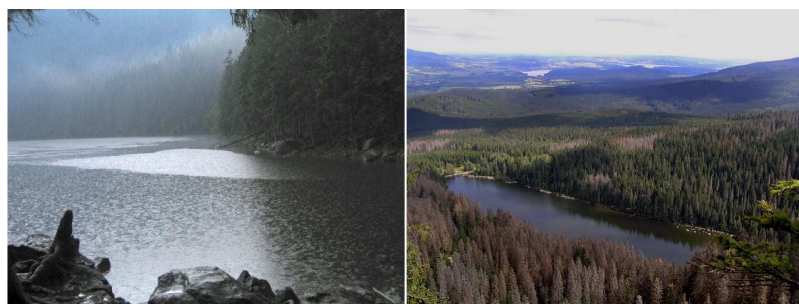


**Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích**  
**Přírodovědecká fakulta**  
**Katedra biologie ekosystémů**



**Bakalářská diplomová práce**

**Teplotní závislost mineralizace organické hmoty u opadu, humusu  
a minerální půdy z povodí Čertova a Plešného jezera**

Eva Jarošová

Vedoucí práce: prof. Ing. Hana Šantrůčková, CSc.  
České Budějovice 2008

## **Bakalářská diplomová práce**

JAROŠOVÁ, E. (2008): Teplotní závislost mineralizace organické hmoty u opadu, humusu a minerální půdy z povodí Čertova a Plešného jezera. (Temperature dependence of mineralization of organic matter in litter, humus layer and mineral soil from watersheds of Certovo and Plesne lake, Bc. Thesis, in Czech) – 42p., Faculty of Science, The University of South Bohemia, České Budějovice, Czech Republic.

### *Anotace:*

In this study soil samples from watersheds of two Bohemian glacial lakes, Plesne and Certovo were analysed. Respiration by heterotrophic soil organisms as the main source of CO<sub>2</sub> efflux from soils was measured during long-term laboratory incubation at four different temperatures. The aim of the thesis was to describe a temperature dependence of C mineralization and make a comparison of results among examined places.

Prohlašuji, že jsem tuto práci vypracovala samostatně, pouze s použitím vlastních dat a citované literatury.

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. V platném znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě – v úpravě vzniklé vypuštěním vyznačených částí archivovaných Přírodovědeckou fakultou – elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách.

Tato práce vznikla za finanční podpory grantu GA ČR 206/07/1200.

V Českých Budějovicích 7. 5. 2008

.....

### *Poděkování:*

Ráda bych poděkovala těm, kteří mi pomohli k dokončení této práce. Mezi ně patří má školitelka prof. Ing. Hana Šantrůčková, CSc., které děkuji za odborné vedení, cenné rady a připomínky a také za trpělivost, kterou se mnou měla. Dále bych zde chtěla poděkovat všem, kteří mi pomáhali při práci v laboratoři, zejména paní laborantce Terezii Říhové za ochotu vždy pomoci. Velký dík patří také mé rodině a přátelům, kteří mě všemožně podporovali a vydrželi to se mnou.

## Obsah:

<b>1. Úvod .....</b>	<b>1</b>
<b>2. Literární přehled.....</b>	<b>2</b>
2.1. Vliv lidské činnosti na horské lesní ekosystémy.....	2
2.1.1. Důsledky acidifikace na horské lesní ekosystémy.....	3
2.1.2. Dopad klimatických změn na horské lesní ekosystémy.....	5
2.2. Půda jako součást ekosystémů.....	8
2.2.1. Respirace půdy.....	9
2.2.2. Vliv faktorů prostředí na aktivitu půdních mikroorganismů.....	10
2.2.3. Společenstva půdních organismů v lesních půdách a jejich reakce na teplotu.....	11
<b>3. Materiál a metody.....</b>	<b>14</b>
3.1. Popis zkoumaných lokalit.....	14
3.2. Odběr vzorků.....	17
3.3. Analytické metody.....	17
3.3.1. Stanovení suché hmotnosti půdy.....	17
3.3.2. Založení laboratorního pokusu.....	18
3.3.3. Stanovení respirace.....	19
3.3.4. Vyhodnocení výsledků.....	20
<b>4. Výsledky.....</b>	<b>21</b>
4.1. Rychlost respirace v závislosti na teplotě.....	21
4.1.1. Rychlost respirace opadových horizontů.....	22
4.1.2. Rychlost respirace humusových horizontů.....	23
4.1.3. Rychlost respirace minerálních horizontů.....	24
4.2. Kumulativní respirace půdních horizontů v závislosti na teplotě.....	25
4.2.1. Kumulativní respirace opadových horizontů.....	26
4.2.2. Kumulativní respirace humusových horizontů.....	27
4.2.3. Kumulativní respirace minerálních horizontů.....	28
4.2.4. Shrnutí výsledků kumulativní respirace v závislosti na teplotě.....	29
<b>5. Diskuse.....</b>	<b>32</b>
5.1. Laboratorní pokus.....	32
5.2. Mineralizace uhlíku v jednotlivých půdních horizontech.....	33
5.3. Vliv povodí na mikrobiologickou aktivitu.....	34
5.4. Vliv teploty a délky inkubace na mikrobiologickou aktivitu.....	35
5.5. Využitelnost výsledků pro rozhodování a přístup k smrkovým ekosystémům.....	37
<b>6. Závěr.....</b>	<b>38</b>
<b>7. Literární zdroje.....</b>	<b>39</b>

# 1. Úvod

V posledních desetiletích lidská činnost silně ovlivnila ekosystémy změnami atmosféry a klimatu (stoupající koncentrace CO<sub>2</sub> v atmosféře, zvyšování teploty, změny srážek nebo vysoké depozice dusíku a síry). Zejména lesní ekosystémy byly negativně ovlivněny vysokými vstupy sloučenin síry a dusíku, pocházejících ze spalování fosilních paliv, průmyslu a dopravy, které vedly k acidifikaci půd (BRUNNER et al., 2007). Nejméně odolné vůči acidifikaci jsou kyselé horské půdy, které mají malou mocnost a přirozeně nízké množství bazických kationů (Ca, Mg, Na, K). V důsledku změn druhové skladby původních lesních porostů na smrkové monokultury (acidifikace půdy rozkladem jehličnatého opadu v kombinaci se zvýšenou atmosférickou depozicí) byly bazické kationty vyčerpány (jednak vlivem exploatačního hospodaření v minulých stoletích, ale hlavně kyselou depozicí, která na našem území dosáhla maxima v polovině osmdesátých let). Kyselý déšť navíc uvolňuje z půd velké množství toxického hliníku a dalších kovů, které by se jinak nevyluhovaly (HRUŠKA, 2002).

Šumavská jezera tvoří unikátní ekosystémy, které představují citlivé senzory změn životního prostředí ve střední Evropě. Po r. 1945 došlo ve střední Evropě k prudkému nárůstu emisí sloučenin síry a dusíku a jejich zvýšená depozice se projevila acidifikací významné části povrchových vod většiny pohoří českého krystalinika (VRBA et al., 2000). V povodí šumavských jezer probíhá mnohaletý výzkum, který umožňuje zaznamenávat a vyhodnocovat reakce ekosystému na změny prostředí. V současné době jsou tyto ekosystémy saturovány dusíkem (vstup je dlouhodobě vyšší než nároky systému) a z ekosystému odtéká značné množství nitrátů. V povodí Plešného jezera došlo kromě toho k nárůstu odtoku dusičnanů, jež souvisí s odumíráním lesa v důsledku kůrovcové kalamity. Uhynutí stromů na velkých plochách je doprovázeno sníženou spotřebou dusíku vegetací a zvýšením mineralizace. Dále dochází ke snížení transpirace, tedy k posunu tepla od skupenského k teplu zjevnému (HAIS et al., 2004). Po odumření lesa může docházet ke zvýšení teploty ve svrchních vrstvách půdy a v důsledku toho i ke zvýšené dekompozici organické hmoty. Sledování dekompozičních procesů je důležité pro předpověď reakce ekosystémů na změny způsobené vlivem antropogenní činnosti. Pozornost se upíná na lesní ekosystémy jako na možné úložiště CO<sub>2</sub>. V tomto směru je důležité sledování půdní respirace, na které se z více než 90% podílejí půdní mikroorganismy (KÁŠ, 1964).

Cílem práce bylo v laboratorních podmínkách stanovit rychlosti respirace (mineralizace) jednotlivých půdních horizontů z povodí šumavských jezer v závislosti na teplotě. Předpokládala jsem, že se zvyšující se teplotou se bude v jednotlivých horizontech zvyšovat i rychlost rozkladu organické hmoty. Nejvyšší hodnoty respirace jsem očekávala u opadu a nejnižší u minerální půdy.

## 2. Literární přehled

### 2.1. Vliv lidské činnosti na horské lesní ekosystémy

Příčiny současných problémů v oblasti lesních ekosystémů sahají do minulosti. Zásadní vliv na dnešní stav horských lesů má člověk a jeho činnost. Dopady lidského počínání jsou bohužel nepříznivé. Naše horské lesy (zhruba nad 700 m n. m.) jsou dnes převážně málo stabilní smrkové monokultury, které vyrůstají z nadměrně kyselé půdy. Jejich soustavné ovlivnění člověkem začalo vrcholně středověkou kolonizací hor ve 13. a 14. století a dodnes nebylo přerušeno (OULEHLE, 2006).

Při pohledu do historie se lze dobrat příčin dnešního stavu lesních ekosystémů. S nárůstem populace docházelo k osidlování dříve nedotčených oblastí a začal se projevovat nedostatek dřeva (OULEHLE, 2006). Stav lesních ekosystémů byl tedy od 14. století ovlivňován v souvislosti s dolováním a těžením rud (první zmínky o hornictví – z Krkonoš, Šumavy, Krušných hor, Slavkovského lesa) a ještě podstatněji v 16. až 18. století s rozvojem hutnictví a sklářství. Lesy ve středních a východních Krkonoších byly dokonce kvůli zásobování kutnohorských stříbrných dolů zdevastovány natolik, že zde musela být v roce 1609 těžba dřeva pro jeho nedostatek ukončena (SCHWARZ, 1997). Dřevo v lesích bylo těženo nejen pro potřeby průmyslu a pro otop, ale od 18. století byly lesy kloučeny za účelem získání políček a pastvin. Do konce 18. století se těžilo především těžbou toulavou (v úzkých sečích) s využitím přirozeného zmlazení. Později byl stále více používán holosečný způsob s nutností umělé obnovy. V 19. století začíná holoseč nastupovat i do dopravně méně přístupných míst a výše položených partií. Přímým dopadem holosečí na lesní ekosystémy bylo vytěšňování stinných dřevin a potřeba budování odvodňovacích systémů dočasně zamokřených holosečných lokalit v důsledku snížení evapotranspirace (SCHWARZ, 1997). V polovině 20. století (zhruba po 300 letech intenzivního hospodářského využívání spojeného s těžbou, hrabáním steliva a pastvou) byla značná část našich horských lesů změněna ve smrkové monokultury vyskytující se na živinově chudých substrátech (jako jsou žuly, ruly či svor). Přeměna smíšených či listnatých lesů na jehličnaté (smrkové) porosty se projevila v ochuzování půdy o bazické (zásadité) kationy vápníku, hořčíku a draslíku (OULEHLE, 2006).

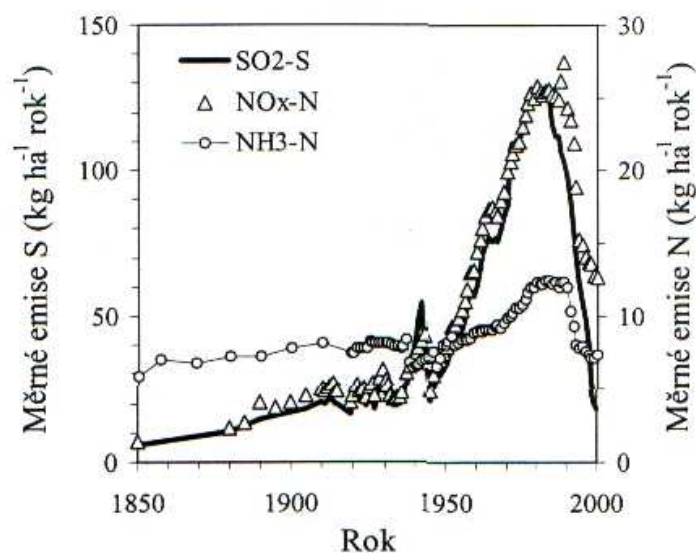
Antropogenní faktory ovlivňovaly a ovlivňují lesní ekosystémy. Patří k nim cílená přeměna lesních ekosystémů mimo jejich přirozený stav, změny v obhospodařování půd, export biomasy, degradace a odnos povrchových vrstev půd, dlouhodobá depozice imisních látek a dusíku, a také nadregionální změny v chemismu ovzduší a klimatických charakteristik. Antropogenním

působením oslabený a destabilizovaný lesní ekosystém není schopen se vyrovnat i s přírodními faktory prostředí jako jsou: extrémní teplotní a srážkové výkyvy, větrné polomy, hmyzí kalamity nebo houbová napadení (HRUŠKA, 2001).

### 2.1.1. Důsledky acidifikace na horské lesní ekosystémy

Půdy lesních ekosystémů byly v posledních desetiletích ovlivněny především vysokými vstupy okyselujících imisí pocházejících ze spalování fosilních paliv při výrobě elektrické energie, z průmyslu a z dopravy. Tyto kyselé atmosférické depozice tak vedly ke zrychlení půdní acidifikace (BRUNNER, 2007). Acidifikace je proces okyselování daný vzrůstem koncentrace vodíkových kationů v půdním nebo vodním prostředí. Měří se jako časová změna kyselosti vyjádřená hodnotami pH (HÉDL, 2004). Asi 60 % kyselosti je způsobeno sloučeninami obsahujícími síru a 40 % obsahujícími dusík. Sloučeniny N a S vznikají z oxidů dusíku a síry. Tyto plyny jsou větrem přenášeny stovky kilometrů. V atmosféře reagují s vodou a dalšími látkami na kyselinu sírovou a dusičnou, které se vrací na zem v podobě srážek. Takové srážky se označují jako kyselý déšť, jehož pH je běžně o jednu nebo více jednotek kyselejší než u neznečištěného deště. Normální déšť má přirozenou hodnotu pH okolo 5,5. Ta je dána rozpouštěním vzdušného  $\text{CO}_2$  ve srážkové vodě. U kyselého deště se pH pohybuje v rozmezí 4,0 – 4,5, ale může dosáhnout i hodnoty nižší než 2,0 (BRADY, 2002). Ještě v nedávné době se hodnoty pH u kyselých dešťů v průmyslových oblastech pohybovaly v rozmezí 3,5 – 4,5. Tomu odpovídá koncentrace volných vodíkových iontů  $\text{H}^+$  (uvolňují se disociací kyselin) 30 – 300 mikromolu  $\text{l}^{-1}$ . Kyselý dešť jsou tak přibližně stonásobně větším zdrojem kyselin pro zemský povrch než přirozená atmosférická depozice (HRUŠKA et al, 2005).

**Obr. 1.** – Historický vývoj měrných emisí  $\text{SO}_2$ ,  $\text{NO}_x$  a  $\text{NH}_3$  v bývalém Československu. Údaje jsou vyjádřeny v kilogramech S či N za rok na hektar území (převzato z HRUŠKA 2005).



V průběhu 80. let celková depoziční zátěž kulminovala (viz obr. 1.). Horské lesní ekosystémy byly poškozeny vysokou imisní zátěží i ekologicky nevhodným lesním hospodařením. Zejména nepůvodní stejnověké smrkové porosty představují ekologicky velmi labilní vegetační útvar. Zvyšování imisní zátěže způsobilo ve vyšších nadmořských výškách na velkých plochách prosychání a odumírání smrkových porostů doprovázené zvýšeným výskytem hmyzích škůdců a většinou chaotickou velkoplošnou těžbou (PELC, 1999). Za počátek odhalení účinků kyselého deště je obecně považován článek švédského vědce Svante Odéna, ve kterém uveřejnil dopad kyselých dešťů v důsledku lidské činnosti na okyselení vod mnoha jezer, ze kterých vymizely ryby (HRUŠKA et al, 2005). Kyselý déšť se do jezer celé jižní Skandinávie dostal dálkovým přenosem zejména z Velké Británie, Polska a Německa, tedy ze zemí s průmyslem postaveným na energii získané z pálení uhlí v elektrárnách. Střední Evropa byla od konce šedesátých let 20. století známá jako místo, kde komíny elektráren vypouštěly nejvíce oxidu siřičitého na celém světě (HRUŠKA et al, 2005). Převážná většina států v Evropě měla v roce 1990 imisemi poškozeno více než 40 % lesů (VACEK, 1992).

