

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích
Přírodovědecká fakulta



Bakalářská práce

Mobilizace dusíku v degradovaném rašeliništi po revitalizaci jeho vodního režimu a riziko jeho vyplavování do povrchových a spodních vod.

Jiří Mastný

Vedoucí práce: Ing. Tomáš Pícek Ph.D.

České Budějovice, leden 2011

Mastný J. (2011) Mobilizace dusíku v degradovaném rašeliništi po revitalizaci jeho vodního režimu a riziko jeho vyplavování do povrchových a spodních vod.

[Nitrogen mobilization in degraded peatland after its water regime restoration and risk of nitrogen leaching to the surface waters and groundwater. Bc. Thesis, in Czech.] 22 p., Faculty of Science, The University of South Bohemia, České Budějovice, Czech Republic

Anotace:

Tato práce představuje návrh projektu zabývajícího se vyplavováním dusíku z revitalizovaného rašeliniště. Cílem projektu je vytvoření modelu vyplavování dusíku.

Annotation:

The thesis represents a project proposal focused on nitrogen leaching from restored peatland. Aim of the project is to create model of nitrogen leaching.

Prohlašuji, že svoji bakalářskou práci jsem vypracoval samostatně pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu citované literatury.

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách, a to se zachováním mého autorského práva k odevzdanému textu této kvalifikační práce. Souhlasím dále s tím, aby toutéž elektronickou cestou byly v souladu s uvedeným ustanovením zákona č. 111/1998 Sb. zveřejněny posudky školitele a oponentů práce i záznam o průběhu a výsledku obhajoby kvalifikační práce. Rovněž souhlasím s porovnáním textu mé kvalifikační práce s databází kvalifikačních prací Theses.cz provozovanou Národním registrem vysokoškolských kvalifikačních prací a systémem na odhalování plagiátů.

V Českých Budějovicích dne 3. ledna 2011

.....
Jiří Mastný

Abstrakt:

Vyplavování dusíku je významný proces odstraňování dusíku z rašeliniště. Tento proces je ovlivňován mnoha biotickými i abiotickými faktory. Mezi nejvýznamější z nich patří rychlost rozkladu organické hmoty, aerační stav půdy, kolísání vodní hladiny, rychlost proudění vody skrz půdu a intenzita srážek. Revitalizace odvodněných rašelinišť vede ke zvýšenému pohybu látek v rašeliništi, zvláště v průběhu prvního roku po revitalizaci. V této době je riziko vyplavování dusíku nejvyšší. Vyplavování dusíku může mít negativní dopady na povodí, přičemž nejvýznamnějšími z nich je eutrofizace a acidifikace vod. V navrhovaném projektu proto bude kladen důraz na monitorování koncentrace dusíku v pórové vodě a vodě odtékající z rašeliniště. Ze získaných dat pak bude vytvořen model vyplavování dusíku z revitalizovaných vrchovišť. Výsledky budou využitelné pro odhad vyplavování dusíku z dalších nově revitalizovaných vrchovišť.

Poděkování:

Rád bych poděkoval svému vedoucímu práce Ing. Tomáši Pickovi Ph.D. za odbornou pomoc, trpělivost a ochotu. A také děkuji svojí rodině za podporu.

1. Současný stav poznání	1
1.1. Rašeliniště.....	1
1.1.1. Typy rašelinišť v NP Šumava.....	1
1.1.2. Degradace rašelinišť (odvodnění).....	1
1.1.3. Revitalizace rašelinišť.....	2
1.2. Cyklus dusíku (N) v rašeliništích.....	2
1.2.1. Formy dusíku.....	2
1.2.2. Zdroje a zásobníky N v rašeliništi.....	3
1.2.3. Mikrobiální a chemické přeměny N.....	4
1.2.4. Faktory ovlivňující přeměny N.....	5
1.3. Vyplavování N z ekosystémů.....	6
1.3.1. Vyplavování N z přirozeného rašeliniště.....	6
1.3.2. Vyplavování N z odvodněného rašeliniště.....	6
1.3.3. Vyplavování N z revitalizovaného rašeliniště.....	6
1.4. Faktory ovlivňující vyplavování N z ekosystému.....	7
1.4.1. Hydrologie a vodní režim.....	7
1.4.2. Mikrobiální pochody v půdě.....	8
1.4.3. Vegetace.....	9
1.5. Závěry.....	10
2. Cíle projektu	10
3. Hypotéza	10
4. Návrh projektu	11
4.1. Podpůrná data využitelná v rámci projektu.....	11
4.2. Popis lokalit.....	12
4.3. Odběr vzorků a terénní měření.....	12
4.4. Chemické analýzy.....	13
4.5. Časový harmonogram projektu.....	14
4.6. Finance.....	14
5. Očekávané výstupy projektu	15
6. Literatura	16

Seznam použitých zkratek:

