

**JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH  
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA**

**DISERTAČNÍ PRÁCE**

**Dynamika půdního uhlíku a vybraných půdních  
charakteristik v subpovodích modelového území Stropnice**

**Ing. Lubomír Bodlák**

**2011**

**Školitel: doc. RNDr. Hana Čížková, CSc.  
Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích  
Zemědělská fakulta**

Rád bych poděkoval vedoucí disertační práce doc. RNDr. Haně Čížkové, CSc. za pomoc a cenné rady, které mi poskytla při řešení této práce.  
Dále bych rád poděkoval školiteli - specialistce prof. Ing. Haně Šantrůčkové, CSc. za pomoc a rady, které mi poskytovala v průběhu doktorandského studia.  
Za nezištnou pomoc děkuji též kolegům z Laboratoře aplikované ekologie.  
Veliké poděkování patří mojí rodině a zvláště manželce Janě za trpělivost a podporu.

Prohlašuji, že jsem disertační práci vypracoval samostatně na základě vlastních zjištění a za pomoci uvedené literatury.

.....

V Českých Budějovicích dne 16.12. 2011

The real voyage of discovery consists not in seeing new  
landscape but in having new eyes.

Marcel Proust



# OBSAH

1. Úvod .....	5
2. Cíl práce .....	7
3. Literární přehled .....	9
3.1. Půda .....	9
3.1.1 Půdní složky .....	9
3.1.1.1 Plynná fáze půdy .....	9
3.1.1.2 Tuhá fáze půdy .....	9
3.1.1.3 Kapalná fáze půdy .....	10
3.1.2 Půdní procesy.....	11
3.1.2.1 Sorpční a iontovýměnná schopnost .....	11
3.1.2.2 Oxidačně-redukční procesy .....	12
3.1.2.3 Půdní reakce .....	15
3.1.2.4 Fyzikálně-chemické procesy transformace organického materiálu .....	16
3.2 Půdní organická hmota .....	17
3.2.1 Půdní organický uhlík a globální cyklus uhlíku .....	17
3.2.2 Tvorba SOM .....	20
3.3 Půdní mikrobiální biomasa .....	22
3.3.1 Vztah mikrobiální biomasy a půdní organické hmoty .....	23
3.4 Interakce SOM – vodorozpustná frakce SOM .....	24
3.5 Vnější vlivy na SOM .....	25
3.5.1 Metodická východiska: SOC a WSOC jako labilní frakce SOC .....	25
3.5.2 Vliv klimatu na obsah půdního C .....	26
3.5.3 Vliv způsobu využití území na obsah půdního C .....	26
3.5.4 Vliv vegetace .....	27
3.5.5 Vliv teploty, půdní vlhkosti a redoxního potenciálu .....	29
3.5.6 Vliv odvodnění .....	30

3.5.7 Vliv acidifikace .....	31
4. Charakteristika zájmového území .....	33
4.1 Geomorfologie a pedologie .....	34
4.1.1 Geomorfologie zájmového území .....	34
4.1.2 Geologické poměry .....	34
4.1.3 Pedologická charakteristika .....	35
4.2 Klimatické poměry .....	36
4.3 Hydrologická charakteristika .....	38
4.3.1 Povrchové vody .....	38
4.3.2 Podzemní vody .....	39
4.4 Fytocenologická charakteristika .....	39
4.5 Lesní hospodářství .....	41
4.5.1 Historický vývoj lesů .....	41
4.5.2 Současná charakteristika lesů .....	42
4.5.3 Zalesněné nelesní půdy .....	43
4.6 Zemědělské hospodářství .....	43
4.6.1 Historický vývoj zemědělství .....	43
4.6.2 Současný stav .....	44
4.6.3 LFA .....	44
4.7 Vymezení užšího zájmového území – využití území .....	44
5. Metodika .....	48
5.1 Metody odběrů a analýz v zájmovém území Stropnice .....	48
5.1.1 Odběry vzorků .....	48
5.1.1.2 Odběry směsných vzorků pro půdní chemické analýzy	48
5.1.1.3 Odběr neporušených vzorků pro půdní chemické analýzy	49
5.1.1.4 Odběr vzorků povrchové vody .....	49

5.1.2	Detailní popis metod .....	50
5.1.2.1	Základní zpracování půdních vzorků .....	50
5.1.2.2	Stanovení SOM a SOC v půdním vzorku .....	50
5.1.2.3	Stanovení organického uhlíku ve vodním výluhu půdního vzorku .....	51
5.1.2.4	Půdní chemické analýzy .....	52
5.1.2.5	Laboratorní zpracování vzorků povrchové vody a její analýzy .....	53
5.1.2.6	Zpracování meteorologických dat .....	53
5.1.2.7	Výpočet uhlíkové zásoby (C <sub>pool</sub> ) .....	54
5.2	Metodiky experimentu na terénní stanici Vomáčka .....	56
5.2.1	Instrumentace .....	56
5.2.2	Vlastní metodický postup .....	58
5.2.2.1	Experimentální simulace povodňových stavů .....	59
5.2.3	Detailní popis metod .....	60
5.2.3.1	Chemická analýza půdní vody .....	60
5.2.3.2	Odběry biomasy .....	61
5.2.3.3	Stanovení biomasy .....	61
5.2.3.4	Odběry vzorků pro půdní chemické a biologické analýzy .....	61
5.2.3.5	Stanovení organické hmoty v půdě .....	61
5.2.3.6	Půdní chemické analýzy .....	62
5.2.3.7	C půdní mikrobiální biomasy (C <sub>mic</sub> ) .....	62
5.3	Výsledné zpracování dat .....	62
6.	Výsledky .....	64
6.1.	Výsledky měření in situ v povodí Stropnice .....	64
6.1.1	Obsah SOC, WSOC, pH a dostupných bazických kationtů .....	64

6.1.2 Celková zásoba uhlíku (Cpool) v jednotlivých povodích	72
6.1.3 Vzájemné vztahy mezi SOC, WSOC, pH a bazickými kationty .....	73
6.1.4 Odtok látek z vybraných povodí .....	79
6.1.5 Klimatická situace zájmového území .....	80
6.2 Výsledky experimentů simulujících různé způsoby obhospodařování	82
6.2.1 Dlouhodobý experiment .....	82
6.2.1.1 Půdní teplota, vlhkost a hladina vody pod povrchem půdy .....	82
6.2.1.2 Hodnoty Cpool v půdě a v půdní vodě .....	83
6.2.1.3 Obsah minerálních látek v půdní vodě .....	86
6.2.1.4 Půdní mikrobiální biomasa .....	89
6.2.1.5 Nadzemní a podzemní produkce organické hmoty	90
6.2.2 Vložené 24-hodinové experimenty simulující srážkovou vlnu	90
7. Diskuse .....	95
7.1 Dynamika SOC v zájmovém území Stropnice .....	95
7.1.1 Obsah SOC, WSOC a Cpool .....	95
7.1.2 Dynamika SOC v lesích .....	96
7.1.3 Dynamika SOC na orné půdě .....	98
7.1.4 Dynamika SOC na TTP .....	99
7.2 Modelový experiment .....	100
7.2.1 Dlouhodobý experiment .....	101
7.2.2 24-hodinový experiment .....	103
7.3 Návrhy ke zlepšení stavu pro jednotlivé biotopy .....	103
7.3.1 Orná půda .....	104
7.3.2 TTP .....	104
7.3.3 Les .....	105

8	Závěr .....	106
9	Souhrn .....	110
10	Summary .....	113
11	Literatura .....	115
12	Přílohy .....	129

## Přehled zkratk:

AD frakce	vysušený vzorek (na vzduchu bez přímého účinku slunečních paprsků)
AZZP	agrochemické zkoušení zemědělských půd
BC	bazické kationty
BS	bazické nasycení
Cmic	uhlík vázaný v mikrobiální biomase
Cox	oxidovatelný uhlík (odpovídá hodnotě SOC)
Cpool	zásoba uhlíku
CEC	kationtová výměnná kapacita
DOC	rozpuštěný organický uhlík
EA	výměnná kapacita
EBC	výměnné bazické kationty
FA	fulvokyseliny
G	obsah hrubozrnných částic
HA	humínové kyseliny
HS	humínové látky
IC	anorganický uhlík
LFA	méně příznivé zemědělské oblasti
OD frakce	vysušený vzorek (v sušárně)
POC	nerozpuštěný organický uhlík
SOC	půdní organický uhlík
SOM	půdní organická hmota
TC	celkový uhlík
TN	celkový dusík
TOC	celkový organický uhlík
TP	celkový fosfor
TTP	trvalé travní porosty
WSOC	vodorozpustný organický uhlík, labilní frakce SOC

## 1. ÚVOD

Od 90. let 20. století, tj. ještě před vstupem České republiky do EU, řeší české zemědělství otázku útlumu hospodaření v horských a podhorských oblastech převodem zemědělských kultur z orné půdy na trvalé travní porosty. I přes jednoznačně kladné přínosy z pohledu zvýšení míry sequestrace uhlíku zůstává řada nevyjasněných otázek. Jedním ze zásadních problémů je stav vodního režimu těchto nově transformovaných ploch.

Změny ve využívání krajiny se odráží v půdních vlastnostech, včetně kvantitativních a kvalitativních změn SOM. Při dosavadním způsobu zemědělského hospodaření dochází zpravidla k významnému poklesu obsahu SOM. Pokles SOM jako důsledek způsobu hospodaření lze důvodně předpokládat i v rámci studovaného území povodí Stropnice. V období od roku 1945 do konce 80. let minulého století sice došlo k rozsáhlé lesnické výsadbě převážně smrkových monokultur na opuštěné zemědělské půdě. Naproti tomu v 70. a 80. letech minulého století, tj. v době nastupující intenzifikace zemědělství, došlo na zemědělské půdě prakticky na celém území k rozsáhlým pozemkovým úpravám, zornění pozemků doprovázenému systematickým podpovrchovým odvodněním. Tento způsob hospodaření vydržel až do 90. let. Teprve v posledních desetiletích nastává postupný útlum zemědělské výroby doprovázený převodem orné půdy zpět na trvalé travní porosty (TTP), převážně louky a pastviny. Právě tyto změny v zemědělském hospodaření a v celkovém využívání krajiny v posledních 20 letech poskytují možnost odpovědět na některé důležité otázky, jak způsob hospodaření, pěstované kultury a vodní režim ovlivňují množství organického uhlíku v půdě.

Vzhledem k charakteru půd lze zájmové území Stropnicka považovat za oblast náchylnou ke ztrátám organické hmoty a zhoršování kvality půd následným vyplavováním bazických kationtů. Ztráty organické hmoty činí u kambizemí až 50% oproti ostatním půdám, než dojde k jejímu ustálení. Kromě toho i dosud může být aktuální poznatek, že u půd České republiky dochází k uhlíkovým ztrátám zejména v podhorských a horských oblastech (Němeček, 1990).

Klíčovou veličinou, která odráží procesy sequestrace v půdách, je SOM. Mezi nejvýznamnější fyzikálně chemické parametry, které ovlivňují kvantitativní parametry SOM, patří zrnitostní složení půd, dále pak pH, kationtová výměnná kapacita (CEC – cation exchange capacity) a vazba SOM na jílové minerály. Tyto

parametry byly sledovány v kontextu dlouhodobého vývoje hospodaření v zájmovém území. Hlavní pozornost byla však soustředěna na SOM.

Kvalita a množství SOM jsou určovány vstupem organických látek do půdy, jejich rozložitelností, hydrotermickými a trofickými podmínkami pro rozkladnou a syntetickou činnost půdních organizmů. Výsledkem těchto pochodů je aktuální stav organické hmoty, jejího množství a rozložení v půdním profilu. Složení SOM je velmi komplikované, proto bývá pro přehlednost rozdělena do jednotlivých zásobníků (kompartmentů) podle stability v půdním prostředí. Stabilitou se rozumí doba rozložitelnosti organické hmoty. Ta se může pohybovat u pasivní SOM v řádech tisíců let, na druhé straně několik měsíců až let u aktivní SOM. Kromě celkové zásoby SOM je proto nejvýznamnějším sledovaným zásobníkem právě aktivní SOM. Její obsah se charakterizuje vodorozpustou frakcí SOM, stanovenou po extrakci organického uhlíku destilovanou vodou při laboratorní teplotě (WSOC - water soluble organic carbon) a aktivní živou složku SOM. Tu tvoří v podstatě uhlík vázaný v mikrobiální biomase ( $C_{mic}$ ), stanovovaný extrakčně-fumigační metodou. Sledování uvedených veličin je důležité z hlediska jejich rychlé odezvy na změny půdního prostředí. Tento přístup představuje možnost nejen popsat stav, ale také porozumět jednotlivým zákonitostem a směřovat tak k racionálnímu využívání krajiny ve shodě s přírodními procesy, ve smyslu zvýšení sequestrace C a zlepšování půdní kvality.

Tato práce vznikla za podpory a jako součást výzkumného záměru

MSM 6007665806 – Trvale udržitelné způsoby zemědělského hospodaření v podhorských a horských oblastech zaměřené na vytváření souladu mezi jejich produkčním a mimoprodukčním uplatněním.



## 2. CÍL PRÁCE

Hlavním cílem práce bylo vysledovat změny v půdní organické hmotě na modelových dílčích povodích zájmového území Stropnicka. Dílčí povodí jsou charakterizována rozdílnou skladbou biotopů a rozdílným zemědělským a lesním managementem. Současný způsob hospodaření je poznamenán dvěma trendy. Na jedné straně je to opětovný nástup intenzivního způsobu hospodaření u zemědělských subjektů s více než tisíci hektary obhospodařované půdy, na druhé pak extenzivní hospodaření, zejména pastevní, založené na čerpání dotačních titulů v rámci území LFA (Less Favoured Areas - méně příznivé zemědělské oblasti).

Cíle práce vycházejí z těchto pracovních hypotéz:

1. Změny ve využití krajiny a měnící se způsob hospodaření se odráží v půdních vlastnostech, včetně kvantitativních a kvalitativních změn SOM.
2. Odvodnění zájmového území vrcholící v 80. letech 20. století vedlo ke ztrátám SOM a dalších látek, zejména bazických kationtů (snížení kationtové výměnné kapacity a s tím spojené ztráty bazických kationtů). Tento proces byl umocněn změnou zemědělského využití krajiny (převod orné půdy na trvalé travní porosty).

### **Dílčí cíle práce:**

1. Stanovit změny v obsahu organického C v půdách v závislosti na využívání území a na základě toho odhadnout schopnost půd vybraných biotopů zadržovat nebo uvolňovat C.
2. Stanovit změny kationtové výměnné kapacity a dostupných bazických kationtů v závislosti na SOM a na jejich základě stanovit změny v chemizmu půd.
3. Odhadnout zásoby C a jejich změny v čase na jednotku plochy a na celé povodí.
4. Stanovit závislost mezi způsobem využití území a půdními vlastnostmi (SOM, kationtová výměnná kapacita, bazické kationty) a podchytit jejich změny v čase.
5. Odhadnout vazbu mezi způsobem hospodaření a využitím území se souvisejícími změnami půdního prostředí a odtokem látek z povodí.
6. Experimentálně ověřit vliv vodního režimu na procesy ztráty uhlíku a dalších látek z půdy v průběhu a mezi vegetačními sezónami.
7. Stanovit míru závislosti těchto pochodů na typu agrotechnických zásahů a meteorologických podmínkách prostředí.

8. Namodelovat vliv extrémních srážkových úhrnů na změny chemizmu půdních vod.
9. Navrhnout konkrétní opatření v rámci zemědělského a lesního hospodaření na vybraných biotopech v zájmové oblasti.

Dílčí cíle 1-5 byly řešeny na úrovni dvou až čtyř vybraných subpovodí, která jsou předmětem dlouhodobého monitoringu. Pro dosažení cílů 6-8 byl založen modelový experiment s půdními lyzimetry, umožňující detailně podchytit procesy vázané na změnu vodního režimu. Návrh optimálního hospodaření a využití zájmového území (cíl 9) byl vypracován na základě výsledků získaných studiem povodí a modelového experimentu v kombinaci s dostupnými literárními údaji.

## 3. LITERÁRNÍ PŘEHLED

### 3.1 Půda

Půdu lze definovat jako průsečík skladebných dílů, vazeb a vzájemných interakcí, ve kterých se spojují atmosféra, hydrosféra, biosféra a litosféra ve zcela specifický funkční celek zahrnující rostlinné a živočišné organizmy a jejich neživé prostředí (Chapin, 2002). Půda je otevřený polydisperzní třífázový systém tvořený tuhou, kapalnou a plynnou fází. Velmi významnou, ne-li nejvýznamnější složkou půdy je její organická část – mrtvá organická hmota, živé rostliny a živočichové (Brady, 2002). Neživá organická složka půdy je nazývána humusem v širším slova smyslu. Je to přeměněná rostlinná hmota. Dále jsou v půdě obsaženy odumřelé kořeny a zbytky rostlinných těl, zbytky odumřelých organismů v různém stupni rozkladu.

#### 3.1.1 Půdní složky

##### 3.1.1.1 Plynná fáze půdy

Plynnou fází půdy tvoří půdní atmosféra. Ta je podobně jako půdní roztok stálou součástí půdy, ve které vyplňuje všechny volné póry. Ve srovnání se zemskou atmosférou je v půdním prostředí vyšší obsah  $\text{CO}_2$ . V závislosti na podmínkách může být až 100krát vyšší (Pitter, 1999). Dostatečné provzdušnění půdy je zárukou zvýšené biologické činnosti a tím i uvolňování živin mineralizací organických látek.

##### 3.1.1.2 Tuhá fáze půdy

Tuhá fáze půdy se skládá z minerálního a organického podílu. Minerální podíl u našich nejběžnějších půd (kambizemí) představuje 95 – 98% z tuhé fáze půdy. Je tvořen jílovými minerály (až 75%), oxidy a hydroxidy (10 – 15%) a primárními minerály (7 – 10%) (Němeček, 2001).

Nejvýznamnější vliv na vlastnosti půdy mají jílové minerály, které se vyznačují vysokou sorpční schopností pro živiny a vodu. Půdy s nízkým obsahem jílových minerálů nazýváme půdy lehké. Se stoupajícím podílem jílových částic se půda stává střední až těžkou, současně se zvyšuje její schopnost poutat živiny a vodu. Při vysokém podílu jílových částic (nad 60%) se jedná o půdy velmi těžké, sice s velkým obsahem živin, ale s nepříznivým vodním a vzdušným režimem.

Organický podíl tuhé fáze půdy představuje velmi složitý komplex nejrůznějších organických sloučenin, které se dostávají do půdy opadem, posklizňovými zbytky rostlin nebo organickými hnojivy (hnůj, kejda, močůvka, zelené hnojení, kompost). U kambizemí tvoří 2 – 5%. Podmiňuje celou řadu fyzikálně chemických a biologických pochodů. Svými sorpčními schopnostmi osmi až desetinásobně převyšuje minerální podíl (Brady, 2002).

Jílové částice poutají mnoho látek organického původu, jako jsou aminokyseliny, peptidy a proteiny, vytvářejí komplexy chránící sloučeniny obsahující N před mikrobiálním rozkladem. Organická hmota je zadržována v mikropórech a mezivrstvách jílových materiálů a tím je fyzikální cestou chráněna před dekompozicí (Loll and Bollag, 1983; Huang and Schnitzer, 1986). Vzájemná propojenost mezi jílovými minerály a organickou hmotou vede při vzniku tzv. organominerálního komplexu i k celkové stabilizaci půdního organického uhlíku (SOC - soil organic carbon) v půdním profilu.

### 3.1.1.3 Kapalná fáze půdy

Kapalná fáze půdy zahrnuje především vodu (kapilární a gravitační) a v ní rozpuštěné a dispergované látky. Půdní roztok obsahující rozpuštěné minerální a organické sloučeniny, CO<sub>2</sub> a kyslík se účastní reakcí půdotvorného procesu. Půdní roztok zajišťuje transport látek půdním profilem. Transport bývá příčinou ztrát živin vyplavením a kontaminace (znečištění) povrchových i podpovrchových vod. Koncentrace půdního roztoku se mění vlivem působení řady fyzikálních, chemických a biologických procesů v souvislosti s vlhkostí, teplotou, provzdušením půdy a složením tuhé fáze půdy. Půdní roztok obsahuje v závislosti na těchto podmínkách řadu rozpuštěných minerálních i organických látek v různém množství a poměru.

Z minerálních látek obsahuje především kationty K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> a H<sup>+</sup>. V půdách s nízkým pH se objevují rozpuštěné sloučeniny Al<sup>3+</sup> a Fe<sup>3+</sup> (Curtin and Smillie, 1983). V půdním roztoku jsou obsaženy také anionty CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, H<sub>2</sub>PO<sub>4</sub><sup>-</sup>. Obsah jednotlivých kationtů a aniontů je ovlivňován a zároveň ovlivňuje zvětrávání minerálního podloží, dekompozici a mineralizaci organických látek, sorpční výměnou kapacitu a antropogenní vlivy. Pokud jde o organické látky, půdní roztok obsahuje organické kyseliny - zejména fulvokyseliny, aminokyseliny, cukry a také určitý podíl rozpustných huminů. Vedle organických látek, které vznikají biochemickými a mikrobiálními procesy v půdě, se organické látky do půdního roztoku dostávají také jako kořenové výměšky rostlin (Rovira, 1956, 1969).

### 3.1.2 Půdní procesy

Na rozhraní jednotlivých fází, zejména pak mezi pevnou fází a půdním roztokem, probíhají nepřetržitě chemicko – fyzikální a biologické procesy, které mají vedle biologické transformace významný vliv na stav SOM a jsou jí zpětně ovlivňovány.

#### 3.1.2.1 Sorpční a iontovýměnná schopnost

Sorpční výměnná kapacita půdy je schopnost půdy vázat kationty a anionty minerálních látek na vnitřním a vnějším povrchu organominerální koloidní frakce.

Základní jednotkou, na kterou je sorpční a iontovýměnná schopnost půdy vázána, je půdní koloid. Koloid je pevná půdní částice organického či minerálního původu s průměrem menším než 1 $\mu$ m (Dixon and Weed, 1989). Z hlediska koloidů samých je obecně důležitá právě jejich velikost. Organominerální výměnný sorpční komplex jako celek disponuje u půd mírného pásma převažujícím záporným povrchovým nábojem (Němeček, 1990). Ke vzniku záporného náboje dochází:

- a) izomorfní záměnou pozitivního  $\text{Si}^{4+}$  v silikátových tetraedrech za  $\text{Al}^{3+}$ . Tím vznikne jeden volný záporný náboj, který může být kompenzován kladným nábojem.
- b) izomorfní záměnou  $\text{Al}^{3+}$  ve vnitřní oktaedrické vrstvě jílového minerálu pozitivně nabitými dvojmocnými ionty  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ .
- c) oddisociováním  $\text{H}^+$  zejména na okrajích a hranách krystalové mřížky (záporný náboj se snižuje s klesajícím pH, neboť v kyselých půdách  $\text{H}^+$  ionty nedisociují).
- d) Odštěpením  $\text{H}^+$  iontu alkoholových, fenolových a karboxylových skupin organických sloučenin.

Kvalitativním hlediskem pro hodnocení půdních koloidů je velikost jejich aktivního povrchu. Forma výskytu koloidů v půdách je dvojitá, a to forma rovnoměrného rozptýlení v půdním roztoku (sol) a forma vyvločkování, vzájemné koagulace (gel). Procesy transformace a transportu organominerálních koloidů v půdním roztoku u kyselých podzolových lesních půd dokládá Stille et al. (2009). Zatímco půdní roztok ve svrchní vrstvě půd (tj. v povrchovém organickém horizontu) je obohacován o organické koloidní látky spojené s nově utvořenými minerály na bázi oxidů a hydroxidů Fe-Al, půdní roztok ve spodních částech půd (pod 50 cm) je naopak ochuzován vysrážením fosfátů a nižší koncentrací organických koloidů. Z

hlediska praktického hospodaření je možné za největší riziko narušení rovnováhy půdní výměnné sorpce považovat nebezpečí vyplavování (eluvie) minerálních a organických látek.

Na přirozených lesních a lučních biotopech v podmínkách humidního, chladného klimatu může v rámci iontovýměnných procesů docházet k nahrazování iontů vápníku a dále i hořčíku, sodíku a draslíku iontem vodíku. Tyto procesy jsou dlouhodobé a jejich konkrétním dopadem je postupné snižování hodnoty půdní reakce vedoucí ke snížení kapacity sorpčního komplexu. Doprovodným jevem je vysoká mobilita půdních koloidů (Lawrence et al., 1995, Likens et al., 1996), zejména jejich organické části. Důsledkem mohou být celkové ztráty půdního uhlíku způsobené jeho vyplavováním z půdního profilu.

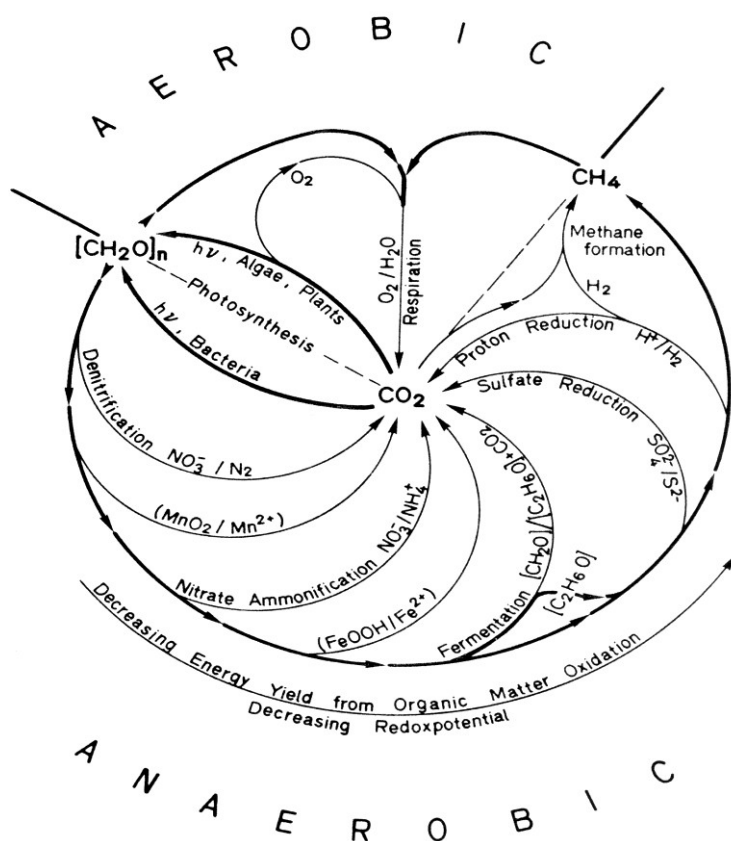
Základní veličinou charakterizující výměnnou půdní sorpci je kationtová výměnná kapacita (CEC – cation exchange capacity), která udává počet milimolů chemických ekvivalentů všech kationtů (tj. počet milimolů jednovalentních, polovinu počtu milimolů divalentních a třetinu počtu milimolů trivalentních kationtů), které mohou být vyměněny na 100 g suché půdy. CEC je tedy nejvyšší hodnotou teoreticky možného součtu chemických ekvivalentů všech kationtů, které může půdní sorpční komplex poutat na svém povrchu, a to jak kationů bazických ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  a  $\text{Na}^+$ ), tak i kationtů kyselých ( $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{H}^+$  a  $\text{Fe}^{3+}$ ) (Hendershot et al., 1993). U nejběžnějších půd (u nás kambizemě) se CEC pohybuje mezi 10 až 30 mmol/100 g půdy (Horáček, 1994). Druhou základní veličinou je celkový obsah aktuálně vázaných kationtů na výměnných místech sorpčního komplexu (okamžitý obsah výměnných kationtů). Hodnotou komplexně charakterizující kvalitu sorpčního komplexu daného půdního stanoviště je pak procentický stupeň nasycenosti sorpčního komplexu bazickými kationty.

### 3.1.2.2 Oxidačně-redukční procesy

Redox potenciál (oxidačně-redukční potenciál, Eh) je vyjádřením míry schopnosti látek se oxidovat nebo redukovat. V definovaných chemických systémech se obvykle pracuje s tzv. redoxními páry, které tvoří vždy látka oxidovaná, schopná redukce, a látka redukováná, schopná oxidace. Redox potenciál je závislý na poměru aktivit obou forem redoxního páru. Tento poměr se však mění přítomností dalších látek v roztoku, tedy vlivem iontové síly a acidity roztoku. Hydroxoniové nebo hydroxylové ionty se často zúčastňují redoxní reakce, proto je oxidačně-redukční potenciál systému též závislý na pH roztoku. Redox potenciál je dále závislý na teplotě, i když v empirických studiích se tato závislost obvykle zanedbává.

V půdních systémech je redoxní potenciál výsledkem stavu více redoxních párů, které nemusí vždy být v chemické rovnováze. Interpretace redox potenciálu půdy tuto skutečnost vždy musí vzít v úvahu. Empirické studie nicméně prokázaly, že redoxní potenciál půdy může být použit jako indikátor dostupnosti kyslíku v půdním prostředí.

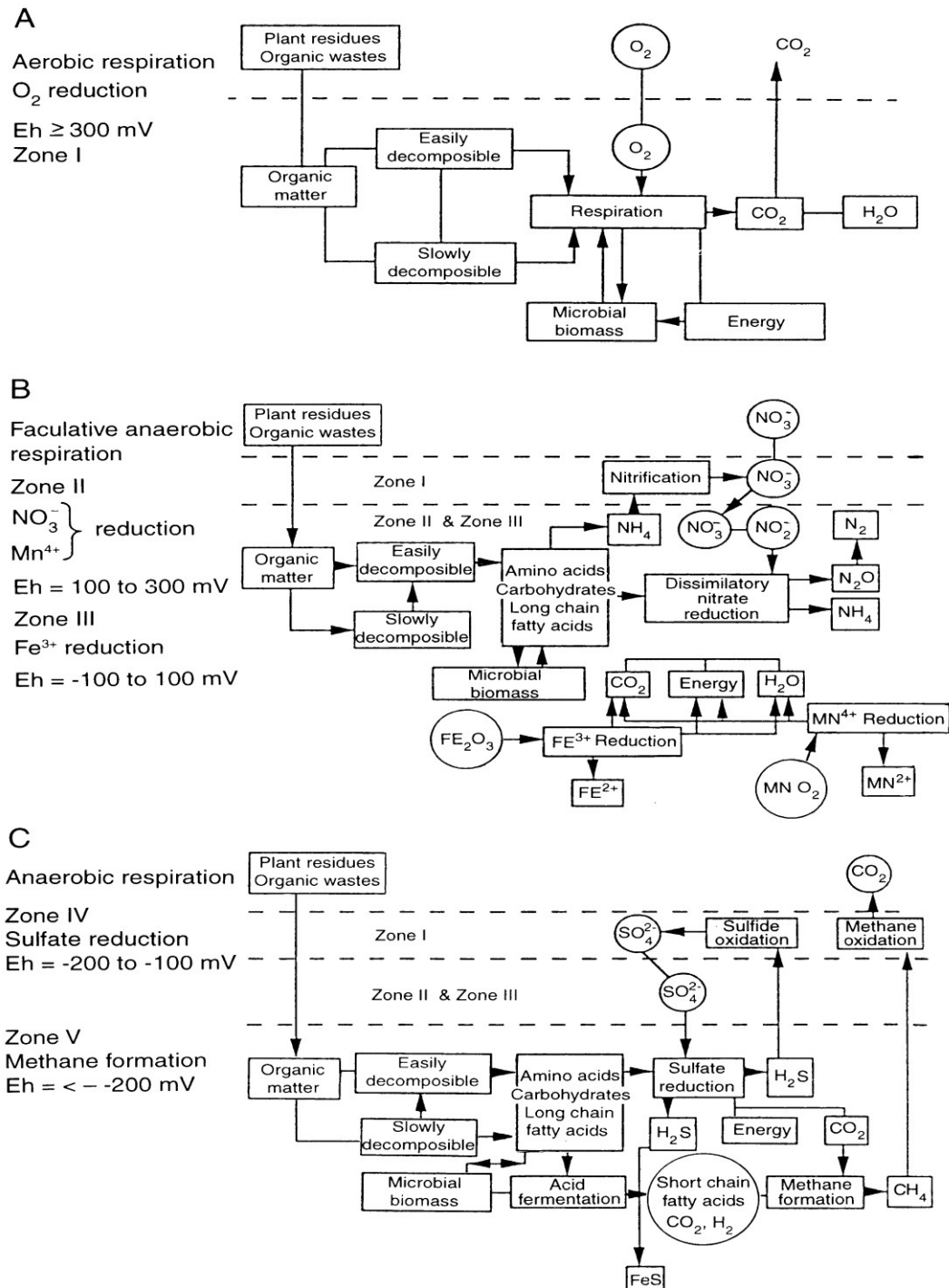
Při vysoké dostupnosti kyslíku v prostředí (tedy vysoké schopnosti oxidovat jiné látky) nabývá Eh vysokých kladných hodnot. Za těchto podmínek převládá aerobní mikrobiální respirace (aerobní organizmy tak získávají energii při rozkladu organické hmoty až na oxid uhličitý). Při snižující se koncentraci kyslíku přestává být kyslík dominantním oxidačním činidlem a nastupují další oxidačně-redukční systémy, k nimž patří zejména  $\text{Fe}^{2+}$ - $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ - $\text{Mn}^{3+}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ - $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CH}_4$ - $\text{CO}_2$  (obr. 3.1, 3.2). Toto prostředí označujeme jako anaerobní (aerobní organizmy odumírají nebo přecházejí do klidových stádií, nastupují anaerobní mikroorganismy) (Zehnder, 1980).



Obrázek 3.1: Biologický cyklus  $\text{CO}_2$  (Zehnder, 1980)

Většina redoxních reakcí v půdě za nedostatku kyslíku probíhá díky činnosti fakultativně či striktně anaerobních mikroorganismů. Procesy, při nichž jsou konečným akceptorem elektronů organické látky, se nazývají fermentace. Fermentace reprezentuje hlavní způsob, při kterém jsou vysokomolekulární uhlovodíky rozkládány na nízkomolekulární organické sloučeniny, většinou ve formě rozpuštěného organického uhlíku, a ty jsou dostupné pro další mikroby (Valiela, 1984). Primárním koncovým produktem jsou mastné kyseliny, např. octová nebo mléčná, alkoholy a plyny  $\text{CO}_2$  a  $\text{H}_2$  (Reddy and Graetz, 1988; Mitsch and Gosselink, 2000). Sulfát-redukující a metanogenní bakterie poté využívají koncové produkty fermentace a v podstatě jsou závislé na komplexu fermentativních bakterií, které poskytují substrát pro jejich metabolickou aktivitu (obr. 2). Obě uvedené skupiny mají nesmírně důležitou úlohu při rozkladu organické hmoty a koloběhu uhlíku zejména v mokřadních ekosystémech (Reddy and Graetz 1988).





Obrázek 3.2: Dekompozice organické hmoty v závislosti na redoxních podmínkách prostředí (Reddy, 1994).

### 3.1.2.3 Půdní reakce

Půdní reakce je dána poměrem mezi koncentrací hydroxoniových a hydroxylových iontů v půdním roztoku. Tento poměr je vyjádřený vodíkovým

exponentem, hodnotou pH, což je záporný dekadický logaritmus aktivity vodíkových iontů (Bates, 1973).

Vliv půdní reakce na nadzemní živou biomasu spočívá v ovlivnění biochemických půdních procesů a procesů příjmu živin jednotlivými autotrofními organismy. Půdní reakce přímo ovlivňuje enzymatickou aktivitu destruentů, a tím i schopnost rozkládat půdní organické látky. Důležitý je vliv pH zejména na půdní mikrobiální biomasu. Jednotlivé mikroorganismy mají totiž rozdílné nároky na pH. V silně kyselých půdách (pH nižší než 5,5) převládá aktivita hub nad bakteriemi a aktinomycetami (Brady, 2002). S klesajícím pH se mění složení mikrobiální biomasy, snižuje se její aktivita, čímž se snižuje celková rychlost dekompozice SOM (Anderson and Joergensen, 1997).

Zvýšení obsahu SOM vede ke zvýšení acidity půdy. To má dvě příčiny. Za prvé, organické látky vytváří rozpustné komplexy s kationty, jako jsou  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , které se z půdy snadno vyplavují. Za druhé, organická hmota je zdrojem  $\text{H}^+$  iontů, protože obsahuje četné kyselé funkční skupiny, ze kterých může být tento ion disociován. U půd České republiky se v půdním profilu ve většině případů setkáváme s vysokou mírou půdní acidity. Ta je sama o sobě vlastností s vysokou dynamikou – a to dynamikou nejen sezónní, nýbrž i denní. Důvodem k vysoké časové heterogenitě půdní reakce je především intenzivní biochemická aktivita svrchních půdních horizontů, probíhající na pozadí komplexního vlivu půdních fyzikálních, fyzikálně-chemických a chemických vlastností, výrazně ovlivněných půdotvorným substrátem s konkrétními obsahy bazicky působících kationtů (Němeček, 2001).

#### **3.1.2.4 Fyzikálně-chemické procesy transformace organického materiálu**

Podle Vrby (2006) se veškerá transformace organické hmoty se děje prostřednictvím půdních organismů. Rychlost přeměny organické hmoty, jakož i výsledná forma produktů její transformace závisí na fyzikálně-chemických veličinách (na iontové síle, pH, redoxním potenciálu), biologické aktivitě půdy a klimatu. Část organické hmoty se rozloží až na minerální látky, které se v půdě akumulují nebo slouží k výživě rostlin a mikroorganismů, nebo se vyplaví či uvolní ve formě plynů. Zbývající část organické hmoty je humifikována (biosyntéza humusu).

V počáteční fázi rozkladu se podílejí na rozkladu organické hmoty zejména půdní živočichové. V pozdějších fázích sehrávají klíčovou úlohu půdní mikroorganismy. Zatímco jednodušší látky jsou spíše objektem bakteriálního

rozkladu, složitější polymery typu celulózy, hemicelulózy, ligninu, aj. jsou rozkládány převážně houbami.

Rozklad organické hmoty probíhá v závislosti na její struktuře a chemickém složení. Nejrychleji mikroorganismy využívají snadno dostupné složky, většinou monomery, které se v půdě rozloží již za několik hodin až dnů. Za nimi následuje rozklad polysacharidů a proteinů. Nejpomaleji jsou rozkládány lignin a tříslovinu.

Kinetiku biochemických procesů při rozkladu organické hmoty ovlivňují i abiotické podmínky stanoviště, především teplota, aerace, vlhkost a pH. Důležité postavení má i poměr uhlíku a dusíku v substrátu (C: N). Např. bakterie na asimilaci jedné jednotky dusíku potřebují pět jednotek uhlíku, kdežto houby patnáct jednotek. Další uhlíkaté organické látky spotřebovávají na získávání energie, bez níž syntetické procesy nemohou probíhat. Aby mohl rozklad probíhat dostatečně rychle, je limitující poměr C: N substrátu okolo 25 : 1. Při tomto poměru je přibližně v rovnováze mineralizace (mobilizace) a imobilizace (využívání rostlinami a mikroorganismy). Při užším poměru je dusík rychle mineralizován a uvolňován do prostředí jako kation  $\text{NH}_4^+$  (Vance et. al., 1987a).

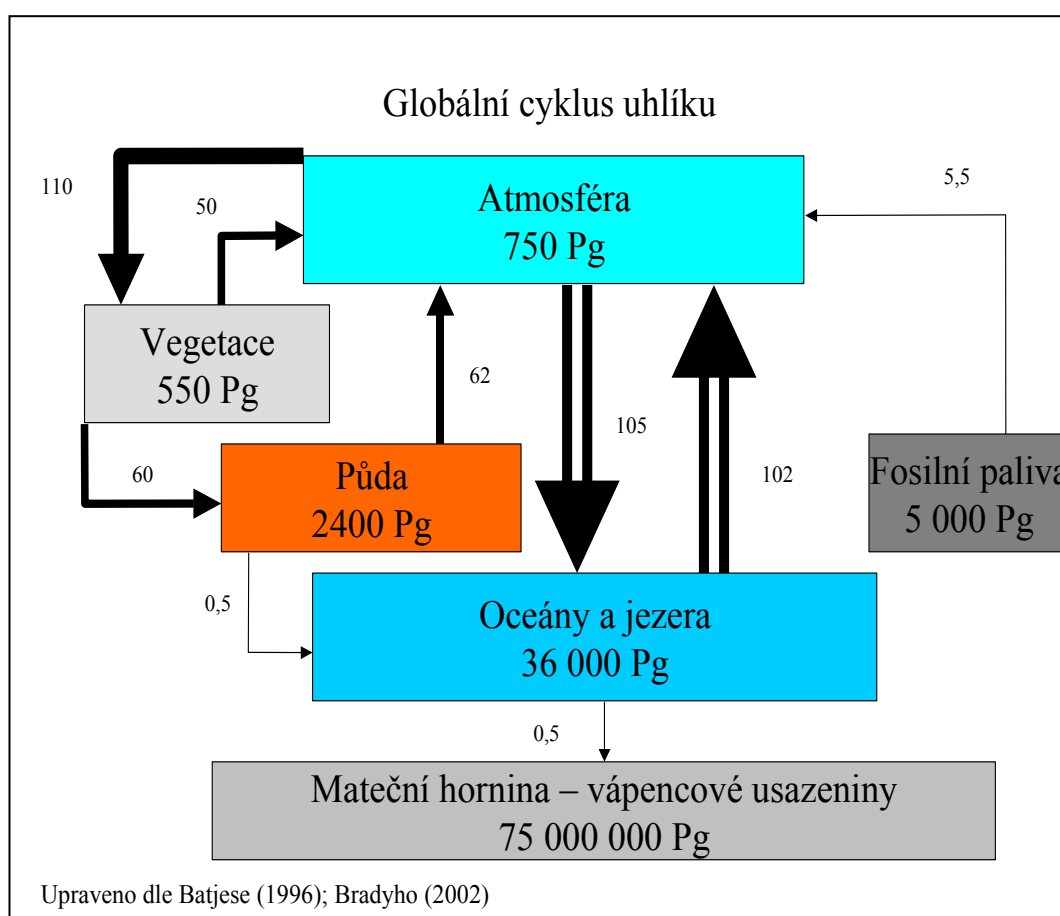
## 3.2 Půdní organická hmota

### 3.2.1 Půdní organický uhlík a globální cyklus uhlíku

Půdní organická hmota představuje kromě živých organismů všechny neživé organické látky v půdě nebo na jejím povrchu. Jako součást organominerálního komplexu má rozhodující vliv na půdní vlastnosti a tím i na půdní kvalitu.

SOM představuje hlavní terestrickou zásobárnu uhlíku. Odhady této zásoby se pohybují od 1500 Pg petagramů ( $10^{15}$  g) (Schimel, 1995, Nátr, 2000, Prentice et al., 2001) po 2400 Pg (Batjes, 1996). Pro srovnání zásoby uhlíku obsaženého v atmosférickém  $\text{CO}_2$  jsou uváděny mezi 750 - 775 Pg (Schlesinger, 1997). Zatímco ročně se do atmosféry uvolní 5 až 6 Pg C spalováním fosilních paliv, čistý roční přírůstek obsahu  $\text{CO}_2$  v atmosféře je zhruba poloviční, mezi 2-3 Pg, což je pouze 50% z celkového množství uvolňovaného člověkem při spalování fosilních paliv (Lal, 2004a). Produkce uhlíku uvolňovaného při spalovacích procesech je snižována tím, že se jeho část zpětně váže v oceánech a do rostlinné biomasy (Liberloo et al., 2006), která se po odumření vrací do půdy. Atmosférická koncentrace  $\text{CO}_2$  je tak přímo spojena s příjmem nebo výdejem uhlíku půdou (Cox et al., 2000). V globálním

měřítku se předpokládá výdej půdního uhlíku (White et al., 2000). Pokud by obsah půdního organického uhlíku nadále klesal, lze zároveň předpokládat nárůst koncentrace atmosférického uhlíku (Kirschbaum, 2006). Pro výslednou uhlíkovou bilanci je rozhodující proces sequestrace, jež neznamená pouze prosté poutání, ukládání a stabilizaci uhlíku v půdě, ale i snížení množství  $\text{CO}_2$  uvolňovaného mineralizací, jak je dokumentováno na obr. 3.3. To, jaká bude výsledná bilance SOC na jednotlivých lokálních úrovních, závisí na celé řadě faktorů. Významný vliv má plošné zastoupení hlavních kategorií využití území (les, travní porosty, orná půda) a způsob jejich hospodářského využití (podrobněji pojednáno v kapitole 3.5).



Obrázek 3.3: Globální cyklus uhlíku

Při studiu uhlíkové bilance se běžně používá následující rozdělení zásobníků:

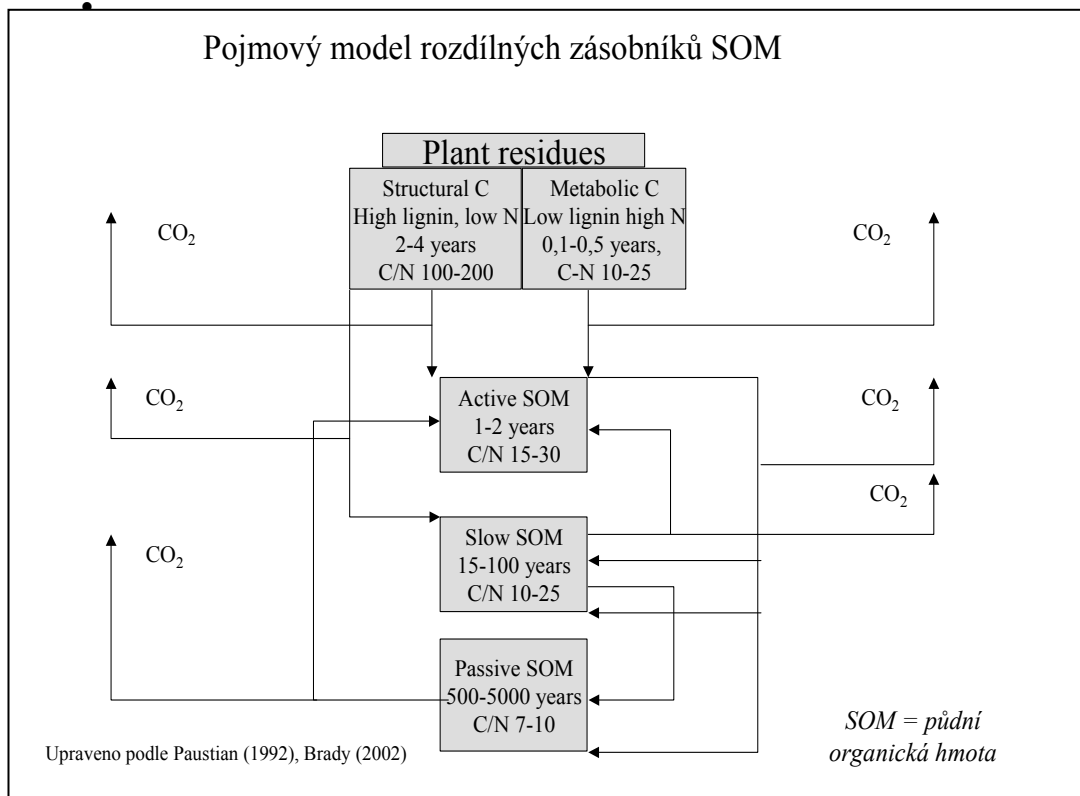
- (1) živá nadzemní biomasa rostlin
- (2) živá podzemní biomasa rostlin
- (3) odumřelá nadzemní biomasa rostlin
- (4) odumřelá podzemní biomasa rostlin
- (5) zásoba organického uhlíku v půdě.

