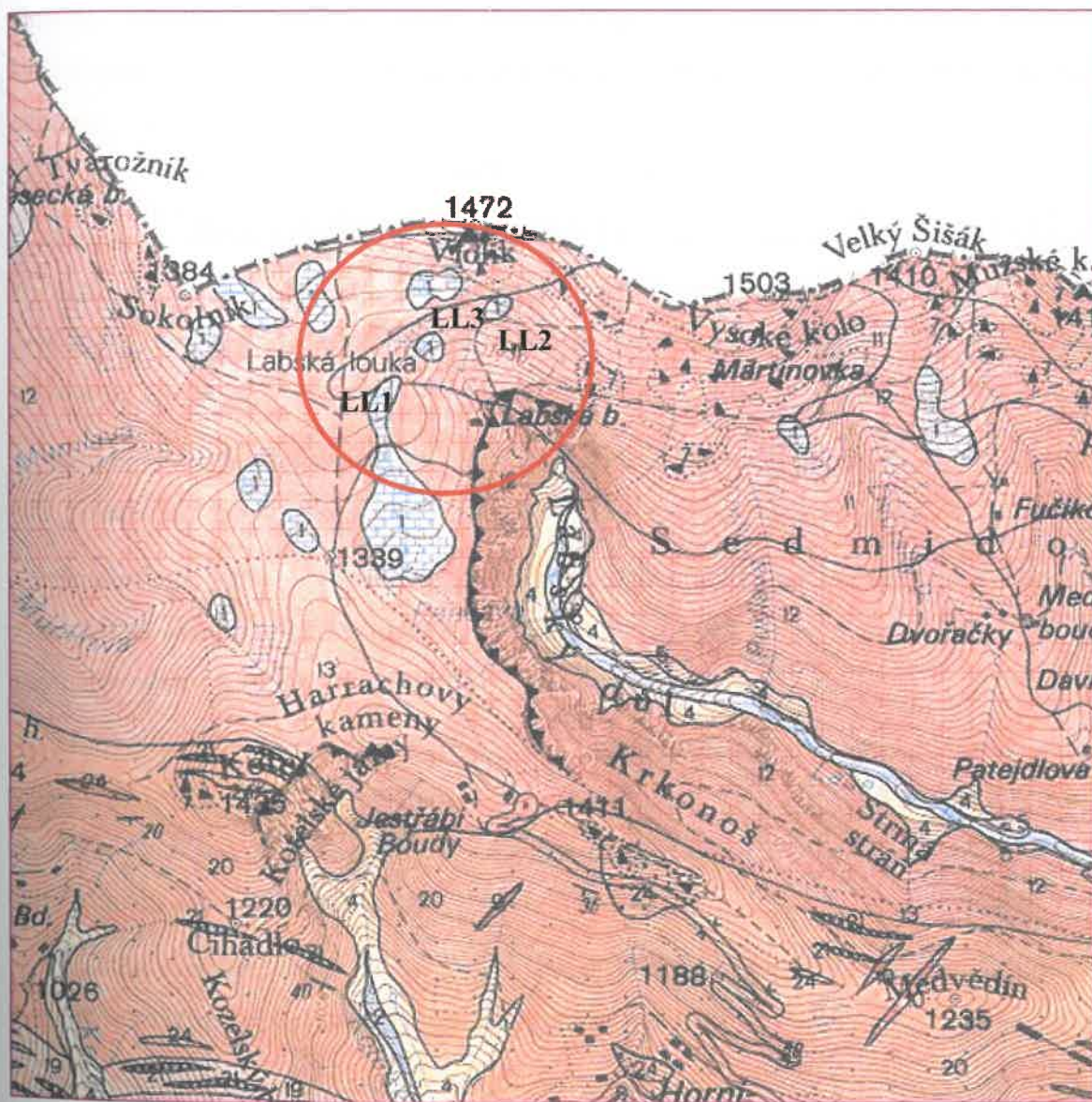
Příčina výrazných lineárních vodivých systémů zjištěných geofyzikálními měřeními (Dohnal, Jáně, Kněz 2000, 2001) v prostoru severní části Labské louky není zcela jednoznačná, velmi pravděpodobná je však jejich vazba na poruchové systémy. Problematická je i hloubka skalního podloží (kromě výchozových partií podél pohraničního hřbetu na severu, resp. podél hrany Labského dolu a Kotle a v okolí Harrachových kamenů na jihu). Ta se může v závislosti na charakteru a intenzitě zvětrávacích procesů v dřívějších geologických dobách pohybovat od metrů do desítek metrů. Podle provedených geofyzikálních výzkumů je však zřejmé, že žuly skalního podloží jsou zvětralé do značných hloubek pod dnešní úroveň terénu (Dohnal et al. 2001).

Pokryvné útvary jsou na východě i západě zastoupeny převážně svahovými sedimenty smíšeného charakteru, v blízkosti vodních toků se nacházejí i uloženiny fluviodeluviální a fluviální, v širším okolí Violíku a ve vrcholových částech Luční i Studniční hory i kamenité až blokové sutě. Specifickou formou pokryvu jsou rašeliny, které dosahují maximální mocnosti kolem 2 m. Geomorfologicky lze zkoumané území charakterizovat jako výrazně zarovnanou terciérní parovinu s výskytem mrazových půdních forem (Sekyra 1968).

2.2. Půdní poměry

Vývoj všech půd v Krkonoších je silně ovlivněn především chladným, velmi vlhkým a drsným klimatem, zejména ve vyšších polohách pohoří. V souvislosti s velkými výškovými rozdíly na krátkou vzdálenost a přitom poměrně jednoduchými litologickými poměry se velmi zřetelně vyvinula výšková půdní stupňovitost od podhorských až po vysokohorské půdy. Velmi obecně lze půdy v Krkonoších rozdělit do následujících

skupin: skupina podzolů, skupina hnědých lesních půd, skupina šedých lesních půd, skupina semiglejů, skupina glejů, skupina rašelinistních půd, skupina mladých půd pedogeneticky nevyvinutých (Pelíšek 1974). Zvláštností je tu také výskyt arktických půd a subarktických vrchovišť převážně reliktního charakteru.



Legenda: 1 – rašeliny, 4 – deluviální až fluviodeluviální sedimenty polygenetického charakteru, 5 – relikty morén, 7 – kongelifrakční kamenitá bloková eluvia až diluvia, 11 – drobnozrná biotitická žula a aplitická žula, 12 – středně zrnitá biotitická žula, 13 – výrazně porfyrická žula až granodiorit

Obr. 2.3. Geologická mapa zájmové oblasti západních Krkonoš (upraveno podle Tesaře 2002). LL1, LL2 a LL3 viz popis lokalit v kap. 4.6.

Skupina podzolů – půdy jsou vytvořeny na minerálně chudších půdotvorných horninách (žuly, ruly, svory) a vyskytují se převážně ve vrcholových partiích Krkonoš. Tvoří výrazné výškové půdní pásmo vrcholových poloh. Spodní část tohoto pásma tvoří převážně železité horské podzoly, horní část pak humusoželezité horské podzoly s ostrůvky horských humusových podzolů. Stejně tak tvoří menší ostrůvky v celém pásmu glejové podzoly. Podzoly jsou písčitohlinité až středně šterkovité zeminy s hlinitopísčitymi a silně šterkovitými spodinami. Ve svrchních vrstvách mívají výrazně ochuzený podíl fyzikálního jílu. Pórovitost je v rozmezí 48-58 % ve svrchních vrstvách. Jsou to půdy středně až silně kyselé, na živiny chudé.

Skupina hnědých lesních půd – půdy pokrývají výškové pásmo od 600 až 800 metrů do 1100 až 1200 metrů n.m.. Jsou vyvinuty na různých matečních horninách (žuly, krystalické břidlice). Obsah fyzikálního jílu kolísá v rozmezí 8-10 %, pórovitost leží v intervalu 52-58 %.

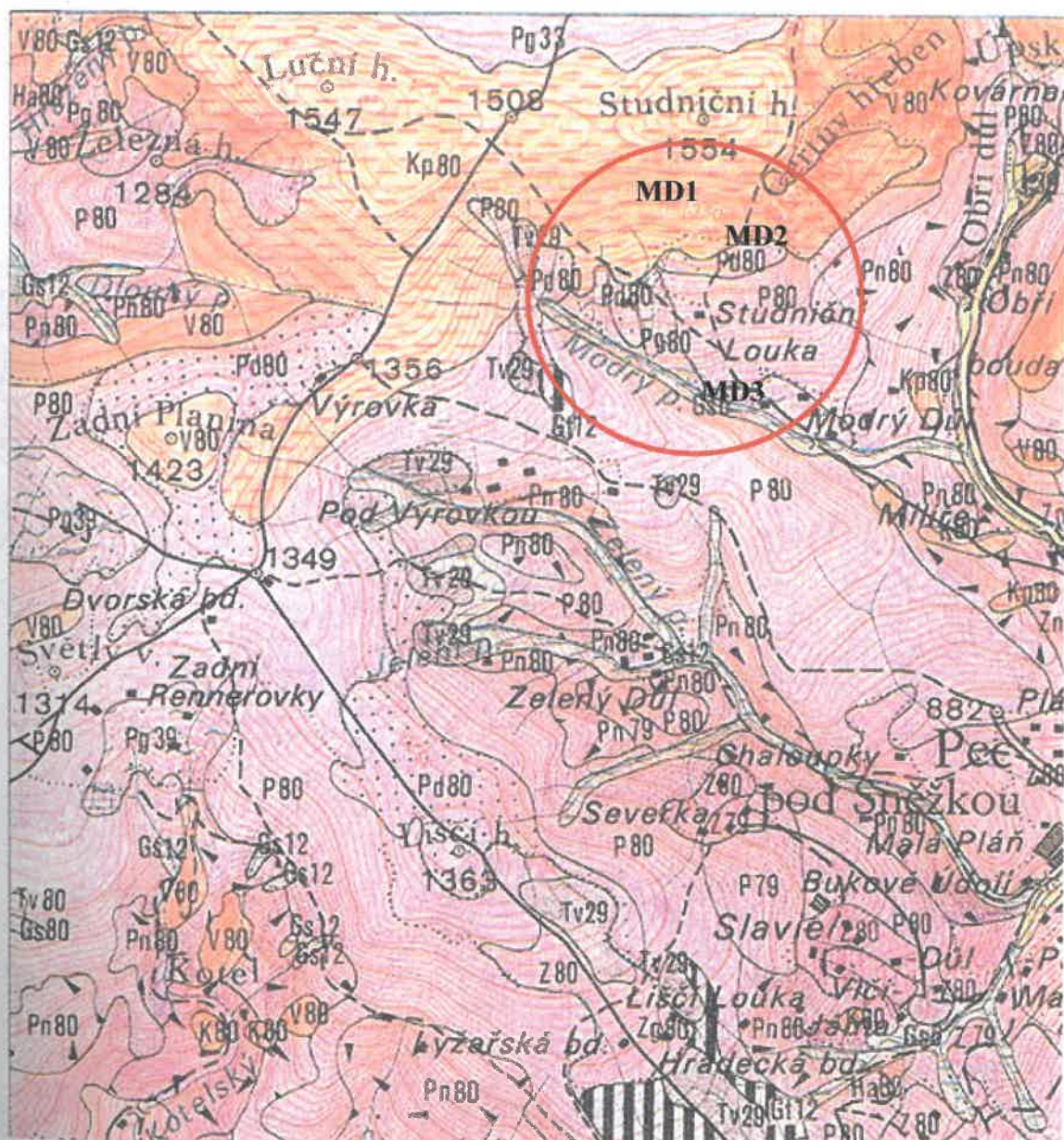
Skupina šedých lesních půd – půdy se vyskytují v ostrůvcích v pásmu hnědých lesních půd. Obsah fyzikálního jílu je v rozmezí 6 až 8 %, pórovitost 52 až 61 %.

Skupina semiglejů – půdy tvoří zpravidla protáhlé plochy podél říčních toků. Také se vyskytují na okrajích nivních rovin ve vyšších nadmořských výškách, občas i na mírných svazích se stálou protékající podzemní vodou ve spodinách.

Skupina glejů – půdy jsou vázány na vysokou hladinu podzemní vody, která dosahuje téměř k půdnímu povrchu a během roku jen málo kolísá. Jsou převážně hlinité s vyšším obsahem písku a drobnějšího šterku. Jsou zbarveny zelenavě, modravě a šedavě. Jsou to půdy kyselé s malými zásobami nekvalitního humusu.

Skupina rašeliništních půd – jedná se o typické rašeliništní vrchovištní půdy s vysokou kyselostí a s vysokým obsahem humusu.

Skupina mladých půd pedogeneticky nevyvinutých – jedná se o různá mladá stádia půd na šterkovitých a balvanitých zvětralinách žul a krystalických břidlic. Vyskytují se na svazích i na vrcholových plošinách ve vyšších nadmořských výškách. Patří sem také půdy na říčních štercích a písčích. Ve vrcholových partiích Krkonoš se hojně nacházejí kryogenní formy těchto půd. Jedná se převážně o půdy polygonální a brázděné.



Legenda: Kp80 – podzolovaný ranker na svoru, P80 – podzol na svoru, Tv29 – rašeliništní půda vrchovištní na vrchovištních rašelínách, Pd80 – drnový podzol na svoru, Pg80 – oglejený podzol na svoru, Gs6 - semiglejová půda na středních nivních nekarbonátových uloženinách, Gt12 - zrašeliněná glejová půda

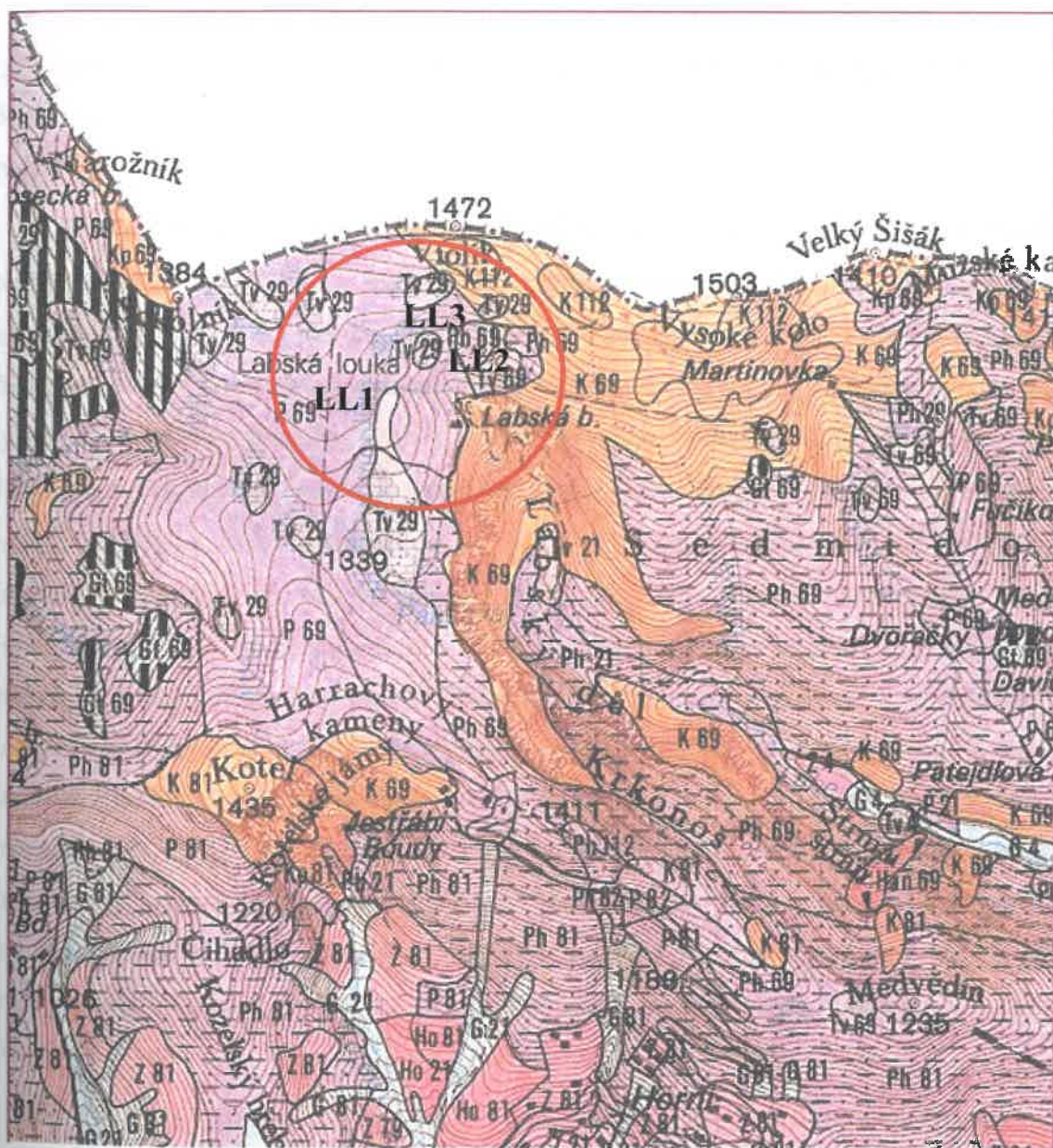
Obr. 2.4. Pedologická mapa zájmové oblasti východních Krkonoš (upraveno podle Tesaře 2002). MD1, MD2 a MD3 viz popis lokalit v kap. 4.6.

Rendziny jsou zastoupeny jen na výchozech krystalických vápenců.

Rankery tvoří rozlehlější celky. Terénně jsou vázány na příkré svahy - na jejich úpatí.

Nivní půdy sledují v úzkých pruzích větší vodní toky (Pelíšek 1974, Sýkora et al. 1983).

Pedologická situace okolí Modrého dolu je na obr. 2.4, okolí Labské louky na obr. 2.5.



Legenda: Tv21 – rašeliništní půda vrchovištní na výrazně skeletovitých svahovinách, Tv29 – rašeliništní půda vrchovištní na vrchovištních rašelinách, K112 – ranker na výchozech kyselých silikátových hornin, P69 – podzol na kyselých intruzivech, Ph21 – podzol humusový na výrazně skeletovitých svahovinách, Ph69 – podzol humusový na vrchovištních rašelinách, K69 – ranker na kyselých intruzivech

Obr. 2.5. Pedologická mapa zájmové oblasti západních Krkonoš (upraveno podle Tesaře 2002). LL1, LL2 a LL3 viz popis lokalit v kap. 4.6.

3. Environmentální magnetismus

3.1. Možnosti sledování znečištění životního prostředí pevnými průmyslovými spady

Vlastnosti přírodních magnetických (ferimagnetických) minerálů byly doposud vyšetřovány zejména pro účely mapování historie geomagnetického pole. Dlouhodobé zkušenosti z tohoto oboru jsou nyní využívány v nové disciplíně "environmentálního magnetismu" k mapování průmyslového znečištění (Petrovský, Elwood 1999).

Životní prostředí je v mnoha oblastech vystaveno působení průmyslových spadů. Pevný spad průmyslového původu vykazuje nezanedbatelný podíl (5-10 %) ferimagnetických částic vznikajících především při spalování fosilních paliv, která obsahují pyrit. V důsledku disociačně-oxidačních procesů vznikají během spalování při vysokých teplotách z pyritu silně magnetické Fe-oxidy. Výsledný antropogenní magnetit (Fe_3O_4) nebo maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) má formu typických „sférulí“ o průměru od několika μm do desítek μm (např. Stryszcz et al. 1996). Jejich magnetické vlastnosti se liší od primárních ferimagnetik přítomných v půdách, tedy ferimagnetik pedogenního, resp. litogenního původu. Vedle spalovacích procesů jsou významným zdrojem antropogenních ferimagnetik také průmyslové provozy, jako např. cementárny a ocelárny, i automobilový provoz (Petrovský et al. 2000). Svrchní půdní vrstvy působí jako přirozená záchytná místa imisí obsahujících magnetické částice. V důsledku vyšších koncentrací imisí v těchto půdních vrstvách lze spolehlivě indikovat zvýšené hodnoty (koncentračně závislých) magnetických parametrů, které značně převyšují hodnoty běžně naměřené v půdách nekontaminovaných. Na základě magnetické analýzy půdních sedimentů lze potom antropogenní ferimagnetika identifikovat a následně stanovit úroveň znečištění v daných oblastech.

Metody pro zjišťování magnetických vlastností jsou velmi citlivé (identifikovat lze velmi nízké koncentrace - řádově ppm - ferimagnetik v půdách), relativně levnější než tradiční chemické analýzy a umožňují efektivně zpracovat velká množství dat.

V místech výskytu neporušených půd (např. travní porost, lesní půdy) jsou zvýšené hodnoty magnetické susceptibility měřené ve slabém magnetickém poli pozorovány do hloubek 4-8 cm (Kapička et al. 2001). Měřená magnetická susceptibilita povrchových půdních vrstev je tedy základem ke stanovení antropogenní kontaminace pevným spadem

(např. Hay et al. 1997). Magnetické metody lze s výhodou využít k rychlému vymezení více znečištěných oblastí, kde je vhodné provést cílené a podrobné chemické analýzy kontaminovaných půd, tyto analýzy jsou však dražší a časově náročnější.

Nejdůležitější faktory, které mohou podstatně ovlivnit poměr antropogenních a přírodních ferimagnetik ve svrchních půdních horizontech, jsou: geologické podloží, pedogeneze a magnetická stabilita a dynamika pohybu antropogenních ferimagnetik v půdních podmínkách. Vzhledem k tomu, že půdy se formují na určitých geologických jednotkách, je koncentrace ferimagnetik primárně ovlivněna lokálními litologickými podmínkami. Magnetickou analýzou hloubkových (vertikálních) půdních profilů lze však lokality s výrazným vlivem geologického podloží na magnetické obohacení svrchních půdních vrstev eliminovat. Pedogenními oxidačně-redukčními procesy mohou být slabě krystalické (amorfní) fáze Fe-oxidů v půdních horizontech transformovány na silně magnetický magnetit/maghemit. Pedogenní ferimagnetika jsou však převážně ve formě velmi jemných superparamagnetických (SP) resp. jednodoménových (SD) zrn a jejich podíl lze stanovit měřením frekvenčně závislé susceptibility k_{FD} (Maher, Taylor 1988) nebo pomocí standardní chemické extrakční CBD metody (Oorshot, Dekkers 2001). V závislosti na půdních podmínkách může v delším časovém horizontu obecně docházet i k poklesu koncentrace, resp. k modifikaci makroskopických magnetických parametrů akumulovaných antropogenních ferimagnetik. Dlouhodobé laboratorní experimenty v široké škále půdních typů s různým pH však ukázaly, že jejich makroskopické magnetické parametry jsou prakticky stabilní (Kapička et al. 2004). Posledním a doposud nejméně studovaným faktorem je dynamika antropogenních ferimagnetik v různých půdních profilech, především ve vazbě na reálný vodní režim v půdách.

Při interpretaci výsledků magnetického mapování je třeba vzít v úvahu také limity dané metody, vyplývající z toho, že půdy jsou vždy komplexem různých minerálů (primárních i sekundárních) a je tedy nutné vymezení antropogenního příspěvku. Problematika je řešitelná na základě detailního magnetického proměření hloubkových půdních profilů (většinou stačí několik pilotních měření v typických lokalitách) a současného využití laboratorních magnetických metod zaměřených na magnetomineralogii, hysterezní parametry a velikost ferimagnetických zrn (např. Kapička et al. 2001).

Pro účely magnetického mapování byly vyvinuty měřicí aparatury s polní sondou, které umožňují měřit magnetickou susceptibilitu povrchových půdních vrstev „in situ“. Hloubka dosahu měřicího magnetického pole (cca 2-8 cm) je navržena tak, aby postihla

horizonty s největší akumulací antropogenních ferimagnetik. Speciální typ sondy byl vyvinut pro proměrování hloubkových půdních profilů (Petrovský et al. 2004).

Magnetická susceptibilita (k), měřená ve slabém střídavém magnetickém poli, je jednou z hlavních (a relativně snadno měřitelných) magnetických veličin indikujících koncentraci ferimagnetik v půdách a sedimentech. Objemová (bezrozměrná veličina v SI) nebo hmotnostně specifická (m^3/kg) magnetická susceptibilita povrchových půdních vrstev (zjišťovaná pomocí tzv. magnetického mapování) je tedy parametrem kvantifikujícím úroveň jejich kontaminace imisemi. Metoda magnetického mapování je využitelná v oblastech s malým vlivem litogenních ferimagnetik, nebo v oblastech, kde jsou pro půdní podloží typické pouze slabě magnetické ferimagnetické komponenty.

V současnosti jsou metody environmentálního magnetismu využívány především ve dvou směrech. Jednak slouží jako předběžné metody pro delimitaci kontaminovaných oblastí, kde jsou poté pro detailní stanovení hlavních polutantů využity následné chemické analýzy. Za druhé jsou magnetické metody používány k monitorování časového vývoje kontaminace půd ve vybraných regionech.

Na území Krkonošského národního parku byly pro magnetické mapování vybrány dvě lokality v oblasti krkonošské tundry; jedna v západních Krkonoších a druhá ve východní části hor. Na obou lokalitách byla provedena měření magnetické susceptibility povrchových částí půd s plošným přesahem ke krkonošským turistickým střediskům. Úkolem této části práce bylo posouzení míry případného povrchového znečištění půd krkonošské tundry antropogenními imisemi a lokalizace míst se zvýšeným obsahem antropogenních ferimagnetik v půdách s ohledem na přímý vliv člověka.

3.2. Současná prozkoumanost magnetického pole v Krkonoších

Mezi geofyzikální metody s vysokou „regionální“ vypovídací schopností patří magnetometrie, která pomocí zjištěných anomálií geomagnetického pole indikuje magneticky anomální horniny ve svrchní kůře. Pro stanovení regionálních magnetických anomálií je obvykle prováděna letecká magnetometrie. V důsledku výrazně členitého reliéfu terénu však byla větší část území Krkonošského národního parku ze staršího podrobného leteckého geofyzikálního měření oblasti Českého masívu vypuštěna. Nedostatek aeromagnetických dat byl nahrazen měřením pozemní magnetometrií v nepravidelné síti bodů o hustotě 6 až 10 bodů na 1 km^2 na přelomu 50. a 60. let

20. století. Bohužel ani tato měření nezahrnula nejvyšší partie hor, a to především v pásmu podél hranic s Polskem (mezi Voseckou boudou a Malým Šišákem), tedy právě v oblasti krkonošské tundry. I přesto lze obraz takto zjištěných geomagnetických anomálií považovat za vyhovující s poměrně dobrou vypovídací schopností. Poznatky o velikosti magnetické susceptibility pak mohou posloužit pro posouzení možného litogenního příspěvku obsahu ferimagnetických látek v půdách. Na základě údajů získaných z Geofyziky a.s. Brno (Gnojek, Šrámek et Hanák 2002) lze konstatovat, že v regionálním měřítku se anomální geomagnetické pole na území Krkonošského národního parku jeví jako záporné. Větší zastoupení kladných anomálií se vyskytuje až v jihozápadním sousedství národního parku v okolí Semil.

Ze zprávy vyplývá, že magnetická susceptibilita hornin z oblasti národního parku se může pohybovat v širokých mezích od hodnot řádu 10^{-6} SI (např. krystalické vápence) do hodnot řádu 10^{-2} SI u bazických neovulkanitů, či některých typů krystalických břidlic (tab.2.1). Je známou skutečností, že pozemní magnetické pole ovlivňují horniny, jejichž magnetická susceptibilita je generelně vyšší než hranice daná řádem 10^{-3} SI ($=1000 \times 10^{-6}$ SI). Horniny s vyššími hodnotami střední susceptibility můžeme nazývat horninami „magnetickými“. Uvedená hranice 10^{-3} j. SI je ovšem pouze přibližná, daná empiricky.

Podle Gnojka (Gnojek, Šrámek et Hanák 2002) lze území národního parku rozdělit na dvě odlišné části:

- pestřejší západní část s podstatně vyšší četností kladných anomálií,
- monotónnější část východní, kde jsou kladné anomálie poměrně vzácné.

Rozhraní mezi těmito dvěma rozdílnými částmi probíhá severojižním směrem mezi Špindlerovým Mlýnem, Strážným a Vrchlabím, tedy přibližně v linii sledující údolí Labe.

Obraz anomálního magnetického pole souvisí s geologickou stavbou území. Odráží nejen výskyty magneticky anomálních hornin na povrchu, ale indikuje i jejich přítomnost ve větších hloubkách.

Ze zmíněné zprávy dále vyplývá, že:

1. **granitoidy krkonošského plutonu**, které budují hraniční hřeben od Harrachova po Sněžku, neobsahují zdroje magnetických anomálií.
2. **komplex svorů** naopak zdroje magnetických anomálií obsahuje. Jedná se o pruh hornin lemující krkonošský pluton z jihu, místy jen 2 km široký (mezi Harrachovem a

Špindlerovým Mlýnem), dále se však rozšiřující až na sedmikilometrový komplex (mezi Špindlerovým Mlýnem a Malou Úpou). Anomální účinky komplexu svorových hornin jsou zřetelné v jižním a jihovýchodním okolí Harrachova, dále západně a severozápadně od Špindlerova Mlýna (zejména v okolí Medvědína) a pak hlavně ve 13 km dlouhém západo – východním anomálním pruhu mezi Špindlerovým Mlýnem a Malou Úpou. Šalanský (Šalanský, Gnojek 2002) nazval tuto anomálii regionální magnetickou strukturou Modrého dolu. Podle tohoto autora jsou zdrojovými horninami uvedených anomálií metavulkanity a tzv. vložkové horniny svorového komplexu, tj. erlany či amfibolity, místy mineralizované pyrhotinem. Zmíněný svorový komplex jako celek však nepatří mezi oblasti s velkým zastoupením magneticky anomálních hornin. Kromě zmíněných anomálií (jižně od Harrachova, severozápadně od Špindlerova Mlýna a struktury Modrého dolu) zůstává zbývající část svorového komplexu v širším okolí Pece pod Sněžkou bez magnetických anomálií.

3. **komplex ortorul**, které lemují rozšířený východní komplex svorů ze západu, jihu i východu, zdroje magnetických anomálií neobsahuje.

4. **vulkanický komplex staršího paleozoika** (s hojnými grafitickými fylity a vložkami kvarcitů nebo krystalických vápenců až dolomitů) obsahuje nejvíce magneticky anomálních hornin. Na svorový komplex nasedá z jihu a buduje hlavně západní Krkonoše mezi Jizerou a Labem. Od jižního okolí Benecka až po Svobodu nad Úpou je zúžen jen na 2 až 3 km, avšak v rýchorské (východní) části Krkonoš se opět rozšiřuje, stáčí k severu a lemují komplex svorů a ortorul z východu - od Janských Lázní až po Žacléř. Jeho metamorfované bazické vulkanity (metabazity, metagabra, zelené břidlice, metatufy) jsou četnými zdroji výrazných magnetických anomálií v okolí Jablonce nad Jizerou a Rokytnice nad Jizerou a v širším severním okolí Vítkovic. Ve zúžené části tohoto komplexu se magnetické anomální účinky hornin projevují v severním okolí Vrchlabí, na východě pak na Rýchorách a u Albeřic při státní hranici.

5. **podkrkonošská mladopaleozoická pánev** obsahuje zejména v permských souvrstvích početnější vulkanity, z nichž především intermediální a bazické (melafyry) jsou výraznými zdroji magnetických anomálií. Pánevní sedimenty mladšího paleozoika s vulkanity nasedají na metamorfované komplexy staršího paleozoika (ordovické a silurské) z jihu, do území Krkonošského národního parku však zasahují jen v severním okolí Jilemnice (u Víchové) a severně od Horní Branné. Východně od Vrchlabí již tyto paleovulkanity na povrch nevystupují a fádňní anomální pole mezi Vrchlabím a Mladými

Buky nenaznačuje ani jejich přítomnost ve větších hloubkách. Podstatně větší zastoupení magneticky anomálních permských vulkanitů se svými účinky projevuje až mimo území národního parku v okolí Semil a od Nové Paky až k Hostinnému.

Pro oblast krkonošské tundry byly dále získány podrobné statistické údaje o magnetické susceptibilitě podložních hornin. Původním zdrojem jsou data podchycená v práci Červenky a Píchové (1990) a Ondry a Hanáka (2002). Jednotlivé vzorky byly v souborech zpracovány odděleně podle jmenovaných zdrojů dat.

Statistické údaje o magnetické susceptibilitě jednotlivých typů hornin (Ondra, Hanák 2002) jsou uvedeny v tab. 3.1., která charakterizuje hlavní typy hornin tvořících podklad krkonošské tundry. Protože výsledky jsou závislé na existenci jednotlivých odkryvů, může se lokalizace výchozů u některých typů hornin nacházet i mimo oblast tundry. Některé horniny jsou proto charakterizovány s určitým územním přesahem. Členění magmatických hornin je uvedeno podle Klomínského (1969).

Tab. 3.1. Magnetická susceptibilita hornin v oblasti krkonošské tundry a jejím okolí (AM = aritmetický průměr, N = počet měřených vzorků).