Acidifikace lesních ekosystémů je dlouhodobým a pozvolným procesem, který má jak přírodní, tak antropogenní příčiny. V průběhu stárnutí lesa vznikají rozkladem a transformací odumřelé organické hmoty organické kyseliny, z půdního profilu jsou vyplavovány bazické kationty a uvolňují se oxidy trojmocných kovů (HÉDL, 2004). Teprve po určité době se projevují příznaky procesů, které již dlouho skrytě probíhají. Proto bylo v šedesátých letech známo jen velmi málo známek poškození (HRUŠKA et al., 2002) V diskusi o účincích kyselého deště, který způsobuje vážné změny lesních půd a růstu biomasy, jsou významná tato hlediska: nedostatek živin a jeho projevy, chemické zvětrávání a koloběh živin, vyplavování živin, kationtová výměna a zásoby živin z období před kyselým deštěm (TOMLINSON, 2003). Jedním z faktorů rozhodujících o stupni acidifikace jsou přirozené vlastnosti půd, zejména množství bazických kationů v iontově - výměnném komplexu půd. Jejich hlavním zdrojem v půdách je zvětrávání podložních hornin a jejich celkové množství určuje odolnost vůči kyselé depozici. Nejméně odolné jsou kyselé horské půdy, které mají malou mocnost a přirozeně nízké množství bazických kationů. Dalším důležitým faktorem je kvalita opadu (HRUŠKA et al., 2002).

S poklesem pH půdního roztoku došlo k mobilizaci hliníku z jílových minerálů. Vysoké koncentrace hliníku, respektive nízký poměr bazických kationů a hliníku v půdním roztoku, působí fyziologické problémy kořenového systému smrků. Při nízkém poměru soutěží ionty Al úspěšně s kationty Ca, Mg a K na výměnných místech buněčných membrán kořenového apoplastu, kde porušují iontovou rovnováhu. Typicky v případě hliníku dochází k blokování příjmu Mg. Toxicita Al je typická především pro B – horizonty lesních půd v celé střední Evropě

a jižní Skandinávii. Díky těžbě dřeva je z lesního ekosystému nevratně odčerpávána část bazických kationtů, která by jinak v ekosystému zůstala a při rozkladu by se dostala zpátky do půdy, což ještě zvyšuje negativní vliv acidifikace (HRUŠKA et al., 2001).

Od roku 1989 dochází v Evropě k velkému poklesu atmosférické depozice síry, který se zastavil na hodnotách měřených zhruba v roce 1999 (HRUŠKA et al., 2002). Přes tento velký pokles se ale půdní chemismus v 90. letech nelepšil, stagnoval na předchozích hodnotách. Pokles emisí  $\text{NO}_x$  se zpomalil v polovině 90. let a postupně se zastavil z důvodu prudkého rozvoje automobilové dopravy (HRUŠKA et al., 2005).

Ekosystémy zpravidla nereagují okamžitě na změny v aktuálním zatížení, ale jejich odezva je zpožděna. Vedle působení sloučenin dusíku a síry, je další limitující hodnotou lesních ekosystémů (s ohledem na atmosférickou depozici dusíku) kritická zátěž tzv. nutričního dusíku, která vyjadřuje, kolik N je ekosystém schopen přijmout (vegetací), vyloučit ho z půdy zpět do atmosféry anebo imobilizovat dlouhodobě do půdy (SKOŘEPOVÁ in HRUŠKA, 2001). Atmosférická depozice N dlouhodobě převyšující určitou kritickou hodnotu vede k saturaci ekosystému dusíkem (HRUŠKA et al., 2005).

Přestane-li ekosystém využívat dostupný N, vzrůstá jeho odnos především ve formě dusičnanů. V první fázi jde o zvýšené koncentrace v době tání (během letní sezóny klesají koncentrace dusičnanů zpět k nule), ve druhé jsou zvýšeny během celého roku, ale ještě vykazují sezónní trend. Ve třetí fázi jsou koncentrace vysoké i během léta a z povodí může odtékat více  $\text{NO}_3\text{-N}$  než do něj vstupuje společnou depozicí  $\text{NO}_3\text{-N}$  a  $\text{NH}_4\text{-N}$ . V takovém stádiu se v roce 2004 nacházela např. povodí Černého a Čertova jezera na Šumavě (HRUŠKA et al., 2005).

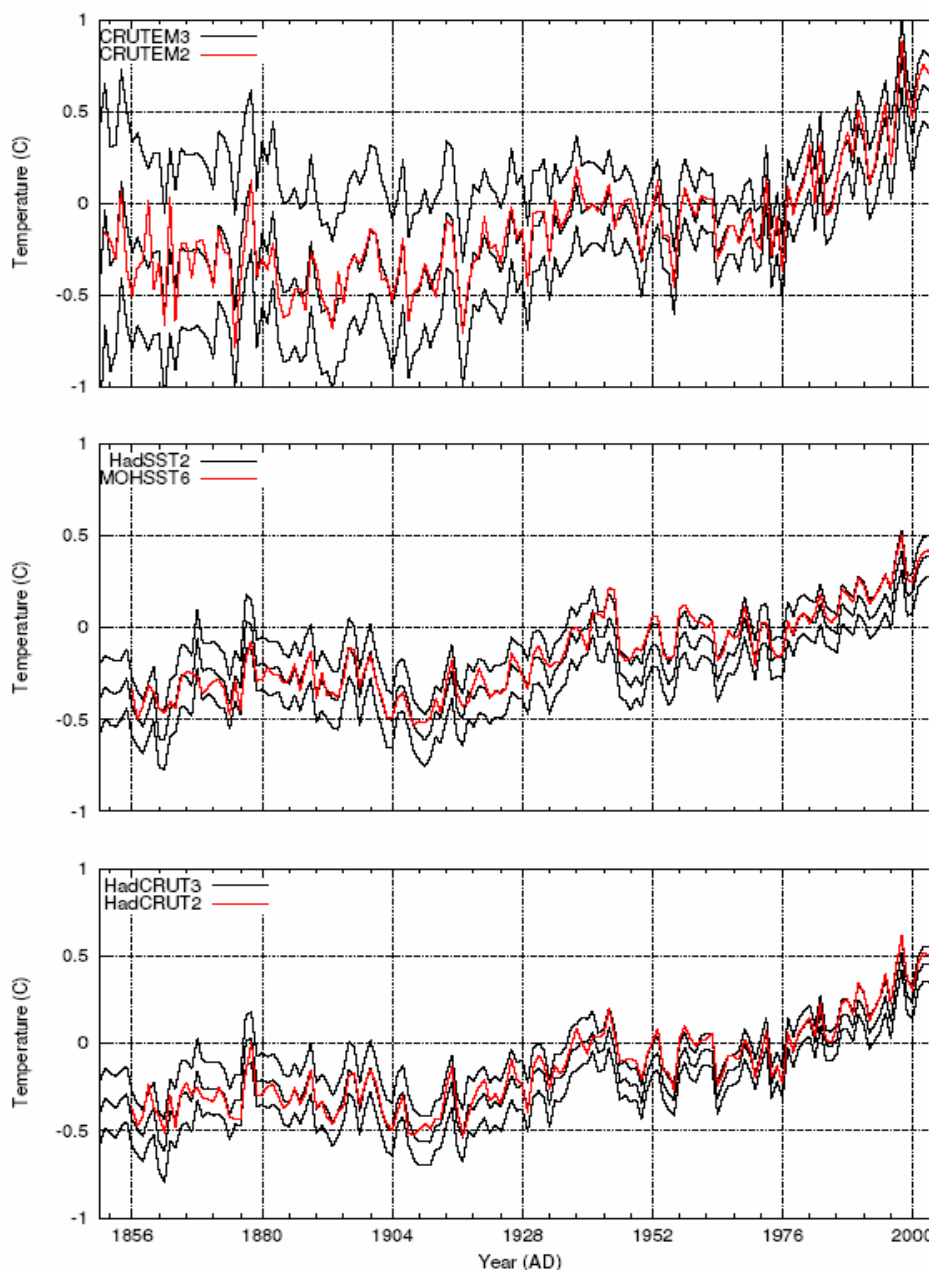
### **2.1.2. Dopad klimatických změn na horské lesní ekosystémy**

Atmosférická koncentrace oxidu uhličitého, nejdůležitějšího skleníkového plynu, se od doby před průmyslovou revolucí (kolem roku 1750) zvýšila z hodnoty okolo 280 ppm na 379 ppm v roce 2005 (BAUER et al., 2008). Koncentrace  $\text{CO}_2$  narůstá přibližně o 0,5 % ročně. Hlavním přispěvatelem je spalování fosilních paliv, avšak větší množství putuje do atmosféry z čisté ztráty organické hmoty z půd (BRADY, 2002). Za posledních 250 let stoupla koncentrace  $\text{CO}_2$  v atmosféře o 35% (to je vyšší koncentrace než v kterémkoliv období 25 milionů let do minulosti) a okolo roku 2050 se předpokládá nárůst na 50% (ROGERS et al., 2006).

$\text{CO}_2$  i ostatní skleníkové plyny (vodní pára, oxidy dusíku, methan a další) jsou téměř propustné pro sluneční záření, silně však pohlcují dlouhovlnnou (tepelnou) radiaci vyzařovanou zemským povrchem. Pohlcováním energie se tyto plyny ohřívají a energii vyzařují všemi směry,



tedy i zpět k zemskému povrchu. Přírozený skleníkový efekt umožnil život na Zemi ve známé podobě (JANOŮŠ, 2002). Od počátku 20. století však dochází v souvislosti s procesy spalování fosilních paliv a změnou využívání krajiny, spojenou zejména s intenzifikací zemědělské produkce a s odlesňováním, k prudkému nárůstu koncentrace těchto plynů (URBAN et al., 2002). Zaznamenané změny teploty od roku 1850 ukazuje obr. 2.



**Obr. 2.** Vývoj teplot od roku 1850 – 2000. Nové verze datových řad a jejich 95% interval spolehlivosti (černá čára), srovnané s předešlými verzemi datových řad (červená čára). Horní graf ukazuje pozemní data, prostřední mořská data a dolní graf ukazuje kombinovaná data (převzato z BROHAN et al., 2006 ).

Ve 20. století se nepravidelným způsobem střídají několikaletá teplá i studená období. V roce 1991 se atmosféra začala opět mírně ochlazovat, ale to bylo velmi pravděpodobně způsobeno výbuchem sopky Pinatubo. Mezitím došlo k vymytí sopečného prachu, který stínil sluneční záření, a k pokračování v mírném stoupání teploty. Existují ovšem i skeptické názory na dosavadní důkazy o zvyšování teplot na Zemi. Poukazují zejména na to, že objektivní a reprezentativní systém měření zemského povrchu pomocí satelitů se používá teprve od sedmdesátých let 20. století a tato časová řada je příliš krátká na odvozování tak závažných závěrů, jako je tendence ve zvyšování teplot na Zemi (KUPKA, 2002).

Faktem ovšem je, že křivka obsahu CO<sub>2</sub> v atmosféře plynule stoupá. Množství CO<sub>2</sub>, které tedy vlivem lidské činnosti neustále významně narůstá, přispívá až 70% na zesilování skleníkového efektu (na druhém místě je metan s asi 23%). Proto se také hlavní pozornost v souvislosti s hrozbou klimatické změny upírá na uhlík (JANOUSH, 2002).

Nejvíce půdního uhlíku na zemi je uloženo v lesích (GIARDINA, 2001). Lesní ekosystémy jsou zřetelným úložištěm atmosférického CO<sub>2</sub>. Je to dáno nejen podílem rozlohy lesů na celkové ploše suchozemských ekosystémů a množstvím deponovaného uhlíku, ale i dlouhověkostí lesů. Mimo depozit přímo ve stromech je velmi významný depozit uhlíku v lesních půdách (JANOUSH, 2002). Při změnách klimatu mají lesy čtyři hlavní role:

- (1) v současné době degradované lesy přispívají jednou šestinou ke světovým emisím uhlíku;
- (2) citlivě reagují na změny klimatu;
- (3) jsou-li udržitelně obhospodařované, poskytují dřevěné palivo jako příznivější variantu k fosilním palivům,
- (4) mají potenciál absorbovat zhruba jednu desetinu světových emisí uhlíku plánovaných pro první polovinu tohoto století (FAO 2006 in BRUNNER,2007).

Lesní porosty mají významnou roli úložiště (sinku) v globálním cyklu uhlíku. Pojmem „uhlíkový sink“ je myšlen jakýkoliv proces či mechanismus, který vede k odjímání CO<sub>2</sub> z atmosféry (URBAN et al., 2002). Za významnou položku cyklu uhlíku, která bude pozměněna vyššími teplotami, lze považovat množství mineralizovaného uhlíku v půdě. Předpokládá se, že klimatické změny mohou zkrátit dobu rozkladu uhlíkatých látek na půdním povrchu a v nejsvrchnější vrstvě půdy v závislosti na jejich charakteru. Změny v hlubších půdách budou malé a projeví se mírným zvýšením uhlíku v půdních zásobách (KULHAVÝ, 2002).

Předpokládá se, že v budoucnosti dojde k ovlivnění růstu dřevin. Toto ovlivnění je třeba chápat jako reakci lesních dřevin na změněné klimatické podmínky stanoviště a na zvýšenou koncentraci CO<sub>2</sub> v ovzduší (JANOUSH, 2002). Vzhledem k tomu, že CO<sub>2</sub> je vstupní látkou fotosyntézy, lze očekávat, že zvýšená koncentrace CO<sub>2</sub> povede ke zvýšení rychlosti jeho

asimilace, což se projeví ve zvýšeném růstu a produkci biomasy (URBAN et al., 2002). Růst rostlin je typicky stimulován při zvýšené koncentraci CO<sub>2</sub>, ale trvalá a maximální stimulace růstu vyžaduje získávání dalšího dusíku v poměru k uhlíku fixovaném při zvýšené koncentraci CO<sub>2</sub> (XI-PING LIU, 2005). Z porovnání velkého množství výsledků dosažených na různých druzích dřevin vyplývá, že listnaté stromy mají obecně vyšší schopnost dlouhodobě profitovat ze zvýšené koncentrace CO<sub>2</sub> v porovnání s jehličnany. Stromy pěstované ve zvýšené koncentraci CO<sub>2</sub> se vyznačují významným nárůstem kořenového systému (zejména jehličnany). Odumírající kořeny obsahují značné množství organických látek, čímž mohou stimulovat aktivitu půdních heterotrofních mikroorganismů (URBAN et al., 2002).

Podle v současnosti respektovaných scénářů klimatické změny se střední Evropě v roce 2050 (oproti období 1961 - 1990) přisuzuje oteplení o 2 – 3 °C, dále se očekává mírný pokles srážek, roční úhrn by se měl snížit o 6 mm. Vegetační období by se mělo prodloužit téměř o celý měsíc. Dopad předpovídané změny klimatu na lesy se nejvíce projeví ve vztahu mezi klimatem a biocenózou, tedy v typologickém členění na lesní vegetační stupně (LVS). V podmínkách České republiky platí, že ve vyšších nadmořských výškách (ve vyšších LVS) je limitujícím faktorem teplota, srážek je relativní dostatek. Z hlediska změny teploty by došlo k posunu stanovištních podmínek o dva LVS směrem k nižším vegetačním stupňům (JANOUSH, 2002). Podle Kupky je výšková pásmovitost vegetace, vyjádřená LVS, vázána zejména na půdní podmínky, zatímco mikroklimatické a mezoklimatické charakteristiky nejsou do té míry rozhodující, aby se dal předpokládat výrazný posun LVS v časovém rámci jednoho obmýtí (KUPKA, 2002).

## 2.2. Půda jako součást ekosystémů

Půda je směs zvětralé zemské kůry a organického materiálu, ve které žije velké množství různých organismů, které půdu zároveň spoluvytvářejí. Obecně lze půdu definovat jako výsledek společného působení podnebí, organismů a zejména rostlinstva na horniny zemského povrchu (ŠANTRŮČKOVÁ, 2001). Půda jako ekosystém se tedy skládá z abiotických a biotických součástí, které navzájem interagují (KOEHLER et al., 1999).

Půda má pět důležitých rolí (BRADY et al., 2002):

- jako médium pro růst rostlin (vlastnosti půdy často určují povahu přítomné vegetace);
- jako zásobník vody (čištění a distribuce vody v krajině);

- významná role v lokálním i globálním koloběhu hlavních biogenních prvků (recyklace živin a organických zbytků);
- jako stanoviště půdních organismů (druhová rozmanitost organismů žijících na povrchu a pod povrchem půdy zpravidla několikanásobně převyšuje diverzitu nadzemních částí ekosystémů);
- prostor pro stavby a stavební materiál;

Vzhledem k dlouhodobosti geneze je možné půdu považovat za poměrně stabilní složku lesních ekosystémů. Právě půda velkou měrou ovlivňuje rezistenci (odolnost samotného ekosystému vůči změnám), resilienci (schopnost rychlého návratu ekosystému do normálního vztahu) a tím i stabilitu celého ekosystému. Její případná destrukce může vyvolat vážné snížení produkční úrovně lesních porostů, případně zhroucení lesního ekosystému jako celku (KLIMO, 2003).