Mezi výše uvedenými zásobníky existuje vzájemné propojení. Hlavní toky uhlíku jsou:

- Výměna CO<sub>2</sub> mezi atmosférou a rostlinami
- Tok C z rostlin do půdy
- Uvolňování CO<sub>2</sub> půdou (půdní respirace)

Pro potřeby bližší specifikace zásobníků a toků uhlíku v půdním prostředí formuloval Paustian (1992) model rozdílných zásobníků SOM (obr. 3.4). Tento model obsahuje čtyři základní zásobníky SOC. Prvním zásobníkem jsou zbytky rostlinných těl, které lze chápat jako surovou netransformovanou organickou hmotu, rozdělenou na část strukturální a metabolickou. Další zásobník, aktivní složka SOM, tvoří v podstatě uhlík vázaný v půdní mikrobiální biomase, jakožto nejdůležitější živé složky půdy. Zásobník pomalé SOM je samotný humus, pasivní složkou pak humusové uhlí, látka nekolidní povahy, tmavohnědě až černě zbarvená, bohatá na uhlík a dusík. Ze schématu jsou patrné vzájemné interakce, rozdílnost v rychlosti mineralizačních procesů dané poměrem C/N a schopnost všech složek mineralizovat se za určitých specifických podmínek až na CO<sub>2</sub>.

Výsledky analýz pomocí radioizotopu uhlíku C<sup>14</sup> (Campbell et al., 1967) ukazují, že stáří organického uhlíku přeměněného na půdní humus bývá větší než 1000 let. Tento humusový materiál je extrémně rezistentní proti mikrobiálnímu rozkladu. Tato rezistence napomáhá k udržení stabilního množství SOM. Zároveň zajišťuje ochranu dusíku a dalších minerálních živin (zejména bazických kationtů) proti ztrátám. Například polyfenol-proteinové komplexy chrání proteiny před mikrobiálním rozkladem (Sollins, 1996).



Obrázek 3.4: Zásobníky SOM. V modelu jsou podle citlivosti k mikrobiálnímu metabolismu rozlišeny čtyři zásobníky půdního uhlíku – rostlinné zbytky, aktivní, pomalá a pasivní SOM. Upraveno podle Paustiana (1992) a Bradyho (2002).

Navzdory vysoké rezistenci humusových látek je patrné, že díky soustavnému mikrobiálnímu tlaku za příznivých podmínek (vyšší teplota a vlhkost) i zde dochází k rozkladným procesům a ztrátám. Bez stálého přísunu organického materiálu, zejména rostlinných zbytků, postupem času dochází k celkovému snížení SOM.

### 3.2.2 Tvorba SOM

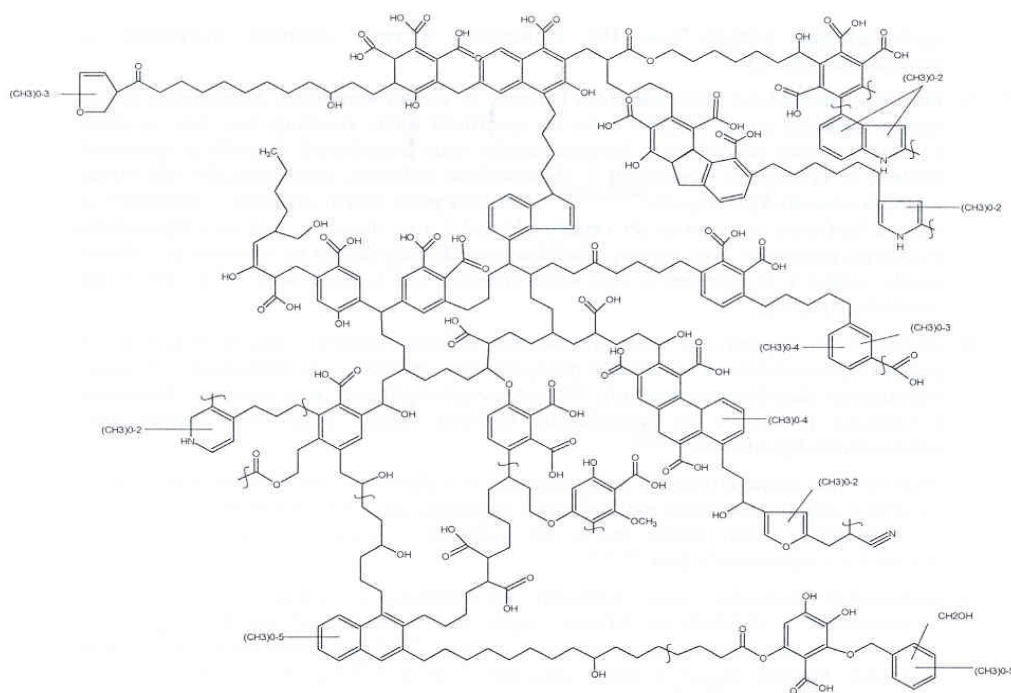
Humifikační proces je rozklad odumřelé organické hmoty za současné syntézy sekundárních huminových látek (humifikace). V podmínkách dobrého provzdušnění a promísení půdy, tedy v optimálních rozkladných podmínkách, nastává rozklad až k výsledným minerálním látkám a CO<sub>2</sub> činností aerobních mikroorganismů. V podmínkách vysokého obsahu půdní vody, nízkého obsahu vzduchu, nízké teploty a nízkého pH se půda obohacuje o různě pozměněné organické látky vzniklé činností

mikroorganismů v anaerobních podmínkách. V našich klimatických podmínkách u nejčastěji se vyskytujících kambizemí bývá zcela mineralizováno až 60% původního organického materiálu, zbytek je humifikován (Jandák, 2001). Látky nově vzniklé humifikací jsou amorfní, tmavě zbarvené a koloidní povahy (Brady, 2002). Extrémem humifikačního procesu je rašelinění a uhelnatění, probíhající téměř za nepřístupu vzduchu. Další podmínkou rašelinění je nízký obsah asimilovatelných živin v prostředí. Ten má za následek zpomalení až zastavení aktivity dekompozitorů. Výsledkem takového procesu je pak tzv. humusové uhlí.

Huminové látky (HS, humic substances) jsou sloučeniny s vysokou molekulovou hmotností vytvořené sekundárními syntetickými reakcemi. Dělíme je na dvě skupiny: fulvokyseliny (FA, fulvic acids) a huminové kyseliny (HA, humic acids), které mohou přecházet jedna v druhou. Rozdíl mezi jednotlivými skupinami je v jejich molekulové hmotnosti (FA – molekulová hmotnost  $2000 \text{ g.mol}^{-1}$  –  $10\,000 \text{ g. mol}^{-1}$ ; HA - molekulová hmotnost  $8000 \text{ g.mol}^{-1}$  –  $200\,000 \text{ g. mol}^{-1}$ ), v rozpustnosti (HA jsou rozpustné ve vodných roztocích alkalických hydroxidů, FA jsou ve vodě rozpustné jak v kyselém, tak v alkalickém prostředí) (Wilson et al., 1987).

HS jsou tvořeny silně prostorově sesítěným jádrem aromatického charakteru, sestavené z aromatických kruhů spojených fenolickými, příp. chinoidními skupinami a kondenzovanými jádry (obr. 3.5). Na jádro jsou fenolickými skupinami navázány periferní řetězce, tvořené metabolity proteinů, mastných kyselin, uhlohydrátů a jiných organických látek (Schulten, 1994). Obsahují různé funkční skupiny: hydroxyly, karbonyly, karboxyly, volné fenoly, amino a merkpto skupiny. Významně je zastoupen dusík (2-6%), jednak v heterocyklech, jednak v aminoskupinách.

HA a FA se chovají jako slabě kyselé polyelektrody. Kromě COOH skupin může negativní náboj vzniknout přítomností fenolických OH, enolických OH, imidů = NH a eventuálně dalších skupin. Přítomnost nabitých míst (např.  $\text{COO}^-$ ) odpovídá za schopnost SOM zadržovat kationty. Vázání a výměna kationtů půdní organickou frakcí je důležitá pro úrodnost půdy, neboť zásobování rostlin  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  a některými mikroelementy ( $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ) je silně závislé na iontové výměně. Více než 80% kationtové výměnné kapacity (CEC) půdy může způsobovat organická hmota (Schlesinger, 1997).



Obrázek 3.5: Chemická struktura HS (převzato z práce Schultena, 1994)

Humus v nejširším smyslu je tedy směs nejrůznějších organických látek, které vznikají postupnými vzájemnými přeměnami a jsou na různém stupni rozkladu podle podmínek v půdě a působení organismů. Proto můžeme hovořit o vývojových stádiích humifikace a dle nich rozlišovat formy humusu: surový humus, moder a mul (Němeček, 1990). Jiný přístup dělí humus na humus živný, který je snadno rozkládán a je tvořen jednak mladou organickou hmotou (cukry, bílkoviny, tuky), jednak fulvokyselinami, a humus stálý (rezervní), který je proti mikrobiálnímu působení odolný a je tvořen hlavně huminovými kyselinami, humíny a humusovým uhlím (Vrba, 2006).

### 3.3 Půdní mikrobiální biomasa

Stav půdy a jejího oživení je spjat se stavem celého ekosystému. Sledováním stavu půdní bioty můžeme posuzovat stav celého terestrického ekosystému a na probíhající změny upozornit často dříve než při sledování stavu např. rostlinných



společenstev. Jako velice dobrý ukazatel stavu půdní bioty se pak jeví hlavní složka, mikrobiální společenstva, jejichž množství bývá často vyjadřováno jako obsah mikrobiální biomasy půdy. Mikrobiální společenstva mají nezastupitelnou úlohu při rozkladu organické hmoty a v cyklech živin (Sparling et al., 1985).

### 3.3.1 Vztah mikrobiální biomasy a půdní organické hmoty

Mikroorganismy mají vliv jak na transformaci organického materiálu, tak na ukládání uhlíku a minerálních živin, hlavně N a P. Odumřelá mikrobiální biomasa slouží jako jejich zdroj (Brookes et al., 1985). Mikroorganismy rychle reagují na změny ve svém životním prostředí, zejména změnou velikosti společenstva nebo aktivity, projevující se například rychlostí respirace.

Vztah půdní organické hmoty k mikrobiální biomase vyjádřený jako množství uhlíku vázaného v mikrobiálních tělech ( $C_{mic}$ ) je popsán v řadě prací (Powlson and Brookes, 1985, Schnürer et. al., 1985, Wardle, 1992, Ladd and Amato, 1988, Merckx and Martin, 1987). Tento vztah je zároveň jedním z nejpřesnějších popisů stavu půdy. Ještě lépe než samotné hodnoty  $C_{mic}$  umožní posuzování stavu půdy porovnání  $C_{mic}$  s celkovým obsahem organického uhlíku v půdě (TOC) - poměr  $C_{mic}/TOC$ . Obsah TOC v dané půdě se většinou krátkodobě příliš nemění, zatímco  $C_{mic}$  je značně variabilní (Nannipieri, 1984). Pro zemědělské a lesní půdy je velikost TOC přímo spojená s dlouhodobým vstupem uhlíku do půdy. Organický uhlík v půdě je základním energetickým zdrojem pro výstavbu mikrobiálních těl. Jestliže je spotřeba organického materiálu mikrobiální biomasou (respirace, výstavba těl) nižší než jeho vstup do půdy (rostlinný opad apod.), organický materiál se kumuluje ( $C_{mic}/TOC$  klesá). Při rovnovážném stabilním stavu se  $C_{mic}/TOC$  ustálí na určité charakteristické hladině (Insam and Domsch, 1988). Poměr  $C_{mic}/TOC$  je uváděn pro zemědělskou půdu mezi 2 až 7% (Šantrůčková, 1993). Odchylka od tohoto stavu značí, že i jiné faktory než vstup uhlíku do půdy ovlivňují mikrobiální biomasu. TOC je vlastně „pool“ (zdroj, zásoba) organického materiálu v půdě. Ne všechen je ale využitelný pro mikrobiální biomasu. Tím se možnost interpretace poměru  $C_{mic}/TOC$  jako ukazatele stavu a aktivity mikrobiální biomasy zhoršuje. Malá hodnota  $C_{mic}$  uvnitř velkého TOC (tzn. malý poměr) nemusí znamenat zhoršený stav mikrobiální biomasy, ale pouze to, že průměrná dostupnost zdroje uhlíku je nízká. Tento poměr se jeví spíše jako dlouhodobý ukazatel vztahu mikrobiální biomasy a organického materiálu půdy. Jako podstatně důležitější ve vztahu k mikrobiální biomase se jeví obsah extrahovatelného uhlíku v půdě (EX-C), který při analýzách ukazuje

nefumigovaná varianta. Extrahovatelný uhlík v půdě je vlastně zdrojem potravy pro mikrobiální společenstvo, neboť je biologicky nejdostupnější frakcí organické hmoty půdy. Extrahovatelný uhlík půdy má jasnou interpretaci jako organický materiál půdy nejlépe využitelný pro mikrobiální biomasu. Kromě pouhé hodnoty  $C_{mic}$  se tedy jeví jako daleko užitečnější srovnání množství mikrobiální biomasy a množství dostupného organického materiálu v půdě. Tyto vztahy lze vyjádřit například pomocí indexů vztahujících na jednotku  $C_{mic}$  obsah uhlíku v půdě. Dušek (1996) a Škoda (1997) používají vztah EX-C na jednotku  $C_{mic}$  jako další možné nepřímé vyjádření mineralizační aktivity půdy. Vyšší hodnoty tohoto poměru naznačují, že společenstvo není schopno využívat substrát. Značí možnou menší diverzitu enzymů a metabolických aktivit vedoucí ke kumulaci EX-C. I přes relativní dostatek živin pak vyšší energetické požadavky vyvolané stresem nemohou být vyplněny (Hofman, 2003).

### **3.4 Interakce SOM – vodorozpustná frakce SOM**

Organické látky v půdě tvoří veškerý spalitelný podíl půdy, který můžeme rozdělit (1) na aktivní, tj. velmi lehce půdními mikroorganismy metabolizovatelnou organickou hmotu, (2) na pomalu rozložitelnou organickou hmotu a (3) na pasivní, velmi pomalu rozložitelnou organickou hmotu (viz obr. 3.4). Mikrobiálními i chemickými procesy jsou organické látky přeměňovány z jedné formy na jinou. Všechny přeměny organických látek v půdě doprovází uvolňování (ztráty) uhlíku ve formě  $CO_2$  a někdy methanu. Celkově se takto ve formě plynů uvolní přibližně 2/3 uhlíku z rozkládaného materiálu (Brady, 2002). Další možnou cestou, při které dochází ke ztrátám SOM, je vyplavování rozpustných frakcí z půdního profilu. Tato vodorozpustná frakce (odpovídá DOC – dissolved organic carbon) je tvořena zejména fulvokyselinami, nízkomolekulárními vodorozpustnými látkami vzniklými při enzymatickém rozkladu SOM a rozpustnými sloučeninami fenolické povahy. Vodorozpustná frakce SOM (WSOC - water soluble organic carbon) odpovídá aktivní půdní organické hmotě s určitým podílem pomalu rozložitelné organické hmoty (Vanhala et al., 2008).

WSOC je charakteristická krátkou dobou rozložitelnosti v řádech měsíců až let. Tato frakce poskytuje snadno přístupný zdroj potravy půdním mikroorganismům. Působí pozitivně na půdní strukturu, vede ke zlepšení hydrologických vlastností a umožňuje snadnější agrotechnické zpracování půd. Zároveň je ovšem náchylná ke

ztrátám vyplavením. WSOC představuje jen malou část z celkového množství SOM. Tato hodnota se pohybuje okolo 1 % (Campbell et. al., 1999, Jiang and Xu, 2006). Vyšší podíl dodaných čerstvých rostlinných a živočišných zbytků vede ke zvýšenému podílu WSOC v celkovém obsahu SOM. Málokdy však dosahuje 10 – 20% (Brady, 2002).

Naproti tomu pasivní složka SOM je velmi stabilní (doba rozložitelnosti se pohybuje v řádech sta až tisíce let). V SOM je obsažena ze 60 – 90% a jen velmi pomalu se zvyšuje nebo snižuje. Její výskyt v půdě je vázán na organominerální sorpční komplex a má rozhodující vliv na výslednou CEC.

### 3.5 Vnější vlivy na SOM

#### 3.5.1 Metodická východiska: SOC a WSOC jako labilní frakce SOC

Množství celkového organického uhlíku bývá v půdě poměrně stabilní a rychlost jeho akumulace je malá (Mayer, 1994, Richter et al., 1999, Kaiser and Guggenberger, 2003). Proto není pravděpodobné, že by se jeho obsah výrazně změnil za sledované období šesti let (které lze označit za střednědobou periodu podle Richtera et al., 1999). Pro postižení změn za střednědobou periodu je proto vhodné sledování doplnit ještě dalším, citlivějším indikátorem změn v dynamice půdního uhlíku. Takovým indikátorem je obsah labilní frakce SOM.

Labilní frakce představuje tu část SOC, která je citlivá (ve smyslu chemických a biologických změn) na vnější a vnitřní změny půdního prostředí. Přesný výklad pojmu labilní frakce SOC dosud není ustálen. Jedna z definic (Hernandez-Ramirez et al., 2009) charakterizuje tuto frakci jako vyplavený partikulovaný organický uhlík (POC), tedy částice od 53 do 500  $\mu\text{m}$ , respektive od 500 do 2000  $\mu\text{m}$ . I další autoři používají takto definovanou labilní frakci SOC při určování změn a závislostí v celkové zásobě půdního uhlíku (Six et al., 2002, Leifeld, 2005). V této práci je za labilní frakci SOM považována vodou rozpustná frakce (WSOC), tedy mobilní část SOC přístupná pro mikrobiální dekompozici, podléhající krátkodobým a střednědobým změnám (Vanhala et al., 2008). Proto WSOC představuje vhodnější parametr pro stanovení labilní frakce SOC než POC, zejména ve vztahu k půdním chemickým procesům.

Hlavním úkolem práce bylo zjistit, zda se mezi sledovanými roky (2001 a 2007) změnil obsah, případně vlastnosti půdní organické hmoty v modelových

subpovodích. Aktuální obsah organické hmoty v půdě a její kvalita jsou výslednicí souběžně probíhajících procesů akumulace a dekompozice. Tyto procesy jsou ovlivňovány jak základními fyzikálními a chemickými vlastnostmi prostředí (klimatické faktory, zejména teplota a vlhkost, chemické složení půdního roztoku i organické hmoty samotné), tak způsobem hospodaření na plochách. Řadu půdních vlastností člověk ovlivňuje agrotechnickými zásahy, hnojením minerálními a organickými hnojivy, změnou rostlinného pokryvu, zásahy do vodního režimu krajiny (Němeček, 1990). Ve studii byla zahrnuta čtyři subpovodí se srovnatelným mezoklimatem, která se liší způsobem využití území. Pro tato subpovodí byly zohledněny základní parametry: kategorie využití území a půdní vrstvy. Pro určení příčin změny byly dále hodnoceny další půdní parametry, zejména aktuální pH a obsah bazických kationtů. Konečně byla také brána v potaz možná změna regionálního klimatu.

### **3.5.2 Vliv klimatu na obsah půdního C**

Lal (2008) uvádí potenciální míru sequestrace SOC při akceptování doporučených postupů řízení zemědělského a lesního hospodaření. Potenciál půd sequestrovat C se dle této studie mění podle vegetačního pásma a vlhkosti podnebí. Čím je podnebí vlhčí, tím se zvyšuje potenciál sequestrovat uhlík. Zájmové území Stropnice spadá do mírného pásma listnatých a smíšených lesů, nachází se navíc v humidní podhorské oblasti. Celé zájmové území je celoročně vydatně vlhkostně zásobeno (maxima v letních měsících). Při nezměněných klimatických podmínkách a optimálním zemědělském a lesnickém hospodaření by tedy sequestrace SOC měla převládat nad mineralizací, protože se klima v zájmové oblasti v posledních desetiletích nezměnilo (graf 6.8). Komplikací může být promyvný režim půd, díky němuž pozemky s vyšší sklonitostí mohou být náchylnější ke ztrátám SOM vodní erozí (Vogt et al., 2003).

### **3.5.3 Vliv způsobu využití území na obsah půdního C**

Změny ve způsobu využití území, tj přeměna lesa na travní porosty, případně travních porostů na ornou půdu, současně s intenzivními způsoby zemědělského hospodaření vedou ke snížení obsahu SOC v půdě a tím ke snížení sequestrace uhlíku. Takovéto změny využití území mají dokonce vyšší dopad na ztráty SOC únikem CO<sub>2</sub> do atmosféry než současně klimatické změny, zejména zvýšení průměrné teploty (Smith et al., 2005, Smith, 2007a). Nicméně někteří autoři (Pacala and

Socolow, 2004, Smith et al., 2007b) zmiňují technická opatření, včetně zásahů na zemědělské půdě, vedoucích ke stabilizaci atmosférického CO<sub>2</sub> prostřednictvím sequestrace půdního uhlíku. Jedná se o snížení deforestace a zvyšování rozlohy zalesněných oblastí a v neposlední řadě změnou zemědělského managementu ve prospěch bezorebného způsobu obhospodařování a většímu uplatnění krycích plodin v rámci osevních postupů.

### 3.5.4 Vliv vegetace

Klima a vegetace spolu souvisí a společně ovlivňují obsah uhlíku v půdě. Větší produkce rostlin způsobená dobře zavodněným prostředím vede k zvyšování zásobárny půdního uhlíku. Travní porosty obecně dominují v semiaridních a subhumidních oblastech, zatímco lesní porosty (pomineme-li mokřady) jsou dominantní ve vlhkých regionech. V těch klimatických oblastech, kde přirozená vegetace zahrnuje jak lesy, tak travní porosty, je celkové množství SOM vyšší v lučních půdách než v lesích (to ovšem platí pouze pro minerální půdní horizont, celkově pro půdu nemusí platit vždy). V lučních půdách je relativně vyšší množství rostlinných zbytků tvořeno kořenovým systémem, který se rozkládá pomaleji, a přispívá tak účinněji ke tvorbě půdního humusu, než opadané listy v lesích (Brady, 2002).

#### Les

Obsah SOM v přirozeném lesním ekosystému je vyšší než 20 až 30 % (Němeček, 2001). Nadzemní biomasa lesa díky dlouhé době obmýti roste až do doby obnovy porostu. Zároveň se zvyšuje akumulace organické hmoty z opadu na půdním povrchu. Většina z této roční produkce se stane součástí humusového půdního horizontu. Stupeň oxidace humusu v přirozeném lesním ekosystému je obvykle znatelně nižší než na orné půdě a trvalých travních porostech (TTP) (Lal, 2004b) do jisté míry však vždy závisí na hospodářských zásazích, druhovém složení porostů a rozsahu mýtních těžeb. Opad z určitých druhů stromů, zejména jehličnatých, je bohatší na fenoly a lignin, což jsou látky, které mnohonásobně zpomalují dekompozici a ztráty uhlíku. Na nižší oxidaci humusu má vliv také pokročilejší acidifikace, opět zejména u smrkových monokultur (Poleno, 2007).

V kyselých lesních půdách převládá akumulace nad mikrobiální mineralizací. Výsledkem je vyšší množství SOC, zejména převládají fulvokyseliny. Tato labilní frakce však může být v silně humidních oblastech náchylná ke ztrátám, přičemž 5 –

40% této ztráty může být způsobeno vyluhováním. Zejména při změně půdních podmínek provázených zvýšením pH, snížením poměru C:N vlivem předchozího vápnění nebo snížení kyselé atmosférické depozice (Vavříček a Šimková, 2000). Ztráty vyluhováním pak mohou být v lesích mnohem větší než z velmi dobře hnojené orné půdy. Mineralizace je v takovém případě naopak mnohem menší na zalesněné ploše než na orné půdě.

### **Travní porosty**

Podobné trendy jako v lesních ekosystémech se objevují i u travních porostů. Jejich celková produkce biomasy může být nižší než v lesních ekosystémech (Callesen et al., 2007, Liang et al., 2009) a je výrazněji závislá především na dešťových srážkách a hydrologickém režimu půd. Na tvorbě a bilanci půdního uhlíku v travních porostech se dominantním způsobem podílí kořenový systém. Větší podíl z celkové biomasy kořenového systému trav se v procesu humifikace hromadí jako půdní organická hmota (Jobbágy and Jackson, 2000). Nicméně řada studií (Conant et al., 2001, Desjardins et al., 2004, Ogle et al., 2004) prokázala závislost dynamiky SOM na zvoleném managementu travních porostů. Maia (2009) a Xu (2011) zjistili pokles zásoby SOC při volném pasení, zatímco cílený management TTP, zahrnující snížení pastevní zátěže pomocí rotace s lučními porosty, hnojení, vápnění, změny v druhové skladbě ve prospěch produktivnějších druhů trav, vedl k sequestraci půdního uhlíku.

### **Orná půda**

Na rozdíl od přirozených ekosystémů jsou agroekosystémy, zejména orná půda, náchylné ke ztrátám SOM. Ztráty půdního uhlíku bývají převážně způsobeny aerobní respirací po mechanickém rozrušení půdního povrchu, případně ponecháním půdy delší dobu bez vegetačního krytu a následnou erozí (Brady, 2002).

Aby se snížily, případně zastavily uhlíkové ztráty na orné půdě, musí se metody zemědělského hospodaření upravit tak, aby buď navyšovaly podíl uhlíku v půdě, nebo snížily jeho ztráty. V praxi to znamená permanentní navrácení posklizňových zbytků a hnoje zpět do půdy. Další cesta k vyššímu podílu půdního uhlíku vede přes zvýšení výnosů (zvýšením sklizně zároveň zvyšujeme posklizňový zbytek) a zavádění podsevů jako zeleného hnojení. Ruku v ruce musí následovat speciální agrotechnika, která má redukovat ztráty uhlíku. Ta zahrnuje lepší kontrolu vláhových poměrů a zabránění půdní erozi prostřednictvím užívání bezorebných technik. Používání těchto technik umožní ponechat na půdním povrchu dostatečné množství rostlinných zbytků, které budou mnohem pomaleji podléhat mikrobiální

dekompozici. Vynechání orby může také zredukovat roční respirační ztráty. Kombinace uvedených změn zemědělského hospodaření může snížit ztráty C (Lal et al., 1994, West and Post, 2002, Johnson et al., 2005).

### 3.5.5 Vliv teploty, půdní vlhkosti a redoxního potenciálu

Půdní teplota a vlhkost velmi silně ovlivňuje akumulaci SOM. Za srovnatelných půdních podmínek se podíl SOM zvyšuje při zvyšování vlhkosti a snižování teploty. Zároveň poměr C/N inklinuje ke zvyšování v promyvném režimu půd vlhkých oblastí (Němeček, 1990). Nízký obsah SOM se nachází v teplých a vlhkých oblastech.

V teplých podmínkách a dobře provzdušněných půdách je urychlena mineralizace, takže je mnohem rychlejší úbytek živin, ale imobilizace organické hmoty je nižší než v chladných oblastech (Schmidt et al., 1999). Směrem od teplejších k chladnějším klimatickým pásům se množství organické hmoty zvyšuje. Nejrychleji se SOM rozkládá v zavlažovaných půdách horkých pouštních regionů. V zónách s rovnoměrnou vlhkostí se celkové průměrné množství SOM zvyšuje dvakrát až třikrát při poklesu průměrné roční teploty o každých deset stupňů celsia (Brady, 2002).

Vedle makroklimatu je obsah SOM ovlivňován i mikroklimatickými vlivy stanoviště, tj. rozdílnými tepelnými a vlhkostními charakteristikami jednotlivých biotopů. Teplotní režim každého ekosystému je dán mírou propustnosti porostu pro průchod přímé i rozptýlené sluneční radiací. Lützke (1961) uvádí celoroční průměrnou teplotu půdního povrchu na poli o 1,2 °C vyšší než u lesní půdy. Dá se předpokládat, že lesní biotop bude mít v souvislosti s teplotou nižší míru mineralizace SOM oproti agroekosystémům. Přesto je vliv teploty na dynamiku SOM jednou z nejvýznamnějších nejistot v předpovědi reakce ekosystémů na budoucí klimatické změny (Holland et al., 2000, Jones et al. 2003, Lenton and Huntingford, 2003). CQT (Carbon Quality Temperature) hypotéza (Bosatta and Ågren, 1999, Davidson and Janssens, 2006) předpokládá, že teplotní citlivost k dekompozici SOM se zvyšuje s biochemickou stabilitou zejména pasivní složky SOM. I když je role biochemické stability SOM stále jasnější, víme jen málo o vlivu různých proměnných prostředí na tepelnou citlivost rozkladu SOC. Zejména není zcela objasněno, jak vlhkost půdy ovlivňuje tuto citlivost a zda vzájemný vztah je konzistentní napříč různými půdními typy.

Oxidačně-redukční procesy jsou zásadním způsobem propojeny s vodním režimem půd. V odvodněné půdě jsou póry vyplněny vzduchem s relativně vysokým obsahem O<sub>2</sub>, který je snadno doplňován rychlou difúzí z atmosféry. V případě, že se sníží hladina spodní vody, dostává se kyslík snadněji do nižších vrstev půdy, což má za následek zvýšení aerobní respirace a urychlení dekompozice organické hmoty až na CO<sub>2</sub>. Tento proces se může ve výsledné uhlíkové bilanci projevit zvýšením koncentrace CO<sub>2</sub> v atmosféře.

V zamokřených půdách dominují anaerobní podmínky. Hydrologický režim se v těchto půdách pohybuje od občasného krátkodobého zaplavení až k téměř stálé saturaci. Nejvýznamnější efekt zaplavení je izolace půdního systému od atmosférického kyslíku, čímž se systém mění od aerobního a oxidačního na anaerobní a redukční (Faulkner and Richardson 1989). Zamokřené půdy jsou typické svou akumulací organické hmoty. Organická hmota je ukládána sezónně a konečným produktem je nová půdní vrstva (Reddy and D'Angelo, 1997). Intenzita akumulace je výsledkem rovnováhy mezi primární produkcí a aktivitou heterotrofních organismů. Rozklad SOM je méně efektivní právě za anaerobních podmínek. Vzniká velký podíl vodou rozpustných metabolitů (DOC) jako jsou karboxylové kyseliny (octová, mravenčí, propionová) (Moore and Dalva 2001); Fiedler and Kalbitz, 2003). Větší část DOC pak budou tvořit sloučeniny odvozené od ligninu, které jsou stabilnější vůči mikrobiálnímu rozkladu (Kalbitz et al., 2003), protože anoxické podmínky brání odbourávání fenolických sloučenin. Kim and Pfaender (2005) zjistili vyšší hodnoty DOC, s vyšším obsahem aromatických uhlovodíků a vyšší molekulovou hmotností za nitrát redukujících podmínek. Nicméně za podmínek redukce síranů a metanogeneze klesl obsah DOC na ještě nižší hodnoty, než za aerobních oxidačních podmínek, přičemž obsah aromatických uhlovodíků a molekulová hmotnost se dále zvýšily.

### 3.5.6 Vliv odvodnění

V málo odvodněných půdách zvyšuje vysoká vlhkost produkci rostlinné biomasy a relativně špatná aerace půdy inhibuje rozklad organické hmoty. Špatně odvodněné půdy tudíž obecně hromadí mnohem vyšší množství SOM než půdy stejného složení s lepší aerací. Meersmans et. al (2009) uvádí ve studii analyzující zásobu SOC travních porostů různých půdních druhů na severu Belgie mezi roky 1960 a 2006 pokles v rozmezí od 3,99 kg C m<sup>-2</sup> na extrémně zamokřených jílovito-



hlinitých půdách po 2,04 kg C m<sup>-2</sup> na vlhkých písčítých půdách. Pokles je podle závěrů studie způsoben intenzivním odvodňováním půdy.

Na zemědělských půdách v ČR došlo od konce 70. let minulého století k systematickému odvodnění u 1 064 999 ha. Nejintenzivněji byly odvodněny pozemky v oblasti východních a jižních Čech, kde bylo odvodněno až 80% z výměry zemědělských pozemků (Soukup, 2006). Pomineme-li měnící se klima, je v současné době zásadní změnou zemědělských podmínek převod orné půdy na TTP. Po změně orné půdy na TTP je dnes celá řada odvodňovacích systémů předimenzována (povrchová drenáž je nahrazena podpovrchovou) neboť vodní režim byl v minulosti upraven s ohledem na nároky pěstovaných plodin.

TTP dnes nejsou rozlišeny podle hydrického režimu, přestože se dá očekávat, že tento bude mít zcela zásadní vliv na odlišné půdní vlastnosti, zejména na obsah SOM. Samotná změna kultury z orné půdy na TTP tedy nemusí automaticky znamenat zvýšení obsahu SOM. Naopak se dá předpokládat převládající mineralizace a následná ztráta SOM v závislosti na přetrvávajících změnách hydrologických podmínkách. Lokální hydrologické podmínky jsou totiž spolu s vegetačním krytem určujícími hybateli sequestrace C rekonstruovaných travních porostů (O'Brien et. al., 2010).

### 3.5.7 Vliv acidifikace

Acidifikace je proces, při kterém dochází k okyselování půdního, nebo vodního prostředí zvýšením koncentrace vodíkových iontů, jež se do prostředí dostaly např. atmosférickou depozicí, zejména plynných emisí. Patří k nejzávažnějšímu ovlivnění půd způsobovaných lidskou činností, zejména v lesních půdách vyvinutých na kyselých horninách s nízkým obsahem bazických iontů. K acidifikaci lesních půd nejvíce přispívají emise SO<sub>2</sub>, NO<sub>x</sub> a NH<sub>4</sub>, který je oxidován na NO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Proces vede k vyplavování bazických kationtů do půdního roztoku a následně do povrchových vod. Vazebná místa pro kationty v půdě jsou nahrazována H<sup>+</sup> a Al<sup>3+</sup> (Vavříček a Šimková, 2000, Xu and Ji, 2001). Nejdůležitější řídicí veličinou je tedy koncentrace H<sup>+</sup> iontů v půdním roztoku. Snižování pH je dáno velikostí samotné kyselé atmosférické depozice a snížením pufrací schopnosti půd.

Ve svrchním organickém půdním horizontu platí, že se snižujícím se pH se sice zvyšuje obsah SOC, ale zároveň se snižuje podíl huminových kyselin, tím klesá i hodnota CEC (Billett et al., 1990, Blake et al., 1999). Příčinou jsou celkově horší

podmínky pro půdní živočichy i půdní mikroorganismy, tedy pro mineralizaci primární organické hmoty i její transformaci na humus.

Česká republika stále patří k oblastem s největší úrovní kyselé depozice v Evropě. Plošnou degradací půd jsou nejvíce postiženy lesní podhorské oblasti, zejména výšky nad 700—800 metrů, a chudé půdy s převážně nízkou pufrací kapacitou půd v důsledku pomalého zvětrávání minerálů a nízké nasycenosti půdy bazickými kationty (Hruška et al., 2002). Kapacita většiny našich půd neutralizovat kyseliny zvětrávacími procesy je v rozpětí od  $0,5 \text{ kmol ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$  na chudých substrátech, do  $2 \text{ kmol ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$  na bohatších substrátech (Sáňka a Materna, 2004). Vzhledem k tomu, že kyselá depozice byla v minulosti ještě vyšší a její působení se dá počítat na desetiletí, jsou výsledkem závažné změny v chemickém stavu půdy a její resilienci.

V roce 1999 bylo v ČR dokončeno odsíření velkých tepelných elektráren a dalších velkých zdrojů oxidů síry, což vedlo k poklesu emisí na úroveň pouhých 10 % oproti stavu na počátku 90. let. Naopak přibylo oxidů dusíku, které pocházejí zejména z automobilového provozu. Dlouhodobě zvýšený vstup dusíku do ekosystému může být zejména v lesích kompenzován zvýšením produkce rostlinné biomasy, vyšším opadem, a následně i ve zvýšení obsahu SOM (Hruška et al., 2002).

U zemědělských půd není acidifikace tak závažným problémem, přesto je z výsledků agrochemického zkoušení zemědělských půd (AZZP) patrný velmi mírný pokles pH v důsledku kyselé depozice a snížených dávek vápnění (Sáňka a Materna, 2004).

## 4. CHARAKTERISTIKA ÚZEMÍ

Širší zájmové území leží v Jihočeském kraji v podhůří Novohradských hor. Je tvořeno povodím horního toku řeky Stropnice. Nejvyšší místo zájmového území leží ve výšce 1034 m n. m. Tvoří jej pramenná oblast východního svahu hory Vysoká, rozdělená státní hranicí mezi Českou republikou a Rakouskem. Nejnižší místo širšího zájmového území leží ve výšce 470 m nad mořem (niva Stropnice u Tomkova mlýna). Celková plocha zájmového území je 112,3 km<sup>2</sup>.

Horní část povodí Stropnice tvoří 10 dílčích povodí:

Vyšenský potok, Dvorský potok, vlastní niva Stropnice, Janovské rybníky, Veverčí, Mýtiny, Bedřichovský potok, Horní tok Stropnice, Váčkový potok, Pasecký potok.



Obrázek 4.1: Vymezení širšího zájmového území

## 4.1 Geomorfologie a pedologie

### 4.1.1 Geomorfologie zájmového území

Strukturně geomorfologická mapa Jihočeského kraje (Chábera, 1985) řadí severní část řešeného území do oblasti označené jako 2.3 – tektonické sníženiny s erozně akumulacním reliéfem na platformním pokryvu Českého masivu a 1. – údolní nivy větších vodních toků. Střední část patří k označení 4.5 – kerné členité pahorkatiny na fundamentu Českého masivu a 6.2 – kerné členité vrchoviny na fundamentu Českého masivu. Vlastní Novohradské hory na jihu území jsou zařazeny k 7.3 – ploché kerné hornatiny na fundamentu Českého masivu.

Z hlediska členění reliéfu spadá území do celku Novohradských hor a na severu z části do Novohradského podhůří.

Novohradské hory mají charakteristický reliéf pohoří silně rozčleněného erozí, s hlubokou sítí až 200 m hlubokých údolí říček a potoků. Jejich horské hřbety SZ – JV směru dosahují výšky 900 – 950 m. Střední výška je 809,9 m, nejvyšší výška 1072 m, nejnižší 645 m, převládající výšková členitost je 200 – 400 m, střední sklon je 7° 07'.

### 4.1.2 Geologické poměry

Podle Chábery (1985) je celé území geologicky poměrně jednotné. Je tvořeno téměř výhradně pozdně varijskými magmatity centrálního moldanubického plutonu, zčásti zakrytými cordieritickými rulami, které jsou zbytkem původního pláště plutonu. Nejrozšířenější horninou v oblasti je biotitický granodiorit středně zrnitý, tzv. weinsberský typ. Tato hornina vytváří severnější masiv Vysoké, jež je součástí horského hřbetu táhnoucí se z jihovýchodního okolí Kaplice přes Benešov nad Černou a Kraví horu až k Novým Hradům.

V oblasti je také zastoupena muskoviticko-biotitická žula číměřská. Číměřská žula vystupuje jednak při státní hranici východně od Horní Stropnice, jednak při severní hranici Stropnické pahorkatiny podél okraje Třeboňské pánve a východně od Nových Hradů.

Jako zbytek pláště centrálního moldanubického plutonu jsou zachovány v Novohradských horách a na některých místech podhůří cordieritické ruly. Tyto horniny tvoří velký ostrov východně od Kaplice, protažený severovýchodním

směrem až k Novým Hradům, rozdělený úzkým pruhem weinsberského granodioritu v západo-východním směru. Druhohorní a třetihorní horniny se v oblasti prakticky nevyskytují.

Z čtvrtohorních uloženin jsou zde sedimenty svahové, vznikající ukládáním materiálu ze zvětrávání hornin na bázích svahů. Svahoviny balvanitě zvětrávajících hornin vytváří na svazích a jejich úžlabích kamenná moře. Nejčastější jsou však svahoviny písčitohlinité až hlinité.

Z dalších sedimentů se zde vyskytují sedimenty deluviálně – fluviální (vzniklé transportem materiálu svahovin tekoucí vodou) a aluviální (vzniklé povodňovou sedimentací v nivách řek a potoků).

### 4.1.3 Pedologická charakteristika

Půdotvorný substrát v převážné části oblasti tvoří hlubinné vyvřeliny (biotitický granodiorit weinsberského typu) centrálního moldanubického plutonu. Půdy jsou středně těžké, hlinitopísčité až hlinité s hojnou příměsí jemnějšího i hrubšího skeletu. Další významnou složku půdotvorných substrátů v oblasti tvoří horniny metamorfované, konkrétně cordieritické ruly (viz kap. 4.1.2).

Nejrozšířenějším půdním typem jsou hnědé půdy, podle nové morfogenetické klasifikace kambizemě (KA). Fyzikálně chemické vlastnosti hnědých půd jsou silně závislé na přírodních poměrech. Ve směru od pahorkatin do hor obecně dochází k postupnému okyselení půdy a snížení stupně sorpčního nasycení. Vlivem některých kulturních zásahů (např. změny dřevinné skladby v lese v neprospěch listnáčů, hrabání steliva) docházelo zejména v nižších polohách (do 750-800 m n.m.) na hnědých půdách k vyplavování půdních koloidů a živin z vrchních vrstev profilu a ke vzniku podzolované hnědé půdy (PZ). Vlivem chladnějšího klimatu přechází kambizemě přirozeně v půdy podzolové (PO), var. horské, označované též jako rezivé půdy (kryptopodzoly KP).

Poměrně hojné jsou v oblasti půdy hydromorfní, tj. půdy s půdotvorným procesem pod dlouhodobým vlivem zvýšené půdní vlhkosti za nedostatku kyslíku v půdě. Mezi tyto půdy patří pseudogleje (PG) a gleje (GL).

Větší vodní toky v níže položených částech oblasti provází výskyt nivních půd (fluvisoly FL) vzniklých na aluviálních náplavách různě zrnitého materiálu. Jejich plošné zastoupení v oblasti je však zanedbatelné.

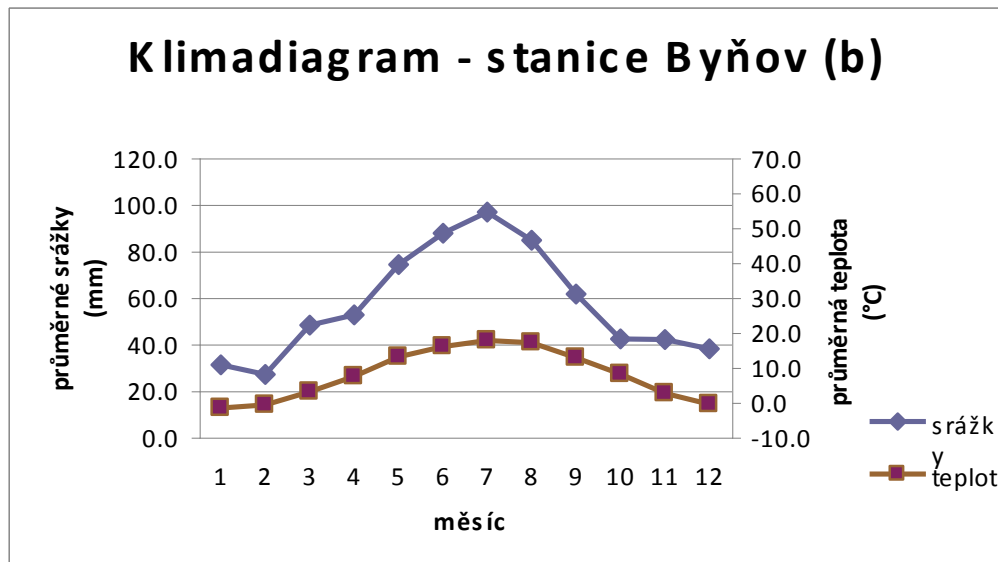
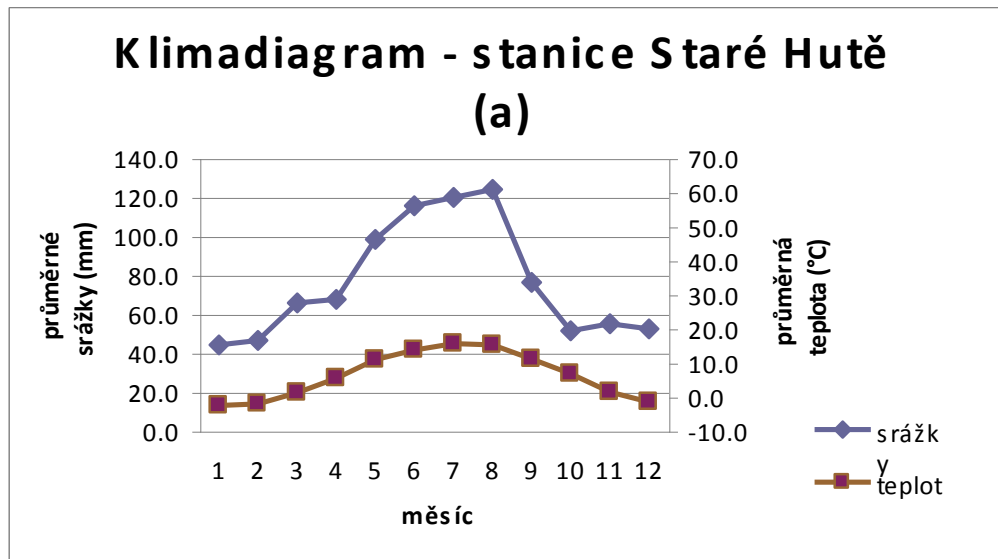
Roztroušeně se vyskytují i půdy rankerovité (RN). Jejich výskyt je vázaný na vrcholové rozpady hornin a svahové periglaciální sutě (Němeček a kol. 2001; Vokoun a Macků, 1993; Mikulová a kol., 2000).

## 4.2 Klimatické poměry

Zájmové území má podnebí přechodného středoevropského typu, ve kterém je vliv oceánu a pevniny zhruba vyvážen. Důležitým činitelem ovlivňujícím klimatické poměry je orografie terénu. S nadmořskou výškou se teplota zřetelně snižuje a přibývá srážek.

Podle Klimatologického členění Československa (Quitt 1971) náleží území k mírně teplé klimatické oblasti a v rámci ní k jednotce MT4 a MT3 (severní část) a ke chladné klimatické oblasti s jednotkou CH7 (jižní část). Jednotka MT4 má tuto charakteristiku: krátké léto, mírné, suché až mírně suché, přechodné období krátké, s mírným jarem a mírným podzimem, zima je normálně dlouhá, mírně teplá a suchá s krátkým trváním sněhové pokrývky. Pro jednotku MT3 je typické krátké, mírně chladné léto a normálně dlouhá, mírně chladná zima. Podoblast CH7 se vyznačuje velmi krátkým až krátkým, mírně chladným a vlhkým létem, dlouhým přechodným obdobím s mírně chladným jarem a mírným podzimem a dlouhou mírnou až mírně vlhkou zimou s dlouhým trváním sněhové pokrývky. Průměrná roční teplota se v oblasti pohybuje od 7,8 °C v nejnižší položené části na severu území (meteorologická stanice Byňov) po 6,3 °C v nejvyšších částech Novohradských hor (meteorologická stanice Staré Hutě)

Roční úhrn srážek v oblasti se pohybuje v rozpětí 685 mm v severní části až po 917 mm v nejnižší části. Roční chod srážek, s výjimkou nejvyšších poloh, má roční křivku stoupající od minima v lednu resp. v únoru k maximum srážek v srpnu resp. červenci. Srážky jsou během roku velmi příznivě rozloženy, od začátku dubna do konce září spadne 67 % ročních srážek (graf 4.1). Roční úhrn sněhových srážek je asi 130 mm. V průměru připadá na sněhové srážky 18% celkově spadlých srážek. Největší počet dní se sněžením připadá na prosinec a leden. Průměrná výška sněhové pokrývky v prosinci až únoru dosahuje 10 – 15 cm, maximální výška sněhové pokrývky v arktických zimách však dosáhla i více než 50 cm. Počet dní se sněhovou pokrývkou se pohybuje kolem 50 – 70 dní.