Číslo Souboru	Horninový typ	Magnetická susceptibilita [10 ⁻⁶ j. SI]	Počet vzorků
		AM	
1	Krkonošské žuly, typ G1	1749,3	6
2	Hrubozrnné granitoidy, typy G1 + G2	1307,0	37
3	Porfyrické granodiority, adamellity až žuly	3457,9	4
4	Středně zrnité žuly, typ G3	221,8	13
5	Granity, granodiority, bez rozlišení typů	1191,0	159
6	Granity, granodiority drobnozrnné až středně zrnité	1015,0	103
7	Drobnozrnná žula	53,5	3
8	Aplity	1540,3	21
9	Vápence, dolomitické vápence, dolomity	30,59	9
10	Vápence převážně krystalické	28,3	23
11	Erlány	206,3	2
12	Fylity	379,3	3
13	Fylity, svory	4011,0	171

Tab. 3.1 Pokračování

Číslo Souboru	Horninový typ	Magnetická susceptibilita [10 ⁻⁶ j. SI]	Počet vzorků
		AM	
14	Fylity chloriticko-sericitické a sericiticko-chloritické	5421,1	121
15	Rohovce	222,1	9
16	Grafitické fylity, ponikelská skupina	609,4	49
17	Grafitické fylity, radčická skupina	312,0	7
18	Fylity, velkoupská skupina	1688,5	147
19	Fylity ponikelské skupiny	308,0	27
20	Krkonošské ortoruly	74,2	64
21	Leptynity	12,8	4
22	Ortoruly hrubozrnné, též „okaté“ (porfyrické)	79,6	20
23	Ortoruly středně zrnité, drobnozrnné, až jemnozrnné	69,3	55
24	Svory	1600,7	20
25	Fylity, radčická skupina	313,6	20
26	Kontaktní rohovce	7078,9	24
27	Porfyroidy na Rýchorách	51,5	3

3.3. Metodika měření magnetických vlastností půd pro účely monitoringu antropogenního znečištění

3.3.1. Hloubkové půdní profily

V roce 2001 byly v oblasti Labské louky odebrány půdní vzorky pro detailní magnetomineralogické vyšetřování v laboratoři. Tři lokality byly situovány v travním porostu, jedna v klečovém porostu a jedna v rašelině. Výběr lokalit byl proveden s ohledem na síť bodů magnetometrického měření (Dohnal et al. 2000) a zahrnoval i zjištěné anomální úseky v okolí bodů 2/972 a 2/945 (číslování podle profilů předchozích geofyzikálních prací). Na všech lokalitách byly odebrány hloubkové půdní profily do hloubky 30 cm. V některých případech bylo možno odebrat půdní profily pouze do menších hloubek 15-18 cm, neboť hlouběji již bylo hrubě kamenité eluvium skalního podloží. Současně byly odebrány i vzorky povrchových půdních vrstev pro další laboratorní vyšetřování.

Hloubkové půdní profily byly odebírány pomocí půdní sondy Humax s plastickým (diamagnetickým) vnitřním kontejnerem pro měření magnetické susceptibility v závislosti na hloubce. Nízkofrekvenční (LF) objemová magnetická susceptibilita vzorků v kontejnerech byla zjišťována pomocí aparatury Bartington a snímací prstencové sondy MS2C. Každý vzorek byl proměřen dvakrát.

Detailní měření hloubkových profilů byla také prováděna v půdních sondách (lesní lokality) in situ pomocí MS2 stratigrafické sondy Bartington. Velmi malý průměr snímací cívky (1,5 cm) a přesně definovaná geometrie měřicího magnetického pole umožnily získat spojitý profil magnetické susceptibility půd do hloubek 30-40 cm. Ve všech sondách byly změřeny vždy dva paralelní profily susceptibility.

3.3.2. Nízkofrekvenční a vysokofrekvenční magnetická susceptibilita půdních vzorků

Nízkofrekvenční (k_{LF}) a vysokofrekvenční (k_{HF}) magnetická susceptibilita odebraných půdních vzorků byla v laboratoři měřena pomocí aparatury Bartington MS2. Vzorky byly nejprve vysušeny na vzduchu, poté byly proměřeny v plastických kontejnerech o objemu 10 cm^3 a vážením byla zjištěna jejich hmotnost. Výstupem jsou hodnoty hmotnostně specifické magnetické susceptibility (m^3kg^{-1}), které umožňují vzájemné kvantitativní srovnání této veličiny u jednotlivých vzorků. Vzhledem k relativně nízkým hodnotám u vyšetřovaných vzorků bylo měření prováděno postupnou metodou s korekcí na tepelný drift. Použitá unikátní aparatura pro měření při dvou frekvencích současně umožňuje charakterizovat velikost zrn ferimagnetických minerálů ve vzorcích, resp. identifikovat koncentraci velmi jemných superparamagnetických (SP) a stabilních jednodoménových (SD) zrn. Pro kvantifikaci koncentrace těchto velmi jemných ferimagnetik bylo použito koeficientu frekvenční závislosti magnetické susceptibility (k_{FD}), který je definován vztahem (Thompson, Oldfield 1989):

$$k_{FD} (\%) = \left(\frac{k_{LF} - k_{HF}}{k_{LF}} \right) \cdot 100$$

kde k_{LF} je hodnota susceptibility měřená při frekvenci 0,465 kHz a k_{HF} hodnota při frekvenci 4,65 kHz. Hodnoty $k_{FD} < 4-5 \%$ ukazují na dominantní přítomnost hrubších

multidoménoých (MD) zrn, naopak $k_{FD} > 8 \%$ indikuje převahu velmi jemných SP ferimagnetických zrn ve vzorcích.

3.3.3. Postupná magnetizace a demagnetizace magnetickým polem

Pro půdní vzorky odebrané z lokalit č. 1, 4 a 5 (travní porost, kleč, rašelina) byly provedeny standardní magnetické testy ověřující magnetickou stabilitu obsažených ferimagnetik. Vyšetřovány byly jednak magnetizační křivky, tj. závislost izotermální remanentní magnetizace (IRM) na velikosti aplikovaného stejnosměrného (DC) magnetického pole, jednak proces postupné demagnetizace saturované remanentní magnetizace (SIRM) v závislosti na střídavém (AC) magnetickém poli. Vzorky půd byly fixovány v plastických kontejnerech a měření byla provedena pomocí rotačního magnetometru Agico JR-5. Magnetické sycení bylo prováděno v elektromagnetu a demagnetizace v demagnetizátoru fy. Schonsted.

3.3.4. Závislost magnetické susceptibility na teplotě

Aby bylo možné detailněji popsat ferimagnetickou fázi přítomnou v půdních vzorcích, byla provedena měření závislosti magnetické susceptibility vzorků na teplotě (v rozsahu 0-700 °C). Ferimagnetické minerály, přítomné v půdách, jsou charakterizovány specifickou teplotou (tzv. Curieovou teplotou T_c), při které mizí jejich spontánní magnetizace a při vyšších teplotách se pak chovají jako paramagnetika. Účelem teplotních měření bylo stanovit hodnoty T_c pro dominantní ferimagnetika v jednotlivých půdních vzorcích a zjistit, zda u nich v průběhu zahřívání a ochlazování nedochází k významným fázovým transformacím s magnetickým projevem. Termomagnetické křivky byly měřeny pomocí aparatury Agico sestávající z citlivého můstku pro měření magnetické susceptibility KLY-3 a vysokoteplotní komory CS-2. Aparatura umožňuje prakticky kontinuální měření LF susceptibility v závislosti na teplotě.

3.3.5. Plošné mapování magnetické susceptibility

Mapování bylo prováděno in situ pomocí kruhové polní sondy Bartington MS2D. Ta umožňuje měřit i nízkopolní objemovou magnetickou susceptibilitu (SI jednotky); měřený povrch je cca 260 cm², hloubka dosahu měřicího magnetického pole je cca 9 cm a citlivost aparatury je 2×10^{-6} SI. Pro mapování byly vybírány lokality s trvalým travním porostem a měření byla prováděna standardní metodikou (Schibler et al. 2002): na každé lokalitě o rozměru cca 2 x 2 m bylo provedeno minimálně 10 měření a spočítán aritmetický průměr. Tento postup umožnil eliminovat náhodné podpovrchové nehomogenity. Uvnitř městských center byly pro měření vybrány větší travnaté plochy (např. parky, zahrady), přičemž měření byla prováděna vždy ve vzdálenosti větší než 10 m od silnic a cest pro vyloučení jejich bezprostředního vlivu. Pro lokalizaci měřících bodů byl použit systém GPS (Trimble, Garmin) a výsledné mapy povrchových susceptibilit byly zpracovány pomocí programu Surfer a ArcInfo. U mapování vybrané části cestní sítě v oblasti Modrého dolu byly měřeny body na cestách a v jejich okolí (opět vždy 10 měření a z nich spočítaná průměrná hodnota).

Jako pilotní lokalita pro magnetické mapování byla v roce 2000 vybrána zájmová oblast Labské louky. Z metodického hlediska byl zvolen přístup podrobnějšího měření na ploše o velikosti cca 200 x 1000 m s trvalým travním a lokálním řídkým klečovým porostem. Aby byl zachycen vliv potenciálních lokálních zdrojů kontaminace, bylo proměřeno několik profilů protínajících místní turistickou komunikaci. Pozice všech měřených bodů (v nepravidelném rozestupu) byla určována pomocí systému GPS a registrovány byly měřené hodnoty susceptibility spolu s polohou měřeného bodu .

3.4. Výsledky

3.4.1. Výsledky laboratorního vyšetřování půdních vzorků z lokality „Labská louka“

Laboratorní měření byla provedena na pracovišti GFÚ AV ČR pod vedením A. Kapičky.

3.4.1.1. Hloubkové půdní profily

Výsledky měření magnetické susceptibility v půdách podél hloubkových profilů jsou na obr. 3.1. a 3.2. Charakteristickým rysem všech hloubkových profilů je výrazné maximum magnetické susceptibility v hloubkách 4-6 cm pod půdním povrchem. To svědčí o zvýšené koncentraci ferimagnetických minerálů v těchto půdních horizontech. Na vyšetřovaných lokalitách s travním porostem (č. 1 a 2) jsou průběhy magnetické susceptibility prakticky totožné. Zatímco hodnoty pozadí jsou $2-3 \times 10^{-5}$ SI, v povrchové vrstvě dosahují susceptibility maximálních hodnot cca 25×10^{-5} SI. Tento průběh je zvláště markantní u rašelinné lokality (č. 5). V hloubkách pod 10 cm je zde magnetická susceptibilita prakticky konstantní a vzhledem k vysokému obsahu organické hmoty záporná, což je charakteristické pro diamagnetický materiál. Na základě měření hloubkových půdních profilů lze učinit závěr, že pozorovaná maxima v povrchové vrstvě nejsou v žádném případě ovlivněna magnetickými vlastnostmi podložních horninových vrstev. Velmi pravděpodobně jsou antropogenního původu - důsledkem akumulace pevného spadu. To platí beze zbytku pro rašelinnou lokalitu (č. 5), kde pedogenní procesy vedoucí ke vzniku dalších sekundárních ferimagnetik mají zanedbatelný vliv. V případě lokalit č. 1 a 2 (travní porost) však tyto pedogenní procesy mohou přispívat k hodnotám maximálních susceptibilit v povrchových půdních vrstvách. Odlišný hloubkový průběh magnetické susceptibility byl zjištěn u lokality č. 4 (kleč). Zde bylo rovněž zjištěno maximum v hloubce cca 4 cm, avšak pro hloubky větší než 10 cm je patrný systematický vzrůst magnetické susceptibility. To svědčí o významném litogenním vlivu na hodnoty susceptibility v půdních vrstvách. Horninového podloží však nebylo tímto půdním profilem dosaženo ani v hloubce 30 cm (limitované půdní sondou).

Výsledky „in situ“ měřených hloubkových profilů magnetické susceptibility v půdách ve východní části Krkonoš jsou na obr. 3.3. Obdobně jako u hloubkových profilů z Labské louky jsou lokální maxima hodnot magnetické susceptibility v intervalu hloubek 4-6 cm pod povrchem. To svědčí o zvýšené koncentraci ferimagnetických minerálů v této

části půdního profilu (A). V hlubších půdních horizontech (B a C) jsou hodnoty magnetických susceptibilit výrazně nižší a nebyl zjištěn ani jejich systematický vzrůst s hloubkou. Typické hodnoty získané pomocí stratigrafické sondy v těchto hlubších partiích jsou $10-15 \times 10^{-5}$ SI, zatímco v povrchových vrstvách dosahuje susceptibilita hodnot $40-60 \times 10^{-5}$ SI.

3.4.1.2. LF a HF magnetická susceptibilita (Labská louka)

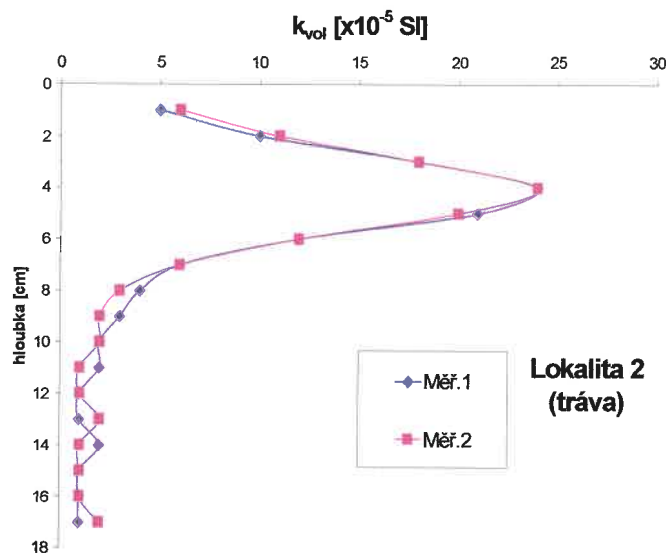
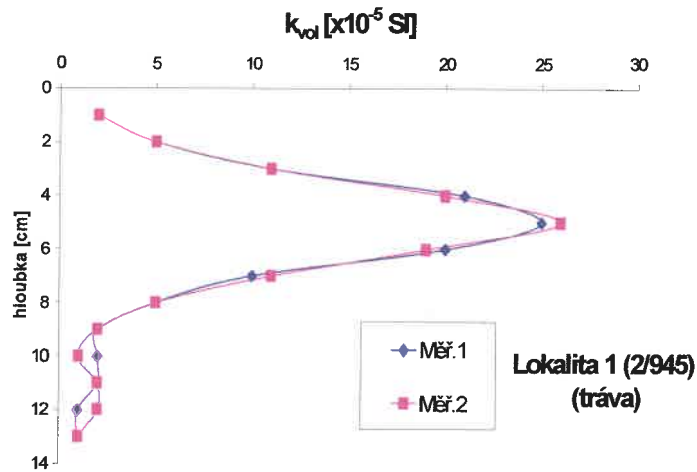
Změřené hodnoty susceptibilit i vypočítané koeficienty k_{FD} pro povrchové vrstvy půd z lokalit č. 1 až 5 na Labské louce jsou v tab. 3.2. Pouze u lokality č. 5 (rašelina) byly vzhledem k výrazné odlišnosti vyšetřovány dva vzorky, a to z hloubek 6 a 25 cm.

Tab.3.2. Hodnoty magnetické susceptibility při nízké a vysoké frekvenci měřícího magnetického pole - vzorky z Labské louky (T1 [2/945], T 2, T 3, K [2/972], R 1, R 2)

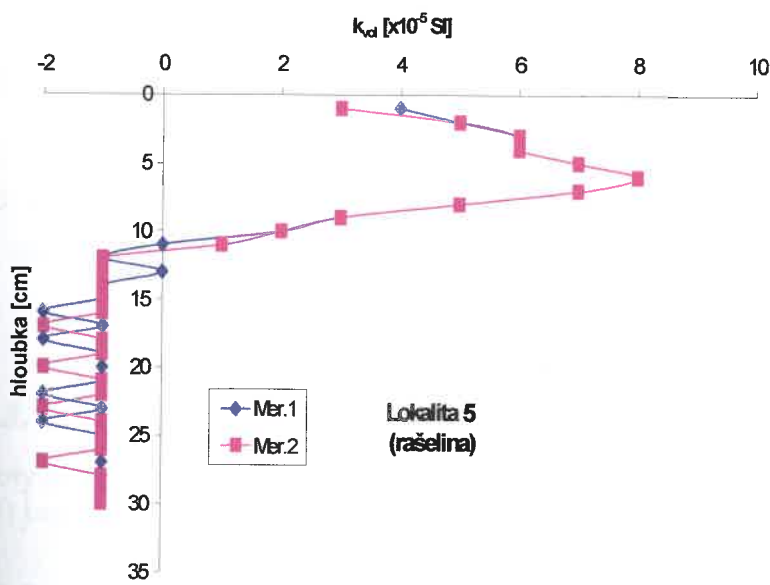
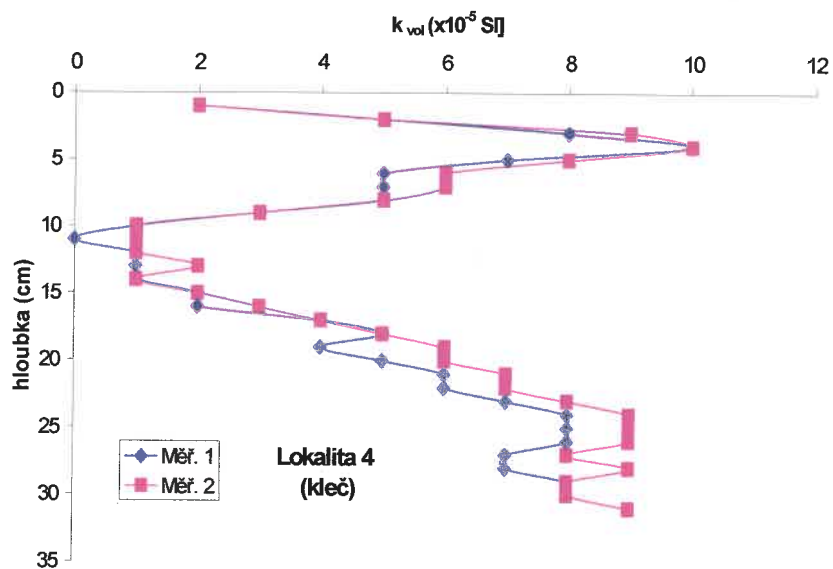
Lokalita	Vzorek	Hmotnost (g)	k_{LF} (10^{-5} SI)	k_{LF} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	k_{HF} (10^{-5} SI)	k_{HF} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	k_{FD} (%)
1	Tráva 1 [2/945]	3,391	4,25	12,80	4,01	12,05	5,8
2	Tráva 2	4,440	5,60	12,61	5,17	11,64	6,6
3	Tráva 3	3,741	2,17	5,80	2,03	5,43	6,3
4	Kleč [2/972]	5,773	13,73	23,80	13,10	22,70	4,6
5a	Rašel 1	3,450	-0,86	-2,50	-1,10	-3,20	---
5b	Rašel 2 (max)	4,057	19,73	48,60	19,10	47,10	3,1

Výsledky ukazují, že u vzorků odebraných z rašeliniště (č. 5) je koncentrace velmi jemných paramagnetik zanedbatelná. V rozhodující míře jsou zde přítomny MD částice, typické pro antropogenní feromagnetika. V menší míře totéž platí i pro vzorky odebrané z klečové lokality (č. 4). Vyšší hodnoty k_{FD} u půd s travním porostem naznačují, že v jejich případech nelze vyloučit poněkud zvýšenou koncentraci SP-SSD částic, které jsou

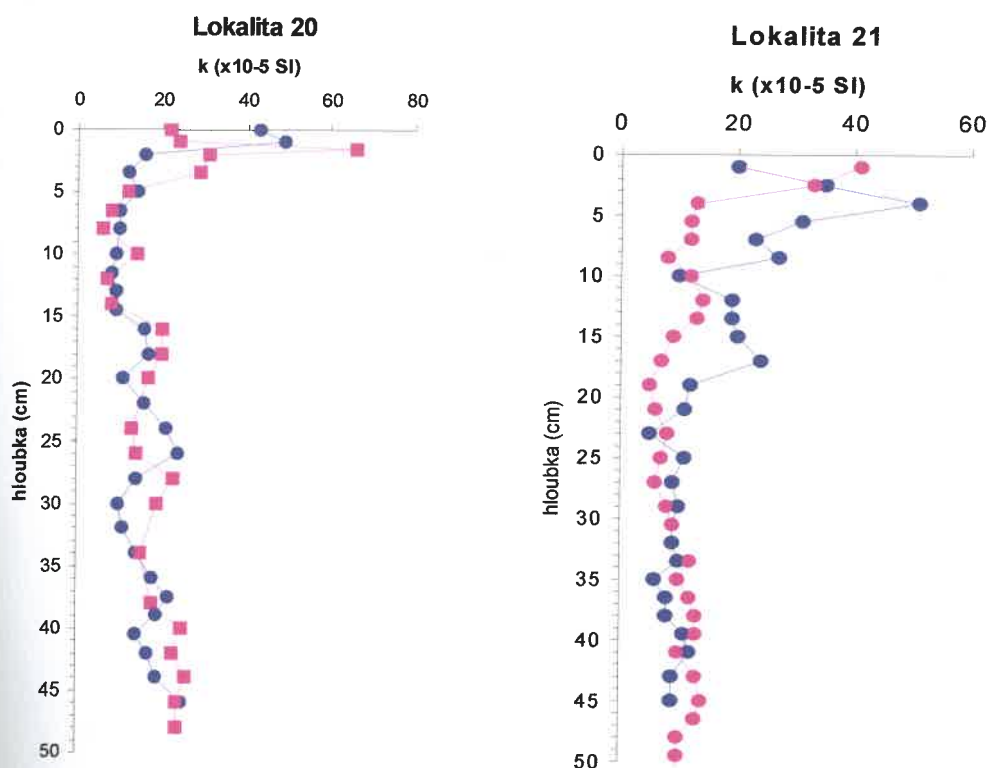
typické pro sekundární ferimagnetika, vzniklá v důsledku pedogenních procesů v půdních horizontech.



Obr.3.1. Labská louka - hloubkové profily magnetické susceptibility (k) v půdách.



Obr.3.2. Labská louka - hloubkové profily magnetické susceptibility (k) v půdách.



Obr.3.3. Východní Krkonoše - magnetická susceptibilita půd v lesních lokalitách v závislosti na hloubce: lokalita č. 20 (pod Liščí horou), lokalita č. 21 (Modrý Důl).

3.4.1.3. Postupná magnetizace a demagnetizace magnetickým polem

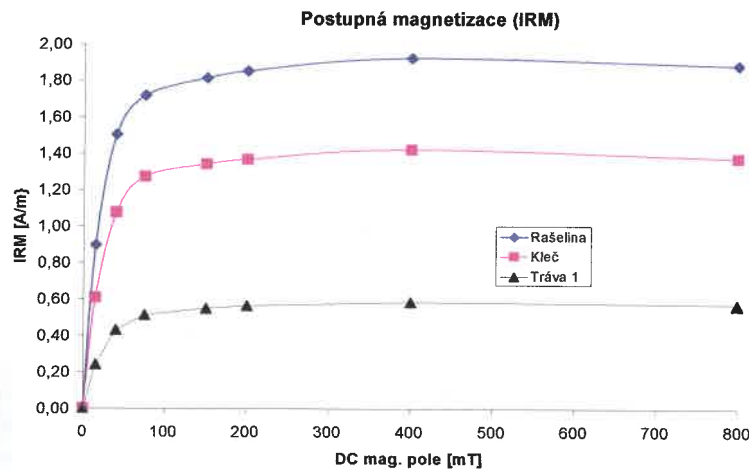
Hodnoty přirozené remanentní magnetizace (NRM) a nasycené remanentní magnetizace (SIRM) jsou v Tab.3.3.

Tab.3.3. Přirozená (NRM) a saturovaná isothermální (SIRM) remanentní magnetizace půdních vzorků z Labské louky

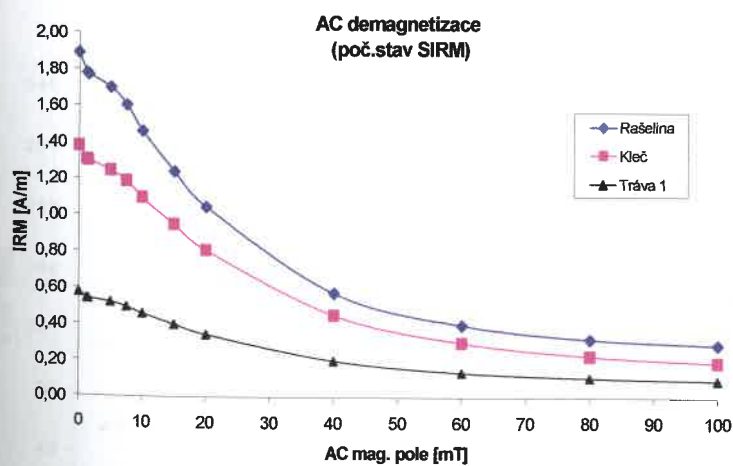
Lokalita	Vzorek	NRM (A/m)	SIRM (A/m)
1	Tráva 1 [2/945]	$4,74 \times 10^{-4}$	$5,73 \times 10^{-1}$
4	Kleč [2/972]	$4,76 \times 10^{-4}$	1,38
5b	Rašelina	$2,69 \times 10^{-4}$	1,89

Odtud vyplývá, že z hlediska magnetické stability jsou si vzorky odebrané ze všech lokalit velmi podobné. K magnetickému nasycení půdních vzorků dochází již při relativně

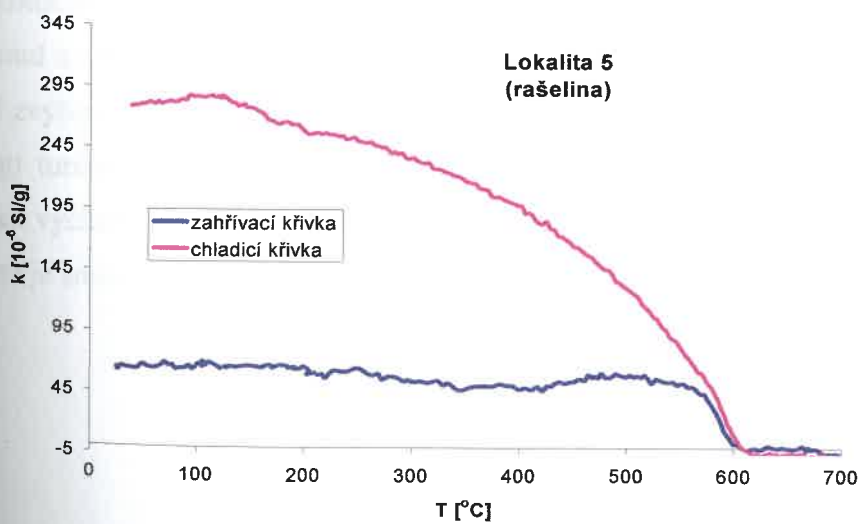
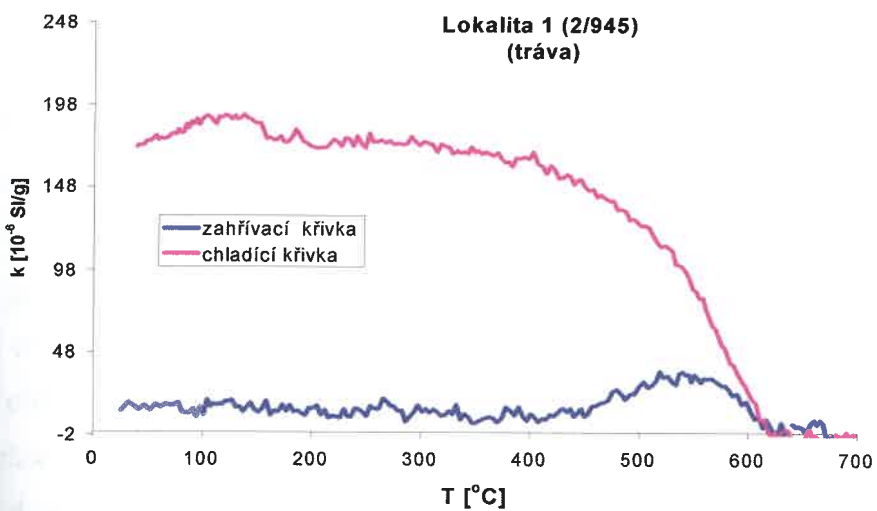
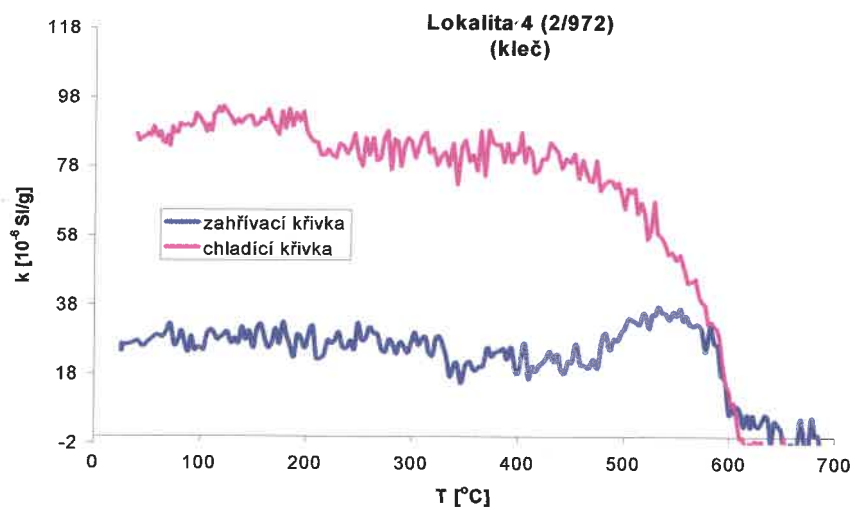
nízké hodnotě magnetického pole (< 200 mT), což svědčí o dominanci magneticky měkké fáze podobné multidoménovému magnetitu (obr.3.4.). Křivky střídavé demagnetizace SIRM indikují obdobně převahu nízkokoercitivní ferimagnetické fáze. Jediné rozdíly mezi jednotlivými lokalitami jsou ve velikosti SIRM (obr.3.5), což svědčí o odlišné koncentraci uvedené fáze.



Obr.3.4. Magnetizační křivky půdních vzorků ze tří lokalit na Labské louce.



Obr.3.5. Demagnetizační křivky (střídavé magnetické pole) půdních vzorků z lokalit na Labské louce.



Obr. 3.6. Termomagnetické křivky (teplotní závislost susceptibility) pro půdní vzorky ze tří lokalit.

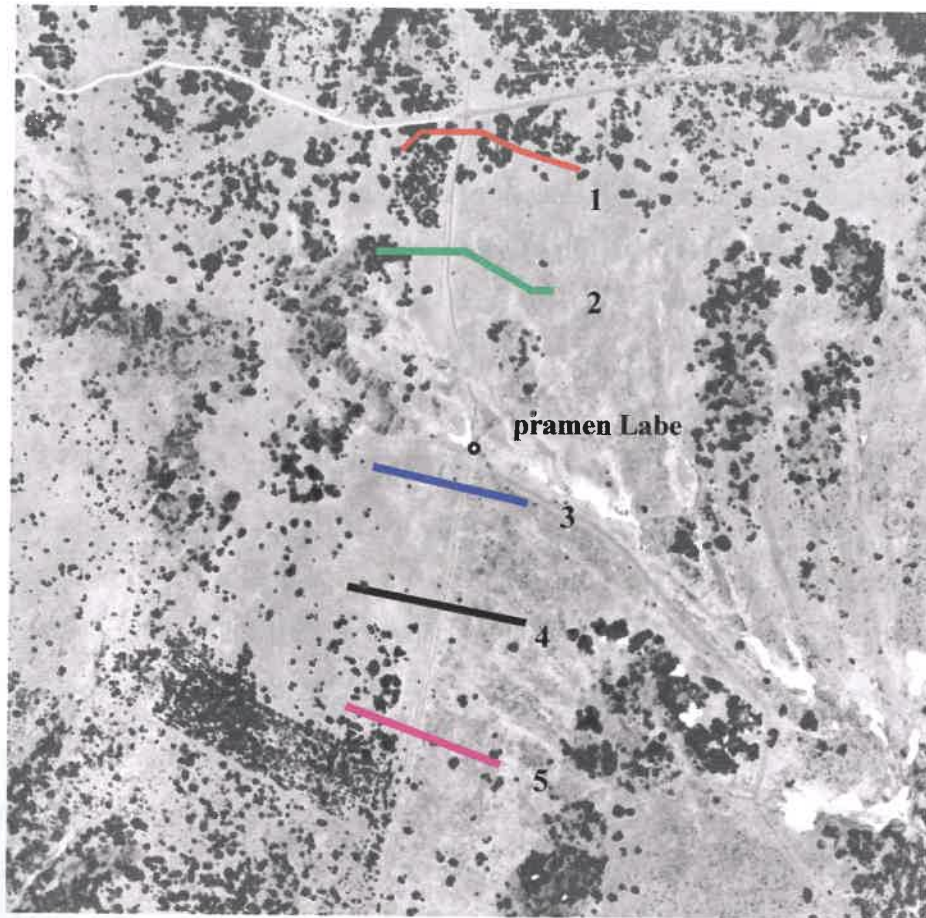
3.4.1.4. Závislost magnetické susceptibility na teplotě (Labská louka)

Získané termomagnetické křivky pro vzorky svrchního půdního horizontu z lokalit č. 1, 4 a 5 na Labské kouce jsou na obr. 3.6. Ve všech vyšetřovaných případech byl jako hlavní komponenta ferimagnetické fáze v půdách identifikován magnetit (Fe_3O_4) s $T_c \sim 580^\circ \text{C}$. U vzorku z lokality č. 1 je vzhledem k poněkud vyšší hodnotě T_c velmi pravděpodobná také přítomnost maghemitu. Lokální maxima susceptibility v okolí teploty 580°C mohou být interpretována buď jako Hopkinsonův pík, nebo, což je pravděpodobnější, jako neformace ferimagnetické fáze v půdách během zahřívání (Kapička et al. 2003).

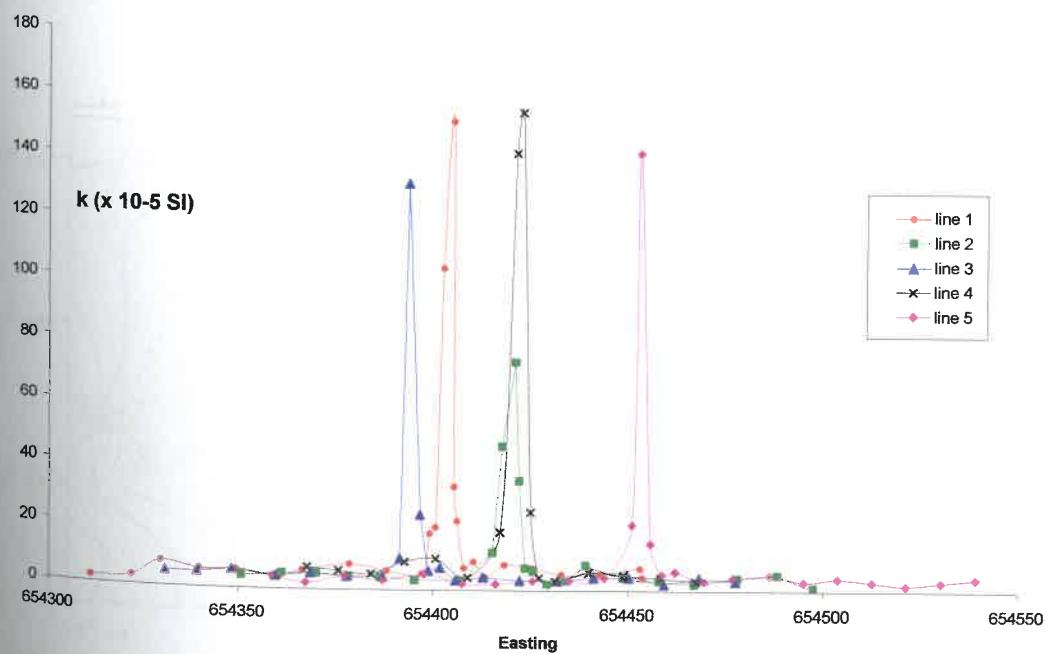
3.4.2. Plošné magnetické mapování povrchových půdních vrstev

Výsledky měření magnetické susceptibility půd na pilotní lokalitě v severozápadní části Labské louky ukazují, že její typické hodnoty ($2-6 \times 10^{-5} \text{ SI}$) jsou v dané lokalitě nízké, což svědčí o malé koncentraci antropogenních ferimagnetik v půdě. Umístění profilů je na obr.3.7. Systematicky výrazně zvýšené hodnoty susceptibility byly zjištěny v okolí cesty ($100-120 \times 10^{-5} \text{ SI}$). Vzhledem k zanedbatelnému automobilovému provozu v této oblasti je hlavní příčinou pravděpodobně rozptýl více magnetického materiálu konstrukce cesty do jejího okolí. Hranice vysoké kontaminace je však pouze několik metrů od okraje cesty. Změřené hodnoty susceptibilit jsou patrné z obr. 3.8.