N Dusík

P Fosfor

C Uhlík

NH₃⁺ Amoniak

NO₃⁻ Dusičnany

DON Rozpuštěný organický dusík

DOC Rozpuštěný organický uhlík

DOM Rozpuštěná organická hmota

1 Současný stav poznání

1.1 Rašeliniště

1.1.1 typy rašelinišť v NP Šumava

V Národním parku Šumava se vyskytuje několik různých typů rašelinišť o celkové rozloze více než 6000 ha. Rašeliniště rozdělujeme na dva základní typy podle původu a zásobování vodou. Prvním typem jsou slatiniště vznikající zazemněním bývalé vodní plochy, např. jezer. Jsou zásobovány podzemní vodou. Ve slatiništích se pH pohybuje většinou v rozmezí 5-6. Druhým typem rašeliniště je vrchoviště. Vrchoviště jsou zásobena hlavně srážkovou vodou. Jejich reakce je kyselější než u slatinišť a pH se pohybuje mezi 3,5-4,5 (Lellák & Kubíček, 1992).

Na šumavských pláních se vyskytují tzv. horská vrchoviště ve výšce nad 1000 m.n.m. Jsou charakteristická tvorbou jezírek. Nejvíce jich můžeme nalézt v oblasti pramenišť a malých vodních toků na šumavských pláních (např. Jezerní slat', Tříjezerní slat', Modravské slatě). Naopak v údolích kolem horního toku Vltavy a Křemelné jsou k nalezení tzv. údolní vrchoviště, kolem 800 m.n.m. Netvoří jezírka, jsou starší a jejich povrch je pevnější. Proto zarůstají hlavně dřevinami (naše největší rašeliniště Mrtvý luh). Mezi přechodná vrchoviště patří např. Chalupská slat' při soutoku Vydřího potoka a Teplé Vltavy nedaleko Borové Lady (Odkaz 1 28.8.2010).

1.1.2 Degradace rašelinišť (odvodnění)

Jedním z nejvážnějších problémů ochrany rašelinišť na Šumavě je odvodnění. Rašeliništní komplexy byly tradičně vysoušeny pro následnou těžbu rašeliny, za účelem kultivace nelesní půdy nebo zvýšení produkce dřeva v podmáčených lesních porostech (Bufková at al. 2006). Rozsah odvodnění byl značný již na přelomu 19. a 20. století, a to i v poměrně odlehlých příhraničních partiích Šumavy (Schreiber 1924). Povrchové odvodňovací rýhy z tohoto období jsou mnohde patrné dodnes. Často sloužily jako vodítka pro razantní meliorace prováděné v nedávné minulosti, zejména v rámci tzv. intenzifikace zemědělství v 70. a 80. letech 20. století. Odvodnění vede k rozkolísání hladiny vody s následným provzdušněním a zvýšenou dekompozicí zejména svrchních vrstev rašeliny (Lindsay 1995).

Pokles hladiny vody spolu se změnami trofie prostředí a následné změny ve složení vegetace dále prohlubují degradaci ekosystému.

1.1.3 Revitalizace rašelinišť

Cílem revitalizace rašelinišť je obnovit přírodní funkci rašelinišť jako ekosystému, který akumuluje uhlík a zadržuje živiny z přitékající vody. Prvním cílem revitalizace je omezení další degradace. Základní metodou je obnovení původní hladiny vody v rašeliništi. Všechny součásti rašeliniště ovšem nereagují se stejnou rychlostí. Obecně hydrologické poměry v rašeliništi reagují rychleji než ostatní součásti rašeliniště. Hlavním principem revitalizačních úprav na odvodněných lokalitách je kaskádovité hrazení melioračních rýh. Cílem je zvýšení hladiny podzemní vody, zmírnění jejího kolísání v průběhu sezóny a zpomalení odtoku vody z lokality, který je v důsledku odvodnění nepřírozeně zvýšen (Bufková at al. 2006). Vyšší hladina vody je předpokladem pro šíření druhů rostlin (Rašeliníky (*Sphagnum*), ostatní mechy a ostřice), které jsou klíčové pro tvorbu rašeliny (Tuittila et al. 2000a). Vlastní metoda hrazení odvodňovacích rýh vychází z postupů, které se již osvědčily na řadě míst v Evropě (Brooks & Stoneman 1997) a byly upraveny s ohledem na šumavské poměry.