Graf 4.1: Klimadiagramy sestavené na základě průměrných dat (1980 –2007) z meteorologických stanic Staré Hutě (a), Byňov (b) (měřítko na osách v poměru: 10°C odpovídá 20 mm srážek)

Zájmová oblast patří k největrnějším oblastem jižních Čech. Největrnějším měsícem bývá únor, dále pak leden, březen a duben. Počet dní s vichřicí (6 a více stupňů podle Beauforta) se pohybuje od 10 do 50 dnů v roce. Vichřice se vyskytují především v zimě a jsou převážně západního směru. Dny s bezvětřím se vyskytují hlavně na podzim, jejich počet tvoří 10 – 20 % dnů v roce. Vítr vane na jaře a začátkem léta nejčastěji od severozápadu, během léta se proudění postupně mění na

západní a na podzim a v zimě až jihozápadní. Jihozápadní proudění bývá na podzim přerušováno kontinentálním prouděním jihovýchodním (Chábera, 1985).

Pro území jsou charakteristické také nízké hodnoty slunečního svitu, jen 1 600 – 1 800 hodin, tj. 40 % možného slunečního svitu. Nejvyšší procento slunečního svitu vykazují měsíce srpen, červenec a květen, nejnižší pak prosinec, leden a listopad.

### 4.3 Hydrologická charakteristika

Po stránce hydrologické náleží území k povodí I. řádu 01 Labe, II. a III. řádu 06 – 02 Malše a povodí IV. řádu. Území je vodohospodářsky významné. Jeho severní část náleží k CHOPAV Třeboňská pánev, jižní část k CHOPAV Novohradské hory.

#### 4.3.1 Povrchové vody

Podle fyzickogeografické regionalizace ČSR náleží území k regionu s označením II – B – 4 – c, tj. oblast málo vodná v kategorii 3 – 6  $\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$  specifického odtoku, s nejvodnatějším měsícem březnem, s retenční schopností malou, tj. koeficient  $q^{355}/q$  se pohybuje od 11 – 20. Odtok je silně rozkolísaný, tj. stupeň rozkolísanosti odtoku  $q^{100}/q^{355}$  dosahuje hodnot 1001 – 2500. Koeficient odtoku je dosti vysoký (0,31 – 0,45) (Wimmer, 1995).

Vodní režim území byl narušen v době kolektivizace zemědělství, kdy byly zcelovány pozemky, a to především v nižších částech zájmového území (kolem Nových Hradů, Horní Stropnice). Toky byly z tohoto důvodu napřimovány a zatrubňovány, na zamokřených plochách byl budován systém drenáží. Dnes jsou místy tyto pozemky využívány ještě intenzivněji, část není naopak využívána vůbec a leží ladem. Rybníky jsou zbaveny travních ochranných pásem a pobřežní vegetace a půda je obdělávána až k jejich krajům.

V důsledku těchto zásahů do hydrologického režimu voda z území začala být odváděna nepřiměřeně rychle. Místy začal tento rychlý odvod vody způsobovat rozvodnění potoků a řek i v takových srážkových situacích, v nichž by za normálního fungování vodního režimu k rozvodnění nemuselo vůbec docházet. Tam, kde byla voda zadržena, se postupně zvýšila její trofie a tím se radikálně změnily životní podmínky pro vodní rostliny a živočichy v území (Mikulová a kol., 2000).



Orientační sledování kvality vod širšího povodí Stropnice naznačuje, že se jedná o toky v I. – II. třídě, které nejsou ve svých pramenných oblastech dosud extrémně ovlivněny lidskou aktivitou. Ve středních a dolních částech toků jsou však poznamenány prvky koncentrace a specializace zemědělské výroby.

#### 4.3.2 Podzemní vody

Území náleží k poměrně členitému regionu podzemních vod s indexovým označením II – E – 4, který reprezentuje území se sezónním doplňováním zásob, s nejvyšší vydatností podzemních vod v období květen až červen a s nejnižší vydatností v období září až listopad, s průměrným specifickým odtokem podzemních vod  $1,01 - 1,50 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (Wimmer, 1995).

Oblast patří mezi významné zdrojové oblasti České republiky pro zásobení vodou. Je jedním ze srážkově nejbohatších území s velkou zásobou kvalitních povrchových a v menší míře i podzemních vod. Vodohospodářská funkce je jednou z klíčových funkcí celé oblasti. Velký vodohospodářský význam Novohradských hor byl oceněn v r. 1979 vyhlášením tohoto území Chráněnou oblastí přirozené akumulace vod (nařízení vlády ČSR č.10 ze dne 10.1.1979). Celé území se nachází v území CHOPAV Novohradské hory, část území spadá do CHOPAV Třeboňská pánev, dále do III. pásma hygienické ochrany vodního zdroje Římov, Tím je již částečně dána péče z hlediska ochrany vod. Ke kvalitě povrchových a podzemních vod přispívá velká lesnatost území (přes 60%).

#### 4.4 Fytocenologická charakteristika

Z hlediska fytogeografického členění ČR (Culek, 1996) lze řešené území zařadit do oblasti A – oblast středoevropské lesní květeny – Hercynicum, podoblasti A3 – podoblast přechodové květeny hercynské – Subhercynicum, obvodu c – obvod rybníční a pískovcové květeny hercynské – Boreo – hercynicum.

Podle biogeografického členění České republiky je zájmové území řazeno do podprovincie hercynské 1., jejíž biota je charakterizována biotou západní a centrální části střední Evropy. V rámci sledovaného území se setkáváme se dvěma typy biogeografických regionů ČR:

1.43 – Českokrumlovský bioregion – území Novohradského podhůří;

1.63 – Novohradský bioregion – zabírá geomorfologický celek Novohradských hor.

Podle fytogeografického členění ČR můžeme území zařadit do:

fytogeografické oblasti mezofytikum, do obvodu Českomoravské mezofytikum. Území náleží do okresů 37 (Novohradské podhůří) a 39 (Třeboňská pánev).

fytogeografické oblasti oreofytikum, do obvodu České oreofytikum a okresu Novohradské hory.

Podle mapy potenciální přirozené vegetace (Neuhäuslová a kol. 1998) jsou v zájmovém území mapovány následující jednotky potenciální vegetace:

2 – střemchová doubrava a olšina (spol. *Quercus robur-Padus avium*, spol. *Alnus glutinosa-Padus avium*), místy v komplexu s mokřadními olšinami (*Carici elongatae-Alnetum*) a společenstvy rákosin a vysokých ostřic (*Phragmito-Magnocaricetea*) – v protáhlém pruhu sledujícím přímo tok Stropnice a jejích přítoků včetně rybníčních soustav;

24 – biková bučina (*Luzulo-Fagetum*) – větší či menší fragmenty v nivě;

38 – brusinková borová doubrava (*Vaccino vitis-idaeae-Quercetum*) – pás podél vlastního toku Stropnice;

36 – biková a/nebo jedlová doubrava (*Luzulo albidae-Quercetum petraeae, Abieti-Quercetum*) – zaujímají kopcovitý terén na většině plochy zájmového území;

18 – bučina s kyčelníci devítilistou (*Dentario enneaphylli-Fagetum*) – oblast kolem pramene řeky Stropnice (Hojnovodský prales);

44 – Podmáčená rohozcová smrčina (*Mastigobryo-Piceetum*), místy v komplexu s rašelinnou smrčinou (*Sphagno-Piceetum*) – část území Hojnovodského pralesa u hranic s Rakouskem.

## 4.5 Lesní hospodářství

### 4.5.1 Historický vývoj lesů

Historickým vývojem lesů se zabývala Mikulová (2000). Změny druhové skladby lesů úzce souvisí s vývojem osídlení. První dochované dokumenty, které dávají přehled o složení lesů v Novohradských horách, pochází z konce 16. století. V této době ještě v druhové skladbě nebyl patrný vliv člověka, převládaly přirozené jedlobukové lesy s příměsí smrku, zejména na podmáčených stanovištích, z vtroušených dřevin je uváděn javor, lípa a bříza. Borovice a dub jsou zaznamenány pouze v nižších polohách podhůří. Podobná situace v dřevinné skladbě je zaznamenána ještě v lesnických průzkumech z konce 18. století. V této době se však už objevují první zmínky o převládajícím smrku v nárostech na větších plochách odlesněných pro potřeby skláren.

K výrazným změnám v druhové skladbě dochází až v první polovině 19. století. V této době se zvýšila poptávka po dříví vlivem přílivu nového obyvatelstva z přelomu 18. - 19. století pro následnou stavbu skláren, pil a hamrů. Zároveň byly zpřístupněny rozsáhlé lesní komplexy vybudováním plavebního systému. Vzhledem k velké poptávce po všestranně upotřebitelném smrkovém dříví je na vznikajících holinách přednostně zaváděn smrk, čímž dochází k úbytku jedle a buku. K tomu negativně přispívá také přechod k holosečnému způsobu hospodaření (na holinách se buk a zejména jedle jen velmi obtížně zmlazují) i vysoké stavy zvěře.

Ústup jedle a buku i ostatních vtroušených dřevin ve prospěch smrku pokračoval i v 2. polovině 19. století. Rozšíření smrkových monokultur mělo za následek stupňování škod sněhovými i větrnými polomy, které na některých místech vedly k úplnému rozvrácení porostů. Přestože někteří lesníci již varovali před zakládáním čistých smrkových porostů a zdůrazňovali význam příměsí listnatých dřevin v obnovovaných porostech, zastoupení smrku stoupalo z ekonomických důvodů i v první polovině 20. století.

Dnešní druhové složení lesních porostů je tedy už do značné míry oproti původnímu změněno. V posledních desetiletích se i přes neustálé ekonomické tlaky začaly znova ve větší míře do porostů vracet jedle s příměsí původních listnáčů.

#### 4.5.2 Současná charakteristika lesů

Podle Mikulové (2000) zabírají lesy řešeného území plochu více jak 60 %, což je téměř dvojnásobek celostátního průměru lesnatosti. V jižní polovině lze lesní porosty označit za kvalitní. Je zde vysoký podíl porostů zařazených do genových základů, oblast má značný počet tzv. semenných porostů a řadu rezonančních porostů.

Věkové rozložení porostů je ovlivněno hospodařením v minulosti, kalamitními těžbami a zalesňováním nelesních půd. Rozložení věkových stupňů má výrazné přebytky ve dvou obdobích. Jednak od 2.–4. věkového stupně, což bylo způsobeno převážně zalesňováním nelesních půd v poválečném období a zalesňováním holin po těžbách z II. světové války, jednak od 8.–10. věkového stupně, což ukazuje na vysoké těžby na přelomu století. Výrazný pokles mezi 5.–7. věkovým stupněm odpovídá nižším těžbám v období mezi válkami. Všechny tyto porosty jsou řazeny do souborů s vyšším obmýtím.

V současné dřevinné skladbě jednoznačně převažuje smrk ztepilý (74,58%), který se na úkor jedle a buku (tj. dalších dvou převládajících dřevin původní dřevinné skladby) v oblasti rozšířil zejména v minulém století vlivem holosečného způsobu hospodaření. Smrkové porosty středního věku a mladší mýtní porosty jsou většinou tvořeny monokulturami s minimální příměsí dalších dřevin. Rozsáhlé čisté smrkové mlaziny a tyčoviny jsou na uměle zalesněných bývalých nelesních půdách (přes 12 % rozlohy smrku).

Druhou nejvíce zastoupenou dřevinou je borovice lesní se zastoupením 12,18%, která se však nachází zejména v nižších polohách Novohradského podhůří. Významné jsou její porosty v severovýchodním výběžku Novohradských hor v komplexu na svazích Skalky, kde je na chudých degradovaných stanovištích systematicky využívána ve značném rozsahu přirozená obnova borovice.

Buk lesní je celkově zastoupen 5,23 %. Nachází se hlavně v komplexech starších mýtních porostů. Dále se buk nachází v mladých porostech do 30 let, kde byl převážně vysazován uměle.

Jedle bělokorá je zastoupena 1,22 %. Největší zastoupení má v porostech do 30 let v důsledku její umělé obnovy v posledních letech. Zastoupena je i na bývalých nelesních půdách, jinak je většinou jednotlivě vtroušena v mýtních a méně často v předmýtních porostech.

### 4.5.3 Zalesněné nelesní půdy

V zájmovém území je vysoké procento nově zalesněných nelesních půd (lesy I. generace). Po roce 1945, kdy byla velká část území prakticky vysídlena po odsunu Němců, zůstala řada zemědělských pozemků neobhospodařovaných. Tyto plochy, zejména v enklávách lesních porostů a při lesních okrajích, postupně zarůstaly nálety lesních dřevin a stále ve větší míře se přistupovalo i k jejich umělému zalesnění.

V přirozených náletech převládaly borovice a bříza, obě tyto dřeviny snesou i v mládí plné oslunění a jsou nenáročné na půdu. Smrk se přirozeně zmlazoval jen na stinných expozicích. Na vlhkých nánosech u pramenišť a potoků se objevila olše. V menší míře provázela přirozené nálety také osika.

Při umělých sadbách na nelesní půdy byl nejvíce používán smrk, ale částečné zastoupení mají dnes i jedle, buk a modřín. Vysazovány byly také introdukované dřeviny – douglaska tisolistá, jedle obrovská, smrk omorika a borovice vejmutovka.

V současné době činí rozloha zalesněných nelesních půd v oblasti 1 700 ha. Jejich střední věk je 24 let.

## 4.6 Zemědělské hospodářství

### 4.6.1 Historický vývoj zemědělství

Vývoj zemědělství úzce souvisí s osídlováním území, jež se do počátku 18. století týká především Novohradského podhůří, které bylo podstatně přístupnější a vhodnější k zemědělství než vlastní Novohradské hory. V 18. století přichází další vlna kolonizace, tentokrát téměř výlučně německá. Osídlení se rozšiřuje do hor a s tím i obdělávání půdy, i když v drsných klimatických podmínkách bylo možné žít se zemědělstvím jen z části. Větší šance výdělku byla ve výrobě a zpracování skla, lesnictví a dřevozpracujícím průmyslu.

Počátkem 20. století nastala hospodářská krize - nejvíce zasáhla sklárny, které postupně zanikaly, zůstal dřevozpracující průmysl a okrajově zemědělství. Ve 30. letech přišla další hospodářská krize a po Mnichovské dohodě v r. 1938 odtržení území od Československa. Po roce 1945 následoval odsun německého obyvatelstva, příchod nových osadníků ze Slovenska, Maďarska a Rumunska. Tito z velké části neměli přirozený vztah k novému domovu a mnoho z nich odtud opět odešlo. Osady

a obce v blízkosti hranic však ani osídlovány nebyly, protože v hraničním vojenském pásmu přítomnost civilistů byla nežádoucí. Řada obcí zanikla.

Toto všechno mělo přímý vliv na zemědělské hospodaření v tomto území. Nejvýraznější zlom nastal po roce 1945, kdy odchodem německých osadníků bylo přerušeno systematické obdělávání pozemků, řada míst zůstala zcela opuštěna – tedy ponechána ladem. Tento stav trval až do roku 1990, kdy bylo zrušeno nepropustné hraniční pásmo.

#### 4.6.2 Současný stav

Z map BPEJ je patrné, že kvalita zemědělsky využívaných půd v zájmovém území je z velké části uspokojivá a vhodná pro další obdělávání. Pozemky v podhorských oblastech jsou až na drobné výjimky vhodné k zemědělskému hospodaření a i v současné době jsou tímto způsobem hojně využívány. V horských oblastech tyto pozemky většinou leží ladem nebo jsou zatravněné.

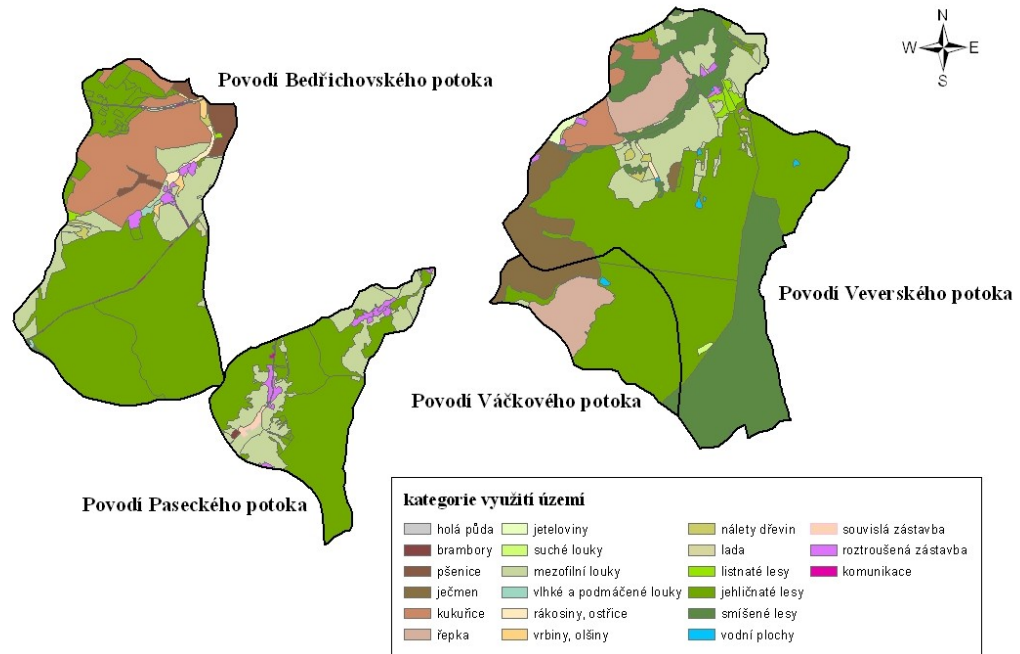
#### 4.6.3 LFA

Ze zemědělského hlediska náleží území do zemědělské výrobní oblasti bramborářské, typu bramborářsko-obilnářského, podtyp B2 a B3. Zájmové území patří do kategorie méně příznivých oblastí – ostatní méně příznivé oblasti (LFA) stanovené dle čl. 19 Nařízení Rady (ES) č. 1257/1999. Tato kategorie je charakterizována průměrnou výnosností zemědělské půdy nižší než 34 bodů (80% průměru ČR), hustotou obyvatel menší než 75 obyvatel na m<sup>2</sup> a podílem pracovníků v zemědělství, lesnictví a rybolovu na ekonomicky aktivním obyvatelstvu větším než 6% (MZe, Situační výhledová zpráva – Půda, 2003).

### 4.7 Vymezení užšího zájmového území – využití území

Užší zájmové území tvoří čtyři charakteristická subpovodí Stropice:

- Bedřichovský potok (660 ha);
- Pasecký potok (311 ha);
- Váčkový potok (216 ha);
- Veverský potok (940 ha).



Obrázek 4.2: Dílčí zájmová území a jejich využití v r. 2008

Jedná se o pravo- a levostranné přítoky Stropnice. Vrcholové části všech dílčích zájmových území jsou shodně tvořeny lesním ekosystémem, zabírajícím cca tři pětiny území. Charakter jednotlivých subpovodí je dán rozdílným způsobem zemědělského využívání ostatních ploch (obr. 4.2).

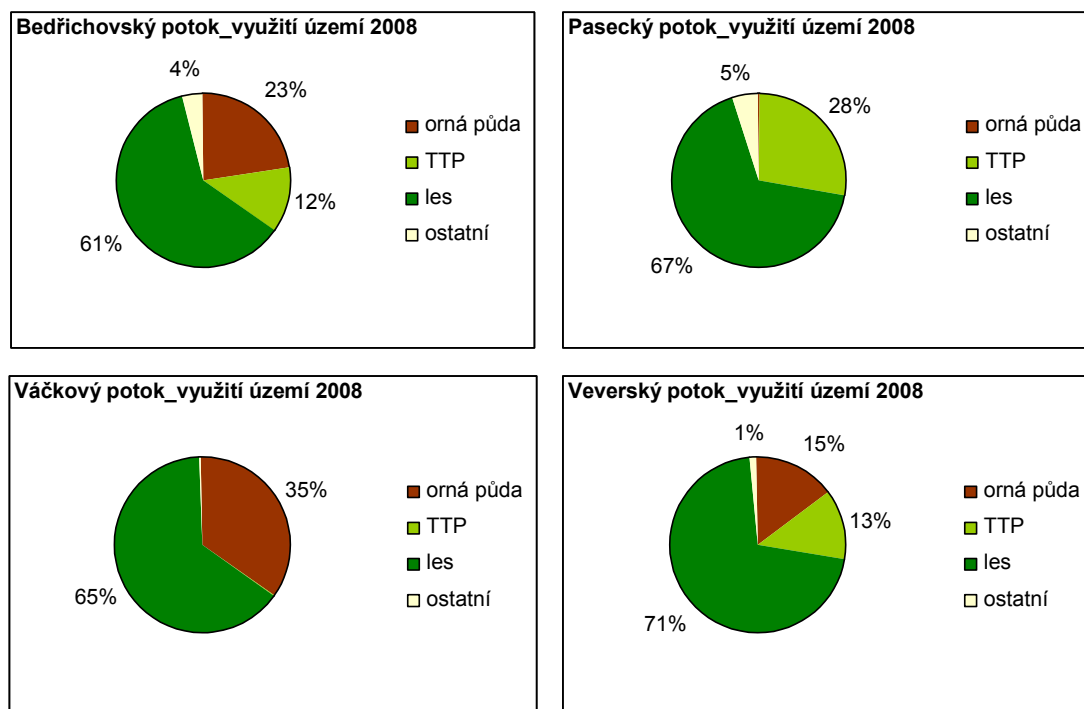
Pro větší přehlednost byly jednotlivé typy porostů sloučeny do tří hlavních kategorií: les, orná půda a TTP. Tyto tři kategorie pokrývají více než 95% všech dílčích zájmových území (graf 4.2).

Z celkové rozlohy povodí Bedřichovského potoka zaujímá největší plochu les (61% z celkové výměry), následuje orná půda (23%) a louky s pastvinami (12%).

Povodí Paseckého potoka je možné charakterizovat jako lesní a luční. Nejvyšší podíl z celkové plochy zaujímá les (67%), louky a pastviny (28%). Orná půda se v tomto povodí nevyskytuje.

I v povodí Váčkového potoka je nejvíce zastoupeným biotopem les (65%). Spodní část povodí je tvořena ornou půdou (35%), s malým zastoupením trvalých travních porostů (méně než 1%).

Povodí Veverského potoka se svým složením nejvíce podobá Bedřichovskému potoku (les 71%, orná půda 15%, travní porosty 13%). Zásadním rozdílem je celková velikost povodí.



Graf 4.2: Rozdělení kategorií využití území podle jednotlivých povodí

Údaje o využití území jsou dostupné od roku 2004, kdy proběhlo první pozemní mapování Mapování provádělo 20 - 30 mapovatelů (studenti Zemědělské fakulty Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích) ve vegetační sezóně (červenec/srpen) (Bodlák, 2008). Podíl jednotlivých kategorií využití území se mezi lety 2004 –2008 zásadním způsobem neměnil. Přehledné údaje o změnách území a složení půdních typů jednotlivých území uvádí tab. 4.1. a 4.2.



Tabulka 4.1: Dílčí zájmová území - charakteristika kategorií využití území. V tabulce jsou popsány změny využití území mezi rokem 2004 a 2008.

kategorie využití území	Bedřichovský potok (600 ha)		Pasecký potok (311 ha)		Váčkový potok (216 ha)		Veverský potok (940 ha)	
	2004 plocha (ha)	2008 plocha (ha)	2004 plocha (ha)	2008 plocha (ha)	2004 plocha (ha)	2008 plocha (ha)	2004 plocha (ha)	2008 plocha (ha)
les	403.77	405.74	211.57	210.84	139.69	139.69	672.12	669.32
orná půda	156.27	150.51	0.00	0.63	75.09	75.09	148.93	143.47
TTP	86.64	79.03	89.40	86.13	0.95	0.95	116.13	119.06

Tabulka 4.2: Dílčí zájmová území - charakteristika podle půdních typů. V tabulce jsou popsány plochy převládajících půdních typů podle jednotlivých povodí.

půdní typy	Bedřichovský potok (660 ha) plocha (ha)	Pasecký potok (311 ha) plocha (ha)	Váčkový potok (216 ha) plocha (ha)	Veverský potok (940 ha) plocha (ha)
kambizem	435.97	150.26	192.83	669.42
podzol	6.23	102.66	1.45	17.87
glejová půda	83.69	15.36	22.28	252.65
podzol	134.15	43.21	0.00	0.00

## 5. METODIKA

### 5.1 Metody odběrů a analýz v zájmovém území Stropnice

#### 5.1.1 Odběry vzorků

Výběr reprezentativních území byl proveden tak, aby se jednalo o oblasti se srovnatelnými klimatickými, geologickými a pedologickými charakteristikami (tab. 4.1, 4.2 a příloha tab. 1 a 10). Odlišnosti jednotlivých subpovodí byly dány rozdílným využitím území, tj. rozdílným plošným zastoupením základních biotopů. Těmito základními biotopy rozumíme les, TTP a agroekosystémy na orné půdě.

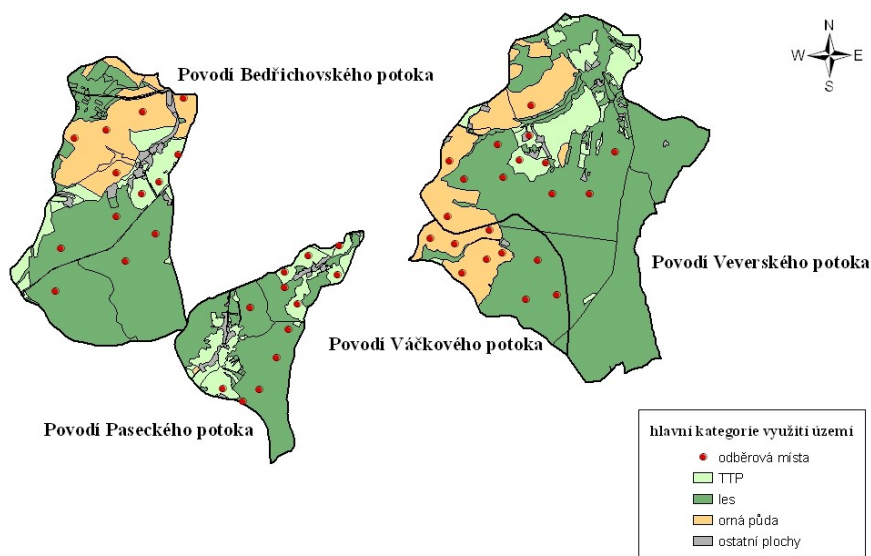
#### 5.1.1.2 Odběry směsných vzorků pro půdní chemické analýzy

Půdní odběry byly provedeny na konci vegetačního období 2001. Ve stejném režimu byla zopakována druhá série odběrů v roce 2007. Odběry v povodí byly prováděny v každé ze sledovaných kategorií využití území (les, orná půda, TTP). Samotná odběrová místa byla tvořena plochou 5 m<sup>2</sup> (2 x 2,5 m). Na každém odběrovém místě byly po odstranění nadložní opadové vrstvy provedeny náhodně tři vrty, z nichž byl pro následné analýzy připraven směsný vzorek. Tam, kde to umožňoval půdní profil, byly ze sondy postupně odebrány vzorky ze tří vrstev: A: 0 - 15 cm, B: 15 - 30 cm, C: 30 - 45cm.

Počet odebraných směsných vzorků v jednotlivých biotopech zkoumaných subpovodí odrážel plochu těchto biotopů v subpovodí. Počty odebraných vzorků v jednotlivých subpovodích jsou uvedeny v tabulce 5.1.

Tab. 5.1. Počet odebraných směsných půdních vzorků ve zkoumaných subpovodích a jejich zastoupení v různých typech využití území

Potok	Les	TTP	Orná půda	Celkem
Bedřichovský	15	8	15	38
Pasecký	18	14		32
Váčkový	8		18	26
Veverský	15	11	9	35



Obrázek 5.1: Odběrová místa půdních vzorků

Vlastní odběr byl prováděn vrtanou sondou. Pomocí GPS GARMIN eTrex Vista<sup>®</sup> HCx byly určeny přesné souřadnice každého odběrového místa.

### 5.1.1.3 Odběr neporušených vzorků pro půdní chemické analýzy

V roce 2008 byl proveden odběr neporušených půdních vzorků na identických odběrových místech (tři odběry na každém odběrovém místě). Odběry byly provedeny z vrchních 10 cm organické vrstvy půdního profilu. U lesních půd byla před samotným odběrem odstraněna nadzemní opadová vrstva. Následně byla v laboratořích VÚMOP Praha provedena analýza na stanovení základních pedologických charakteristik, tj. výměnného pH, výměnných kationtů, výměnné kapacity, sorpčního nasycení a stupně sorpčního nasycení, Cox, zrnitostního složení (G) a měrné hmotnosti ( $\rho$ ) (Metody provedených chemických analýz jsou popsány v kapitole 5.1.2.4). Výsledky byly mimo jiné použity pro stanovení konverzního faktoru (kapitola 5.1.2.2) a při výpočtu zásoby půdního uhlíku.

### 5.1.1.4 Odběr vzorků povrchové vody

V povodí 4 potoků a samotné řeky Stropnice byly odebírány vzorky z celkem 10 odběrových míst, která representují různá subpovodí a způsoby

využívání území v zájmové oblasti. Na každém dílčím povodí byl odebírána horní a dolní uzávěrový profil, aby bylo možné sledovat změny ve fyzikálně-chemických parametrech povrchových vod odrážející rozdílný způsob využívání jednotlivých povodí.

Vzorky pro rozbor základního fyzikálně-chemického složení vody byly odebírány do polyethylenových lahví o objemu 2 litry. Laboratorní zpracování vzorků následovalo bezprostředně po odběru.

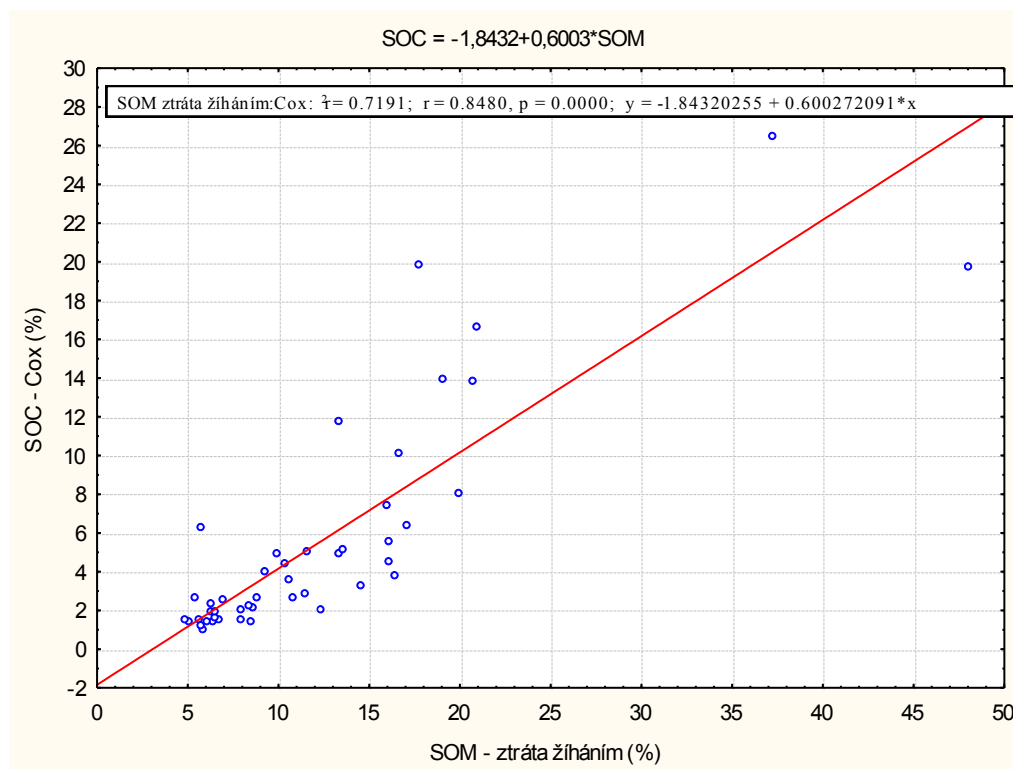
## 5.1.2 Detailní popis metod

### 5.1.2.1 Základní zpracování půdních vzorků

Směsné půdní vzorky byly v laboratoři vysušeny na vzduchu bez přímého účinku slunečních paprsků (AD frakce). Z vysušených půdních vzorků se odstranily větší částice skeletu, rostlinné a živočišné zbytky. Vzorky se následně homogenizovaly. Částice skeletu větší než 2 mm se oddělily při prosévání sítím o velikosti otvorů 2 mm. Odvážená a prosátá část (~2 g) AD frakce byla sušena v sušárně při teplotě 105 °C do konstantní hmotnosti (OD frakce). Pro vodné výluhy byla používána prosátá AD frakce, stanovený obsah látek byl přepočítán na obsah těchto látek v sušině.

### 5.1.2.2 Stanovení SOM a SOC v půdním vzorku

Obsah organických látek v půdě byl stanoven jako ztráta žiháním - spalováním 5g OD frakce při teplotě 550 °C. Obsah SOM byl stanoven gravimetricky a vypočítán jako průměrná hodnota ze tří opakování. Pro přepočet SOM na hodnotu SOC se standardně používá van Bemmelenův konverzní faktor 1,724. Nejedná se však o univerzální konstantu. Konverzní faktor může být ovlivněn např. množstvím a složením organické hmoty, stupněm dekompozice nebo množstvím jílových částic ve vzorku půdy. Univerzální použití faktoru 1,724 může zejména při výpočtu celkové zásoby C v půdě vést k závažné chybě a hrubému zkreslení výsledků (Binkley, 2000). Pro stanovení konverzního faktoru byl proto použit vztah mezi experimentálně zjištěnými hodnotami SOM a SOC (Cox) (graf 5.1). Hodnoty se vztahují k vrchní půdní vrstvě každého ze 46 odběrových míst. Jestliže je výsledná regresní rovnice ve tvaru  $SOC = -1,8432 + 0,6003 * SOM$ , potom hodnota 0,6003 představuje sklon, tedy inverzní hodnotu konverzního faktoru (Pribyl, 2010). Výsledný konverzní faktor je 1,666. Tento faktor byl použit pro přepočet hodnot SOM svrchní půdní vrstvy na SOC.



Graf 5.1: Korelace SOM x SOC

### 5.1.2.3 Stanovení organického uhlíku ve vodním výluhu půdního vzorku

K určení aktivní SOM je možné využít několika adekvátních metod (McLaughlan and Hobbie, 2004): WSOC (water soluble organic carbon), HWSOC (hot water soluble organic carbon), případně AHC (acid-hydrolyzable organic carbon). Vybrána byla metoda WSOC. Procedura, která byla zvolena (přibližuje se nejvíce přirozeným podmínkám), se liší od standardní (Vanhala et al., 2008) v delší době extrakce.

Při stanovení obsahu organického uhlíku pomocí vodního výluhu bylo odváženo 2,5 g AD frakce do 100 ml PE lahvíček. Poté bylo přidáno 50 ml destilované vody, lahvičky se uzavřely a jejich obsah byl protřepáván po dobu 24 hodin. Následovalo odstředění vzorků na odstředivce ( $\sim 2\,500$  otáček  $\text{min}^{-1}$  po dobu 10 min) a přefiltrování přes skleněné filtry (Whatman GF/C, velikost pórů  $1,2\ \mu\text{m}$ ).

Obsah celkového uhlíku (TC), anorganického uhlíku (IC), celkového organického uhlíku (TOC resp. DOC) a celkového dusíku (TN) ve vodním výluhu byl stanoven pomocí přístroje SCALAR FORMACS<sup>HT</sup>. Zároveň byl ve

frakci stanoven obsah kationtů  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  a  $\text{K}^+$  pomocí atomové absorpční spektrofotometrie (AAS) na přístroji Varian Spectr AA-640.

#### 5.1.2.4 Půdní chemické analýzy

##### Stanovení půdního pH:

Půdní pH bylo stanoveno po extrakci vodou ( $\text{pH}_w$ ). Vzduchem vysušený (AD) vzorek o hmotnosti 4 g byl protřepáván s 20 ml deionizované vody po dobu 2,5 hodiny, pH bylo poté změřeno pH elektrodou přímo v suspenzi.

##### Stanovení výměnné kapacity (EA):

Výměnná kapacita byla stanovena jako extrakce chloridem draselným (Thomas, 1982).

V 1. kroku bylo 2,5 g AD vzorku protřepáváno s 20 ml 1M KCl po dobu 1 hodiny, poté odstředováno v centrifuze při 2500 otáčkách za minutu po dobu deseti minut. Následně byl slit supernatant do 100 ml PET láhve.

V dalších krocích byl půdní vzorek 2x dekantován (1hod a 15 hod) vždy 15 ml 1M KCl.

Následně byl slit supernatant (celkem 50ml) ze všech kroků a filtrován přes papírový a membránový filtr. Celková výměnná kyselost a výměnný Al byly určeny titrací NaOH a HCl. Výměnný  $\text{H}^+$  je rozdílem mezi hodnotou výměnné kyselosti a výměnným Al.

##### Stanovení obsahu výměnných kationtů:

Výměnné kationty byly stanoveny jako extrakce 1M  $\text{NH}_4\text{Cl}$  (Richter a kol. 1992).

2,5 g AD vzorku bylo protřepáváno s 20 ml 1M  $\text{NH}_4\text{Cl}$  po dobu 1 hodiny, poté odstředováno v centrifuze při 2500 otáčkách za minutu po dobu deseti minut. Následně byl slit supernatant do 100 ml PET láhve.

V dalších krocích byl půdní vorek 2x dekantován (1hod a 15 hod) vždy 15 ml 1M  $\text{NH}_4\text{Cl}$ .

Následně byl slit supernatant (celkem 50ml) ze všech kroků a filtrován přes papírový a membránový filtr. Byly analyzovány koncentrace Ca, Mg, Na, K a Al v extraktu (mg /l) ICP nebo AAS technologií a výsledky přepočítány na mg v g vysušené půdy.

Obsah výměnných bazických kationtů (EBC) byl stanoven jako suma Ca, Mg, Na, a K extrahovaného z 1M  $\text{NH}_4\text{Cl}$ .

Kationtová výměnná kapacita (CEC) byla stanovena jako suma extrahovaného Ca, Mg, Na a K z 1M NH<sub>4</sub>Cl + EA (extrahovaný H a Al z 1M KCl).

Bazické nasycení (BS) bylo stanoveno jako procento EBC obsažené v CEC.

#### 5.1.2.5 Laboratorní zpracování vzorků povrchové vody a její analýzy

Ve vzorcích vody byla stanovena vodivost, hodnota pH a alkalita (KNK<sub>4,5</sub>) potenciometrickou titrací 0.1 M HCl. K měření byly použity přístroje WTW (MultiLab P5,P4 a 720), umožňující zároveň s pH měřit vodivost. Obsah nerozpuštěných látek byl stanoven jako sušina (při 105 °C) materiálu zachyceného na filtru Whatman GF/C.

Anionty (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>-N, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>-N, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>-P, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) a NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N byly stanoveny spektrofotometricky metodou průtokové injekční analýzy s využitím automatického analyzátoru FIAstar<sup>TM</sup> 5000 a FIAstar<sup>TM</sup> 5012 (FOSS Analytical AB Sweden, 2008).

Kationty Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, a kovy Fe, Zn, Mn, byly stanoveny metodou atomové absorpční spektrometrie na přístroji Varian SpectrAA-640.

Koncentrace celkového uhlíku (TC) a celkového anorganického a organického uhlíku (TIC,TOC) byly stanoveny pomocí analyzátoru TOC Analyzer FORMA CS<sup>HT</sup>. Díky tomu, že byla měřena frakce pod sítím GFC a nefiltrovaný vzorek, bylo možné stanovit i nerozpuštěný a rozpuštěný organický uhlík (POC, DOC).

Analytická koncovka u stanovení kationtů a aniontů byla prováděna v laboratořích Zemědělské fakulty JÚ v Českých Budějovicích a Enki o.p.s. Třeboň.

U vybraných povodí Bedřichovského a Paseckého potoka byly výsledné hodnoty koncentrací jednotlivých iontů přepočteny na čistý odtok látek pomocí dat o průtocích. Data byla získána z automatických měřicích stanic Fiedler–Mágr umístěných v závěrových profilech těchto povodí.

#### 5.1.2.6 Zpracování meteorologických dat

Lokální klimatické podmínky byly charakterizovány stanovením P-E poměru (1) a P-E indexu (2) s využitím datové řady z automatické měřicí stanice ČHMÚ Staré Hutě u Hojné Vody (nejbližší k území řešených

subpovodí), zahrnující průměrné měsíční teploty a srážky od roku 1980 do roku 2007.

$$\text{P-E ratio} = 11.5 \left( \frac{P}{T - 10} \right)^{10/9}, \quad (1)$$

kde P jsou normální měsíční srážky vyjádřené v palcích a T je průměrná měsíční teplota převedená na °F (Fahrenheit). (Pro všechny teploty nad 28.4°F je počítána teplota 28.4°F, pro P-E poměr vyšší než 40 je počítána hodnota 40.)

$$\text{P-E index} = 10 \sum_{n=1}^{12} (\text{P-E index})_n, \quad (2)$$

P-E index představuje desetinásobek sumy měsíčního P-E poměru (Glickman, 2000).

P-E (precipitation-evaporation) index je vyjádřením efektivní průměrné roční srážky, jež je měřítkem dlouhodobé srážkové účinnosti (Glickman, 2000). Thornthwaite (1931) ve své práci stanovil kvantitativní výpočet aridity. Na základě P-E indexu rozdělil zemské oblasti na: (A) deštivé nebo též deštný les; (B) humidní nebo též lesní; (C) subhumidní nebo též travinné (D) semiaridní neboli stepní; (E) aridní neboli pouštní. Předpokládané změny klimatu by se měly v našem území projevit posunem z oblasti B do oblasti C, tedy subhumidní.

#### 5.1.2.7 Výpočet uhlíkové zásoby (Cpool)

Výpočet celkové zásoby půdního uhlíku v povodí byl proveden ve třech následujících krocích:

1. Obsah SOM byl přepočten na SOC podle empirického konverzního faktoru 1,666 (viz kapitola 5.1.2.2).
2. Průměrná zásoba SOC jednotlivých biotopů (3) byla přepočtena na hodnotu Cpool podle vzorce (Meersmans et al., 2011):



$$C_{pool} = \rho \frac{SOC}{1000} h \left( 1 - \frac{G}{100} \right) \quad (3)$$

kde  $C_{pool}$  je zásoba SOC přepočtená na jednotku plochy ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ), SOC je koncentrace SOC ( $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ),  $\rho$  je objemová hmotnost jemnozeme ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ),  $h$  je hloubka půdní vrstvy (0,15 m) a  $G$  je obsah hrubozrnných částic 0,25 – 2 mm (%).

3. Jak vyplývá z rovnice (3), hodnoty  $C_{pool}$  byly počítány pro průměrnou hloubku 15 cm svrchní půdní vrstvy, stejnou pro všechny biotopy. Reálná hloubka půdní vrstvy je však v závislosti na půdním typu jednotlivých biotopů rozdílná. Aby výsledná hodnota  $C_{pool}$  odpovídala reálným podmínkám v povodí, byla provedena korekce hloubky svrchní půdní vrstvy (vycházelo se z údajů BPEJ): u orné půdy na hloubku 39 cm, u travních porostů na 30 cm a u lesního biotopu zůstala průměrná hodnota 15 cm.

4. Celková zásoba čistého C celého území byla spočtena z hodnot  $C_{pool}$  násobených plochou jednotlivých biotopů v subpovodích.

## 5.2 Metodiky experimentu na terénní stanici Vomáčka

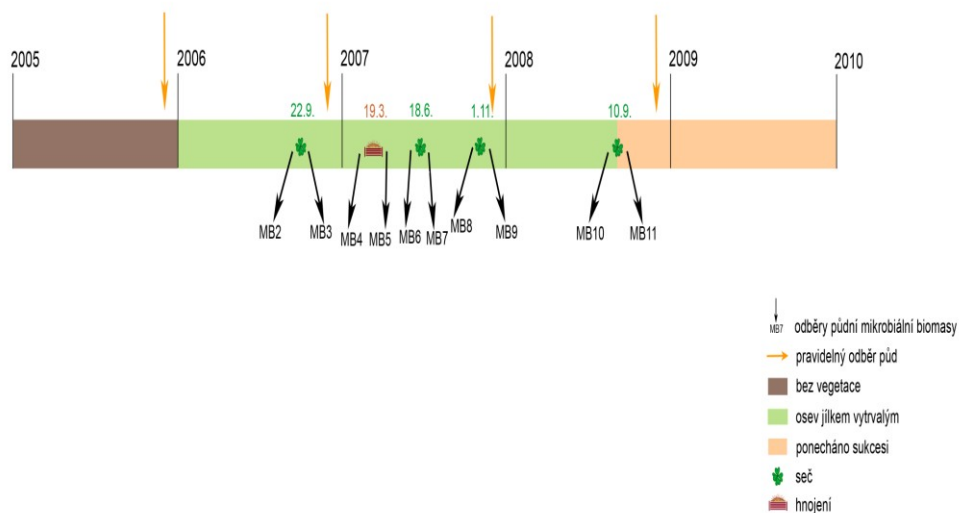
V průběhu sezóny 2005 bylo na terénní stanici ZF JU (Vomáčka) zahájeno dlouhodobé experimentální sledování vlivu změny vodního režimu na ztráty uhlíku a dalších látek. V rámci experimentu bylo simulováno odvodnění/zamokření pozemků (viz schéma). Dále byly simulovány agrotechnické zásahy a sledovány meteorologické veličiny.

### 5.2.1 Instrumentace

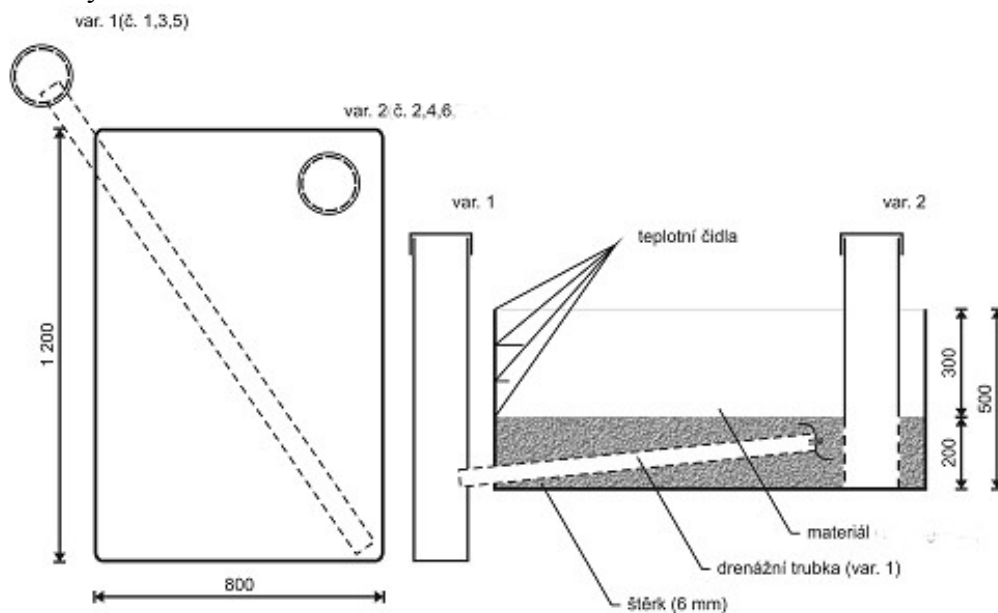
Experiment sestával ze šesti lyzimetrů vyplněných ornici (kambizem) pocházející ze zájmového území. Lyzimetry byly provedeny v uspořádání 3 odvodňované + 3 neodvodňované. Součástí každého lyzimetru byla šachta umožňující sledování výšky hladiny podzemní vody, manipulaci s podzemní vodou a odběr vzorků pro chemické analýzy. Odvodnění bylo simulováno čerpáním půdní vody mimo lyzimetr. Hladina podzemní vody byla měřena ode dna lyzimetru. Měření hladin a čerpání vody probíhalo pravidelně vždy v den odběru vzorků pro chemickou analýzu.