Také další výsledky magnetického mapování v oblasti Labské louky a ve východní části krkonošské tundry ukázaly, že úroveň kontaminace svrchní části půd je zde konstantní a relativně nízká (magnetická susceptibilita cca $5-15 \times 10^{-5} \text{ SI}$). Naproti tomu lokální zvýšení hodnot magnetické susceptibility svrchní části půd a její větší variabilitu vykazují turistická centra uvnitř KRNAP. V této práci je uvedena situace vybraných středisek východních Krkonoš (Svoboda nad Úpou, Velká Úpa, Pec pod Sněžkou), avšak obdobná je situace i v západních Krkonoších.



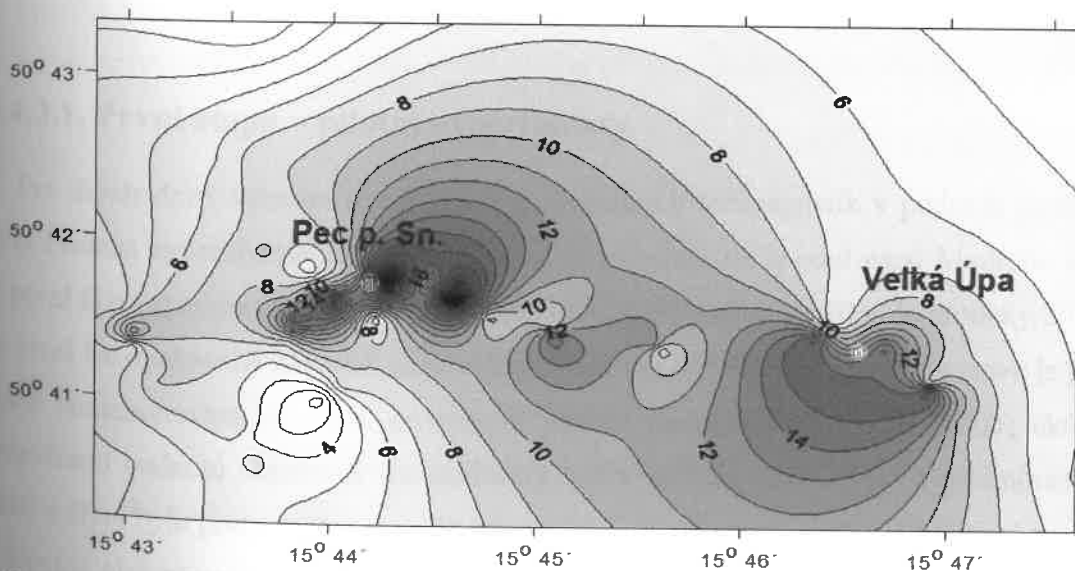
Obr. 3.7. Schematické rozmístění profilů měřené magnetické susceptibility svrchní vrstvy půd na lokalitě Labská louka. Barvy linií odpovídají barvám na grafu z obr. 3.8.



Obr. 3.8. Labská louka - magnetická susceptibilita na profilech přetínajících turistickou cestu.

Měřená část oblasti východokrkonoských center zahrnovala okolí Svobody nad Úpou a území mezi Pecí p. Sněžkou a Velkou Úpou, přičemž okolí Pece bylo mapováno podrobněji. Povrchová susceptibilita půd v celé zájmové oblasti má relativně velkou variabilitu, jsou zde však patrné určité zákonitosti. Nejvyšších hodnot dosahuje uvnitř hlavních center, současně však hodnoty susceptibility poměrně rychle klesají v jejich okolí, zvláště v místech s vyšší nadmořskou výškou. V absolutních hodnotách jsou susceptibility nejvyšší v okolí Svobody n.Úpou ($k=40-60 \times 10^{-5}$ SI), v centru Pece pod Sněžkou jsou maximální hodnoty pouze v rozmezí $10-20 \times 10^{-5}$ SI. Naproti tomu systematicky velmi nízké hodnoty půdní susceptibility byly zjištěny už v blízkém okolí Pece p. Sněžkou ($k=2-6 \times 10^{-5}$ SI) s výjimkou směru na Velkou Úpu. Nízká susceptibilita zde byla naměřena jak v lokalitách s vyšší nadmořskou výškou, tak i v údolních partiích (např. směr Modrý důl, Obří důl). Výsledky magnetického mapování v širším okolí Pece pod Sněžkou jsou uvedeny na obr. 3.9.

Lze tedy konstatovat, že v oblasti krkonoské tundry je úroveň znečištění antropogenními ferimagnetiky zanedbatelná (nízké hodnoty magnetické susceptibility v rozmezí jednotek $\times 10^{-5}$ SI). Jedinými místy se zvýšenou úrovní znečištění, někdy až o dva řády, jsou cesty a jejich těsné okolí. Příčinou je patrně materiál použitý v konstrukci komunikací. Stupeň znečištění přitom závisí na typu komunikace, asfaltové cesty v I. a II. zóně mají obecně vyšší hodnoty magnetické susceptibility než turistické stezky, které jsou budované jiným způsobem a i jejich materiál více zapadá do místních poměrů.



Obr. 3.9. Výsledky plošného magnetického mapování mezi Pecí pod Sněžkou a Velkou Úpou.

3.4.3. Dynamika pohybu antropogenních ferimagnetik (pokusná plocha v Modrém dole)

Jedním z faktorů, který může ovlivňovat intenzitu magnetického signálu v povrchových půdních vrstvách je magnetická stabilita antropogenních ferimagnetik v reálných půdních podmínkách a jejich dynamika v půdním profilu. Přesto, že některé experimenty ukázaly (např. Kapička et al 2000, 2001, 2003) na zanedbatelný vliv půdních podmínek na makroskopické magnetické parametry antropogenních ferimagnetik, jejich dynamika v půdním profilu v reálném prostředí nebyla zatím systematicky sledována. Na jedné z ploch s monitorovaným vodním režimem byl proto založen pilotní experiment, jehož cílem bylo získat data, která by ukázala chování kontaminované půdy v konkrétních přírodních podmínkách.

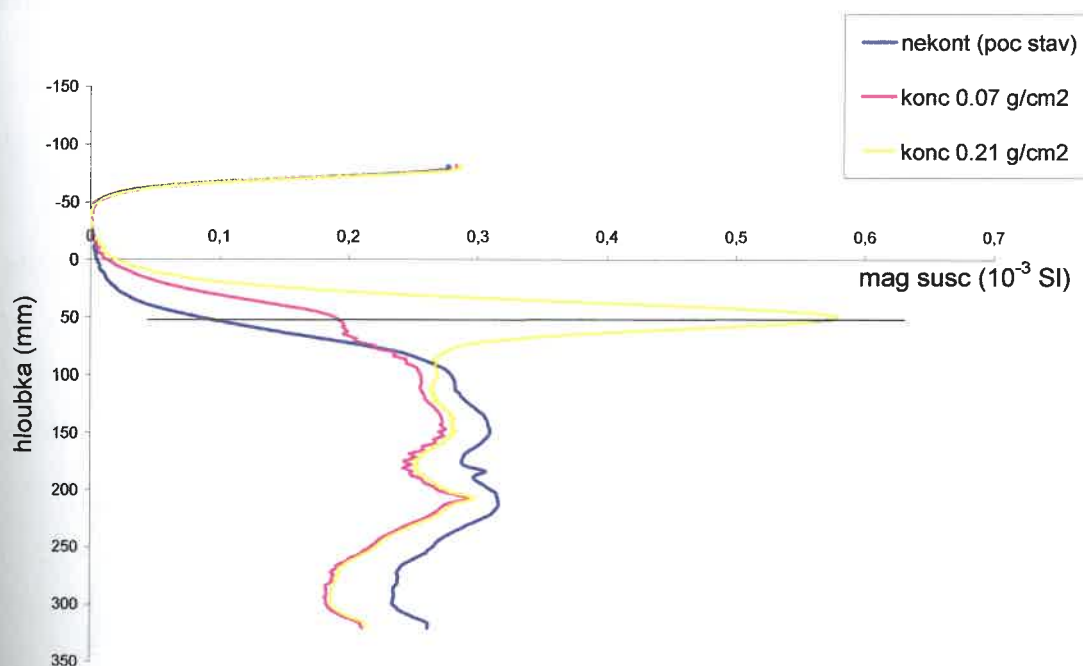
Pro detailní měření hloubkových průběhů magnetické susceptibility půd byl vyvinut a vyzkoušen nový kappametr Magprox SM 400 (ZH Instruments, Brno). Pomocí speciální půdní sondy je v měřené půdní lokalitě připraven válcovitý otvor o průměru 4 cm, do něhož je zasunuta měřicí část SM 400 (plastiková trubka se snímacími cívkami). Kappametr umožňuje kontinuální měření nízkopolní magnetické susceptibility do hloubky 40 cm. Jeho citlivost je 10^{-6} SI (obj. susc.). Automaticky se pohybující snímací cívka měří 6 bodů na každý mm hloubky (Petrovský et al. 2004). Pro opakovaná měření na téže lokalitě je v hloubkovém půdním profilu fixována kalibrovaná plastiková trubka. Všechna měřená data jsou pomocí programu zpracována v reálném čase na připojeném PC.

3.4.3.1. První etapa – pilotní experimenty

Pro dlouhodobý výzkum dynamiky antropogenních ferimagnetik v půdních profilech byla zvolena experimentální plocha s travním porostem ve spodní části Modrého dolu. V první fázi experimentu byla nainstalována plastiková trubka sahající do hloubky 50 cm, ve které lze opakovaně provádět měření kappametrem SM 400. V původním stavu je půda slabě kontaminována imisemi, povrchová měření (sondou Bartington MS2D) ukázala průměrnou hodnotu objemové susceptibility $9,2 \times 10^{-5}$ SI. Jako výchozí podmínka pro další měření byla proto zvolena umělá kontaminace okolí sondy imisemi (úletový popílek z tepelné elektrárny v Poříčí u Trutnova). Pomocí kappametru SM 400 byl opakovaně proměřen hloubkový profil magnetické susceptibility pro následující varianty:

a) nekontaminovaná půda, b) povrchová kontaminace s koncentrací 0,07 g/cm², c) povrchová kontaminace 0,21 g/cm². Výsledky těchto měření jsou na obr. 3.10.

Použitý úletový popílek z tepelné elektrárny v Poříčí, která spaluje hnědé uhlí, byl získán odběrem z nejsvrchnějšího separátoru. Jeho magnetické parametry byly zjištěny v laboratoři. Hodnota hmotnostně specifické magnetické susceptibility je značně vysoká ($k_{LF} = 103 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$), což svědčí o relativně velkém podílu ferimagnetik. Termomagnetická křivka ukázala dominantní přítomnost magnetitu, emise přitom obsahují určitý podíl SP částic ($k_{FD} = 6,1 \%$). Popílek obsahuje 9,1 objemových % magnetitu (maghemitu) a zrnitost je shodný s reálně emitovanými popílky s 90% částic pod 40 μm .



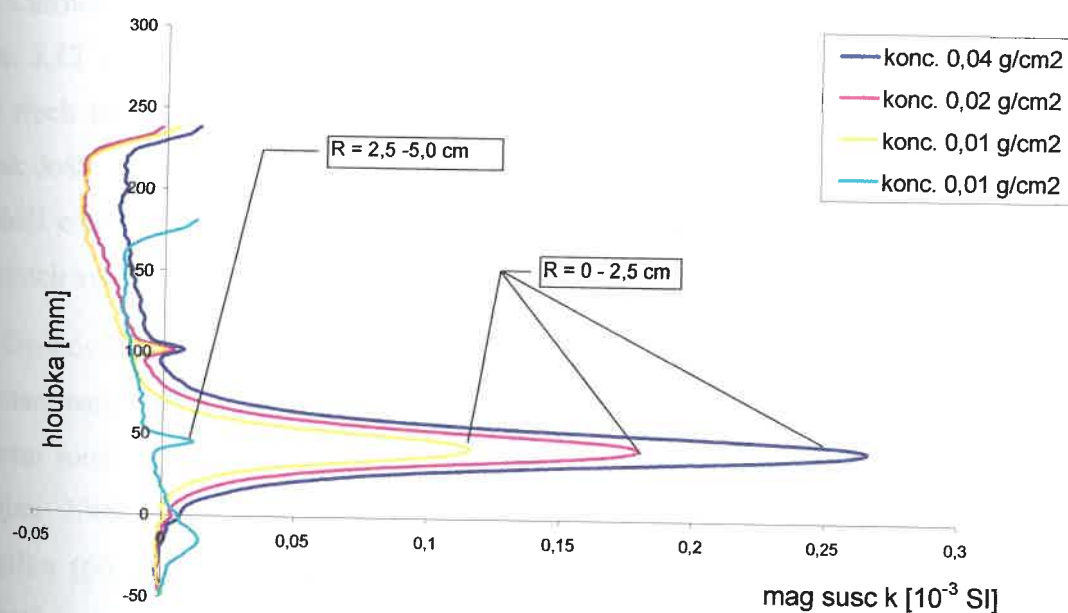
Obr. 3.10. Pilotní půdní profil magnetické susceptibility pro lokalitu kontaminovanou úletovými popílky různé koncentrace. (Výzkumná plocha v Modrém dole).

Stanovení limitních koncentrací antropogenních ferimagnetik (v závislosti na jejich plošném rozložení v okolí sondy) pro spolehlivou registraci kappametrem SM 400 bylo testováno v laboratoři (měření A. Kapička, GFÚ AV ČR). V mezikružích 0 - 2,5 cm a 2,5 - 5 cm od povrchu sondy byly proměřovány postupně koncentrace úletového popílku 0,01 - 0,04 g/cm².

Z výsledků experimentů, které jsou na obr.3.11, plynou především dva závěry:

1. spolehlivá registrace pro všechny použité koncentrace je pouze v prvním mezikruží (0 - 2,5 cm),
2. v druhém případě (2,5 - 5 cm od povrchu sondy) je nezbytné uvažovat mnohem vyšší koncentrace imisí (úletových popílků) v půdách.

Na rozdíl od laboratorních experimentů, kde hodnoty pozadí magnetické susceptibility jsou charakterizovány převážně diamagnetickými materiály, má pozadí v reálných půdních podmínkách (magnetická susceptibilita půdy) hodnoty kladné (viz obr.3.11., kde $k \sim 0,3 \times 10^{-3}$ SI). Pro studium časové dynamiky polutantů v reálných půdních profilech je proto třeba použít vyšších počátečních koncentrací úletových popílků, tak jak byly zvoleny v pilotním testu na výzkumné ploše.



Obr.3.11. Kalibrace Kappometru SM 400 pro různé koncentrace atmosférického spadu.

3.4.3.2. Druhá etapa – měření časové řady

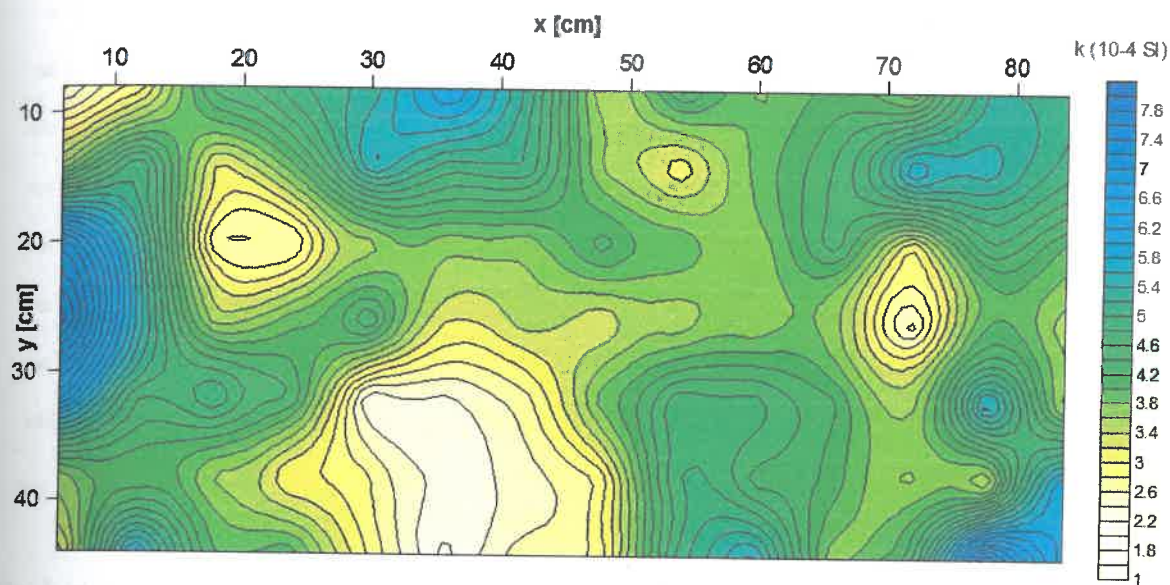
Ve druhé etapě experimentu (v červnu 2004) byl (analyzovaný) popílek rovnoměrně rozsypan na ploše 1 x 1 m s průměrnou koncentrací 0,04g/cm². Výsledky mapování počátečního stavu povrchové půdní susceptibility, provedené přenosným kappametrem SM 30 (ZH Instruments), jsou na obr. 3.12. Pro sledování časových změn a dynamiky antropogenních ferimagnetik (úletového popílku) byly zvoleny dva odlišné přístupy. V prvním případě byly na kontaminované ploše stabilně instalovány dvě plastické trubky (průměr 4 cm) sahající do hloubky cca 50 cm, ve kterých bylo měření prováděno opakovaně. Aby bylo možné vyloučit vliv vnějšího povrchu trubky na rychlost transportu popílku do hlubších půdních vrstev, byla při opakovaných měřeních v průběhu roku pokaždé do kontaminované plochy zaražena nová trubka, ve které byl jednou změřen půdní profil. Kromě toho byla opakovaně proměřována i sonda mimo kontaminovanou plochu (kontrolní měření). Během roku 2004 byly provedeny tři série měření s periodou cca 3 měsíce.

Časovou změnu plošného rozložení hodnot povrchové půdní susceptibility dokládají obr. 3.12. (měření 10.6.2004) a obr. 3.13. (měření 22.9.2004). Jak je zřejmé, odpovídají po třech měsících izolacie susceptibility v hrubých rysech počátečnímu stavu, celkově však došlo vlivem povětrnostních vlivů k podstatnému snížení intenzity kontaminace, což svědčí o určitém transportu popílku jednak mimo znečištěné pole, a snad i do hlubších půdních vrstev.

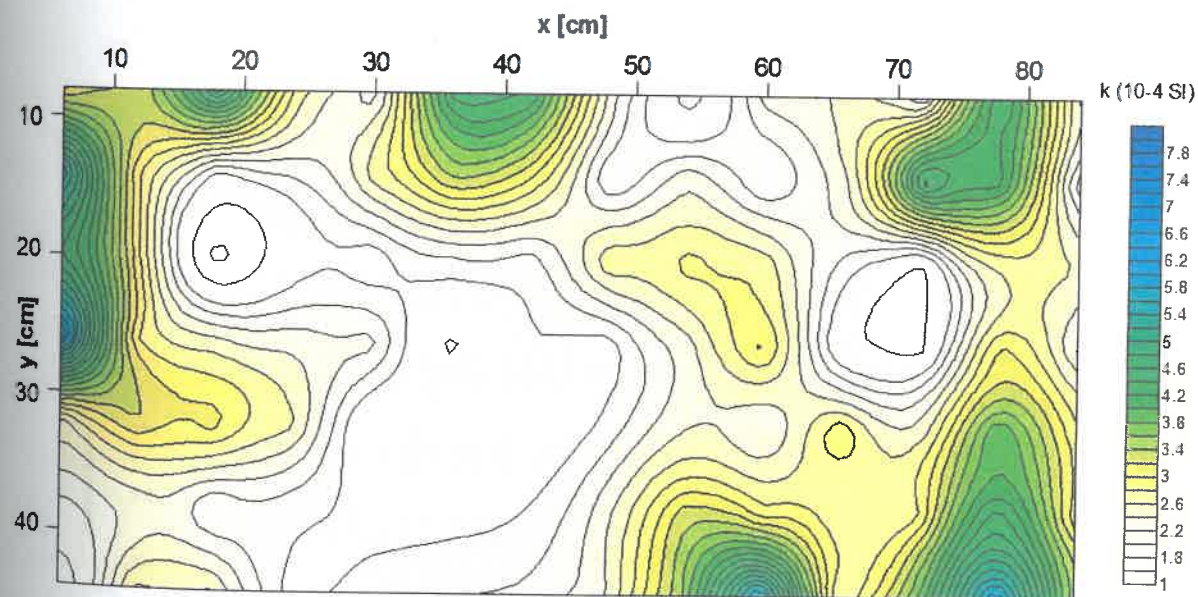
Opakovaná měření v hloubkových sondách na ploše poskytla informace o pohybu kontaminantů od povrchu do hlubších partií půdy. Na obr. 3.14 jsou výsledky měření pilotní sondy v průběhu let 2003 – 2004 (15.10.2003, 9.6.2004, 20.7.2004, 22.9.2004) a v říjnu 2006. Ostrý pík magnetické susceptibility reprezentuje zvýšenou koncentraci popílku (při počátečním měření na povrchu). Analogické výsledky byly získány i na ostatních permanentních sondách (sonda T1 na obr. 3.15). Je patrné, že s časem dochází sice k mírnému, ale systematickému pohybu kontaminantů směrem do hloubky. Za celou dobu sledování (cca 3 roky) se jedná o maximálně 1 cm.

Překvapivější jsou změny v intenzitě magnetické susceptibility, které jsou nerovnoměrné. Během prvních šesti měsíců došlo k postupnému nárůstu maximální susceptibility z hodnoty $5,8 \times 10^{-4}$ SI na hodnotu $8,4 \times 10^{-4}$ SI, v následujících dvou měsících pak k finálnímu poklesu na hodnotu blížíci se počáteční. Podobný efekt však

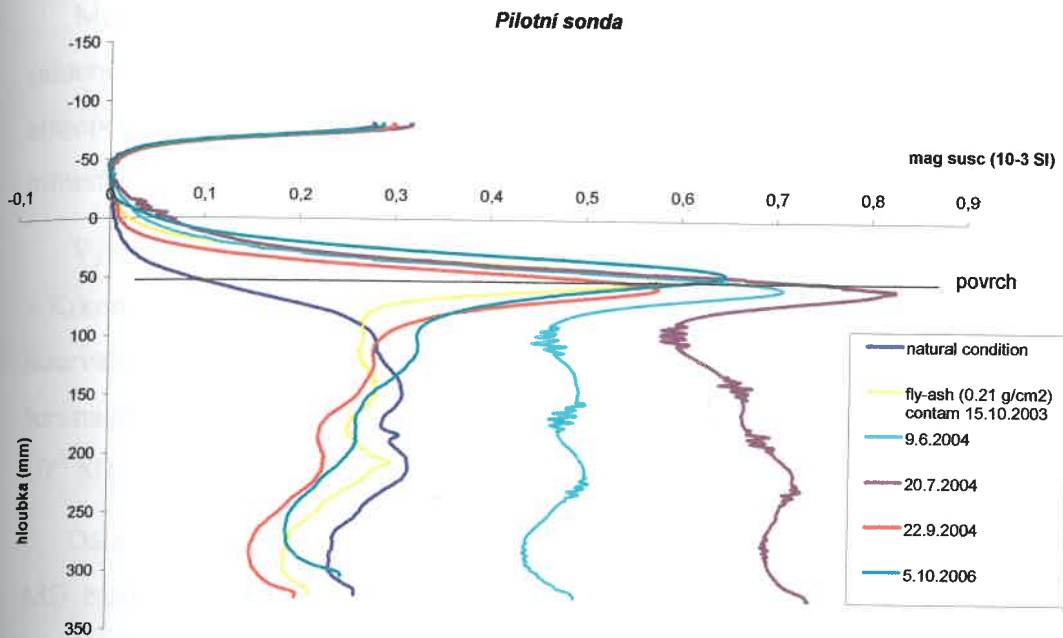
nebyl pozorován v referenční sondě R (mimo kontaminovanou plochu). Lze se proto oprávněně domnívat, že dynamika pohybu antropogenních kontaminantů nezahrnuje pouze vertikální složku, ale ve značné míře se uplatňuje i horizontální složka pohybu, především vlivem stékajících vodních srážek. Tomu nasvědčuje i fakt, že testovací plocha je umístěna na mírném svahu.



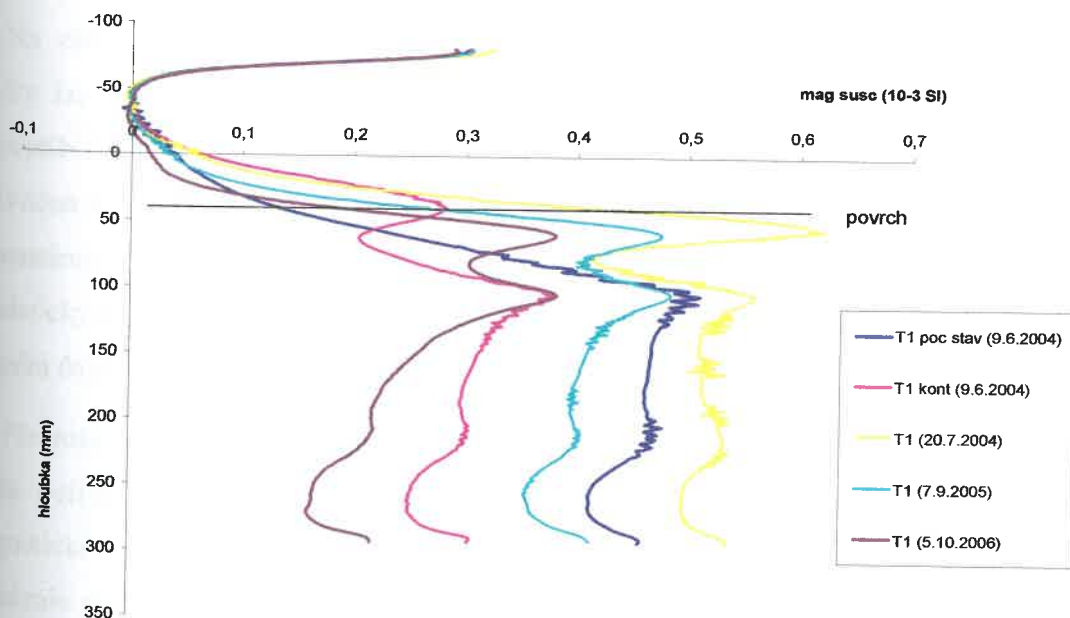
Obr.3.12. Plošné rozložení kontaminace horní poloviny testovací plochy v Modrém dole (10. 6. 2004).



Obr.3.13. Plošné rozložení kontaminace horní poloviny testovací plochy v Modrém dole (22.9. 2004).



Obr. 3.14. Dynamika magnetické susceptibility v hloubkovém profilu pilotní sondy (testovací plocha v Modrém dole)..



Obr. 3.15. Dynamika magnetické susceptibility v hloubkovém profilu sondy T1 (testovací plocha v Modrém dole).

3.5. Diskuze výsledků

Metoda mapování magnetické susceptibility využívá vlastností ferimagnetických minerálů přítomných v průmyslovém spadu. Pokud je zkoumané území zasaženo antropogenním znečištěním, které je provázáno výskytem těchto ferimagnetických minerálů v imisích, potom lze toto znečištění zaznamenat.

Výsledky laboratorních prací i proměření půdních profilů prokázaly, že půdy v Krkonoších mají lokální maxima hodnot magnetické susceptibility v hloubkovém intervalu 4 – 6 cm ($40\text{--}60 \times 10^{-5}$ SI) pod povrchem zapříčiněné zvýšeným obsahem ferimagnetických minerálů. Hluběji jsou obsahy ferimagnetických látek nižší ($10\text{--}15 \times 10^{-5}$ SI).

Dále se prokázalo, že jsou v půdách ve svrchní části rozhodující měrou zastoupeny MD částice, typické pro antropogenní ferimagnetika. Podle zvýšených hodnot k_{FD} pro vzorky odebrané na ploše s travním porostem na Labské louce (nejedná se o lokalitu totožnou s lokalitami, kde probíhá monitoring vlhkosti půd) se dá očekávat mírně zvýšená koncentrace SP-SSD částic vzniklých pedogenními procesy.

Výsledky získané postupnou magnetizací a demagnetizací půdních vzorků naznačují přítomnost fáze podobné multidoménovému magnetitu. To potvrzuje i výsledek termomagnetického vyšetřování, podle kterého byl přítomen magnetit.

Na základě výsledků měření provedených v západní i východní části krkonošské tundry lze konstatovat, že studované území nevykazuje zvýšené hodnoty magnetické susceptibility ve svrchních částech půdy. To znamená, že tato oblast není v současnosti ovlivněna antropogenním znečištěním, souvisejícím se spalovacími procesy (elektrárny, cementárny, automobilový provoz, apod.). Lokální více znečištěná místa jsou totožná s turistickými centry a leží tedy mimo oblast krkonošské tundry, což platí pro východní i západní část Krkonoš.

Přestože území krkonošské tundry jako celek není znečištěním zasaženo, existují zde místa ovlivněná lidskou činností. Jedná se o cestní síť, která je z hlediska hodnot magnetické susceptibility vysoce kontrastní proti okolnímu prostředí. Tuto skutečnost prokázalo mapování tohoto „znečištění“ v rámci malé části sítě cest v okolí pramene Labe (západní Krkonoše, pilotní měření v roce 2000). Detailnější mapování cestní sítě z pohledu hodnot magnetické susceptibility bylo provedeno v letech 2005 a 2006, a to

v oblasti Modrého dolu - od Pece pod Sněžkou až po nejvyšší partie Modrého dolu (východní Krkonoše).

Výsledky těchto měření prokázaly, že na konstrukci, případně i opravu, komunikací byl mnohdy použit materiál, který je z pohledu sledování „magnetického znečištění“ nevhodný. Poměrně zajímavá je situace u lokálních cest, které jsou často stavěny z místního materiálu, resp. s využitím materiálu, který je ze sledovaného hlediska mnohem vhodnější. Na příkladech cestní sítě mezi Výrovkou a Kapličkou a cesty vedoucí napříč Modrým dolem je vidět, že tyto komunikace místy zcela splývají s okolím. To znamená, že hodnoty magnetické susceptibility povrchového materiálu těchto cest jsou téměř stejně nízké jako u jejich neznečištěného okolí. Ve spodní části Modrého dolu a na cestě do Pece pod Sněžkou jsou však již vlivy lidské činnosti patrné. Místy se tu objevují extrémní hodnoty magnetické susceptibility, podmíněné zřejmě přítomností cizorodého materiálu, který je zabudován do tělesa cest, případně se vyskytuje v jejich těsném okolí.

Výsledky experimentu zaměřeného na dynamiku pohybu ferimagnetických částic přítomných v průmyslovém popílku, kterým byla uměle znečištěna malá plocha na ploše MD3 v Modrém dole jsou částečně znehodnoceny poškozením plochy v souvislosti s pastvou ovcí a vandalismem (včetně odcizení automatické stanice určené ke sledování vlhkosti půd a srážek). Došlo tak k poškození některých sond, které tak nebylo možné dále použít. I tak se podařilo proměřit alespoň testovací sondu T1 a sondu pilotní. U pilotní sondy však došlo k posunu plastické trubky směrem do hloubky a poslední měření je obtížně hloubkově čitelné. Přesto však lze konstatovat velmi pomalý pohyb kontaminantů směrem do hloubky. Výraznější jsou změny koncentrace znečištění v horizontálním směru způsobené silnými dešti. Během tří měsíců tak došlo k poklesu intenzity magnetické susceptibility, což nasvědčuje tomu, že je třeba více počítat s pohyby horizontálními (po povrchu), než jen s pohybem antropogenních ferimagnetik do hloubky. I přes poškození experimentální plochy bude užitečné v měřeních pokračovat.

Získané výsledky v oblasti krkonošské tundry budou i nadále doplňovány a poslouží jako základ budoucího monitoringu antropogenního znečištění.

4. Charakteristika vlhkosti půd ve vztahu k vegetačnímu pokryvu

4.1. Možnosti stanovení vlhkosti v půdách

Ke stanovení vlhkosti půd existuje několik různých metod. Jde jednak o metody laboratorní a jednak o metody měření „in situ“. Dále lze metody stanovení vlhkosti půd dělit na destruktivní (odebírání se vzorek půdy) a nedestruktivní (bez odběru vzorku) nebo podle charakteru měření na přímé (měří přímo vlhkost) a nepřímé (měří jinou veličinu a tu převádí na vlhkost).

Za jednu z nejpřesnějších metod je považována metoda gravimetrická. Je to metoda, která je založena na vážení vlhkého a vysušeného půdního vzorku. Z rozdílu hmotností se vypočítá hmotnostní vlhkost půdy. Pomocí této metody se kalibrují metody nepřímé.