1.2 Cyklus dusíku v rašeliništích

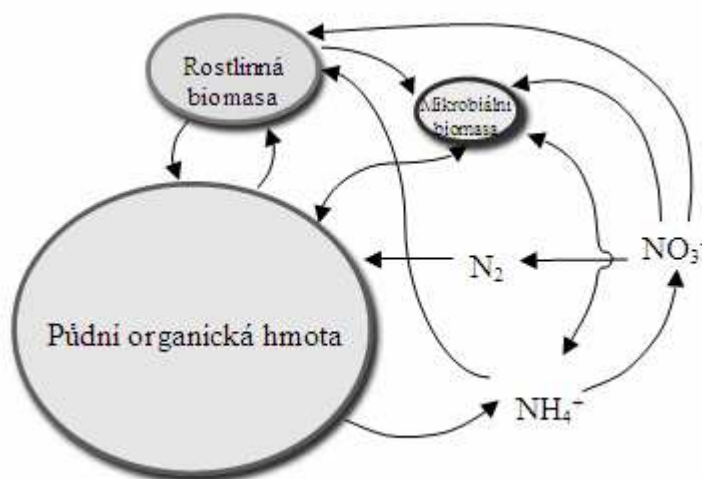
1.2.1 Formy dusíku

Dusík (N) je živina, která bývá v mokřadech často limitující (Reddy & DeLaune 2008). N je dynamický prvek a podléhá v prostředí mnoha biologickým i fyzikálně-chemickým přeměnám. Tyto procesy většinou probíhají v biosféře za přímé účasti mikroorganismů. Z chemického hlediska představují oxidační reakce (ztrátu elektronů) nebo redukční reakce (příjem elektronů). N se přirozeně vyskytuje v oxidačních stavech od -3 do +5. Primárním zdrojem většiny dusíku, který v současnosti koluje v biosféře, je atmosféra. Organický N je v mokřadech přítomen v aminokyselinách, aminech či proteinech. Anorganický N se vyskytuje ve formě amonného iontu, v dusičnanech a dusitanech. Z těchto forem je v mokřadech nejhojnější amonný dusík. Z plynných forem se v mokřadech vyskytují NH_3 , N_2 a N_2O (Reddy & Patrick 1984). Rostliny i mikroorganismy přijímají N ve formě jednoduchých iontů, jako jsou nitráty (NO_3^-) a amonné ionty (NH_4^+), ale i ve formě

jednoduchých organických látek, např. aminokyselin (Schimel & Bennett 2004). Navíc některé bakterie a sinice jsou schopné asimilovat molekulární dusík (N_2). Vyplavování N představuje významný mechanismus ztrát dusíku z půd. Většina kationtů (včetně NH_4^+) je v půdách vázána půdním sorbčním komplexem na půdních koloidech a jsou tak částečně chráněny proti vyplavování (Šimek 2003). Oproti tomu anionty (např. NO_3^-) nebývají tak pevně vázány na sorbční komplex a jsou proto snáze vyplavovány než kationty.

1.2.2 Zdroje a zásobníky N v rašeliništi

Největší zásoba N v rašeliništi je v organické formě v půdní organické hmotě. Klíčovou složkou cyklu N je mikrobiální biomasa a obvykle tvoří 0,5 až 3,0% veškerého N. Neživými formami organické hmoty jsou odumřelé rostliny, odumřelé heterotrofní organismy a půdní organická hmota. Půdní organický dusík se primárně skládá z humusových sloučenin a z komplexních bílkovin s malým podílem aminokyselin a aminů (Reddy & DeLaune, 2008). Nejdynamičtějším zásobníkem N ve všech mokřadech je pórová voda (zejména v rhizosféře) (Wieder & Vitt 2006). Jelikož je téměř veškerý N, který vstupuje do ekosystému rašeliniště, adsorbovaný rostlinami a mikroorganismy a následně přeměněný do organických forem, tak je většina N v rašelinných půdách fixována v organické formě (Tamm, 1991). V mnoha ekosystémech, včetně rašelinišť, jsou suché a mokré depozice velkým zdrojem dusíku. Depozice řady dusíkatých látek (organických i anorganických) na povrch Země se označují jako suchý a mokrá spad. Dalším zdrojem dusíku pro ekosystém je fixace N_2 . Fixace N_2 je proces redukce molekulárního dusíku na amoniak (Šimek 2003).



Obrázek 1: Velikost zásobníků N v půdě rašeliniště (upraveno podle Reddy & DeLaune 2008)

1.2.3 Mikrobiální a chemické přeměny N

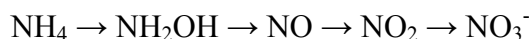
K procesům přeměn dusíku v ekosystémech patří asimilace dusíku mikroorganismy, mineralizace, nitrifikace, denitrifikace, anaerobní oxidace amoniaku (ANAMMOX), respirace nitrátů, fixace amoniaku a tvorba plynných sloučenin (Šimek 2003).

Asimilace amonného iontu (NH_4^+) do biomasy rostlin a mikroorganismů se nazývá imobilizace (Šimek 2003). NH_4^+ je hlavní formou pro rostliny dostupného N, protože rašelinné půdy jsou převážně anaerobní a kyselé, a proto je v nich rychlost nitrifikace nízká (Rydin et al. 2006). Opakem k procesu imobilizace je proces mineralizace. Mineralizací se vázaný dusík uvolňuje jako živina pro rostliny a mikroorganismy. Mineralizace tedy představuje procesy rozkladu organických dusíkatých látek na jednoduché minerální formy dusíku:

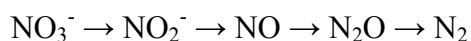


Jedná se o biologický proces, při němž je organický dusík mineralizován na anorganický amoniakální dusík. Mineralizace organických dusíkatých látek je klíčovým procesem zpřístupňování dusíku jako živiny ve většině ekosystémů. Mineralizace dříve syntetizovaných organických látek včetně humusu je vnitřním zdrojem dusíku v ekosystému (Šimek 2003). Procesy mineralizace a imobilizace probíhají v prostředí současně.