V každém z šesti lyzimetrů byla instalována čidla pro kontinuální měření půdní teploty ve vertikálním profilu po 10 centimetrech od povrchu půdy, s frekvencí záznamu 30 minut. Souběžně byly měřeny základní meteorologické veličiny v místě experimentu (teplota, vlhkost, rychlost a směr větru ve 2 m, srážky a dopadající záření).

Povrch substrátu byl v prvním roce experimentu mechanicky udržován bez vegetačního krytu, následně byly plochy osety jíllem vytrvalým (*Lolium perene*). Bylo sestaveno schéma simulace agrotechnického postupu při sledování růstových charakteristik nadzemní i podzemní biomasy pomocí standardních metod (Dykyjová a kol., 1989). Agrotechnické zásahy spočívaly v simulaci dvoufázové (2007) a jednorázové (2006, 2008) roční seče. Dalším zásahem bylo jednorázové jarní přihnojení NPK v dávce 50 g.m<sup>-2</sup> (2007). Od roku 2008 byly plochy ponechány bez zásahu.



Obrázek 5.2: Časová osa experimentu Vomáčka. Na ose jsou znázorněny jednotlivé časové etapy (přípravná etapa, agrotechnické zásahy a závěrečné klidové stádium). Kódy pod šipkami označují odběry pro stanovení mikrobiální biomasy.



Obrázek 5.3: Technické schéma experimentu. Schéma znázorňuje konstrukci lyzimetru s možností simulace odvodnění (varianta 1) a bez odvodnění (varianta 2). Dále je znázorněna mocnost materiálu (ornice), drenážní vrstvy a umístění teplotních čidel.

### 5.2.2 Vlastní metodický postup

Experiment byl zaměřen na sledování procesů sequestrace a mineralizace uhlíku v půdě při simulaci odvodňovaného (drenážovaného) a neodvodňovaného (přirozeného) režimu za kontrolovaných podmínek (přesně definované vstupy a výstupy). Současně byly hodnoceny závislosti na dalších faktorech, kterými jsou meteorologické podmínky a vliv vegetačního pokryvu.

V rámci experimentu byly prováděny chemické analýzy půdní vody a půdního výluhu, bylo stanoveno množství organické hmoty v půdě, množství organické hmoty v nadzemní biomase a množství organické hmoty kořenového systému. Byla zjišťována intenzita mikrobiální činnosti. Dále byla monitorována půdní teplota, výška hladiny spodní vody, množství odebrané vody a meteorologické charakteristiky místa (srážky, teploty, vlhkost, vítr, radiace).

Analýza půdních vod byla prováděna v pravidelných intervalech 1x za 4 týdny. U lyzimetrů č. 1, 3, 5 (simulace drenážního systému) byl zároveň zaznamenán objem odvedené půdní vody (kalibrovaná odměrná nádoba). Odebrané vzorky byly zpracovány v laboratoři, kde byly na základě standardních metod stanoveny následující parametry: v nefiltrovaném vzorku pH a vodivost, ve filtrátu obsah kationtů, aniontů, celkového dusíku, celkového fosforu (TN, TP), alkalita, TC, TIC a TOC.

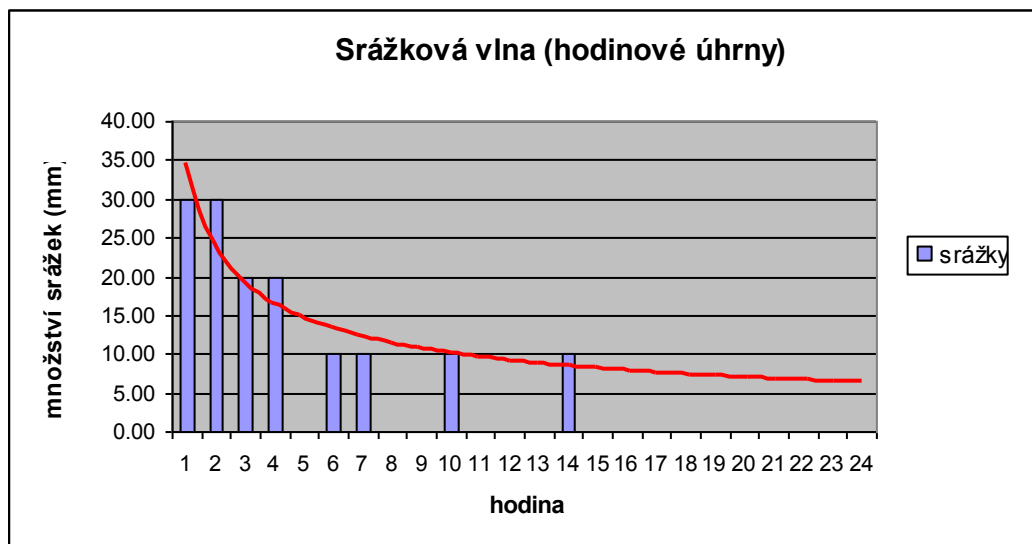
Odběry půdních vzorků pro chemickou analýzu byly prováděny 1x do roka, vždy na konci vegetační sezóny. V laboratoři byly stanovovány hodnoty aktivního pH ( $\text{pH}_w$ ), koncentrace aniontů a kationtů, výměnné kationty (Richter a kol. 1992) a EA (výměnná kyselost extrakcí KCl).

Odběry nadzemní a podzemní biomasy byly prováděny 1 -2x ročně v závislosti na stanovené agrotechnice. V laboratoři byla následně stanovena sušina pro určení čisté primární produkce. Dále byl stanoven obsah C v sušině.

Odběry půdních vzorků pro biologické analýzy byly prováděny 2-4x během let 2006 až 2008, a to v závislosti na jednotlivých agrotechnických zásadách (viz časová osa). Ve vzorcích bylo stanovováno C v mikrobiální biomase.

### 5.2.2.1 Experimentální simulace povodňových stavů

Součástí dlouhodobého experimentu byly i vložené krátkodobé (24 hodinové) experimenty, v nichž byly simulovány extrémní srážkové epizody. Tyto experimenty proběhly v září 2008 a v březnu 2009. Vložený 24-hodinový experiment byl proveden v obou termínech za stejných podmínek. Rozložení simulované srážkové vlny je patrné z grafu 5.2.



Graf 5.2: Hodinový průběh simulované srážkové vlny

Cílem vložených experimentů bylo monitorovat změny ve fyzikálně chemických parametrech půdních vod na plochách travních porostů ovlivněných drenážním systémem při průběhu extrémních srážkových epizod. Pro tyto účely byla použita zachycená srážková voda, jež byla svedena do 1000 l cisterny (příloha obr. 4). Tento objem umožňoval dosáhnout simulované srážkové situace odpovídající úrovni srážek 140 mm během 24 hodin. Jednotlivé plochy byly kropeny ručně pomocí 10-litrových kalibrovaných kropicích konví (příloha obr. 5, 6). Kropení bylo rozloženo tak, aby odpovídalo rychlému nástupu srážek s delším doběhem. Při začátku experimentu bylo kropeno třikrát za hodinu, po dvou hodinách se frekvence zmenšila na dvakrát za hodinu. Po dalších dvou hodinách se interval prodloužil postupně na dvě a posléze až tři hodiny do vyčerpání zásoby naakumulované srážkové vody.

K odběru vzorků posloužily automatické samplery, nastavené na interval jedné hodiny, osazené k odběrným sondám kádí č. 2 a 3 (příloha obr. 3). Odebráno bylo celkem 2 x 24 vzorků o objemu 400 ml. Zároveň probíhalo v pravidelných hodinových intervalech odčerpávání půdní vody z lyzimetrů č. 1, 3, 5.

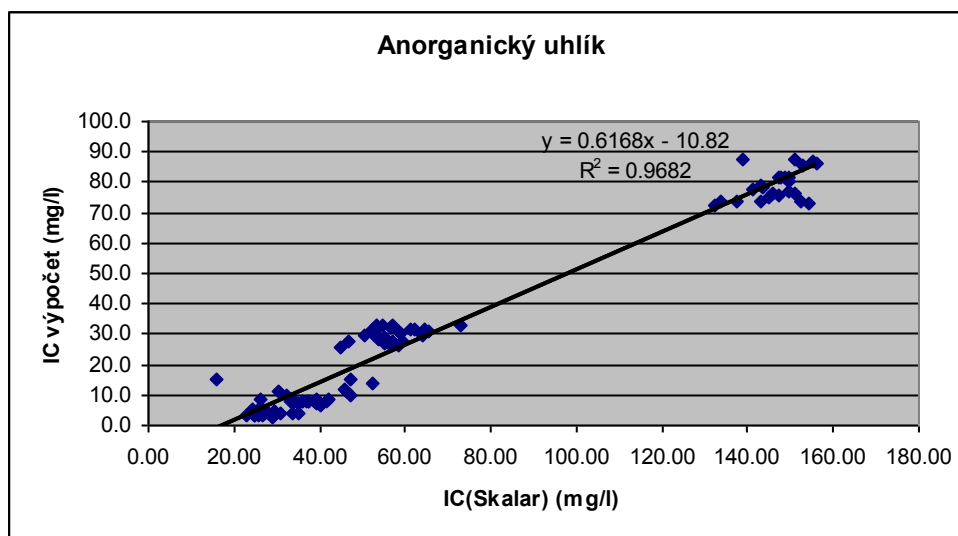
Vzorky byly bezprostředně po skončení experimentu transportovány k laboratornímu zpracování. Vyhodnocovány byly fyzikálně-chemické parametry popsané v kapitole 5.1.2.5.

### 5.2.3 Detailní popis metod

#### 5.2.3.1 Chemická analýza půdní vody

V nefiltrovaném vzorku bylo změřeno pH a vodivost (WTW Multi Lab P5). Z celkového vzorku byly odděleny vakuovou filtrací frakce rozpuštěných látek od látek v partikulích přes filtr Whatman GF/C (1,2  $\mu\text{m}$ ). Následně byla ve filtrátu určena koncentrace kationtů (AAS technologií), aniontů, TN, TP (FIA star 5012; FIA star 5000), celková alkalita, a dále TC, IC, TOC, TN (TOC Analyzer FORMA CS<sup>HT</sup>).

Při hodnocení iontové bilance byly použity koncentrace hlavních kationtů ( $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  a  $\text{Ca}^{2+}$ ) a aniontů ( $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{PO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  a  $\text{HCO}_3^-$ ). Hodnoty  $\text{HCO}_3^-$  byly vypočteny ze změřeného pH a celkové alkality. Kontrola správnosti výpočtu  $\text{HCO}_3^-$  byla provedena pomocí korelace mezi vypočtenou hodnotou IC (koncentrací uhličitánů) a kontrolní hodnotou IC měřenou přímo na CN analyzátoru. Rozdíl v absolutních hodnotách je způsoben interferencí  $\text{SO}_4^{2-}$  a  $\text{Ca}^{2+}$  iontů (Pitter, 1990).



Graf 5.3: Korelace vypočtených a změřených hodnot IC.

Hrubá data byla filtrována prostřednictvím metody CB errors. Hodnoty vyšší než  $\pm 10\%$  proti vyrovnané iontové bilanci byly vyselektovány (Güler, 2002).

### 5.2.3.2 Odběry biomasy

U travního porostu byla 2x za rok simulována seč zahradnickými nůžkami. Nadzemní rostlinná biomasa byla odebírána z celé plochy jednotlivých lyzimetrů. Na ploškách lyzimetrů bylo ponecháno strniště ve výšce 1 cm. K transportu vzorků do laboratoře byly použity velké polyetylenové pytle.

Odběr podzemní biomasy byl prováděn 1-2x ročně (uprostřed a v závěru vegetační sezóny) ve třech opakováních na každý lyzimetr, pomocí metody vrůstových kontejnerů. Kontejner tvořil plastový košík o objemu 10 cm<sup>3</sup>. Kontejner naplněný zeminou byl ponechán v půdním profilu po celou vegetační sezónu, následně bylo stanoveno množství kořenů, které vrostly do daného objemu kontejneru. Toto množství kořenů představuje přírůstek kořenů za určitý časový interval a suma těchto intervalových přírůstků se považuje za velikost roční produkce (Rychnovská 1987).

### 5.2.3.3 Stanovení biomasy

Sušina nadzemní rostlinné biomasy byla stanovena po vysušení do konstantní hmotnosti při teplotě 70 °C. Hodnoty sušiny byly následně přepočítány na g.m<sup>-2</sup>.

Podzemní biomasa byla oddělena od půdních částic vymýváním proudem vody po předchozím 24-hodinovém namočení. Sušina podzemní biomasy byla stanovena stejným způsobem jako u nadzemní biomasy. Výsledné hodnoty byly opětovně přepočítány na g.m<sup>-2</sup>.

### 5.2.3.4 Odběry vzorků pro půdní chemické a biologické analýzy

Z vrchních 15 cm půdy byl odebírán průměrný smíšený vzorek (tři náhodné vrty na lyzimetr) o hmotnosti 0,5 kg. Vzorek byl transportován v PET sáčcích. Vzorek byl vysušen na vzduchu bez přímého účinku slunečních paprsků. Půda byla následně prosáta sítím s velikostí ok 2 mm a homogenizována.

### 5.2.3.5 Stanovení organické hmoty v půdě

Obsah organických látek v půdě byl stanoven jako ztráta žiháním (Horáček et al., 1994). Detailní postup přípravy vzorků byl popsán v kapitole 5.1.2.1.

### 5.2.3.6 Půdní chemické analýzy

Bylo stanoveno půdní pH, výměnná kapacita (EA), byl proveden výpočet kationtové výměnné kapacity (CEC), výměnných bazických kationtů (EBC) a bazického nasycení (BS) (detailně popsáno v kapitole 5.1.2.4), Cox, zrnitostního složení (G) a měrné hmotnosti ( $\rho$ ). Analýza byla provedena jednorázově na konci prvního roku experimentu (příloha tab. 2).

### 5.2.3.7 C půdní mikrobiální biomasy ( $C_{mic}$ )

K určení půdní mikrobiální biomasy byla použita fumigační extrakční metoda (Vance, 1987a).

Vzorky vlhké půdy o hmotnosti 20 g byly rozděleny do dvou paralelních vzorků (oba po 10 g). Nefumigovaná kontrola byla vložena do 100 ml skleněných lahví, extrahována 40 ml 0,5 M  $K_2SO_4$  (poměr půda/extraktant 1:4) a protřepávána po dobu 45 minut. Extrakt byl filtrován přes filtrační papír (Whatman No 42). Vzorky určené k fumigaci (taktéž ve 100 ml skleněných lahvích) byly vloženy do exsikátoru. Do exsikátoru byla dále vložena miska s 25 ml chloroformu (ethanolu prostého) a několik varných skleněných či porcelánových kuliček. Následně byl exsikátor evakuován, dokud nedosáhl  $CHCl_3$  varu, pak bylo pokračováno ještě další dvě minuty. Poté se chloroformové páry nechaly působit v temnu při teplotě 25°C po dobu 24 hodin. Po fumigaci byl chloroform odstraněn opakovaným odsáváním (6-8 krát) a půda byla extrahována stejným způsobem jako kontrolní nefumigovaný vzorek. Uhlík obsažený v půdním extraktu byl analyzován pomocí dichromanové oxidace. Pro přepočet  $C_{mic}$  byl použit konverzní faktor 2,64 (Vance, 1987a).

## 5.3 Výsledné zpracování dat

Naměřená data byla zpracována v programu Statistica CZ 6. V rámci základní popisné statistiky byl stanoven průměr, medián, minimum, maximum, rozpětí, rozptyl, směrodatná odchylka a střední chyba průměru. Pro další zpracování byla použita vícerozměrová analýza rozptylu (Anova). Byly testovány efekty roku odběru (2001 a 2007), kategorie využití území (les, TTP, orná půda) a půdní vrstvy (A, B, C). Rozdíly mezi jednotlivými variantami určenými kombinací roku odběru, kategorií využití území a půdní vrstvou byly testovány pomocí Tukeyho post-hoc testu na hladině



pravděpodobnosti  $p \leq 0,05$ . Stejným způsobem byly též testovány rozdíly v hodnotách pH a výměnných kationtů.

Pro zpracování výsledků experimentu Vomáčka byla použita vícerofaktorová Anova při opakovaných měřeních, testováno pomocí Wilksova testu. Testovány byly rozdíly v hodnotách TC, IC, TOC mezi odvodněnými a neodvodněnými plochami, dále rozdíly mezi letní a zimní sezónou v jednotlivých letech experimentu (2005-2009).

Hydrochemická data, včetně stanovení obsahu uhličitánů, hlavních iontů a iontové bilance, byla zpracována a vizualizována v programu RockWare AqQA 1.1.1. Celkový výsledek je zobrazen v Piperových diagramech (Piper, 1944). Tyto diagramy jsou tvořeny kosočtvercovým grafem doplněným dvěma trojúhelníkovými. Protější strany kosočtverce vyjadřují reverzní vztah dvojmocných kationtů k jednomocným kationtům a hydrogenuhličitanových aniontů k síranům s chloridy. Trojúhelníkové grafy potom doplňují poměry řídících iontů (Ca ku Mg a Cl ku  $\text{SO}_4$ ). Výsledek umožňuje rychlou a přehlednou orientaci v chemickém charakteru zkoumaných vod.

## 6. VÝSLEDKY

### 6.1. Výsledky měření in situ v povodí Stropnice

#### 6.1.1 Obsah SOC, WSOC, pH a dostupných bazických kationtů

Výsledky statistického hodnocení dat SOC jsou uvedeny v tabulce 6.1. Výsledky jednorozměrných testů významnosti ANOVA pro jednotlivá povodí, kategorie a půdní vrstvy jsou součástí přílohy (tabulka 3).

Nejvyšší obsah SOC (9 až 23 %) byl zjištěn ve svrchní vrstvě lesních půd. V lesních půdách byl také nejvýraznější vertikální gradient v obsahu SOC. Rozdíly v obsahu SOC mezi vrstvami A a C byly průkazné v roce 2001 na všech povodích, v roce 2007 na třech povodích ze čtyř. Za sledované období se obsah SOC ve svrchní vrstvě lesních půd snížil. Statisticky významný je však tento pokles pouze v povodí Paseckého potoka ( $p = 0,014$ ).

Obsah SOC na orné půdě se pohyboval v rozmezí 2,4 až 5,2 %. Ze všech tří typů využití území měla orná půda nejvyrovnanější obsah SOC. To platí jak pro vertikální profil, tak pro srovnání studovaných let. Průkazný rozdíl v SOC ve vertikálním profilu byl zjištěn pouze v povodí Váčkového potoka. Nebyla zjištěna průkazná změna mezi roky 2001 a 2007.

Hodnoty obsahu SOC u trvalých travních porostů se pohybovaly od 2,4 do 7,2 %. Byly poněkud vyšší ve srovnání s ornou půdou. U dvou povodí ze tří byly zjištěny průkazné rozdíly v SOC na vertikálním gradientu. Za studované rozmezí let 2001-2007 se hodnoty obsahu SOC ve všech půdních vrstvách na všech povodích snížily, nicméně statisticky neprůkazně.

Tabulka 6.1: Obsah SOC (%) v letech 2001 a 2007 pro jednotlivá povodí, kategorie využití území a půdní vrstvy. Rozdílná malá písmena (a,b,c) značí statisticky průkazné rozdíly mezi půdními vrstvami. Znak \* a tučné písmo představuje statisticky významnou změnu mezi lety 2001 a 2007.

SOC (%)													
povodí	vrstva	Les				Orná půda				TTP			
		2001		2007		2001		2007		2001		2007	
Bedřichovský	A	21,54	a	12,23	a	3,00	a	3,89	a	5,26	a	4,71	a
	B	5,81	b	5,29	ab	2,94	a	3,35	a	3,42	a	3,37	a
	C	3,97	b	3,31	b	2,38	a	3,00	a	2,70	a	2,46	a
Pasecký	A	<b>23,18</b>	a	<b>11,19</b>	a	*				7,12	a	6,98	a
	B	10,44	b	6,11	a					4,72	ab	4,34	ab
	C	5,23	c	5,77	a					3,14	b	2,90	b
Váčkovský	A	11,57	a	8,92	a	3,27	a	3,60	a				
	B	4,13	b	2,89	b	3,40	a	2,94	ab				
	C	2,28	c	2,07	b	2,83	a	2,45	b				
Veverský	A	13,21	a	9,49	a	3,62	a	4,18	a	6,16	a	5,41	a
	B	4,05	b	4,16	b	3,90	a	5,19	a	3,24	ab	3,00	ab
	C	2,65	b	2,78	b	3,12	a	3,59	a	2,50	b	2,40	b

Půdní vrstvy: A: 0 - 15 cm, B: 15 - 30 cm, C: 30 - 45cm.

Výsledky statistického hodnocení dat WSOC jsou uvedeny v tabulce 6.2. Výsledky jednorozměrných testů významnosti ANOVA pro hodnoty WSOC jsou součástí přílohy (tabulka 4).

Nejvyšší obsah WSOC (131 až 285 mg/l) byl zjištěn ve svrchní vrstvě lesních půd. V lesních půdách byl také, obdobně jako u obsahu SOC, nejvýraznější vertikální gradient v obsahu WSOC. Rozdíly v obsahu WSOC mezi vrstvami A, B a C byly průkazné v roce 2001 i 2007 na všech povodích, s výjimkou povodí Paseckého potoka v roce 2007. Za sledované období se obsah WSOC ve svrchní vrstvě lesních půd průkazně snížil v povodí Paseckého potoka ( $p = 0,044$ ). Ve spodních vrstvách (zejména ve vrstvě C) bylo mezi lety 2001 a 2007 možno vysledovat tendenci ke zvýšení obsahu WSOC. Ke statisticky významnému zvýšení obsahu WSOC ( $p < 0,001$ ) došlo u Veverského potoka u spodních vrstev B a C.

Obsah WSOC v orné půdě se pohyboval v rozmezí (18,5 až 64 mg/l). Orná půda měla nejvyrovnanější obsah WSOC mezi všemi půdními vrstvami. Mezi roky 2001 a 2007 došlo ke zvýšení obsahu WSOC v celém profilu na všech sledovaných povodích. Statisticky významné bylo zvýšení obsahu WSOC v povodí Bedřichovského a Váčkového potoka.

Hodnoty obsahu WSOC u trvalých travních porostů byly poněkud vyšší ve srovnání s ornou půdou (18,3 až 90 mg/l). U dvou povodí ze tří byly zjištěny průkazné rozdíly ve WSOC mezi půdní vrstvou A a C v roce 2001. V roce 2007 nebyl vyvinut vertikální profil obsahu WSOC v povodí Bedřichovského a Veverského potoka. Za sledované období let 2001-2007 se obsah WSOC zvýšil v celém zkoumaném půdním profilu. Statisticky průkazné bylo toto zvýšení v povodí Bedřichovského potoka u spodních půdních vrstev B a C.

Tabulka 6.2: Obsah WSOC (mg/l) v letech 2001 a 2007 pro jednotlivá povodí, kategorie využití území a půdní vrstvy. Rozdílná malá písmena (a,b,c) značí statisticky průkazné rozdíly mezi půdními vrstvami. Znak \* a tučné písmo představuje statisticky významnou změnu mezi lety 2001 a 2007.

WSOC (mg/l)															
Povodí	vrstva	Les				Orná půda				TTP					
		2001		2007		2001		2007		2001		2007			
Bedřichovský	A	262,78	a	205,00	a	<b>20,74</b>	a	<b>64,62</b>	a	*	36,26	a	70,02	a	
	B	61,66	b	62,66	b	<b>21,54</b>	a	<b>59,36</b>	a	*	<b>26,80</b>	a	<b>69,80</b>	a	*
	C	24,76	c	33,41	c	<b>18,52</b>	a	<b>54,72</b>	a	*	<b>18,31</b>	a	<b>59,57</b>	a	*
Pasecký	A	<b>285,72</b>	a	<b>141,67</b>	a	*					77,70	a	87,08	a	
	B	134,37	b	79,12	a						36,85	ab	79,95	ab	
	C	44,43	c	64,22	a						25,44	b	65,75	b	
Váčkovský	A	131,42	a	141,51	a	<b>24,83</b>	a	<b>51,49</b>	a	*					
	B	38,13	b	30,49	bc	<b>23,70</b>	a	<b>48,35</b>	a	*					
	C	18,23	c	25,42	c	<b>21,74</b>	a	<b>44,19</b>	a	*					
Veverský	A	212,66	a	177,13	a	31,32	a	51,68	a		61,15	a	89,96	a	
	B	<b>40,90</b>	b	<b>92,83</b>	b	*	31,92	a	50,47	a	31,60	ab	59,96	a	
	C	<b>16,48</b>	c	<b>47,87</b>	c	*	23,70	a	47,62	a	21,04	b	47,39	a	

Půdní vrstvy: A: 0 - 15 cm, B: 15 - 30 cm, C: 30 - 45cm.

Výsledky statistického hodnocení pH jsou uvedeny v tabulce 6.3. Výsledky jednorozměrných testů významnosti ANOVA pro hodnoty pH jsou součástí přílohy (tabulka 5).

Hodnoty pH se u lesních půd pohybovaly v rozmezí 3,86 až 5,62. Při porovnání hodnot pH jednotlivých půdních vrstev v lese se ukázaly průkazné rozdíly mezi svrchní vrstvou A, (případně svrchními vrstvami A, B v povodí Paseckého a Veverského potoka) a spodní vrstvou C (případně spodními vrstvami B, C v povodí Bedřichovského a Váčkového potoka) v roce 2001. Oproti tomu v roce 2007 nebyla zjištěna průkazná vertikální diference. Mezi roky 2001 a 2007 došlo ke zvýšení hodnoty pH ve svrchních vrstvách A a B ve všech povodích. Statisticky průkazné bylo toto zvýšení pouze v povodí Paseckého potoka ( $p = 0,009$ ) ve spodní vrstvě B.

Hodnoty pH na orné půdě se pohybovaly v úzkém rozmezí 6 - 7. Neprokázaly se rozdíly mezi jednotlivými půdními vrstvami v žádném ze studovaných povodí. Mezi lety 2001 a 2007 nedošlo ke změně hodnot pH ani v jednom ze čtyř povodí.

Hodnoty pH v půdě trvalých travních porostů se pohybovaly od 5,36 do 6,7. Obdobně jako na orné půdě se neprokázaly rozdíly mezi jednotlivými půdními vrstvami, a to v žádném ze studovaných povodí. Mezi lety 2001 a 2007 byl sledován trend k okyselování ve všech povodích. Snížení pH bylo statisticky průkazné pouze ve spodní vrstvě C v povodí Veverského potoka.

Tabulka 6.3: Hodnoty pH v letech 2001 a 2007 pro jednotlivá povodí, kategorie využití území a půdní vrstvy. Rozdílná malá písmena (a,b,c) značí statisticky průkazné rozdíly mezi půdními vrstvami. Znak \* a tučné písmo představuje statisticky významnou změnu mezi lety 2001 a 2007.

pH													
povodí	vrstva	Les				Orná půda				TTP			
		2001		2007		2001		2007		2001		2007	
Bedřichovský	A	3,86	a	4,37	a	6,40	a	6,13	a	6,46	a	6,23	a
	B	4,65	bc	5,00	a	6,68	a	6,04	a	6,52	a	6,00	a
	C	5,28	c	4,85	a	6,63	a	6,10	a	6,50	a	5,67	a
Pasecký	A	3,95	a	4,62	a					6,34	a	6,43	a
	B	<b>4,41</b>	ab	<b>5,37</b>	a	*				6,58	a	6,09	a
	C	5,02	b	5,48	a					6,54	a	6,31	a
Váčkovský	A	3,95	a	4,51	a	6,61	a	6,61	a				
	B	4,84	bc	5,22	a	6,53	a	6,73	a				
	C	5,42	c	5,33	a	6,63	a	6,64	a				
Veverský	A	4,29	a	4,41	a	7,06	a	6,65	a	6,70	a	5,57	a
	B	5,13	ab	4,95	a	6,88	a	6,60	a	6,54	a	5,76	a
	C	5,62	b	5,29	a	6,69	a	6,33	a	<b>6,68</b>	a	<b>5,36</b>	a

Půdní vrstvy: A: 0 - 15 cm, B: 15 - 30 cm, C: 30 - 45cm.

Výsledky statistického hodnocení dat obsahu bazických kationtů (BC) jsou uvedeny v tabulce 6.4. Výsledky jednorozměrných testů významnosti ANOVA pro hodnoty bazických kationtů jsou součástí přílohy (tabulky 6 - 9).

Nejvyšší hodnoty BC ( $\text{Ca}^{2+}$  6 až 64 mg/l,  $\text{Mg}^{2+}$  2 až 10 mg/l,  $\text{K}^+$  5 až 11 mg/l) byly u lesních půd zjištěny ve svrchní půdní vrstvě. V lesních půdách byl také nejvýraznější vertikální gradient v obsahu BC, s výjimkou  $\text{Na}^+$ . Rozdíly v obsahu BC zejména mezi vrstvami A a C byly průkazné v roce 2001 na všech povodích. V roce 2007 se vertikální gradient výrazně neprojevil. Za sledované období se obsah BC ve svrchní vrstvě lesních půd výrazně snížil ve svrchních půdních vrstvách. Statisticky průkazné bylo snížení obsahu  $\text{Ca}^{2+}$  a  $\text{Na}^+$  ve třech ze čtyř zkoumaných povodí.

Obsah BC na orné půdě se u jednotlivých kationtů pohyboval v rozmezí ( $\text{Ca}^{2+}$  61 až 120 mg/l,  $\text{Mg}^{2+}$  2,8 až 6 mg/l,  $\text{K}^+$  4,5 až 12 mg/l,  $\text{Na}^+$  1 až 3,6 mg/l). U orné půdy se neprokázal vertikální gradient půdních vrstev pro žádný ze sledovaných roků. Nebyly zjištěny průkazné rozdíly v hodnotách BC mezi roky 2001 a 2007 s výjimkou poklesu hodnot  $\text{Na}^+$  v povodí Veverského potoka.

Obsah BC u trvalých travních porostů se u jednotlivých kationtů pohyboval v rozmezí ( $\text{Ca}^{2+}$  16 až 138 mg/l,  $\text{Mg}^{2+}$  1,6 až 15,7 mg/l,  $\text{K}^+$  2,3 až 18,5 mg/l,  $\text{Na}^+$  1 až 4,15 mg/l). Obdobně jako u orné půdy se ani u TTP neprokázal vertikální gradient půdních vrstev pro žádný ze sledovaných roků. Nebyly zjištěny průkazné rozdíly v hodnotách BC mezi roky 2001 a 2007 s výjimkou poklesu hodnot  $\text{Na}^+$  (statisticky signifikantní ve dvou ze třech povodí).

Lze konstatovat, že k zásadním ztrátám bazických kationtů došlo v lese ve svrchní půdní vrstvě A ve všech sledovaných povodích s výjimkou Veverského potoka.



Tabulka 6.4: Obsah kationtů (mg/l) v letech 2001 a 2007 pro jednotlivá povodí, kategorie využití území a půdní vrstvy. Rozdílná malá písmena (a,b,c) značí statisticky průkazné rozdíly mezi půdními vrstvami. Znak \* a tučné písmo představuje statisticky významnou změnu 2001 a 2007.

Ca (mg/l)														
povodí	vrstva	Les				Orná půda				TTP				
		2001		2007		2001		2007		2001		2007		
Bedřichovský	A	<b>28,35</b>	a	<b>9,14</b>	a	*	69,62	a	62,30	a	96,73	a	78,55	a
	B	<b>11,30</b>	ab	<b>3,88</b>	ab	*	69,99	a	68,45	a	74,80	a	75,43	a
	C	7,45	b	3,05	b		61,02	a	52,58	a	58,52	a	44,25	a
Pasecký	A	<b>64,03</b>	a	<b>14,54</b>	a	*					138,15	a	110,46	a
	B	14,92	bc	5,62	a						66,83	a	55,56	a
	C	4,42	c	5,35	a						49,62	a	51,67	a
Váčkovský	A	<b>27,89</b>	a	<b>6,03</b>	a	*	71,60	a	75,25	a				
	B	8,66	ab	4,07	a		81,55	a	60,42	a				
	C	6,96	b	9,57	a		67,92	a	72,11	a				
Veverský	A	26,64	a	38,56	a		80,39	a	110,08	a	105,99	a	77,96	a
	B	6,86	a	10,85	a		84,02	a	109,29	a	45,85	a	30,77	a
	C	7,08	a	15,67	a		82,38	a	120,17	a	37,95	a	16,17	a
Mg (mg/l)														
Bedřichovský	A	5,99	a	2,90	a		3,59	a	3,45	a	7,84	a	7,88	a
	B	1,95	ab	0,95	bc		3,60	a	3,29	a	4,91	a	3,88	a
	C	1,50	b	0,63	c		2,92	a	2,78	a	3,37	a	1,62	a
Pasecký	A	<b>10,11</b>	a	<b>3,63</b>	a	*					10,66	a	5,79	a
	B	3,21	bc	1,74	a						3,37	ab	2,90	a
	C	1,18	c	1,58	a						2,12	b	2,08	a
Váčkovský	A	3,39	a	1,91	a		4,11	a	4,14	a				
	B	1,41	bc	0,69	bc		4,37	a	3,81	a				
	C	<b>0,97</b>	c	<b>0,46</b>	c	*	3,29	a	2,88	a				
Veverský	A	5,62	a	6,18	a		5,92	a	4,86	a	15,67	a	8,00	a
	B	1,26	bc	2,94	a		5,70	a	4,63	a	4,23	a	3,93	a
	C	0,97	c	3,73	a		4,56	a	4,43	a	2,52	a	2,18	a

Půdní vrstvy: A: 0 - 15 cm, B: 15 - 30 cm, C: 30 - 45cm.

Tabulka 6.4 (Pokračování): Obsah kationtů (mg/l) v letech 2001 a 2007 pro jednotlivá povodí, kategorie využití území a půdní vrstvy. Rozdílná malá písmena (a,b,c) značí statisticky průkazné rozdíly mezi půdními vrstvami. Znak \* a tučné písmo představuje statisticky významnou změnu 2001 a 2007.

K (mg/l)																
Povodí	vrstva	Les				Orná půda				TTP						
		2001		2007		2001		2007		2001		2007				
Bedřichovský	A	10,02	a	7,94	a	8,96	a	7,30	a	9,03	a	18,48	a			
	B	3,32	ab	3,47	a	7,97	a	7,10	a	4,77	a	7,94	a			
	C	2,67	b	2,87	a	7,12	a	5,59	a	3,56	a	3,12	a			
Pasecký	A	11,29	a	4,98	a					11,23	a	16,58	a			
	B	4,70	ab	3,33	a					4,23	a	6,14	a			
	C	3,03	b	3,31	a					4,52	a	9,16	a			
Váčkový	A	6,61	a	4,98	a	9,78	a	7,02	a							
	B	2,09	b	2,45	a	6,65	a	6,62	a							
	C	2,35	b	1,90	a	5,60	a	6,26	a							
Veverský	A	7,54	a	6,61	a	6,52	a	11,93	a	7,09	a	6,10	a			
	B	3,72	b	4,22	ab	6,16	a	6,67	ab	3,19	a	2,95	ab			
	C	2,88	b	3,31	b	4,94	a	4,51	b	2,64	a	2,32	b			
Na (mg/l)																
Bedřichovský	A	<b>4,22</b>	a	<b>1,39</b>	a	*	2,02	a	1,00	a	2,23	a	1,06	a		
	B	2,52	a	1,24	a		2,25	a	1,22	a	2,59	a	1,05	a		
	C	2,82	a	1,06	a		2,11	a	1,19	a	2,01	a	1,07	a		
Pasecký	A	<b>4,35</b>	a	<b>2,10</b>	a	*				<b>4,15</b>	a	<b>2,08</b>	a	*		
	B	<b>4,36</b>	a	<b>1,99</b>	a	*				4,00	a	1,86	a			
	C	<b>3,84</b>	a	<b>1,84</b>	a	*				<b>3,52</b>	a	<b>1,35</b>	a	*		
Váčkový	A	2,97	a	2,70	a		2,75	a	2,34	a						
	B	1,25	a	2,79	a		2,19	a	3,12	a						
	C	2,88	a	2,70	a		3,23	a	2,49	a						
Veverský	A	<b>3,58</b>	a	<b>1,31</b>	a	*	<b>3,15</b>	a	<b>1,16</b>	a	*	<b>3,51</b>	a	<b>1,86</b>	a	*
	B	<b>3,58</b>	a	<b>1,29</b>	a	*	<b>3,11</b>	a	<b>1,21</b>	a	*	<b>3,15</b>	a	<b>1,67</b>	a	*
	C	<b>3,55</b>	a	<b>1,42</b>	a	*	<b>3,36</b>	a	<b>1,51</b>	a	*	<b>3,02</b>	a	<b>1,56</b>	a	*

### 6.1.2 Celková zásoba uhlíku (Cpool) v jednotlivých povodích

Vzhledem k tomu, že se mezi roky 2001 a 2007 změnil obsah SOC v půdách jednotlivých subpovodí, změnil se také průměrný obsah uhlíku v půdách těchto subpovodí (tabulka 6.5). Ke ztrátě uhlíku docházelo zejména na lesních půdách. Spoučasně se mírně snížil obsah SOC v travních ekosystémech a mírně vzrostl obsah uhlíku na orné půdě.

Tabulka 6.5: Průměrná zásoba uhlíku (Cpool, kg.m<sup>-2</sup>) v jednotlivých povodích. BE - Bedřichovský potok, PA - Pasecký potok, VA - Váčkový potok, VE - Veverský potok.

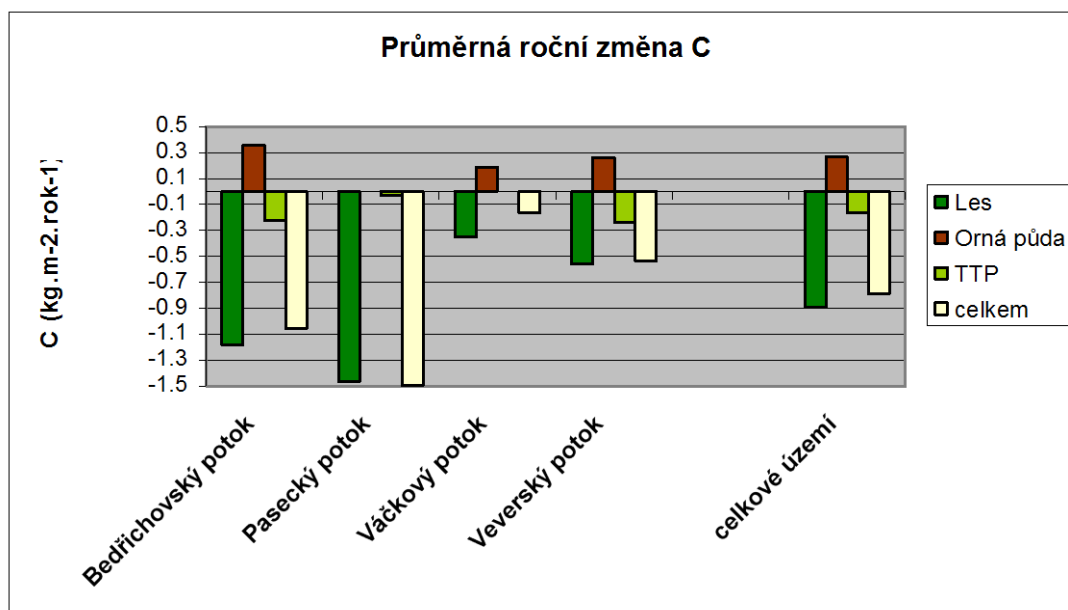
	Povodí							
	BE		PA		VA		VE	
	2001	2007	2001	2007	2001	2007	2001	2007
Les	15,11	8,02	18,95	10,15	7,13	5,03	11,25	7,90
Orná půda	7,68	9,80			11,00	12,13	12,53	14,10
TTP	11,83	10,47	14,52	14,35			11,82	10,39

Mezi roky 2001 a 2007 se celková zásoba C na orné půdě studovaných subpovodí zvýšila celkem o 6291 t. Nejvíce uhlíku přibylo v povodí Bedřichovského potoka, nejméně pak na Váčkovém potoce. U TTP došlo k úbytku o 2918 t. Nejvyšší ztráty byly zjištěny u lesních půd a představují 72753 t (tabulka 6.6).

Tabulka 6.6: Celková zásoba uhlíku Cpool (t) v jednotlivých povodích. BE - Bedřichovský potok, PA - Pasecký potok, VA - Váčkový potok, VE - Veverský potok.

	BE		PA		VA		VE		celkem	
	2001	2007	2001	2007	2001	2007	2001	2007	2001	2007
Les	61326	32524	39950	21398	9966	7025	75305	52846	186547	113794
Orná půda	11558	14751			8257	9106	17973	20223	37789	44080
TTP	9350	8277	12507	12356			14069	12376	35927	33009
celkem	82234	55552	52457	33754	18223	16131	107348	85446	260263	190883

K největším ztrátám uhlíku došlo v povodí Paseckého a Bedřichovského potoka (levostranné přítoky Stropnice), v průměru více než 1 kilogram z metru čtverečního za rok. Ztráty z povodí Váčkového a Veverského potoka (pravostranné přítoky Stropnice) činily v průměru 0,5 kg.m<sup>-2</sup>.rok<sup>-1</sup>. Překvapivý je průměrný roční přírůstek C na orné půdě na všech sledovaných povodích. Mírnou ztrátu vykázaly TTP. Celková záporná bilance C je způsobena ztrátou z lesních půd (graf 6.1).



Graf 6.1: Průměrná roční změna C (kg.m<sup>-2</sup>.rok<sup>-1</sup>) v jednotlivých povodí mezi lety 2001 a 2007.

### 6.1.3 Vzájemné vztahy mezi SOC, WSOC, pH a bazickými kationty

Mezi lety 2001 a 2007 došlo ke zvýšení podílu WSOC k celkovému SOC u všech sledovaných typů porostů (nejvíce vzrostl podíl WSOC na orné půdě), a to ve všech půdních vrstvách a ve všech povodích (tabulka 6.7). Z výsledků uvedených v tabulce a absolutních hodnot SOC a WSOC uvedených v uvedených v tabulkách 6.1 a 6.2 lze vyvodit, že:

1. obsah WSOC se snížil relativně méně než obsah SOC (platí pro les, vrstvu A)
2. obsah WSOC se zvýšil, zatímco obsah SOC se nezměnil (platí pro ornou půdu, pro všechny vrstvy)
3. obsah WSOC se zvýšil a současně se obsah SOC snížil (TTP, všechny půdní vrstvy)

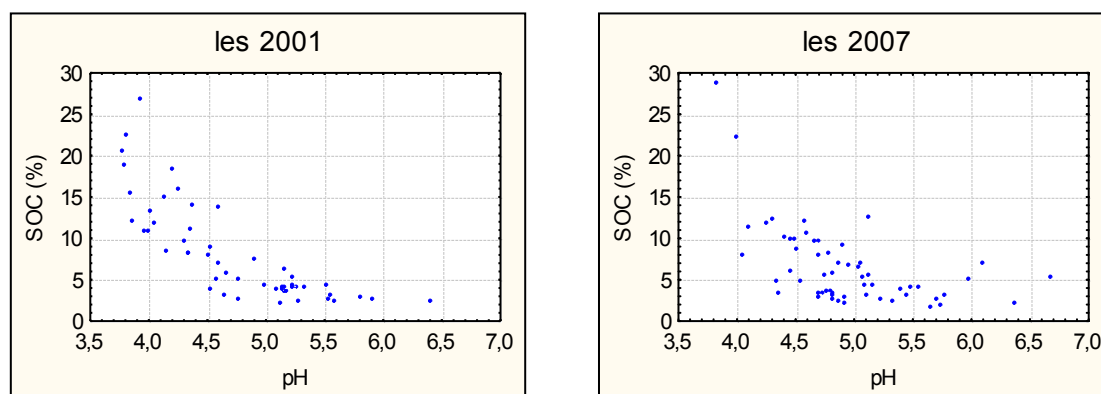
Celkový úbytek SOC ve svrchní půdní vrstvě lesa byl způsoben ztrátou jak stabilních, tak labilních forem SOC. Na orné půdě nedošlo ke změně celkového obsahu SOC, ale zvýšil se obsah labilních forem půdního uhlíku. Změna obsahu SOC na TTP byla způsobena ztrátou stabilních forem SOC.

Tabulka 6.7: Podíl obsahu WSOC/SOC v letech 2001 a 2007 pro jednotlivá povodí a kategorie využití území

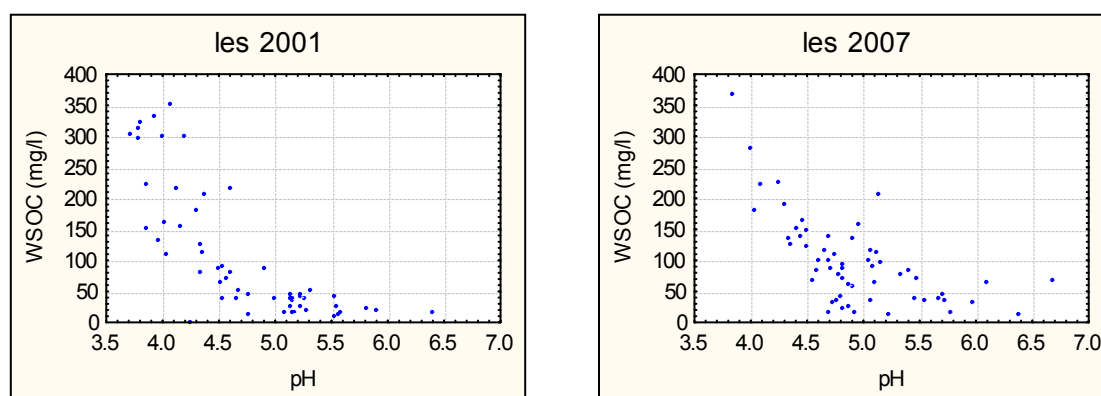
Povodí	Vrstva	Kategorie využití území					
		Les		Orná půda		TTP	
		2001	2007	2001	2007	2001	2007
Bedřichovský	A	2,44	3,35	1,38	3,33	1,38	2,97
	B	2,12	2,37	1,46	3,54	1,57	4,14
	C	1,25	2,02	1,56	3,64	1,36	4,85
Pasecký	A	2,46	2,53			2,18	2,49
	B	2,57	2,59			1,56	3,69
	C	1,70	2,23			1,62	4,54
Váčkovský	A	2,27	3,17	1,52	2,86		
	B	1,85	2,11	1,39	3,29		
	C	1,60	2,46	1,54	3,61		
Veverský	A	3,22	3,73	1,73	2,47	1,99	3,32
	B	2,02	4,46	1,64	1,95	1,95	4,00
	C	1,24	3,44	1,52	2,65	1,68	3,96

Půdní vrstvy: A: 0 - 15 cm, B: 15 - 30 cm, C: 30 - 45cm.

Vzájemnou závislost mezi pH a SOC, resp. WSOC u lesních půd ukazují grafy 6.2 a 6.3. Se zvyšující se hodnotou pH se snižoval obsah jak SOC, tak WSOC. Nápadný je úbytek vysokých hodnot obsahu SOC (nad 15 %) při nízkém pH ( $\text{pH} < 4$ ) mezi lety 2001 a 2007 u lesních porostů. Obdobně je tomu i u hodnot WSOC. U orné půdy ani TTP nebyla závislost mezi pH a SOC, resp. WSOC prokázána (data nejsou prezentována).



Graf 6.2: Závislost SOC:pH pro les v roce 2001 a 2007



Graf 6.3: Závislost WSOC:pH pro les v roce 2001 a 2007

Závislost jednotlivých kationtů a SOC (resp. WSOC) je uvedena souhrnně v tabulkách 6.8 a 6.9. Míra závislosti u orné půdy byla relativně nízká, nebyl zaznamenán posun mezi roky 2001 a 2007. Naopak u lesních porostů se za toto období výrazně snížila těsnost vztahů mezi obsahem hlavních kationtů (Ca, Mg) a SOC, resp. WSOC. Obdobný, i když méně výrazný trend byl zaznamenán pro WSOC na TTP.