Mezi nepřímé metody měření půdní vlhkosti patří metody radiometrické a elektrické. Radiometrické metody jsou zastoupeny metodou gamaskopickou, která je založena na absorpci a rozptylu γ - záření při průchodu hmotou (Comptonův jev). Pokud je objemová hmotnost zkoumaného prostředí konstantní, pak oba efekty závisí pouze na obsahu vody (vlhkosti). Uplatňuje se při laboratorním měření. Touto metodou lze v laboratoři velmi přesně stanovit rozdělení vlhkosti v jednotlivých vrstvách vzorku. Metodou, která se využívá v terénu, je neutronová metoda. Vychází z principu interakce rychlých neutronů emitovaných ze zdroje s jádry elementů vlhké zeminy. Nejúčinnější při zpomalování elektronů jsou jádra vodíku. Metoda využívá měření koncentrace tepelných neutronů a na základě této koncentrace stanovuje vlhkost půdy. Vyhodnocování naměřených dat se provádí pomocí kalibračních čar. Naměřená hodnota reprezentuje průměrnou vlhkost proměřované půdní zóny.

Elektrické metody zahrnují jak metody laboratorní, tak terénní. Jednu skupinu tvoří metoda odporová. Vodivost půdy je přirozeně závislá na její vlhkosti. Čím vyšší je vlhkost, tím vyšší je i vodivost. Pro měření se používají buď přístroje se slabým stejnosměrným proudem, nebo můstky na střídavý proud. Metoda je poměrně rozšířená díky své jednoduchosti, má však značné nevýhody. Je především velmi citlivá na koncentraci látek rozpuštěných v půdních roztocích a na změnu teploty.

Další skupinou elektrických metod jsou metody dielektrické, mezi něž patří i metoda TDR. Využívají funkční závislosti relativní elektrické permitivity na vlhkosti. Půda, která se skládá z pevné, kapalně a plynné fáze, má velmi rozdílnou elektrickou permitivitu právě v závislosti na obsahu vody v půdě. Důvodem je to, že elektrická permitivita pevné složky se obvykle pohybuje v rozmezí 2–10, půdní vzduch má elektrickou permitivitu rovnou přibližně 1, zatímco voda má hodnotu $\epsilon_r = 81$ (při teplotě 18°C). Čím větší je tedy podíl vody v půdě, tím větší je i průměrná permitivita půdy jako celku. Na základě experimentálně stanovené funkční závislosti lze určit objemovou vlhkost půdy. Mezi dielektrické metody patří měření pomocí dielektrického měřiče vlhkosti, metoda TDT (Time Domain Transmissiometry) a metoda TDR (Time Domain Reflectometry). Ke stanovení půdní vlhkosti je možné využít i georadar (GPR).

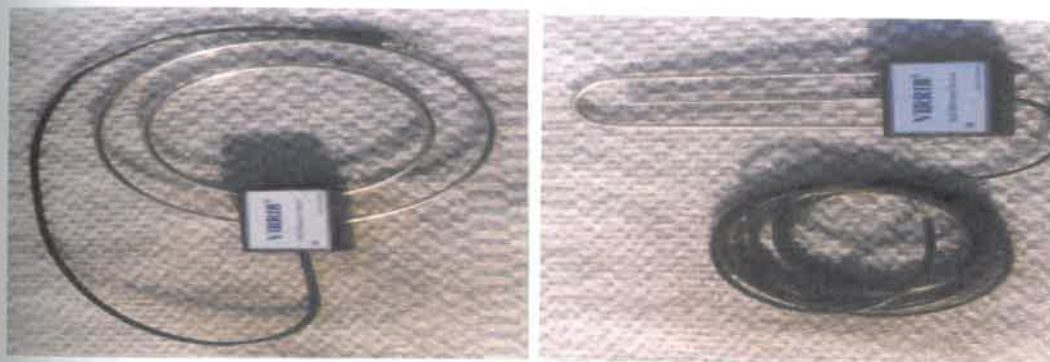
Všechny výše zmíněné metody mají své výhody a nevýhody. Konkrétní použití jednotlivých metod je mnohdy ovlivněno například i jejich dostupností a pořizovací cenou. Přístroje s nízkou pořizovací cenou mohou mít často nižší přesnost při stanovování půdní vlhkosti. Jiné metody (např. TDR) vyžadují naopak vysoké pořizovací náklady, ale jejich předností je vysoká přesnost a menší citlivost na rušivé vlivy některých fyzikálních parametrů prostředí.

4.2. Tenzometry

K měření vlhkostního potenciálu se využívá tenzometrů. Základní součástí tenzometru je porézní porcelánová nádobka, která umožňuje hydraulické spojení mezi půdní vodou a připojeným manometrem pro měření sacího tlaku. Přístroje tohoto typu se používají především k určování dynamiky pohybu vody v nenasycené zóně, protože přímý přepočítání sacích tlaků na objemovou vlhkost je vzhledem k hysterezi retenční křivky značně problematické. Přesto však mají tenzometry nezastupitelnou funkci právě při studiu dynamiky vody v nenasycené zóně.

4.3. Metoda TDT (Time Domain Transmissiometry)

Princip metody TDT je podobný jako u metody TDR (viz podrobně níže). Snímací kovové sondy však nejsou zakončeny volným koncem. Při měření přechází signál z jedné části vodiče do půdního prostředí, tam je zpomalen a poté zachycen druhou částí vodiče a digitalizován. Mezi tato zařízení patří i sondy typu VIRRIB, které se vyrábějí ve dvou tvarových modifikacích, a to jednak kruhové s průměrem 28 cm, jednak úzké o délce 20 cm a šířce 6 cm (obr. 4.1). Měřený objem půdního substrátu dosahuje u kruhové varianty přibližně 15 - 20 l. Měřené hodnoty jsou v rozpětí 5-50 % objemové vlhkosti půd prakticky nezávislé na typu půdy a jejím chemickém složení.



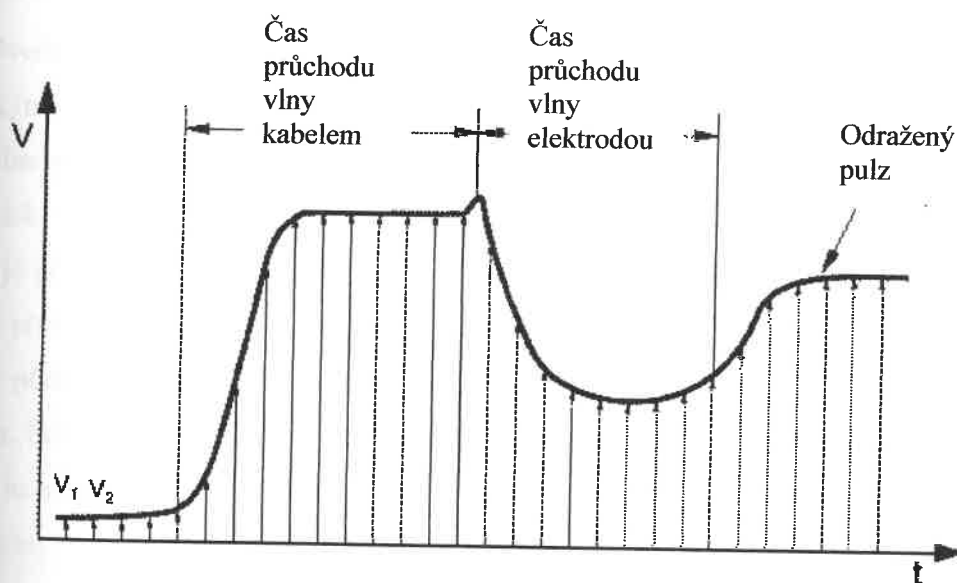
obr. 4.1 Dva typy vlhkostních čidel VIRRIB. Výrobce AMET, Velké Bílovice (zdroj – návod na použití)

4.4. Metoda TDR (Time Domain Reflectometry)

Metoda byla původně vyvinuta k detekci a lokalizaci poruch kabelů, ale od 70. let 20. století se často používá i ke stanovení půdní vlhkosti „in situ“. Technika TDR (Time Domain Reflectometry) je založena na principu šíření elektromagnetického vlnění prostředím, kdy pro rychlost šíření platí:

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon_r \cdot \mu_r}},$$

kde c je rychlost elektromagnetického vlnění ve zkoumaném prostředí, c_0 je rychlost světla, ϵ_r elektrická permitivita a μ_r magnetická permeabilita prostředí. V běžném prostředí lze položit $\mu_r = 1$, potom je rychlost šíření elektromagnetických vln závislá pouze na elektrické permitivitě. K určení ϵ_r daného prostředí je tedy nutné změřit rychlost šíření elektromagnetických vln. Při vlastním měření je do tyčové sondy zapuštěné v půdě vyslán vysokofrekvenční puls (10^6 – 10^9 Hz). Elektromagnetická vlna procházející tyčovou elektrodou se od konce elektrody odrazí a vrací se zpět ke zdroji rychlostí, která je závislá na vlastnostech okolního prostředí. Charakteristický tvar registrované křivky TDR vzorkovaný napětím je znázorněný na obr. 4.2.



obr. 4.2 Charakteristický tvar křivky TDR s vyznačenými časy průchodu signálu.

Při známé délce elektrody L je možné převést měření rychlosti šíření elektromagnetických vln na měření času t příchodu odražené vlny podle vztahu:

$$c = \frac{2L}{t}, \text{ resp. } t = \frac{2L}{c_0} \cdot \sqrt{\epsilon_r}$$

Běžné suché půdy mají elektrickou permitivitu ϵ_r přibližně rovnu 5, zatímco ϵ_r vody je 81. Z toho plyne, že elektrická permitivita vlhké půdy je závislá především na obsahu vody v půdě. Empiricky stanovený vztah mezi permitivitou a objemovou půdní vlhkostí

publikovali na základě svých experimentů Topp, Davis a Annan (1980):

$$\varepsilon_r = 3,03 + 9,3\theta + 146\theta^2 - 76,7\theta^3, \text{ kde } \theta \text{ je objemová vlhkost.}$$

Používaný postup měření objemové vlhkosti půd pomocí metody TDR tedy spočívá v určení elektrické permitivity půdy v daném hloubkovém horizontu a následném přepočtu této hodnoty na objemovou vlhkost θ např. podle vztahů:

$$\varepsilon_r = \left(\frac{ct}{2L} \right)^2,$$

$$\theta = -5,3 \cdot 10^{-2} + 2,92 \cdot 10^{-2} \cdot \varepsilon_r - 5,5 \cdot 10^{-4} \cdot \varepsilon_r^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} \cdot \varepsilon_r^3 \quad (\text{Topp, Zegelin \& White, 1994}).$$

Uvedený vztah pro výpočet objemové vlhkosti je vhodný především pro písčité půdy s nízkým obsahem jílovité frakce. Pokud se podíl jílovité frakce zvyšuje, dochází k chybnému určení objemové vlhkosti. To je způsobeno tím, že část vody je vázána chemicky na jílové minerály a zatímco permitivita volné vody je 81, permitivita vázané vody je prakticky totožná s permitivitou pevné složky půdy. Pro korektní výstupy je proto nutné před samotnou kvantitativní interpretací naměřených křivek znát podíl fyzikálního jílu v půdách. Obdobně je přesnost metody TDR ovlivněna i přítomností organické frakce. Pokud je obsah obou uvedených komponent (jíl a organický substrát) vyšší než 30%, je nutné zavést do přepočtení vztahu opravy. Výsledky metody TDR mohou být ovlivněny i vodivostí půdy. Ta je závislá především na přítomnosti volných iontů v půdním roztoku, na podílu jílové frakce a případně i na vodivosti samotné minerální půdní složky (např. přítomnost některých sulfidů). Pokud je hodnota vodivosti půdy vyšší než 50 mS/m (méně než 20 ohmm), je nutné provést opravy při výpočtech pro daný půdní substrát. Negativní vliv na přesnost stanovení hodnoty půdní vlhkosti má i velká objemová hustota materiálu (výrazně nad 1,7 g/cm³). Stejně tak může ovlivnit přesnost měření i velmi nízká hustota (pod 1 g/cm³). Negativně mohou měření TDR ovlivnit také vzduchové mezery mezi elektrodami a půdním substrátem.

Závislost metody TDR na teplotě půdy není tak výrazná jako u odporové metody, přesnost měření ovlivňují v tomto případě výrazněji až teploty půdy vyšší než 40°C. Dalšími možnými zdroji chyb při stanovení vlhkosti metodou TDR jsou jednak omezení daná vlastní aparaturou (rozlišovací schopnost, přesnost měření), geometrie měření a

fyzikální parametry měřeného substrátu (viz výše). Přesnost výsledků mohou ovlivnit i nepřesnosti vzniklé při samotné interpretaci naměřené křivky. Proto je velmi důležitá pečlivost nejen při interpretaci křivky samotné, ale i při zapouštění elektrod do půdy a zachovávání co nejpřesnější geometrie měření.

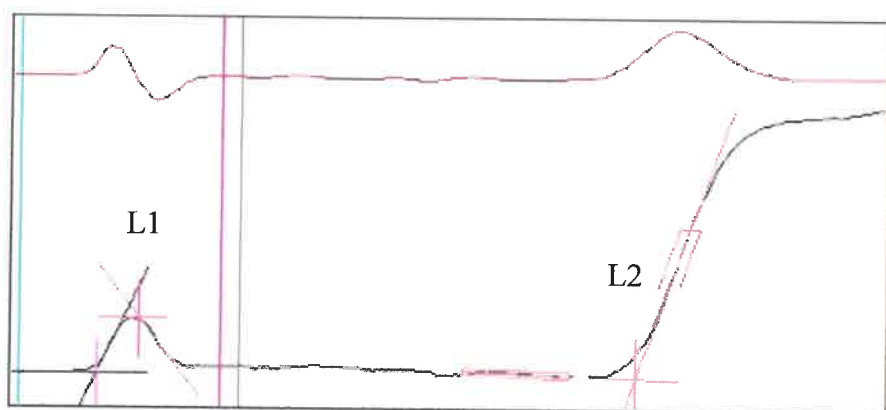
Nejčastěji používaná zařízení pro měření TDR jsou průmyslově vyráběné kabelové testery, například výrobek firmy Tektronix, řada 1502. Ke stanovení vlhkosti půd jsou sériově vyráběny také jednoúčelové přístroje, tzv. vlhkoměry, které automaticky digitálně vyhodnocují z reflexní křivky pomocí vestavěné softwarové formule přímo objemovou vlhkost (např. přístroj TRIME). Obecně se tyto přístroje skládají z generátoru pulzu, vzorkovače, paměťového osciloskopu a vnitřních hodin (u jednoúčelových přístrojů chybí paměťový osciloskop).

Sondy používané pro terénní měření mohou být dvou-, tří- nebo více elektrodové. Studium zapojení sond a vlivu geometrie měření na kvalitu získaných výsledků se zabývali např. Davis a Chudobiak (1975). V praxi nejběžněji používané jsou sondy tříelektrodové. U jednoúčelových přístrojů (vlhkoměry) se často používají sondy dvouelektrodové, které však vyžadují kompenzaci nehomogenity elektromagnetického pole. Obvyklá délka sond je od 10 cm do prvních metrů. Někdy se používají i tzv. dělené sondy, kde se střídají úseky se silnějším a slabším průměrem. Nevýhodou těchto sond je vysoký podíl násobných odrazů a menší čitelnost registrovaného signálu.

Metoda TDR nachází nejširší uplatnění při stanovování vlhkosti půd. Kromě vlhkosti půdy lze však pomocí metody TDR stanovit vlhkost i v jiných materiálech (beton, dřevo apod.). Kromě toho našla metoda TDR uplatnění také při sledování změn koncentrací různých kapalných látek v prostředí, při stanovení transportních parametrů prostředí a při studiu chování kontaminantů. Využití metody TDR při transportních procesech se zabýval např. Kachanowski a Ward (1994), kteří sledovali změny vodivosti prostředí mezi TDR elektrodami a na základě těchto změn stanovili změnu koncentrace stopovací látky a určili tak rychlost jejího pohybu prostředím. Změnami koncentrace solného roztoku s použitím TDR měření, na jejichž základě stanovili hydrologické parametry prostředí, se zabývali např. Elrick et al. (1992), Kachanowski, Pringle a Ward (1992) a řada dalších autorů. Značná pozornost byla věnována i použití metody TDR při sledování kontaminantů nerozpustných ve vodě - ropných produktů typu NAPL (Štainbruch 1999).

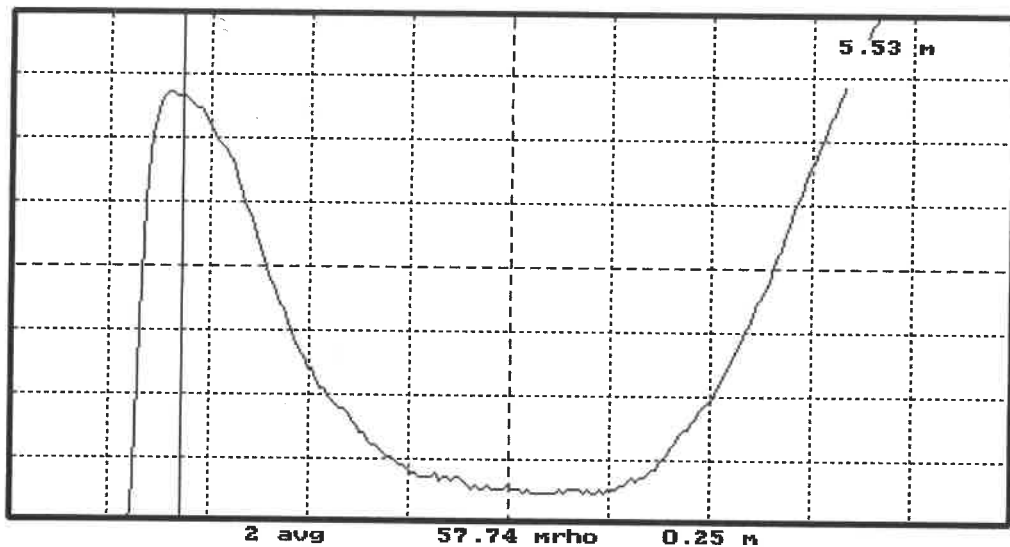
4.5. Postup zpracování naměřených křivek a výpočet úsekové permitivity

Pro stanovení parametru ΔL z jednotlivých křivek byl využit postup určení L_1 a L_2 z inflexního bodu v oblasti změny tvaru křivky, který nejlépe odpovídá místu odrazu vlny od začátku, resp. od konce elektrody. Postup odečítání hodnoty $\Delta L = L_2 - L_1$ je patrný z obr. 4.3.

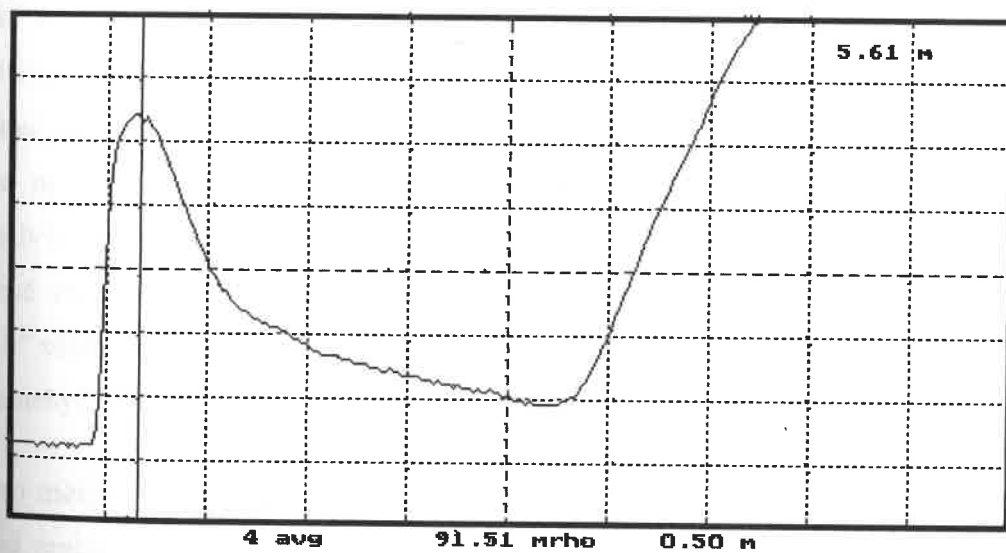


obr. 4.3 Způsob stanovení délky $\Delta L = L_2 - L_1$ z naměřené křivky

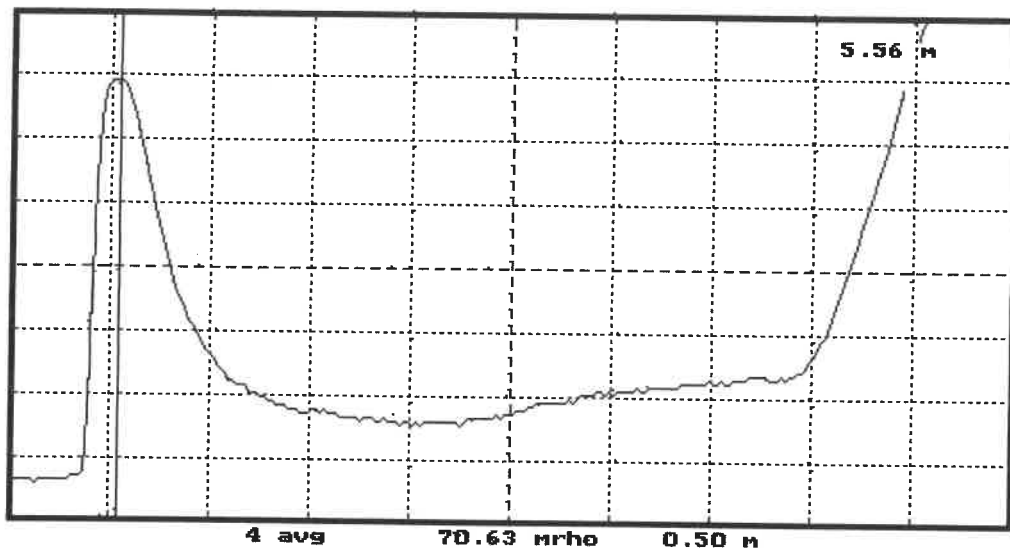
Při použití sond o více délkách na jedné lokalitě lze z naměřených křivek na sondách o různých délkách určit tzv. úsekové hodnoty objemové vlhkosti pro jednotlivé části půdního profilu. Postup je následující (Štainbruch 1999): od odečtené velikosti ΔL_2 z křivky delší sondy odečteme hodnotu čtení ΔL_1 kratší sondy. Ze získaného rozdílu a při známém skutečném rozdílu délek sond vypočteme permitivitu příslušného úseku (jedná se o úsek od konce kratší sondy ke konci sondy delší). Tedy $\varepsilon_r = ((\Delta L_2 - \Delta L_1)/(L_2 - L_1))^2$. V případě měření na území KRNAPu při použití sond o délkách 0,3, 0,6 a 0,9 m tak lze postupně vypočítat charakteristiky půdního prostředí v intervalech 0–30 cm, 30–60 cm a 60–90 cm. Tento postup byl použit pro měření na všech lokalitách. Pro každou lokalitu byly nejprve vypočítány průměrné hodnoty v hloubkových intervalech 0–30 cm, 0–60 cm a 0–90 cm (odpovídajících délkám jednotlivých sond) a po odečtu rozdílů jednotlivých křivek i úsekové hodnoty. Výsledné hodnoty pro danou lokalitu byly pak stanoveny jako aritmetické průměry hodnot pro příslušnou délku sondy, resp. pro příslušný úsek hloubek.



obr. 4.4 Charakteristický tvar křivky pro elektrody o délce 0,3 m



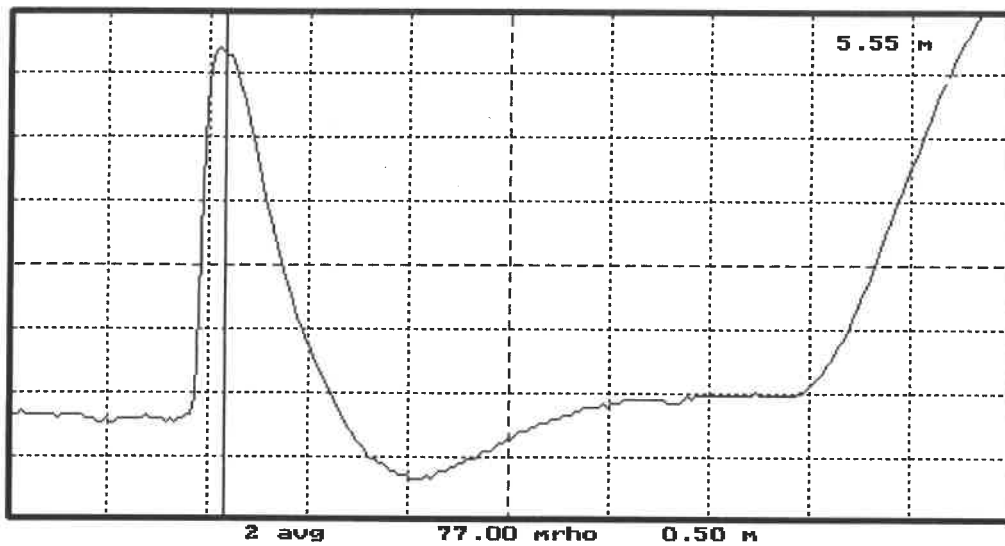
obr. 4.5 Charakteristický tvar křivky pro elektrody o délce 0,6 m



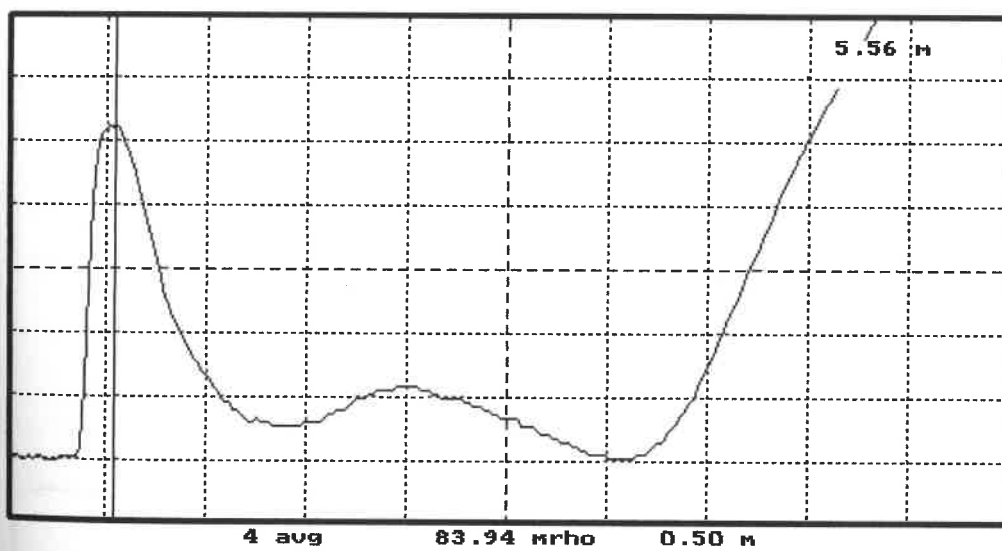
obr. 4.6 Charakteristický tvar křivky pro elektrody o délce 0,9 m

Na obrázcích 4.4 až 4.6 jsou znázorněny charakteristické křivky pro jednotlivé délky sond získané v průběhu měření. Tvary vybraných křivek jsou jednoduché a relativně hladké a nenaznačují, že by podél sondy došlo k výraznější změně hodnoty permitivity. Na dalších dvou obrázcích (obr. 4.7 a obr. 4.8) je naproti tomu vidět, že v průběhu postupu elektromagnetické vlny podél elektrody došlo k dalšímu částečnému odrazu (dříve než od konce sondy), což svědčí pro výraznější změnu hodnoty elektrické permitivity půdy mezi povrchem a koncem sondy. Takové odrazy může způsobit např. výrazná změna vlhkosti půdy ve směru podél elektrody. Tyto tvary „vícevrstevných křivek“ však byly zaznamenány pouze u elektrod délek 0,6 a 0,9 m, u elektrod s délkou 0,3 m nebyl takový případ zaznamenán.

Pro měření v KRNAPu byl použit přístroj Tektronix 1502 C. Vzhledem k tomu, že měření probíhala převážně v 1. zóně národního parku, nebylo možné přistoupit k odběru velkoobjemových vzorků pro laboratorní ověření přesnosti terénních měření „in situ“. Pro odhad přesnosti lze však využít výsledky testování pomocí laboratorních měření jiných autorů (např. Štainbruch 1999, Trakal 2006), kteří používali stejný přístroj. Z výsledků jejich laboratorních testů vyplývá, že přesnost použitého přístroje při pečlivém vyhodnocení naměřených křivek se pohybuje do 3,0 % jednotek objemové vlhkosti.

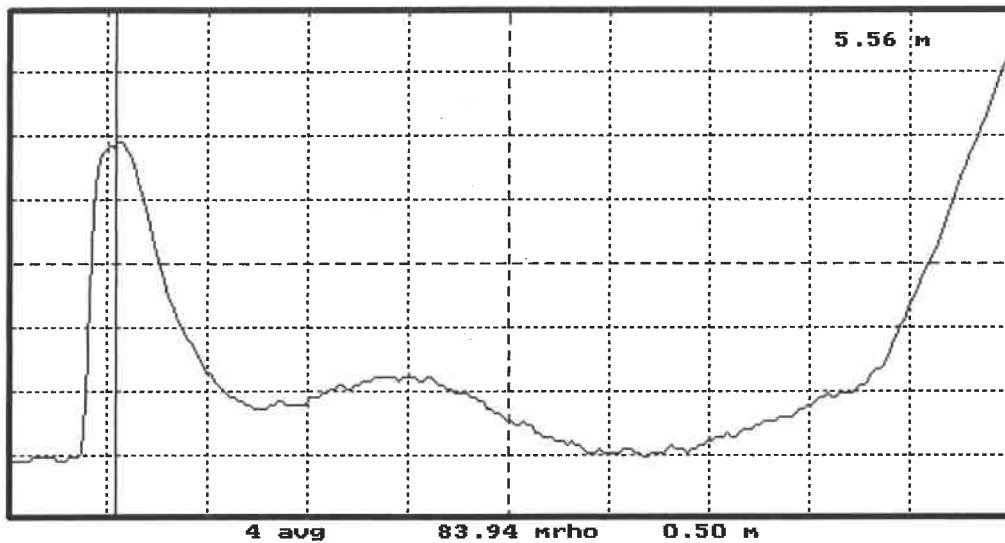


obr. 4.7 a

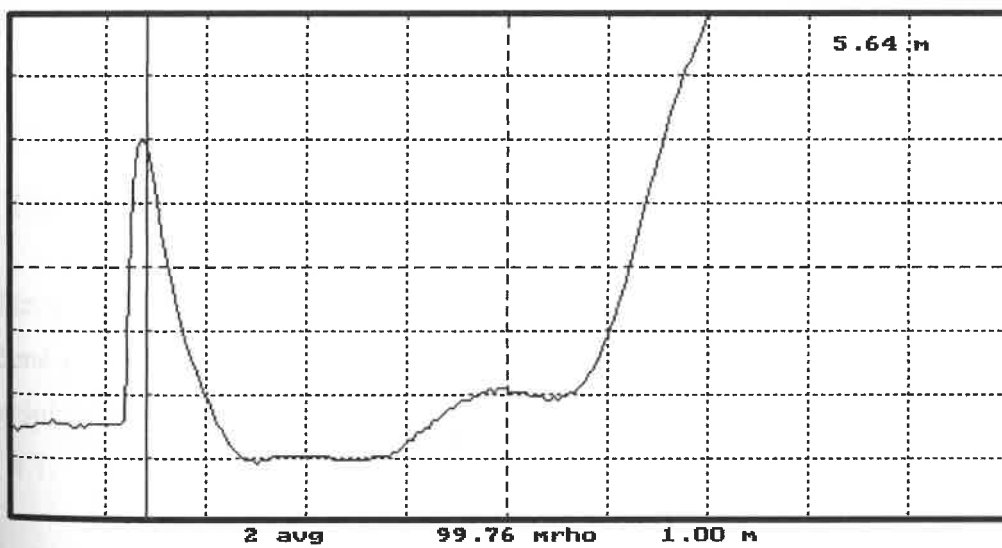


obr. 4.7 b

obr. 4.7 a,b Různé tvary dvouvrstevných křivek (délka sondy 0,6 m)



obr. 4.8 a



obr. 4.8 b

obr. 4.8 a,b Různé tvary dvouvrstevných křivek (délka sondy 0,9 m)

Podstatná je i skutečnost, že typ měřených půd v oblasti krkonošské tundry odpovídá svým charakterem (především v intervalech od 20 cm hlouběji) písčítým půdám. Ze zrnitostních charakteristik vzorků odebraných na proměřovaných lokalitách pro stanovení retenčních čar vyplývá, že podíl fyzikálního jílu je ve většině případů v intervalu 2–3 %, pouze výjimečně dosahuje hodnoty 5 %. Na základě těchto skutečností a znalosti zrnitostních charakteristik měřených půd byla při výpočtech objemové vlhkosti půd použita výše uvedená výpočetní formule autorů Topp, Zegelin & White (1994). Odporové kritérium (měrné odpory vyšší než 20 ohmm) bylo rovněž splněno, neboť měřeními klasickými odporovými metodami byly ve studované oblasti zjištěny velmi vysoké zdánlivé měrné odpory geologického prostředí, a to řádu stovek až tisíců ohmm (Dohnal et al. 2001, 2002, 2003). Zjištěné hodnoty v podstatě vylučují negativní vliv vysoké vodivosti prostředí v půdách na měření metodou TDR. Pro studované území jsou charakteristické i celoročně nízké teploty půd, a proto lze vyloučit i vliv teploty na měření.

Vlastní zpracování dat TDR spočívalo v odečtení délkových (tj. časových) údajů z naměřených křivek a následném výpočtu elektrické permitivity prostředí a objemové vlhkosti pro jednotlivé elektrody o známé délce podle výše uvedených vztahů.