Nitrifikace je oxidace amonné formy N na nitrit (NO_2^-) a nitrát (NO_3^-):

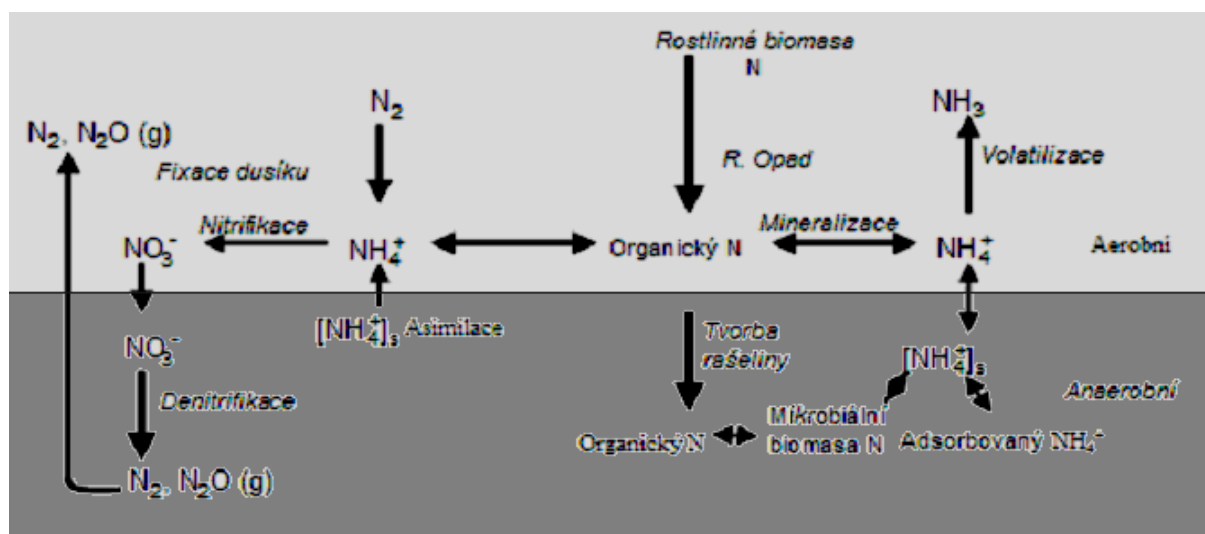


Nitrifikace transformuje relativně nepohyblivou formu NH_4^+ na velmi pohyblivou formu dusíku NO_3^- . Při nitrifikaci dochází k okyselení prostředí (Šimek 2003). Dusičnany mohou být asimilovány rostlinami nebo mohou podléhat procesu denitrifikace (Gosselink 2000). Typickou biologickou denitrifikací je respirační denitrifikace. Tato denitrifikace je disimilačním procesem a probíhá podle schématu:



Každá reakce je katalyzována specifickým enzymem nebo enzymy (Šimek 2003). Denitrifikace a autotrofní nitrifikace mohou probíhat současně díky tomu, že se v mokřadu současně vyskytují aerobní mikrostanoviště v rhizosféře rostlin a anaerobní okolní substrát (Reddy & Patrick 1984). Dalším důležitým procesem koloběhu N je poutání amonných iontů (NH_4^+) ve vnitřních strukturách jílových minerálů nebo-li fixace amoniaku. Stejně jako jiné kationty jsou ionty NH_4^+ poutány na negativně nabitých povrchích jílových minerálů a humusových látek jako tzv. výměnné kationty (Šimek 2003). ANAMMOX je anaerobní

oxidace amoniaku. Jde o proces, který využívá NO_2^- jako oxidant a jehož produktem je N_2 (Mitsch & Gosselink 2007).



Obrázek 2: Přeměny dusíku v rašeliništi (upraveno podle Reddy & DeLaune 2008)

1.2.4 Faktory ovlivňující přeměny N

Procesy mineralizace a imobilizace jsou časově a místně řízeny řadou faktorů prostředí, z nichž jsou nejvýznamnější teplota, vlhkost půdy a množství organické hmoty vstupující do půdy. Je-li organická hmota vstupující do půdy bohatá na dusík (poměr C:N menší než 20), narůstá rychlost mineralizace a dochází k uvolnění přebytečného N ve formě NH_4^+ a NO_3^- do půdního roztoku. Naopak je-li poměr C:N v dodané organické hmotě vyšší než 20, narůstá rychlost imobilizace N a k jeho zabudování do mikrobiální biomasy (Šimek 2003).