### **2.2.1. Respirace půdy**

Podle odhadu lesní ekosystémy obsahují 80% všeho nadzemního uhlíku a 40% všeho podzemního uhlíku, který je obsažen v suchozemských ekosystémech. V lesních půdách je obsaženo 787 Gt, což je dvojnásobek množství vázaného vegetací (359Gt)(DIXON et al. 1994 in BRUNNER 2007). Výstup CO<sub>2</sub> z respirace půdy má hlavní podíl na čisté produkci uhlíku suchozemských ekosystémů. Zásoba uhlíku v půdách je celosvětově třikrát větší než v atmosféře a pětkrát než ve vegetaci (KEITH et al., 2005). Půdní respirace představuje jeden z největších toků CO<sub>2</sub> do atmosféry (BAUER et al., 2007). Výstup CO<sub>2</sub> z půdy je citlivý na teplotu, vlhkost a disturbance. Změny těchto faktorů mohou způsobit změny v uložení půdního uhlíku – z úložiště uhlíku se může stát jeho zdroj (KEITH et al., 2005).

Půdní respirace je proces degradace organické hmoty. Respirace je katabolická reakce produkující ATP, při které je elektronovým donorem organická sloučenina a akceptorem např. O<sub>2</sub> – u aerobní respirace. Mikroorganismy závislé na organických sloučeninách jako na zdroji energie a redukčních ekvivalentů jsou klasifikovány jako chemoorganotrofní. Tyto organismy jsou zodpovědné za rozklad organických látek přicházejících do půdy: rostlinné zbytky, mrtvá těla organismů, přírodní a syntetické sloučeniny ze zemědělství a z průmyslových zdrojů (SYLVIA et al., 1999). Při respiraci se nedostává všechen CO<sub>2</sub> z půdy do ovzduší, ale část ho zůstává v půdě, část se rozpustí ve vodě a část se váže v uhličitanech (KLIMO, 2003).

Organismy se člení na dvě hlavní skupiny, a to na heterotrofní a autotrofní organismy. Často používané termíny: autotrofní respirace a heterotrofní respirace jsou v principu nesprávné, jelikož se vztahují ke způsobu získávání substrátu a energie organismy a nejsou spojené s respirací samotnou. Vhodnější je používat tyto termíny: heterotrofní a autotrofní složka půdní respirace, případně respirace autotrofními organismy a respirace heterotrofními organismy (KUZYAKOV, 2006). Nejdůležitější heterotrofní organismy v půdě lze rozdělit na dvě odlišné skupiny: (1) půdní mikroorganismy (bakterie, houby, aktinomycety a prvoky) a (2) půdní fauna (bezobratlí). Podíl půdní fauny na celkovém výstupu CO<sub>2</sub> z půdy je obvykle jen několik procent. Většina CO<sub>2</sub> uvolňovaného heterotrofními půdními organismy je respirováno organismy jako jsou bakterie, houby a mykorrhizní houby a aktinomycety. Tato složka toku půdního CO<sub>2</sub> se často označuje jako mikrobiální respirace (KUZYAKOV, 2006). Půdní mikroorganismy jsou hlavní skupinou produkující CO<sub>2</sub> během dekompozice organické hmoty (PIETIKÄINEN et al., 2005). Podíl mikroorganismů na půdní respiraci činí 90 – 95% (KÁŠ, 1964). Přímý příspěvek půdní fauny k respiraci je sice malý, ale půdní fauna může nepřímo významně ovlivnit mikrobiální aktivitu a respiraci (KUZYAKOV, 2006). Živočichové rozměňují rostlinné zbytky na malé kousky a také je přenáší půdním povrchem i profilem a svou činností zvyšují mikrobiální aktivitu. Fragmentovaný opad je mnohem lépe přístupný. Mnohé listy pokryté vosky by bez rozkouskování podléhaly mikrobnímu rozkladu velmi pomalu. Nakousané rostlinné tkáně jsou ve střevech těchto organismů (kde jsou ideální podmínky pro jejich činnost) důkladně promíchány s mikroorganismy. Větší živočichové migrují půdním povrchem a profilem a vytvářejí biopóry a zlepšují tak aeraci půdy. Dále svým pohybem promíchávají organické zbytky s minerálními složkami půdy a přenášejí s sebou mikroorganismy, kterým tak pomáhají k rozptýlení a k nalézání nových potravních zdrojů pro dekompozici. Pokusy s nylonovými síťkami o různé velikosti ok prokázaly, že bez přítomnosti zooedafonu zůstávají organické zbytky dlouho nerozloženy (BRADY, 2002; ŠANTRŮČKOVÁ, 2001).

Rostliny jsou nejdůležitější autotrofní organismy přispívající k výstupu CO<sub>2</sub> z půdy respirací kořenů. Jiné autotrofní organismy: řasy a chemolitotrofové mají z hlediska půdní respirace malý význam. U těchto jednobuněčných organismů není potřeba rozlišovat mezi fixací C a respirací, jelikož respirace je kompenzována asimilací C (KUZYAKOV, 2006).

Vnímání půdy jako možného zdroje atmosférického CO<sub>2</sub> (v souvislosti s pokračujícím narůstáním koncentrace CO<sub>2</sub> v atmosféře) je důvodem stoupajícího počtu metod a měření výstupů půdního CO<sub>2</sub> z ekosystémů všude na světě (KUZYAKOV, 2006). Půdní respirace se dá měřit jak v terénu tak laboratorně. Terénní měření je ovlivněno kolísáním podmínek prostředí a není možné odlišit respiraci mikroorganismů, vegetačního krytu a kořenů rostlin. Laboratorní

měření naopak umožňuje měřit vliv určitého, předem zvoleného faktoru prostředí za vyloučení podílu kořenů a větších živočichů. Laboratorní měření za konstantní teploty a vlhkosti umožňuje zjistit teplotní závislost (SCHINNER, 1996).

### **2.2.2. Vliv faktorů prostředí na aktivitu půdních mikroorganismů**

Množství uvolněného CO<sub>2</sub> respirací odráží celkovou metabolickou aktivitu půdních mikroorganismů. Půdní mikroorganismy jsou tedy stěžejní skupinou, která produkuje CO<sub>2</sub> během dekompozice organické hmoty (PIETIKÄINEN et al., 2005). Hlavní faktory ovlivňující mineralizaci jsou teplota, vlhkost a dostupné živiny.

Teplota půdy, jejímž primárním zdrojem je sluneční energie, se řídí sezónním a denním střídáním teplot, přítomností vegetace, vlhkostí a hloubkou profilu. Více se zahřívá tmavá půda oproti světlé a půda bez vegetačního krytu než půda zastíněná porostem (ŠANTRŮČKOVÁ, 2001). Teplota půdy značně ovlivňuje rychlost biologických, fyzikálních a chemických procesů v půdě. Je známo, že v rámci limitovaného rozpětí teploty se rychlost chemických a biologických procesů v půdě po vzestupu teploty o 10°C zhruba zdvojnásobuje. Pro biologické systémy se tato teplotní závislost uvádí jako koeficient Q<sub>10</sub>. Se vzrůstající hloubkou půdy se vzhledem k teplotě při povrchu půdy teplota snižuje. Teplota více kolísá v povrchových vrstvách a se zvyšující se hloubkou půdy se redukuje i teplotní výkyvy (SILVIA et al., 1999). K modelování teplotní závislosti se používá Arrheniova závislost, původně používaná pro enzymovou kinetiku (PIETIKÄINEN et al., 2005).

V teplých podmínkách současně s dostatečným množstvím vody v půdním profilu by docházelo k maximálnímu zvětrávání, vyplavování a růstu rostlin. Optimální vlhkost pro vyšší rostliny je obvykle nejvhodnější i pro většinu aerobních mikrobů (BRADY et al., 2002). Kořeny rostlin, houby a mikrofauna potřebují vodu pro svůj metabolismus, jelikož mohou přijímat jen ve vodě rozpuštěné látky. Dostupnost vody v půdě nezávisí jen na jejím obsahu, ale také na zrnitosti půdy, obsahu organické hmoty a na velikosti a rozložení pórů v půdě. K nedostatku vody jsou tolerantnější aktinomycety a houby než bakterie (ŠANTRŮČKOVÁ, 2001).

Živiny a kvalita organické hmoty patří vedle teploty a vlhkosti k nejdůležitějším faktorům ovlivňujícím dekompozici organické hmoty. Respiraci heterotrofních organismů ale určuje zejména celkové množství organické hmoty v půdě a její složení (BAUER et al., 2007). Stabilita půdní organické hmoty je definována jako odolnost vůči mikrobiální dekompozici (LEINWEBER et al., 2008). Odumřelé rostlinné zbytky jsou tvořeny převážně celulózu,

hemicelulózami a ligninem, ale obsahují také jednodušší organické látky jako jsou sacharidy, aminokyseliny, bílkoviny a minerální látky. V prvních dnech se rozkládají snadno rozložitelné cukry a aminokyseliny. Po několika dnech se rozklad zpomalí a během několika měsíců postupně dochází k přeměně hůře rozložitelné celulózy a hemicelulóz. Nejpomaleji se rozkládají lignin a fenolické látky (ŠANTRŮČKOVÁ, 2001). Polyfenoly produkované rozkladem celulózy a ligninu vytváří stabilní rezistentní komplexy s proteiny. Tento proces podmiňuje hromadění povrchového humusu v jehličnatých lesích chladnějších zón. Při větším obsahu ligninu v opadu se v kyselém prostředí vytváří menší množství mikrobiálních populací a mineralizace probíhá zejména vlivem činností hub (KLIMO, 2003).

### **2.2.3. Společenstva půdních organismů v lesních půdách a jejich reakce na teplotu**

Většina půdních organismů obývá svrchní horizonty půdního profilu, kde je nahromaděn největší podíl organické hmoty. Ve svrchních 20 cm půdy se vyskytuje více než 80% všech půdních organismů (ŠANTRŮČKOVÁ, 2001).

Jedním z nejnápadnějších rysů lesních půd je jejich vertikální rozvrstvení. Toto rozvrstvení platí i pro všechny půdní společenstva, ale je mnohem výraznější a rozšířenější v lesních ekosystémech než v lučních. Organický materiál vstupující do půdy v lesních ekosystémech je získáván hlavně z opadu a z rozkladu kmenů a větví. U lesních půd se v zásadě vyskytují dva typy organických horizontů: mul a mor. Humus typu mul (smíšený nebo opadavý les, neutrální nebo slabě alkalické pH) je promíchán s minerální půdou a vytváří relativně homogenní profil. Půdní profil humusu typu mor je silně strukturovaný s ostrým ohraničením organické vrstvy od minerální půdy (WALLWORK, 1976). Tvorba moru probíhá při hromadění opadu s nízkým obsahem dusíku a vysokým obsahem fenolických látek v silně kyselém prostředí (jehličnaté lesy). Nepříznivé podmínky brání rozvoji půdních živočichů, bakterií a aktinomycetů. Naopak je podpořena aktivita hub a plísní, které se v rozhodující míře podílejí na rozkladu organické hmoty (ŠANTRŮČKOVÁ, 2001). Kyselé podmínky převládající v půdách jehličnatých lesů jsou pro některé skupiny organismů nepříznivé. Mezi ně patří např. žížaly, stonožky a stínky. Kompaktní pokrývka jemného opadu rozkládajícího se pod jehličnany neposkytuje dostatečný úkryt pro mnohé větší členovce, kteří nehloubí díry v půdě (stínky a brouci patřící do čeledi Carabidae, Staphilinidae, Scarabaeidae a Elateridae). Tyto skupiny jsou mnohem početnější v půdách opadavých lesů. Naopak půdním houbám se lépe daří v kyselém surovém humusu než

v bazičtějších půdách opadavých lesů. Houby tvoří důležitou část potravy mnoha roztočů, chvostoskoků a hlístů. Tyto skupiny nejsou nepříznivě ovlivněny kyselými podmínkami a jejich malá velikost jim umožňuje snadnější pohyb v malých prostorech opadové a humusové vrstvy (WALLWORK, 1976).

Podle různé tolerance k teplotě lze půdní mikroorganismy rozdělit na termofilní (rostou optimálně při teplotách 40 – 70°C), mezofilní (15 – 45°C) a psychofilní (-5 až 25°C). Psychofilní organismy se nalézají ve vyšších zeměpisných šířkách a ve vyšších nadmořských výškách a v oceánech. Mezofilní organismy dominují v obdělávaných půdách a v ekosystémech charakterizovaných vysokou primární produktivitou (PAUL et al., 1996). Houby dominují v půdách vyšších zeměpisných šířek, zejména v zimě a na jaře, kdy je půda pokrytá sněhem. V lesních půdách s nízkými teplotami tak převažují houby nad bakteriemi (PIETIKÄINEN et al., 2005).



## 3. Materiál a metody

### 3.1. Popis zkoumaných lokalit

Zkoumané lokality jsou součástí Šumavy, která je největší středoevropskou hornatinou hercynského masivu. V roce 1990 byla vyhlášena biosférickou rezervací UNESCO a o rok později byl vyhlášen Národní park Šumava o celkové rozloze 690 km<sup>2</sup> (HOŠEK, 2004). Plocha Šumavy v ČR i s podhůřím činí 2573 km<sup>2</sup> a z toho spadá pod přírodní lesní oblasti 2113 km<sup>2</sup>. Při lesnatosti 66 % se plocha lesů rozkládá na 1403,78 km<sup>2</sup>. Z toho převážnou většinu zaujímají horské lesy, které byly začátkem tohoto století relativně nejméně narušené a nejlépe zachované horské ekosystémy v ČR (VACEK, 2003).

Geologicky patří Šumava jižní části Českého masivu, zvané oblast vltavsko – dunajské elevace čili moldanubikum (části kořene horstva variského stáří: 380 – 280 milionů let). Je to soubor krystalických břidlic, metamorfovaný většinou hlubinně a zčásti středohlubinně, mladoarchaického až staroalgonkického stáří. Metamorfóza je předprvohorní (KUNSKÝ, 1968). V komplexu přeměněných hornin vystupují tělesa migmatitů, pararul, granulitů, eklogitů, svorů, amfibolitů, mramorů, erbanů, skartů a kvarcitů. Mezi tyto horniny byla během orogenních procesů vmístěna tělesa magmatických hornin. Následkem geologického vývoje během kvartéru (např. výzdvihu) probíhala zrychlená eroze hornin. Jejich zvětralé partie se ukládaly v níže položených oblastech. S příchodem kontinentálního zalednění začátkem kvartéru (od cca 1,8 milionu let) docházelo v době pleistocénu k ukládání ledovcových sedimentů (morény, tillity). Během oteplení (v holocénu) následovala sedimentace prvních říčních teras, svahových sedimentů a rašelinišť (BABŮREK et al, 2006).

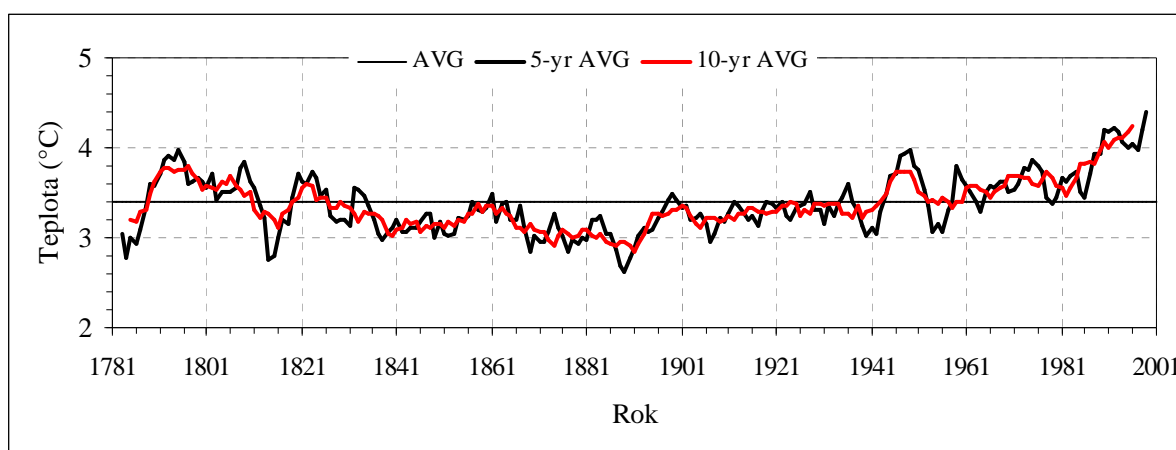
Geomorfologický vývoj krajiny na Šumavě začal po variském vrásnění. Vlivem alpínských horotvorných pochodů byl původně zarovnaný povrch vyzdvižen a rozčleněn do řady bloků. Zbytky zarovnaného povrchu tvoří rozsáhlé Šumavské pláně (BABŮREK et al, 2006). Georeliéf Šumavy prodělal poslední výrazné změny ve čtvrtohorách pod vlivem periglaciálního mrazového zvětrávání. V nejvyšších polohách byl povrch modelován visutými firmovými ledovci, které vznikly v době lokálního würmského zalednění. Ledovce vyhloubily ve svazích několik rozměrných karů, z nichž většina je dnes zaplněna vodou jezer. Stěny ledovcových karů, jejichž výška se pohybuje mezi 200 - 300 m, patří k nejstrmějším svahům Šumavy. (ALBRECHT, 2003). Kary vznikaly postupně a dnešní podoby dosáhly po několika etapách přítomnosti ledovce. Na české straně Šumavy takto vznikla jezera Černé, Čertovo, Laka, Prášílské a Plešné. Tzv. Stará jímka (na sz. svahu Poledníku, dnes bezvodá) je také ledovcového

původu. Na německé straně Šumavy jsou to jezera Roklanské, Velké a Malé Javorské (BABŮREK et al, 2006).