4.6. Umístění a hydropedologická charakteristika lokalit

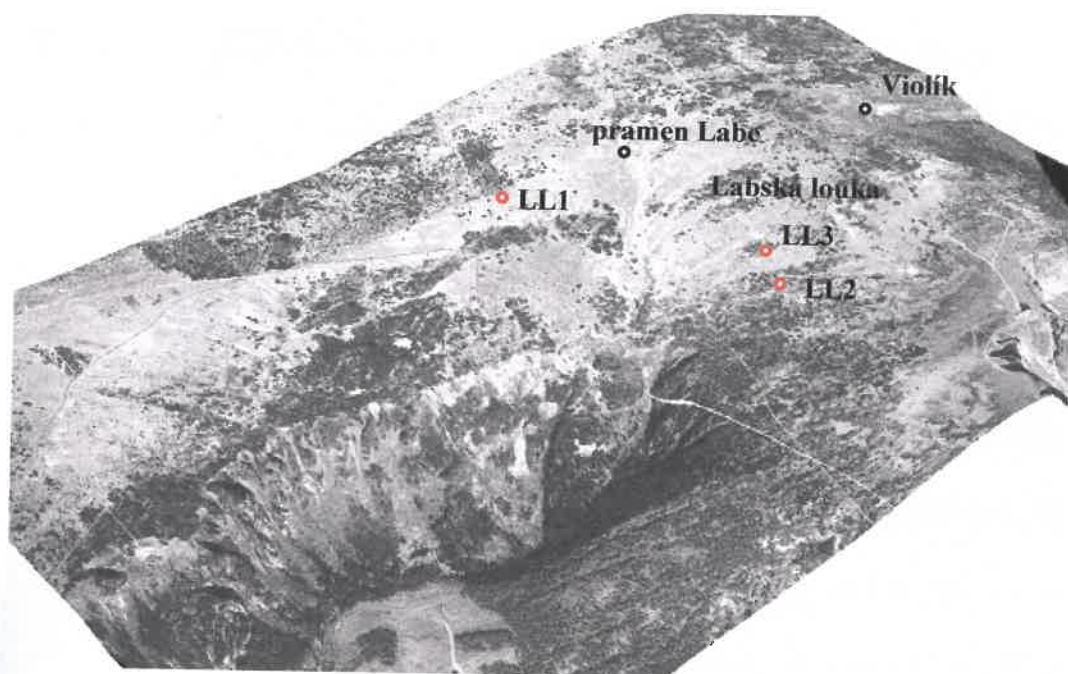
Názvy, lokalizace a rozlišení vegetačního pokryvu je uvedeno v tab. 4.1. Červeně označené jsou lokality s automatizovaným systémem ve východních Krkonoších, modře v západních Krkonoších. Dále v textu jsou používány zkrácené názvy lokalit v souladu s tab. 4.1.

V západních Krkonoších byla pozornost soustředěna na oblast v okolí horního toku Labe (Labská louka). Již v roce 1999 byla v rámci samostatného pilotního projektu sledována plocha s travním a klečovým porostem nedaleko pramene Labe (poblíž cesty od pramene směrem ke Čtyřem pánům, LL1 na obr. 4.9). V roce 2000 byla zvolena další plocha u ohybu cesty vedoucí od Labské boudy ke Sněžným jamám (LL2). Plocha byla osazena elektrodami pro měření TDR, ale po odběru prvních vzorků pro stanovení retenčních čar bylo vzhledem ke zjištěné vysoké hladině spodní vody rozhodnuto o

nutnosti stanovit poblíž vhodnější místo. Nové místo bylo vybráno v roce 2001, a to ve vzdálenosti cca 100 m od původní lokality směrem k prameni Labe, osazeno bylo jak elektrodami na měření TDR, tak dvěma automatickými stanicemi na sledování teplot, vlhkosti půdy a srážek (LL3). Zvolena byla opět plocha s travním porostem a plocha s porostem kleče. Situace umístění ploch na Labské louce je na obr. 4.9.

Tabulka 4.1. Zeměpisné souřadnice a nadmořské výšky lokalit, na kterých je sledován vodní režim půd v oblasti krkonošské tundry.

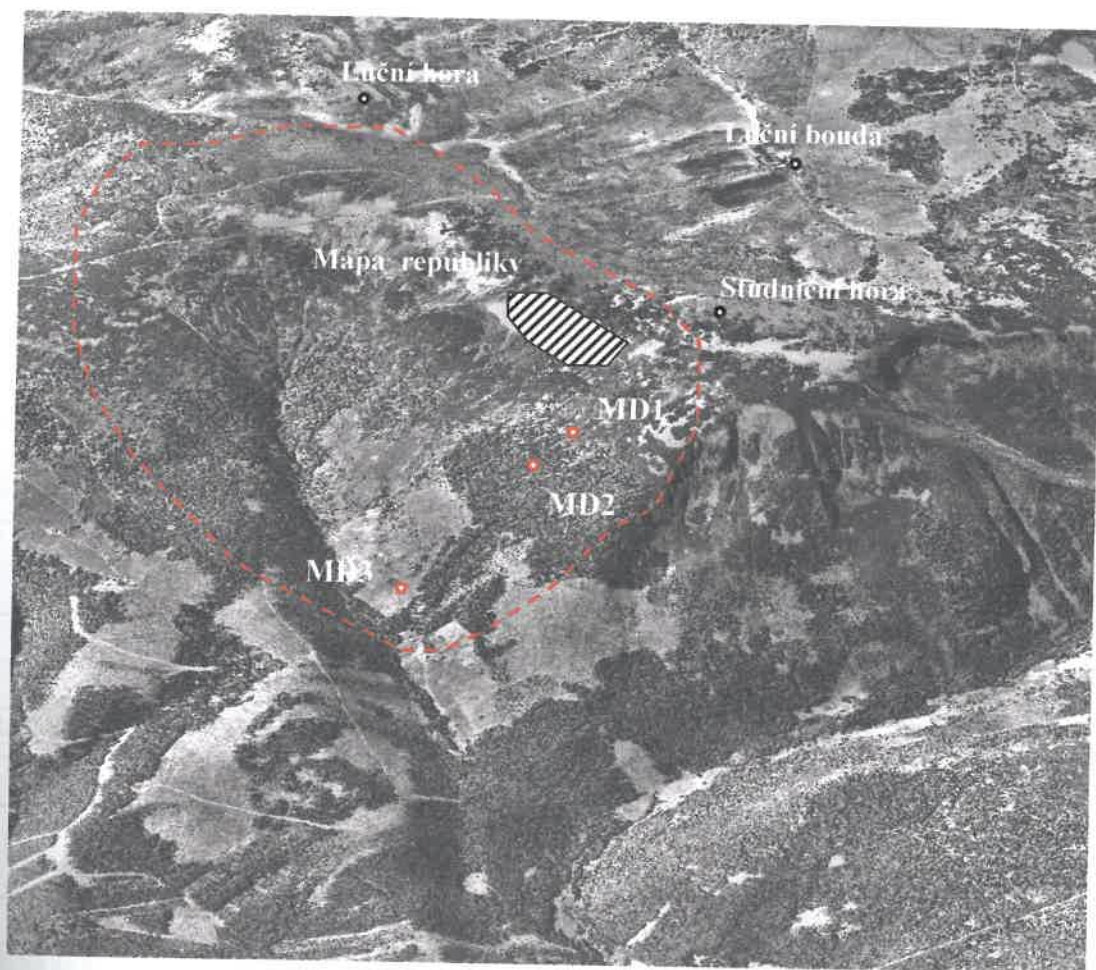
Lokalita	Popis	Povrch	Zeměpisná poloha		
			N [st., min.]	E [st., min.]	Výška [m n.m.]
MD1K	Modrý Důl – posed Pod vrcholem Studniční hory	Klečový porost	50 43,327	15 42,423	1327
MD1L	Modrý Důl - posed Pod vrcholem Studniční hory	Travní porost	50 43,325	15 42,433	1326
MD2	Modrý Důl - les Svah Studniční hory	Horská smrččina	50 43,200	15 42,442	1256
MD3	Modrý důl - Švejkovi Pata Studniční hory	Travní porost	50 42,907	15 42,406	1073
LL1K	Labská louka - prameny Poblíž pramenů Labe	Klečový porost	50 46, 365	15 32,206	1377
LL1L	Labská louka - prameny Poblíž pramenů Labe	Travní porost	50 46,366	15 32,219	1375
LL2K	Labská louka - Bouda Pod stezkou	Klečový porost	50 46,528	15 32,848	1382
LL2L	Labská louka - Bouda Pod stezkou	Travní porost	50 46,528	15 32,828	1382
LL3K	Labská louka - Bouda Nad stezkou	Klečový porost	50 46,552	15 32,725	1369
LL3L	Labská louka - Bouda Nad stezkou	Travní porost	50 46, 566	15 32,733	1371



Obr. 4.9. Situace na lokalitě Labská louka, umístění sledovaných ploch – označení viz tab. 4.1.

Ve východních Krkonoších byla vybrána oblast povodí Modrého potoka. Hlavním důvodem byla skutečnost, že toto povodí je již delší dobu sledováno a jsou zde údaje o srážkách i o odtoku z povodí. Horní část povodí zasahuje do oblasti arкто-alpínské tundry. Dvě plochy (travní porost a kleč) byly zvoleny těsně nad hranicí lesa na jižním svahu Studniční hory, obě byly opět osazeny dvěma automatickými stanicemi na sledování vlhkostních poměrů půd a byly zde instalovány sady elektrod pro měření TDR (MD1). Pod těmito plochami byla v lese zvolena další plocha a vybavena stejně jako plochy předchozí (MD2). Navíc k těmto plochám byla ve spodní části Modrého dolu osazena další automatická stanice (MD3, situace na obr. 4.10).

V severní části vrcholových partií povodí Modrého potoka - v oblasti pod Modrým sedlem se nachází sněhové pole „Mapa republiky“, na kterém byla od roku 2000 v průběhu zimních sezón na ploše 4 – 10 ha pravidelně měřena výška sněhové pokrývky. Měření byla prováděna nově vytvořenou metodikou (kinematická fázová měření GPS) a výsledky budou po rozšíření měření a doplnění dalších potřebných údajů použity ke zpřesnění celkové vodní bilance povodí.



Obr. 4.10. Situace v povodí Modrého potoka, červená přerušovaná linie – hranice povodí.

Na základě podrobného hydropedologického průzkumu při použití kopaných sond byla stanovena skladba jednotlivých genetických horizontů a jejich mocnosti. Kromě popisu jednotlivých genetických půdních horizontů byly odebrány neporušené půdní vzorky pomocí (Kopeckého válečky 100 cm^3) pro potřeby laboratorního stanovení retenčních čar. Na základě laboratorních rozborů porušených vzorků byly stanoveny zrnitostní křivky jednotlivých genetických půdních horizontů, obsah humusu v nich obsaženého a pH. Podle zrnitostních křivek bylo možné určit podle Novákovy klasifikace půdní druh. Celkově bylo stanoveno 31 zrnitostních křivek a odpovídající počet chemických analýz (Tesař 2002). Vybrané charakteristiky půdního profilu jsou uvedeny pro lokalitu Labská louka v tab 4.2 a pro lokalitu Modrý důl v tab. 4.3.

Tab. 4.2. Charakteristika hloubkových horizontů půd na lokalitách na Labské louce.

Hloubka	Jíl	Prach	Písek	Štěrk	pH-H ₂ O	pH-KCl	Humus	ρ _d	Půdní druh
cm	%	%	%	%			%	kg/m ³	dle Nováka
Lokalita LL3K – 2001									
15	1	15	51	33	3,90	3,50	5,8	1358,2	Písčítá
25	1	20	52	27	4,00	3,50	4,3	1475,8	Písčítá
45	1	27	34	38	4,60	4,20	1,6	1643,2	hlinitopísčítá
60	1	27	34	38	4,60	4,20	1,4	1819,3	hlinitopísčítá
Lokalita LL3L – 2001									
15	1	19	45	35	3,90	3,30	4,2	1312,7	Písčítá
30	1	15	46	38	4,30	3,70	6,2	1355,9	Písčítá
45	2	30	38	30	4,50	4,10	2,3	1730,6	hlinitopísčítá
60	2	32	34	32	4,70	4,20	1,4	1826,0	hlinitopísčítá
Lokalita LL2L – 2000									
10	2	21	70	7	4,70	3,90	16		písčítá
20	1	14	55	30	4,90	3,90	3,2	1405,8	písčítá
30 až 35	2	14	44	40	4,50	4,10	2,7	1692,2	písčítá
42 až 45	1	19	41	39	4,70	4,30	1,5	1860,0	písčítá
55 až 65	1	15	34	50	4,70	4,40	2,1	1881,4	písčítá
Lokalita LL2K – 2000									
10	3	48	49	0	3,80	3,30	30,5	1329,2	písčítá
20	2	10	47	41	3,90	3,70	3,8	1587,9	písčítá

Na lokalitě LL2L – „louka“ je půdní profil tvořen půdou písčitou. Rozmezí pH je 4,50-4,90. Obsah humusu ve svrchní vrstvě je 16,0 %, s hloubkou klesá od 3,2 do 2,1 %.

Na lokalitě LL2K – „kleč“ je půdní profil tvořen půdou písčitou. Rozmezí pH je 3,80-3,90. Obsah humusu ve svrchní vrstvě je 30,5 %, s hloubkou klesá až na 3,8 %.

Na lokalitě LL3L – „louka“ je půdní profil tvořen půdou písčitou až hlinitopísčitou. Rozmezí pH je 3,90-4,70. Obsah humusu ve svrchní vrstvě je 4,20 %, v podkořenové zóně 6,2 %, s hloubkou potom klesá od 2,3 do 1,4 %.

Na lokalitě LL3K – „kleč“ je půdní profil tvořen půdou písčitou až hlinitopísčitou. Rozmezí pH je 3,90-4,60. Obsah humusu ve svrchní vrstvě je 5,80 %, s hloubkou klesá od 4,3 do 1,4 %.

Tab. 4.3. Charakteristika hloubkových horizontů půd na lokalitách v Modrém dole.

Hloubka	Jíl	Prach	Písek	Štěrk	pH-H ₂ O	pH-KCl	Humus	ρ _d	Půdní druh
cm	%	%	%	%			%	kg/m ³	dle Nováka
Lokalita MD2 – 2001									
10 až 15	2	61	31	6	3,71	3,29	18,4	775,1	hlinitopísčítá
30	5	56	30	9	4,31	3,47	9,8	1171,6	písčitohlinitá
45	2	24	28	46	4,61	3,86	9,5	1374,1	hlinitopísčítá
60	1	17	34	48	4,53	4,22	5,1	1586,3	hlinitopísčítá
Lokalita MD3 – 2001									
10 až 15	2	38	33	27	4,25	3,89	11,8	927,8	hlinitopísčítá
30	2	39	38	21	4,48	4,04	6,7	1013,7	hlinitopísčítá
45	2	23	28	47	4,78	4,29	5,5	1232,9	hlinitopísčítá
60	1	17	32	50	4,82	4,39	3,3	1407,8	písčítá
Lokalita MD1 – 2000									
15	3	41	54	2	4,50	3,90	17,7	416,3	písčítá
30	2	22	48	28	4,60	4,00	9,7	1310,6	písčítá
40	2	27	52	19	4,70	4,10	4,1	1341,6	hlinitopísčítá
70 až 75	1	20	50	29	4,50	4,00	2,1	1493,5	písčítá
Lokalita MD1 – 2000									
10 až 20	1	30	64	5	4,50	3,60	28,6	690,1	písčítá
Lokalita MD1 – 2001									
15	2	33	40	25	3,60	3,30	12,5	690,1	hlinitopísčítá
30	1	25	48	26	4,00	3,40	12,5	915,2	písčítá
45	1	18	37	44	4,30	3,90	8,5	902,5	písčítá

Na lokalitě MD1L – „louka“ je půdní profil tvořen půdou písčitou až hlinitopísčitou. Rozmezí pH je 4,50-4,70. Obsah humusu ve svrchní vrstvě je 17,7 %, s hloubkou klesá od 9,7 do 2,1 %.

Na lokalitě MD1K – „kleč“ je půdní profil tvořen půdou hlinitopísčitou až písčitou. Rozmezí pH je 3,60-4,50. Obsah humusu ve svrchní vrstvě je 28,6 %, s hloubkou klesá od 12,2 do 8,5 %.

Na lokalitě MD2 – „les“ je půdní profil tvořen půdou hlinitopísčitou až písčitohlinitou. Rozmezí pH je 3,71-4,53. Obsah humusu ve svrchní vrstvě je 18,4 %, s hloubkou klesá od 9,8 do 5,1 %.

Na lokalitě MD3 – „louka“ je půdní profil tvořen půdou hlinitopísčitou až písčitou. Rozmezí pH je 4,25-4,82. Obsah humusu ve svrchní vrstvě je 11,8 %, s hloubkou klesá od 6,7 do 3,3 %.

Na všech lokalitách je půdním typem humusový podzol. Nicméně ne všechny vzorky jsou stejné. Patrný je rozdíl v obsahu humusu ve svrchním horizontu, který je vyšší v půdách mezi klečovým porostem než v půdách na zatravněných plochách. Další rozdíl je podmíněn odlišným charakterem skalního podkladu na Labské louce (granit) a v Modrém dole (metamorfity), neboť podzol na granitu má jiný charakter skeletovitosti a světlejší zbarvení. Značný rozdíl mezi oběma lokalitami je i v hustotě substrátu půdy v kleči, která má v porovnání s Modrým dolem vyšší hodnotu na Labské louce.

Na obrázku 4.11. jsou uvedeny ukázky půdního profilu na travních lokalitách v Modrém dole (na obr. 4.11. vlevo) a na Labské louce (na obr. 4.11. vpravo).



Obr. 4.11. Půdní profil na lokalitě MD1L (Modrý důl, vlevo) a LL3L (Labská louka, vpravo).

4.7. Monitorovací stanice na lokalitách

Na všech lokalitách, s výjimkou LL1 a LL2, byly instalovány automatické stanice pro monitoring jednotlivých složek vodní bilance nenasyceného půdního profilu. Stanice byly vybaveny čidly pro snímání sacích tlaků a vlhkosti v jednotlivých genetických horizontech půdního profilu, čidly pro sledování teploty vzduchu i půdy a srážkoměrným zařízením.

Pro záznam dat sloužila registrační jednotka M4216 firmy Fiedler s programovým vybavením MOST32 umožňující záznam dat na 16 kanálech, vybavená solárním panelem a záložním napájením (obr. 4.12). Na jednotku byla zapojena následující čidla: 4 vodní tenzometry osazené ve čtyřech hloubkách půdního profilu a upravené pro automatické snímání, sestava 2 mikrovlnných vlhkoměrů VIRRIB uložených vodorovně ve dvou hloubkových úrovních (15 a 45 cm) půdního profilu, sestava teploměrů Pt100 složená ze dvou půdních a dvou nadzemních teploměrů a srážkoměr SR03 se zachytnou plochou 500 cm² pro kontinuální záznam kapalných srážek v průběhu vegetační sezóny (Modrý důl 1 ks a Labská louka 1 ks). V těsné blízkosti automatických stanic byly na podzim roku 2000 a na začátku léta 2001 instalovány skupiny tříelektrodoých sond pro měření metodou TDR.

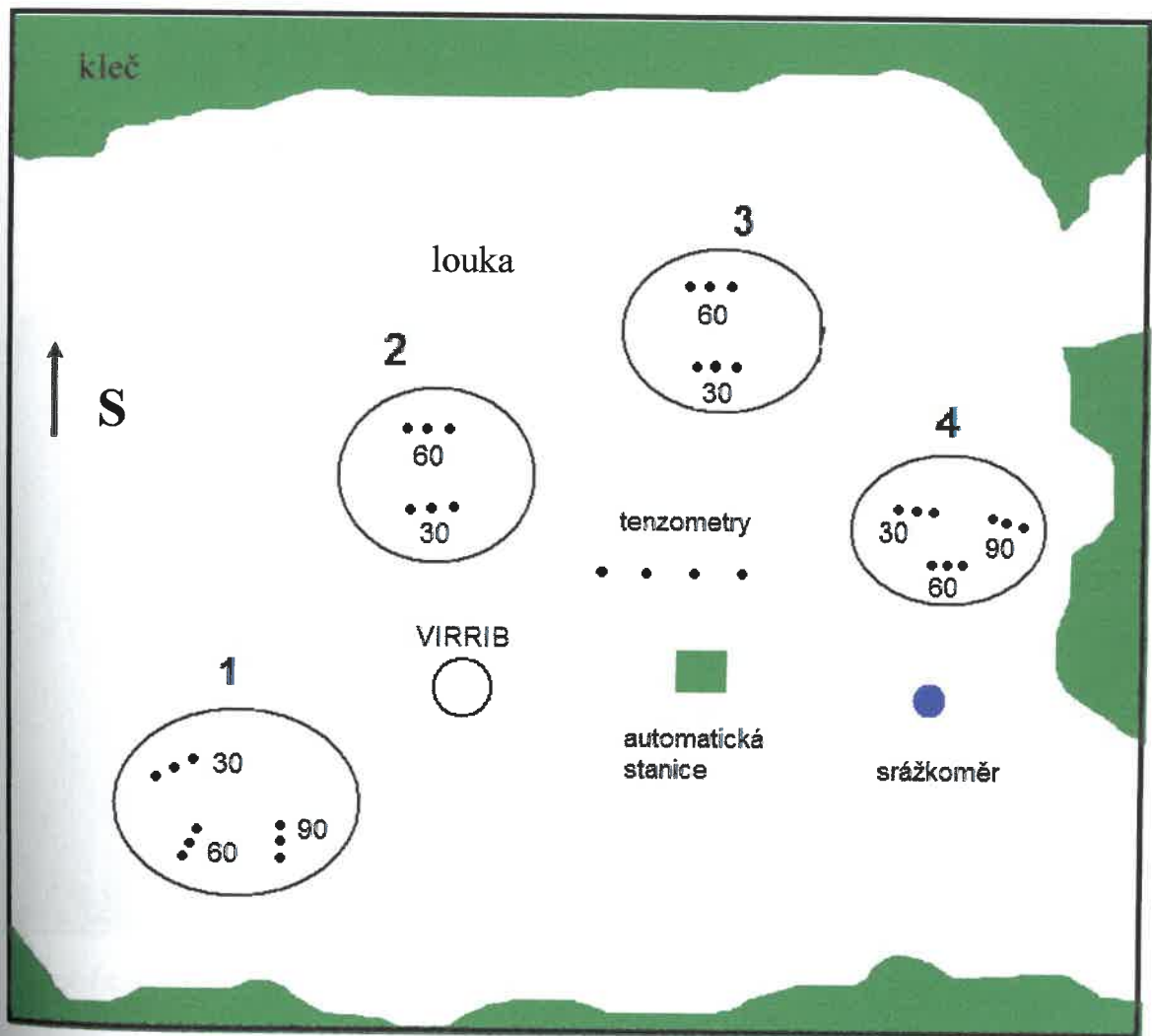


Obr. 4.12. Umístění monitorovacích stanic na lokalitě LL3 (vlevo – LL3K, vpravo – LL3L).

4.8. Skupiny sond pro měření TDR

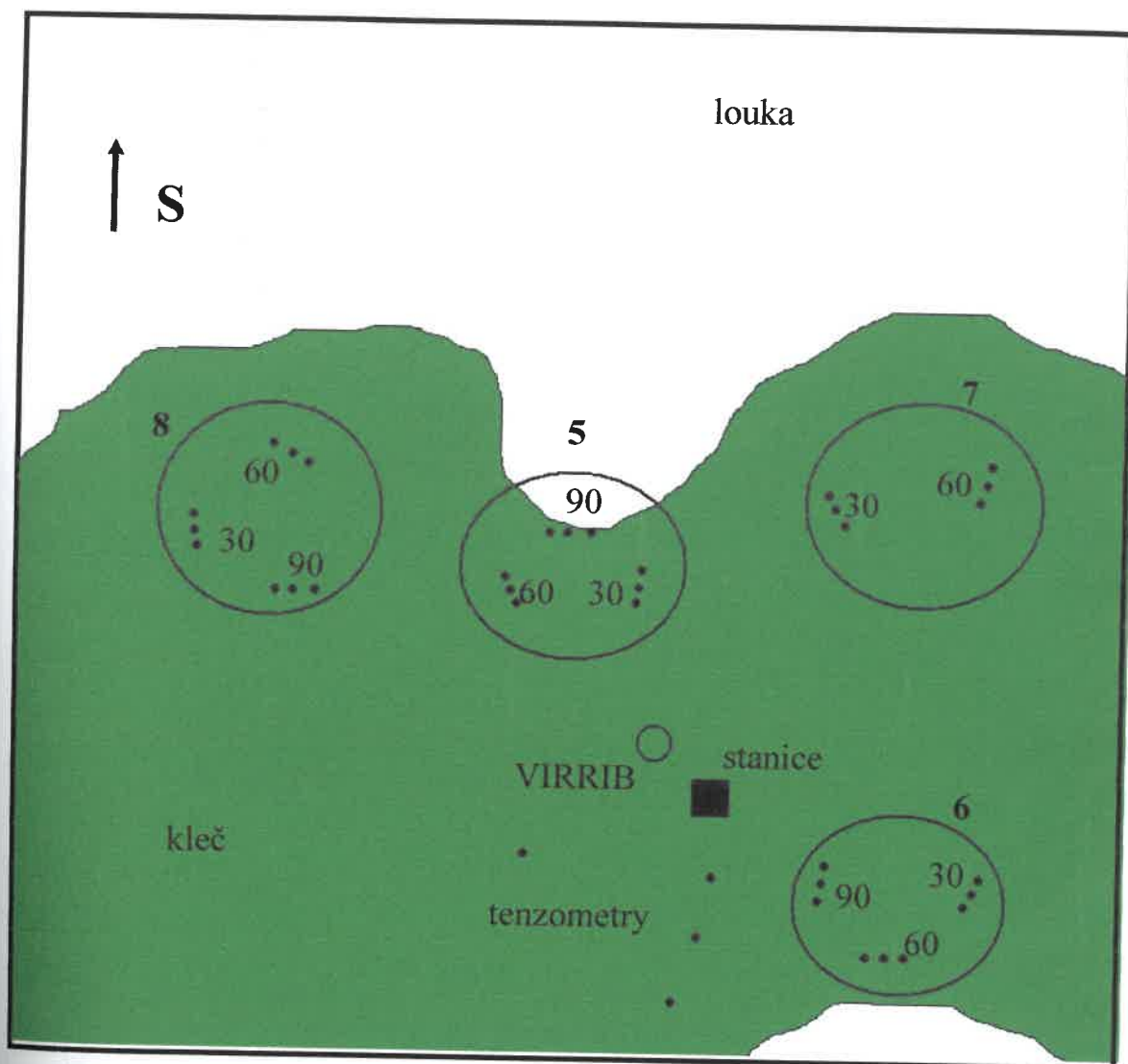
Sondy pro měření metodou pulzní reflektometrie (TDR) byly postupně osazeny na lokalitách LL2 a LL3 na Labské louce a MD1 a MD2 v Modrém dole. Na lokalitách LL2, LL3 a MD1 byly sondy rozdělené do dvou skupin, jedna skupina byla vždy umístěna v kleči a druhá na volné ploše s travním porostem. Každá skupina obsahuje trojice nebo dvojice sond o délkách 0,3 m, 0,6 m a 0,9 m (vždy čtyři podskupiny). Elektrody byly vyrobeny z tyčové nerezové oceli o průměru 7 mm. Rozestupy mezi elektrodami každého tříelektrodového systému jsou 15 cm. Dohromady na všech lokalitách bylo umístěno celkem 28 sond délky 0,3 m, 28 sond délky 0,6 m a 14 sond délky 0,9 m. Rozmístění sond bylo zvoleno tak, aby co nejlépe vystihovalo místní poměry půdního prostředí.

Prostorové uspořádání elektrod TDR a rozmístění tenzometrů a čidel Virrib na lokalitě LL3 je patrné z obr. 4.13 a 4.14.



Obr. 4.13. Situace rozmístění měřících zařízení automatické stanice a sond TDR na lokalitě LL3L.

Umístění a prostorové uspořádání je obdobné i na lokalitách MD1 a MD2 v Modrém dole. Pro ilustraci poměrů byly zařazeny pouze schematické obrázky z lokality LL3 jako postačující. Ještě je třeba připomenout, že na lokalitě LL2, vzhledem k častému výskytu vysoké hladiny spodní vody, jsou rozmístěny jen sondy pro měření metodou TDR. Vzdálenosti mezi jednotlivými skupinami sond TDR jsou do jednotek metrů.



Obr. 4.14. Situace rozmístění měřicích zařízení automatické stanice a sond TDR na lokalitě LL3K.

4.9. Výsledky měření metodou TDR

Metodou TDR bylo během let 2000 až 2003 provedeno celkem 12 měření, a to 29. 9. a 9.11. 2000, 13.-14.6., 23.7., 9.8. a 3.10. 2001, 30.-31.5., 15.-16.7., 12.9. a 18.10. 2002 a 25.6 a 21.-22.8. 2003.

Pro každou skupinu elektrod na Labské louce a v Modrém dole byla vypočtena hodnota permitivity a objemové vlhkosti půdy pro jednotlivé úseky (0-30 cm, 30-60 cm, 60-90 cm, výpočet viz. kap. 4.5). Tyto hodnoty byly pro danou skupinu zprůměrovány, aby reprezentovaly celou měřenou plochu. Takto vytvořená základní sada dat pro

jednotlivé lokality na Labské louce a v Modrém dole byla následně porovnána s daty získanými kontinuálním měřením na automatických stanicích. Porovnána byla data z metody TDR a data získaná vlhkostními sondami VIRRIB. Vypočtené úsekové hodnoty objemové vlhkosti pro jednotlivé lokality jsou uvedeny v tab. 4.4. – 4.6.

Z měření na lokalitě LL2L vyplývá, že ve všech obdobích měření TDR měla téměř ve všech případech, s výjimkou 28. 9. 2000, nejvyšší vlhkost svrchní část půdního profilu (0-30 cm). Totéž platí i pro lokalitu LL2K. Dále platí, že lokalita LL2L vykazovala téměř stabilně nejnižší hodnoty objemové vlhkosti ze všech tří horizontů v hloubkovém intervalu 30-60 cm, výjimku tvořil rok 2002, kdy hodnoty objemové vlhkosti v obou spodních horizontech byly téměř vyrovnané. Na lokalitě LL2K je situace obdobná s tím rozdílem, že množství vody obsažené ve svrchním horizontu je vždy o něco vyšší než na louce, což odpovídá většímu množství humusu v této části půdního profilu (až 30%).

Tab.4.4. Úsekové hodnoty objemové vlhkosti pro lokalitu LL2, Labská louka.

Datum	LL2L (louka)			LL2K (kleč)		
	0-30	30-60	60-90	0-30	30-60	60-90
	Objemová vlhkost %					
28.9.2000	19	23,73	28,3	28,41	32,61	24,75
9.11.2000	31,51	22,9	31,84	40,8	19,81	20,94
13.6.2001	34,91	23,83	29,3	32,8	34,57	33,45
23.7.2001	37,04	27	30,68	37,5	28,77	23,56
9.8.2001	29,56	26,18	27,5	35,53	34,39	33,92
3.10.2001	30,9	27	30,38	39,81	33,24	36,77
30.5.2002	28,29	26,08	24,86	37,33	33,27	36,11
16.7.2002	27,25	26,39	24,75	33,96	32,42	36,82
12.9.2002	31,85	25,88	25,33	31,15	40,13	34,48
18.10.2002	34,45	27,8	28,7	43,21	31,65	36,65

Situace na lokalitě LL3 se podle naměřených dat jeví následovně: Lokalita LL3L vykazuje ve všech měřených obdobích pokles objemové vlhkosti do hloubky. Jedinou výjimku tvoří měření z 22. 8. 2003, kdy nejmenší objemová vlhkost byla naopak ve svrchním horizontu. Termín měření odpovídá periodě největšího sucha (srpen 2003) za celé měřené období. Podobná situace je i na ploše LL3K.

Tab.4.5. Úsekové hodnoty objemové vlhkosti pro lokalitu LL3, Labská louka.

Datum	LL3L (louka)			LL3K (kleč)		
	0-30	30-60	60-90	0-30	30-60	60-90
	Objemová vlhkost %					
23.7.2001	33,2	26,79	20,12	31,35	27,6	23,14
9.8.2001	32,35	24,75	19,4	28,99	26,59	22,25
3.10.2001	30,63	25,06	14,42	26,88	30,09	24,1
30.5.2002	28,26	29,89	11,58	29,86	27,3	21,01
16.7.2002	28,77	22,8	23,52	25,06	34,11	20,53
12.9.2002	32,89	24,25	23,62	30,41	24,75	22,66
18.10.2002	40,92	30,78	19,6	34,82	28,5	26,3
25.6.2003	23,41	22,9	21,36	20,33	25,57	18,9
22.8.2003	12,98	19,19	19,75	16,55	23	18,53

V porovnání s lokalitou LL2 vykazuje lokalita LL3 poněkud nižší hodnoty objemové vlhkosti téměř ve všech horizontech. Důvodem může být skutečnost, že lokalita LL2 se pravděpodobně nachází na výrazné poruchové linii (Dohnal et al. 2002), a proto může být dotována větším množstvím podzemní vody než lokalita LL3.

Tab.4.6. Úsekové hodnoty objemové vlhkosti pro lokalitu Modrý důl (MD1, MD2).

Datum	MD1L (louka)			MD1K (kleč)			MD2 (les)		
	0-30	30-60	60-90	0-30	30-60	60-90	0-30	30-60	60-90
	Objemová vlhkost %								
28.9.2000	40,64	28,5	33,17	29,54	41,63	24,45			
9.11.2000	45,99	37,09	33,99	37,47	42,48	26,59			
14.6.2001	45,57	34,57	35,88	36,49	42,1	25,67			
23.7.2001	48,67	38,3	30,71	38,02	41,79	19,5	49,04	37,09	42,4
9.8.2001	44,82	33,74	34,05	37,25	40,53	27,1	45,73	32,61	38,89
3.10.2001	48,22	36,38	35,12	35,84	42,86	30,16	46,31	35,39	43,15
31.5.2002	44,29	37,52	31,49	38,55	38,55	27,3	42,27	28,2	42,02
16.7.2002	43,61	31,26	31,87	34,39	41,79	27	42,26	31,16	41,63
12.9.2002	44,82	32,98	34,29	37,57	39,72	23,62	44,42	27,8	43,3
18.10.2002	50,09	39,14	35,12	39,42	48,54	23,62	48,91	37,61	33,92
25.6.2003	37,67	29,25	26,68	25,82	40,8	21,36	37,54	29,2	36,2
22.8.2003	35,95	25,5	29,18	25,68	39,54	24,88	30,81	25,78	42,02

Na lokalitě Modrý důl je situace následovná: Plocha MD1L vykazuje opět pokles objemové vlhkosti do hloubky. Hodnota objemové vlhkosti ve svrchním horizontu je v porovnání se všemi ostatními lokalitami téměř v celém období měření nejvyšší. Pouze v roce 2003 byla vlhkost vyšší na ploše MD1K. Plocha MD1K vykazuje naopak vyšší hodnoty ve středním hloubkovém horizontu (30 – 60 cm), a to opět ve všech měřených obdobích. Hloubkový horizont 60 – 90 cm charakterizuje vždy nejnižší hodnota objemové vlhkosti. Rozložení objemové vlhkosti má tedy narůstající tendenci v horizontu 30 – 60 cm a poté hodnota objemové vlhkosti klesá na hodnotu nižší než odpovídá svrchnímu horizontu. To platí opět prakticky pro všechna měřená období.