Nitrifikační aktivita je závislá na dostatečném přístupu kyslíku a na dostupnosti NH_4^+ . Aerační status půdy nezávisí jenom na obsahu vody v půdě a na struktuře a textuře půdy, ale velmi těsně souvisí i s teplotou. Důležitá je také rovnováha mezi obsahem vody a vzduchu v půdě. Významným regulačním faktorem nitrifikace je půdní reakce (Šimek 2003). Nitrifikace probíhá mnohem pomaleji za nízkého pH. Pokud je pH nižší než 5,0, pak je pravděpodobné, že nitrifikaci uskutečňují mikromycety. Naopak v neutrálních a zásaditých podmínkách převládají v půdě nitrifikační bakterie (Gerardi 2002).

Denitrifikační aktivitu pak ovlivňuje obsah půdní organické hmoty, koncentrace nitrátů v půdě, aerační a vodní status půdy, pH a teplota. (Šimek 2003).

1.3 Vyplavování N z ekosystému

1.3.1 Vyplavování N z přirozeného nepoškozeného rašeliniště

Nejvíce N je z mokřadů vyplavováno ve formě humusu. Mezi humus řadíme huminové kyseliny, fulvokyseliny a huminy. Huminové kyseliny převládají ve slatiništích, zatímco ve vrchovištích převládají fulvokyseliny. Humusové látky jsou hlavní součástí rozpuštěného organického materiálu (DOM) (Rydin et al. 2006). Humus snižuje pH a zabarvuje vodu dohněda. Nejběžnější formou anorganického dusíku vyplavovaného z mokřadů jsou dusičnany. Amonný iont se z mokřadů vyplavuje pouze v malém množství, protože sorpční komplex půdy a vegetace jsou schopné jej zadržet (Odkaz 2 30.9.2010). Pro většinu rašelinného humusu je charakteristická vysoká hodnota C:N. S poklesem hodnoty C:N klesá i schopnost rašeliniště zadržet dusík a dochází tak k jeho vyplavování právě v podobě NO_3^- (Pilkington et al. 2005).

1.3.2 Vyplavování N z rašeliniště po odvodnění

Odvodňování rašelinišť vede k rychlé mineralizaci organických forem dusíku a uhlíku v rašeliništi. Odvodnění tak přemění rašeliniště ze zásobníku C a N na velmi silný zdroj C a N (Parish et al. 2008). V důsledku opakování suchých a vlhkých období během vegetační sezóny dochází k uvolnění C a N z půdy do pórové vody. Odvodněná rašeliniště tak mohou být zdrojem rozpuštěného organického uhlíku (DOC), dusičnanů a DON, které se vyplavují do povrchových vod (Lenz et al. 1992; Olde Venterink et al. 2002; Aldous et al. 2005; Worrall & Burt 2005). Odvodnění má také negativní dopad na dostupnost živin pro rostliny (Aerts et al. 2006) a ovlivňuje kvalitu pórové vody i vody odtékající z ekosystému (Lundin & Bergquist 1990; Prevost et al., 1999). Provzdušnění rašeliny a následná mineralizace organického dusíku a jeho nitrifikace způsobí zvýšení koncentrace NO_3^- v pórové vodě odvodněných rašelinišť (Holden et al. 2004; Olde Venterink et al. 2002). Tyto procesy jsou zesílené velkým kolísáním hladiny podzemní vody. Toto kolísání vodní hladiny je typické pro degradovaná rašeliniště, která mají pozměněné hydrologické vlastnosti rašeliny (Price et al. 2003; Tiemeyer et al., 2006).

1.3.3 Vyplavování N z rašeliniště po revitalizaci vodního režimu

Mnoho rašelinišť se vyvinulo z pleistocénních jezer za tisíce let (Succow & Joosten 2001). V současné době byla rašeliniště odvodněna a změnila se v degradovaná rašeliniště za několik desítek let. Zaplavování těchto odvodněných ekosystémů dostane rašeliniště do stádia

jezera během několika dnů. Tento rychlý vývoj je jedním z důvodů vysoké vnitřní dynamiky živin, kterou Kieckbusch & Schrautzer (2007) pozorovali v prvním roce po znovuzaplavení rašeliniště (minerotrofního slatiniště). Jak dále tito autoři uvádějí, hydrochemické podmínky se zřejmě stabilizují po delším časovém období. Pohyblivost zásobníků živin pak pravděpodobně poklesne, a procesy jako sedimentace a tvorba rašeliny budou hrát důležitější roli (Kieckbusch & Schrautzer 2007). Cílem zaplavování je snížit provzdušnění půdy a tím snížit mineralizaci N. Některé studie (Olde Venterink et al. 2002) ovšem ukazují, že zaplavování vysušené půdy může silně stimulovat denitrifikaci, avšak mineralizace N nemusí výrazně klesnout. Vliv zaplavení na vyplavování organických sloučenin dusíku může být nevýznamný (Olde Venterink et al. 2002) nebo se rašeliniště mohou stát zdrojem DON v prvním roce po zaplavení (Kieckbusch & Schrautzer, 2007). Znovuzaplavení dlouhodobě odvodněných rašelinišť vede ke zvýšení koncentrace P, DOC a amonného iontu v pórové vodě (van Dijk et al. 2004; Zak et al. 2004; Tiemeyer et al. 2005; Worrall & Burt 2005). V další studii Zak a Gelbrecht (2007) zjistili, že koncentrace amonného iontu v kapilární vodě byla nízká na počátku zaplavení slatiniště. Největší nárůst koncentrace amonného iontu byl naměřen 30 týdnů po zaplavení rašeliniště (Zak & Gelbrecht 2007).