Tabulka 6.8: Korelace obsahu bazických kationtů a SOC v letech 2001 a 2007 pro jednotlivé typy porostů. Statisticky průkazné vztahy jsou vyznačeny tučným písmem.

Kation	Kategorie využití území											
	Les				Orná půda				TTP			
	2001		2007		2001		2007		2001		2007	
	r <sup>2</sup>	p	r <sup>2</sup>	p	r <sup>2</sup>	p	r <sup>2</sup>	p	r <sup>2</sup>	p	r <sup>2</sup>	p
Ca	<b>0,670</b>	<b>&lt;0,001</b>	0,006	0,062	0,106	0,040	0,288	<b>&lt;0,001</b>	<b>0,468</b>	<b>&lt;0,001</b>	<b>0,423</b>	<b>&lt;0,001</b>
Mg	<b>0,775</b>	<b>&lt;0,001</b>	<b>0,112</b>	<b>0,011</b>	<b>0,248</b>	<b>0,001</b>	<b>0,157</b>	<b>0,010</b>	<b>0,353</b>	<b>&lt;0,001</b>	<b>0,271</b>	<b>0,003</b>
K	<b>0,756</b>	<b>&lt;0,001</b>	<b>0,644</b>	<b>&lt;0,001</b>	0,018	0,409	0,000	0,968	<b>0,596</b>	<b>&lt;0,001</b>	<b>0,313</b>	<b>0,001</b>
Na	0,087	0,029	0,132	0,006	0,034	0,256	0,085	0,062	0,140	0,042	0,107	0,073

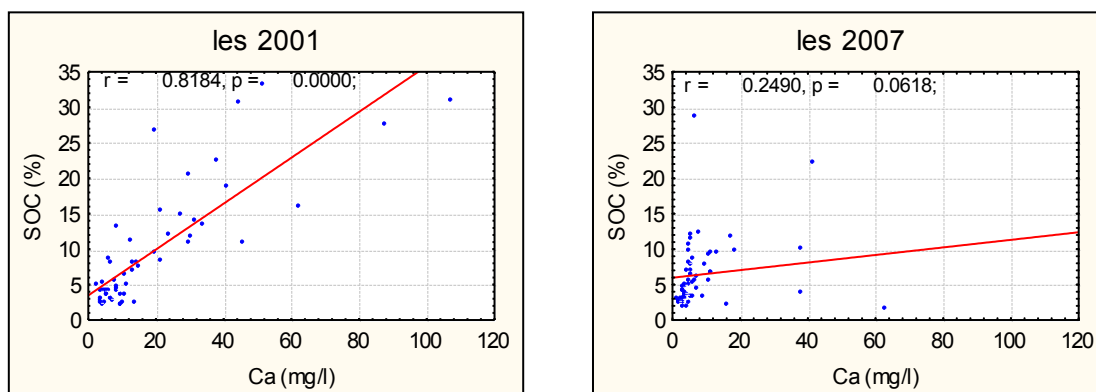
Tabulka 6.9: Korelace obsahu bazických kationtů a WSOC v letech 2001 a 2007 pro jednotlivé typy porostů. Statisticky průkazné vztahy jsou vyznačeny tučným písmem.

Kation	Kategorie využití území											
	Les				Orná půda				TTP			
	2001		2007		2001		2007		2001		2007	
	r <sup>2</sup>	p	r <sup>2</sup>	p	r <sup>2</sup>	p	r <sup>2</sup>	p	r <sup>2</sup>	p	r <sup>2</sup>	p
Ca	0,091	0,028	0,090	0,024	0,001	0,869	0,002	0,787	<b>0,514</b>	<b>&lt;0,001</b>	0,001	0,910
Mg	<b>0,228</b>	<b>&lt;0,001</b>	<b>0,165</b>	<b>0,002</b>	<b>0,191</b>	<b>0,005</b>	0,026	0,311	<b>0,296</b>	<b>0,004</b>	0,098	0,087
K	<b>0,221</b>	<b>&lt;0,001</b>	<b>0,690</b>	<b>&lt;0,001</b>	0,004	0,683	0,009	0,544	<b>0,489</b>	<b>&lt;0,001</b>	0,028	0,369
Na	0,049	0,110	0,044	0,117	0,029	0,291	<b>0,156</b>	<b>0,010</b>	0,205	0,020	0,013	0,545

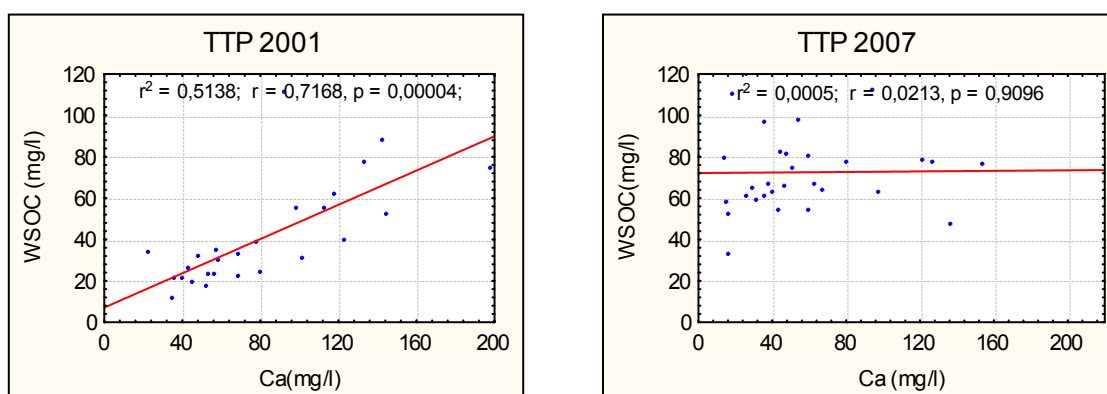
Jako příklad vztahu mezi obsahem organické hmoty a BK bylo zvoleno grafické znázornění závislosti pro roky 2001 a 2007: SOC:Ca pro les (graf 6.4) a WSOC:Ca pro TTP (graf 6.5).

Příklad ukazuje vysokou míru vzájemné závislosti mezi SOC a Ca pro les v roce 2001 ( $r = 0,818$ ,  $p < 0,001$ ) a zcela zásadní snížení těsnosti tohoto vztahu pro stejnou kategorii využití území v roce 2007 ( $r = 0,249$ ,  $p = 0,062$ ). Obdobný je posun v těsnosti vzájemného vztahu WSOC a Ca pro TTP mezi sledovanými lety 2001 ( $r = 0,717$ ,  $p < 0,001$ ) a 2007 ( $r = 0,0213$ ,  $p = 0,909$ ).

Pro SOC:Ca a WSOC:Ca na TTP a orné půdě nebyly výsledovány analogické závislosti.



Graf 6.4: Závislost SOC:Ca pro les v roce 2001 a 2007



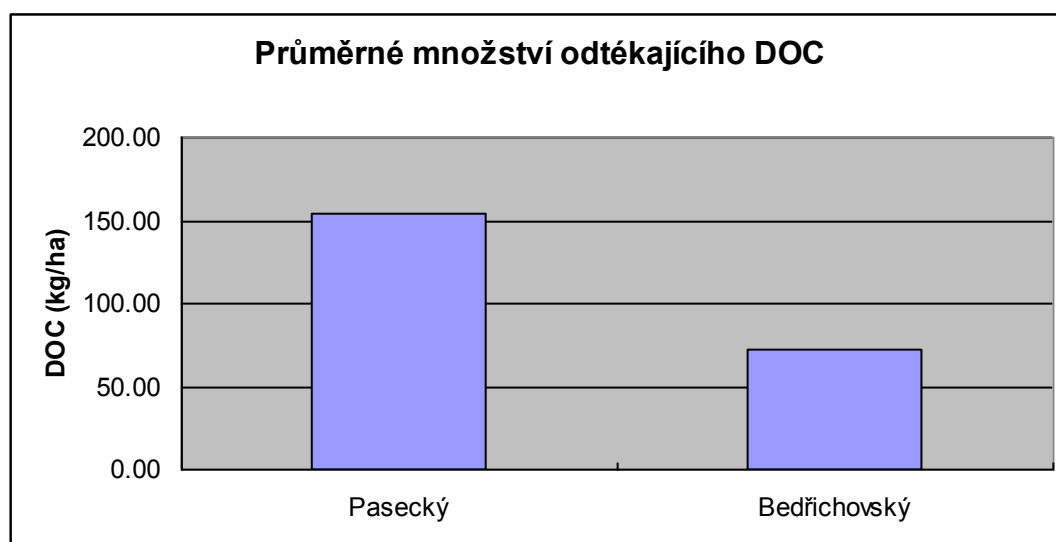
Graf 6.5: Závislost WSOC:Ca pro les v roce 2001 a 2007



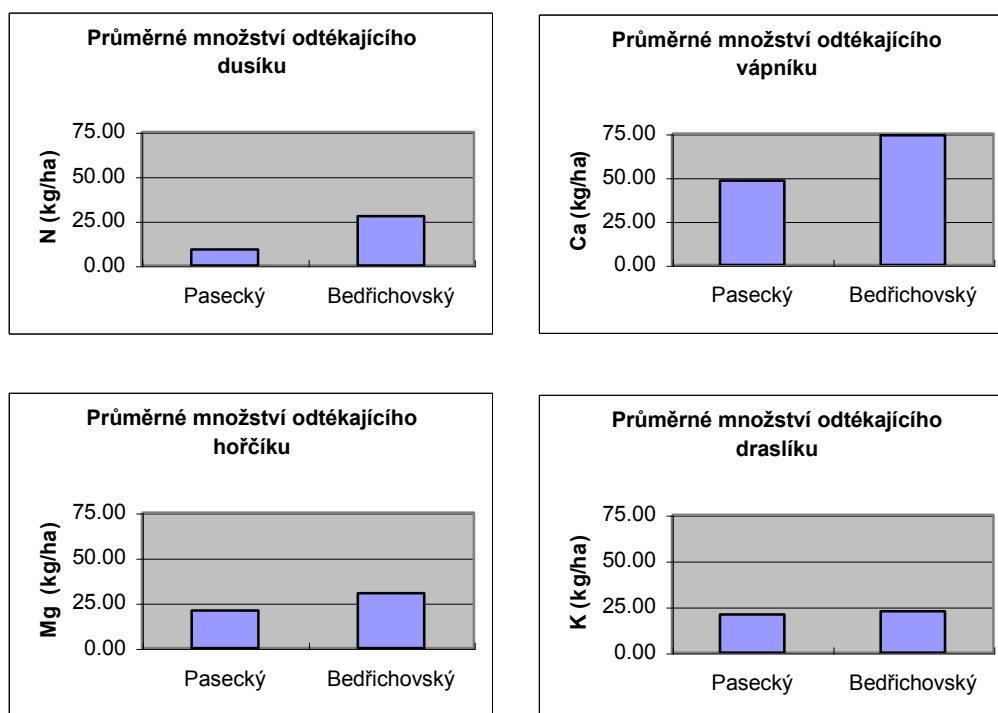
#### 6.1.4 Odtok látek z vybraných povodí

Jako doplňující údaje posloužily hodnoty vybraných bazických kationtů, TN a DOC v povrchových vodách odtékajících ze dvou vybraných modelových povodí měřené v roce 2004 (Bodlák a kol., 2007).

Při srovnání množství odtékajícího DOC z povodí Paseckého potoka (nemá plochy s ornou půdou) a Bedřichovského potoka (tvořeného z velké části ornou půdou) je vidět, že v roce 2004 odtékalo z povodí Paseckého potoka významně více DOC než z povodí Bedřichovského potoka (graf 6.6). Proti očekávání byly tyto hodnoty na Paseckém potoce ve všech měsících vyšší než na Bedřichovském potoce (roční suma Pasecký – 154,47 kg.ha<sup>-1</sup>, Bedřichovský 72,66 kg.ha<sup>-1</sup>). Naopak výsledky TN a vybraných bazických kationtů (graf 6.7) vykazují shodně vyšší hodnoty v povodí Bedřichovského potoka.



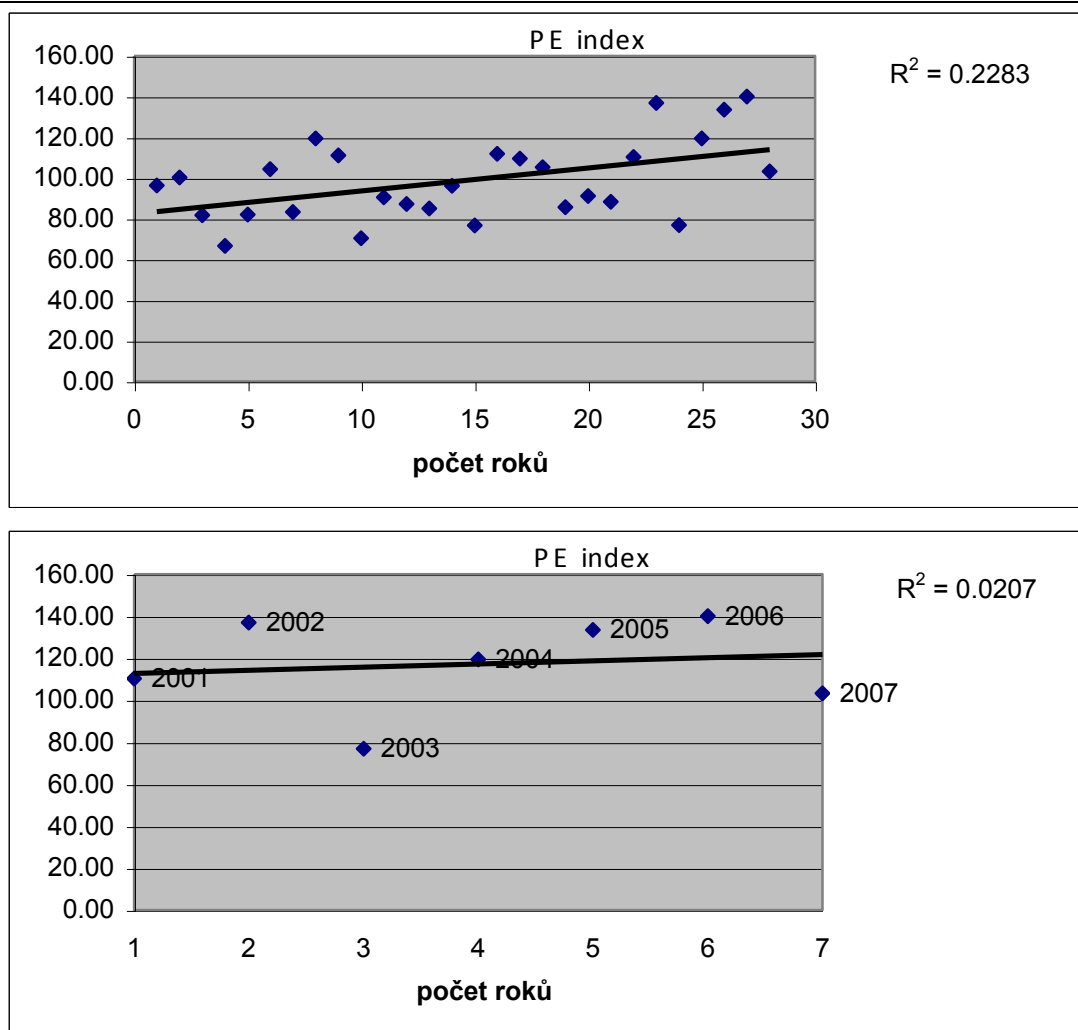
Graf 6.6: Průměrné množství odtékajícího DOC z vybraných povodí v roce 2004



Graf 6.7: Průměrné množství odtékajícího dusíku a bazických kationtů z vybraných povodí v roce 2004

### 6.1.5 Klimatická situace zájmového území

Časová řada průměrných teplot a srážek z automatické měřicí stanice ČHMÚ Staré Hutě, nacházející se přímo v zájmové lokalitě, byla použita ke zjištění případných klimatických změn za sledované období 2001-2007. Na základě získaných dat byl vypočítán P-E index. Na grafech 6.8 jsou znázorněny hodnoty dlouhodobého monitoringu (od roku 1980) a hodnoty mezi sledovanými roky.



Graf 6.8: PE index zájmového území. Horní část zobrazuje PE index za posledních třicet let (od roku 1977-2007), spodní část grafu PE index posledních sedmi let (2001-2007).

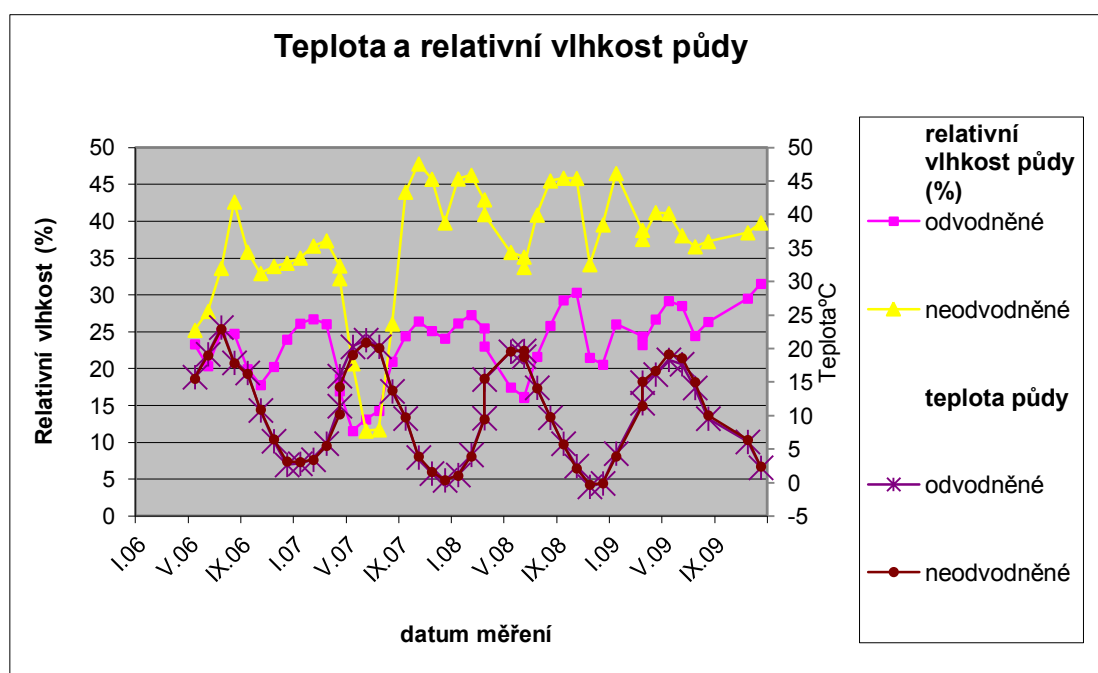
Z dlouhodobého hlediska nevykazuje PE index průkazný trend. Hodnoty byly v posledních letech více rozkolísané, v letech 2002, 2005 a 2006 byl dokonce index vyšší než 128, což je limitní hodnota pro deštný les.

## 6.2 Výsledky experimentů simulujících různé způsoby obhospodařování

### 6.2.1 Dlouhodobý experiment

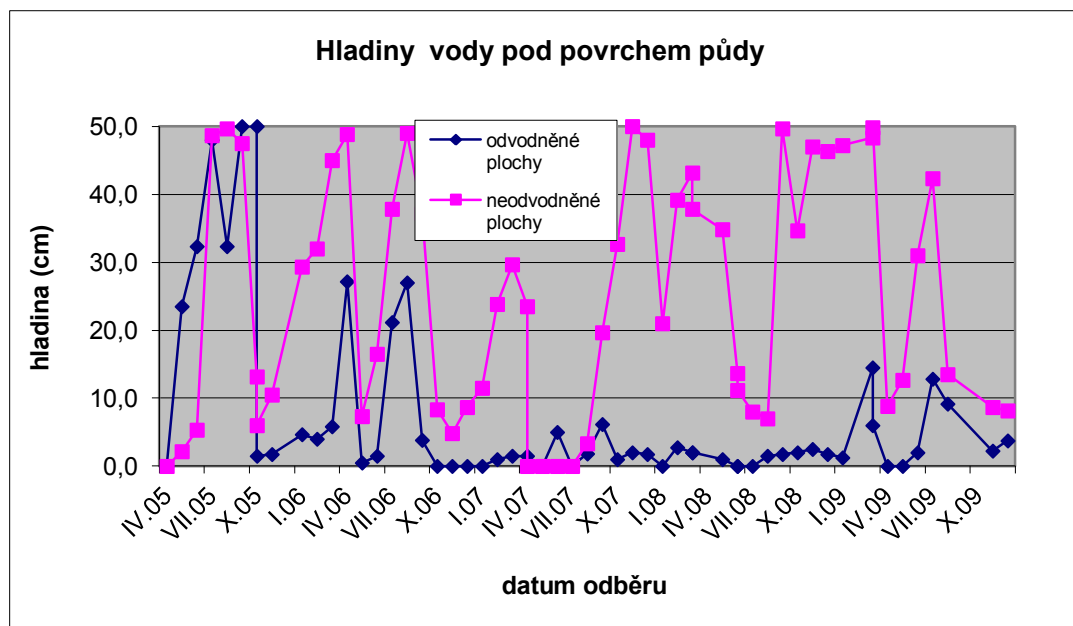
#### 6.2.1.1 Půdní teplota, vlhkost a hladina vody pod povrchem půdy

Průběh půdních teplot a relativní vlhkosti půd jsou zobrazeny v grafu 6.9 a v příloze (tabulka 13). Průběh průměrných půdních teplot vykazoval sezónní chod s maximy v srpnu (20 - 25 °C) a minimy v lednu (1 - 0 °C). Ve sledovaném období se neprojevil průkazný rozdíl mezi odvodněnými a neodvodněnými plochami. Průběh relativních vlhkostí půdy byl inverzní k průběhu půdní teploty, tj. relativní vlhkost rostla při poklesu půdní teploty a klesala při jejím vzestupu. Oproti půdní teplotě však byla variabilita relativní vlhkosti větší. Projevil se rozdíl mezi odvodněnými a neodvodněnými plochami, s průběžně vyššími hodnotami relativní vlhkosti půdy na neodvodněných plochách



Graf 6.9: Hodnoty půdní vlhkosti a půdní teploty v průběhu experimentu. Každý bod je průměrem tří nezávislých měření.

Průběh hodnot hladiny vody pod povrchem půdy je zobrazen v grafu 6.10. V průběhu experimentu kolísaly hladiny na všech měřených plochách v plném rozsahu (od 0 do 50 cm). Projevil se signifikantní rozdíl mezi odvodněnými a neodvodněnými plochami (zde uveď odkaz na výsledek testu). Hladiny vody pod povrchem půdy u neodvodněných ploch kopírovaly srážkové úhrny v průběhu experimentu. Z pravidelné roční oscilace se vymykal srážkově nestandardní rok 2007. V tomto roce zcela chyběly extrémně vysoké denní srážkové úhrny v letních měsících. Nízké hodnoty hladiny vody u odvodněných ploch od druhého roku experimentu byly výsledkem aplikované metodiky (viz. oddíl 5.2.2).

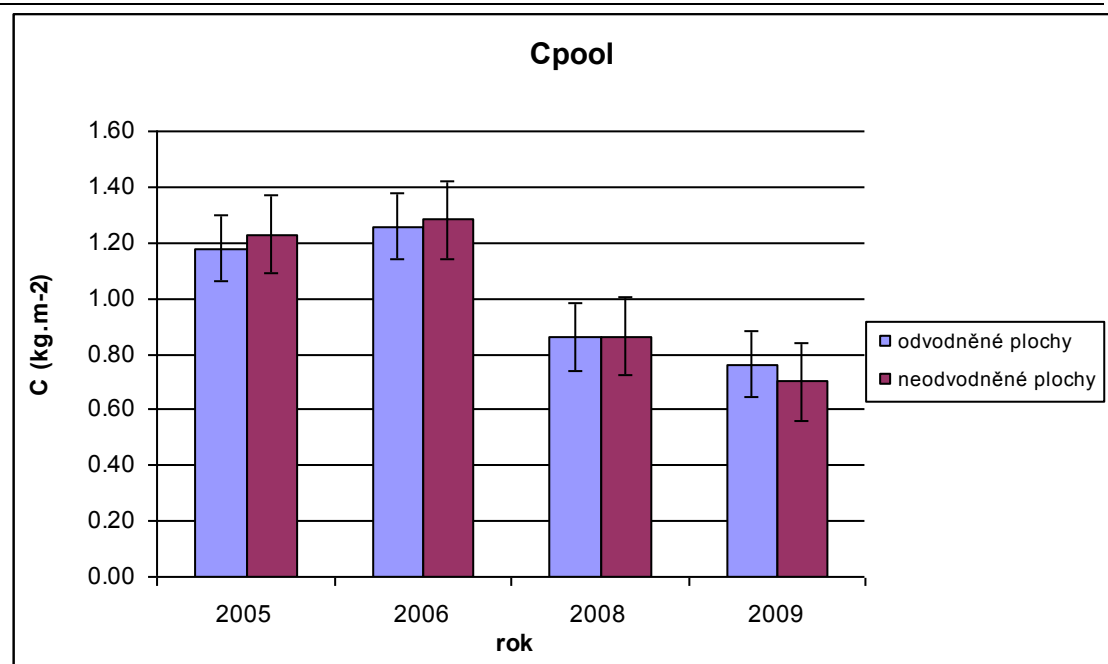


Graf 6.10: Výška hladin vody pod povrchem půdy v průběhu experimentu. Každý bod je průměrem tří nezávislých měření.

### 6.2.1.2 Hodnoty Cpool v půdě a v půdní vodě

Výsledky hodnocení dat zásoby půdního uhlíku, zjištěných na podkladě dat SOC, jsou uvedeny v grafu 6.11 a v příloze (14).

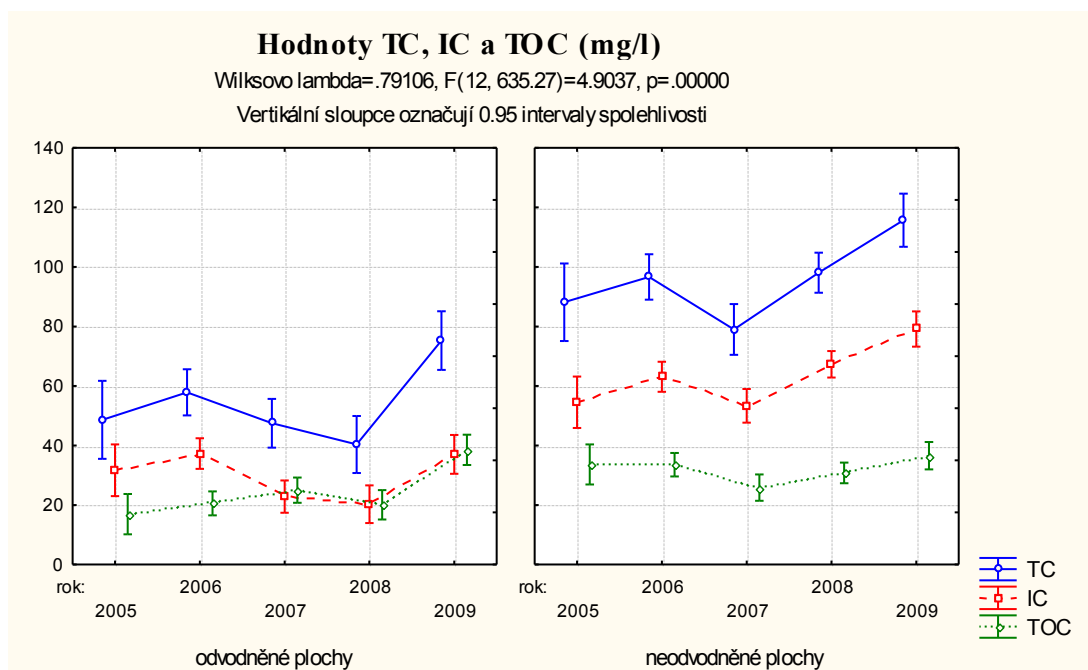
Nejvyšší hodnoty Cpool byly zjištěny v roce 2006, a to v průměru  $1,26 \text{ kg.m}^{-2}$  pro plochy odvodněné a  $1,28 \text{ kg.m}^{-2}$  pro plochy neodvodněné. Nejnižších hodnot Cpool ( $0,76$  resp.  $0,70 \text{ kg.m}^{-2}$ ) bylo dosaženo v závěrečném roce experimentu. V průběhu let 2005 až 2009 se neprojevily průkazné rozdíly v obsahu Cpool mezi odvodněnými a neodvodněnými plochami. Statisticky signifikantní ( $p < 0,001$ ) je změna hodnot mezi roky 2006 a 2008.



Graf 6.11: Hodnoty C<sub>pool</sub> ((kg.m<sup>-2</sup>) v průběhu experimentu. Hodnoty jsou průměry ze tří nezávislých měření.

Výsledky hodnocení obsahu jednotlivých forem rozpuštěného uhlíku v půdní vodě jsou zobrazeny v grafech 6.12 a 6.13 a v příloze (tab. 15). V průběhu pěti let experimentu vykazovaly plochy odvodňované průkazně nižší koncentrace celkového uhlíku (TC 42,8 – 76,53 mg.l<sup>-1</sup>) než plochy neodvodněné (TC 80,02 – 116,78 mg.l<sup>-1</sup>). Tento rozdíl souvisel s obsahem anorganického uhlíku, který se pohyboval v rozmezí 19,97 - 38,03 mg.l<sup>-1</sup> na plochách odvodňovaných a 52,36 – 79,98 mg.l<sup>-1</sup> na plochách neodvodněných. Naproti tomu obsah organického uhlíku byl podobný na obou typech ploch a pohyboval se v rozmezí 19,19 – 39,84 mg.l<sup>-1</sup>.

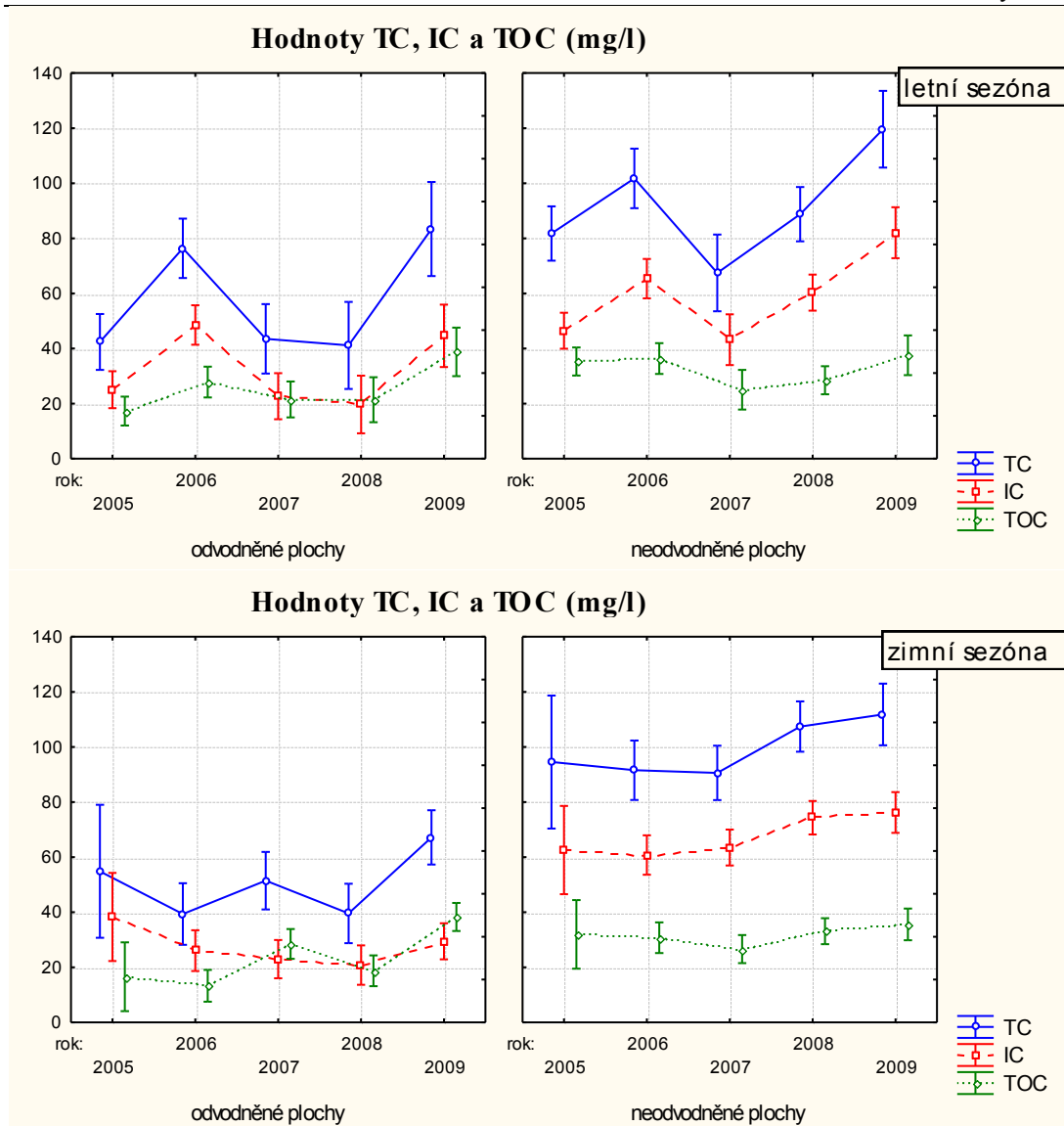
Na odvodňovaných i neodvodněných plochách byl zaznamenán průkazný vzestup průměrných ročních koncentrací všech forem rozpuštěného uhlíku mezi počátkem a koncem pokusu (2005-2009). Na neodvodněných plochách byl vzestupný trend přerušen průkazným poklesem koncentrací všech forem rozpuštěného uhlíku mezi roky 2006 a 2007. Na odvodňovaných plochách klesly průměrné roční koncentrace TC a IC, avšak nikoli TOC. Pokles trval od r. 2006 do r. 2008 (graf 6.12).



Graf 6.12: Průměrné roční koncentrace TC, IC a TOC v půdní vodě – porovnání odvodněných a neodvodněných ploch. Každý bod reprezentuje průměr z 36 měření.

Při detailním pohledu na změny v letech 2005 až 2009 na odvodněných a neodvodněných plochách byl patrný rozdílný průběh hodnot koncentrací TC, IC, TOC v letním a zimním období (graf 6.13). Na plochách neodvodňovaných byl v letní sezóně zaznamenán nárůst koncentrací TC (2006), poté jejich pokles (2007-8) a následný opětovný nárůst (2009). Tento průběh byl identický také pro hodnoty koncentrací IC. Koncentrace TOC se na neodvodněných plochách v letní sezóně signifikantně nezměnily. Průběh hodnot koncentrací jednotlivých forem uhlíku na odvodněných plochách se lišil od neodvodněných ploch pouze tím, že opětovný nárůst koncentrací byl zaznamenán až od roku 2008.

V zimní sezóně nebyla na neodvodňovaných plochách zaznamenána signifikantní meziroční změna v hodnotách TC, IC ani TOC. Na odvodněných plochách došlo k oscilaci hodnot koncentrací TC mezi 40 až 60 mg.l<sup>-1</sup>, signifikantní byl nárůst koncentrace mezi roky 2008 a 2009. Průběh hodnot TC kopíroval hodnoty TOC. U hodnot koncentrací IC nebyla zaznamenána statisticky průkazná změna v čase.



Graf 6.13: Průměrné koncentrace TC, IC a TOC v letním a zimním období let 2005-2009 (letní sezóna - od května do října, zimní sezóna od listopadu do dubna). Každý bod reprezentuje průměr z 36 měření. Vertikální sloupce označují 0.95 intervaly spolehlivosti.

### 6.2.1.3 Obsah minerálních látek v půdní vodě

Výsledky hodnocení obsahu minerálních látek v půdní vodě jsou zobrazeny v grafu 6.14 a v příloze v grafu 1.



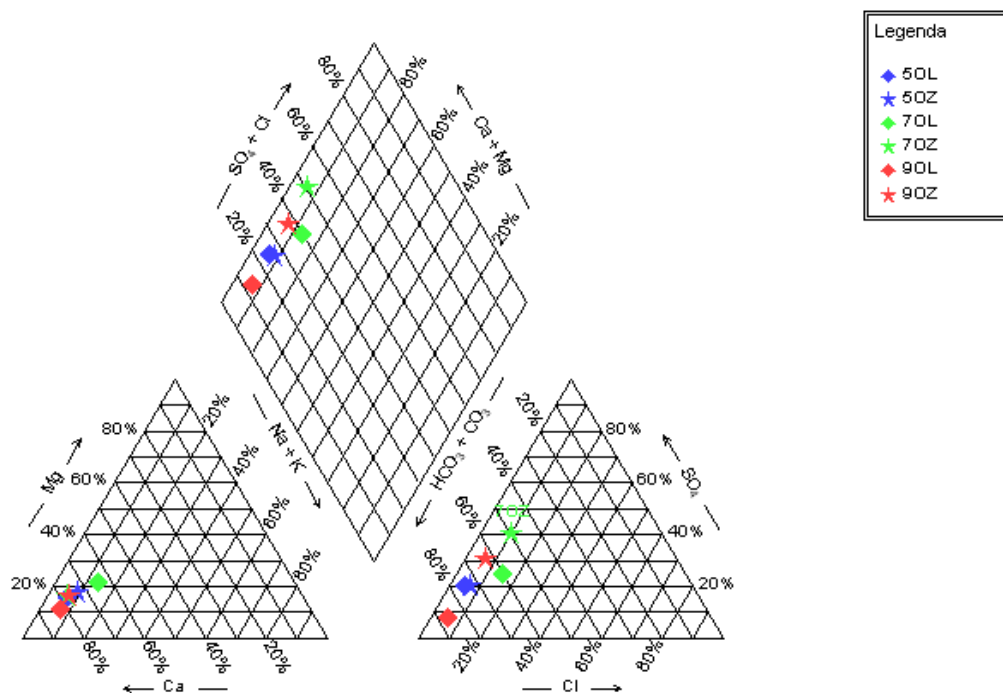
---

Základní hydrochemický typ odebíraných vod byl vápenato-bikarbonátový. Převládajícím a řídicím kationtem byl  $\text{Ca}^{2+}$ .

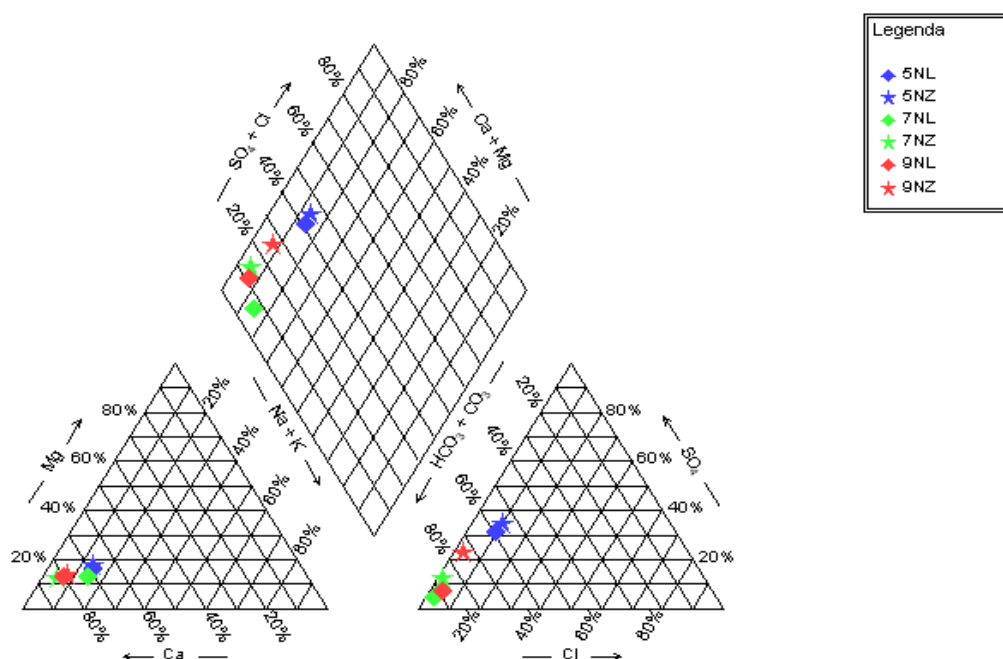
V průběhu experimentu se chemismus půdní vody vyvíjel jinak na plochách odvodněných a neodvodněných. V prvních letech experimentu měly odvodněné plochy vyšší obsah uhličitánů ve srovnání s plochami neodvodněnými. V počátečním roce experimentu (2005) tento rozdíl tvořil 20% (graf 6.14). V dalších letech na odvodněných plochách postupně klesal obsah uhličitánů a současně rostl obsah síranů. V posledním roce experimentu však byl patrný návrat k výchozímu stavu. Naproti tomu na plochách neodvodněných význam uhličitánů během pokusu celkově rostl.

Od roku 2007 se začal projevovat rozdíl mezi zimními a letními měsíci, a to jako posun mezi obsahem uhličitánů a síranů ve prospěch síranů v zimním období. Tento posun se projevil na odvodněných i neodvodněných plochách, nicméně markantnější byl na plochách odvodněných. Mezisezónně se největší rozdíl projevil v roce 2008 (pokles obsahu uhličitánů mezi létem a zimou až o 50% - viz příloha graf 1).

## Odvodněné plochy 2005, 2007, 2009



## Neodvodněné plochy 2005, 2007, 2009



Graf 6.14: Hydrochemické složení vod v letech 2005, 2007 a 2009. Třímístný kód legendy označuje na prvním místě rok (odlišen barevně), následuje hydrologický režim – O odvodněné, N neodvodněné plochy a sezónu – L letní, Z zimní (odlišena znakem) .

### 6.2.1.4 Půdní mikrobiální biomasa

Výsledky hodnocení dat půdní mikrobiální biomasy jsou uvedeny v tabulce 6.9 a zobrazeny v grafu 2 v příloze.

Hodnoty Cmic se v průběhu experimentu pohybovaly od 282 do 1852  $\mu\text{g/g}$  u odvodněných ploch a 522 až 2063  $\mu\text{g/g}$  u ploch neodvodněných. Při porovnání odvodněných a neodvodněných ploch byly ve všech případech zjištěny vyšší hodnoty Cmic u neodvodněných ploch. Z výsledků vyplývá, že po každém agrotechnickém zásahu (jarní hnojení, letní a podzimní sečení) došlo k významnému nárůstu hodnot celkové mikrobiální biomasy ve srovnání se stavem těsně před zásahem. Zvýšil se i poměr Cmic /TOC, svědčící o zvýšené aktivitě půdních mikroorganismů. Výjimku tvoří letní seč v roce 2006, kdy došlo naopak k poklesu mikrobiální biomasy. V poměru Cmic /TOC bylo možné pozorovat vzrůstající trend, a to u obou hydrologických systémů.

Tabulka 6.9: Hodnoty mikrobiální biomasy Cmic ( $\mu\text{g/g}$ ) a poměr Cmic/TOC (%) v průběhu experimentu. Hodnoty reprezentují průměry ze tří opakování. Hodnoty mimo rozmezí 2 - 7% (vyznačeny tučně) signalizují působení stresového faktoru na půdní ekosystém (Šantrůčková, 1993).

datum odběru	kód odběru	na časování vzhledem k agrotechnickým opatřením	Cmic ( $\mu\text{g/g}$ )		Cmic /TOC (%)	
			OD	NEOD	OD	NEOD
22.9.2006	MB2	před I. sečí	382,8	754,3	<b>1,73</b>	3,35
2.10.2006	MB3	po I. seči	281,9	522,2	<b>1,28</b>	2,32
19.3.2007	MB4	před hnojením	722,3	866,5	3,27	3,85
27.3.2007	MB5	po hnojení	839,4	1151,6	3,80	5,11
18.6.2007	MB6	před I. sečí	539,2	758,4	3,56	5,00
25.6.2007	MB7	po I. seči	628,7	923,3	4,15	6,09
1.11.2007	MB8	před II. sečí	1112,1	1328,2	<b>7,35</b>	<b>8,76</b>
9.11.2007	MB9	po II. seči	1852,4	2063,2	<b>12,24</b>	<b>13,60</b>
10.9.2008	MB10		342,3	695,7	2,26	4,59

V průběhu simulace intenzivních agrotechnických zásahů (rok 2007 - odběry MB4 až MB9) došlo k nárůstu objemu půdní mikrobiální biomasy. Následně v roce 2008 došlo k poklesu Cmic k hodnotám z roku 2006 (MB2 a MB3), kdy byly plochy obhospodařovány extenzivně.

### 6.2.1.5 Nadzemní a podzemní produkce organické hmoty

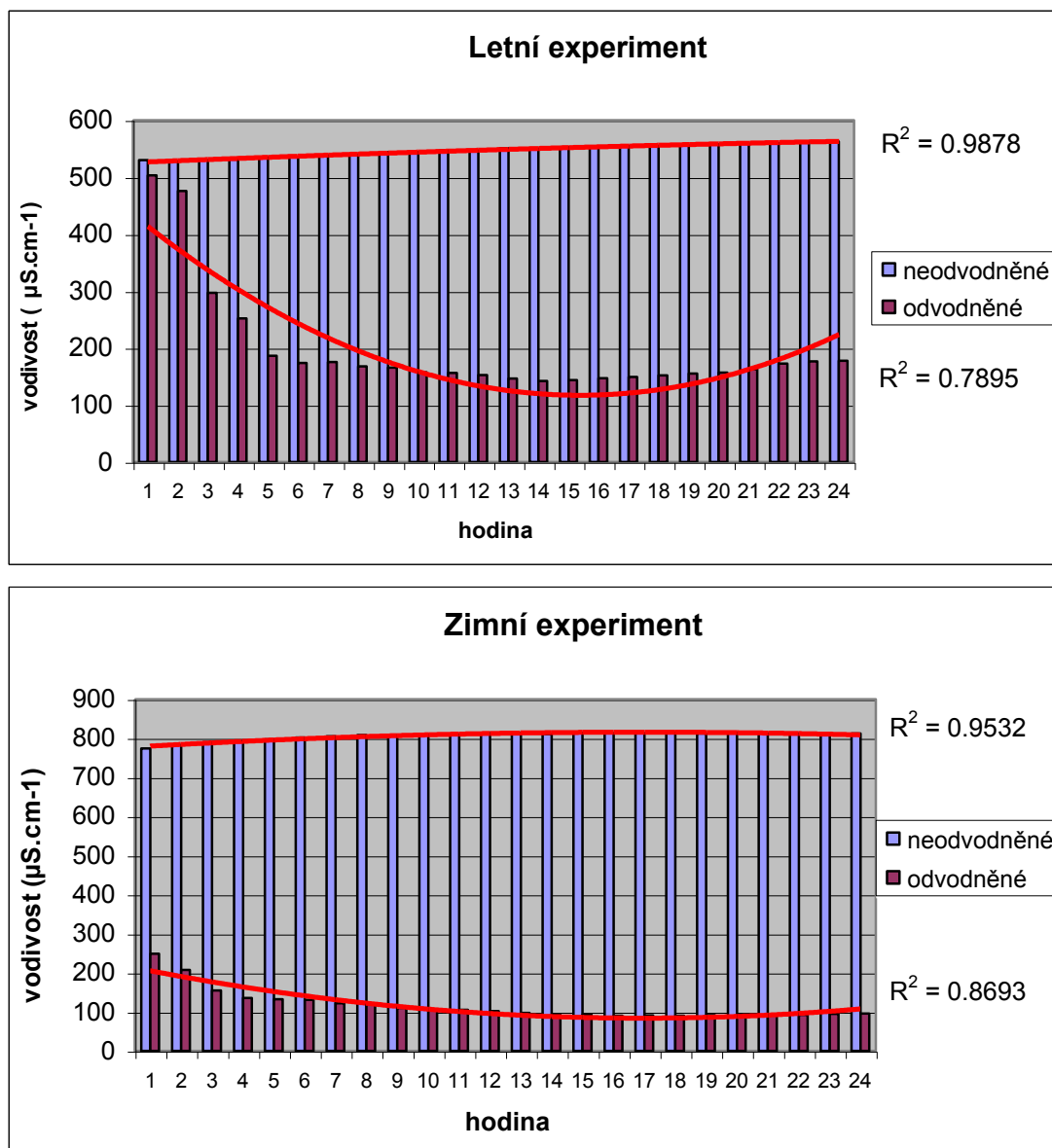
Výsledky hodnocení dat nadzemní a podzemní produkce organické hmoty jsou uvedeny v tabulce 6.10. Hodnoty produkce se pohybovaly od 94 po 131 g/m<sup>2</sup> u nadzemní, resp. 90 až 146 g/m<sup>2</sup> u podzemní. Mezi odvodněnými a neodvodněnými plochami nebyl zjištěn rozdíl ve velikosti ani nadzemní, ani podzemní produkce. Meziroční snížení produkce bylo zaznamenáno u nadzemní biomasy. Mezi lety 2006 a 2007 došlo ke statisticky signifikantnímu poklesu obsahu C v nadzemní produkci.