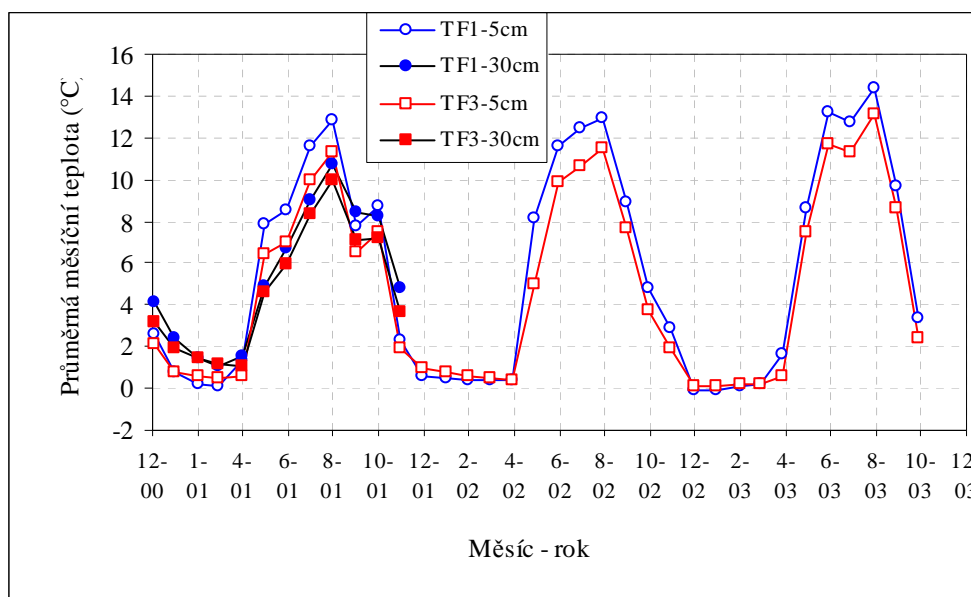
Z půd na Šumavě celkově dominují podzoly. Na svahovinách rul, granulitů a kyselých intruziv se vyvinul především podzol kambizemní a humusový, místy, na nejvyšších hřbetech a vrcholech, také podzol typický. Podzol kambizemní a humusový jsou půdním substrátem vegetačních formací horských květnatých a acidofilních bučin, podzol typický je převažujícím půdním typem stupně klimaxových smrčín. Na výchozech pevných hornin a kamenných sutí se v regionu kambizemí a podzolů vyvinuly menší vložky rankerů (ALBRECHT, 2003).

Současná vegetace Šumavy byla původně tvořena především lesními porosty uspořádanými do charakteristických klimaticky podmíněných vegetačních stupňů. Tato přirozená stupňovitost je dnes činností člověka výrazně narušena, původní společenstva byla na převážné části území pozměněna nebo nahrazena umělými kulturami.

Většina Šumavy patří podle klimatického členění do chladné oblasti (mírně chladný a chladný horský region). Podnebí má přechodný charakter mezi klimatem oceánickým a kontinentálním s poměrně malými ročními teplotními výkyvy a s poměrně vysokými a během roku stejnoměrně rozloženými srážkami (ALBRECHT, 2003). Průměrná teplota vzduchu je 3,4°C a od roku 1990 postupně stoupá a v současnosti dosahuje hodnot okolo 4,5°C (obr.3.) . Teploty ve svrchních horizontech půdy se v zimním období pohybují kolem bodu mrazu a v létě nepřesahují teploty 15°C (obr.4.)



**Obr. 3.** – Průměrné hodnoty teplot vzduchu zaznamenané pro oblast Šumavy (AVG – celková průměrná teplota; 5-yr AVG – průměrné hodnoty z měření v pětiletých intervalech; 10-yr AVG – průměrné hodnoty z měření v desetiletých intervalech); převzato z KETLLE et al., 2003.



**Obr. 4.** – Měření teploty půdy z období let 2000 – 2003 (TF1 – dolní plocha karu Plešného jezera: měření v hloubce 5 cm a v 30 cm; TF3 – horní plocha karu Plešného jezera: měření v hloubce 5 cm a v 30 cm); KOPÁČEK, nepublikováno.

### Lokalita Plešné jezero

Výzkumné plochy se nacházejí na horní a dolní ploše karu ledovcového jezera, který je vyhlouben v severovýchodním svahu Plešného (1378 m n. m.). Dílčí segmenty karu Plešného jezera (hladina v 1090 m n. m.; povodí Labe) tvoří rozsáhlé těleso středně až hrubě zrnité porfyrické **dvojslídne žuly**. Plocha jezera (s maximální hloubkou 18,3 m n. m. ) činí 7,48 ha a plocha povodí 0,67 km<sup>2</sup>. V půdním pokryvu převažuje podzol kambizemní a typický, na podmáčených stanovištích vznikly ostrůvky vrchovištní organozemě typické a glejové. Na skalnatých stanovištích je vyvinut ranker kambizemní a typický. Kar Plešného jezera zůstal poměrně ušetřen lesnických zásahů. Oblast je zalesněna především smrkovými porosty, místy s bukem a jedlí, ve vyšších polohách s jeřábem (KUNSKÝ, 1968; ALBRECHT, 2003; DEMEK, 1987; VRBA et al., 2002; VRBA et al., 2000). Podrobný popis půd uvádí KOPÁČEK et al. 2002a.

### Lokalita Čertovo jezero

Výzkumné plochy též na horní a dolní ploše karu ledovcového jezera (hladina v 1030 m n. m.; povodí Dunaje), jež se nachází na jihovýchodním svahu Jezerní hory (1343,4 m n. m.). Jezero se rozkládá na ploše 9,71 ha a dosahuje největší hloubky 36,5 m. Výměra plochy povodí je 0,86 km<sup>2</sup>. Skalní podloží tvoří málo přeměněné **dvojslídne svory**. V půdním pokryvu

převažují zejména podzoly – podzol typický na vrcholovém hřbetu a podzol kambizemní na svazích. Na podmáčených stanovištích jsou vyvinuty gleje a na skalnatých částech svahů a volných suťových polích ranker typický. Jezerní hora je zalesněná přirozeně smrkovým porostem s příměsí jeřábu. V průběhu 17. – 18. století zde proběhlo poměrně rozsáhlé odlesnění (KUNSKÝ, 1968; ALBRECHT, 2003; DEMEK, 1987; VRBA et al., 2002; VRBA et al., 2000). Podrobný popis půd uvádí KOPÁČEK et al. 2002b.

### **3.2. Odběr vzorků**

Z každé výzkumné plochy byly v polovině května 2007 odebrány vzorky půdních horizontů, a to vždy po pěti opakováních z náhodně vybraných míst u dané plochy. Z každého místa pak byly do označených polyetylenových sáčků odděleny vzorky z opadové vrstvy, humusového horizontu a minerálního horizontu. Následně byly tyto vzorky přesáty přes 5 mm síto a jednotlivá opakování promíchána do směsných vzorků, které byly uloženy v polyetylenových sáčcích do chladicího boxu (ve tmě při 4°C) až do jejich zpracování na konci července 2008.

### **3.3. Analytické metody**

#### **2.3.1. Stanovení suché hmotnosti půdy**

Suchá hmotnost půdy je bezrozměrné číslo, které vyjadřuje podíl suché půdy na 1 g čerstvé půdy.

K jejímu stanovení jsem použila předem zvažené a popsané hliníkové váženky s víčkem. Do nich jsem navažovala půdu v rozmezí 5 – 10 g. Takto připravené vzorky jsem nechala vysušit po dobu pěti hodin při 105°C do konstantní hmotnosti. Vysušené vzorky jsem po vychladnutí opět zvažila.

Z úbytku váhy po vysušení jsem určila podíl suché půdy následujícím výpočtem :

$$s = (m_s - m_v) / (m_1 - m_v)$$

s – suchá hmotnost půdy

$m_v$  – hmotnost váženky (s víčkem) [g]

$m_1$  – hmotnost váženky s čerstvou půdou [g]

$m_s$  – hmotnost váženky s vysušenou půdou [g]

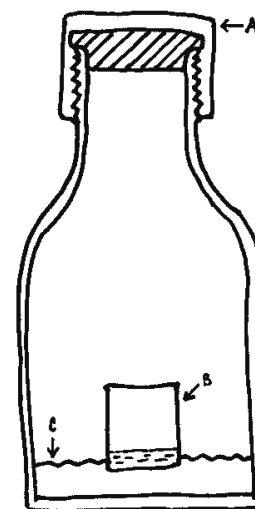
### 3.3.2. Založení laboratorního pokusu

K analýze bazální respirace (tj. respirace bez přidavku substrátu - snadno metabolizovatelné látky jako je např. glukóza) jsem použila směsné půdní vzorky odebrané v polovině května 2008. Vzorky z Plešného jezera jsem založila na konci července 2008 a z Čertova jezera o týden později.

Směsné vzorky jednotlivých horizontů jsem navážila vždy ve třech opakováních do 300 ml skleněných NTS lahví : opadová vrstva po 5 g, humusový horizont po 10g a minerální horizont po 20 g. Horizonty s odlišnou vlhkostí jsem předem dovlhčila na srovnatelnou úroveň (množstvím destilované vody vypočítaným podle údajů ze stanovení suché hmotnosti půdy a maximální vodní kapacity). U každé jednotlivé popsané NTS lahve se vzorkem jsem si zapsala její hmotnost, abych v průběhu pokusu mohla zkontrolovat, zda došlo ke změně hmotnosti vzorku. Pro každé jezero jsem založila čtyři série vzorků, jelikož jsem sledovala velikost půdní respirace při čtyřech teplotách :  $t_1 = 0^{\circ}\text{C}$ ,  $t_2 = 9,5^{\circ}\text{C}$ ,  $t_3 = 15^{\circ}\text{C}$ ,  $t_4 = 20^{\circ}\text{C}$ . Ke každé teplotě jsem souběžně založila tři slepé vzorky.

Do popsaných 300 ml NTS lahví s naváženými půdními vzorky jsem pinzetou vkládala plastové kalíšky (materiál - polypropylen, vnější průměr = 2,5 cm, výška = 2,9 cm) se 2 ml 1M NaOH. Lahve jsem pak hermeticky uzavřela pryžovou zátkou a víčkem (viz obr.5.). Vzorky byly inkubovány v těchto intervalech : 1 den, 3 dny, 5 dní, 5 dní, 10 dní, 14 dní a dále po 14 dnech až do ukončení pokusu. Celková doba inkubace byla v součtu 115 dní. Po každém intervalu inkubace jsem u vzorků měřila respiraci absorpční metodou s titrační koncovkou a po skončení titrace jsem opět vložila kalíšky se 2 ml čerstvého 1M NaOH.

Inkubace probíhala za konstantní teploty v termostatech SANYO. U  $t_2$  jsem vzorky umístila do zadní části chladicího boxu a stálost teploty jsem kontrolovala na teploměru položeném v blízkosti vzorků.



**Obr. 5.** - Schéma uložení kalíšku s NaOH  
( A – pryžová zátká s víčkem;  
B – kalíšek se 2 ml 1M NaOH ;  
C - vrstva navážené půdy).

### 3.3.3. Stanovení bazální respirace

Půdní mikroorganismy přítomné ve vzorcích půdy za aerobních podmínek oxidovaly dostupnou organické hmotu až na CO<sub>2</sub>. Množství uvolněného CO<sub>2</sub> tak odráží jejich celkovou metabolickou aktivitu.

Mikroorganismy uvolněný CO<sub>2</sub> byl absorbován roztokem hydroxidu sodného a kvantifikován titrací. Během inkubace uvolněný CO<sub>2</sub> reagoval s 1M NaOH v kalíšku na Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>. Při samotné titraci jsem nejprve pinzetou vyndala kalíšek se 2 ml 1M NaOH z láhve se vzorkem a následně jsem přidala 1 ml 12,5 % BaCl<sub>2</sub>. Po lehkém promíchání se vytvořila bílá ve vodě nerozpustná sraženina BaCO<sub>3</sub>. Poté jsem louh z kalíšků kvantitativně převáděla do kádinky destilovanou vodou. Množství nezreagovaného NaOH jsem stanovila titrací 0,1 M HCl na acidobazický indikátor fenolftalein. Zaznamenala jsem vždy hodnotu v okamžiku barevného přechodu z růžové barvy do odbarvení roztoku. Titr použité kyseliny chlorovodíkové jsem vždy stanovila titrací roztoku tetraboritanu sodného na indikátor methyloranž. Spotřebu jsem zaznamenala při změně zbarvení ze žluta do oranžova. Přesnou koncentraci kyseliny jsem pak vypočetla dle vztahu :

$$c_{\text{HCl}} = (2 \cdot m_{\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7} \cdot 1000) / (381,2 \cdot v_{\text{HCl}})$$

$c_{\text{HCl}}$  = přesná koncentrace použité kyseliny [g / mol]

$m_{\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7}$  = navážka tetraboritanu sodného [g]

$v_{\text{HCl}}$  = objem spotřebované kyseliny při stanovení titru [ml]

Výsledky získané titrací jsem vyjádřila jako rychlost respirace :

$$r = (A - B) \cdot c_{\text{HCl}} \cdot 6005 / (m \cdot s \cdot t)$$

$r$  = rychlost respirace [ $\mu\text{g C-CO}_2$  / g s.p. den]

$A$  = průměrná spotřeba na titraci

3 blanků [ml]

$B$  = spotřeba HCl na titraci vzorku [ml]

$c_{\text{HCl}}$  = přesná koncentrace HCl

6005 = přepočtový koeficient

$m$  = půdní navážka [g]

$s$  = suchá hmotnost půdy [g]

$t$  = doba inkubace [den]

Vypočtené hodnoty rychlostí respirace jsem následně převedla na kumulativní respiraci :

$$R = \sum r_x \cdot t_x$$

R = kumulativní respirace [ $\mu\text{g C-CO}_2 / \text{g s.p}$ ]

r = rychlost respirace [ $\mu\text{g C-CO}_2 / \text{g s.p. den}$ ]

t = počet dnů inkubace vzorku [den]

#### **3.3.4. Vyhodnocení výsledků**

Výsledky získané titrací zkoumaných vzorků po třech opakování jsem přepočítala pomocí programu Microsoft Excel XP. Zároveň jsem tento program použila ke grafickému zpracování dat a k výpočtu směrodatných odchylek. Výsledky jsem dále zpracovala v programu Statistica 8.0. Pro jejich vyhodnocení jsem použila Factorial ANOVA a pomocí Fischerova post hoc testu jsem provedla mnohonásobná porovnání sledovaných faktorů.