1.4 Faktory ovlivňující vyplavování N z ekosystému

1.4.1 Hydrologie a vliv vodního režimu

Vyplavování dusičnanů a DON může vést k eutrofizaci a acidifikaci vod, což může mít vážné následky pro vodní ekosystémy (Wetzel 2001).

Intenzitu vyplavování živin vyjadřuje koncentrace živin v pórové a v odtékající vodě (Prévost et al. 1999; Renou et al. 2000). Důležitým faktorem ovlivňujícím koncentraci N v půdě a v pórové vodě jsou změny hladiny podzemní vody. I z tohoto důvodu vedla revitalizace vodního režimu v prvním měsíci po zaplavení ke zvýšenému vyplavování živin z půd do podzemní vody (Kalbitz et al. 2002).

Pokud jsou v půdě přítomné dusičnany, pak platí, že čím více vody proudí skrz půdu, tím více NO_3^- se uvolní. Nejvýznamnějším faktorem ovlivňujícím vyplavování NO_3^- je délka období, kdy je snížena hladina pórové vody a kdy dochází k uvolňování dusíku z organické hmoty před dalším zaplavením (Cooper et al. 2006). Podle Martin et al. (1997) vysoká hladina podzemní vody může snížit koncentraci forem minerálního N v pórové vodě. Nízká hladina pórové vody v létě a pomalé znovuzaplavení na podzim způsobuje naopak

mineralizaci organické hmoty a uvolňování rozpustných forem N do půdního roztoku. Následkem toho se na podzim zvýší koncentrace dusičnanů v půdní pórové vodě (Kalbitz et al. 2002). DeLuca et al. (1992) tvrdí, že mráz a tání v půdě mělo podobný vliv na nárůst koncentrace dusičnanů v pórové a odtékající vodě jako sucho a následné znovuzaplavení. Úplné zastavení mineralizace rašeliny může být pravděpodobně dosaženo tehdy, pokud bude hladina pórové vody blízko povrchu půdy po celý rok (Zeitz 1996). Nicméně, anaerobní podmínky způsobené saturací půdy vodou většinou zvyšují vyplavování DOM z půd (Mulholland et al. 1990; Sedell & Dahm 1990). Nejdůležitějšími zdroji DOM jsou organické zbytky a humus (Kalbitz et al. 2000). Do DOM řadíme i DON. U silně rozložené rašeliny byl nižší poměr DOC:DON v pórové vodě ve srovnání s poměrem C:N pro celkovou půdní organickou hmotu. To indikuje, že se DON uvolňuje z půdní organické hmoty přednostně (Kalbitz & Geyer 2002). Za zvýšené vyplavování DON může být odpovědná Maillardova reakce, ve které aminokyseliny (uvolněné během hydrolyzy proteinů) a karbohydráty kondenzují a vznikají tak humusové látky (Qualls 2000). Nejvyšší koncentrace DOM v pórové vodě a proudění DOM v minerálním horizontu je při intenzivních srážkách nebo při velké akumulaci ve vodě rozpustných organických sloučenin. Akumulace DOM v pórové vodě může být také způsobena vysokými teplotami, či suchým obdobím, kdy nedochází k vyplavování organických látek (Kalbitz et al. 2000).

1.4.2 Mikrobiální pochody v půdě

Rašelina je rozkládána převážně mikromycetami v aerobním horizontu (acrotelm) a bakteriemi v anaerobním horizontu (catotelm) (Thormann et al. 2007). Znovuzaplavení půdy může mít výrazný dopad na půdní mikrobiální společenstvo, protože se výrazně změní fyzikálně-chemické vlastnosti prostředí (Adis & Junk 2002). Výsledky van Dijk et al. (2009) naznačují, že význam bakterií v půdním mikrobiálním společenstvu se zvyšuje se stoupající vlhkostí půdy.