Lokalita MD2L vykazuje naopak pokles objemové vlhkosti ve středním hloubkovém horizontu a pod ním objemová vlhkost opět roste. Tento trend je rovněž patrný v celém měřeném období.

4.10. Porovnání metod TDR a TDT (VIRRIB)

Účelem měření metodou pulzní reflektometrie (TDR) na lokalitách v krkonošské tundře bylo získat referenční data pro srovnání s údaji o vlhkosti půd získaných kontinuálním měřením pomocí vlhkostních čidel VIRRIB, která byla instalována do hloubek 15 cm a 45 cm jako součást sledování jednotlivých složek vodní bilance nenasyčeného půdního prostředí. U vlhkostních čidel VIRRIB se předpokládá nezávislost měření na typu prostředí v rozsahu do cca 50 % objemové vlhkosti. Velmi dobré výsledky při určování vlhkosti v půdách vykazuje obecně i metoda TDR. Před samotným porovnáním obou metod je však důležité uvést jeden zásadní rozdíl v metodice, který se projevuje při instalaci měřících čidel VIRRIB na jedné straně a elektrod pro TDR na straně druhé. Zatímco při instalaci čidel VIRRIB je nutné porušit půdní prostředí, je instalace elektrod pro měření TDR mnohem méně destruktivní. Při dodržení geometrie měření se tak metoda TDR velmi blíží měření vlastností neporušeného prostředí. Dalším významným faktem je skutečnost, že na každé lokalitě byla instalována vždy pouze jedna dvojice čidel VIRRIB ve dvou různých hloubkách s maximálním dosahem měření 45 cm. Naproti tomu každá měřená plocha byla osazena 4 skupinami tříelektrodových sond TDR na větší ploše. Lze tak získat doplňující údaje o objemové vlhkosti půdního prostředí zkoumaných lokalit. Určitou nevýhodou obzvláště u delších elektrod TDR však může být

skutečnost, že v prostředí značně skeletovitých půd může dojít k porušení ideální geometrie měření.

Srovnání naměřených hodnot oběma metodami pro lokalitu Labská louka je v tab. 4.7. Rozdílová hodnota uvedená v tabulce byla vyčíslena jako rozdíl mezi hodnotou objemové vlhkosti naměřenou čidly VIRRIB a hodnotou naměřenou metodou TDR (VIRRIB – TDR). Na ploše LL3L (louka) jsou téměř všechny vlhkosti zjištěné metodou TDR nižší

Tab. 4.7. Porovnání výsledků metody TDR s vlhkostními čidly VIRRIB pro lokalitu LL3.

Datum	Lokalita	Hloubkový horizont 0-30 cm	VIRRIB 15 cm	Rozdíl	Hloubkový horizont 30-60 cm	VIRRIB 45 cm	Rozdíl
		Objemová vlhkost [%]					
25.6.2003	LL3L	23,41	33,90	10,49	22,90	33,10	10,20
25.6.2003	LL3K	20,33	28,1	7,77	25,57	24,40	-1,17
22.8.2003	LL3L	12,98	31,10	18,12	19,19	30,80	11,61
22.8.2003	LL3K	16,55	25,90	9,35	23,00	23,00	0,00
12.9.2002	LL3L	32,82	35,50	2,68	24,24	33,80	9,56
12.9.2002	LL3K	30,41	33,40	2,99	24,75	24,40	-0,35
18.10.2002	LL3L	41,01	41,50	0,49	30,78	40,60	9,82
18.10.2002	LL3K	34,85	39,50	4,65	28,50	45,00	16,50
16.7.2002	LL3L	28,80	35,50	6,70	22,80	34,30	11,50

než u čidel VIRRIB. Extrémní rozdíly jsou u hodnot v hloubkovém horizontu 0 – 30 cm ze dne 22. 8. 2003 a 25. 6. 2003. U hloubkového horizontu 30 – 60 cm není rozdíl tak velký. U plochy LL3K (kleč) odpovídá největší diference ve vlhkostech datu 18. 10. 2002 a hloubkovému horizontu 30 – 60 cm. V ostatních termínech měření metodou TDR nebylo možné příslušné údaje porovnat, a to pro výpadek dat z automatických registračních stanic v důsledku technických potíží.

Porovnání obou metod na lokalitě MD2 (les) na lokalitě Modrý důl je v tab. 4.8. Hodnoty objemové vlhkosti stanovené metodou TDR v hloubkovém horizontu 0 – 30 cm a hodnoty získané pomocí vlhkostního čidla VIRRIB v hloubce 15 cm na lokalitě MD2 „les“ vykazují poměrně dobrou shodu. Rozdíly obou hodnot jsou kladné i záporné a nelze určit, která z obou metod má v tomto případě větší vypovídací schopnost.

V hloubkovém horizontu 30 – 60 cm je situace zcela odlišná. Ve všech případech jsou hodnoty objemové vlhkosti vyšší u vlhkostního čidla VIRRIB, a to o 17 až 27 (jednotky objemové vlhkosti v %).

Vzhledem k trendu objemové vlhkosti podle úsekových hodnot stanovených pro tuto lokalitu metodou TDR (klesající objemová vlhkost v hloubce 30 – 60 cm) se jeví hodnoty udávané čidlem VIRRIB jako nadsazené.

Tab. 4.8. Porovnání výsledků metody TDR s vlhkostními čidly VIRRIB pro lokalitu MD2L.

Datum	Hloubkový horizont 0-30 cm	VIRRIB 15 cm	Rozdíl	Hloubkový horizont 30-60 cm	VIRRIB 45 cm	Rozdíl
Objemová vlhkost [%]						
25.6.2003	37,87	40,89	3,02	29,20	50,86	21,66
22.8.2003	30,87	37,16	6,29	25,76	50,01	24,25
16.7.2002	42,63	40,90	-1,73	31,16	50,65	19,49
12.9.2002	44,82	41,20	-3,62	27,80	50,40	22,60
18.10.2002	49,23	51,24	2,01	37,61	64,20	26,59
9.8.2001	45,85	38,87	-6,98	32,61	49,64	17,03
3.10.2001	46,31	45,41	-0,90	35,39	55,73	20,34

Situaci na ploše MD1L (louka) dokumentuje tab. 4.9. Porovnání hodnot v hloubkovém intervalu 0 – 30 cm ukazuje na vyšší měřené hodnoty v případě metody TDR, a to ve všech případech. To může být způsobeno tím, že metoda TDR průměruje celý interval 0 – 30 cm. Ten je ve svrchní části ovlivněný vyšším obsahem humusu, a tím i větší vlhkostí. Naproti tomu čidlo VIRRIB je v hloubce 15 cm, kde už měřené hodnoty nemusí být tolik ovlivněné přepovrchovou vrstvou humusu. Situace v hloubkovém horizontu 30 – 60 cm je opačná. Hodnoty stanovené metodou TDR jsou nižší. Extrémní rozdíl byl zjištěn v případě měření z 18. 10. 2002. Lze předpokládat, že k nadhodnocování měřených údajů čidlem VIRRIB dochází pravděpodobně v obdobích zvýšené vlhkosti, což může být způsobeno uložením v porušeném prostředí s větší propustností nad čidlem.

Situace na ploše MD1K (kleč) je shrnuta v tab. 4.10. V případě hloubkového intervalu 0 – 30 cm jsou hodnoty obou metod jen obtížně srovnatelné. V roce 2003, kdy bylo extrémní sucho především v srpnu, jsou hodnoty zaznamenané čidlem VIRRIB velmi nízké. Opět to může být způsobené tím, že sondy TDR postihují i horizont s vysokým obsahem humusu. V obdobích s vyšší vlhkostí jsou hodnoty měřené čidlem VIRRIB naopak vyšší než hodnoty ze sond TDR. V hloubkovém intervalu 30 – 60 cm je situace mnohem vyrovnanější a hodnoty zjištěné oběma metodami jsou si poměrně blízké.

Vzhledem ke skutečnosti zjištěné na této lokalitě posouzením dat TDR, kdy střední hloubkový horizont vykazuje ve všech případech zvýšené hodnoty objemové vlhkosti

s průměrným rozdílem 12,76 (celkový vyšší průměr rozdílu je způsoben stavem na lokalitě MD2, les).

Zjištěné rozdíly (především hloubkový interval 30 – 60 cm na plochách MD2, LL3L a MD1L a interval 0 – 30 cm na ploše MD1K) byly zohledněny při přepočtu hodnot objemové vlhkosti na zásobu vody v půdě v mm v průběhu let 2002 – 2006 získaných z kontinuálních měření čidly VIRRIB.

Postup byl následovný: za předpokladu, že hodnoty získané metodou TDR jsou reprezentativní pro jednotlivé úseky 0 – 30 cm a 30 – 60 cm pro daný okamžik měření a danou lokalitu, lze uvažovat, že se budou tyto hodnoty lišit o hodnotu blízkou průměrné hodnotě z předchozích měření i jindy. Přepočtové koeficienty jsou pak pro MD1L – 1 a 0,77 (pro hloubky čidel VIRRIB 15 cm a 45 cm), MD1K – 0,78 a 1 a pro MD2 – 1 a 0,6. Pro Labskou louku jsou hodnoty koeficientů pro LL3K – 0,76 a 1, LL3L – 0,8 a 0,7.

4.11. Porovnání lokalit s různým vegetačním krytem

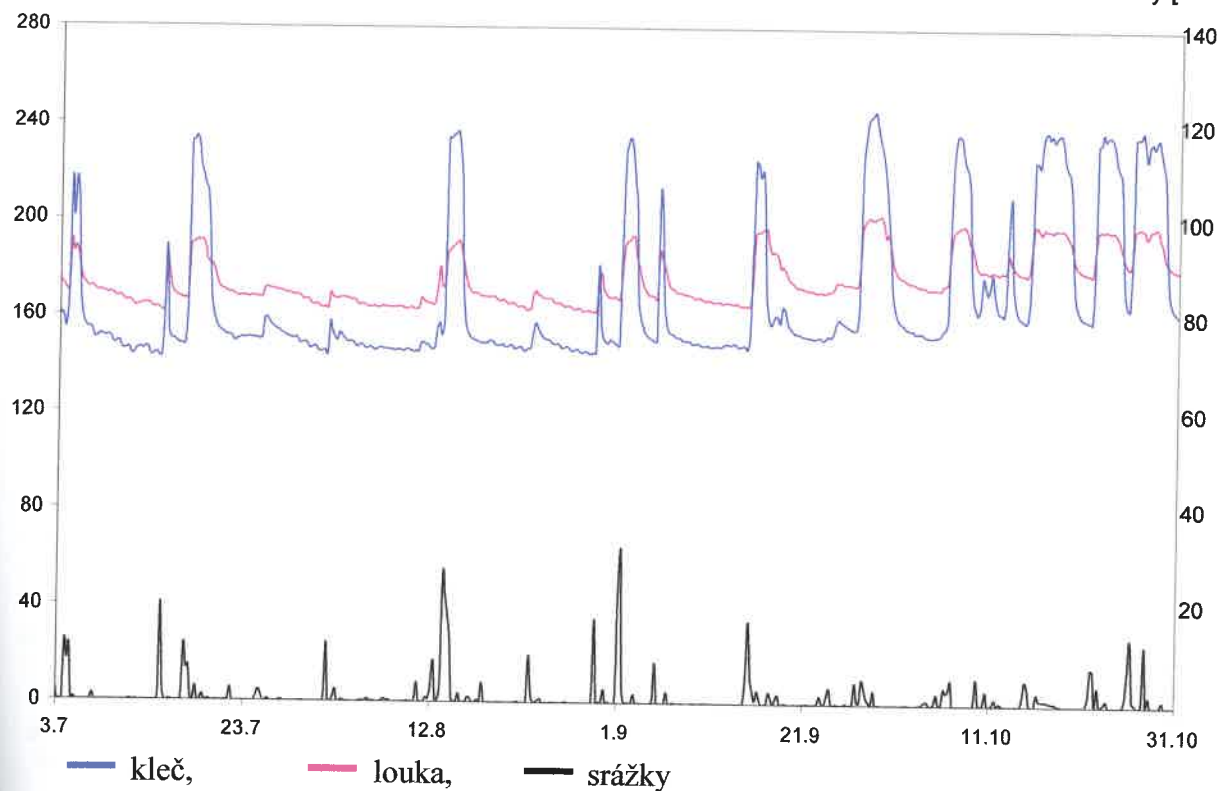
Po přepočtu dat získaných čidly VIRRIB v jednotlivých letech měření, byla data z lokalit s odlišným vegetačním krytem vzájemně porovnána. V průběhu každé vegetační sezóny bylo vybráno několik srážkových epizod a byl sledován vliv srážky na zvýšení obsahu půdní vody na jednotlivých plochách a na konci každé epizody byla porovnána hodnota relativního poklesu množství půdní vody v místě měření (respektive množství půdní vody, které zbylo z navýšení v průběhu srážky). Hodnoty byly přepočteny na procenta vzhledem k množství spadlých srážek pro jednotlivou epizodu. Stejným způsobem byly srovnávány údaje získané na konci srážky. Zbylé množství půdní vody, o které se zvýšil obsah vody v půdě v průběhu srážky, bylo opět přepočteno na procenta vzhledem k velikosti dané srážky a hodnoty porovnány pro jednotlivé lokality.

Již ze samotných grafů průběhu vegetačních sezón na jednotlivých lokalitách je patrný rozdíl v reakci na srážky mezi lokalitami v kleči a na louce (v lese). Jednotlivé průběhy za roky 2002 – 2006 pro lokality LL3, MD1 a MD2 jsou znázorněny na obr. 4.15 – 4.24.

Výsledky porovnání zvýšení množství půdní vody a následného poklesu na koncích srážkových období jsou uvedeny v tab. 4.11.

Zásoba vody [mm]

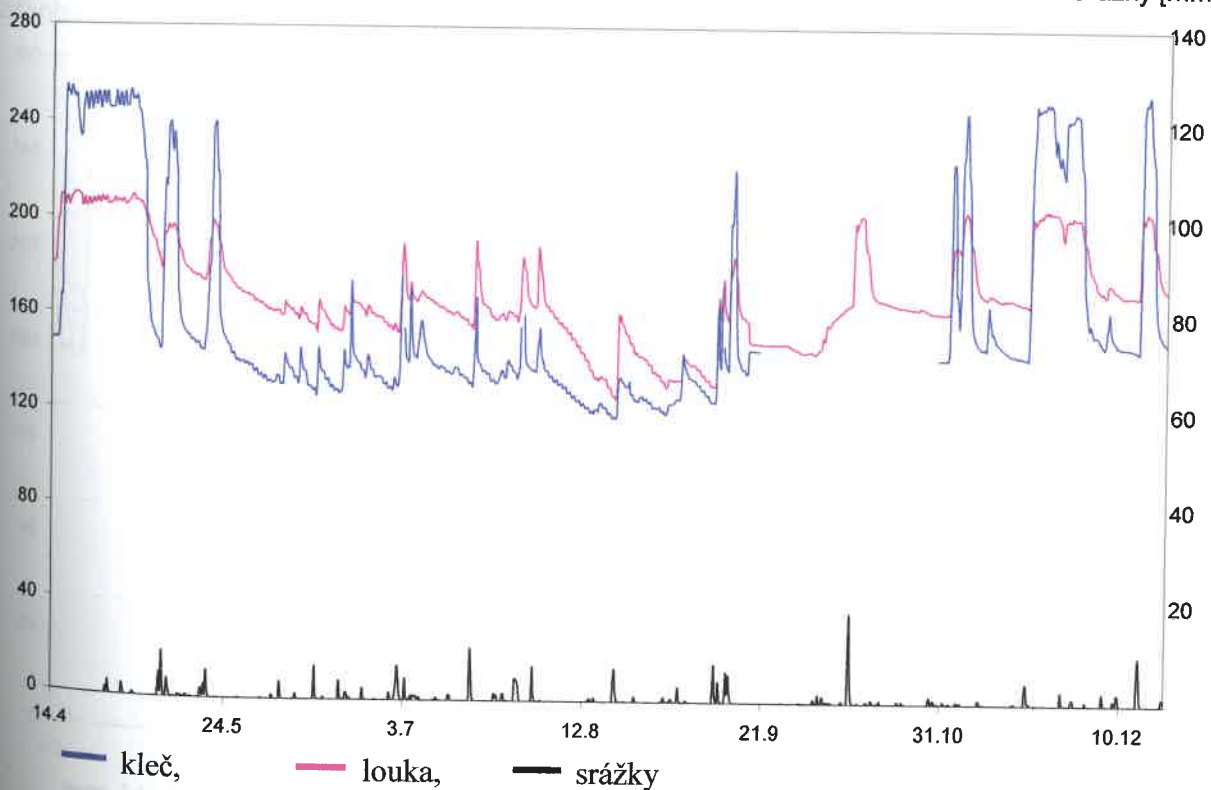
Srážky [mm]



Obr. 4.15. Zásoba vody v půdním horizontu 0 – 60 cm na lokalitě LL3 v roce 2002.

Zásoba vody [mm]

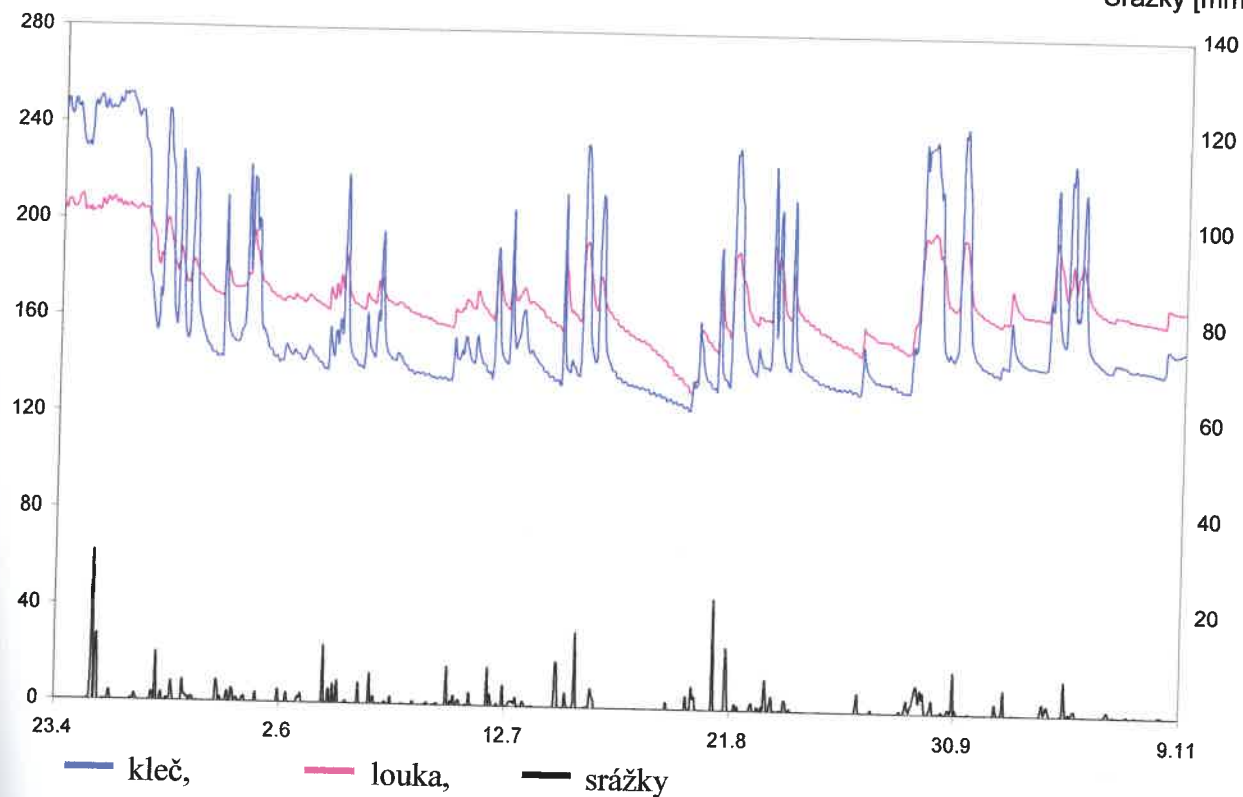
Srážky [mm]



Obr. 4.16. Zásoba vody v půdním horizontu 0 – 60 cm na lokalitě LL3 v roce 2003.

Zásoba vody [mm]

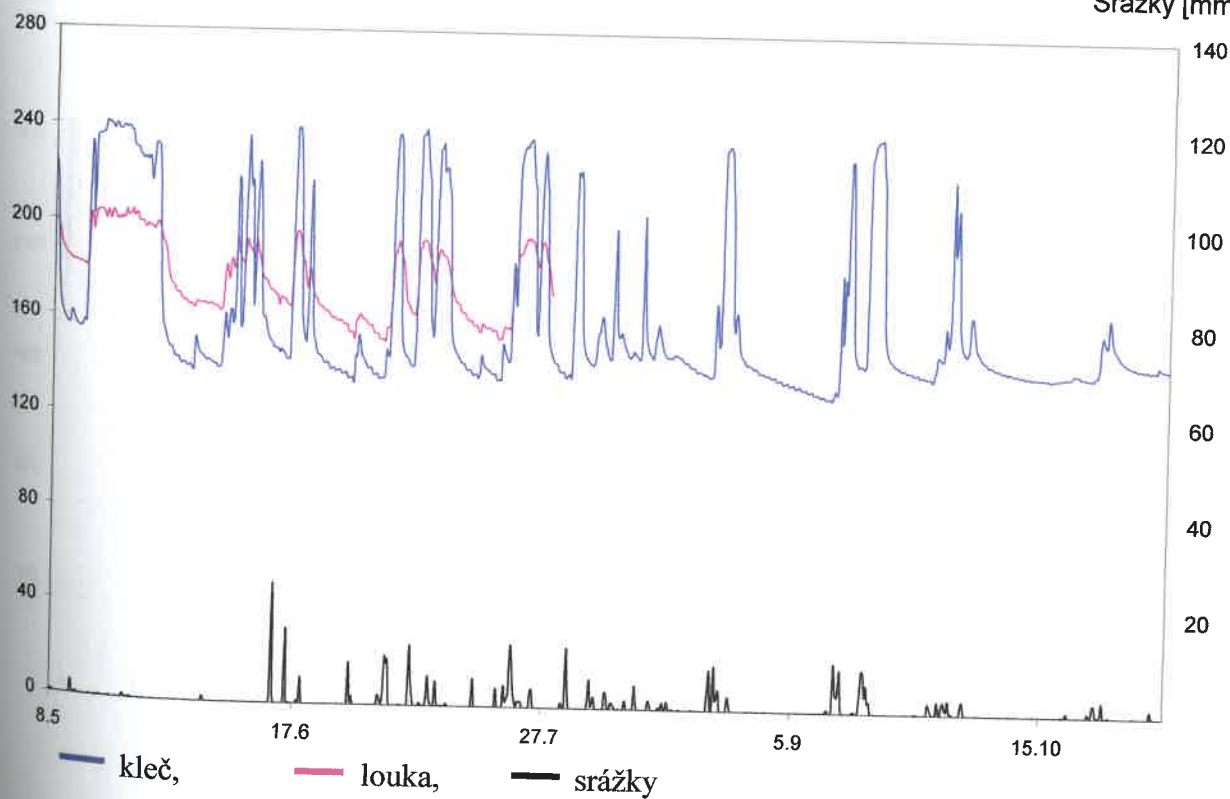
Srážky [mm]



Obr. 4.17. Zásoba vody v půdním horizontu 0 – 60 cm na lokalitě LL3 v roce 2004.

Zásoba vody [mm]

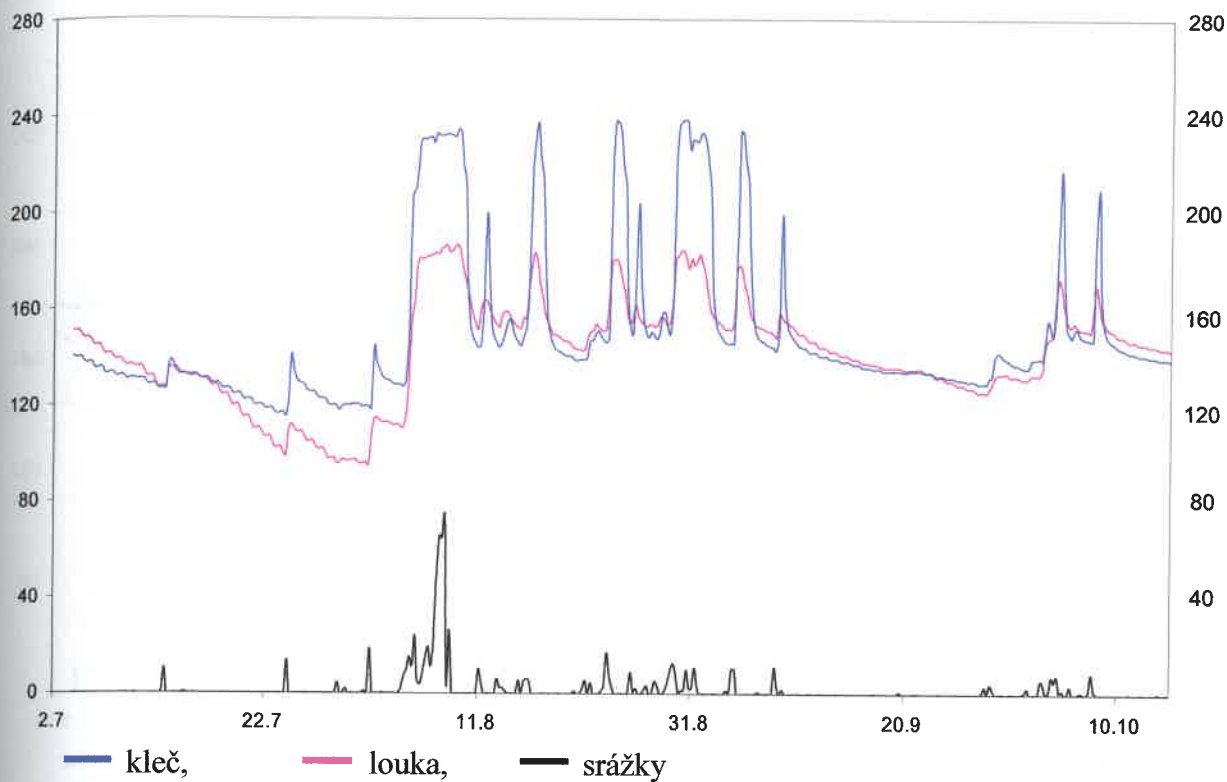
Srážky [mm]



Obr. 4.18. Zásoba vody v půdním horizontu 0 – 60 cm na lokalitě LL3 v roce 2005.

Zásoba vody [mm]

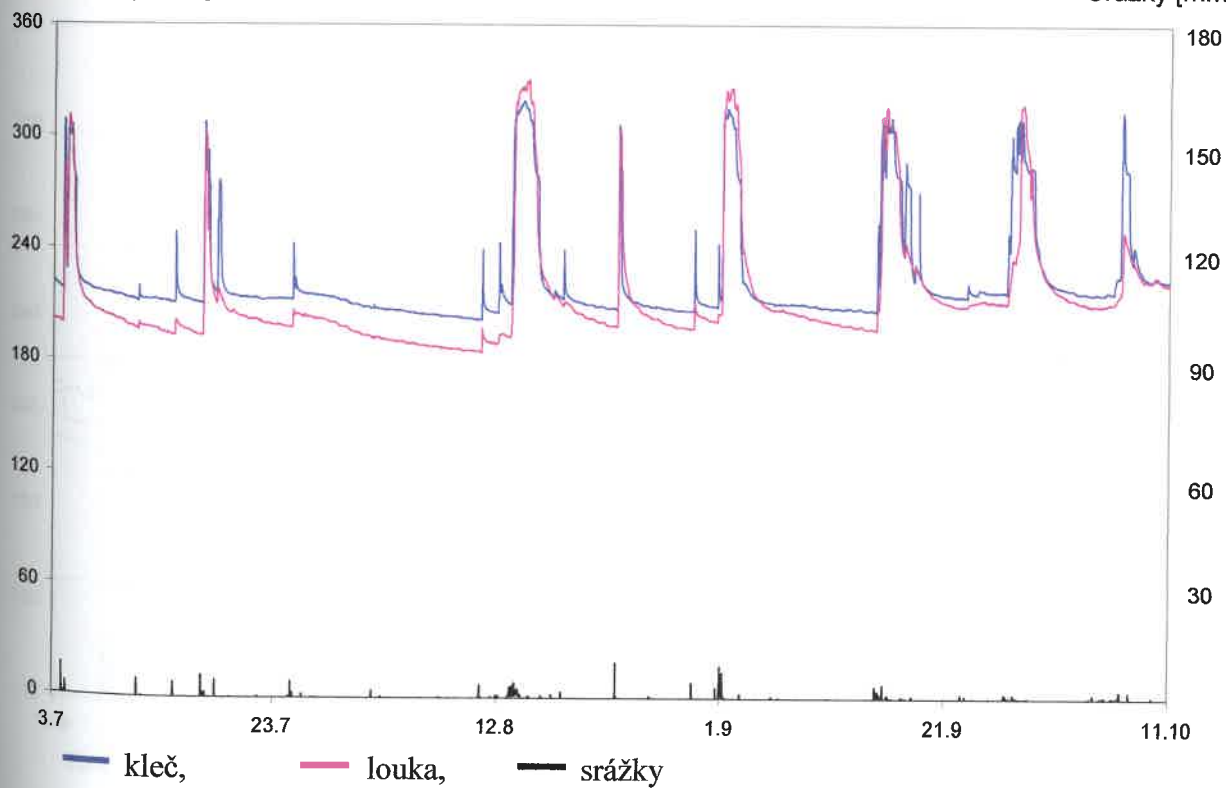
Srážky [mm]



Obr. 4.19. Zásoba vody v půdním horizontu 0 – 60 cm na lokalitě LL3 v roce 2006.

Zásoba vody [mm]

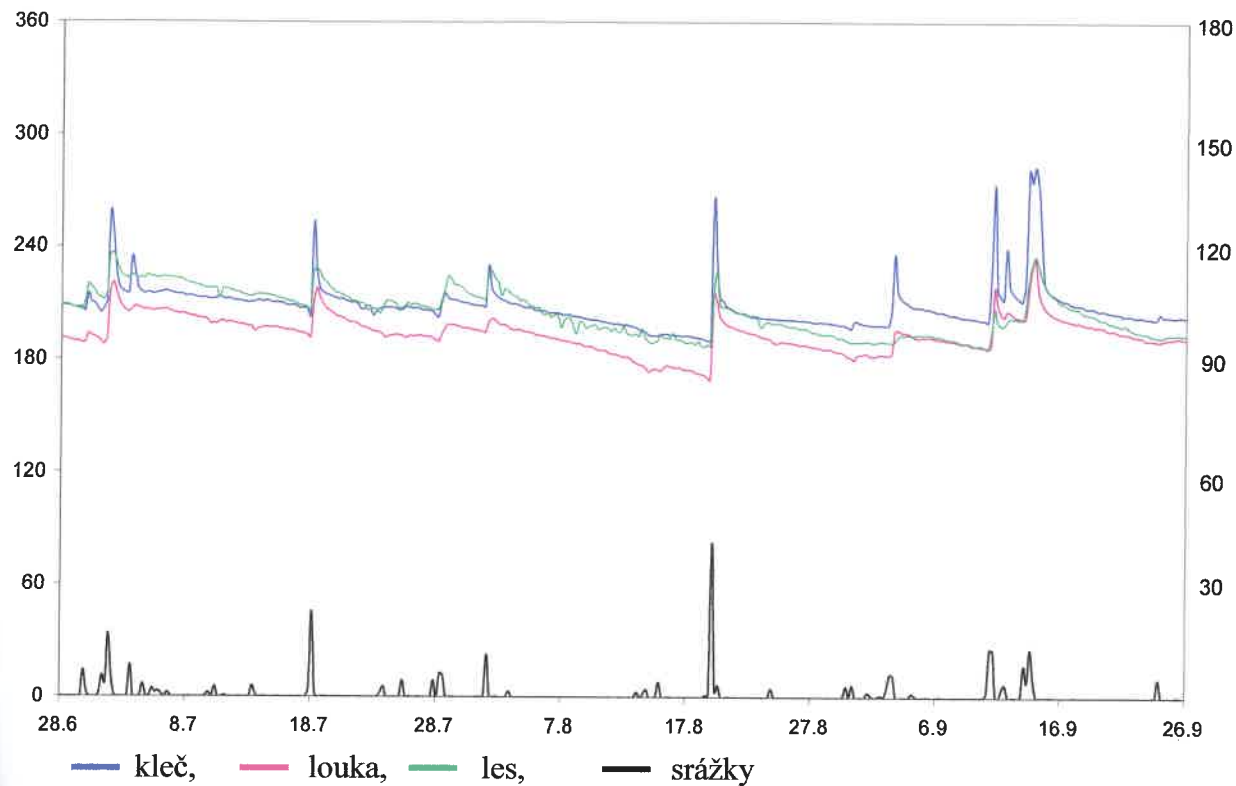
Srážky [mm]



Obr. 4.20. Zásoba vody v půdním horizontu 0 – 60 cm na lokalitě MD1 v roce 2002.