## 4. Výsledky

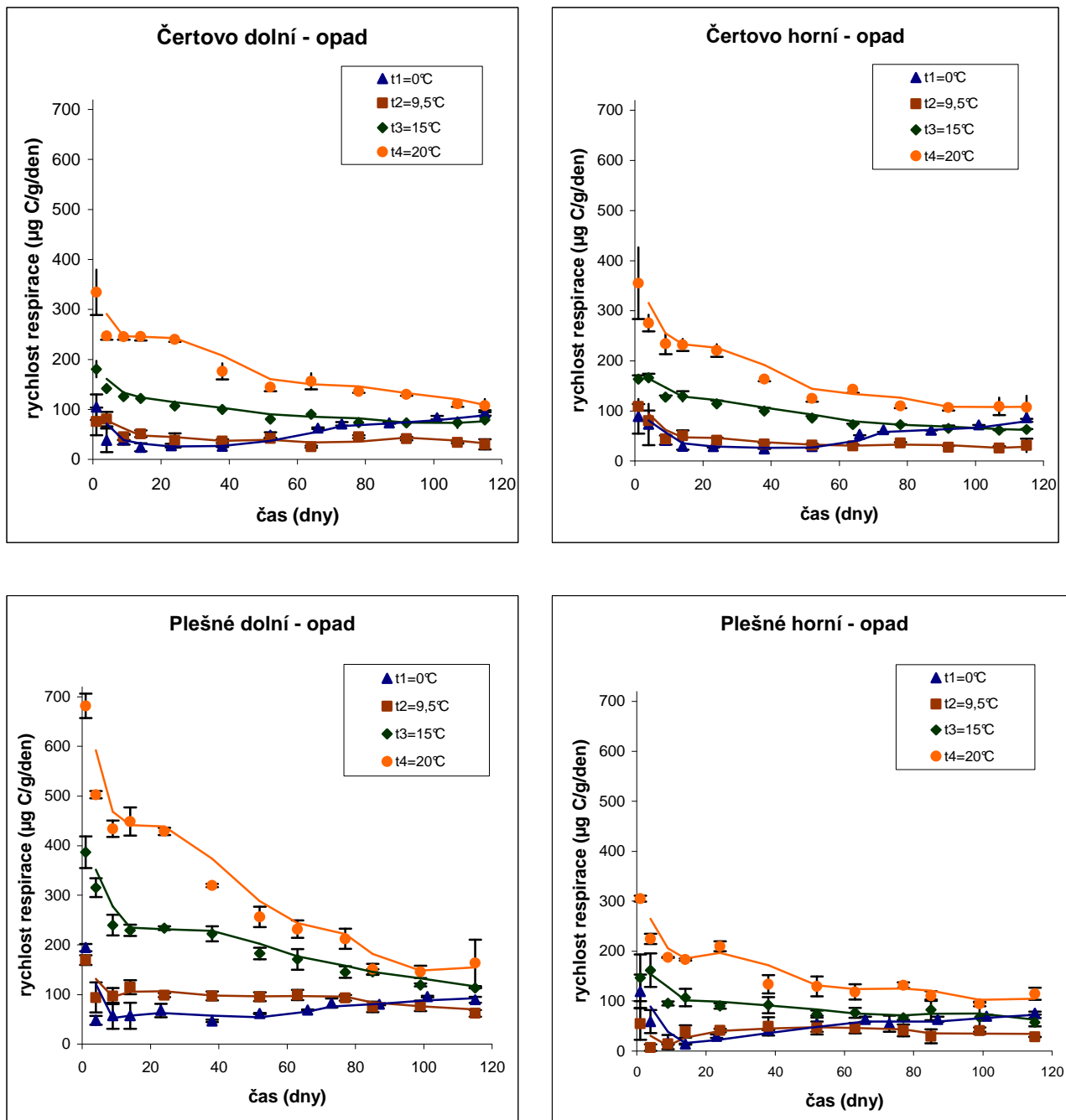
### 4.1. Rychlost respirace půdních horizontů v závislosti na teplotě

Při laboratorních měřeních respirace za stálých vlhkostních a teplotních podmínek závisí množství uvolněného CO<sub>2</sub> na množství a dostupnosti organických látek v půdním vzorku a na schopnosti přítomných organismů je využívat. V pokusu byla měřena respirační aktivita bez přídavku substrátu (bazální respirace). Během dlouhodobé laboratorní inkubace, kdy klesá dostupný uhlík v půdě, klesá i bazální respirace.

Rychlosti respirace stanovované po prvním dni inkubace byly nejvyšší. V prvních hodinách po založení pokusu dochází ke zvýšení dostupnosti živin vlivem promíchání a manipulace se vzorky, což způsobuje zvýšenou respirační aktivitu (SCHINNER, 1996). U opadových horizontů se rychlost respirace v čase snižovala nejprudčeji u dolní plochy Plešného jezera (z počátečních hodnot okolo 500 μg C/g/den se na konci pokusu ustálila na hodnotách kolem 200 μg C/g/den). U ostatních ploch byl vývoj rychlosti respirace obdobný (obr.6.). Obě plochy Čertova jezera začínaly na hodnotách okolo 250 μg C/g/den (u dolní plochy poklesly na konci inkubace k 200 μg C/g/den; u horní k 150 μg C/g/den). U horní plochy Plešného jezera poklesla rychlost respirace z hodnot okolo 200 μg C/g/den a koncem pokusu se ustálila na hodnotách okolo 150 μg C/g/den (obr.6.). Humusové a minerální horizonty dosahovaly nižších rychlostí respirace než opadové a průběh rychlosti respirace odpovídal výše popsaným opadovým horizontům (obr.7.; obr.8.). U všech horizontů došlo **při 0°C** od poloviny inkubace k narůstání rychlosti respirace, která na konci pokusu byla **vyšší než u teploty 9,5°C** a dosahovala hodnot měřených při 15°C.

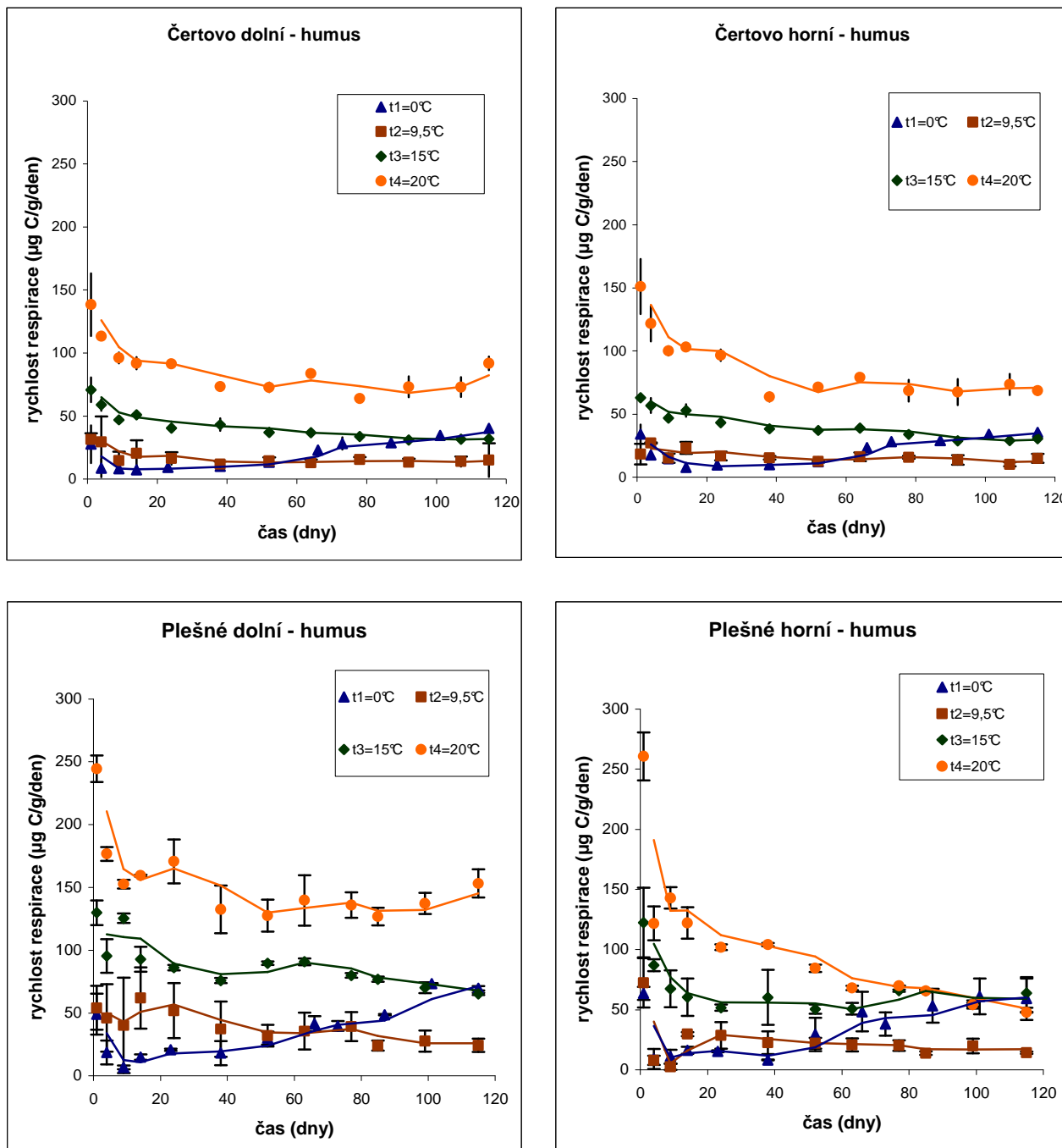


#### 4.1.1. Rychlost respirace opadových horizontů



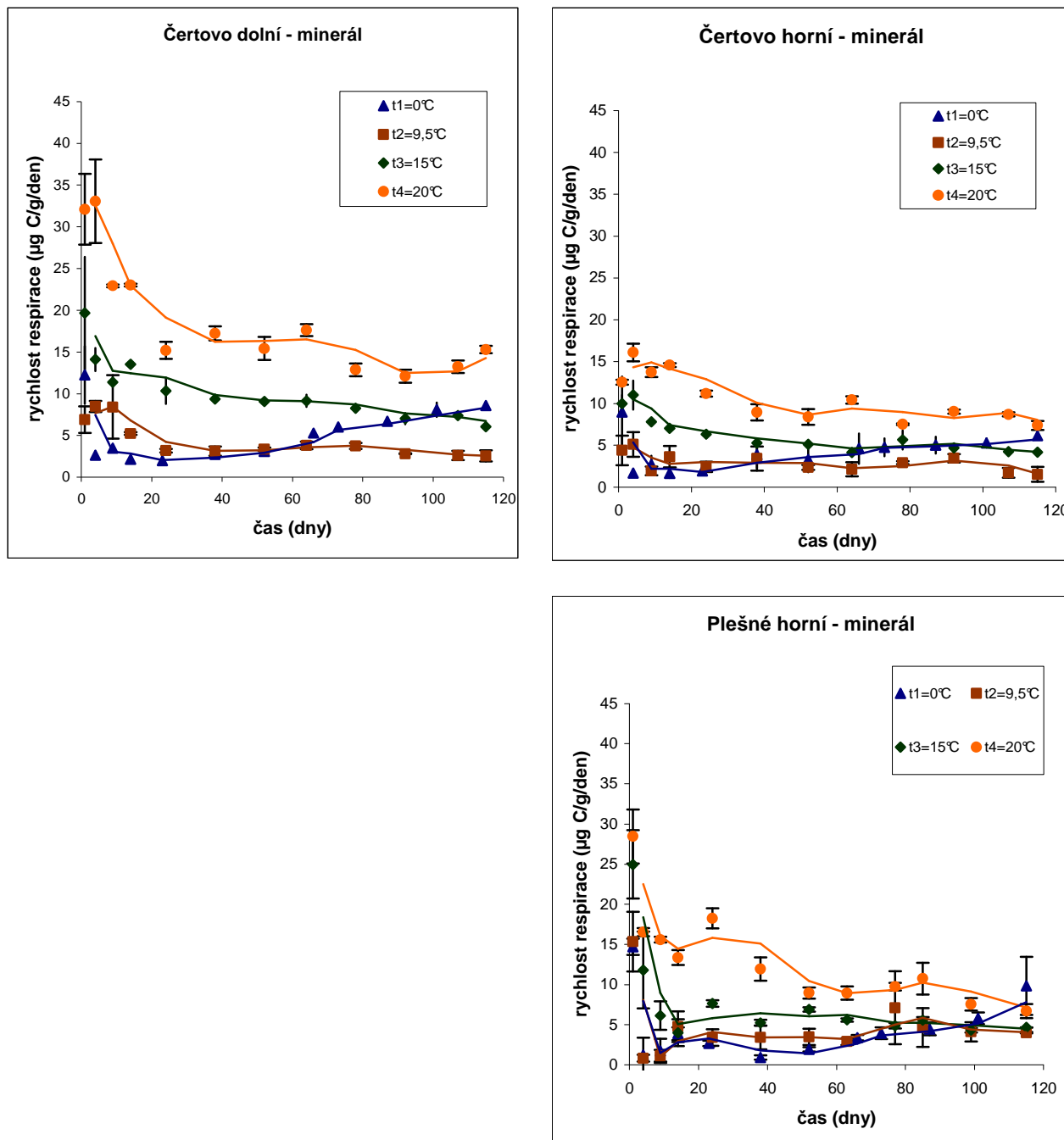
**Obr. 6.** - Grafy rychlosti respirace v závislosti na teplotě u opadového horizontu jednotlivých jezer: Čertovo jezero – dolní a horní odběrová plocha; Plešné jezero – dolní a horní odběrová plocha. Grafy znázorňují průměrné hodnoty ze tří opakování a směrodatné odchylky.

#### 4.1.2. Rychlost respirace humusových horizontů



**Obr. 7.** - Grafy rychlosti respirace v závislosti na teplotě u humusového horizontu jednotlivých jezer: Čertovo jezero – dolní a horní odběrová plocha; Plešné jezero – dolní a horní odběrová plocha. Grafy znázorňují průměrné hodnoty ze tří opakování a směrodatné odchylky.

### 4.1.3. Rychlost respirace minerálních horizontů



**Obr. 8.** - Grafy rychlosti respirace v závislosti na teplotě u minerálního horizontu jednotlivých jezer: Čertovo jezero – dolní a horní odběrová plocha; Plešné jezero – dolní a horní odběrová plocha. Grafy znázorňují průměrné hodnoty ze tří opakování a směrodatné odchylky. U dolní plochy Plešného jezera nebyl k dispozici vzorek minerálního horizontu (obtížně se odebrá) a proto zde chybí jeho graf rychlosti respirace.

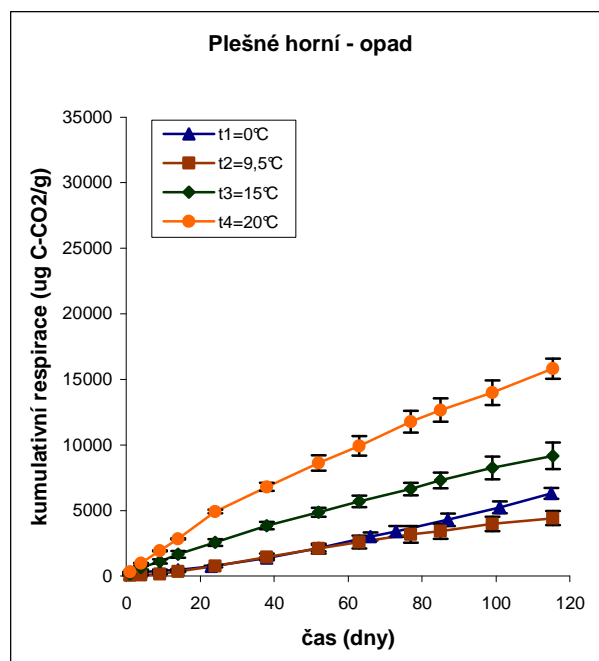
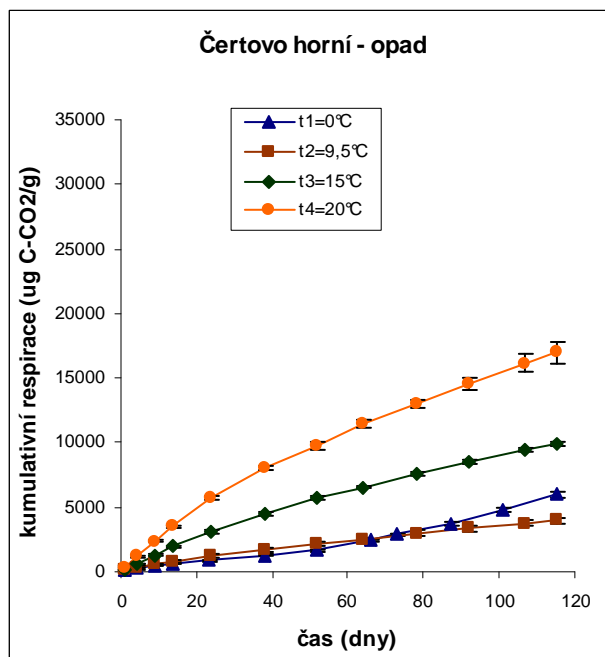
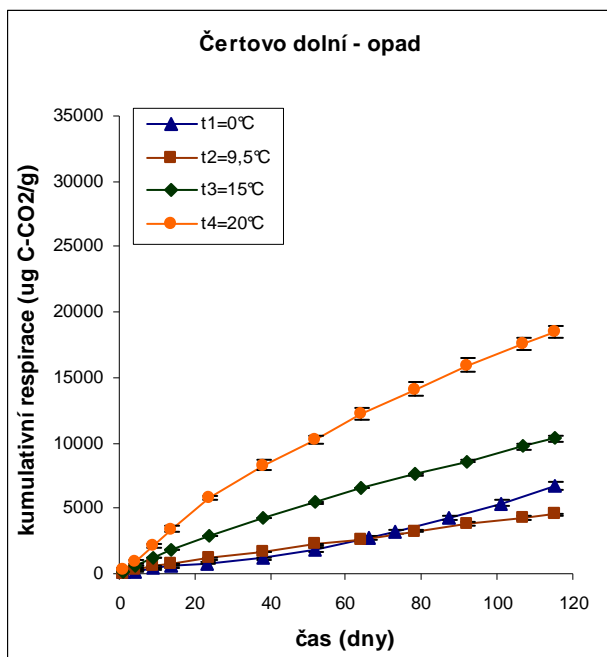
## 4.2. Kumulativní respirace půdních horizontů v závislosti na teplotě

Kumulativní respirace charakterizuje celkové množství uhlíku, které bylo zmineralizováno za celkovou dobu inkubace. Vliv teploty na půdní respiraci byl zjištěn u všech třech sledovaných půdních horizontů. Rozdíly mezi horizonty a jednotlivými teplotami jsou statisticky průkazné (Tabulka 1.). Se zvyšující se teplotou rostla i rychlost respirace a tím i výsledná hodnota kumulativní respirace (obr.9.-11.). Nejvíce respirovaly půdní horizonty opadové, o něco méně humusové horizonty a nejméně minerální horizonty.