Andersen et al. (2006) porovnávali obsah N v mikrobiální biomase. V nenarušených stanovištích je podíl N v mikrobiální biomase vysoký. Na revitalizovaných rašelinistích obsahuje vrchní vrstva rašeliny dvakrát více mikrobiálního N než rašelina na stanovištích s vytěženou rašelinou. V revitalizovaném rašelinistě je ve srovnání s rašelinistěm s vytěženou rašelinou zvýšená imobilizace C a N do mikrobiální biomasy. V hlubších vrstvách revitalizovaného rašelinistě pak klesá množství mikrobiálního N na podobnou hodnotu, jaká je u stanovišť s vytěženou rašelinou. Na rychlosti příjmu N mikroorganismy a rostlinami závisí vyplavování NO_3^- i DON (Cooper et al. 2007).

Studie Shenker et al. (2005) Lamers et al. (2002) a Lucassen et al. (2004) poukázaly na to, že mikroorganismy indukované redoxní reakce jsou důležité pro mobilizaci rozpuštěných látek ve znovuzaplavených rašeliništích. Pat et al. (2010) naměřili v horní degradované vrstvě rašeliny slatinných luk vysokou potenciální nitrifikaci v aerobních podmínkách a současně i vysoký denitrifikační potenciál v anaerobních podmínkách. V anaerobních podmínkách byla velká část dusičnanů (30-50%) přeměněna na N_2O . Změny aerobních a anaerobních podmínek v půdě tedy mají velký dopad na mikrobiální procesy a tím i na schopnost půd přeměnit minerální dusík na N_2O . Tyto změny jsou nejčastěji způsobovány kolísáním vodní hladiny, prudkými srážkami, táním sněhu či zaplavením půdy (Pal et al. 2010).

1.4.3 Vliv rostlin

Rostliny a řasy mohou asimilovat NH_4^+ , NO_3^- i DON (Reddy & DeLaune 2008). Pokud je dostupnost NH_4^+ a NO_3^- vyšší než potřebují rostliny a mikroorganismy, pak hovoříme o nasycení půdy dusíkem (Aber et al. 1989). Nasycení N se projevuje zvýšeným vyplavováním anorganického N (zpravidla NO_3^-) z rhizosféry (Wright et al. 2001). Rozdíl mezi rychlostí rozkladu organických látek a rychlostí imobilizace N udává rychlost ztrát N (Ruckauf et al. 2004). Ruckauf et al. (2004) přidávali do půdy slatiniště KNO_3 a sledovali kolik N rostliny přijmou. Rostliny většinou snižovaly ztráty dusíku o 20-25%. Pohyblivost dusičnanů stoupá v půdách s velkým obsahem pórové vody. To má za následek vyšší dostupnost dusičnanů pro kořeny rostlin (Ruckauf et al. 2004).

V zaplavených půdách se NO_3^- , přidané do půdy či vytvořené nitrifikací NH_4^+ v aerobních zónách blízko kořenů nebo na povrchu půdy, rychle ztrácí z půdy díky denitrifikaci v anoxickém prostředí. Proto se obecně předpokládá, že mokřadní rostliny přijímají malé množství NO_3^- ve srovnání s NH_4^+ . Rozsah příjmu NO_3^- kořeny v zaplavené půdě bude záviset na rychlosti jeho vytváření z NH_4^+ v blízkosti povrchu kořenů rostlin (Andersen et al. 2010). Respirace kořenů vede ke spotřebě kyslíku a výsledkem jsou mikrostanoviště umožňující denitrifikaci (Flessa & Beese 1993). Mikroorganismy konkurují rostlinám v asimilaci N (Kaye & Hart 1997), přičemž heterotrofní mikroorganismy jsou mnohem silnějšími kompetitory o N než rostliny (Zak et al. 1990). Rostliny začínají přijímat N až poté, kdy se mikroorganismy dostatečně nasatili dusíkem a nejsou již dusíkem limitováni. Mokřadní rostliny rostoucí v zaplavených půdách mohou přijmout velkou část dusíku jako NO_3^- vytvořeného z NH_4^+ v rhizosféře a to bez přílišných ztrát způsobených denitrifikací

(Andersen et al. (2010). Vysoká hodnota N:P (>14 (Aerts 1992)) v rostlinné biomase znamená, že cyklus živin v odvodněném rašeliništi je narušený. V přirozeném nenarušeném rašeliništi je P ve vrchních vrstvách půdy velmi účinně recyklován mikroorganismy. Na rozdíl od P část N zůstává uložena v rozkládajících se rostlinách hlouběji v půdním profilu (Damman 1978).

1.5 Závěry

Z teoretické části práce vyplývá, že nejvíce N se z degradovaných rašelinišť vyplavuje v prvních měsících po jejich znovuzaplavení. Po zaplavení by měl být nejvíce vyplavovanou sloučeninou dusíku DON. Důležitým faktorem ovlivňujícím vyplavování N je hladina podzemní vody, která významně ovlivňuje mikrobiální pochody v půdě a tím i rychlost rozkladu organických látek a následně vyplavování N. Riziko vyplavování N je vysoké při intenzivních srážkách, obzvláště pokud následují po suchém období, kdy dochází k akumulaci sloučenin N. Intenzitu vyplavování vyjadřuje koncentrace živin v pórové vodě a v odtoku z rašeliniště. Projekt se proto bude zabývat intenzivním monitorováním koncentrace sloučenin dusíku v pórové i v odtékající vodě.