Zásoba vody [mm]

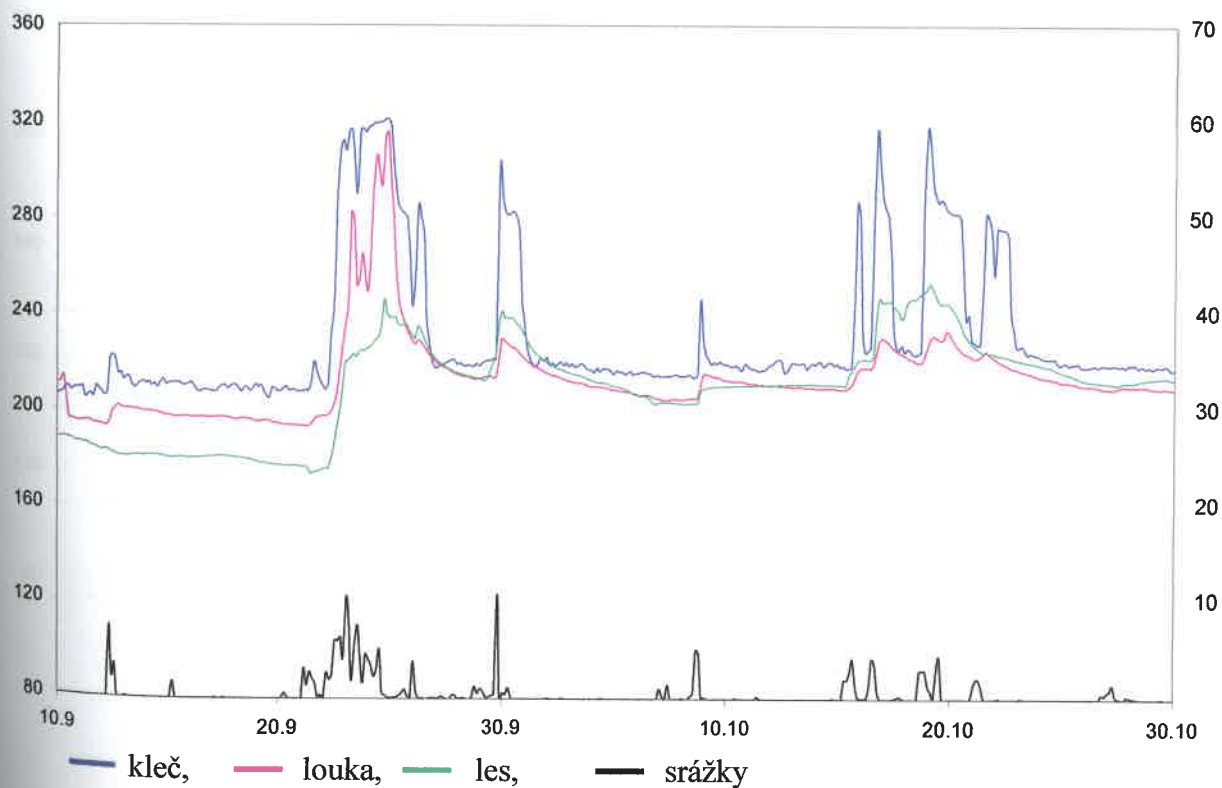
Srážky [mm]



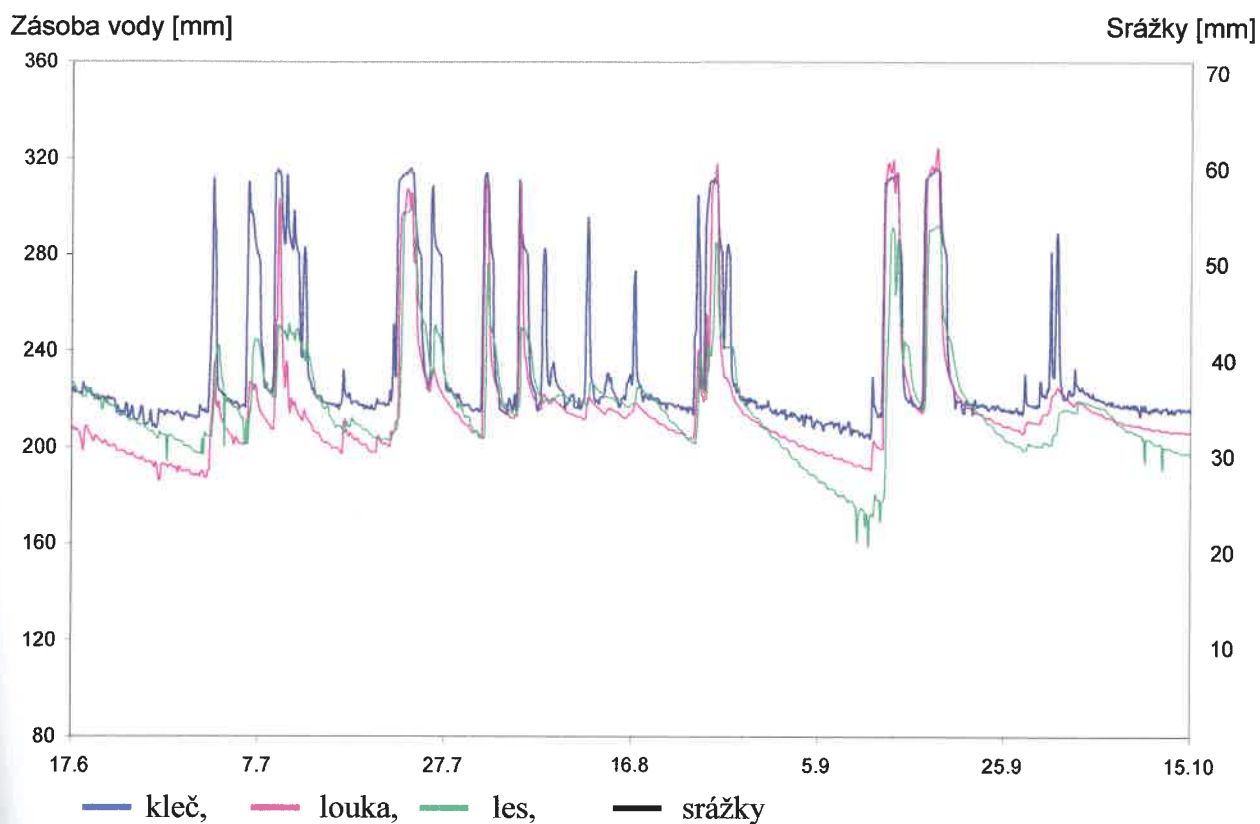
Obr. 4.21. Zásoba vody v půdním horizontu 0 – 60 cm na lokalitě MD1 a MD2 v roce 2003.

Zásoba vody [mm]

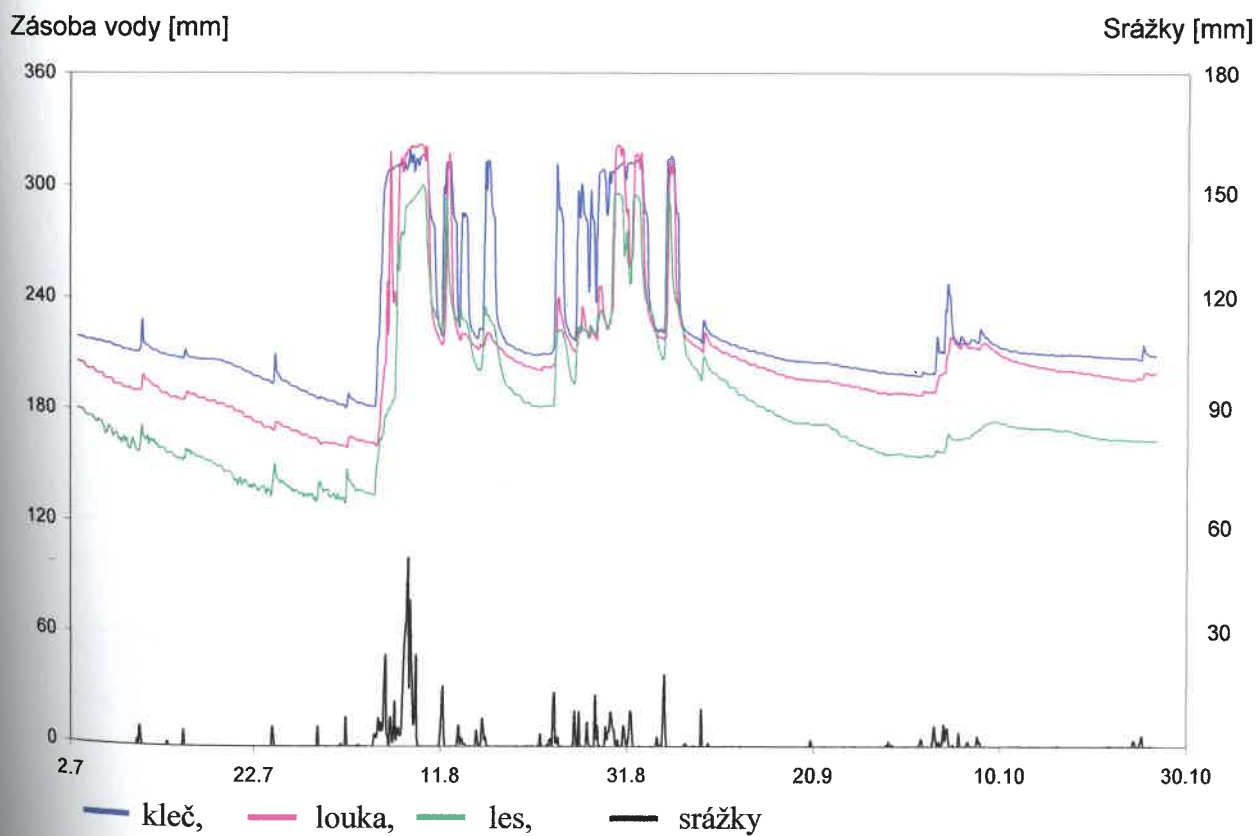
Srážky [mm]



Obr. 4.22 Zásoba vody v půdním horizontu 0 – 60 cm na lokalitě MD1 a MD2 v roce 2004.



Obr. 4.23. Zásoba vody v půdním horizontu 0 – 60 cm na lokalitě MD1 a MD2 v roce 2005.



Obr. 4.24. Zásoba vody v půdním horizontu 0 – 60 cm na lokalitě MD1 a MD2 v roce 2006.

Z naměřených hodnot vyplývá, že po většinu sledované doby je množství půdní vody na Lokalitě LL3 Labská louka vyšší na ploše s travním porostem než v kleči. To však platí jen pro období mezi srážkami. V době srážek se prudce zvýší objem vody v půdě a toto zvýšení je v kleči většinou mnohem větší než poskytuje samotná srážka. U plochy s travním porostem také dochází k navýšení půdní vlhkosti, ale ve většině případů je toto zvýšení úměrné spadlé srážce. Dochází tak k jevu, kdy časově jsou obě plochy synchronizované v reakci na začátek srážky, ale v kleči dochází k prudkému navýšení objemu vody v půdě.

Tab. 4.11. zvýšení množství půdní vody v hloubkovém intervalu 0 – 60 cm v porovnání se začátkem dešťové srážky v milimetrech na lokalitě Labská louka.

Labská louka	Srážky [mm]	zvýšení množství půdní vody v porovnání se začátkem dešťové srážky [mm]			
		LL3L		LL3K	
		V průběhu srážky	Na konci	V průběhu srážky	Na konci
13. - 15.7. 2002	23,4	21,8	5,9	46,5	5,7
16. - 21.7. 2002	35,6	24,2	1,3	86,6	1,2
9. - 15.8. 2002	106,6	28	13,2	90,3	11,9
22. - 23.8. 2002	13,6	7,4	4,5	11,4	4,7
29.8. - 3.9. 2002	82,5	31,5	9,1	87,7	8,6
14. - 19.9. 2002	43,4	32,2	10	77,1	6,9
25. - 29.9. 2002	20,8	28,1	19,7	88,8	59,4
21. - 23.10. 2002	24,1	18,7	18,3	77,6	72,3
25. - 28.10. 2002	41	16,8	16,2	70,7	68,8
17. - 20.5. 2003	15,6	24	21,6	94,7	84,3
29.6. - 6.7. 2003	32,8	34,8	13,6	45,9	37,8
9. - 16.9. 2003	38,8	53,5	27,6	96,7	36,8
23. - 28.5. 2004	14,3	23	0,3	71,1	1,1
20. - 21.7. 2004	18,4	35,3	25,3	78,9	16,5
24. - 31.8. 2004	26	32,6	5,6	84,9	7,2
20. - 30.9. 2004	63,2	49,9	46,2	104,4	96,8
11. - 12. 11. 2004	14,3	19,7	19	53,1	18,2
13. - 18.6. 2005	50,1	30,7	10,8	90,6	53
30.6. - 2.7. 2005	34,5	40,6	36,1	101,2	99,1
5. - 11.7. 2005	38,2	30,7	5	97,8	5,4
20. - 23.7. 2005	42,3	37,9	36,7	89,6	83,2
12. - 15.7. 2006	11,8	8	4	12,1	5,1
3. - 8.8. 2006	435,8	75,9	74,3	106,7	103,2
11. - 16.8. 2006	51,2	31,9	28,7	93,2	71,1
20.8. - 4.9. 2006	167,3	41,1	35,6	99,2	82
6. - 8.9. 2006	17,8	10	0,9	50,9	14,6
27.9. - 8.10. 2006	64	46,7	31,2	88,5	35,2

Podobně se chovají porovnávané plochy i v Modrém dole s tím rozdílem, že vyšší obsah vody v půdě je naopak v kleči. V letech 2002 a 2005 se na lokalitě MD1 jeví průběhy srážkových epizod téměř shodně jak v kleči tak na ploše s travním porostem. Číselné údaje o srovnávaných plochách na Labské louce jsou uvedeny v tab. 4.11 a 4.12.

Tab. 4.12. Zvýšení množství půdní vody v hloubkovém intervalu 0 – 60 cm v porovnání se začátkem dešťové srážky v procentech na lokalitě Labská louka.

Labská louka	Srážky [mm]	zvýšení množství půdní vody v porovnání se začátkem dešťové srážky [%]			
		LL3L		LL3K	
		V průběhu srážky	Na konci	V průběhu srážky	Na konci
13. - 15.7. 2002	23,4	93	27	199	12
16. - 21.7. 2002	35,6	68	5	243	1
9. - 15.8. 2002	106,6	26	47	85	13
22. - 23.8. 2002	13,6	54	61	84	41
29.8. - 3.9. 2002	82,5	38	29	106	10
14. - 19.9. 2002	43,4	74	31	178	9
25. - 29.9. 2002	20,8	135	70	427	67
21. - 23.10. 2002	24,1	78	98	322	93
25. - 28.10. 2002	41	41	96	172	97
17. - 20.5. 2003	15,6	154	90	607	89
29.6. - 6.7. 2003	32,8	106	39	140	82
9. - 16.9. 2003	38,8	138	52	249	38
23. - 28.5. 2004	14,3	161	1	497	2
20. - 21.7. 2004	18,4	192	72	429	21
24. - 31.8. 2004	26	126	17	326	8
20. - 30.9. 2004	63,2	79	93	165	93
11. - 12. 11. 2004	14,3	138	97	371	34
13. - 18.6. 2005	50,1	61	35	181	58
30.6. - 2.7. 2005	34,5	118	89	293	98
5. - 11.7. 2005	38,2	80	16	256	6
20. - 23.7. 2005	42,3	90	97	212	93
12. - 15.7. 2006	11,8	68	50	103	42
3. - 8.8. 2006	435,8	17	98	24	97
11. - 16.8. 2006	51,2	62	90	182	76
20.8. - 4.9. 2006	167,3	25	87	59	83
6. - 8.9. 2006	17,8	56	9	286	29
27.9. - 8.10. 2006	64	73	67	138	40
Průměr		87	58	235	49

Údaje o srovnávaných plochách v Modrém dole jsou uvedeny v tab. 4.13 a 4.14.

Tab. 4.13. Zvýšení množství půdní vody v hloubkovém intervalu 0 – 60 cm v porovnání se začátkem dešťové srážky v milimetrech na lokalitě v Modrém dole.

Modrý důl	Srážky [mm]	zvýšení množství půdní vody v porovnání se začátkem dešťové srážky [mm]					
		MD1L		MD1K		MD2	
		V průběhu srážky	Na konci	V průběhu srážky	Na konci	V průběhu srážky	Na konci
29. - 30.6. 2003	41,2	32	21,7	52,9	12,7	29,9	20,8
17. - 19.7. 2003	26,4	26,2	14,3	23,7	11,2	21,5	12,2
18. - 20.8. 2003	46,9	45,2	27,3	75,7	16,5	38,4	18,1
9. - 15.9. 2003	62,8	47,6	16,6	82,1	12,7	48,7	26,2
13. - 15. 8. 2004	22,6	37,3	12	32,5	10,4	20,2	13,8
20. - 22.8. 2004	35,4	88	5,6	86,4	3	30,3	12,1
21. - 30.9. 2004	132,9	122,3	31	112,8	66,6	69,6	58,7
7. - 9.10. 2004	14,2	10,4	9,6	31,9	5	6,1	6,1
15. - 16.10. 2004	23,1	19,3	18,4	99,1	66,8	36,2	34,9
17. - 19.10. 2004	19,4	6,6	5,6	83,8	58,4	12,1	3,7
3. - 8.8. 2006	440,8	160,1	127,5	133,9	112,7	165,3	123,7
12. - 13.8. 2006	14,8	3,2	0,2	60,5	1,9	5,8	0,5
14. - 16.8. 2006	24,2	9	3,9	94,9	65,4	33,4	24,2
20. - 23.8. 2006	39,2	37,3	16	99,9	16,5	39	27,5
25. - 31.8. 2006	134,9	178,2	121	210,9	160,6	187,9	87,2
6. - 8.9. 2006	13,2	10,5	2,3	11,2	2,4	12,7	3,5

Tab. 4.14. Zvýšení množství půdní vody v hloubkovém intervalu 0 – 60 cm v porovnání se začátkem dešťové srážky v procentech na lokalitě v Modrém dole.

Modrý důl	Srážky [mm]	zvýšení množství půdní vody v porovnání se začátkem dešťové srážky [%]					
		MD1L		MD1K		MD2	
		V průběhu srážky	Na konci	V průběhu srážky	Na konci	V průběhu srážky	Na konci
29. - 30.6. 2003	41,2	78	68	128	24	73	70
17. - 19.7. 2003	26,4	99	55	90	47	81	57
18. - 20.8. 2003	46,9	96	60	161	22	82	47
9. - 15.9. 2003	62,8	76	35	131	15	78	54
13. - 15. 8. 2004	22,6	165	32	144	32	89	68
20. - 22.8. 2004	35,4	249	6	244	3	86	40
21. - 30.9. 2004	132,9	92	25	85	59	52	84
7. - 9.10. 2004	14,2	73	92	225	16	43	100
15. - 16.10. 2004	23,1	84	95	429	67	157	96
17. - 19.10. 2004	19,4	34	85	432	70	62	31
3. - 8.8. 2006	440,8	36	80	30	84	38	75
12. - 13.8. 2006	14,8	22	6	409	3	39	9
14. - 16.8. 2006	24,2	37	43	392	69	138	72
20. - 23.8. 2006	39,2	95	43	255	17	99	71
25. - 31.8. 2006	134,9	132	68	156	76	139	46
6. - 8.9. 2006	13,2	80	22	85	21	96	28
Průměr		90	51	212	39	85	59

Porovnáme – li výsledky na obou lokalitách (LL3 a MD1 a 2) v procentech vůči srážkám, pak platí následující. Pokud jde o množství, o které se zvýší obsah půdní vody v horizontu 0 – 60 cm je jasně patrné, že klečový porost navýší obsah půdní vody zhruba o 200 %. Zvýšení na plochách s travním porostem je v průměru do 90 %. Je možné, že buď nedochází k infiltraci celé srážky, nebo infiltruje a plynule přechází do podloží a případně podpovrchovým prouděním po svahu. To může být také důvodem proč dochází k tak velkému zvyšování obsahu vody v kleči. Je možné, že dochází k hromadění vody pod klečí právě z míst travních porostů.

4.12. Diskuze výsledků

Obecně (uvažováno pro všechny měřené plochy) jsou hodnoty objemových vlhkostí stanovené metodou TDR o něco nižší než hodnoty udávané vlhkostními čidly VIRRIB. Pravděpodobným důvodem je způsob, kterým jsou sondy osazovány a skutečnost, že metoda TDR reprezentuje podstatně větší vertikální rozsah půdního prostředí než je tomu u čidla VIRRIB. Čidla VIRRIB jsou uložena horizontálně tak, aby lépe postihla vymezený hloubkový horizont. Sondy TDR naopak postihují celý hloubkový interval daný jejich délkou. Měření metodou TDR navíc lépe charakterizuje půdu blízkou se neporušenému prostředí, zatímco v případě čidel VIRRIB se jedná o více či méně porušené prostředí s částečně změněnými parametry. Už z těchto důvodů nelze očekávat těsnou shodu hodnot objemové vlhkosti změřených oběma metodami.

V práci byly výsledky získané metodou TDR použity pro zjednodušený převod hodnot kontinuálního měření čidly VIRRIB na intervaly 0 – 30 cm a 30 – 60 cm. Tyto hodnoty pak byly použity pro porovnání jednotlivých ploch s rozdílným vegetačním krytem v průběhu několika srážkových epizod. Bylo tak učiněno s vědomím, že jde o velmi zjednodušený pohled na situaci odehrávající se v půdě. Aby se potvrdil nebo vyvrátil zvolený přístup, bude nezbytné provést opakovaná měření metodou TDR a provést další porovnání s metodou TDT.

Předpokladem je, že i když nelze vysvětlit pouze z údajů o vlhkosti procesy odehrávající se v půdách na měřených lokalitách, přeci jen lze najít určité rozdíly či shodné prvky v chování půd na jednotlivých plochách.

V průběhu srážek dochází k rozdílnému chování půdního prostředí na plochách s travním a klečovým porostem. V kleči dochází pravidelně k rychlému nárůstu objemové

vlhkosti půd (pravděpodobně kombinace infiltrace srážek a hypodermického toku). U ploch s travním porostem byl takový nárůst přesahující velikost srážek také zaznamenán, ale mnohem méně často. Také na lokalitě v lese k takové situaci došlo, ale opět jen zřídka. Klečové lokality se takto chovají pravidelně.

Pokud jde o časovou reakci na srážky, chovají se oba sledované porosty téměř stejně. Časová synchronizace je dobře patrná z uvedených grafů (viz obr. 4.15 – 4.24.).

Zjištěné výsledky vedou k domněnce, že je důležitá kombinace obou typů vegetačního krytu nad hranicí lesa. Stejně tak se jeví jako důležité zachování mozaiky obou typů stanovišť.

V budoucnu bude velmi důležité zaměřit se podrobněji na možné vazby mezi půdním prostředím obou typů vegetačního pokryvu a pokusit se přesně popsat procesy, o které se jedná.

5. Vliv navátého sněhu na vodní bilanci povodí Modrého potoka

5.1. Nová metoda měření výšky sněhové pokrývky na sněhových polích

Velmi obtížně měřitelnou součástí vstupních údajů pro stanovení vodní bilance malého horského povodí v oblasti Modrého dolu je kromě mlhy a větrem hnané nízké oblačnosti (usazené srážky) také zásoba vody z navátého sněhu, který je do povodí transportován silným větrem z přilehlých oblastí ležících mimo hranice samotného povodí.

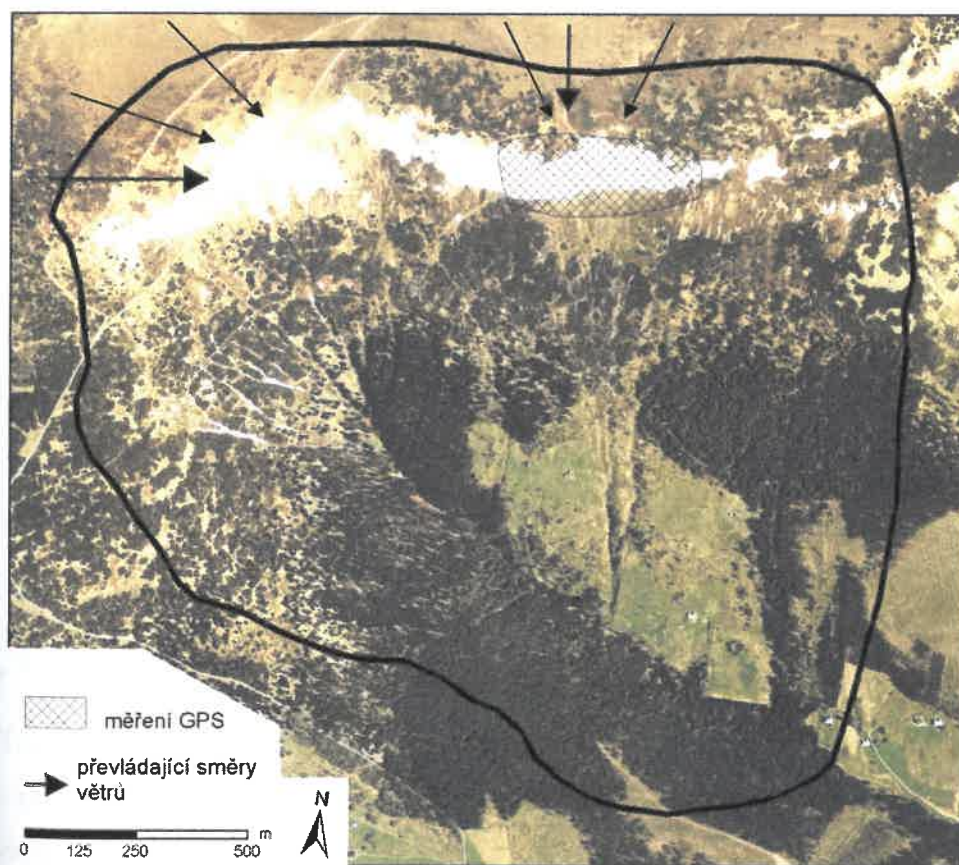
Nerovnoměrné rozdělení sněhové pokrývky je velmi dobře známým jevem vyskytujícím se všude v alpských a arktických oblastech. Výsledkem takové nerovnoměrnosti je mozaika ploch s rozdílnou sněhovou pokrývkou, různou dobou tání a obdobím bez sněhu. Tyto rozdíly ovlivňují celý ekosystém daného povodí. Plochami s vysokou sněhovou pokrývkou a tím také s krátkým vegetačním obdobím jsou sněhová pole. Mocnost sněhové pokrývky na sněhových polích se pohybuje 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 mocnosti kolem 3 m. Pro větší mocnosti je však nelze použít. Proto jsme pro získání sady spolehlivějších dat přistoupili 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 stanovení mocnosti sněhové pokrývky na měřené ploše je vzhledem k postupu měření a následnému zpracování dat řádově v dm.

Záměrem této části disertační práce je upozornit na nemalý podíl navátého sněhu, který nelze zachytit standardním měřením srážek, na vodní bilanci horských povodí a na konkrétním příkladu povodí Modrého potoka v Krkonoších (obr. 5.1) ukázat výhody nově navržené metody měření výšky sněhové pokrývky s využitím satelitního systému GPS. Jedná se o jeden z možných postupů, umožňující alespoň částečně kvantifikovat podíl navátého sněhu a tak zpřesnit vodní bilanci.

5.2. Metodika měření

Kinematická fázová měření GPS s použitím přístrojů TRIMBLE Pathfinder (ProXR a Power) byla prováděna v obdobích největší sněhové akumulace (březen až duben) a poté nepravidelně během odtávání (květen až červenec) v letech 2000 – 2005. Z větší části sněhového pole, tj. z míst s předpokládanou největší akumulací sněhu, byla data získána 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 byla 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 (obr. 5.2). Doba měření jednotlivých fázových bloků pak byla cca 2 až 2,5 hodiny.



Obr. 5.1. Situace v povodí „Modrý Potok“ (plná čára), rozložení sněhových polí s vyznačenou plochou, kde probíhala měření GPS.

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 prostor 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 pro dané období a model povrchu bez sněhové pokrývky – srpen 2000) a jednoduchou aritmetickou operací byly vytvořeny modely vertikálních výšek sněhu měřené oblasti.

Tyto modely pak byly využity pro odhad vodní zásoby ve sněhu dále pro stanovení rozlohy akumulací plochy a průměrné výšky sněhové pokrývky a konečně pro grafické znázornění plošného rozložení výšek sněhové pokrývky v rámci měřeného sněhového pole.



Obr. 5.2. Kinematická měření GPS prováděná různými postupy.

5.3. Výsledky

Teprve po získání prvních výsledků sněhových měření pomocí systému GPS mohl být lépe posouzen vliv sněhové pokrývky (včetně navátého sněhu) na odtokové poměry v povodí Modrého potoka. Již na počátku sledování odtokových poměrů při monitorování distribuce některých chemických látek v povodí byly zřejmé nesrovnalosti mezi měřeným množstvím vody ve srážkách a množstvím vody na odtoku z povodí. Bylo zřejmé, že množství vody, které z povodí odtéká, neodpovídá měřeným srážkám a mnohdy je dokonce značně převyšuje. Uvážíme-li ještě evapotranspiraci, pak musíme konstatovat, že

na vstupu vodních zásob se musí značnou měrou podílet jednak horizontální (usazené) srážky ve vegetačním období a především, v případě Modrého dolu, silným větrem navátý sních, který by jinak zůstal ležet mimo hranice povodí. Porovnání srážkových úhrnů a odtokových výšek za jednotlivé hydrologické roky je uvedeno v tabulce 5.1.

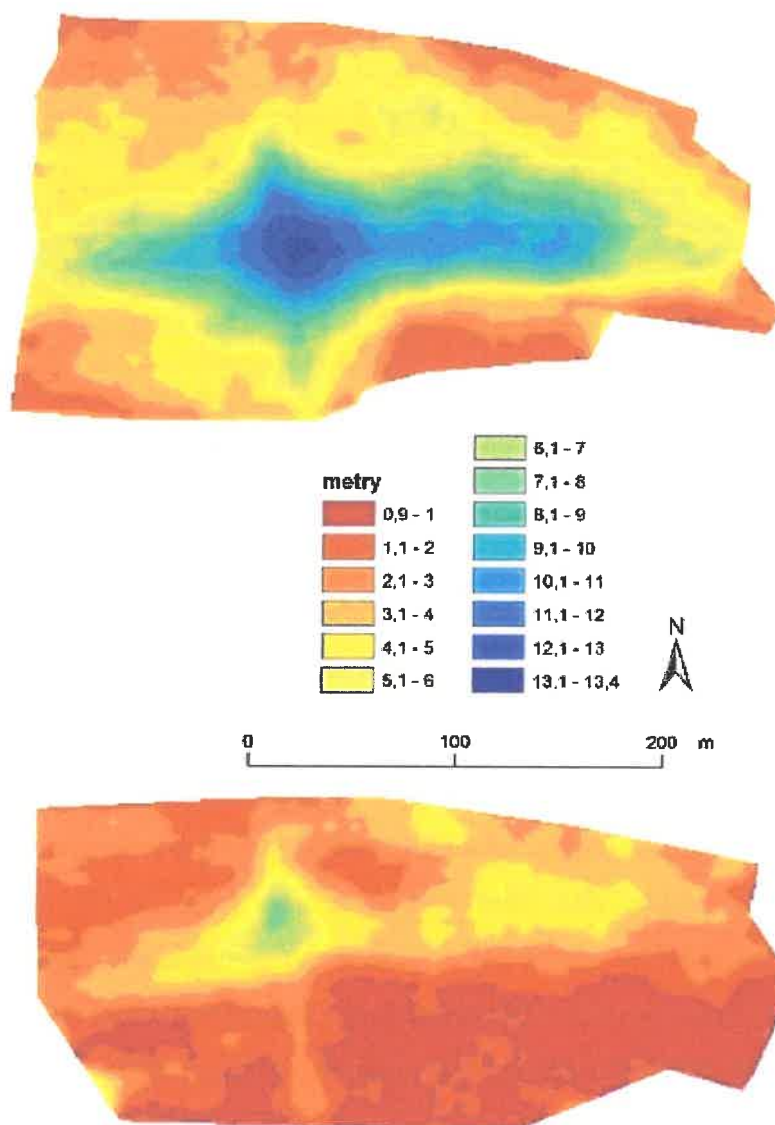
Tab. 5.1. Srážkové úhrny, odtokové výšky a rozdíly v jednotlivých letech (hydrologický rok)

	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005
Srážky [mm]	1824	1944	1472	1715	1832	1295	1323	1387	1509	928	1145	1324
Odtoková výška [mm]	1895	2307	1462	1633	2466	1912	1912	1946	2051	1034	1698	1991
Rozdíl [mm]	-71	-363	10	82	-634	-617	-589	-559	-542	-106	-553	-667

Za povšimnutí stojí údaje o srážkách do roku 1998. Ty se jeví jako mírně nadsazené oproti dlouhodobému průměru srážkových úhrnů ze Sněžky z let 1961 – 1990, který činí 1261 mm (Czerwinski et al. 1995). Naproti tomu údaje od roku 1999 se již jeví jako přesnější. Také rozdíly mezi srážkami a odtokem jsou od roku 1999 relativně stabilní a reálné; výjimkou je pouze rok 2003, který byl však výrazně suchý.

Oblast s extrémně vysokou sněhovou pokrývkou zabírá plochu zhruba 25 ha (10% celkové plochy povodí) ve vrcholových partiích při severním a severozápadním okraji povodí. Jedná se o návětrná místa, která jsou ve směrech dvou křížících se větrných proudů. Hlavní systém je směru Z-V a k němu napříč probíhá často proudění směru SZ-JV až SV-JZ (Vulterin 1969). Tyto směry velmi silných větrů, které často doprovází mohutné sněžení, jsou společně s vhodnými geomorfologickými podmínkami příčinou velkých kumulací sněhu ve sledovaném povodí (obr. 5.1). Další přibližně 10 – 15% plochy vykazuje zvýšenou sněhovou pokrývku a na zbylých cca 75% plochy je výška sněhové pokrývky úměrná poloze a sněhovým srážkám. Kinematická měření GPS probíhala na ploše o rozloze přibližně 5 – 10 ha v oblasti nejvyšší akumulace sněhu na lavinové dráze, jejíž horní část tvoří příčně protáhlé sněhové pole známé jako „Mapa republiky“. Ve zbytku oblasti s vysokou akumulací sněhu zatím pouze odhadujeme maximální výšku sněhu podle nepřímých pozorování a délky trvání sněhové pokrývky. Výsledky měření na ploše sněhového pole Mapa republiky jsou shrnuty v tabulce 5.2. Velikost měřené plochy, maximální výška sněhové pokrývky, celkové množství sněhu na měřené ploše a průměrné výšky sněhu jsou přímým výstupem analýzy v GIS, vodní

zásoba byla získána propočtem s odhadnutou hustotou sněhu pro jednotlivá období: únor až duben – $0,3 \text{ g/cm}^3$, květen a červen – $0,4 \text{ g/cm}^3$ a červenec – $0,45 \text{ g/cm}^3$.