Opadové horizonty vykazovaly nejvyšší aktivitu při teplotě 20°C (obr.9.). S klesající teplotou kumulativní respirace klesala. Probíhala i u teploty 0°C a byla jen nepatrně nižší než při teplotě 9,5°C a přibližně od 60 dne inkubace došlo k nárůstu aktivity, která převýšila hodnoty u teploty 9,5°C. Tento nárůst se neprojevil pouze u dolní plochy Plešného jezera (obr.9.-10.), ale i u dolní plochy Plešného jezera byla ve výsledku naměřena o něco vyšší kumulativní respirace u teploty 0°C oproti teplotě 9,5°C. Humusové horizonty respirovaly méně než opadové. Závislost kumulativní respirace na teplotě se projevovала obdobným průběhem jako u opadových horizontů.

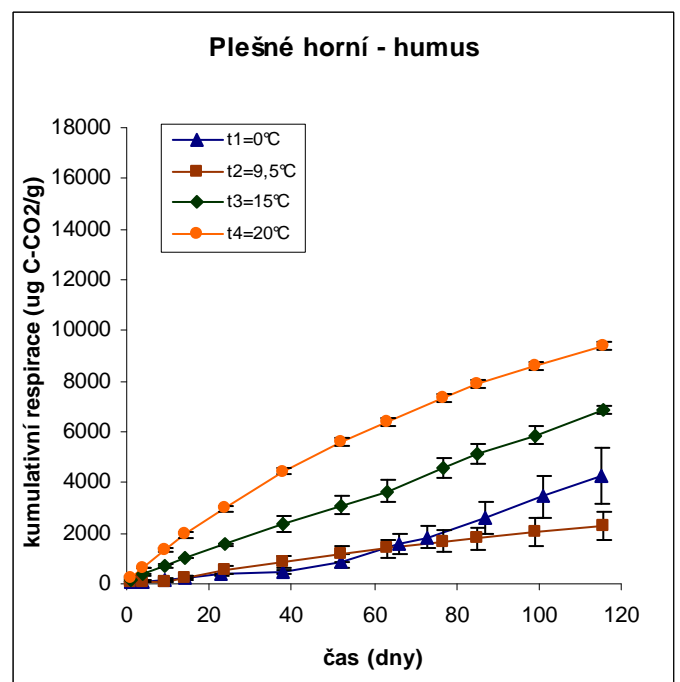
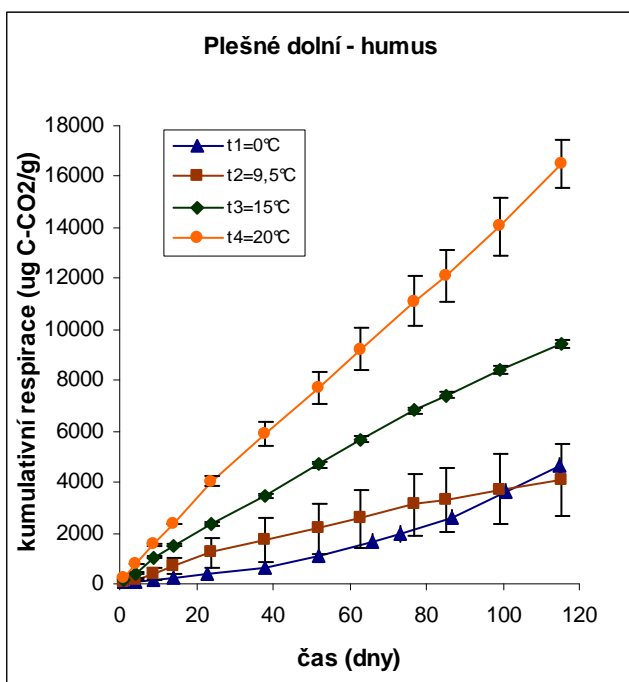
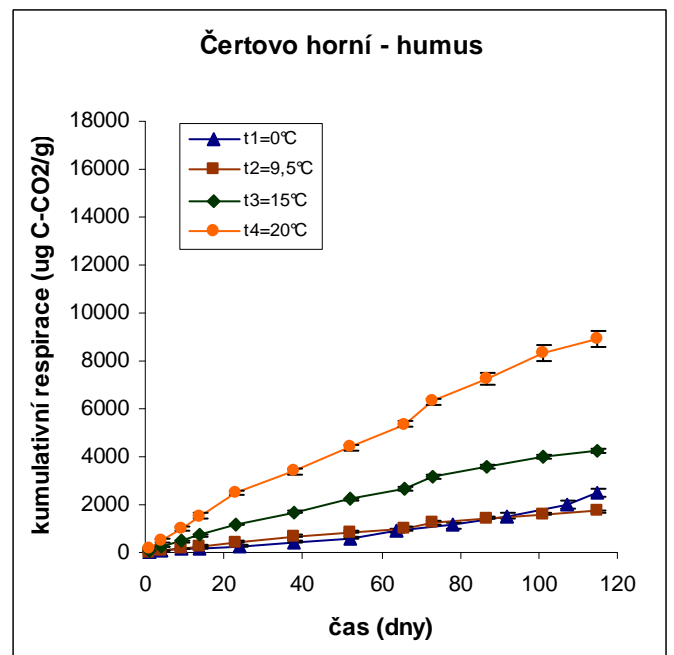
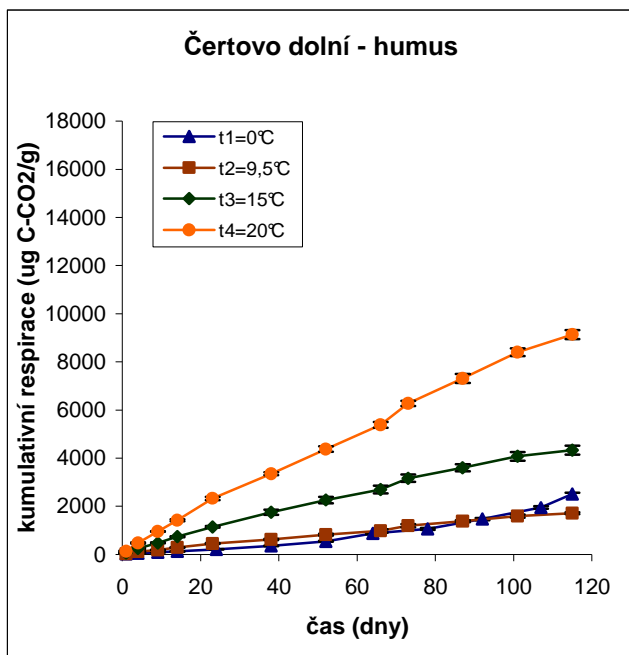
Celkově nejvyšší mineralizace byla naměřena u dolní plochy Plešného jezera. U teploty 0°C byla přibližně o třetinu vyšší oproti horní ploše Plešného jezera a u zbývajících třech teplot dokonce dvakrát vyšší. Horní plocha Plešného jezera se výrazně nelišila od hodnot respirace naměřených u obou ploch z povodí Čertova jezera. U Čertova jezera byla mineralizace u obou ploch přibližně stejná a to jak u opadového tak u humusového horizontu. Pouze u minerálního horizontu dolní plochy Čertova jezera byly naměřeny u všech teplot o něco vyšší hodnoty respirace ve srovnání s ostatními minerálními horizonty (obr.11.). Minerální horizont horní plochy Plešného jezera se téměř nelišil od údajů kumulativní respirace z horní plochy Čertova jezera.

### 4.2.1. Kumulativní respirace opadových horizontů



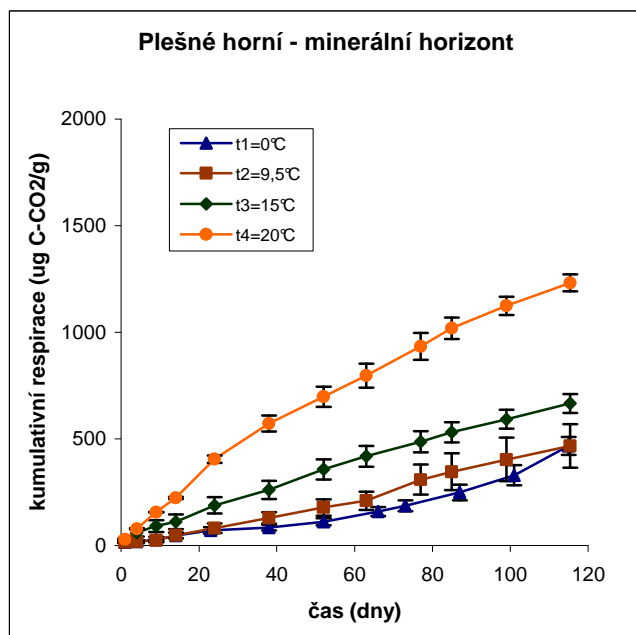
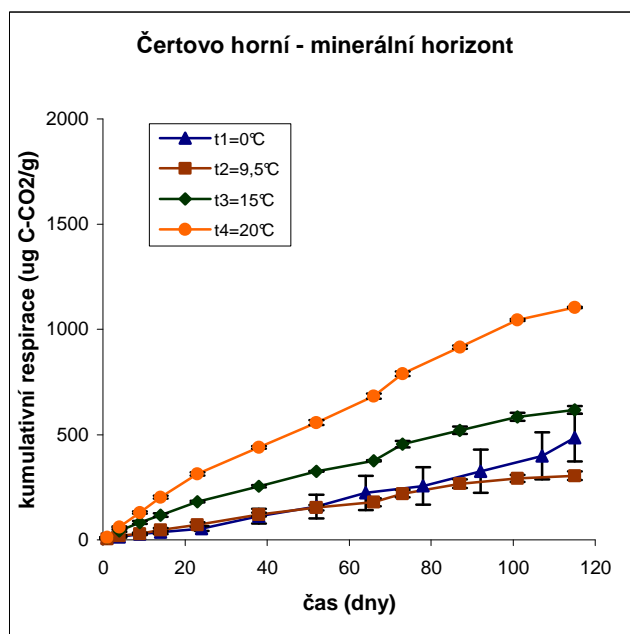
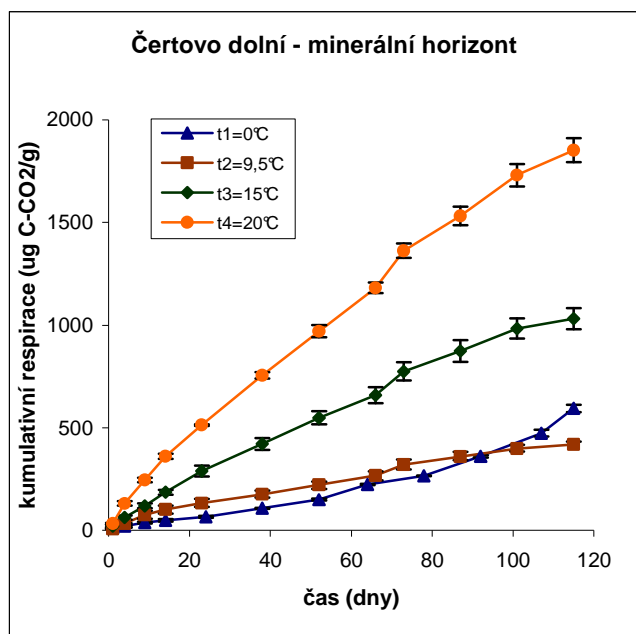
**Obr. 9.** - Grafy kumulativních respirací v závislosti na teplotě u opadového horizontu jednotlivých jezer: Čertovo jezero – dolní a horní odběrová plocha; Plešné jezero – dolní a horní odběrová plocha. Grafy znázorňují průměrné hodnoty ze tří opakování a směrodatné odchylky.

#### 4.1.2. Kumulativní respirace humusových horizontů



**Obr. 10.** - Grafy kumulativních respirací v závislosti na teplotě u humusového horizontu jednotlivých jezer: Čertovo jezero – dolní a horní odběrová plocha; Plešné jezero – dolní a horní odběrová plocha. Grafy znázorňují průměrné hodnoty ze tří opakování a směrodatné odchylky.

### 4.1.3. Kumulativní respirace minerálních horizontů



**Obr. 11.** - Grafy kumulativních respirací v závislosti na teplotě u minerálního horizontu jednotlivých jezer: Čertovo jezero – dolní a horní odběrová plocha; Plešné jezero – dolní a horní odběrová plocha. Grafy znázorňují průměrné hodnoty ze tří opakování a směrodatné odchylky. U dolní plochy Plešného jezera nebyl k dispozici vzorek minerálního horizontu (obtížně se odebírá) a proto zde chybí jeho graf kumulativní respirace.

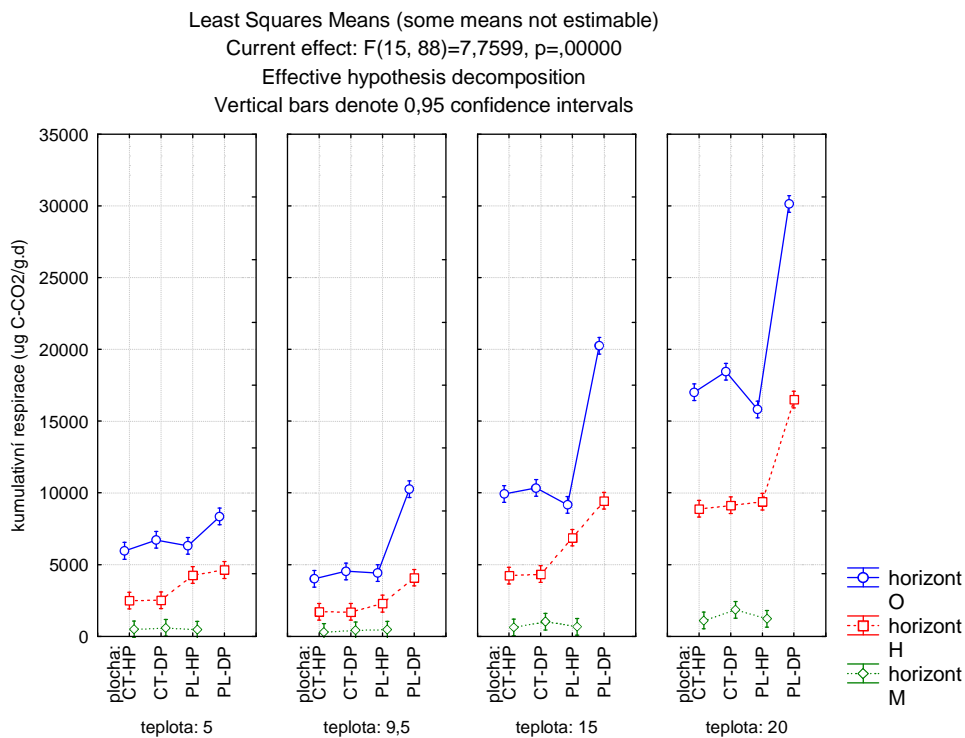
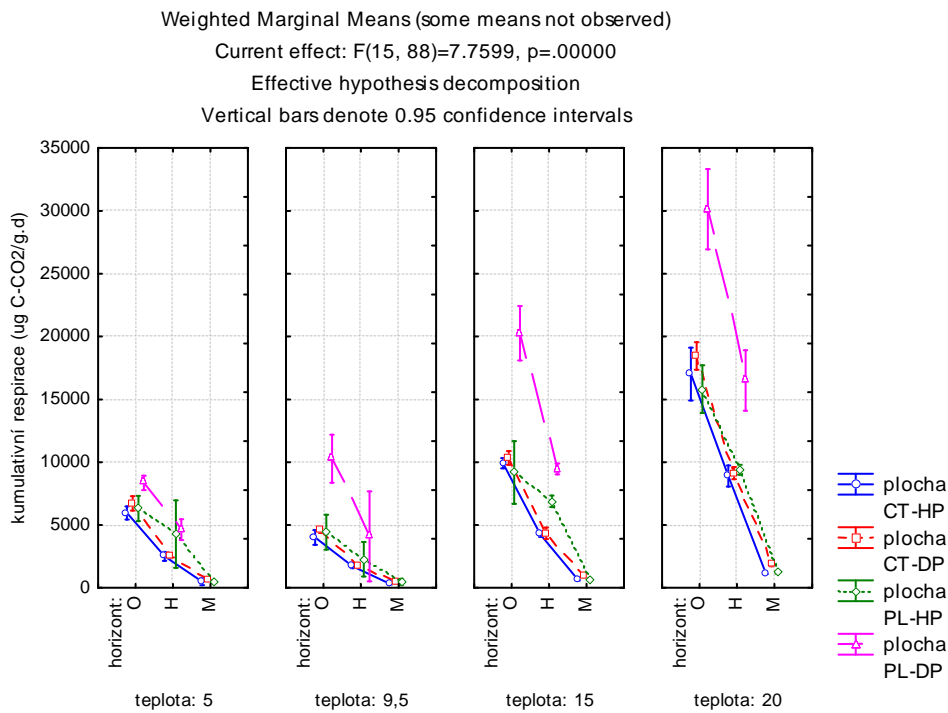
#### 4.2.4. Shrnutí výsledků kumulativní respirace v závislosti na teplotě