Tabulka 6.10: Hodnoty nadzemní a podzemní produkce organického uhlíku. Hodnoty reprezentují průměr ze tří měření. Rozdílná malá písmena (a,b) značí statisticky průkazné rozdíly mezi roky 2006 a 2007.

	2006				2007			
	OD		NEOD		OD		NEOD	
nadzemní produkce								
C (g.m <sup>-2</sup> .rok <sup>-1</sup> )	122,9	a	130,8	a	93,9	b	110,1	b
podzemní produkce								
C (g.m <sup>-2</sup> .rok <sup>-1</sup> )	116,8	a	114,3	a	145,9	a	89,4	a
nadzemní/podzemní produkce	1,05	a	1,14	a	0,64	b	1,23	a

### 6.2.2 Vložené 24-hodinové experimenty simulující srážkovou vlnu

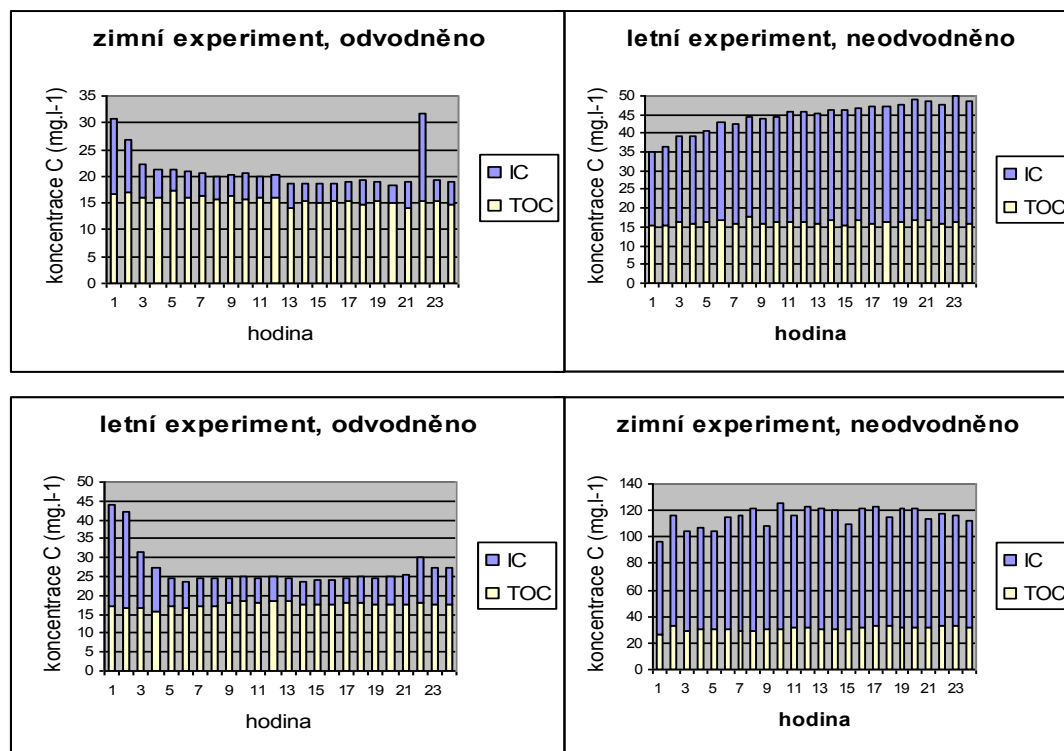
Fyzikálně–chemická odpověď experimentálního systému na simulovanou srážkovou vlnu je znázorněna v grafech 6.15 a 6.16. Hodnoty vodivosti půdní vody (graf 6.15) byly na začátku letního experimentu velmi podobné, tj. 503 μS.cm<sup>-1</sup> (odvodněné plochy) respektive 530 μS.cm<sup>-1</sup> (neodvodněné plochy). V průběhu experimentu došlo u odvodňovaných ploch k prudkému poklesu hodnot vodivosti. Pokles se zastavil v průběhu 15. hodiny experimentu na hodnotě 142.3 μS.cm<sup>-1</sup>. Poté následoval mírný růst ke 176 μS.cm<sup>-1</sup> při ukončení experimentu. Zcela odlišné byly parametry půdního roztoku na neodvodněné ploše, kde došlo k pozvolnému, téměř lineárnímu růstu vodivosti z hodnoty 530 μS.cm<sup>-1</sup> na 563 μS.cm<sup>-1</sup>. Obdobné schéma průběhu bylo zaznamenáno i při zimním opakování pokusu. Rozdílné byly absolutní hodnoty vodivosti na začátku experimentu – u odvodněných ploch činila vodivost 249 μS.cm<sup>-1</sup>, kdežto u neodvodněných 774 μS.cm<sup>-1</sup>. Krajní hodnoty se následně pohybovaly od 90.2 μS.cm<sup>-1</sup> na odvodněných plochách po 815 μS.cm<sup>-1</sup> na neodvodněných plochách.



Graf 6.15: Změny vodivosti v půdní vodě v 24-hodinovém letním a zimním experimentu simulujícím srážkovou vlnu. Hodnoty (sloupce) reprezentují průměry ze tří měření.

Výsledky hodnocení koncentrací celkového rozpuštěného uhlíku v půdní vodě a vzájemný poměr jeho anorganické a organické složky jsou zobrazeny v grafu 6.16. Hodnoty TOC se po celou dobu obou experimentů pohybovaly u neodvodněných ploch od 30 do 32  $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ , u odvodněných mezi 15 - 17  $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$ . Hodnoty IC na neodvodněných plochách rostly z 20 na 33  $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$  v létě, respektive oscilovaly mezi 70 - 94  $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$  v zimě. Na odvodněných plochách hodnoty IC klesaly z 26 na 4  $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$  v létě, respektive ze 14 na 3,2  $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$  v zimě.

Obdobně jako při dlouhodobém experimentu (graf 6.12 a 6.13) se ukázalo, že na odvodněných plochách byl nižší podíl IC z TC než na plochách neodvodněných. Na odvodněných plochách byla hodnota TC z větší části tvořena organickým uhlíkem. Na odvodněných i neodvodněných plochách koncentrace TOC zůstalo po celou dobu experimentu prakticky na stejných hodnotách, celkový pokles TC byl způsoben poklesem IC. Zajímavé bylo prudké zvýšení jeho koncentrace na odvodněných plochách ve 22. hodině zimního experimentu. Toto zvýšení nebylo s největší pravděpodobností způsobeno chybou měření, neboť obdobné, byť ne tak markantní, bylo zjištěno i při letním pokusu.

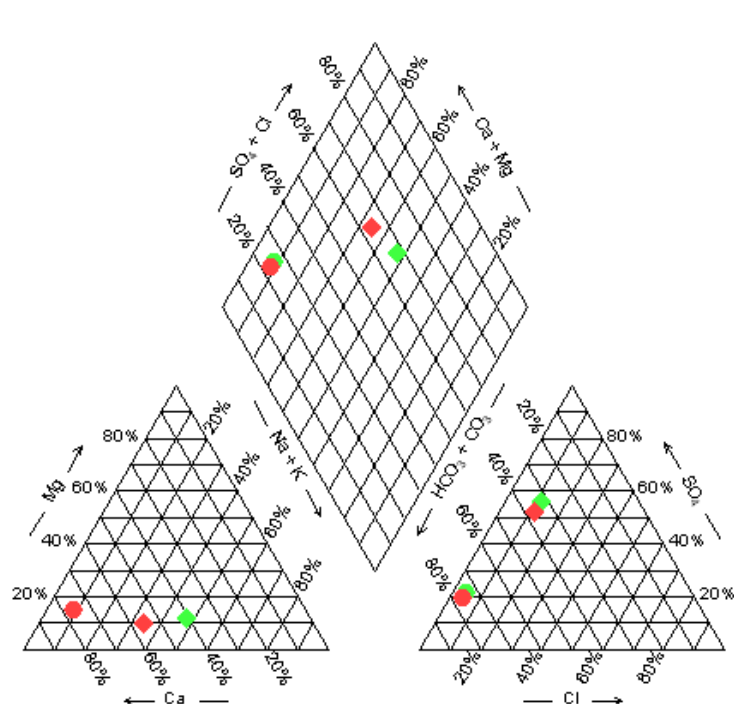


Graf 6.16: Změny koncentrace IC a TOC během simulované 24-hodinové srážkové vlny v letním a zimním experimentu. TC je graficky znázorněn jako suma IC+TOC. Každá hodnota je průměrem ze tří nezávislých měření.

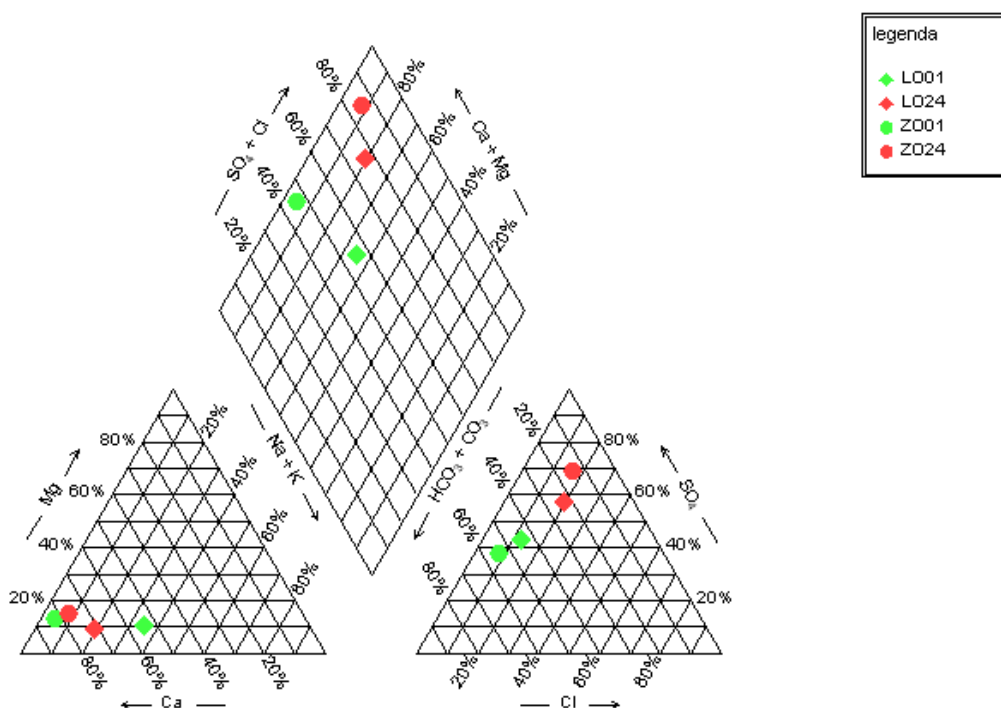
Při simulaci extrémních srážkových úhrnů došlo k významným změnám v chemickém složení půdní vody (graf 6.17). V letním pokusu simulovaná srážková vlna vedla k posunu v rovnováze kationtů směrem k dvojmocným s dominantním vápníkem. Tento trend byl poněkud výraznější na plochách neodvodněných.

U aniontů byl zajímavý razantní pokles podílu  $\text{HCO}_3^-$  doprovázený vzestupem podílu síranů a chloridů. Tento trend byl patrný na odvodněných i neodvodněných plochách, a to v letním i zimním experimentu.

## 24h experiment - neodvodněné plochy



## 24h experiment - odvodněné plochy



Graf 6.17: Hydrochemické složení vod v průběhu experimentu. Třímístný kód legendy označuje sezónu – L letní, Z zimní, hydrologický režim – O odvodněné, N neodvodněné plochy, první a závěrečnou hodinu experimentu.

Výsledky bilancí TC, TOC a hlavních BK jsou zobrazeny v tabulce 6.11. Na neodvodněných plochách bylo v létě 2008 z půdy vyplaveno 5,87 g uhlíku, z toho 2,39 g organického uhlíku. V zimním experimentu 2009 došlo ke zvýšení vyplaveného C na 16,32 g, z toho připadlo 4,45 g na organický uhlík. Také u BK došlo k nejvyšším ztrátám v průběhu zimního experimentu, konkrétně u Ca 18,4 g a u Mg 2,22 g.

Ztráty uhlíku vyplavením na odvodněných plochách byly nižší ve srovnání s neodvodněnými plochami. U celkového uhlíku byly ztráty 2,84 g v letním, respektive 2,28 g v zimním experimentu. Hodnoty TOC se pohybovaly slabě nad 1,5 g. U Ca nepřesáhly hodnoty 3 g. Na odvodněných plochách nebyly zaznamenány výrazné rozdíly mezi letním a zimním experimentem.

Tabulka 6.11: Výsledky bilančních ztrát TC, TOC a hlavních BK ( $\text{g.lyzimetr}^{-1}$ ) v letním a zimním experimentu. NEOD: neodvodněné plochy, OD: odvodněné plochy.

	NEOD				OD			
	TC (g)	TOC (g)	Ca (g)	Mg (g)	TC (g)	TOC (g)	Ca (g)	Mg (g)
2008	5,87	2,39	6,40	0,97	2,84	1,51	2,93	0,02
2009	16,32	4,45	18,43	2,22	2,28	1,61	2,56	0,26



## 7. DISKUSE

### 7.1 Dynamika SOC v zájmovém území Stropnice

#### 7.1.1 Obsah SOC, WSOC a Cpool

Práce vycházela z předpokladu, že kategorií využití území s nejvyšším vstupem uhlíku do půdy a zároveň nejvíce stabilní z hlediska sequestrace uhlíku bude les, následovaný trvalým travním porostem. Nejmenší vstupy uhlíku do půdy pak bude mít a zároveň nejlabilnější bude orná půda (Smith, 2007a). Tento předpoklad ovšem získané výsledky nepotvrdily.

V práci se dále předpokládalo, že rozdíly ve využití území mezi studovanými povodími mohou vést k rozdílným změnám v obsahu půdního uhlíku (Cpool) během sledovaného období. Pro zjednodušení lze vybraná povodí (dílní zájmová území) charakterizovat jako extenzivně zemědělské, v nichž převládají TTP (Pasecký potok, Veverský potok) a intenzivně zemědělské, kde převládá orná půda (Bedřichovský potok, Váčkový potok). Získané výsledky (tabulka 6.5) však vliv rozdílného využití území v jednotlivých povodích na celkové ztráty zásoby půdního uhlíku (Cpool) nepotvrdily.

Pro spolehlivé posouzení procesů sequestrace (resp. mineralizace) SOC je třeba analyzovat vzorky z celého půdního profilu (Blanco-Canqui, 2008). Námi odebírané půdní vzorky, rozdělené do jednotlivých vrstev po 15 cm, podchycují celou hloubku půdy, která je v zájmovém území klasifikována (podle údajů BPEJ) jako mělká až středně hluboká. Výsledky ukázaly, že k zásadním změnám dochází v nejsvrchnější části půdního profilu. Výjimku tvořila orná půda, kde nebyly zjištěny výrazné rozdíly mezi sledovanými vrstvami.

Obsah, forma a distribuce organických látek v půdním profilu patří k parametrům, které nejvíce odlišují lesní půdy od zemědělských. Zásoba surového humusu v porostech typických pro výskyt humusového horizontu (smrčiny vyšších poloh) se v našich podmínkách pohybuje mezi 80 a 100 t sušiny na 1 hektar (Sáňka a Materna, 2004). Menší akumulace je zjišťována ve smrkových monokulturách v nižších polohách, což odpovídá zjištěným hodnotám Cpool Váčkového potoka. Naopak vyšší, až do více než 200 t.ha<sup>-1</sup>, je na stanovištích náchylných k rašelinění. Tomu odpovídají hodnoty Cpool pro povodí Veverského, Bedřichovského a Paseckého potoka na počátku sledování v roce 2001 (tabulka 6.5). Obsah humusu v

minerálních horizontech lesních půd navazuje na nadložní humus. V porostech, kde se tvoří surový humus, je zpravidla podíl humusových látek v povrchových vrstvách minerální půdy nižší.

Obsah organické hmoty u zemědělských půd (vyjádřený v %) se, vyjma organické půdy, pohybuje od několika desetin procenta až po 5% i více (Šarapatka, 1996). Sánka (2001) uvádí průměrné obsahy organické hmoty (Cox vyjádřené v %) pro jednotlivé typy půd. U kambizemí je uváděn rozsah 0,77 až 3,19%, u pseudoglejových a glejových půd 1,16 až 3,13% respektive 1,16 až 4,08%. Hodnoty SOC zjištěné pro plochy s ornou půdou i TTP v zájmových územích odpovídají těmto rozsahům. U TTP jsou hodnoty ve svrchní půdní vrstvě v průměru o jedno až dvě procenta vyšší. V celém zájmovém území se tedy vyskytují půdy silně až velmi silně humózní.

### 7.1.2 Dynamika SOC v lesích

Z výsledků vzájemného porovnání kategorií využití území za sledované období vyplývá, že k největšímu poklesu obsahu SOC došlo v lese. Ztráta uhlíku z lesních půd také vysvětluje celkovou ztrátu půdního uhlíku C<sub>pool</sub>, která se projevila za sledované období. Pozornost byla zaměřena na zodpovězení otázky, kde je příčina tohoto poklesu.

Detailní rozbor lesních půd ukázal, že k největšímu poklesu půdní organické hmoty došlo ve svrchní půdní vrstvě. Vrstva A je charakterizována surovým humusem v nízkém stupni rozkladu. Ve vrstvách B a C nebyl zaznamenán úbytek organického půdního uhlíku, hodnoty SOC se pohybovaly v rozmezí charakteristickém pro tento typ půd (Poleno, 2007).

V současnosti se vyvinuté lesní půdy považují za zásobník uhlíku (Frolking et al., 1996; Perruchoud et al., 1999; Halliday et al., 2003), což bylo ověřeno i v modelových studiích (Liski et al., 2002). V průběhu této práce byl naopak zaznamenán průkazný pokles celkového množství SOM v lesních ekosystémech. To je způsobeno akcelerací dekompozice SOM.

Zrychlení dekompozice SOM může mít různé příčiny. Lesní půdy reagují silněji nežli půdy ostatních kategorií především na změnu klimatu (vlhkost a teplota) (Schimel, 1995; Valentini et al., 2000). Knorr et al. (2005) a Hartley and Ineson (2008) udávají, že stabilní frakce SOM má z dlouhodobého hlediska vysokou teplotní sensitivitu, a tedy vykazuje vyšší ztráty C prostřednictvím mineralizace než

labilní frakce. Ovšem ke ztrátám uhlíku dochází také díky dekompozici probíhající výhradně přes labilní frakci SOM (Jarvis, 2000, Melillo et al., 2002, Vanhala et al., 2008). Doprovodným jevem může být zvýšení koncentrace DOC v povrchových vodách. Rozklad labilní frakce SOC nepřímo potvrzují i výsledky ze zájmového území Stropnicka (Bodlák, 2007). V roce 2004 totiž byl zaznamenán dvakrát vyšší obsah DOC v odtékajících povrchových vodách Paseckého potoka, jehož povodí je tvořeno lesem a TTP ( $154,47 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ ), než v Bedřichovském potoce, jehož povodí je tvořeno ornou půdou ( $72,68 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ ). Ztráty byly soustředěny zejména do období vyšších průtoků a celkové množství převyšovalo průměrné roční hodnoty následných let. Freeman (2001) dospěl k závěru, že příčinou vzrůstu DOC v povrchových vodách je globální vzrůst teploty v posledních desetiletích, zejména však v 90. letech 20. století. Vyšší teplota způsobuje zvýšenou aktivitu mikrobiálních společenstev, které jako zdroj uhlíku pro svůj metabolismus používají organickou hmotu v půdách, kterou metabolizují a jedním z produktů látkové výměny jsou i ve vodě rozpustné huminové kyseliny a fulvokyseliny.

Z předchozích oddílů vyplývá, že nebyl zjištěn žádný zásadní trend změny klimatu v zájmovém území (graf 6.8). Proto je možné se domnívat, že za zjištěným úbytkem SOC v lesních ekosystémech bude stát jiný majoritní činitel. K možným vysvětlením patří posun v hodnotách dalších půdních charakteristik, jakými jsou hodnota pH a obsah bazických kationtů. Ztráty půdního uhlíku vysvětlil důsledkem zvýšení hodnot pH např. Buckingham et al. (2008), ovšem bez průkazné korelace mezi pH a SOC. Výsledky analýzy vzorků ze zájmového území Stropnicka prokázaly vzestup hodnot ve svrchních vrstvách lesních půd oproti ostatním kategoriím. Vzestup pH byl statisticky signifikantní v půdách povodí Paseckého potoka, v němž byl také zjištěn průkazný pokles obsahu SOC za sledované období 2001-2007. (u TTP byl naopak zjištěn trend k okyselování půd). Byla prokázána záporná korelace mezi hodnotami pH a SOC i WSOC (graf 6.2 a 6.3).

Jednou z příčin změn půdního pH může být změna velikosti atmosférické depozice od 90. let 20. století. Zdrojem vysokých koncentrací emisí  $\text{SO}_2$  bylo až do konce 80. let spalování velkého množství nekvalitního hnědého uhlí s vysokým obsahem síry v severočeských, východoněmeckých a polských elektrárnách. Nevyhovující technologie způsobovala, že emise  $\text{SO}_2$  při celkových hodnotách okolo 2,4 Tg za rok překračovaly mnohonásobně hodnotu  $100 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$  (Hruška et al., 2002, 2003a, Oulehle et al., 2006). Po rozsáhlém odsíření tepelných elektráren v severních Čechách v průběhu devadesátých let byly hodnoty emisí sníženy až o 90%. Snížení

hodnot koncentrací SO<sub>2</sub> se projevilo mimo region severních Čech například na Šumavě (Kopáček et al., 2002, Šantrůčková, 2006, 2007).

Nízká hodnota pH v lesních smrkových monokulturách v období před odsířením elektráren působila inhibičně na půdní mikrobiální mikroflóru. Po zvýšení pH následovala zvýšená dekompozice hrubé organické hmoty a její ztráty vyluhováním (Hruška et al., 2003b, Oulehle et al., 2007). Pokud je množství srážek vyšší, což je i případ modelových území, je i vyšší nasycení povodí vodou a vyšší hladina saturované půdní zóny – ve svrchnějších půdních horizontech se vyskytuje více organických látek, a tak i ztráty půdního uhlíku prostřednictvím vyplavení DOC do povrchových vod mohou být vyšší.

Zvýšení pH může ovlivnit ztráty SOM prostřednictvím ztrát WSOC. V důsledku zvýšení pH se zvyšuje mikrobiální enzymatická aktivita, zejména fenoloxidázy (Waldrop et al., 2004, Kleja et al., 2007, Luo and Zhou, 2006). Současně je ovlivněna iontová síla půdního roztoku (Monteith et al., 2007; Erlandsson, et al. 2008). WSOC je směsí složitých organických fulvokyselin a huminových kyselin. Tyto látky jsou slabými kyselinami, což znamená, že jejich disociace se mění podle pH prostředí. Pokud pH klesá, kyseliny se protonizují na nedisociovanou formu, která je obvykle méně rozpustná než forma disociovaná. Je to způsobeno tvorbou vodíkových můstků mezi jednotlivými částmi molekul a také změnou jejich prostorového uspořádání. Mimo změny rozpustnosti s klesajícím pH je také důležité nahrazování aniontů HA a FA v půdních a povrchových vodách sírany a dusičnany z depozice. Anionty těchto kyselin jsou totiž v porovnání s HA a FA acidobazicky mnohem silnější a mobilnější, posunují rovnováhu výměnných reakcí s kationty v půdách ve svůj prospěch, a zadržují tak HA a FA v půdách. Při poklesu acidifikace (vzrůst pH, pokles koncentrace síranů a dusičnanů) se tedy vytvářejí lepší geochemické podmínky pro vyplavování HA a FA z půd i pouze cestou chemické rovnováhy (Hruška, 1994).

### 7.1.3 Dynamika SOC na orné půdě

Kulturní plodiny pěstované na orné půdě a jejich posklizňové zbytky jsou možným zdrojem obohacení půdy o organické látky. Potenciální uhlíkový sink je náchylný ke změně opačným směrem, tedy k procesu uhlíkových ztrát (Erb, 2004; Lal, 2004b), zejména na takovýchto ekologicky nestabilních plochách.

V zájmových územích na orné půdě převažuje pěstování kukuřice se speciální agrotechnikou. Ta je charakteristická sklizní celých rostlin na suchou píci v říjnu a listopadu, ponecháním posklizňového zbytku (celé podzemní a cca 30 cm nadzemní biomasy) až do jarní předseťové přípravy. Jarní předseťová příprava půdy je prováděna klasickou hlubokou orbou po předchozím dodání organických hnojiv. Moebius-Clune (2008) ve své studii porovnává vzájemnou kombinaci orebného a bezorebného způsobu zemědělského managementu se sklizní suché kukuřičné píce, respektive jejím navrácením zpět do půdního profilu. Zjistil vyšší aktivitu dekompozice u bezorebného managementu s navrácením posklizňových zbytků. Oproti tomu Hooker (2005) uvádí, že orebný způsob hospodaření jednoznačně snižuje obsah SOM bez ohledu na vstupy posklizňového zbytku. Hooker však zkoumal pouze svrchní vrstvu ornice, nebral v úvahu hlouběji zapravenou organickou hmotu a její chemicko-fyzikální fixaci na minerální komplex (Blanco-Canqui, 2008).

Výsledky ze zájmových území Stropnicka ukazují stabilní hodnoty SOC ve všech třech vrstvách půdního profilu orné půdy. Systém hospodaření na modelových územích se nachází na pomezí mezi bezorebným a klasickým způsobem. Zda bude ve výsledku půdního C přibývat nebo ubývat, nemusí přitom přímo záviset jen na množství posklizňových zbytků vrácených zpět do půdy ani na způsobu jejich zpracování (Ussiri and Lal, 2009). Pro výslednou transformaci a stabilizaci SOM budou klíčové další faktory, mezi něž patří půdní teplota a vlhkost, půdní mikrobiální biomasa a její aktivita, kvalita a kvantita vlastní SOM spolu s minerální zásobou.

Na rozdíl od lesních půd se neprokázala korelace mezi WSOC a pH. Jinými slovy, nárůst WSOC nebyl doprovázen signifikantní změnou pH. V procesu vedoucím ke zvýšení obsahu WSOC se může uplatnit chemický mechanismus popsáný výše v kap. 7.3. Díky vyšší sorpční kapacitě celého půdního systému (vyšší hodnoty obsahu bazických kationtů, zejména  $\text{Ca}^{2+}$ ) dochází k neutralizaci aktivity  $\text{H}^+$  iontů kationtem  $\text{Ca}^{2+}$ . Dochází k přechodnému zvýšení pH. Tím je umožněna rychlejší dekompozice organické hmoty za vzniku HA a FA. Orná půda má obecně oproti lesním půdám vyšší pH, proto se zde ve větší míře vyskytují HA a FA v disociované formě (Curtin and Smillie, 1984).

#### 7.1.4 Dynamika SOC na TTP

Podobně jako na orné půdě statisticky průkazná změna v obsahu SOC za sledované šestileté období nebyla zjištěna ani na trvalých travních porostech. I na

trvalých travních porostech se však mírně zvýšil obsah WSOC (statisticky signifikantní v povodí Bedřichovského potoka). Tento vzestup byl na rozdíl od orné půdy doprovázen poklesem pH (signifikantní v povodí Veverského potoka). Ze vzájemné korelace WSOC a  $\text{Ca}^{2+}$  v půdách TTP v letech 2001 a 2007 je možné usuzovat, že současně došlo k vyplavení hlavních kationtů (zejména  $\text{Ca}^{2+}$ ). To může vést k nižší neutralizaci  $\text{H}^+$  iontů, spojené se snížením aktuálního pH a zhoršením kvality SOM. Celková uhlíková bilance pak bude výsledkem současně působících faktorů: vyšší akumulace SOC při snížení pH (Luo and Zhou, 2006) a snížení iontové síly půdního roztoku, čemuž odpovídá i zvýšený podíl labilní frakce WSOC z celkového SOC.

Dalším faktorem, který může hrát významnou roli, je fakt, že některé plochy TTP vznikly převodem z orné půdy v posledních dvaceti letech. Na těchto plochách byl obsah SOC velmi nízký (1,2 – 1,3%). Neodpovídal obsahu SOC na nezměněných TTP, kde je obsah SOC obvykle okolo 3%, ale spíše se blížil orné půdě. Obecně by měl být převod orné půdy na TTP doprovázen nárůstem SOC (IPCC, 2000, Smith et al., 2000, Freibauer et al., 2004). Specifikem zájmového území jsou odvodněné pozemky bývalé orné půdy, u kterých je zásadním způsobem zasaženo do hydrologického režimu. Akumulace SOC po převodu na TTP tedy může být zpomalována vláhovými deficity.

Aby bylo možno detailně posoudit zásadní roli rozdílného hydrologického a hydrochemického režimu na proces sequestrace C na odvodněných a neodvodněných plochách TTP, bylo zapotřebí ověřit tento vztah v kontrolovaných podmínkách.

## 7.2 Modelový experiment

Většina orné půdy nevyjímaje vyšší polohy zájmového území prošla v průběhu 70. a 80. let minulého století systematickou drenáží (Mikulová a kol., 2000). Jednou z dílčích úloh práce proto bylo zjistit, jaké fyzikálně-chemické procesy probíhají právě na odvodněných pozemcích převedených na TTP a hydrologicky neovlivněných lučních porostech, zejména ve vztahu k půdnímu organickému uhlíku, potažmo půdnímu sorpčnímu komplexu a s ním spojených procesech vedoucích k látkovým ztrátám. Protože tyto procesy lze jen velmi složitě monitorovat přímo v krajině, bylo rozhodnuto realizovat experiment v polopřirozených podmínkách na terénní stanici Vomáčka. Konkrétně se jednalo o simulaci odvodněných a neodvodněných pozemků pomocí půdních lyzimetrů. V této souvislosti uvádí O'Brien (2010) kromě druhového složení revitalizovaných travních porostů jako

nejdůležitější faktor určující míru sequestrace SOC právě změnu vodního režimu. Pro účely experimentu byla použita geneticky původní orniční půda ze zájmového území. Jednalo se o půdu odebranou z odvodňovaných pozemků s průměrným obsahem SOC 1,51 %.

### 7.2.1 Dlouhodobý experiment

Dlouhodobý experiment umožnil simulaci různých vnějších zásahů (agrotechnických - sečení, hnojení, případně ponechání přirozené sukcesí) a sledovat jejich odezvu v půdě a půdní vodě.

Základním východiskem při realizaci experimentu byl předpoklad, že na neodvodňovaných plochách, tj. plochách s nenarušeným (obnověným) hydrologickým režimem bude docházet k postupnému hromadění – sequestraci půdní organické hmoty (McLauchlan, 2006, Kucharik, 2007). S tímto základním procesem bude spojeno i zvyšování nasycenosti půdního sorpčního komplexu a tím i vyšší poutání živin v jejich iontové podobě (McLauchlan et al, 2006), zejména bazických kationtů  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ . Naproti tomu na odvodňovaných plochách s méně stabilním hydrologickým režimem (simulace drenážního systému) bude docházet ke ztrátám půdní organické hmoty, zejména její labilní vodorozpustné frakce (WSOC). Bude docházet ke snižování nasycenosti sorpčního komplexu a tím ke zhoršování půdních podmínek, což v konečné fázi povede k vyšším látkovým ztrátám (Ripl, 1995; Ripl and Hildmann, 2000). Za čtyři roky trvání experimentu se však tento předpoklad se nepotvrdil. K vysvětlení může přispět několik skutečností:

1. krátká doba trvání experimentu na to, aby se hromadění organické hmoty na neodvodňovaných plochách mohlo projevit,
2. malá produkce podzemní i celkové biomasy porostem jílku vytrvalého,
3. rozkolísanost vodního režimu neodvodňovaných ploch, díky níž mohlo docházet k občasnému aerobnímu rozkladu organické hmoty.

Z hlediska celkové zásoby Cpool vykazaly ve sledovaných letech významný, zhruba dvoupětinový pokles překvapivě obě skupiny pokusných ploch (graf 6.11). Výsledky ukazují na pochody vedoucí ke zvýšené mineralizaci v půdním profilu a ztráty uhlíku, které s největší pravděpodobností souvisely s aerobní půdní respirací při nižší půdní vlhkosti ve srážkově nestandardním roce 2007 (graf 6.10). V případě simulace intenzivnějšího hospodaření (hnojení, dvě seče) lze rovněž, díky vyšší mikrobiální aktivitě, předpokládat úbytek celkového půdního uhlíku. Ke konci experimentu, kdy byly pokusné plochy ponechány prakticky bez zásahu, však

nedošlo k opětovnému nárůstu Cpool. Obdobnou dynamiku procesů sequestrace – mineralizace SOC popisuje např. (Meersmans, 2009, 2011), přičemž jako přechodný řídicí faktor udává půdní vlhkost závislou na aktuálních srážkách.

Zajímavé jsou hodnoty koncentrací TC, IC a TOC v půdní vodě. Zde je rozdíl mezi odvodňovanými a neodvodňovanými plochami jednoznačný. Z výsledků vyplývá, že odvodňované plochy měly nižší hodnoty TC (v porovnání s neodvodňovanými plochami) s vyšším podílem TOC. Plochy neodvodňované měly vysoké hodnoty TC s vysokým podílem IC. Vzhledem k faktu, že teplota půd byla u obou systémů velmi podobná (graf 6.9), zásadní rozdíl je třeba hledat v rozdílných hladinách spodní vody. Z uvedeného vychází vysvětlení odlišných průběhů u procesů ztrát uhlíku půdním výluhem. V drenážovaném systému byla hladina podzemní vody trvale zaklesnutá. Při vyšších srážkových epizodách docházelo k rychlé ztrátě TOC, který nestačil být mineralizován a odcházel drenáží do recipientu. U nedrenážovaného systému byla hladina spodní vody vysoká, nicméně neustále kolísala. Při vyšších srážkových úhrnech byl jak organický, tak anorganický uhlík v podobě uhličitánů a hydrogenuhličitánů trvale koncentrován v půdní vodě (Pitter, 1990).

Meziroční porovnání koncentrací TC, IC a TOC letní a zimní sezóny u obou systémů, zejména srovnání roků 2006, 2007 a 2008 ve vztahu k mikrobiální půdní biomase, vedlo k následným závěrům. Změny mikrobiální biomasy jsou indikátorem krátkodobých změn a zásahů do půdního prostředí (Vance et al., 1987b), a proto mohou nepřímo napomoci k vysvětlení disproporcí sledovaných hodnot mezi letní a zimní sezónou. Mikrobiální biomasa byla v letní sezóně 2007 (červen) relativně vysoká, a hodnoty zimní sezóny (listopad 2007) byly ještě téměř dvojnásobně vyšší (tabulka 6.9). Podíváme-li se na mezisezónní rozdíly TC, IC, TOC, pak v letní sezóně 2007 došlo u obou systémů k poklesu hodnoty TC. Tento pokles byl doprovázen poklesem hodnot IC, svědčících o ztátách půdního C způsobených půdní respirací (Pavelka et al, 2007). V zimní sezóně 2007 nedošlo oproti očekávání ke změně hodnot TC. Oproti letní sezóně hodnoty TC korespondují s hodnotami TOC, zejména u odvodněných ploch. Toto zjištění by mohlo znamenat, že i když byla mikrobiální aktivita v zimní sezóně vyšší, nedošlo k úplné mineralizaci půdní organické hmoty, ale pouze k její částečné dekompozici (Hagedorn et al, 2009). Rozhodující roli pro mineralizaci C v tomto případě patrně nebudou mít půdní teploty. Ty byly v zimním období 2007 v průměru o 2 °C nižší než v letech 2006 a 2008. Větší význam patrně měly vlhkostní podmínky stanoviště (Jenerette, 2005).



Uvedené skutečnosti vedou k závěru, že plochy s přirozeným hydrologickým režimem se za určitých podmínek (např. při intenzivním obhospodařování), mohou stát uhlíkovým zdrojem (Meersmans, 2009).

### 7.2.2 24-hodinový experiment

Předchozí výsledky z terénních měření naznačují, že látkové ztráty včetně ztráty uhlíku v podobě DOC mohou být soustředěny do období vysokých srážkových epizod, zejména v povodí s narušeným hydrologickým režimem (Procházka et al., 2009). Tento předpoklad jsme ověřovali pomocí modelové simulace extrémní srážkové vlny ve 24-hodinovém experimentu. Tento experiment byl proveden opakovaně tak, aby byla zohledněna letní a zimní sezóna. Výsledky potvrdily předchozí hypotézu, na jejich základě lze vyvodit několik závěrů:

1) Je zcela zásadní rozdíl v chemismu půdní vody za různých hydrologických režimů.

2) V průběhu srážkových epizod nedochází pouze k vyplavení (naředění) rozpuštěných látek (včetně jednotlivých forem C), ale i ke změně chemických parametrů půdní vody. Došlo k posunu v charakteru vod od uhličitanového k síranovému vyplavením rozpustného hydrogenuhličitanu vápenatého (Pitter, 2009), zejména u odvodňovaných ploch. Překvapivá je rychlost těchto změn, neboť k nim došlo v průběhu prvních hodin 24-hodinového experimentu.

3) Fyzikální a chemické parametry v zimní a letní sezóně vykazují stejný průběh – výraznější posuny u jednotlivých parametrů byly detekovány v zimním experimentu.

4) V zimním období mají neodvodňované plochy jednoznačně vyšší potenciál k uhlíkovým ztrátám, zatímco u odvodňovaných ploch je v zimním období vyšší potenciál k uhlíkovému sinku.

### 7.3 Návrhy ke zlepšení stavu pro jednotlivé biotopy

Jedním z dílčích cílů práce bylo na základě výsledků navrhnout úpravu managementu směřující k setrvalému způsobu hospodaření v podhorských zemědělských oblastech. Obecně se dá považovat ubývání SOM, ať už je způsobeno jakýmkoliv procesem, za negativní. Jednak zvyšuje podíl atmosférického CO<sub>2</sub>, jednak přispívá k vyšším látkovým ztrátám z povodí. Vzhledem ke zjištěným

rozdílným procesům vedoucím k uvolňování půdního uhlíku, jsou i navrhované zásahy rozděleny do tří oblastí podle jednotlivých kategorií využití.

### 7.3.1 Orná půda

Přímé dopady orebného způsobu hospodaření na ukládání resp. mineralizaci SOC jsou předmětem obecné diskuse (Hůla, 2010). Podstatnější roli budou mít způsoby obdělávání půdy z hlediska vláhového režimu půd. Současná praxe při pěstování kukuřice, která je plodinou charakteristickou pro zájmové území, vynechává podzimní zpracování půd. To za stávajících mikroklimatických podmínek (viz graf 6.8) přispívá ke zvýšení podílu labilní frakce a mineralizovatelného C (Kabritz et al, 2003) z celkového obsahu půdního organického uhlíku.

Vyšší podíl posklizňových zbytků ve spojení s jarním dodáním organických hnojiv (v zájmovém území dodáváno formou tekutých hnojiv - vlastní pozorování) může vést k zvýšení celkové zásoby půdního uhlíku (Lal, 2008). Vodorozpuštěná labilní frakce půdního uhlíku však zároveň představuje potenciální riziko uhlíkových ztrát prostřednictvím jejího vyplavení z půdního prostředí. Proto musí dojít k ochraně a podpoře sorpčního sorpčního půdního komplexu. V současných ekonomických podmínkách, kdy je finančně dotována produkce energetických plodin, nejsou zemědělci v zájmovém území motivováni k dodržování osevních postupů. Je však třeba vrátit se k standardním zásadám zemědělského hospodaření, včetně dodržování půdoochranných opatření. Zcela zásadní je z tohoto hlediska udržení neutrálního půdního pH prostřednictvím vápnění, tak, aby při použití organických hnojiv nedošlo k jeho poklesu.

Pěstování kukuřice v podhorských oblastech také přináší riziko erozního ohrožení svahů. Zvýšené riziko ztráty SOM prostřednictvím půdní eroze pak bude nutné kompenzovat technickými opatřeními (např. začleněním protierozních travnatých pásů).

### 7.3.2 TTP

Množství organické hmoty v půdách, na kterých se nachází trvalé travní porosty, je spojeno s vláhovým a tepelným režimem půd. Odvodnění pozemků pak dlouhodobě vede ke zvýšené mineralizaci a následným ztrátám půdní organické hmoty. Nicméně experimentálně bylo potvrzeno, že i na odvodněných plochách příslušná agrotechnická opatření vedoucí ke zvýšené produkci nadzemní a podzemní

biomasy mohou zároveň, dokonce i navzdory zvýšené mikrobiální aktivitě, vést k celkové kladné bilanci půdního uhlíku.

Na základě těchto závěrů je možné doporučit pro modelovou oblast zvýšení výměry lučních porostů na úkor pastvin, zároveň při dodržení dvousečného managementu vedoucího ke zvýšení produkce travní biomasy. Zároveň je ovšem třeba mít na paměti, že akceptování tohoto doporučení s sebou může přinést s největší pravděpodobností snížení druhové bohatosti příslušných lučních porostů (Maia et al, 2009).

### 7.3.3 Les

V lesním ekosystému jde především o dlouhodobé změny v lesním managementu. Lesní společenstva by se měla v rámci lesního hospodářského plánu postupně převádět na listnaté respektive na smíšené porosty (Hruška and Krám, 2003a). V porovnání s jehličnany jsou listnáče mnohem vhodnější do takovýchto oblastí, zejména buky (Hruška and Cienciala, 2001), které mají snadněji rozložitelný opad (dekompozice proběhne až na CO<sub>2</sub> a nezastaví se ve fázi tvorby huminových sloučenin jako u jehličnanů). V nejpříznivějších podmínkách, především z lehce rozložitelného opadu listnatých dřevin, potom může vzniknout vhodnější humusová forma označovaná jako mul. Tato forma SOM je stabilnější při náhlé změně vnějších podmínek.

## 8. ZÁVĚR

V práci byla studována střednědobá dynamika obsahu půdního uhlíku a jeho frakcí ve vztahu k chemickým ukazatelům půdy, klimatickým ukazatelům a způsobu využití území v zájmové oblasti Stropnicka. Práce potvrdila základní předpoklad, že za sledované období 2001-2007 došlo k úbytku celkové zásoby půdního organického uhlíku a dalším změnám ve fyzikálně chemických parametrech půd. Výzkum provedený v souladu s dílčími cíli práce (kap. 2) vedl k těmto závěrům:

1. Největší ztráty uhlíku byly oproti předpokladům zaznamenány u lesních půd. Za sledované období se snížil obsah SOC ve svrchní vrstvě lesních půd. Rozdíly v obsahu WSOC (labilní frakce SOC) mezi rokem 2001 i 2007 byly zjištěny ve všech půdních vrstvách (A, B i C). Obsah WSOC se průkazně snížil ve svrchní vrstvě lesních půd. Ve spodních vrstvách naopak došlo ke zvýšení obsahu WSOC. Na orné půdě došlo ke zvýšení obsahu WSOC v celém profilu. Obdobně došlo ke zvýšení obsahu WSOC na TTP.

Ztráty SOC z lesních půd byly způsobeny ztrátou labilní frakce WSOC. U ostatních kategorií (orná půda a TTP) nedošlo k průkazným změnám v obsahu SOC. Zvýšila se však náchylnost těchto půd k případným ztrátám uhlíku.

2. Za sledované období se výrazně snížil obsah BC ve svrchní vrstvě lesních půd. V obsahu BC na orné půdě nebyly zjištěny průkazné rozdíly mezi roky 2001 a 2007. Obdobně jako u orné půdy se ani u TTP neprokázala změna v hodnotách BC.

Lze konstatovat, že k zásadním ztrátám bazických kationtů došlo v lese ve svrchní půdní vrstvě A. Tato ztráta je v příčinné souvislosti se ztrátou SOC (WSOC).

3. Vypočítané průměrné zásoby C na jednotlivých plochách dokládají změny mezi lety 2001 a 2007 pro jednotlivé kategorie využití území a všechna modelová povodí. Zjištěné změny v obsahu uhlíku v půdách zkoumatých dílčích povodí jsou vysvětleny zejména ztrátami uhlíku z lesních půd. Na TTP došlo pouze k mírnému snížení obsahu C a na orné půdě k mírnému nárůstu zásoby uhlíku. K vyšším ztrátám uhlíku došlo v povodí Paseckého a Bedřichovského potoka

(levostranné přítoky Stropnice) oproti pravostranným přítokům (Veverský a Váčekový potok).

4. Byla prokázána vzájemná závislost mezi pH a SOC, resp. WSOC u lesních půd. Se zvyšující se hodnotou pH se snižoval obsah jak SOC, tak WSOC. Nápadný je úbytek vysokých hodnot obsahu SOC (nad 15 %) při nízkém pH ( $\text{pH} < 4$ ) mezi lety 2001 a 2007. Obdobně je tomu i u hodnot WSOC. U orné půdy a TTP nebyla prokázána závislost mezi pH a SOC, případně WSOC. U lesních porostů se za sledované období výrazně snížila těsnost vztahů mezi obsahem hlavních kationtů (Ca, Mg) a SOC resp. WSOC. Obdobný, i když méně výrazný trend byl zaznamenán pro WSOC na TTP. Naopak u orné půdy byla závislost mezi obsahem jednotlivých kationtů a SOC (resp. WSOC) relativně nízká.

Za pravděpodobnou příčinu ztrát SOC během sledovaného období je považováno snížení kyselosti lesních půd. To podpořilo dekompozici a následně také ztráty uhlíku vyplavením WSOC, protože vzrůstem pH je současně ovlivněna iontová síla půdního roztoku. Při srovnání množství odtékajícího DOC vybraných povodí Paseckého potoka (nemá plochy s ornou půdou) a Bedřichovského potoka (tvořeného z velké části ornou půdou) odtékalo v roce 2004 z povodí Paseckého potoka významně více DOC než z Bedřichovského. Toto zjištění podporuje předchozí závěry, že celkové ztráty C jsou způsobeny vyplavením WSOC z lesních půd. Současně prováděný způsob zemědělského hospodaření zejména na orné půdě nevede k zásadním ztrátám půdního uhlíku, jak se předpokládalo.

5. V průběhu pěti let experimentu s dvěma odlišnými hydrologickými režimy vykazovaly odvodňované plochy průkazně nižší koncentrace celkového uhlíku v půdní vodě než plochy neodvodněné. Na odvodněných i neodvodněných plochách byl zaznamenán průkazný vzestup průměrných ročních koncentrací všech forem rozpuštěného uhlíku mezi počátkem a koncem pokusu (2005-2009). Odvodňované plochy měly nižší hodnoty TC (v porovnání s neodvodňovanými plochami), zejména díky nízkým koncentracím IC. Koncentrace TOC byly podobné v obou hydrologických systémech.

Vzhledem k faktu, že teplota půd u obou systémů byla velmi podobná, vysvětlení pro rozdílné hodnoty TC a jeho složek je třeba hledat v rozdílných hladinách spodní vody.