Obr. 5. 3. Srovnání distribuce sněhu na sněhovém poli Mapa republiky v letech 2002 (nahore) a 2003 (dole)

Velmi cennými výsledky GPS měření jsou také mapy plošné distribuce sněhu na sněhovém poli a zjištění absolutních maxim a jejich přesné pozice (obr. 5.3). Tyto údaje byly mimo jiné již využity např. pro botanické a geomorfologické studie (Dvořák et al. 2004, Hejzman et al. 2006).

Tab.5. 2. Výsledky kinematických měření GPS na sněhovém poli "Mapa Republiky"

Období	Plocha	Max. výška	Množství sněhu	Průměrná výška	Odhadnutá vodní zásoba	
	[m ²]	[m]	[m ³]	[m]	[m ³]	[mm]
04/2000	41866	15,7	317244	7,6	95173	2273
05/2000	38423	10,5	153226	4,0	61290	1595
06/2000	18038	7,8	60752	3,4	24300	1347
05/2001	18200	6,1	43446	2,4	17378	954
02/2002	41411	10,9	196065	4,7	58819	1420
05/2002	58108	13,4	302054	5,2	120821	2079
04/2003	52151	7,6	115761	2,2	34728	665
04/2004	70432	14,3	346666	4,9	103999	1476
05/2004	52112	10,9	184549	3,5	73819	1416
06/2004	31348	8,8	82629	2,6	33051	1054
07/2004	2250	5,3	6885	3,1	3098	1377
03/2005	91669	15,3	506276	5,5	151882	1656

5.4 . Diskuze výsledků

O významném podílu sněhových srážek, včetně vodní zásoby uložené ve formě sněhu navátého z přilehlých oblastí, na vodní bilanci povodí Modrého potoka svědčí kromě jiného i skutečnost, že v dubnu a květnu vlivem tání odtéká z povodí kolem 50 % celkového množství povrchového odtoku naměřeného za období hydrologického roku.

V současnosti však přesná kvantifikace celkového podílu samotného navátého sněhu na vodní bilanci povodí není možná. Chybí totiž GPS údaje z dostatečně velké akumulární plochy doplněné gravimetrickým měřením výšky sněhové pokrývky v průběhu zimní sezóny na vybraných reprezentativních místech povodí. Také se ukazuje, že zjištěné množství sněhu, respektive vodní zásoba sněhu stanovená na Mapě republiky, zdaleka nestačí k vysvětlení chybějící vody na vstupu do vodní bilanci povodí.

K tomu, abychom dokázali přesněji popsat celkový vliv sněhových srážek (včetně příspěvku navátého sněhu) na množství odtékající vody z povodí, bude potřeba pokrýt v dalších letech celou plochu sněhových polí měřením GPS a zjistit tak skutečné poměry v rozložení sněhové pokrývky na všech exponovaných místech.

Zjištěné výsledky na sněhovém poli Mapa republiky jsou však poměrně slibné a ukazují, že tento způsob měření výšky sněhové pokrývky v místech, kde selhává měření pomocí lavinových sond, má budoucnost a umožní v kombinaci s klasickými postupy (např. použití lavinových sond) doplnit mapu výšek sněhové pokrývky pro celé povodí Modrého potoka v dalších letech.

6. Závěr

Plošné mapování magnetické susceptibility povrchových vrstev půd bylo provedeno na území KRNAPu v několika etapách v letech 2000 – 2006. Mapování obsáhlo území celého národního parku a probíhalo pod vedením A. Kapičky - ve spolupráci s GFÚ AV ČR. Primárním cílem prací bylo vymapování území krkonošské tundry s přesahem k turistickým střediskům, neboť tento prostor je zároveň oblastí I. zóny národního parku a jedná se nejcennější území s nejpřísnější ochranou. Účelem bylo podchycení případného antropogenního znečištění průmyslovými spady. Metoda mapování magnetické susceptibility využívá vlastností ferimagnetických minerálů přítomných v průmyslovém spadu. Pokud je zkoumané území zasaženo antropogenním znečištěním, které je provázeno výskytem těchto ferimagnetických minerálů v imisích, potom lze toto znečištění zaznamenat.

Oblast nejvyšších partií Krkonoš není znečištěna v současnosti průmyslovým spadem provázejícím výskyt antropogenních ferimagnetik. Místa se zvýšenou koncentrací antropogenních ferimagnetik jsou totožná s horskými středisky. Dalšími místy znečištění jsou vybudované cesty vedoucí I. i II. zónou národního parku. Na těchto místech byl zaznamenán silný nárůst hodnot magnetické susceptibility.

Těžko si lze představit, že by se současný stav na cestách v I. zóně národního parku mohl nějak výrazně změnit, ale bylo by dobré vzít tento aspekt do úvahy v budoucnu - při povolování vhodného materiálu pro výstavbu a opravy komunikací alespoň v oblastech I. zóny. Jak je totiž patrné na příkladu asfaltové cesty z Výrovky na Luční boudu, materiál použitý na úpravu asfaltového povrchu (šterk) se velmi rychle vyplavuje do okolí a dostává se až do vzdálenosti několika desítek metrů pod cestu. Situace cestní sítě v oblasti Modrého dolu je na obr. 6.2 a 6.3.

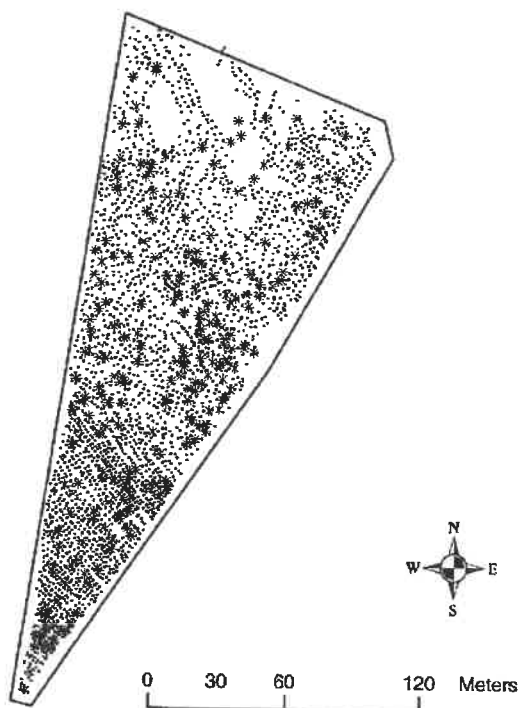
V budoucnu by jistě stálo za úvahu dokončit mapování magnetické susceptibility na všech cestách alespoň v I. zóně národního parku a doplnit tak informace o stavu cestní sítě z nového úhlu pohledu. Plošným měřením hodnot magnetické susceptibility na území KRNAPu byl položen základ pro budoucí sledování míry antropogenního znečištění. Současné výsledky budou sloužit jako podklad pro posouzení případného znečištění

v budoucnosti. V intervalech několika let lze doporučit opakování měření na základě znalosti současného stavu.

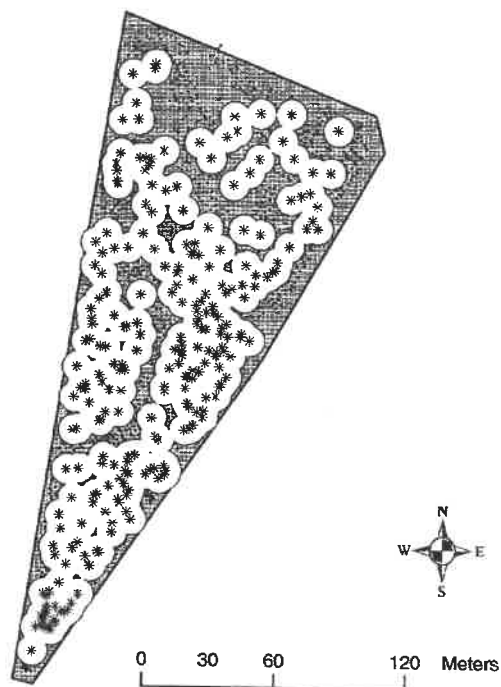
Dalším cílem této práce bylo získání sady dat umožňujících posouzení vztahu mezi objemovou vlhkostí půd na vybraných lokalitách krkonošské tundry (stanovených metodou TDR a TDT) a vegetačním krytem. Jedním z důvodů, proč se přistoupilo ke sledování dynamiky pohybu vody v nenasycené zóně, byla i široce diskutovaná otázka řízeného managementu ochrany přírody v oblasti nad hranicí lesa. Jde o to, zda a v jaké míře přistoupit k redukci již dříve provedených výsadeb kleče. Tato otázka je natolik citlivá, že si vyžaduje zodpovědný přístup k získání dostatečných informací, které mohou podpořit kteroukoliv z možných variant případných zásahů. Protože dosud neexistovaly konkrétní údaje o vlivu klečového porostu na vlhkostní poměry půdy, bylo zahájeno monitorování vlhkostních poměrů v klečovém porostu a pro porovnání i v místech bez kleče (travní porost). Jak již bylo uvedeno, probíhal od roku 2000 po dobu pěti let intenzivní multidisciplinární výzkum v rámci projektu „Komplexní analýza dlouhodobých změn krkonošské tundry“ podepřeného MŽP. V průběhu prací na tomto projektu byly shromážděny údaje, které měly vyplnit mezery v současném stavu poznání problematiky vlhkostních poměrů půd ve vztahu k vegetaci.

Jedním z výsledků sledování vlhkostních poměrů na místech s různým vegetačním pokryvem bylo zjištění, že vegetační kryt v oblasti nad hranicí lesa nemá patrně zásadní význam na vodní režim půd v době vegetačního období za podmínky, kdy existuje v půdě dostatečné množství vláhy potřebné k chlazení rostlin evapotranspirací (Tesař et al. 2004). Jak bylo potvrzeno v dosavadním sledování nenasycené zóny, byla tato podmínka doposud vždy splněna. Samozřejmě je potřeba zvážit, že dosavadní výzkum neprobíhá na území krkonošské tundry dostatečně dlouhou dobu. Nicméně na základě dosud zjištěných skutečností lze případnou redukci klečových porostů doporučit v těch místech, kde si to vyžaduje potřeba ochránit či podpořit existenci bylinné vegetace, výskyt vzácných typů mrazových půd apod. Dosavadní poznatky zatím nepodporují tvrzení, že klečové porosty zastávají významnou hydrologickou funkci v oblasti nad hranicí lesa.

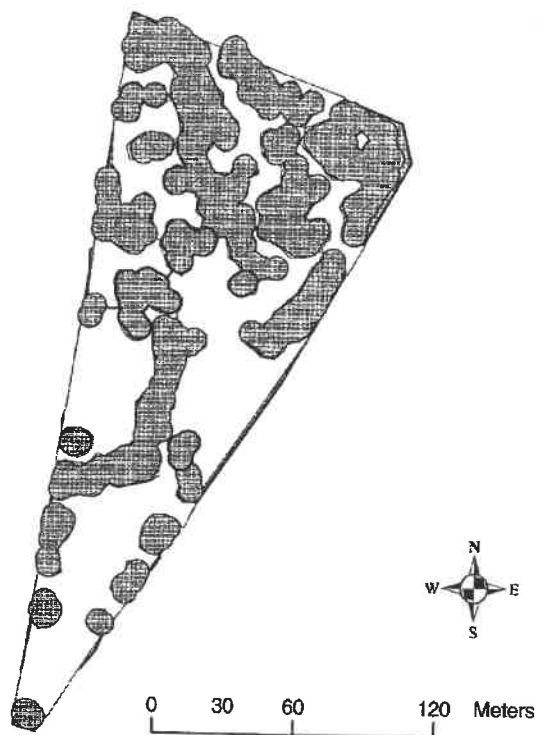
Jedním z příkladů, jak může podrobný návrh případných zásahů do výsadby klečových porostů vypadat, je navržený postup redukce výsadeb kleče v západní části krkonošské tundry, konkrétně v blízkosti rozcestí U Čtyřech pánů (Dvořák et Fajfr 2002). Analýza byla provedena na základě botanických podkladů a vycházela z předchozího návrhu, který byl zpracován v prostředí GIS. Jedním z výstupů této analýzy byl i



a)



b)



c)

a) Původní stav výsadeb kleče. Je možné vidět velmi hustou výsadbu, která by bez příslušného zásahu vedla k úplnému zapojení porostu.

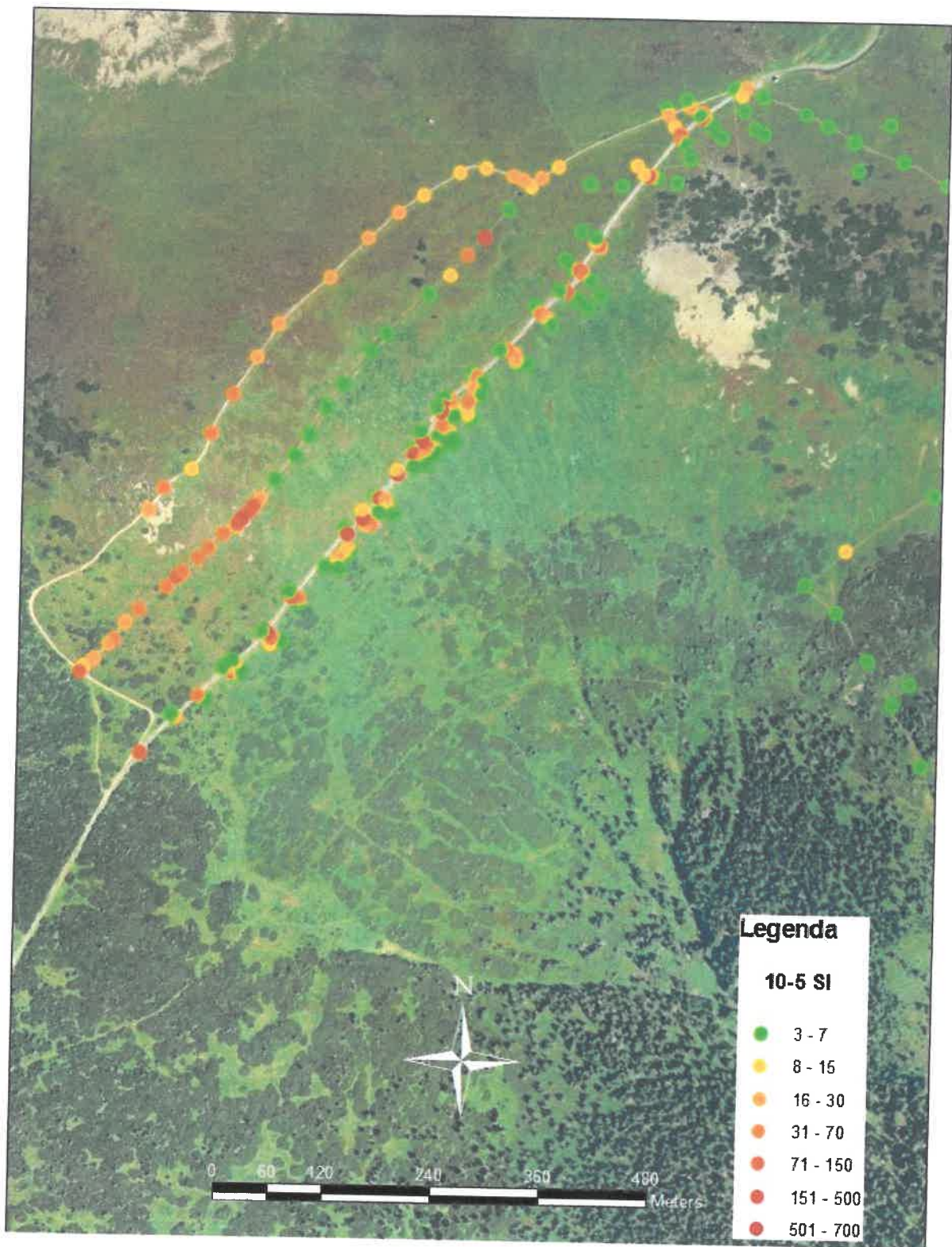
b) Světlé plochy představují místa, kde by mělo dojít k redukci výsadeb.

c) Předpokládaný výsledný stav po zásahu, který umožní získat dostatečný prostor pro růst bylinné vegetace.

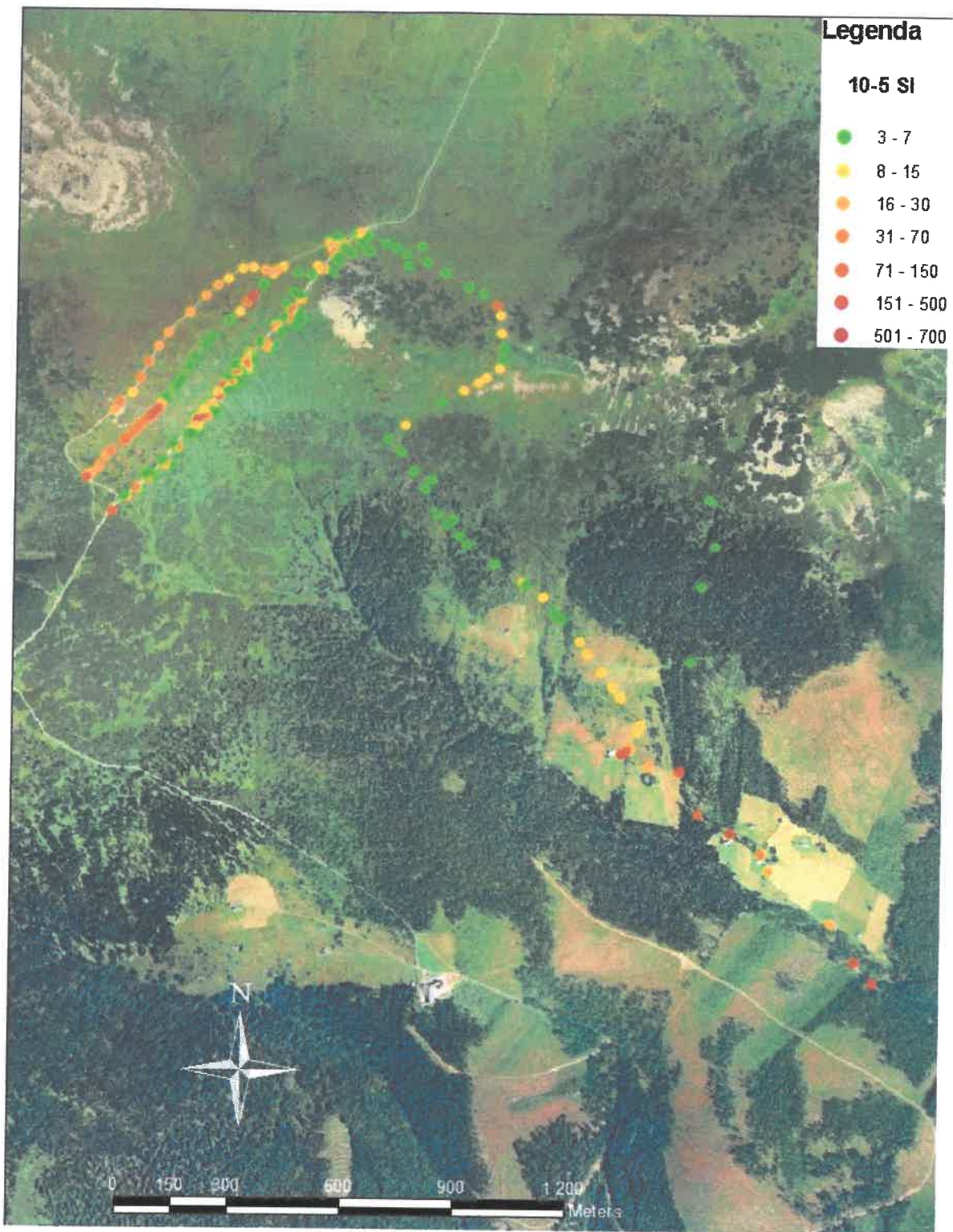
Obr. 6.1. Detailní návrh zásahu do výsadeb kleče v oblasti U Čtyř páni.

podrobný návrh redukce klečového porostu ve zmíněné lokalitě. Situace tohoto zásahu je na obr. 6.1. Lze rovněž poznamenat, že k navrženému zásahu v tomto místě už skutečně došlo a výsledky jsou nyní sledovány a vyhodnocovány pracovníky KRNAP.

Nový postup měření výšky sněhové pokrývky v místech sněhových polí byl ověřen jako velmi efektivní. Výsledky získané měřením pomocí systému GPS a zpracované v prostředí GIS jsou široce využitelné i v dalších oblastech, tedy nejen pro účely vodní bilance povodí. Hodnoty výšek sněhové pokrývky v průběhu zimního období jsou velmi cennou informací samy o sobě a navíc je lze využít například pro geomorfologické, popřípadě i geobotanické studie (Dvořák et al. 2004, Hejcman et al. 2006). Rozhodně lze také doporučit pokračování měření sněhové pokrývky i v dalších letech, případně rozšíření měření i do oblasti sněhového pole v oblasti Koňky.



Obr. 6.2. Hodnoty magnetické susceptibility části cestní sítě v závěru Modrého dolu (Koňka).



Obr. 6.3. Hodnoty magnetické susceptibility části cestní sítě vedoucí z Pece pod Sněžkou Modrým dolem.

Literatura:

- BLÍŽKOVSKÝ, M. et al. 1981: Odkrytá gravimetrická mapa Českého masívu. MS Geofond Praha, Geofyzika Brno, Brno.
- CZERWINSKI J. et al. 1995: Wysokogorskie obserwatorium meteorologiczne na Sniezce. Wroclaw.
- ČERVENKA, J., PÍCHOVÁ, E. 1990: Fyzikální vlastnosti hornin východní části Jugie a SZ části moravskoslezské oblasti. MS Geofond Praha, Geofyzika Brno, Brno.
- DAVIS, J.L. AND CHUDOBIAK, W.J., 1975, In-situ Meter for Measuring Relative Permittivity of Soils, Pap 75-1A, Geol. Surv. Can., Ottawa, 75-79.
- DOHNAL J., JÁNĚ Z., KNĚZ J. 2000: Komplexní geofyzikální průzkum na lokalitě Labská louka v Krkonoších – etapa 2000. MS, PřF UK – Správa KRNAP, Praha.
- DOHNAL J., JÁNĚ Z., KNĚZ J. 2001: Komplexní geofyzikální průzkum na lokalitách Labská louka a Modrý důl v Krkonoších – etapa 2001. MS, PřF UK – Správa KRNAP, Praha.
- DOHNAL J., JÁNĚ Z., KNĚZ J. 2002: Komplexní geofyzikální průzkum na lokalitách Labská louka a Modrý důl v Krkonoších – etapa 2002. MS, PřF UK – Správa KRNAP, Praha.
- DOHNAL J., JÁNĚ Z., KNĚZ J., VILHELM J., ZIMA L. 2003: Komplexní geofyzikální výzkum na lokalitách Labská louka, Pančavská louka a Modrý důl v Krkonoších – etapa 2003. MS, PřF UK – Správa KRNAP, Praha.
- DOHNAL J. et al. 2001: The problem of peat mounds and specific character of some geophysical fields in the area of the Labská louka. Opera Corcontica, 38, str. 249 - 259.
- DVOŘÁK, I.J. ET FAJFR, Z. 2002: Time-Space analysis of dwarf pine proportion in ecosystems of arctic-alpine tundra in the Giant Mts., Opera Corcontica 39, 153 – 168, Vrchlabí.
- DVOŘÁK I.J., KOCIÁNOVÁ M. & PÍRKOVÁ L. 2004: Příklad využití technologií GPS a GIS při studiu kryoplanáčnických teras na Luční a Studniční hoře. In ŠTURSA J., MAZURSKI K.R., PALUCKI A. & POTOČKA J. (eds.) Geoekologické problémy Krkonoš. Sborn. Mez. Věd. Konf., Listopad 2003, Szklarska Poreba, Opera Corcontica, 41, s. 18 – 24, Vrchlabí.
- ELRICK, D. E. ET AL., 1992: Parameter estimation of field solute transport models based on TDR Measurements. – Soil Science Soc. Of America Journal, 56 pp.
- GENUCHTEN VAN, M. TH., NIELSEN, D. R. 1985: On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. Annales Geophysicae 3(5), 615-628.
- GNOJEK, I., ŠRÁMEK J. et HANÁK J. 2002: Geofyzikální prozkoumanost území KRNAP, MS, Správa KRNAP, Brno.

- HAY K.L., DEARING J.A., BABAN S.M.J., LOVELAND P.J. 1997: A preliminary attempt to identify atmospherically-derived pollution particles in English topsoils from magnetic susceptibility measurements. *Phys. Chem Earth*, **22**, 207-210.
- HEJCMAN M., DVORAK I.J., KOCIANOVA M., PAVLU V., NEZERKOVA P., VITEK O., RAUCH O. & JENIK J. 2006: Snow Depth and Vegetation Pattern in a Late-melting Snowbed Analyzed by GPS and GIS in the Giant Mountains, Czech Republic, Arctic, Antarctic, and Alpine Research, Vol. 38, No. 1, 2006, s. 90–98, Colorado, USA.
- HUTCHINSON M. F. 1988: Calculation of hydrologically sound digital elevation models. Third International Symposium on Spatial Data Handling, Sydney. Columbus, Ohio: International Geographical Union.
- HUTCHINSON M. F. 1989: A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology*, 106, s. 211–232.
- CHALOUPSKÝ J. 1968: Geologický vývoj Krkonoš, in: Geologická mapa Krkonošského národního parku. ÚÚG, Praha, str. 1 – 4.
- CHALOUPSKÝ J. et al. 1989: Geologie Krkonoš a Jizerských hor. Academia, Praha.
- KACHANOWSKI, R.G., PRINGLE, E. ET WARD, A.L. 1992: Field measurements of solute travel times using time domain reflectometry. – *Soil Science Society of America Jour.* 56, pp. 47 – 52
- KACHANOWSKI, R.G. ET WARD, A.L. 1994: Measurements of Subsurface Chemical Transport Using TDR – Symposium n Time Domain Reflectometry in Environmental, infrastructure and minig applications (Evanston, III.), U.S. Dptm. Of Interior, Bureau of Mines Spec. Publ. SP 19-94, pp. 207 – 214
- KAPIČKA, A., JORDANOVA, N., PETROVSKÝ, E., USTJAK, S. 2000: Magnetic stability of power-plant fly ash in different soil solutions. *Phys. Chem. Earth (A)*, 25, No.5, str. 431-436.
- KAPIČKA, A., PETROVSKÝ, E., JORDANOVA, N., PODRÁZSKÝ, V. 2001: Magnetic parameters of forest top soils in Krkonose mountains, Czech Republic. *Phys.Chem.Earth (A)*, 26, No.11-12, str. 917-922.
- KAPIČKA, A., JORDANOVA, N., PETROVSKÝ, E., USTJAK, S. 2001: Effect of different soil conditions on magnetic parameters of power-plant fly ashes. *Journal of Applied Geophysics* 48, str. 93-102,.
- KAPIČKA, A., JORDANOVA, N., PETROVSKÝ, E., PODRÁZSKÝ, V. 2003: Magnetic study of weakly contaminated forest soils. *Water, Air and Soil Pollution*, 148 (1-4), str. 31-44,.
- KAPIČKA, A., PETROVSKÝ, E., FIALOVÁ, H., PODRÁZSKÝ, V.: 2004: Využití magnetické susceptibility lesních půd pro mapování imisní zátěže v regionu KRNAP. In. ŠTURSA, J., MAZURSKI, K. R., PALUCKI, A. & POTOCKA, J. (eds.): *Geoekologické problémy Krkonoš. Sborn. Mez. Věd. Konf., Listopad 2003, Szklarska Poreba. Opera Concorctica*, 41, str. 55-59.

- KLOMÍNSKÝ, J. 1969: Krkonošsko-jizerský granitoidní masív. Sbor. geol. věd. ř. G, sv. 15, Praha. str. 7-133
- KUDO G. 1991: Effects of snow-free period on the phenology of alpine plants inhabiting snow patches. *Arctic and Alpine Research*, 23(4), s. 436–443, Colorado, USA.
- MAHER, B.A. ET TAYLOR, R.M. 1988: 'Formation of ultrafine - grained magnetite in soils', *Nature* 336, 368-370.
- ONDRA, P., HANÁK, J. 2002: Petrofyzikální charakteristika základních typů hornin území KRMAP, Rešerše z databáze Geofyziky, a.s., MS, Brno.
- PELÍŠEK, J. 1974: Půdy Krkonošského národního parku, *Opera Corcontica*, 11, str. 7-35.
- PETROVSKÝ, E., ELLWOOD, B.B. 1999: Magnetic monitoring of air, land and water pollution. In: *Quaternary Climates, Environments and Magnetism* (MAHER, B.A., THOMPSON, R eds.), Cambridge Univ. Press.
- PETROVSKÝ, E., KAPIČKA, A., JORDANOVA, N., KNAB, M., HOFFMANN, V. 2000: Low-field magnetic susceptibility: a proxy method of estimating increased pollution of different environmental systems. *Environmental Geology*, 39, str. 312-318.
- PETROVSKÝ, E., HŮLKA, Z., KAPIČKA, A. 2004: A new tool for *in situ* measurements of the vertical distribution of magnetic susceptibility in soils as basis for mapping deposited dust. *Environmental Technology*, 25, str.1021-1029.
- PÍCHOVÁ, E., ČERVENKA, J. 1986: Fyzikální vlastnosti hornin krkonošsko-jizerského krystalinika, lužického, krkonošsko-jizerského plutonu a podkrkonošské permokarbonské pánve. MS Geofond Praha, Geofyzika Brno, Brno.
- SCHIBLER, L., BOYKO, T., FERDYN, M., GAJDA, B., HOLL, S., JORDANOVA, N., ROSLER, W., MAGPROX TEAM, 2002. Topsoil magnetic susceptibility mapping: data reproducibility and compatibility, measurement strategy, *Stud. Geophys. Geod.* 46, 43-57.
- SEKYRA J. 1968: Geomorfologický vývoj Krkonoš, in: *Geologická mapa Krkonošského národního parku*, ÚÚG, Praha, str. 7 - 9
- SOUKUPOVÁ, L., KOCIÁNOVÁ, M., JENÍK, J. ET SEKYRA, J. (eds.) 1995: Arctic – Alpine Tundra in the Krkonose, the Sudetes, *Opera Corcontica* 32, 5 – 89.
- STRZYSZCZ, Z., MAGIERA, T. ET HELLER, F.: 1996, 'The influence of industrial immisions on the magnetic susceptibility of soils in Upper Silesia', *Studia Geoph. Geod.* 40, 276-286.
- SÝKORA, B. 1983, ed.: *Krkonošský národní park*. Praha
- SVOBODA, J., CHALOUPSKÝ, J. 1962: *Vysvětlivky k přehledné geologické mapě 1:200 000 M-33-X Liberec*. Nakl. ČSAV, Praha.

ŠALANSKÝ, K., GNOJEK, I. 2002 : Geomagnetické anomálie v České republice, 1. vyd. - Praha : Český geologický ústav, 141 s.

ŠÍR, M., VOGEL, T., CÍSLEROVÁ, M. 1985: The analytical expression of the retention curves and hydraulic conductivities (in Czech). J. Hydrol. Hydromech., 33 (1), 74-85.

ŠÍR, M., KUTÍLEK, M., KURÁ, V., KREJČA, M., KUBÍK, F. 1988: Field estimation of the soil hydraulic characteristics, Soil Technology, č. 1: 63-75.

ŠTAINBRUCH, J. 1999: Kombinované použití pulzních elektromagnetických metod při studiu horninového prostředí kontaminovaného ropnými produkty, Doktorská disertační práce, UK Praha, Praha

ŠTURSA J., JENIK J., KUBIKOVA J., REJMANEK M. et SYKORA T. 1973: Snow cover of the Western Giant Mountains in the abnormal winter 1969/1970, and its ecological meaning. Opera Corcontica, 10, s. 111–146, Praha.

ŠTURSA, J. 2002: Závěrečná poznámka redakce, Opera Corcontica 39: 181 – 186, Vrchlabí

TESAŘ, M. 2002: Vodní režim půd v oblasti krkonošské tundry, hodnocení a modelování, zpráva 2002, MS, KRNP Vrchlabí.

TESAŘ, M., ŠÍR, M., DVOŘÁK, I. J., LICHNER, L. 2004: Influence of vegetative cover changes on the soil water regime in headwater regions in the Czech Republic. IHP/HWRP-Berichte, Heft 2, Koblenz, 57 – 72.

THOMPSON, R., OLDFIELD, F. 1986: Environmental Magnetism. Allen and Unwin, London.

TOPP, G. C., J. L. DAVIS & A. P. ANNAN 1980: Electromagnetic determination of soil water content.- Water Resource Res., 16:574-582.

TOPP, G. C., ZEGELIN, S.J. ET WHITE, I. 1994: Monitoring soil water content using TDR: an overview of progres. – Symposium on Time Domain Reflectometry in Environmental, infrastructure and mining applications (Evanston, Ill.), U.S. Dptm. Of Interior, Bureau of Mines Spec. Publ. SP 19-94, pp. 67 – 80.

TRAKAL, L. 2006: Monitorování dynamiky retence vody v půdě v procesu vývoje mykorhizní symbiózy metodou TDR, diplomová práce, UK Praha, 86 s

VAN OORSCHOT IHM, DEKKERS MJ 2001: Selective dissolution of magnetic iron oxides in the acid-ammonium oxalate/ferrous iron extraction method - I. Synthetic samples, GEOPHYSICAL JOURNAL INTERNATIONAL 146 , 877-877.

VULTERIN A.L. 1969: Studie přízemních vzdušných proudů v Modrém dole v Krkonoších a jejich důsledků. Opera Corcontica 6, s. 35-43, Praha.

WIJK S. 1986: Performance of *Salix herbacea* in an Alpine snow-bed gradient. *Journal of Ecology*, 74, s. 364–375, Blackwell Publishing.