$t_1=0^\circ\text{C}$	kumulativní respirace (ug C-CO <sub>2</sub> /g)	sd	$t_1=0^\circ\text{C}$	kumulativní respirace (ug C-CO <sub>2</sub> /g)	sd
CTD-O	6726	231	PLD-O	8353	228
CTH-O	5964	210	PLH-O	6314	406
CTD-A	2517	51	PLD-A	4631	329
CTH-A	2504	148	PLH-A	4275	1079
CTD-M	594	18	PLD-M	n.d.	
CTH-M	486	113	PLH-M	467	42
$t_2=9,5^\circ\text{C}$	kumulativní respirace (ug C-CO <sub>2</sub> /g)	sd	$t_2=9,5^\circ\text{C}$	kumulativní respirace (ug C-CO <sub>2</sub> /g)	sd
CTD-O	4539	76	PLD-O	10269	771
CTH-O	4012	235	PLH-O	4423	557
CTD-A	1707	39	PLD-A	4093	1444
CTH-A	1719	65	PLH-A	2289	553
CTD-M	419	14	PLD-M	n.d.	
CTH-M	305	20	PLH-M	467	102
$t_3=15^\circ\text{C}$	kumulativní respirace (ug C-CO <sub>2</sub> /g)	sd	$t_3=15^\circ\text{C}$	kumulativní respirace (ug C-CO <sub>2</sub> /g)	sd
CTD-O	10340	221	PLD-O	20260	870
CTH-O	9924	162	PLH-O	9171	1006
CTD-A	4337	188	PLD-A	9449	175
CTH-A	4243	70	PLH-A	6882	182
CTD-M	1032	51	PLD-M	n.d.	
CTH-M	618	18	PLH-M	666	44
$t_4=20^\circ\text{C}$	kumulativní respirace (ug C-CO <sub>2</sub> /g)	sd	$t_4=20^\circ\text{C}$	kumulativní respirace (ug C-CO <sub>2</sub> /g)	sd
CTD-O	18440	444	PLD-O	30133	1288
CTH-O	17015	846	PLH-O	15815	766
CTD-A	9134	195	PLD-A	16506	970
CTH-A	8892	341	PLH-A	9393	164
CTD-M	1852	58	PLD-M	n.d.	
CTH-M	1105	3	PLH-M	1232	40

**Tabulka 1.** – Srovnání kumulativních respirací při čtyřech teplotách mezi jednotlivými povodími a jejich horními a dolními plochami (CTD / H - Čertovo jezero dolní / horní plocha; PLD / H – Plešné jezero dolní / horní plocha; O, A, M – opadový horizont, humusový horizont, minerální horizont; n.d. – nebylo definováno). Červeně jsou vyznačeny hodnoty u porovnávaných horizontů a ploch jednotlivých jezer, které se vzájemně významně liší.

Respirace půdy obecně vzrůstá s teplotou. Pro biologické systémy se teplotní závislost uvádí jako koeficient  $Q_{10}$  (zvýšení mikrobiální aktivity v rozmezí  $10^\circ\text{C}$ ). V rozmezí teplot  $0^\circ\text{C}$  až  $9,5^\circ\text{C}$  byla úroveň naměřených hodnot srovnatelná (Tabulka 1.). Zřetelný nárůst mikrobiální aktivity byl zaznamenán až od teploty  $9,5^\circ\text{C}$  a v porovnání s teplotou  $20^\circ\text{C}$  se hodnoty koeficientu  $Q_{10}$  pohybovaly: u půd z povodí Čertova jezera v rozmezí 5,4 – 3,6 a u půd z povodí Plešného jezera v rozmezí 4 – 2,6.





**Obr. 12.** – Grafy srovnávající vliv teploty, horizontu a sledované plochy v závislosti na velikosti kumulativní respirace (O horizont – opadový horizont, H horizont – humusový horizont, M horizont - minerální horizont); a) – vliv plochy na mineralizaci uhlíku; b) – vliv horizontu na mineralizaci uhlíku;

Vliv teploty, horizontu a plochy je zobrazen pomocí faktoriální Anovy. Statisticky významný vliv ploch ( $p < 0 \cdot 10^{-5}$ ) je průkazný ve všech sledovaných horizontech (obr.12., a). U všech teplot je patrná odlišnost dolní plochy Plešného jezera, která vykazovala nejvyšší hodnoty kumulativní respirace ze všech ploch. Při srovnání jednotlivých teplot je vidět, že hodnoty respirace u teploty 0°C nepatrně převyšují úroveň u teploty 9,5°C. Při teplotě 20°C byla respirace nejvyšší. Vliv horizontu je také průkazný ( $p < 0 \cdot 10^{-5}$ ). Minerální horizont respiroval málo při všech teplotách. Respirace humusového horizontu byly vyšší a nejvyšší byly u opadového horizontu (obr.12., b).

## 5. Diskuse

### 5.1. Laboratorní pokus

V pokusu byly použity vzorky srovnatelné vlhkosti. Nebylo nutné dovlhčení na optimální vlhkost, jelikož u vzorků byl stanoven obsah vody v rozmezí 65- 75% hmotnosti. Voda tedy nebyla limitujícím faktorem. Na konci pokusu jsem se opětovným stanovením suché hmotnosti půdy přesvědčila, že během pokusu nedošlo při manipulaci se vzorky k výraznějším ztrátám vody, které by ovlivnily výsledky měření.

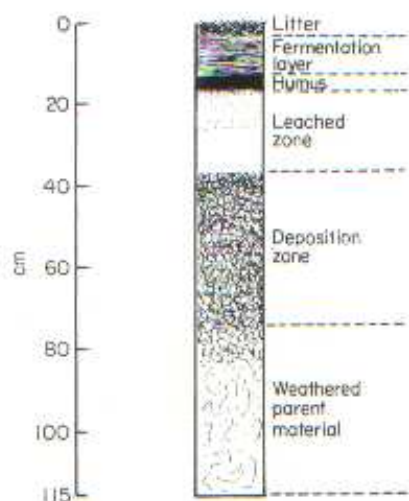
Při měření v terénu není možné odlišit respiraci mikroorganismů, vegetačního krytu a kořenů rostlin (SCHINNER, 1996). Vzorky použité v pokusu byly homogenizovány přes 5 mm síto. Půda tak byla zbavena kořínků a větších živočichů a představovala respiraci mikrobiálních organismů. Přítomnost půdní fauny v půdě může výrazně akcelarovat mikrobiální aktivitu, ale její zastoupení v kyselých lesních půdách není velké. Při měření respirace v laboratorních podmínkách jsem se nedopustila velké chyby, když jsem do měření nezahrnula půdní živočichy, jelikož na půdní respiraci se z více než 90% podílejí půdní mikroorganismy (KÁŠ, 1964).

Podle KIRSCHBAUMA (2006) může laboratorní inkubace poskytnout nejlepší a nejméně zkreslená data pro odhady teplotní závislosti dekompozice organické hmoty. Měření teplotní závislosti respirace v laboratorních podmínkách tak není ovlivněno kolísáním podmínek prostředí a poskytuje srovnatelné údaje (SCHINNER, 1996). Pozorovaná produkce CO<sub>2</sub> v čase je určena množstvím a kvalitou dostupného substrátu, teplotou a dalšími podmínkami, které ovlivňují specifickou aktivitu dekompozitorů (KIRSCHBAUM, 2006). Teplotní závislost byla nejsilnější v podmínkách laboratorní inkubace a slabší u měření založeném na pokusech s ohříváním půdy v přirozených podmínkách nebo u pozorování založených na sezónních změnách teplot (GU et al. 2004 in KIRSCHBAUM 2006).

Použitá absorpční metoda s titrační koncovkou je dostatečně přesná i pro jímání nízkých koncentrací CO<sub>2</sub> (CLARK et al., 1996). Ve většině metod měření respirace je k jímání CO<sub>2</sub> používán NaOH nebo KOH. Ve svém pokusu jsem použila NaOH, který jsem v kalíšcích umísťovala na dno hermeticky uzavřených láhví. Tím, že jsem uzavřené láhve se vzorky v pravidelných intervalech otevírala, nedošlo k poklesu koncentrace O<sub>2</sub> pod 10%. Tuto hodnotu uvádí CLARK (1996) jako prahovou. Aerobní mikrobiální respirace je negativně ovlivněna, pokud dojde k poklesu koncentrace O<sub>2</sub> pod tuto úroveň.

## 5.2. Mineralizace uhlíku v jednotlivých půdních horizontech

U sledovaných lokalit převažuje v půdním pokryvu podzol. Vegetační kryt tvoří smrkové monokultury. Pro jehličnaté lesy je charakteristický typ nadložního humusu mor. Tento typ humusu má kyselý charakter a půdní profil je silně strukturovaný (WALLWORK, 1976). K tvorbě moru přispívá kyselý opad jehličí a hromadění odumřelých částí acidofilních druhů rostlin přízemní části vegetace (NĚMEČEK, 2001). Mezi opadem a minerální půdou je zřetelně oddělená humusová vrstva (WALLWORK, 1976). Pro podzolové půdy je charakteristický promyvný režim. Podzoly mají světlý humusový horizont s velkým podílem nejakostního a surového humusu. Pod ním je světle šedý vybělený eluviální horizont a dále následuje výrazný humusosesquioxidový iluviální horizont obohacený o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  a  $\text{Al}_2\text{O}_3$  a humusové látky. Podzoly jsou rozšířeny zejména v horských oblastech. Hlavním půdotvorným procesem je podzolizace, při které dochází k migraci látek do nižších částí profilu bez migrace jílu (PRAX et al., 1996). Skalní podloží, které u Čertova jezera tvoří svor a u Plešného žula, je chudé na bazické kationty



**Obr. 13.** – Půdní profil v lesních podzolových půdách: litter – opad, fermentation layer – fermentační vrstva, humus – humusová vrstva, leached zone – zóna vyplavování, deposition zone – obohacený horizont; weathered parent material – zvětrávaná matečná hornina; (převzato z WALLWORK, 1976).

Opadový horizont je tvořen relativně čerstvým rostlinným opadem (jehličím, listím, větvičkami, kůrou, odumřelými částmi rostlin) bez známek zjevného rozkladu, takže je jeho původ snadno rozpoznatelný. Fermentační vrstvu tvoří částečně rozložené organické zbytky, jejichž rozpoznatelné části převažují nad humifikovaným materiálem. Humusový horizont je tvořen rostlinnými zbytky v silném stupni rozkladu, jejichž struktura již není pouhým okem rozpoznatelná (NĚMEČEK, 2001). Pod organickými horizonty je horizont minerální, ve kterém se akumulují jílové minerály, soli, oxidy železa a hliníku. V iluviálních horizontech dochází k akumulaci jílových minerálů vlivem látkového transportu (MIKO et al., 2006).

Na výsledcích respirace naměřené v jednotlivých půdních horizontech se jasně projevilo charakteristické rozdělení horizontů u půd smrkových lesů. Výsledky laboratorního pokusu prokázaly nejvyšší hodnoty respirace u opadového horizontu. Je to dáno přítomností mikroorganismů vyskytujících se zejména v povrchových vrstvách půdy. U humusového horizontu jsou hodnoty respirace přibližně poloviční oproti opadu. Hodnoty respirace naměřené u vzorků opadu a humusového horizontu horní plochy Plešného jezera se od sebe lišily o něco méně než u ostatních ploch. Příčinou menšího rozdílu u této plochy mohlo být nepřesné oddělení opadové a humusové vrstvy při odběru vzorků v terénu. U minerální půdy (do měření u tohoto horizontu nebyla zahrnuta dolní plocha Plešného jezera, jelikož nebyl k dispozici příslušný vzorek) byly zaznamenány nejnižší hodnoty respirace, a to více než desetkrát nižší než u opadu. Vzorky minerálního horizontu byly odebrány z horních 10 cm tohoto horizontu a tím byl odebrán převážně ochuzený eluviální horizont (obr.13. – leached zone). To se odrazilo i na nízké respiraci, způsobené malým podílem dostupné organické hmoty a tím i nižším počtem půdních mikroorganismů u odebrané minerální půdy. S hloubkou půdního profilu se podle PAULA (1996) snižuje i počet mikroorganismů (stejně tak kořenů a půdní organické hmoty). Míra respirace půdních horizontů se tedy logicky snižovala s hloubkou půdního profilu.

### **5.3. Vliv povodí na mikrobiologickou aktivitu**

Mezi faktory ovlivňující rychlost rozkladu patří vedle chemismu půdy, vlhkosti, provzdušněnosti a teploty také chemismus opadu. Za kritérium rychlosti dekompozice organických zbytků různých dřevin je obecně považován poměr obsahu uhlíku a dusíku v opadu. Opad bohatý na dusík (s poměrem C/N menším než 30) se rozkládá velice rychle. Při poměru C/N vyšším než 30 je rozklad pomalejší (KLIMO, 2003). Jehličnatý opad se řadí mezi těžko rozložitelný opad: poměr C/N u smrku je 48, u borovice 66, u douglasky 77 a u modřínu 113 (WITTICH, 1942). Při větším obsahu ligninu v opadu se v kyselém prostředí vytváří menší množství mikrobiálních populací a mineralizace probíhá zejména vlivem činnosti hub (KLIMO, 2003).

Obě výzkumné plochy se nacházejí ve srovnatelné nadmořské výšce v oblasti smrkových monokultur na minerálně chudých půdách. V obou oblastech je srovnatelný roční úhrn srážek a obdobná průměrná roční teplota. Horní plochy jezer, které jsou položené zhruba o 200 - 300 m výše oproti dolním plochám, mají o něco nižší i průměrnou roční teplotu. Druhovú skladbu podrostu u jednotlivých ploch se liší. Na horní ploše Plešného jezera je podrost tvořen trávami a kapradinami a na jeho dolní ploše podrost chybí. U horní plochy Čertova jezera převažují trávy a

borůvčí a na jeho dolní ploše dominuje v podrostu borůvčí. Dolní plochy obou jezer respirovaly více oproti plochám horním. Vliv na odlišnost horních a dolních ploch může mít stav podrostu (u dolních ploch se nevyskytují trávy). U dolní plochy Plešného jezera byla naměřena celkově nejvyšší hodnota kumulativní respirace při všech teplotách. U této plochy se vyskytuje pouze jehličnatý opad. Od roku 2006 zde dochází k postupnému odumírání lesa na dolní ploše, což má za následek zvýšení množství jehličnatého opadu. Určité skupiny hub rozkládají opad nízké kvality účinněji než bakterie (PAUL et al., 1996). V podmínkách opadu vyšší kvality se vyskytují organismy adaptované na opad vyšší kvality, které by špatně rozkládaly opad nízké kvality (jako je jehličí) a vedlejší produkty dekompozice (GIARDINA et al., 2001). Vysoká mikrobiální aktivita dolní plochy Plešného jezera může být výsledkem adaptace mikrobiálních společenstev na jeden druh opadu (jehličnatý opad z odumírajícího smrkového lesa se zde vyskytuje ve velkém množství) a tím i jeho účinnější dekompozice.

Měření v laboratorních podmínkách koreluje s výsledky dekompozice modelové celulózy ze sledovaných oblastí. Trend rozdílu mezi plochami potvrzují i v terénu naměřená data rychlosti dekompozice u modelové celulózy v opadových sáčcích (ŠLAJSOVÁ, 2008). Rychlost dekompozice měřená v terénu byla vyšší u dolních výzkumných ploch a v porovnání obou jezer byla vyšší u Plešného jezera. V letech 2002 – 2004 běžela dekompozice rychleji v půdách Čertova jezera, ale od roku 2004 došlo ke zvýšení dekompozice u půd Plešného jezera. Tato změna byla způsobena odumřením lesa na horní ploše Plešného jezera a od roku 2006 také postupným odumíráním jeho dolní plochy. U půd Plešného jezera v současnosti také dochází k větší mineralizaci a odtoku dusíku oproti půdám Čertova jezera.

#### **5.4. Vliv teploty a délky inkubace na mikrobiologickou aktivitu**

Laboratorní pokus jasně prokázal vliv teploty na mikrobiální respiraci. MONCRIEFF et al. (1999) zjistil dvakrát vyšší citlivost toku CO<sub>2</sub> vůči půdní teplotě než vůči půdní vlhkosti. Rychlost respirace půdy často stoupá s teplotou až do teploty kolem 40°C nebo i více, a to i u půd chladného klimatu (PIETIKÄINEN et al., 2005). Při laboratorních měřeních respirace závisí množství uvolněného CO<sub>2</sub> na množství a dostupnosti látek v půdním vzorku a na schopnosti přítomných organismů je využívat (SHAN-MIN et al., 1987).

Ve sledovaných oblastech teplota půdy nepřekračuje 15°C. Na horní ploše Plešného jezera, kde došlo k odumření lesa, lze očekávat v horkých letních měsících vyšší teploty půdního povrchu než kdyby byl pokryt lesem. V zimních měsících se teplota pohybuje okolo 0°C.