6. Zásoby půdního uhlíku (Cpool) u odvodněných a neodvodněných ploch byly vypočítány na podkladě hodnot SOC. Nejvyšší hodnoty Cpool byly zjištěny v

roce 2006. Nejnižších hodnot Cpool bylo dosaženo v závěrečném roce experimentu. V průběhu let 2005 až 2009 se neprojevíly průkazné rozdíly v obsahu Cpool mezi odvodněnými a neodvodněnými plochami. Statisticky signifikantní ( $p < 0.001$ ) je pokles hodnot Cpool mezi roky 2006 a 2008.

Při porovnání odvodněných a neodvodněných ploch byly ve všech případech zjištěny vyšší hodnoty Cmic u neodvodněných ploch. U obou hydrologických systémů došlo po každém agrotechnickém zásahu (jarní hnojení, letní a podzimní sečení) k významnému nárůstu hodnot celkové mikrobiální biomasy. Poměr Cmic /TOC rostl po celou dobu simulace intenzivního hospodaření (rok 2007), a to u obou hydrologických systémů. Vzrůst hodnot Cmic vlivem agrotechnických zásahů je v kontextu práce považován za indikátor zvýšené mikrobiální aktivity, která, spolu se srážkově abnormálním rokem 2007, vysvětluje ztráty Cpool.

7. Výsledky simulace extrémních srážkových epizod ve 24-hodinovém experimentu potvrdily hypotézu vycházející z terénních měření, že látkové ztráty včetně ztráty uhlíku v podobě DOC mohou být soustředěny do období vysokých srážkových epizod. Obdobně jako při dlouhodobém experimentu se ukázalo, že na odvodněných plochách byl ve srovnání s plochami neodvodněnými nižší obsah IC. Pokles koncentrace TC na odvodněných plochách byl způsoben poklesem IC. Hodnota TOC byla velmi podobná u obou hydrologických režimů a po celou dobu experimentu se téměř neměnila.

V průběhu srážkových epizod nedošlo pouze k vyplavení (naředění) rozpuštěných látek (včetně jednotlivých forem C), ale i ke změně chemických parametrů půdní vody. Došlo k posunu v charakteru vod od uhličitanového k síranovému, zejména u odvodňovaných ploch. Překvapivá je rychlost těchto změn, neboť k nim došlo v průběhu prvních hodin experimentu.

8. Současná praxe při pěstování kukuřice, která je plodinou charakteristickou pro zájmové území, vynechává podzimní zpracování půd. To za stávajících mikroklimatických podmínek přispívá ke zvýšení podílu labilní frakce z celkového obsahu půdního organického uhlíku. Vodorozpustná labilní frakce půdního uhlíku však zároveň představuje potenciální riziko uhlíkových ztrát prostřednictvím jejího vyplavení z půdního prostředí. Toto riziko umocňuje jednostranný motivační systém zemědělského hospodaření, kdy je finančně dotována produkce energetických plodin a v důsledku toho nejsou v zájmovém území dodržovány osevnické postupy. Je třeba vrátit se k standardním zásadám

zemědělského hospodaření, včetně dodržování půdoochranných opatření zohledňujících (mimo jiné) ochranu a podporu půdního sorpčního komplexu.

Podpora sequestrace uhlíku v půdách lesních ekosystémů vyžaduje dlouhodobé změny v lesním managementu. Lesní společenstva by se měla v rámci lesního hospodářského plánu postupně převádět na listnatá respektive na smíšená. V porovnání s jehličnany jsou listnáče (zejména buky) mnohem vhodnější do podmínek zájmového území. Z lehce rozložitelného opadu listnatých dřevin vzniká humusová forma označovaná jako mul, která stabilnější při náhlé změně vnějších podmínek než méně kvalitní formy humusu.

## 9. SOUHRN

Cílem práce bylo stanovit změny v obsahu organického C v půdách v závislosti na využívání území a na základě toho odhadnout schopnost půd vybraných biotopů modelových povodí řeky Stropnice zadržovat nebo uvolňovat C. Stanovit závislost mezi jednotlivými kategoriemi využití krajiny a půdními vlastnostmi (SOM, kationtová výměnná kapacita, bazické kationty), podchytit jejich změny v čase. Odhadnout vazbu mezi způsobem hospodaření a využitím území se souvisejícími změnami půdního prostředí a odtokem látek z povodí. Na základě zjištěných skutečností navrhnout konkrétní opatření v rámci zemědělského a lesního hospodaření na vybraných biotopech v zájmové oblasti.

Zájmové území leží v Jihočeském kraji v podhůří Novohradských hor. Je tvořeno horním tokem řeky Stropnice a jejími přítoky. Jedná se o pravo a levostranné přítoky Stropnice - Veverský, Váčkový, Pasecký a Bedřichovský potok. Charakter jednotlivých subpovodí je dán rozdílným využitím území a rozdílným způsobem hospodářského využívání. Vrcholové části zájmových území jsou u všech shodně tvořeny lesním ekosystémem. Uvedená modelová území mají shodné geologické, pedologické, hydrologické a klimatické parametry. Zájmové území prodělalo bouřlivý historicko - sociální vývoj, který přinesl zásadní změny v krajinné struktuře. Do změny využití území se zásadním způsobem promítl odsun původního obyvatelstva, izolace území v hraničním pásmu, změny intenzifikace zemědělství spojené s pozemkovými úpravami a v neposlední řadě útlum hospodaření po roce 1989.

Pro stanovení změn v obsahu SOC a dalších fyzikálně-chemických parametrů, byly provedeny půdní odběry na konci vegetačního období 2001. Stejný postup byl zopakován i v roce 2007. Odebrány byly půdní vzorky ve čtyřech uvedených povodích, ve třech charakteristických biotopech. Odběrová místa byla vybrána náhodně, ale tak aby reprezentovala charakteristické složení biotopů napříč jednotlivými povodími. Pomocí TOC Analyzer FORMA CS<sup>HT</sup> byly stanoveny koncentrace celkového uhlíku (TC) a celkového anorganického a organického uhlíku (TIC, TOC). Laboratorní zpracování vzorků vody zahrnovalo ověření pH a vodivosti a stanovení alkality. Dále byl stanovován obsah nerozpuštěných látek, anionty  $\text{NO}_3^-$ -N,  $\text{NO}_2^-$ -N,  $\text{PO}_4^{3-}$ -P,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  a kationty  $\text{NH}_4^+$ -N,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ . V průběhu sezóny 2005 byl na terénní stanici ZF JU (Vomáčka) zahájen řízený experiment dlouhodobého sledování změn organických látek, zejména organického uhlíku



v závislosti na způsobu hospodaření (agrotechnických zásazích), při současné simulaci odvodnění-zamokření pozemků.

Součástí dlouhodobého experimentu byly i krátkodobé (24 hodinové) simulace extrémních srážkových úhrnů. Cílem těchto vložených experimentů bylo vysledovat změny v chemicko-fyzikálních parametrech půdních vod, na plochách travních porostů ovlivněných drenážním systémem, při průběhu extrémních srážkových epizod.

Naměřená data byla zpracována v programu Statistica CZ 6. V rámci základní statistiky byl stanoven průměr, medián, minimum, maximum, rozpětí, rozptyl, směrodatná odchylka a směrodatná chyba. Pro další zpracování byla použita vícerozměrová analýza rozptylů (Anova), testováno pomocí Tukeyho testu. Pro zpracování výsledků experimentu Vomáčka byla použita vícerofaktorová Anova při opakovaných měřeních, testováno pomocí Wilksova testu.

Hydrochemická data, včetně stanovení obsahu uhličitánů, hlavních iontů, iontové bilance, byla zpracována a vizualizována v programu RockWare AqQA 1.1.1.

Výsledky prokázaly statisticky signifikantní ( $F = 3,9$   $p = 0,014$  - Pasecký potok) pokles hodnot SOC v mezidobí let 2001 a 2007. Při porovnání hlavních kategorií využití území byl největší pokles SOM prokazatelně zaznamenán v lesních půdách. Statisticky významný ( $p < 0,0001$ ) byl vyšší obsah WSOC u orné půdy a na TTP. Další důležitou sledovanou veličinou bylo pH. Mezi roky 2001 a 2007 došlo v lesních půdách ke zvýšení hodnoty pH ve svrchních vrstvách A a B ve všech povodích. Statisticky průkazné bylo toto zvýšení v povodí Paseckého potoka ( $p = 0,009$ ).

U dlouhodobého experimentu se v průběhu let 2005 až 2009 projeví rozdíly v obsahu TOC mezi odvodněnými a neodvodněnými plochami. Obecně se dá konstatovat, že plochy odvodňované vykazovaly průkazně nižší koncentrace celkového uhlíku (TC 42,8 – 76,53  $\text{mg.l}^{-1}$ ) než plochy neodvodněné (TC 80,02 – 116,78  $\text{mg.l}^{-1}$ ). Tento rozdíl souvisel s obsahem anorganického uhlíku, který se pohyboval v rozmezí 19,97 - 38,03  $\text{mg.l}^{-1}$  na plochách odvodňovaných a 52,36 – 79,98  $\text{mg.l}^{-1}$  na plochách s přirozeným hydrologickým režimem. Naproti tomu obsah organického uhlíku byl podobný na obou typech ploch a pohyboval se v rozmezí 19,19 – 39,84  $\text{mg.l}^{-1}$ .

Největší potenciál sequestrovat organický uhlík má orná půda. Tento potenciál je způsoben vzrůstem labilní formy půdního organického uhlíku, může se tudíž při

jakékoliv změně vnějších i vnitřních faktorů obrátit opačným směrem. Největší množství uvolněného uhlíku bylo zaznamenáno překvapivě u lesního ekosystému. Spouštěcím procesem zde není, jak práce prokázala, obecně přijímané zvýšení mineralizace související s globálním oteplováním, ale antropogenní procesy zaměřené primárně na zlepšení životního prostředí člověka, konkrétně na zlepšení stavu ovzduší snížením emisí oxidu siřičitého. Lesnímu ekosystému je tedy možné přisoudit vysoký potenciál stát se uhlíkovým zdrojem.

## 10. SUMMARY

The aim of the thesis was to determine changes of organic C content in soils according to the landuse and to evaluate the ability of chosen biotope soils in the model catchment Stropnice to hold-up or release C. Further, to assess the relationship between landuse categories and soil properties (SOM, CEC, basic cations), to capture the time changes, estimate the linkage between the agricultural management and landuse in dependence on soil profile change and matter losses in the catchments, and, eventually, to suggest particular arrangements in agricultural and forest management in the chosen biotopes in the area of interest.

The area of interest is in South Bohemia at the foothills of Novohradské mountains and is created by the headwaters of the river Stropnice. The side streams are Veverský, Váčekový, Pasecký and Bedřichovský brooks. The character of individual subcatchments is determined by different ways of landuse and economic development. All the top parts of the area of interest are composed of forest ecosystems and all the model areas have the same geological, pedological, hydrological and climate parameters. The landscape structure has been influenced by stormy historical and social development – above all by the original inhabitants evacuation, the border zone isolation, the agriculture intensification changes connected with land consolidation and management damping after 1989.

For the assessment of changes in the content of SOC and other physico-chemical parameters a soil sampling was carried out at the end of the vegetation period 2001 and 2007. The soil samples came from the four mentioned catchments, in three characteristic biotopes. The sampling places were chosen by random but with regard to representing the biotope properties in different catchments. TOC analyser FORMA CS<sup>HT</sup> defined TC, TIC and TOC concentration. Samples of water were used in laboratory for defining pH, conductivity and alkalinity. Further, the contents of undissolved matters, anions  $\text{NO}_3^-$ -N,  $\text{NO}_2^-$ -N,  $\text{PO}_4^{3-}$ -P,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  and cations  $\text{NH}_4^+$ -N,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  were assessed. In the course of season 2005 the field station Vomáčka (ZF JU) started a controlled experiment of long-term observation of organic matter changes, above all organic carbon and its relation to the ways of management (agricultural practices ) while simulating drainage or waterlogging of the area.

As a part of that experiment also a short-term simulation (24 hours) of extreme precipitation water were carried out. The aim was to observe changes in physico-chemical parameters of soil waters on grass areas with a drainage system.

The gained data were processed in programme Statistica CZ6. The basic statistics fixed the average, median, minimum, maximum, range, dispersion and standard deviation. In further process a multi-dimension analyses of dispersion (Anova) was used, tested by Tukey's test. The experiment Vomáčka results were processed by multi-factor Anova (repeated measuring), tested by Wilks's test.

Hydro-chemical data, including the content of carbonates, main ions, ion balance, were processed and visualized in programme Rock Ware AqQA 1.1.1.

The results proved significant ( $F = 3,9$   $p = 0,014$ ) decrease of SOC values between the years 2001 and 2007. The comparison of the main land use categories showed the biggest decrease of SOM in forest soils. Significant in statistics ( $p < 0,0001$ ) was the higher WSOC content in arable land and grassland. Values of pH were higher in forest ecosystems in top soil layers A and B in all catchments. The increase in Pasecký catchment was the most meaningful statistically ( $p = 0,009$ ).

The controlled experiment in the course of years 2005 – 2009 showed differences in TOC content between the drained and non-drained areas. Generally, it may be said that in drainage lands there is lower concentration of total carbon with relatively high amount of organic carbon (TC 42.8 – 76.53  $\text{mg.l}^{-1}$ , TOC 19.19 – 39.84  $\text{mg.l}^{-1}$ ). Areas with natural hydrological regime have high concentration of total carbon with high content of anorganic C in relation to lower DOC (TC 80.02 – 116.78  $\text{mg.l}^{-1}$ , TOC 23.08 – 38.45  $\text{mg.l}^{-1}$ ). Concentration values of all the carbon forms oscillate less in winter than in summer.

Arable land has the biggest potential for organic C sequestration. It is caused by growth of the soil organic carbon labile form which means that it can dramatically change in different conditions. Surprisingly, the highest amount of released carbon was observed in forest ecosystem. The thesis has proved that the generally accepted idea of the linkage between higher mineralization and global warming is not the trigger process. It is all the anthropogenic processes primarily focused on environmental improvements, particularly on the sulphur dioxide emission reduction. Forest ecosystem may become the most important carbon source in the future.

## 11. SEZNAM CITOVANÉ LITERATURY

- Anderson T. H., Joergensen R. G., 1997: Relationship between SIR and FE estimates of microbial biomass C in deciduous forest soils at different pH. *Soil biology and biochemistry*, 29, 1033–1042.
- Bates R. G., 1973: *Determination of pH: theory and practice*. New York : John Wiley and Sons, 479.
- Batjes N. H., 1996: Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European journal of soil science*, 47, 151-163.
- Billett M. F., Parker-Jervis F., Fitzpatrick E. A., Cresser M. S., 1990: Forest soil chemical changes between 1949/50 and 1987. *Journal of Soil Science*, 41, 133–145.
- Binkley D., Son Y., Valentine D. W., 2000: Do forests receive occult inputs of nitrogen? *Ecosystems*, 3, 321-333.
- Blake L., Goulding K. W. T., Mott C. J. B., Johnston A. E., 1999: Changes in soil chemistry accompanying acidification over more than 100 years under woodland and grass at Rothamsted Experimental Station, UK. *European Journal of Soil Science*, 50, 401–412.
- Blanco-Canqui H., Lal R., 2008: No-tillage and soil-profile carbon sequestration: An on-farm assessment. *Soil Science Society of America Journal*, 72, 693-701.
- Bodlák L., Sýkorová Z., Lhotský R., Pechar, L., 2007: Determination of the matter losses in two model catchments of the Stropnice River. 2nd Annual Meeting of the Society of Wetlands Scientists – Europe, Třeboň, Czech Republic, 17-18 pp.
- Bodlák L., Vinciková H., Nedbal V., Hais M., Sýkorová Z., Chmelová I., Němcová J., Pechar L., Stará L., Šťastný J., Havránek J., Pecharová E., 2008: Soubor speciálních tematických map, metodik a metodických postupů ke stanovení funkčních aspektů krajiny pro správní území obcí Horní Stropnice a Nové Hrady [A collection of special thematic maps and methods used to determine functional aspects of the landscape for the districts of Horní Stropnice and Nové Hrady]. Kostelec nad Černými lesy, Lesnická práce, s. r. o. , 80 s.
- Bosatta E., Ågren G.I., 1999: Soil organic matter quality interpreted thermodynamically. *Soil Biology and Biochemistry*, 1889–1891.

- Brady N. C., Ray R. W. 2002: The nature and properties of soil. Pearson Education, Inc., Upper Saddle River, New Jersey.
- Brookes P. C., Kragt J. F., Powlson D. S., et al., 1985: Chloroform fumigation and the release of soil nitrogen the effects of fumigation time and temperature. *Soil biology and biochemistry*, 17, 831-835.
- Buckingham S., Tipping E., Hamilton-Taylor J., 2008: Concentrations and fluxes of dissolved organic carbon in UK topsoils. *Science of the Total Environment*, 407, 460-470.
- Callesen I., Ingerslev M., Raulund-Rasmussen K., 2007: Dissolution of granulated wood ash examined by in situ incubation: Effects of tree species and soil type. *Biomass and bioenergy*, 31, 693-699.
- Campbell C. A., Paul E. A., Rennie D. A., McCallum K. J., 1967: Applicability of the carbon-dating method of analysis to soil humus studies. *Soil Science*, 104, 217-224.
- Campbell C. A., Biederbeck V. O., Wen G., Zenter R. P., Schoenau J., Hahn D., 1999: Seasonal trends in selected soil biochemical attributes: Effects of crop rotation in the semiarid prairie. *Canadian Journal of Soil Science*, 79, 73 - 84.
- Conant R.T., Paustian K., Elliot E.T., 2001: Grassland management and conversion into grassland: effects on soil carbon. *Ecological Application*, 11, 343-355.
- Cox P.M., Betts R.A., Jones C.D., Spall S.A., Totterdell I.J. 2000: Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, 408, 184-187.
- Culek M. 1996: Biogeografické členění České republiky. Enigma, Praha, 347 s.
- Curtin D., Smillie G. W., 1984: Soil Solution Composition as Affected by Liming and Incubation. *Soil Science Society of America Journal*, 47, 701-707.
- Davidson E.A., Janssens I.A., 2006: Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 440, 165-173.
- Desjardins T., Barros E., Sarrazin M., Girardin C., Mariotti A., 2004: Effects of forest conversion to pasture on soil carbon content and dynamics in Brazilian Amazonia. *Agriculture Ecosystems and Environment*, 103, 365-373.
- Dixon J. B., Weed S. B., 1989: *Minerals and Soil Environments*, 2d ed. (Madison, Wis.: Soil Sci. Soc. Amer.),

- Dušek L., Tesařová M. 1996: Influence of polychlorinated biphenyls on microbial biomass and its activity in grassland soil. *Biology and fertility of soils*, 22, 243-247.
- Dykyjová a kol. 1989: *Metody studia ekosystémů*. Academia, Praha.
- Erb K. H., 2004: Land-use related changes in aboveground carbon stock of Austrias terrestrial ecosystems. *Ecosystems*, 7, 563-572.
- Erlandsson M., Buffam I., Fölster J., Laudon H., Temnerud J., Weyhenmeyer G. A., Bishop K., 2008. Thirty-five years of synchrony in the organic matter concentration of Swedish rivers explained by variation in flow and sulphate. *Global Change Biology*, 14, 1191 – 1198.
- Faulkner S. P., a Richardson C.J., 1989: Physical and chemical characteristics of freshwater wetland soils. In: Hammer, D.A. (ed.), *Constructed Wetlands for Wastewater Treatment*. Lewis Publishers, Chelsea, Michigan, 41-72.
- Fiedler S., Kalbitz K., 2003: Concentrations and properties of dissolved organic matter in forest soils as affected by the redox regime. *Soil Science*, 168, 793–801.
- Freeman C., Evans C. D., Monteith D. T., Reynolds B., Fenner N. 2001: Export of organic carbon from peat soils. *Nature*, 421, 785.
- Freibauer A., Rounsevell M D A., Smith P., Verhagen J., 2004: Carbon sequestration in the agricultural soils of Europe. *Geoderma*, 122, 1-23.
- Frolking S., Goulden M., Wofsy S., Sutton D., Munger J., Bazzaz A., Doube B., Grill P., Aber J., Band L., Wang X., Savage K., Moore T., Harriss R., 1996: Modelling temporal variability in the carbon balance of a spruce/moss boreal forest. *Global Change Biology*, 2, 343-366.
- Glickman T S., 2000: *Glossary of meteorology*. American Meteorological Society, Boston, Mass, 855.
- Güler C., Thyne G., McCray J.E., Turner A.K., 2002: Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeology Journal*, 10, 455–474.
- Hagedorn F., Martin M., Rixen Ch., Rush S., Bebi P., Zürcher A., Siegwolf R. T. W., Wipf S., Escape Ch., Roy J., Hättenschwiler S., 2009: Short-term responses of ecosystem carbon fluxes to experimental soil warming at the Swiss alpine treeline. *Biogeochemistry*, 97, 7-19.

- Halliday J. C., Tate K. R., McMurtrie R. E., Scott N. A., 2003: Mechanisms for changes in soil carbon storage with pasture to *Pinus radiata* land-use change. *Global Change Biology*, 4, 1294-1308.
- Hartley I. P., Ineson P., 2008: Substrate quality and the temperature sensitivity of soil organic matter decomposition. *Soil Biology & Biochemistry*, 40, 1567-1574.
- Hendershot W. H., Lalonde H., Duquette M., 1993: Ionexchange and exchangeable cations. In M.Carter, editor. *Soil sampling and methods of analysis*. LewisPublishers, Boca Raton, Florida, USA.
- Hernandez-Ramirez G., Brouder S. M., Smith D. R., Van Scoyoc G. E., 2009: Carbon and nitrogen dynamics in an Eastern Corn Belt soil: Nitrogen source an rotation. *Soil Science Society of America Journal*, 73, 128-137.
- Hofman J., Dušek L., 2003: Biochemical analysis of soil organic matter and microbial biomass composition – a pilot study. *European journal of soil biology*. 39, 217-224.
- Holland E., Neff J., Townsend A., McKeown B., 2000: Uncertainties in the temperature sensitivity of decomposition in tropical and subtropical ecosystems: implications for models. *Global Biogeochemical Cycles*, 14, 1137 – 1151.
- Hooker B A., Morris T F., Peters R., Cardon Z G., 2005: Long term effects of tillage and corn stalk return on soil carbon dynamics. *Soil Science Society of America Journal*, 69, 188-196.
- Horáček J., Ledvina R., Koubalíková J. 1994: *Geologie a půdoznalectví*. Skriptum, ZF JU, České Budějovice, 71 pp.
- Hruška J. 1994: Podíl přírodních organických kyselin na kyselosti povrchových vod rašelinných oblastí postižených antropogenní acidifikací. *Disertační práce*, Český geologický ústav, Praha, 85 s.
- Hruška J., Cienciala E. 2001: *Dlouhodobá acidifikace a nutriční degradace lesních půd-limitující faktor současného lesnictví*. Ministerstvo životního prostředí, Praha, 159 p.
- Hruška J., Kohler S., Laudon H., Bishop K. 2003b: Is a Universal Model of Organic Acidity Possible: Comparison of the Acid/Base Properties of Dissolved Organic Carbon in the Boreal and Temperate Zones. *Environmental science and technology*, 37, 1726-1730.



- Hruška J., Moldan F., Krám P., 2002: Recovery from acidification in Central Europe – observed and predicted changes of soil and streamwater chemistry in the Lysina catchment, Czech Republic. *Environmet & Pollutant*, 120, 261-274.
- Hruška J., Krám P. 2003a: Modelling long-term changes in stream water and soil chemistry in catchments with contrasting vulnerability to acidification (Lysina and Pluhuv dvur, Czech Republic). *Hydrology and Earth system sciences*. 7, 525-539.
- Huang P. M., Schnitzer M. 1986: Interactions of soil minerals with natural organics and microbes. Soil Science Society of America. Division S-9, Soil Science Society of America. Division S-2, Soil Science Society of America. Division S-3, 606 p.
- Hůla J., 2010: Dopad netradičních technologií zpracování půdy na půdní prostředí. Uplatněná certifikovaná metodika, Ministerstvo zemědělství ČR Praha.
- Chábera S. 1985: Neživá příroda. Jihočeská vlastivěda řada A, Jihočeské nakladatelství, České Budějovice, 271 s.
- Chapin F. S. III., Matson P. A., Mooney H. A. 2002: Principles of terrestrial ecosystem ecology. Springer Science and Business Media, New York.
- Insam H., Domch K. H., 1988: Relationship between soil organic carbon and microbial biomass on chronosequences of reclamation sites. *Microbial ecology*. 15, 177-188.
- IPCC, 2000: Special report on emissions scenarios. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Jandák J., 2001: Půdoznalství. AF MZLU Brno, 142 s.
- Jarvis P., Linder S., 2000: Constraints to growth of boreal forests. *Nature*, 405, 904-905.
- Jenerette G. D., Lal R., 2005: Hydrologic sources of carbon cycling uncertainty throughout the terrestrial-aquatic continuum. *Global Change Biology*, 11, 1873–1882.
- Jiang P., Xu Q., 2006: Abundance and dynamics of soil labile carbon pools under different types of forest vegetation. *Pedosphere*, 16, 505 - 511.
- Jobbágy E. G., Jackson R. B., 2000: The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications*, 10, 423 – 436.

- Johnson J. M. F., Reicosky D. C., Allmaras R. R., Sauer T. J., Venterea R. T., Dell C. J., 2005: Greenhouse gas contributions and mitigation potential of agriculture in the central USA. *Soil and Tillage Research*, 83, 73 – 94.
- Jones C.D., Cox P., Huntingford C., 2003: Uncertainty in climate-carbon-cycle projections associated with the sensitivity of soil respiration to temperature. *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology*, 55, 642–648.
- Kalbitz K., Schmerwitz J., Schwesig D., Matzner E., 2003: Biodegradation of soil-derived dissolved organic matter as related to its properties. *Geoderma* 113, 273–291.
- Kaiser K., Gruggenberger G., 2003: Mineral surfaces and soil organic matter. *European Journal of Soil Science*, 54, 219-236.
- Kim, H.S., Pfaender, F.K., 2005. Effects of microbially mediated redox conditions on PAHsoil interactions. *Environmental Science and Technology* 39, 9189–9196.
- Kirschbaum M.U.F. 2006: The temperature dependence of organic-matter decomposition – still a topic of debate. *Soil Biology & Biochemistry*, 38, 2510-2518.
- Kleja D. B., Svensson M., Majdi H., Jansson P-E., Langvall O., Bergkvist B., Johansson M-B., Weslien P., Truusb L., Lindroth A., Ågren G I., 2007: Pools and fluxes of carbon in three Norway spruce ecosystems along a climatic gradient in Sweden. *Biogeochemistry*, 89, 7-25.
- Knorr W., Prentice I. C., House J. I., Holland E. A., 2005: Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. *Nature*, 433, 298-301.
- Kopáček J., Kaňa J., Šantrůčková H., Porcal P., Hejzlar J., Píček T., Šimek M., Veselý J. 2002: Physical, chemical, and biochemical characteristics of soil in watersheds of the Bohemian Forest lakes: II. Čertovo a Černé Lakes. *Silva Gabreta*, 8, 63-93.
- Kucharik C. J., 2007: Impact of prairie age and soil order on carbon and nitrogen sequestration. *Soil Science Society of America Journal*, 71, 430–441.
- Ladd J. N., Amato M., 1988: Relationship between biomass C-14 and soluble organic C-14 of a range of fumigated soils. *Soil biology and biochemistry*. 20, 115-116.
- Lal R., Mahboubi A. A., Fausey N. R., 1994: Long-term tillage and rotation effects on properties on of central Ohio soil. *Soil Science Society of America Journal*, 58, 517 – 522.

- Lal R. 2004a: Soil carbon sequestration impacts on climate change and food security. *Science*, 304, 1623-1627.
- Lal R. 2004b: Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, 123, 1-22.
- Lal R., 2008: Soil carbon stocks under present and future climate with specific references to European ecoregions. *Nutrient cycling in Agroecosystems*. 81, 113-127.
- Lawrence G. B., David M. B., Shortle W. C., 1995: A new mechanism for calcium loss in forest-floor soils. *Nature*, 378, 162-165.
- Leifeld J., Kögel-Knabner I., 2005: Soil organic matter fractions as early indicators for carbon stock changes under different land-use? *Geoderma*, 124, 143-155.
- Lenton T., Huntingford C., 2003: Global terrestrial carbon storage and uncertainties in its temperature sensitivity examined with a simple model. *Global Change Biology*, 9, 1333-1352.
- Liang T., Cui X., Feng Q., Wang Y., Xia W., 2009: Remotely sensed dynamics monitoring of grassland aboveground biomass and carrying capacity during 2001 - 2008 in Gannan pastoral area. *Acta prataculturae Sinica*, 26, 19-26.
- Liberloo M., Calfapietra C., Lukac M., Godbold D., Luo Z., Polle A., Hoosbeek M. R., Kull O., Marek M., Raines Ch., Rubino M., Taylor G., Scarascia-Mugnozza G., Ceulemans R., 2006: Woody biomass production during the second rotation of a bio-energy *Populus* plantation increase in a future high CO<sub>2</sub> world. *Global Change Biology*, 12, 1094-1106.
- Likens G. E., Driscoll C. T., Buso C. T., 1996: Long-term effects of acid rain: Response and recovery of a forest ecosystem. *Science*, 272, 244-246.
- Liski J., Perruchoud D., Karjalainen T., 2002: Increasing carbon stock in the forest soils of western Europe. *Forest Ecology and Management*, 169, 159-175.
- Loll M. J., Bollag J-M. 1983: Protein transformation in soil. *Advances in Agronomy*, 36, 351-382.
- Luo Y., Zhou X. 2006: *Soil respiration and the environment*. Elsevier, Burlington, USA.
- Lütze R., 1961: Das Temperaturklima von Waldbeständen und Lichtungen im Vergleich zur offenen Flur. *Arch Forstwirtschaft* 10:17-83

- Maia S.M.F., Ogle S.M., Cerri C.E.P., Cerri C.C., 2009: Effect of grassland management on soil carbon sequestration in Rondônia and Mato Grosso states, Brazil. *Geoderma*, 149, 84 - 91.
- Mayer L. M., 1994: Relationships between mineral surfaces and organic carbon concentrations in soils and sediments. *Chemical Geology*, 114, 347-363.
- McLauchlan K.K., Hobbie S.E., 2004: Comparison of labile soil organic matter fractionation techniques. *Soil Science Society of America Journal*, 68, 1616-1625.
- McLauchlan K.K., Hobbie S.E., Post, W.M., 2006: Conversion from agriculture to grassland builds soil organic matter on decadal timescales. *Ecological Applications*, 16, 143–153.
- Meersmans J., Wesemael B., Ridder F., Fallas Dotti M., De Baets S., Molle M., 2009: Changes in organic carbon distribution with depth in agricultural soils in northern Belgium, 1960 – 2006. *Global Change Biology*, 15, 2739-2750.
- Meersmans J., Wesemael B., Goidts E., Molle M., De Baets S., De Redder F., 2011: Spatial analysis of soil organic carbon evolution in Belgian croplands and grassland, 1960-2006. *Global Change Biology*, 17, 466-479
- Melillo J., Steudler P., Aber J., Newkirk K., Lux H., Bowles F., Catricala C., Magill A., Ahrens T., Morrisseau S., 2002: Soil warming and carbon-cycle. Feedback to the climate system. *Science*, 298, 2173-2176.
- Merckx R., Martin J. K., 1987: Extraction of microbial biomass components from rhizosphere soils. *Soil biology and biochemistry*. 19, 371-376.
- Mikulová L., a kol. 2000: Studie hodnocení krajinného rázu. Regionální oborový dokument ochrany přírody a krajiny pro území Přírodního parku Novohradské hory, LesInfo a. s., České Budějovice, 125 s.
- Mitsch W.J., Gosselink J.G. 2000. *Wetlands*. 3. vydání. Joh Wiley and Sons, New York.
- Moebius-Clune B N., van Es H. M., Idowu O J., Schindelbeck R R., Moebius-Clune D J., Wolfe D W., Abawi G S., Thies J E., Gugino B K., Lucey R., 2008: Long-term effects of harvesting maize stover and tillage on soil quality. *Soil Science Society of America Journal*, 72, 960-969.
- Monteith D. T., Stoddard J. L., Evans Ch. D., de Wit H. A., Forsius M., Høgåsen T., Wilander A., Skjelkvåle B. L., Jeffries D. S., Vuorenmaa J., Keller B., Kopáček J.,

- Veselý J., 2007: Dissolved organic carbon trends resulting from changes in atmospheric deposition chemistry. *Nature*, 450, 537-540.
- Moore T., Dalva M., 2001: Some controls on the release of dissolved organic carbon by plant tissue and soils. *Soil Science*. 166, 38–4
- Mze 2003: Situační výhledová zpráva – Půda, MZe, Praha.
- Nannipieri P., Gori S., Arcara P. G., et al., 1984: Nitrogen balance of unfertilized grass legume meadow in central Italy. *Agrochimica*. 28, 325-335.
- Nátr L. 2000: Koncentrace CO<sub>2</sub> a rostliny. ISV nakladatelství, Praha.
- Němeček J., Smolíková L., Kutílek M., 1990: Pedologie a paleopedologie, Academia, Praha, 546 s.
- Němeček J. a kol. 2001: Taxonomický klasifikační systém půd České republiky, ČZU, VÚMOP Praha, 98 s.
- Neuhäuslová Z., a kol. 1998: Mapa potenciální vegetace České republiky, Academia, Praha.
- O'Brien S. L., Jastrow J. D., Grimley D. A., Gonzalez-Meler M. A., 2010: Moisture and vegetation controls on decadal-scale accrual of soil organic carbon and total nitrogen in restored grasslands. *Global Change Biology*, 16, 2573-2588.
- Ogle S.M., Conant R.T., Paustian K., 2004: Deriving grassland management factors for a carbon accounting method developed by the intergovernmental panel on climate change. *Environmental Management*, 33, 474–484.
- Oulehle F., Hofmajstr J., Hruška J. 2007: Modeling of the long-term effect of tree species (Norway spruce and European beech) on soil acidification in the Ore Mountains. *Ecological modelling*. 204, 359-371
- Oulehle F., Hofmeister J., Cudlín P., Hruška J., 2006: The effect of reduced atmospheric deposition on soil solution chemistry at a site subjected to long-term acidification, Načetín, Czech Republic. *Science of the Total Environment* 370, 532-544.
- Pacala S., Socolow R., 2004: Stabilization wedges: solving the climate problem for the next 50 years with current technologies. *Science*, 305, 968 – 972.
- Paustian K., Parton W. J., Persson J., 1992: Modeling soil organic matter in organic amended and nitrogen fertilized long-term plots. *Soil science society of America journal* 56, 476-488.

- Pavelka M., Acosta M., Marek V. M., Kutch W., Janous D., 2007: Dependence of the  $Q_{10}$  values on the depth of the soil temperature measuring point. *Plant Soil*, 292, 171-179.
- Perruchoud D., Joos F., Fischlin A., Hajdas I., Bonani G., 1999: Evaluating timescales of carbon turnover in temperate forest soils with radiocarbon data. *Global Biogeochemical Cycles*, 13, 555-573
- Piper A. M., 1944: A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *American Geophysical Union Transactions*, 25, 914-923.
- Pitter P. 1990: *Hydrochemie*. SNTL Praha, 568 s.
- Poleno Z., 2007: Pěstování lesů II. *Lesnická práce*, s. r. o. Kostelec nad Černými lesy, 463.
- Powlson D. S., Brookes P. C., Christensen B. T., 1987: Measurement of soil microbial biomass provides an early indicator of changes in total soil organic matter due to straw incorporation. *Soil biology and biochemistry*, 19, 159-164.
- Prentice I. C., Farquhar G. D., Fasham M. J. R., Goulden M. L., Heimann M., Jaramillo V. J., Khashgi H. S., LeQu'ere C., Scholes R. J., Wallace D. W. R. 2001: The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, 183-237.
- Pribyl, D.W., 2010. A critical review of the conventional SOC to SOM conversion factor. *Geoderma* 156, 75-83.
- Procházka J., Brom J., Pechar L., 2009: *Soil and Water Research*, 4, 75-82.
- Quitt E. 1971: Klimatické oblasti Československa. *Studia geogr., Geografický ústav ČSAV, Brno*, 16, 1-74.
- Reddy K. R., and D'Angelo E. M. 1994: Soil processes regulating water quality in wetlands, in: *Global Wetlands: Old World and New*, W.J. Mitsch, Elsevier Science, Amsterdam, 309-324.
- Reddy, K.R. a D'Angelo, E.M. 1997. Biogeochemical indicators to evaluate pollution removal efficiency in constructed wetlands. *Water Sci. Tech.* 35 (5): 1-10.

- Reddy, K.R. a Graetz, D.A. 1988. Carbon and nitrogen dynamics in wetland soils. In: Hook, D.D. et al. (eds.), *Ecology and Management of Wetlands*. 1. díl: *Ecology of Wetlands*. Timber Press, Portland, Oregon, 307-318.
- Richter D. D., Johnson D. W., and Dai K. H. 1992: Cation exchange and Al mobilization in soils. In Johnson D. W. & Lindberg S. E [eds] *Atmospheric Deposition and Forest Nutrient Cycling*. *Ecological Studies*, 91, 152-166.
- Richter D. D., Markewitz D., Trumbore S. E., Wells C. G., 1999: Rapid accumulation and turnover of soil carbon in a re-establishing forest. *Nature*, 400, 56-58.
- Ripl W. 1995: Management of water cycle and energy flow for ecosystem control; the energy-transport-reaction (ETR) model. *Ecological Modeling*, 78, 61-76.
- Ripl W., Hildmann C. 2000: Dissolved load transported by rivers as an indicator of landscape sustainability. *Ecological Engineering*, 14, 373-387.
- Rovira A. D., 1956: Plant root excretions in relation to the rhizosphere effect. *Plant and Soil*, 7, 178-194.
- Rovira A. D., 1969: Plant root exudates. *The Botanical Review*, 35, 35-57.
- Rychnovská M., 1987: *Metoda studia travinných ekosystémů*. Academia, Praha
- Sáňka M., 2001: Vlastnosti zemědělských půd ČR - výsledky programu bazálního monitoringu půd. *Sborník referátů z konference Pedologické dny, Brno, 2001*.
- Sáňka M., Materna J., 2004: Indikátory kvality lesních a zemědělských půd ČR. *Planeta*, 12, 84.
- Schnürer J., Clarholm M., Rosswall T., 1985: Microbial biomass and activity in an agricultural soil with different organic matter contents. *Soil biology and biochemistry*. 17, 611-618.
- Schimel D. S. 1995: Terrestrial ecosystems and the carbon cycle. *Global Change Biology*, 1, 77-91.
- Schlesinger W. H. 1997: *Biogeochemistry – an analysis of global change*. Academic Press, San Diego, California.
- Schmidt I. K., Jonasson S., Michelsen A., 1999: Mineralization and microbial immobilization of N and P in arctic soils in relation to season, temperature and nutrient amendment. *Applied soil ecology*, 11, 147-160.

- Schulten H. R. 1994: Humic Substances in the Global Environment and Implications on Human. Elsevier, Amsterdam.
- Six J., Conant R. T., Paul E. A., Paustian K., 2002: Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implication for C-saturation of soil. *Plant and Soil*, 241, 155-176.
- Smith J. U., Smith P., Wattenbach M., Zaehle S., Heiderer R., Jones R. J. A., Montanarella L., Rounsewell M., Reginster I., Ewert F., 2005: Projected changes in mineral soil carbon of European croplands and grasslands, 1990 – 2080. *Global Change Biology*, 11, 2141-2152.
- Smith P., 2007a: Land use change and soil organic carbon dynamics. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 81, 169-178.
- Smith P., Martino D., Cai Z. C., et al., 2007b: Policy and technological constraints to implementation of greenhouse gas mitigation options in agriculture. *Agriculture Ecosystem and Environment*, 118, 6–28.
- Smith P., Powlson D S., Smith J U., Falloon P., Coleman K., 2000: Meeting Europe's climate change commitments: quantitative estimates of the potential for carbon mitigation in agriculture. *Global Change Biology*, 6, 525-539.
- Sollins P., Homann P., Caldwell A. B., 1996: Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma*, 74, 65-105.
- Soukup M., 2006: Drainage systems and their water management function with regard to probable climatic and hydrological changes. *Soil and water Research*, 1, 32-38.
- Sparling G. P., Whale K. N., Ramsay A. J., 1985: Quantifying the contribution from the soil microbial biomass to the extractable P-levels of fresh and air-dried soils. *Australian journal of soil research*. 23, 613-621.
- Stille P., Pierret M. C., Steinmann M., Chabaux F., Boutin R., Aubert D., Pourcelot L., Morvan G., 2009: Impact of atmospheric deposition, biogeochemical cycling and water-mineral interaction on REE fractionation in acidic surface soils and soil water (the Strengbach case). *Chemical Geology*, 264, 173-186.
- Šantrůčková H. 1993: Microbial biomass as a measure of soil biological activity. *Rostlinná výroba*. 39, 779-788.
- Šantrůčková H., Křišťůvková M., Vaněk D. 2006: Decomposition rate and nutrient release from plant litter of Norway spruce forest in the Bohemian Forest. *Biologia*, 61, 499-508.



- Šantrůčková H., Šantrůček J., Šetlík J., Svoboda M., Kopáček J. 2007: Carbon Isotopes in Tree Rings of Norway Spruce Exposed to Atmospheric Pollution. *Environmental science and technology*, 41, 6778-6782.
- Šarapatka B., 1996: *Pedologie*. Vydavatelství Univerzity Palackého, Olomouc, 235.
- Škoda M., Růžek L., Dušek L., et al. 1997: Mineralization activity of microbial biomass in reclaimed soils in comparison with empirical mathematical model. *Rostlinná výroba*. 43, 179-186.
- Thornthwaite C W., 1931: The Climates of North America: According to a New Classification. *Geographical Review*, 21, 633-655.
- Ussiri D. A. N., Lal R., 2009: Long-term effects on soil carbon storage and carbon dioxide emission in continuous corn cropping systém from alfisol in Ohio. *Soil and Tillage Research*, 104, 39-47.
- Valentini R., Matteucci G., Dolman A., Schulze E. D., Rebmann C., Moors E., Granier A., Gross P., Jensen N., Pilegaard K., Lindroth A., Grelle A., Bernhofer C., Grünwald T., Aubinet M., Ceulemans R., Kowalski A., Vesala T., Rannik Ü., Berbigier P., Loustau D., Guðmundsson J., Thorgeirsson H., Ibrom A., Morgenstern K., Clement R., Moncrieff J., Montagnani L., Minerbi S., Jarvis P., 2000: Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature*, 404, 861-865.
- Valiela I., 1984: *Marine ecological processes*. Springer-Verlag, New York and Heidelberg. 346 p.
- Vance E. D., Brookes P. C., Jenkinson D. S., 1987a: An extraction method for measuring soil micorbial biomass-C. *Soil biology and biochemistry*, 19, 703-707.
- Vance E. D., Brookes P. C., Jenkinson D. S., 1987b: Microbial biomass measurements in forest soils - determination of KC values and tests of hypotheses to explain the failure of the chloroform fumigation incubation method in acid soils. *Soil biology and biochemistry*, 19, 689-696.
- Vanhala P., Karhu K., Tuomi M., Björklöf K., Fritze H., Liski J., 2008: Temperature sensitivity of soil organic matter decomposition in southern and northern area sof the boreal forest zone. *Soil Biology & Biochemistry*, 40, 1758-1764.
- Vavříček D., Šimková P., 2000: Půdní prostředí přirozených smrčín 8.LVS Krkonoš. *Opera Corcontica*, 37, 156 – 165.

- Vogt J. V., Colombo R., Bertolo R., 2002: Deriving drainage network and catchment boundaries: a new methodology combining digital elevation data and environmental characteristics. *Geomorphology*, 53, 281-298.
- Vokoun J., Macků J. 1993: Klasifikační systém lesních půd. ÚHÚL, Brandýs nad Labem, 54.
- Vrba V., Huleš L.,: Humus - půda - rostlina (2) Humus a půda. *Biom.cz* [online]. 2006-11-14 [cit. 2011-04-15]. Dostupné z WWW: <<http://biom.cz/cz/odborne-clanky/humus-puda-rostlina-2-humus-a-puda>>. ISSN: 1801-2655.
- Waldrop M. P., Zak D. R., Sinsabaugh R. L., Gallo M., Lauber C., 2004: Nitrogen deposition modifies soil carbon storage through changes in microbial enzymatic activity. *Ecological Application*, 14, 1172-1177.
- Wardle D. A., 1992: A comparative assessment of factors which influence microbial biomass carbon and nitrogen levels in soil. *Biological reviews of the Cambridge philosophical society*. 67, 321-358.
- West T. O., Post W. M., 2002: Soil organic carbon sequestration rates by tillage and crop rotation: a global data analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 66, 1930 – 1946.
- White A., Cannell M. G. R., Fried A. D., 2000: CO<sub>2</sub> stabilization, climate change and the terrestrial carbon sink. *Global Change Biology*, 6, 817-834.
- Wilson M. A., Vassallo M. A., Purdie E. M., Reuter J. H., 1987: *Analytical Chem.* 59.551.
- Wimmer J., 1995: Generel místního územního systému ekologické stability Nové Hradky. WV Projection Service s. r. o.
- Xu M., Wang K., Xie F., 2011: Effects of grassland management on soil organic carbon density in agro-pastoral zone of Northern China. *African Journal of Biotechnology*, 10, 4844 - 4850.
- Xu R. K., Ji G. L., 2001: Effects of H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> and HNO<sub>3</sub> on soil acidification and aluminium speciation in variable and constant charge soils. *Water, Air and Soil Pollution*, 129, 33 - 43.
- Zehnder A. J. B. 1980: The carbon cycle, in: *The Handbook of Environmental Chemistry, Volume 1, Part B, The Natural Environment and the Biogeochemical Cycles*, O. Hutzinger, Springer Verlag, Berlin, 83-110.

## **12. PŘÍLOHY**

Tabulka 1 : Základní meteorologické hodnoty stanic Staré Hutě a Byňov. V tabulce jsou uvedeny průměrné hodnoty z naměřených dat mezi lety 1980-2007.

		měsíc												
	stanice	I.	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
průměrné srážky (mm)	Staré Hutě	44,1	46,5	65,7	67,6	98,3	115,6	119,9	124,0	76,2	51,3	55,0	52,4	917,0
	Byňov	31,0	26,9	48,0	52,5	74,0	87,6	96,7	84,5	61,4	42,2	41,9	37,9	684,4
průměrná teplota (°C)	Staré Hutě	-2,6	-2,1	1,2	5,4	10,9	13,7	15,6	15,2	11,1	6,7	1,4	-1,6	6,3
	Byňov	-1,7	-0,8	2,9	7,3	12,9	15,9	17,6	17,0	12,7	8,0	2,5	-0,6	7,8

Tabulka 2: Základní pedologické charakteristiky dlouhodobého experimentu. Analýza byla provedena ze vzorků odebraných na konci prvního roku experimentu.