BRADY (2002) uvádí, že mikrobiální aktivita a dekompozice organické hmoty ve většině půd ustává okolo teploty nižší než 5°C (tato teplota je uváděna jako biologická nula). Ve svém pokusu jsem naměřila vyšší **kumulativní respiraci při 0°C než při 9,5°C**. To znamená, že zde neplatí v literatuře často uváděné zdvojnásobení biologické aktivity při zvýšení teploty o 10°C (faktor  $Q_{10}$ ). V první části pokusu byla rychlost respirace dle očekávání vyšší při 9,5°C, ale přibližně od 60 dne inkubace byla rychlost respirace vyšší při 0°C, než při teplotě o 9,5°C. To by mohlo být dáno přítomností organismů přizpůsobeným nízkým teplotám. Teploty půdy zde totiž nepřekračují 15°C a po 7 měsíců v roce se pohybují kolem bodu mrazu, z toho je možné usuzovat na adaptaci přítomných mikrobiálních společenstev na nízké teploty. U teploty 9,5°C se zřejmě z počátku dříve vyčerpaly snadno dostupné látky než u 0°C a také proto mohla být od 60 dne vyšší respirace u teploty 0°C. Rychlost respirace měřená při 0°C po dvou měsících inkubace tedy vykazovala rostoucí trend. Při této teplotě zřejmě došlo k rozvoji adaptovaných mikrobiálních společenstev, které si dokázaly zpřístupnit i hůře rozložitelné organické látky přítomné v substrátu. Dekompozice organické hmoty zde probíhá i během zimních měsíců. PANIKOV et al. (2006) ve své práci uvádí mikrobiální respiraci u arktické půdy probíhající při teplotě – 39°C. Dále uvádí rozdíl v rychlosti respirace u vzorků odebraných v arktické půdě oproti vzorkům z boreálních lesů: během nízkých teplot (do – 5°C) byla vyšší produkce CO<sub>2</sub> u arktické půdy. Za tuto aktivitu jsou odpovědné specializované skupiny mikroorganismů adaptované na život v extrémně nízkých teplotách.

Celková množství naměřeného CO<sub>2</sub> u teplot: 9,5°C; 15°C; 20°C se již od sebe výrazně lišila a rychlost respirace dle očekávání vykazovala vzestupný trend směrem k vyšším teplotám. Vyšší teploty poskytují optimální podmínky pro růst mikroorganismů, který se zvyšuje s rostoucí teplotou. PIETIKÄINEN et al. (2005) ve své práci porovnávala půdní respiraci při různých teplotách, a to u zemědělské půdy (pH = 7,8; obsah OH = 5%) a humusové vrstvy z lesa s převahou smrku (pH = 4,1; obsah OH = 82%) v jižním Švédsku. Rychlost respirace byla u zemědělské půdy asi 120krát vyšší při 45°C než při 0°C a u humusové lesní půdy asi 70krát vyšší v rozmezí stejných teplot. Při nižších teplotách se prokazatelně lépe daří houbám (jejich růst je méně negativně ovlivněn) než bakteriím. U humusové půdy bylo teplotní minimum mikrobiální aktivity – 12°C a u zemědělské půdy – 8,4°C. Houby jsou tak z hlediska mikrobiální aktivity důležitější v lesních chladnějších půdách. Změny v teplotě půdy by tak pravděpodobně znamenaly posměnění rovnováhy u těchto dvou hlavních skupin půdních mikroorganismů (PIETIKÄINEN et al., 2005).

Sledované oblasti se nacházejí ve vysokých nadmořských výškách a podle klimatického členění patří do chladné oblasti (mírně chladný a chladný horský region. V současné době lze v oblasti pozorovat nárůst teploty vzduchu o 1,5°C oproti dlouhodobému teplotnímu průměru.

Podle NIKLINSKÁ et al. (2006) je nárůst rychlosti dekompozice s teplotou citlivější v nižších než ve vyšších teplotních pásmech. Citlivost dekompozice ke klimatickým změnám může být ovlivněna zeměpisnou šířkou (větší u vyšších zeměpisných šířek). Zvýšení teplot v důsledku klimatických změn by se tak mělo významněji projevit právě v lesních horských ekosystémech.

### **5.5. Využitelnost výsledků pro rozhodování a přístup k smrkovým ekosystémům**

Sledování aerobní respirace půdy poskytuje údaje pro odhad koloběhu uhlíku v ekosystému (půdní respirace představuje jeden z největších toků CO<sub>2</sub> do atmosféry). Teplota patří mezi zásadní faktory ovlivňující mineralizaci organické hmoty.

Výsledky získané v laboratorním pokusu budou dále využity pro definování teplotní závislosti rozkladu organické hmoty. Vypočtené hodnoty půdní respirace lze využít pro modelování odhadu pravděpodobných změn v dekompozičních procesech, dojde-li ke zvýšení teploty v půdě vlivem klimatických změn. V modelu budou zahrnuty chemické charakteristiky opadu a půd a zjištěná závislost bude použita pro odhad vlivu změny teplot na mineralizaci a množství živin. Dekompozice organické hmoty je obvykle popisována reakční kinetikou prvního řádu s různými konstantami rychlosti dekompozice (BAUER et al., 2008). V modelech popisujících změny uvolňování CO<sub>2</sub> z půdy v lesních ekosystémech je používána Arrheniovská závislost (LLOYD et al., 1994).

Smrkové monokultury jsou v důsledku hospodaření člověka rozšířeny mimo jejich přirozený výskyt (horské lesy nad 900 m n. m.). Tyto smrkové lesy jsou náchylné k vývrátům a přemnožení škůdců. Pro lesní hospodářství jsou vhodnější smíšené lesy, které mají příznivější podíl C/N. Přestavba druhové skladby lesů by měla vést nejen ke zvýšení statické stability, ale i k růstu jejich ekologické rovnováhy. Na základě modelových výpočtů lze odvodit odlišnost dekompozice pro různé druhy opadů a vliv změny teplot na půdní procesy.



## 6. Závěr

Výsledky experimentu prezentované v této práci lze shrnout do několika bodů:

- Mikrobiální respirace probíhala při 0°C a byla srovnatelná nebo vyšší než při 9,5°C; v rozmezí teplot 9,5°C a 20°C se zvýšila zhruba třikrát až pětkrát;
- Teplotní odpověď respirace byla největší v opadových horizontech a nejmenší v minerálních horizontech;
- Výsledky sledovaly trend dekompozic stanovených v přirozených podmínkách a potvrzují, že měření respirace v laboratorních podmínkách je vhodným parametrem pro charakteristiku dekompozice půdní organické hmoty v ekosystému;

## Literární zdroje :

**ALBRECHT J. a kolektiv. (2003).** Českobudějovicko. In: MACKOVČIN P. A SEDLÁČEK M. (eds). Chráněná území ČR, svazek VIII. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, Praha: 577 – 737p.

**BABŮREK J., PERTOLDOVÁ J., VERNER K., JIŘIČKA J. (2006).** Průvodce geologií Šumavy. Správa NP a CHKO Šumava a Česká geologická služba Praha, Vimperk: 118p.

**BAUER J., HERBST M., HUISMAN J. A., WEILHERMLLER L. VEREECKEN H. (2008).** Sensitivity of simulated soil heterotrophic respiration to temperature and moisture reduction functions. *Geoderma* 26 (January): 11p.

**BRADY N. C., RAY, R. W. (2002).** The Nature and Properties of Soils. Prentice Hall, New Jersey.

**BROHAN, P., J. J. KENNEDY, L. HARRIS, S. F. B. TETT, P. D. JONES. (2006).** Uncertainty estimates in regional and global observed temperature change: A new dataset since 1850. *Journal of geophysical research* 111.

**BRUNNER I., GODBOLD L. D. (2007).** Tree roots in a changing world. *Journal of Forest Research* 12 (April, number 2): 78-82p.

**DEMEK J. a kolektiv. (1987).** Hory a nížiny – Zeměpisný lexikon ČSR, Academia, Praha: 584p.

**DIXON R. K., BROWN S., HOUGHTON R. A., SOLOMON A. M., TREXLER M. C., WISNIEWSKI J. (1994).** Carbon pools and flux of global forest ecosystems. *Science* 263: 185–190. In: BRUNNER I., GODBOLD L. D. (2007). Tree roots in a changing world. *Journal of Forest Research* 12 (April, number 2): 78-82p.

**GU L., POST W.M., KING A.W. (2004).** Fast labile carbon turnover obscures sensitivity of heterotrophic respiration from soil to temperature: a model analysis. *Global Biogeochemical Cycles* 18: 1022–1032. In: KIRSCHBAUM M. U. F. (2006). The temperature dependence of organic – matter decomposition – still a topic of debate. *Soil Biology and Biochemistry* 38 (January): 2510-2518p.

**GIARDINA CH. P., RYAN M. G., HUBBARD M. R., BINKLEY D. (2001).** Tree species and soil texture controls on carbon and nitrogen mineralization rates.

**HAIŠ M., POKORNÝ J. (2004).** Změny teplotně vlhkostních parametrů krajinného krytu jako důsledek rozpadu horských smrčín. *Aktuality šumavského výzkumu II.*, Vimperk: 49-55p.

**HÉDL R. (2004).** Okyselování lesních půd a srovnávání měření z let 1941 – 1942 a 2003 – 2004 v Jeseníkách ([www.hedl.net/veda/Acidifikace.pdf](http://www.hedl.net/veda/Acidifikace.pdf)). Botanický ústav AV ČR, Brno.

**HOŠEK P., LOUCKÁ P. (2004).** Ochrana šumavských lesů. *Vesmír* 83 (únor): 90 – 91p.

**HRUŠKA J., CIENCIALA E. (2001).** Dlouhodobá acidifikace a nutriční degradace lesních půd – limitující faktor současného lesnictví. MŽP.

**HRUŠKA J., CIENCIALA E., MORAVČÍK P., NAVRÁTIL T., HOFMEISTER J. (2002).** Dlouhodobá acidifikace a nutriční degradace lesních půd – limitující faktor současného lesnictví – II. Lesnická práce 81 (únor).

**JANOUSH D. (2002).** Změna klimatu a globální oteplování. Lesnická práce – časopis pro lesnickou vědu a praxi 81 (1): 12-14p.

**KEITH H., WONG S. C. (2005).** Measurement of soil CO<sub>2</sub> efflux using soda lime absorption: both quantitative and reliable. Soil Biology and Biochemistry 38 (May): 1121-1131p.

**KETTLE H., KOPÁČEK J., HEJZLAR J. (2003).** Modelling air temperature at Čertovo Lake back to 1781. Silva Gabreta 9:15-32p.

**KOPÁČEK J., KAŇA J., ŠANTRŮČKOVÁ H., PORCAL P., HEJZLAR J., PICEK T., VESELÝ J. (2002, a).** Physical, chemical, and biochemical characteristics of soils in watersheds of two Bohemian Forest lakes I. Plešné lake. Silva Gabreta 8: 43-66p.

**KOPÁČEK J., KAŇA J., ŠANTRŮČKOVÁ H., PORCAL P., HEJZLAR J., PICEK T., VESELÝ J. (2002, b).** Physical, chemical, and biochemical characteristics of soils in watersheds of two Bohemian Forest lakes II. Čertovo and Černé lake. Silva Gabreta 8: 67-94p.

**KIRSCHBAUM M. U. F. (2006).** The temperature dependence of organic – matter decomposition – still a topic of debate. Soil Biology and Biochemistry 38 (January): 2510-2518p.

**KLIMO E. (2003).** Lesnická pedologie. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Brno: 259p.

**KULHAVÝ J. (2002).** Hodnocení změn v lesních půdách v důsledku očekávané klimatické změny. Lesnická práce – časopis pro lesnickou vědu a praxi 81 (3).

**KUNSKÝ J. (1968).** Fyzický zeměpis Československa. SPN, Praha: 537p.

**KUPKA I. (2002).** Vliv možných klimatických změn na zastoupení dřevin v našich lesích. Lesnická práce – časopis pro lesnickou vědu a praxi 81 (1): 18-19p.

**KUZYAKOV Y. (2005).** Sources of CO<sub>2</sub> efflux from soil and review of partitioning methods. Soil Biology and Biochemistry 38 (August): 425 – 448p.

**LLOYD L., TAYLOR J. A. (1994).** On the temperature dependence of soil respiration. Functional Ecology 8: 315-323p.

**MIKO L., ŠANTRŮČKOVÁ H., GRYNDLER M., REJŠEK K. (2006).** Život v půdě 2. Čtvrtý rozměr bedrušek a škrobáků. Vesmír 85 (květen): 287-288p.

**MONCRIEFF J. B., FANG C. (1999).** A model for soil CO<sub>2</sub> production and transport 2: application to a Florida Pinus elliotte plantation. *Agricultural and forest meteorology* 95 (4): 237-256p.

**NĚMEČEK J. (2001)** Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. Česká zemědělská univerzita, Praha: 79p.

**NIKLINSKÁ M., KLIMEK B. (2006).** Effect of temperature on the respiration rate of forest organic layer along an elevation gradient in the Polish Carpathians. *Biology and Fertility of Soils* 43 (June): 511-518p.

**OULEHLE F., HOFMEISTER J., HRUŠKA J. (2006).** Horské lesy nakyselo aneb Dědictví Trautenberka a hajného Robátka. *Vesmír* 85 (červenec): 398 – 403p.

**PANIKOV N.S., FLANAGAN P.W., OECHEL W.C., MASTEPANOV M.A., CHRISTENSEN T.R. (2006).** Microbial activity in soils frozen to below – 39°C. *Soil Biology & Biochemistry* 38 (July): 785–794p.

**PAUL E. A., CLARK F. E. (1996).** Soil biology and biochemistry. Academic Press, San Diego.

**PELC F. (1999).** Program revitalizace imisně zatížených lesních ekosystémů Jizerských hor. In. SLODIČÁK M. (ed.) : Obnova a stabilizace horských lesů – Sborník z celostátní konference s mezinárodní účastí. VÚLHM, Opočno: 7 – 18p.

**PIETIKÄINEN J., PETTERSON M., BAATH E. (2005).** Comparison of temperature effect on soil respiration and bacterial and fungal growth. *FEMS Microbiology Ecology* 52: 49-58p.

**PRAX A., POKORNÝ E. (1996).** Klasifikace a ochrana půd. Mendelova zemědělská lesnická univerzita v Brně, Brno.

**ROGERS A., GIBON Y., STITT M., MORGAN P. B., BERNACCHI C. J., ORT D. R., LONG S. P. (2006).** Increased C availability at elevated carbon dioxide concentration improves N assimilation in a legume. *Plant, Cell & Environment* 29 (8): 1651–1658p.

**SHAN-MIN SHEN, BROOKES P.C. AND JENKINSON D.S. (1987).** Soil respiration and the measurement of microbial biomass C by the fumigation technique in fresh and in air-dried soil. *Soil Biol. Biochem.* 19: 153-158p.

**SCHINNER F., HLINGER R., KANDELER E., MARGESIN R. (1996).** Methods in soil biology. Springer – Verlag, Berlin: 90 – 110p.

**SCHWARZ O. (1997).** Rekonstrukce lesních ekosystémů Krkonoš. Správa KRNAP, Hradec Králové: 12 – 14p.

**SYLVIA D.M., FUHRMANN J. J., HARTEL P. G., ZUBERER D. A. (1999).** Principles and applications of soil microbiology. Prentice Hall, New Persey: 550p.

**ŠANTRŮČKOVÁ H. (2001).** Ekologie půdy. BF JU a ÚPB AV ČR, České Budějovice.

**ŠLAJSOVÁ P. (2008).** Rychlost dekompozice organické hmoty v půdách ledovcových jezer na Šumavě. Bakalářská diplomová práce –in press. Přírodovědecká fakulta, Jihočeská univerzita, České Budějovice: 38p.

**TOMLINSON G. H. (2002).** Acidic deposition, nutrient leaching and forest growth. Biogeochemistry 65: 51 – 81p.

**VACEK S. (1992).** Zdravotní stav bukových porostů v různých imisně ekologických podmínkách Krkonoš. In : MATĚJKA K. (ed.) : Studium horských lesních ekosystémů a jejich poškození v České Republice. Scientific – Pedagogical Publishing, České Budějovice: 97 – 105p.

**URBAN O., POKORNÝ R. (2002).** Výzkum vztahu globální změny klimatu a lesních porostů ČR. Lesnická práce – časopis pro lesnickou vědu a praxi 81 (1): 15-17p.

**VRBA J., KOPÁČEK J., FOTT J. (2002).** Šumavská jezera na přelomu tisíciletí. Živa 6: 266 – 269p.

**VRBA J., KOPÁČEK J., FOTT J., ŠANTRŮČKOVÁ H., VESELÝ J., VICENA I. (2000).** Dlouhodobý výzkum šumavských jezer – výstupy pro lesnickou praxi.

**WALLWORK A. J. (1976).** The distribution and diversity of soil fauna. Academic Press, London: 200 – 240p.

**WITTICH W. (1942).** Über die Aktivierung von Auflagehumus extrem ungünstiger Beschaffenheit. Forst –u Jagd.: 718p.

.