Plochy	pH <sub>(KCl)</sub>	uhlíčitany	vým. Ca	CEC	N <sub>tot</sub>	Cox	G <sub>(0,25-2,0)</sub>	ρ
		%	mmol+/100g	mmol+/100g	%	%	%	g/cm <sup>3</sup>
odvodněné	4,40	<0.1	4,55	9,49	0,154	1,34	57,8	1,35
neodvodněné	5,11	<0.1	5,00	9,01	0,144	1,23	57,2	1,33

Tabulka 3: Výsledky ANOVA pro všechna povodí Stropnice. Hodnoty SOC (logaritmičky transformovaná data)

	BE			PA			VA			VE		
	SV	F	p	SV	F	p	SV	F	p	SV	F	p
rok ( R)	1	1.35	0.250	1	4.30	0.043	1	5.53	0.024	1	0.10	0.755
porost (P)	2	30.07	<0,001	1	50.34	<0,001	1	30.78	<0,001	2	9.20	<0,001
vrstva (V)	2	18.61	<0,001	2	35.91	<0,001	2	103.95	<0,001	2	39.70	<0,001
R x P	2	4.24	0.020	1	4.60	0.037	1	1.42	0.241	2	0.79	0.458
R x V	2	0.07	0.929	2	1.82	0.172	2	0.11	0.897	2	0.26	0.772
P x V	4	5.07	0.002	2	0.85	0.432	2	54.22	<0,001	4	12.52	<0,001
R x P x V	4	0.58	0.677	2	2.18	0.123	2	1.79	0.181	4	0.50	0.738

Tabulka 4: Výsledky ANOVA pro všechna povodí Stropnice. Hodnoty WSOC (logaritmičky transformovaná data)

	BE			PA			VA			VE		
	SV	F	p	SV	F	p	SV	F	p	SV	F	p
rok ( R)	1	74.34	<0,001	1	1.57	0.215	1	16.40	<0,001	1	70.29	<0,001
porost (P)	2	45.75	<0,001	1	24.54	<0,001	1	12.02	0.001	2	28.54	<0,001
vrstva (V)	2	46.26	<0,001	2	33.40	<0,001	2	82.32	<0,001	2	65.71	<0,001
R x P	2	31.01	<0,001	1	19.38	<0,001	1	31.76	<0,001	2	0.26	0.773
R x V	2	1.19	0.312	2	7.85	0.001	2	2.48	0.098	2	4.90	0.012
P x V	4	28.61	<0,001	2	4.58	0.015	2	61.42	<0,001	4	22.79	<0,001
R x P x V	4	0.69	0.602	2	0.68	0.511	2	2.41	0.104	4	2.08	0.098

Tabulka 5: Výsledky ANOVA pro všechna povodí Stropnice. Hodnoty pH (netransformovaná data)

	BE			PA			VA			VE		
	SV	F	p	SV	F	p	SV	F	p	SV	F	p
rok ( R)	1	10.11	0.002	1	3.71	0.060	1	1.17	0.287	1	25.18	<0,001
porost (P)	2	218.26	<0,001	1	160.16	<0,001	1	465.45	<0,001	2	100.38	<0,001
vrstva (V)	2	3.60	0.034	2	5.68	0.006	2	21.93	<0,001	2	1.59	0.214
R x P	2	8.84	<0,001	1	13.40	0.001	1	0.14	0.708	2	8.59	0.001
R x V	2	4.56	0.015	2	0.40	0.672	2	1.70	0.197	2	0.47	0.627
P x V	4	7.41	<0,001	2	5.18	0.009	2	18.66	<0,001	4	5.83	0.001
R x P x V	4	1.46	0.229	2	1.22	0.304	2	2.95	0.065	4	0.28	0.892

Tabulka 6: Výsledky ANOVA pro všechna povodí Stropnice. Hodnoty Na (logaritmicky transformovaná data)

	BE			PA			VA			VE		
	SV	F	p	SV	F	p	SV	F	p	SV	F	p
rok ( R)	1	32.89	<0,001	1	68.01	<0,001	1	2.37	0.133	1	302.14	<0,001
porost (P)	2	2.29	0.111	1	0.79	0.379	1	0.62	0.436	2	2.30	0.111
vrstva (V)	2	0.15	0.864	2	1.12	0.333	2	1.23	0.305	2	0.25	0.776
R x P	2	1.16	0.321	1	0.22	0.638	1	1.33	0.256	2	4.38	0.018
R x V	2	0.11	0.898	2	0.13	0.880	2	3.08	0.058	2	0.39	0.677
P x V	4	1.05	0.389	2	0.20	0.816	2	0.95	0.397	4	0.99	0.423
R x P x V	4	0.16	0.956	2	0.11	0.898	2	0.32	0.726	4	0.12	0.974

Tabulka 7: Výsledky ANOVA pro všechna povodí Stropnice. Hodnoty K (logaritmičsky transformovaná data)

	BE			PA			VA			VE		
	SV	F	p	SV	F	p	SV	F	p	SV	F	p
rok ( R)	1	0.24	0.624	1	0.63	0.433	1	0.79	0.380	1	0.00	0.991
porost (P)	2	6.80	0.002	1	5.48	0.023	1	37.30	<0,001	2	16.09	<0,001
vrstva (V)	2	15.31	<0,001	2	13.69	<0,001	2	11.95	<0,001	2	39.64	<0,001
R x P	2	0.38	0.683	1	3.58	0.064	1	0.03	0.874	2	1.05	0.358
R x V	2	0.10	0.904	2	0.96	0.389	2	0.58	0.563	2	0.18	0.838
P x V	4	2.15	0.088	2	0.73	0.487	2	4.25	0.022	4	1.15	0.343
R x P x V	4	0.22	0.926	2	0.47	0.627	2	0.17	0.847	4	1.45	0.233

Tabulka 8: Výsledky ANOVA pro všechna povodí Stropnice. Hodnoty Mg (logaritmičsky transformovaná data)

	BE			PA			VA			VE		
	SV	F	p	SV	F	p	SV	F	p	SV	F	p
rok ( R)	1	8.42	0.005	1	8.68	0.005	1	22.09	<0,001	1	0.00	0.973
porost (P)	2	13.60	<0,001	1	3.10	0.085	1	228.53	<0,001	2	13.32	<0,001
vrstva (V)	2	19.10	<0,001	2	32.29	<0,001	2	46.01	<0,001	2	14.38	<0,001
R x P	2	2.22	0.119	1	0.08	0.777	1	13.93	0.001	2	3.23	0.048
R x V	2	0.48	0.620	2	2.81	0.069	2	0.20	0.818	2	1.33	0.274
P x V	4	4.58	0.003	2	0.24	0.788	2	23.13	<0,001	4	2.68	0.042
R x P x V	4	0.17	0.954	2	1.42	0.250	2	0.08	0.920	4	0.54	0.708

Tabulka 9: Výsledky ANOVA pro všechna povodí Stropnice. Hodnoty Ca (logaritmičsky transformovaná data)

	BE			PA			VA			VE		
	SV	F	p	SV	F	p	SV	F	p	SV	F	p
rok ( R)	1	13.60	0.001	1	14.08	<0,001	1	11.14	0.002	1	0.38	0.540
porost (P)	2	181.33	<0,001	1	138.53	<0,001	1	273.83	<0,001	2	60.25	<0,001
vrstva (V)	2	9.83	<0,001	2	23.43	<0,001	2	4.81	0.014	2	6.71	0.003
R x P	2	8.21	0.001	1	2.03	0.160	1	7.19	0.011	2	1.16	0.322
R x V	2	0.03	0.973	2	3.47	0.039	2	3.79	0.032	2	0.06	0.943
P x V	4	3.83	0.008	2	2.91	0.064	2	3.00	0.062	4	1.89	0.128
R x P x V	4	0.13	0.972	2	2.19	0.123	2	4.17	0.024	4	0.29	0.885



Tabulka 10: Souhrnné pedologické údaje pro jednotlivé kategorie využití území Stropnice

2001	SOC (%)	OHR (g.cm <sup>-3</sup> )	C zásoba (kg.m <sup>-2</sup> ) hloubka 15cm)	WSOC (% z SOC)	pH <sup>w</sup>	pH <sup>KCl</sup>	T (CEC) (mmol)	zrnitost 0,25-2,0mm (%)
orná půda (n=14)	3.247±0.488	1.321±0.126	3.900±1.161	15.344±3.130	6.630±0.413	5.487±0.907	12,946±1,770	40.186±9.783
les (n=20)	18.040±7.885	0.791±0.262	13.908±7.264	29.333±8.299	4.034±0.244	3.151±0,237	24.475±12.128	33.377±9.823
travní porost (n=12)	6.415±2.042	1.122±0.201	6.587±1.921	21.296±6.802	6.460±0.247	4,7±0.709	18.140±4.352	36.322±11.628
2007	SOC (%)		C zásoba (kg.m <sub>2</sub> ) hloubka 15cm)	WSOC (% z SOC)	pH <sup>w</sup>			
orná půda (n=14)	7.584±6.856		4.507±1.017	36.887±12.513	6.445±0.375			
les (n=20)	6.132±3.069		8.172±5.604	32.337±8.602	4.478±0.349			
travní porost (n=12)	9.085±4.557		6.195±1.617	26.295±6.998	6.165±0.679			

Tabulka 11: Čistý odtok jednotlivých rozpuštěných látek přepočtený na rozlohu vybraných povodí Stropnice

	I.04	II.04	III.04	IV.04	V.04	VI.04	VII.04	VIII.04	IX.04	X.04	XI.04	XII.04	suma_rok	I.05	II.05	III.05	IV.05	V.05	VI.05	suma_poleletí	VII.05	VIII.05	IX.05	X.05	XI.05	XII.05	suma_rok		
DOC (kg/ha)																													
Pasecký	8.96	14.94	11.58	40.45	1.31	53.30	2.74	0.98	1.03	5.39	11.01	2.79	<b>154.47</b>	0.32	4.80	7.23	0.60	6.52	0.64	<b>20.10</b>	2.20	71.58	0.94						
Bedřichovský	1.32	1.71	6.21	20.52	1.15	32.79	0.57	0.32	0.31	0.72	4.94	2.09	<b>72.66</b>	1.15	2.66	13.32	2.36	9.95	1.11	<b>30.55</b>	23.24	49.89	2.60	0.67	0.46	0.83	<b>108.23</b>		
N (kg/ha)																													
Pasecký	0.89	0.96	1.05	1.21	0.38	1.06	0.57	0.34	0.33	0.76	1.13	0.38	<b>9.06</b>	0.15	0.39	0.41	0.23	0.29	0.25	<b>1.72</b>	0.40	0.49	0.29						
Bedřichovský	0.77	0.97	2.35	5.11	0.79	12.66	0.40	0.23	0.23	0.53	2.24	1.35	<b>27.62</b>	0.80	1.19	3.42	1.34	3.32	0.79	<b>10.85</b>	7.87	20.32	1.01	0.51	0.34	0.57	<b>41.46</b>		
K (kg/ha)																													
Pasecký	1.93	2.29	2.30	3.69	0.62	3.33	0.97	0.53	0.53	1.44	2.39	0.74	<b>20.76</b>	0.23	0.87	1.02	0.36	0.60	0.39	<b>3.48</b>	0.72	2.64	0.46						
Bedřichovský	0.45	0.58	1.87	6.59	0.44	9.75	0.21	0.12	0.12	0.28	1.42	0.80	<b>22.63</b>	0.45	0.93	4.29	0.81	3.23	0.44	<b>10.14</b>	7.13	14.67	0.87	0.27	0.17	0.32	<b>33.57</b>		
Ca (kg/ha)																													
Pasecký	4.71	5.35	5.56	8.22	1.48	6.91	2.31	1.29	1.26	3.46	5.79	1.83	<b>48.18</b>	0.57	2.07	2.36	0.88	1.27	0.94	<b>8.08</b>	1.74	4.32	1.12						
Bedřichovský	1.90	2.46	6.68	16.85	1.78	33.05	1.05	0.66	0.64	1.33	5.18	2.55	<b>74.14</b>	1.85	3.13	11.13	2.98	9.13	1.76	<b>29.98</b>	20.98	50.16	2.91	1.28	0.92	1.35	<b>107.58</b>		
Mg (kg/ha)																													
Pasecký	1.73	2.28	2.22	2.76	1.04	2.58	1.50	0.90	0.88	1.79	2.27	0.79	<b>20.74</b>	0.41	0.97	1.18	0.62	0.81	0.66	<b>4.64</b>	1.00	1.78	0.75						
Bedřichovský	1.25	1.54	3.06	5.67	1.45	8.78	0.64	0.33	0.32	0.89	3.61	2.85	<b>30.40</b>	1.45	1.92	3.87	2.41	3.70	1.48	<b>14.84</b>	5.79	12.43	1.38	0.86	0.50	1.01	<b>36.81</b>		

(chybějící data v povodí Paseckého potoka jsou zapříčiněna poruchou datového záznamníku průtoků)

Tabulka 12: Hodnoty půdní vlhkosti a půdní teploty dlouhodobého experimentu. Čísla 1 – 6 udávají číslo lyzimetru – lichá odvodněné plochy, sudá neodvodněné plochy.

relativní vlhkost půdy (%)																								
datum																								
odběru	2.1.06	20.2.06	20.3.06	18.4.06	29.5.06	12.6.06	10.7.06	7.8.06	4.9.06	10.10.06	6.11.06	11.12.06	8.1.07	5.2.07	5.3.07	2.4.07	30.4.07	28.5.07	25.6.07	23.7.07	27.8.07	17.9.07	15.10.07	9.11.07
číslo odběru	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
1					22	19.7	23.3	23.8	18.3	15.7	18.2	21.8	24.3	25.3	24.6	17.7	16.7	11.9	13.7	14.5	20.1	23.3	25.1	23.8
2					25.9	33	34.3	46	45.7	43.2	44.7	44.5	45.6	48.4	47.5	45.1	43.3	25.4	1.1	1.6	24.1	50	50	49.3
3					24.1	20.7	28.4	25.3	20.5	18.2	20.6	24.2	26.6	27.5	26.9	19.7	17.4	12	12.4	13.4	21	25.3	27.3	26.4
4					25.9	26.2	33.3	41.7	31.2	28.6	29.9	30.9	31.3	32.8	34.8	30	28.2	20	18.2	17.9	27.8	40.8	46.9	44.2
5					23.9	20.7	23.2	25.2	21.1	19.5	22	25.9	27.5	27.4	26.7	18.6	16.8	10.8	13.3	15	21.8	24.7	26.9	25.2
6					23.9	24.2	33.3	40.2	30.6	27	27.1	27.6	28.2	28.8	29.8	26.8	25.2	16.7	15.4	15.7	26.4	41.1	46.5	43.7
teplota půdy(°C)																								
1					15.66	18.97	23.28	17.6	16.42	10.69	6.15	2.58	2.8	3.32	5.73	11.12	16.2	19.92	21.09	20.16	13.63	9.7	3.89	1.4
2					15.36	19.01	23.25	17.49	16.46	10.92	6.53	3.26	3.22	3.45	5.53	10.04	14.32	18.71	20.91	20	13.72	9.7	3.87	1.61
3					15.78	18.98	22.92	18.16	16.37	11.23	6.28	2.69	2.86	3.48	5.9	11.65	15.8	20.48	21.33	20.3	13.59	9.49	3.78	1.39
4					15.59	18.87	22.95	18.43	16.5	11.41	6.63	3.24	3.18	3.53	5.68	10.57	14.49	19.23	20.87	20.1	13.87	9.83	3.96	1.64
5					15.87	19.59	23.33	17.96	16.41	10.5	6.21	2.76	2.89	3.56	5.93	11.56	15.77	20.48	21.45	20.46	13.73	9.61	3.67	1.38
6					15.62	19.15	22.6	17.6	15.83	10.41	6.3	3.07	2.89	3.26	5.32	10.05	14.12	19.25	20.98	20.19	13.77	9.79	3.94	1.62
relativní vlhkost půdy (%)																								
datum																								
odběru	10.12.07	7.1.08	4.2.08	3.3.08	31.3.08	5.5.08	2.6.08	23.6.08	21.7.08	18.8.08	15.9.08	13.10.08	10.11.08	8.12.08	5.1.09	2.3.09	30.3.09	27.4.09	25.5.09	22.6.09	20.7.09	17.8.09	9.11.09	7.12.09
číslo odběru	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
1	23.4	24.4	25.3	23.3	19.9	13	13.5	14.2	19.2	24.2	30.5	31.6	26.7	31.6	31	23.4	18.8	22.6	29.5	28.3	21.2	22.7	27.2	31.4
2	45.6	49.8	50	49.7	48.7	46.8	45.8	43.7	47.5	49.9	48	44.8	37.7	44.9	49.7	44.9	43.9	46.6	48.8	47	46.3	46.4	47.6	49
3	25.4	27.3	28	25.9	23.8	17.8	15.3	15.1	21.9	26	28.4	29.6	16.3	1.4	17.1	23.9	24.4	28.3	28.7	28.3	24.9	27.4	30.9	32.2
4	36.2	43.5	44.9	40.4	38.4	31.2	31.2	30.3	38.6	44.2	46.2	47.5	31.7	37.2	45.9	37	36.4	39.8	37.2	34.2	32.6	33.9	35.2	36.6
5	23.5	26.8	28.6	27.3	25.4	21.6	19.8	18.9	23.8	27.3	29	29.8	21.5	28.7	30	25.9	26.5	29.2	29.4	29	27.3	29	30.5	31
6	37.6	44	43.9	38.7	35.7	29.4	28.5	27.3	36.5	42.4	43.4	45.2	33	36.5	43.9	34.5	32.4	37.2	37.2	33	30.8	31.5	32.6	33.8
teplota půdy(°C)																								
1	0.24	1.06	4.04	9.28	14.76	19.42	19.66	18.62	14.33	9.87	6.05	2.72	-0.57	0.03	4.15	11.48	14.34	15.27	17.57	17.36	14.12	9.51	6.43	2.38
2	0.33	1.01	3.87	9.48	15.53	19.44	19.57	18.58	13.92	9.74	6.12	2.71	-0.08	0	3.99	11.36	14.98	16.55	19.09	18.47	15	10.03	6.52	2.48
3	0.38	1.12	4.17	9.78	15.76	19.61	19.71	18.98	14.1	9.57	5.72	2.31	-0.67	-0.18	4.33	12	15.17	16.48	18.67	17.76	14.09	9.51	5.88	2.19
4	0.4	1.02	3.93	9.51	15.62	19.76	19.77	18.84	14.12	9.79	5.07	1.27	-0.53	-0.13	3.79	11.22	14.96	16.68	18.97	18.36	14.86	9.89	6.15	2.29
5	0.51	1.34	4.3	9.87	15.75	19.62	19.7	18.89	14.14	9.69	5.76	2.46	-0.53	-0.1	4.62	12.16	15.39	16.72	18.82	17.98	14.28	9.72	6.01	2.18
6	0.45	1.13	3.97	9.46	15.46	19.58	19.8	18.91	14.27	9.93	6.06	2.45	-0.25	-0.11	4.02	11.8	15.36	16.86	19.45	18.99	15.24	10.27	6.51	2.51

Tabulka 13:

Dlouhodobý experiment - výsledky ANOVA pro SOC (logaritmičsky transformovaná data)

	SV	F	p
plocha	1	5.06	0.039
rok	3	251.14	<0.001
plocha*rok	3	2.41	0.105

Tabulka 14:

Dlouhodobý experiment - výsledky ANOVA pro rozpuštěný uhlík

	TC			IC			TOC		
	SV	F	p	SV	F	p	SV	F	p
rok	4	14.63	<0.001	4	12.94	<0.001	4	9.30	<0.001
plocha	1	183.68	<0.001	1	273.98	<0.001	1	24.51	<0.001
sezona	1	0.00	0.944	1	0.69	0.406	1	1.04	0.309
rok*plocha	4	2.63	0.035	4	5.81	<0.001	4	5.08	0.001
rok*sezona	4	7.90	<0.001	4	8.79	<0.001	4	3.26	0.013
plocha*sezona	1	5.35	0.022	1	9.61	0.002	1	0.18	0.671
rok*plocha*sezona	4	0.52	0.721	4	0.48	0.748	4	1.03	0.394

Tabulka 16:

Dlouhodobý experiment - výsledky ANOVA pro fyzikálně chemické parametry

	SV	vodivost		pH		alkalita		Na		K		Ca		Mg		NO3		PO4		SO4
		F	p	F	p	F	p	F	p	F	p	F	p	F	p	F	p	F	p	F
rok	1	510.41	<0.001	3.18	0.079	4915.29	<0.001	2899.24	<0.001	2703.50	<0.001	27.10	<0.001	2098.42	<0.001	214.38	<0.001	922.94	<0.001	384.07
kad	1	25518.09	<0.001	207.64	<0.001	19968.45	<0.001	5156.80	<0.001	2124.18	<0.001	83.80	<0.001	8241.56	<0.001	195.27	<0.001	144.60	<0.001	883.22
srážky	3	228.68	<0.001	16.62	<0.001	41.87	<0.001	153.97	<0.001	77.25	<0.001	0.70	0.554982	38.49	<0.001	229.52	<0.001	86.37	<0.001	17.21
rok*kad	1	4606.46	<0.001	19.19	<0.001	9029.80	<0.001	39.43	<0.001	350.87	<0.001	40.68	<0.001	2727.52	<0.001	1363.45	<0.001	181.52	<0.001	45.99
rok*srážky	3	67.43	<0.001	0.70	0.557	13.24	<0.001	133.70	<0.001	83.54	<0.001	0.84	0.476521	14.20	<0.001	7.39	<0.001	87.58	<0.001	12.69
kad*srážky	3	385.38	<0.001	24.91	<0.001	95.87	<0.001	141.06	<0.001	22.83	<0.001	2.53	0.062672	74.81	<0.001	92.95	<0.001	6.27	0.001	16.22
rok*kad*srážky	3	57.29	<0.001	1.11	0.349	11.29	<0.001	84.48	<0.001	14.76	<0.001	0.30	0.823666	1.67	0.180	15.19	<0.001	5.65	0.001	4.41

Tabulka 17:

Dlouhodobý experiment - výsledky ANOVA pro rozpuštěný uhlík

	SV	TC		IC		TOC	
		F	p	F	p	F	p
rok	1	935.47	<0.001	629.65	<0.001	963.34	<0.001
kad	1	2377.61	<0.001	1920.79	<0.001	999.33	<0.001
srážky	3	2.89	0.041	2.62	0.057	4.27	0.007
rok*kad	1	1468.47	<0.001	1024.78	<0.001	1308.47	<0.001
rok*srážky	3	1.15	0.336	1.54	0.211	0.39	0.761
kad*srážky	3	27.60	<0.001	25.67	<0.001	4.33	0.007
rok*kad*srážky	3	1.10	0.356	1.95	0.128	9.48	<0.001



Obrázek 1: Postupné fáze přípravy lyzimetru



Obrázek 2.: Druhý rok průběhu experimentu

..





Obrázek 3: Připravené automatické samplery při 24-hodinovém experimentu



Obrázek 4: Cisterna na srážkovou vodu



Obrázek 5: Simulace srážkové epizody – den



Obrázek 6: Simulace srážkové epizody – noc





Obrázek 7: Pokusná plocha před sečí



Obrázek 8: Pokusná plocha po seči



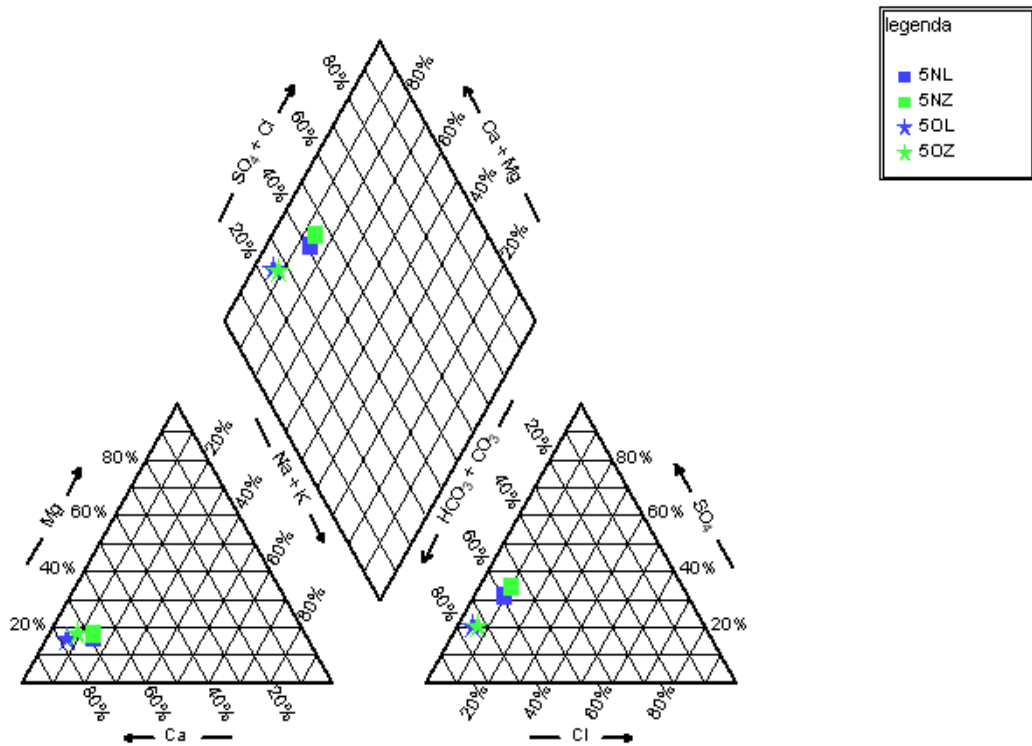


Obrázek 9: Odběry podzemní biomasy

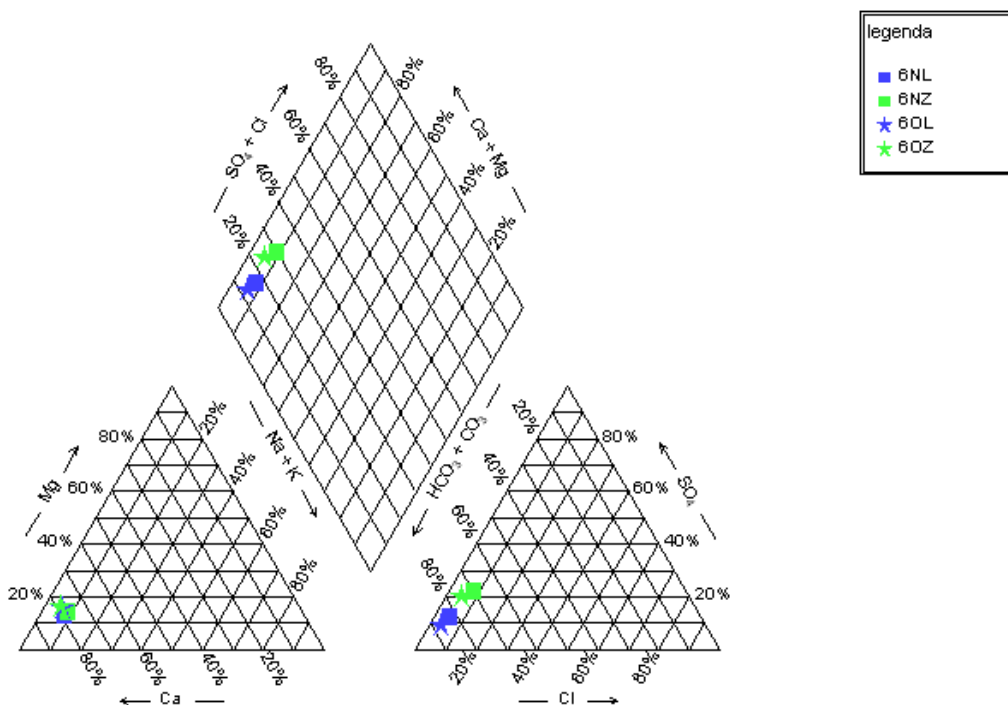


Obrázek 10: Pokusná plocha po odběrech nadzemní a podzemní biomasy

### Hydrochemické parametry půdní vody 2005

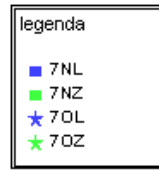
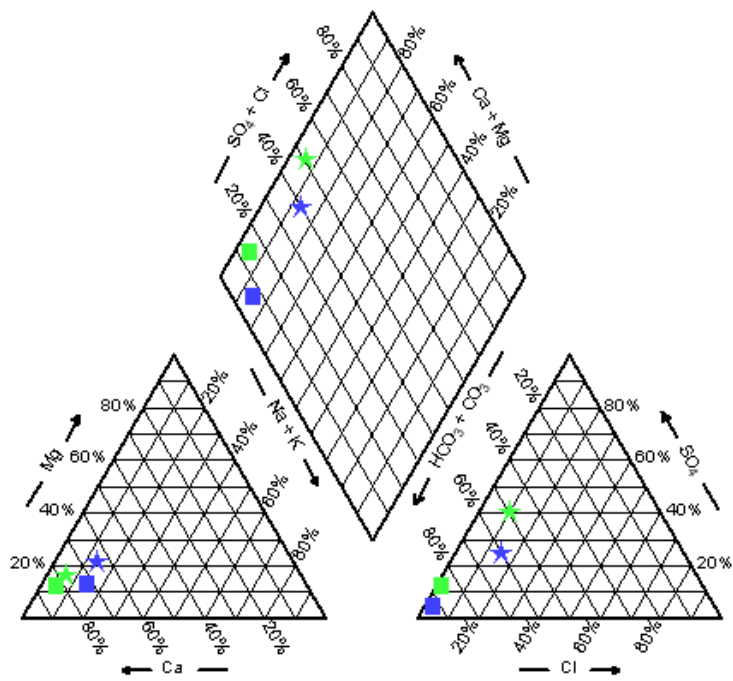


### Hydrochemické parametry půdní vody 2006

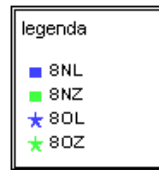
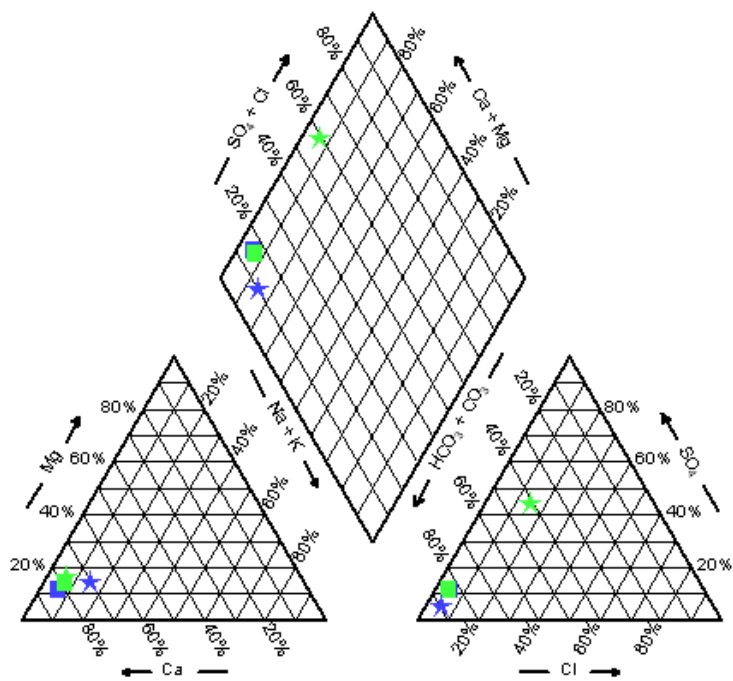




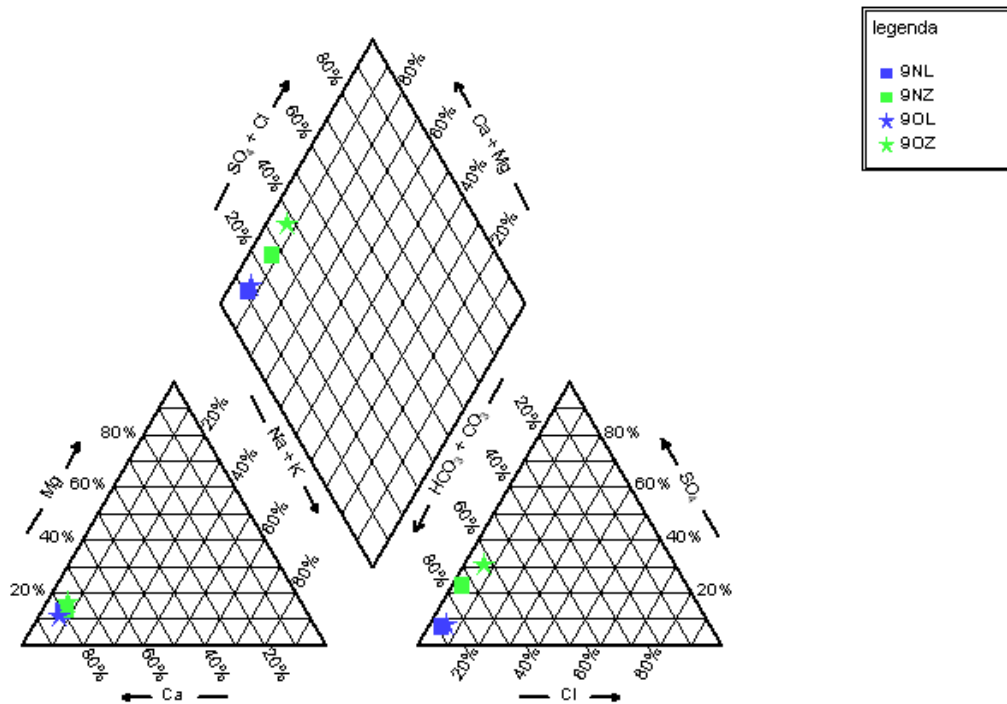
### Hydrochemické parametry půdní vody 2007



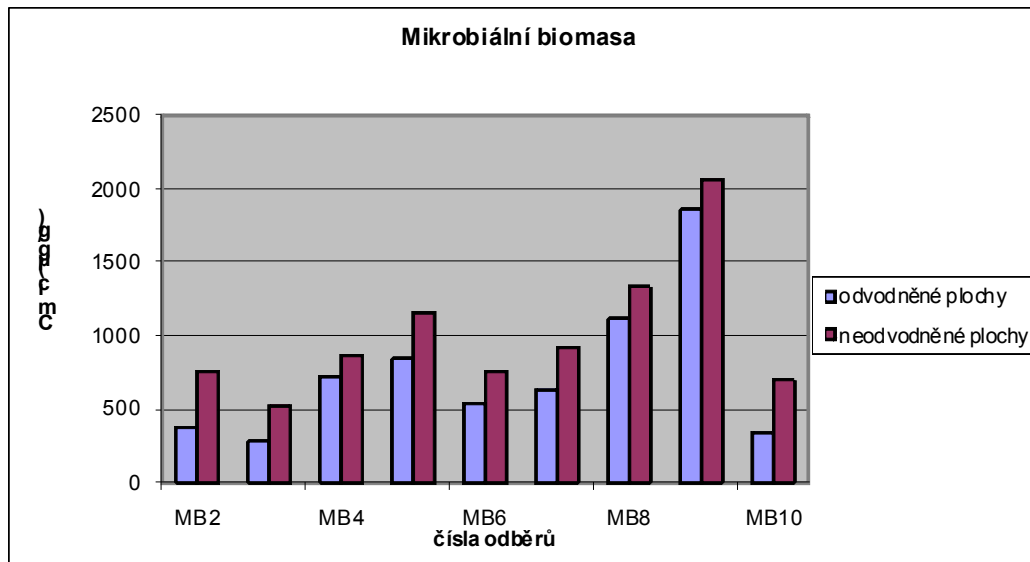
### Hydrochemické parametry půdní vody 2008



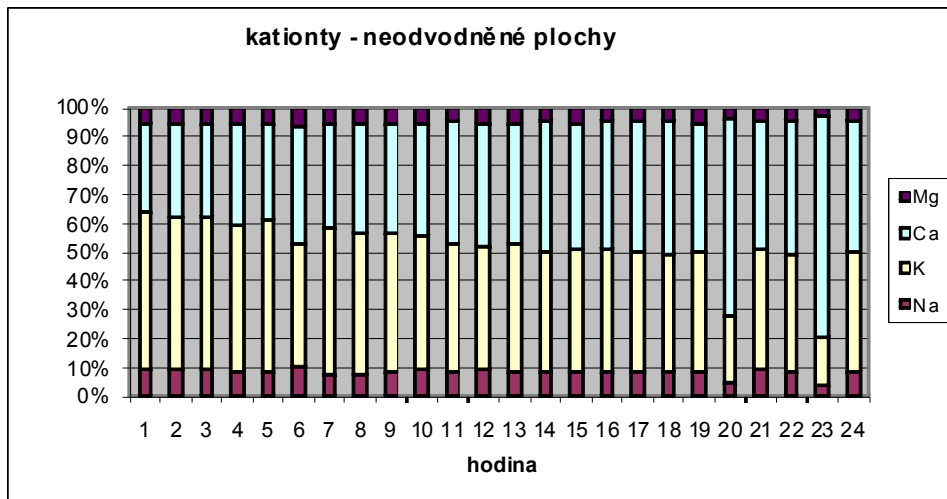
### Hydrochemické složení půdní vody 2009



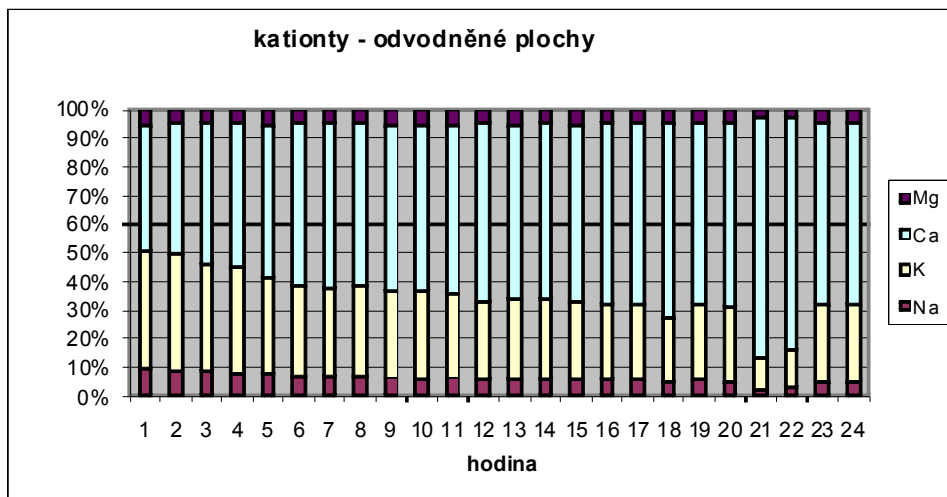
Graf 1: Hydrochemické složení vod v letech 2005 až 2009. Třímístný kód legendy označuje na prvním místě rok, následuje hydrologický režim – O odvodněné, N neodvodněné plochy a sezónu – L letní, Z zimní.



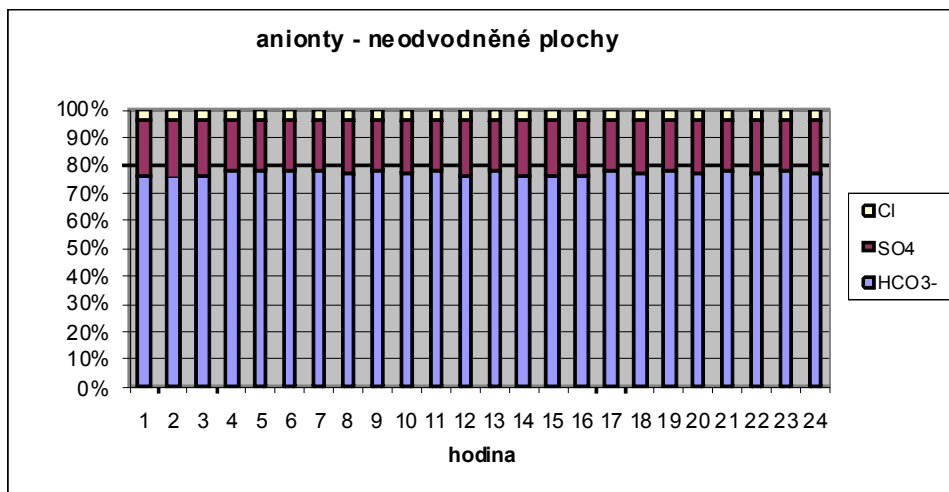
Graf 2: Porovnání hodnot mikrobiální biomasy u odvodněných a neodvodněných ploch



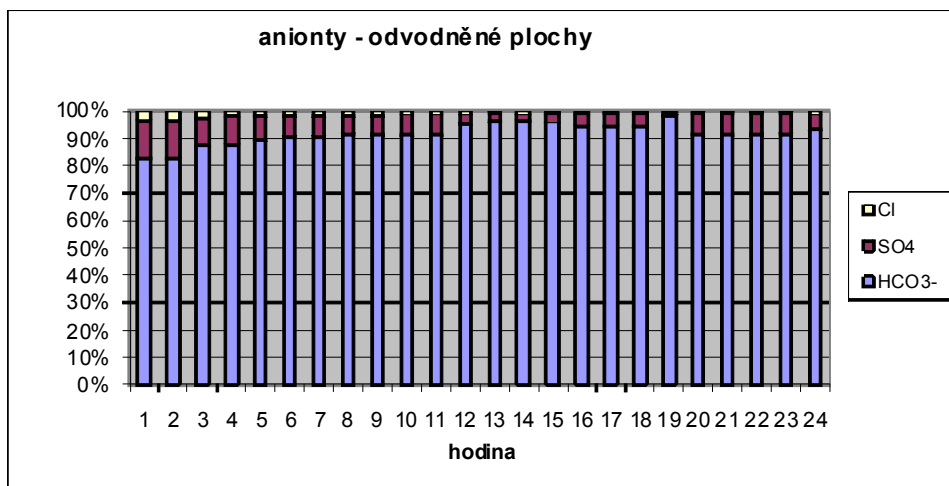
Graf 3: Letní experiment – složení hlavních kationtů na neodvodněných plochách



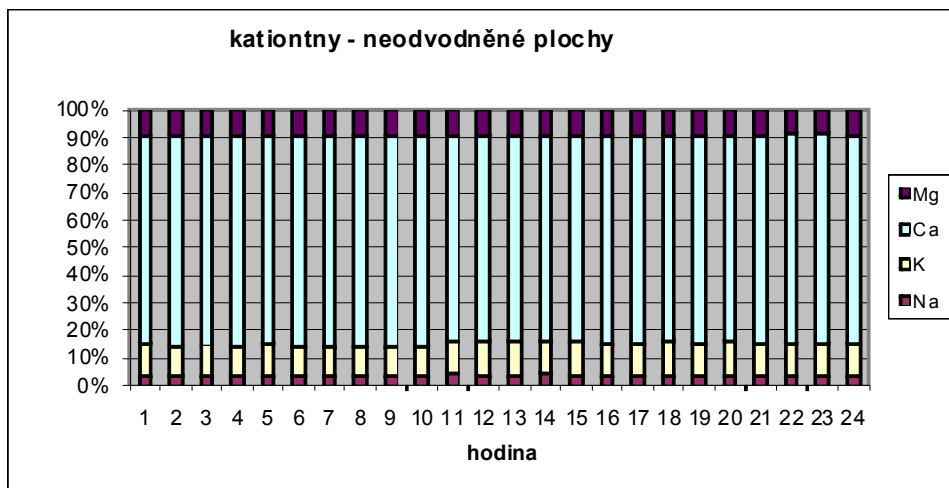
Graf 4: Letní experiment – složení hlavních kationtů na odvodněných plochách



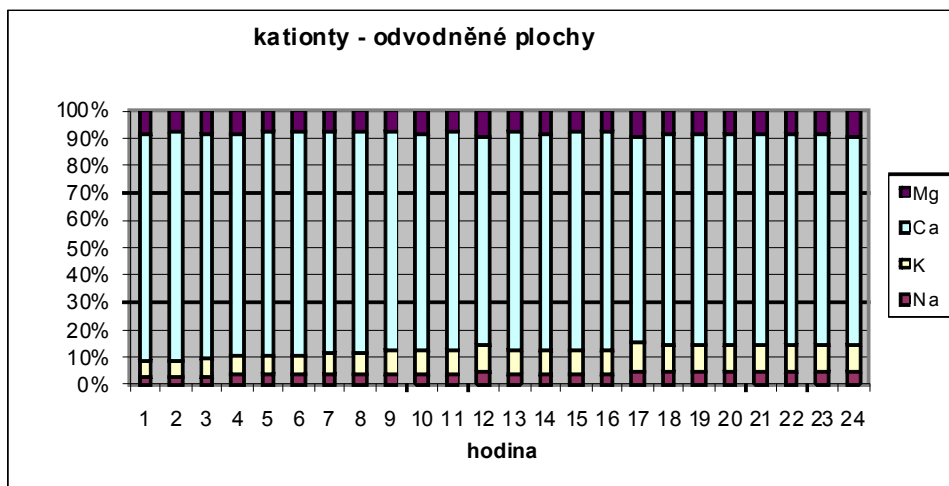
Graf 5: Letní experiment – složení hlavních aniontů na neodvodněných plochách



Graf 6: Letní experiment – složení hlavních aniontů na odvodněných plochách

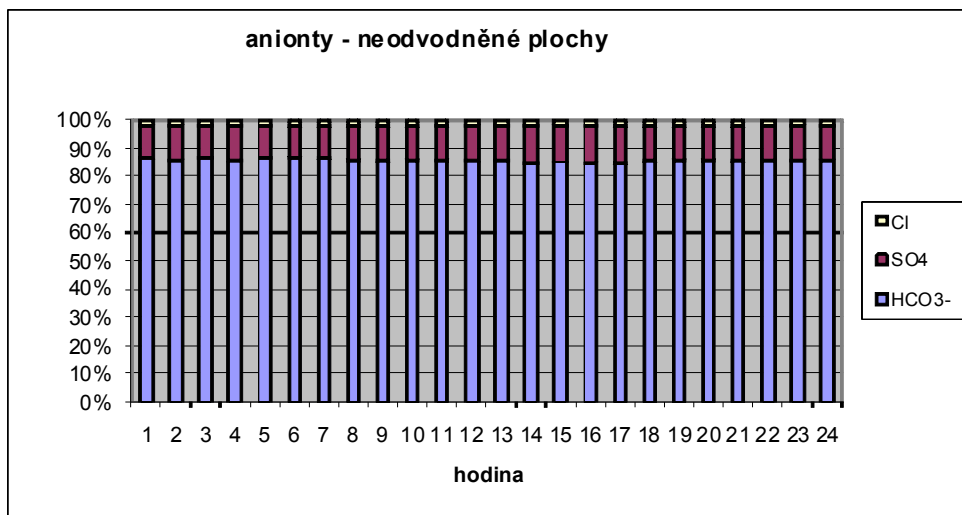


Graf 7: Zimní experiment – složení hlavních kationtů na neodvodněných plochách

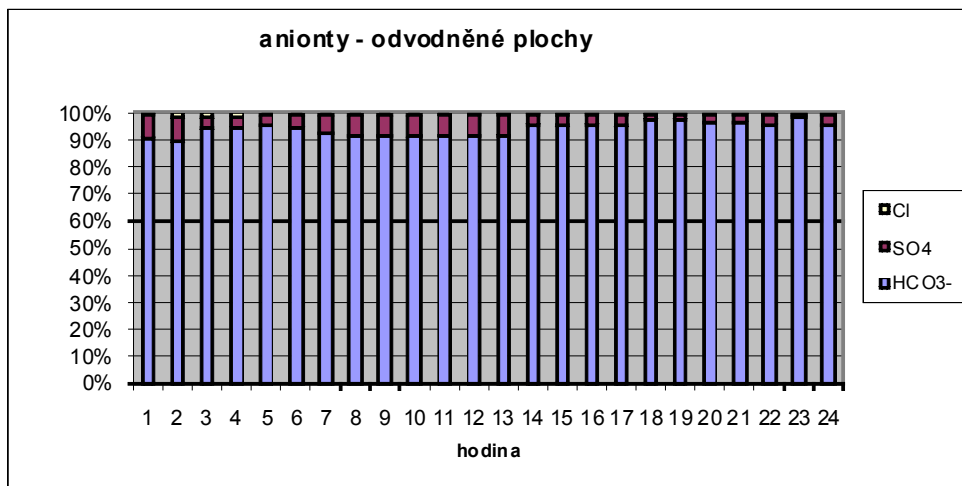


Graf 8: Zimní experiment – složení hlavních kationtů na odvodněných plochách





Graf 9: Zimní experiment – složení hlavních aniontů na neodvodněných plochách



Graf 10: Zimní experiment – složení hlavních aniontů na odvodněných plochách