2. Cíle projektu

1. Monitorovat množství vyplaveného dusíku v prvních 3 letech po revitalizaci rašeliniště a porovnat vyplavování dusíku z revitalizovaného a nedotčeného rašeliniště.
2. Na základě získaných dat vytvořit model vyplavování N z ombrotrofních vrchovišť.

3. Hypotéza

Z revitalizovaného rašeliniště se bude vyplavovat méně dusíku než z nenarušeného rašeliniště. Z revitalizovaného rašeliniště se bude nejvíce vyplavovat dusík ve formě organické (DON).

4. Návrh projektu

4.1 podpůrná data využitelná v rámci projektu

Data použitá pro výpočet byla převzata z Urbanová et al. (2010). Vzorky vody byly odebrány z ombrotrofního nedotčeného vrchoviště Blatenská slat' a z degradovaného vrchoviště Schachtenfilz. Tyto vzorky byly inkubovány v laboratoři za aerobních (simulace odvodnění) nebo anaerobních podmínek (simulace zaplavení) po dobu 100 dní. V pokusu se simulovalo odvodnění a zaplavení vrchovišť a sledovaly se změny koncentrací různých forem N. Na základě těchto změn koncentrací se vypočítaly potenciální rychlosti vyplavování N z odvodněného rašeliniště po jeho revitalizaci (Tabulka 1). V pokusu nebyl simulován vliv vegetace, která by část uvolněného N odčerpala, proto jsou tyto hodnoty pravděpodobně nadhodnocené.

Tabulka 1: Množství potenciálně vyplavitelného dusíku za vegetační období (180 dní) ze zaplavené a odvodněné půdy přepočtené na plochu narušeného rašeliniště Schachtenfilz a neporušeného rašeliniště Blatenská slat'

	Nedotčené vrchoviště	Nedotčené vrchoviště	Narušené vrchoviště	Narušené vrchoviště
	po odvodnění	po zaplavení	po odvodnění	po zaplavení
Organický dusík (kg/ha)	45,1	14,4	16,1	12,6
Nitráty (kg/ha)	11,6	5,4	21,7	3,1
Amoniak (kg/ha)	75,7	39,2	27,9	16,3

Revitalizací narušeného (dříve odvodněného) vrchoviště se nezvýší množství potenciálně vyplavitelného N oproti stavu před revitalizací. Navíc množství potenciálně vyplavitelného dusíku po zaplavení narušeného vrchoviště je nižší než v nenarušeném vrchovišti.

4.2 Popis lokalit

Ombrotrofní nedotčené vrchoviště Blatenská slat' a revitalizované vrchoviště Schachtenfilz se nacházejí v centrální části Šumavy ve výšce 1150 m.n.m. V této oblasti jsou průměrné roční srážky 1400 mm a průměrná roční teplota je 3,2 °C (Urbanová et al. 2010).

Průměrná výška vodní hladiny u nedotčeného vrchoviště Blatenská slat' je 12,5 cm pod povrchem. Celková rozloha činí 7 ha. Dominantní rostlinou je *Trichophorum caespitosum*, další významnou rostlinou je pak *Andromeda polifolia*. Křoviny se vyskytují pouze na okraji vrchoviště (Urbanová et al. 2010).

První odvodňovací rýhy na vrchovišti Schachtenfilz byly vybudovány pravděpodobně na konci 19. stol., v 70. a 80. letech 20. století byly obnoveny a prohloubeny (Bufková et al. 2006). Revitalizováno bylo toto vrchoviště v roce 2008. Průměrná výška vodní hladiny byla 16 cm pod povrchem. Celková rozloha je 1,2 ha. Dominantní rostlinou je *Trichophorum caespitosum*, ovšem pouze na hydrologicky stabilních částech vrchoviště. V blízkosti odvodňovacích rýh se vyskytují zejména druhy *Vaccinium myrtillus* a *Vaccinium uliginosum* (Urbanová et al. 2010).

4.3 Odběr vzorků a terénní měření

Vzorky vody pro monitorování vyplavování N z rašeliniště budou odebírány přímo z vody odtékající z rašeliniště do polyethylenových lahví. Lahve budou umístěny do chladicího boxu a transportovány do laboratoře k analýzám. Vzorky pórové vody budou z půdy odebírány pomocí porézních keramických kalíšků. Cylindrický porézní keramický kalíšek je přilepený k PVC trubici, odtud vede malá trubka (5mm) do vzorkovací nádoby (obr. 3). Voda se extrahuje z půdy vytvořením podtlaku v porézním kalíšku pomocí vakuové pumpy (Rydin & Jeglum 2006). Křemičitá mouka (křemičitý písek s obsahem SiO₂ přes 99%) bude použita pro zlepšení kontaktu mezi keramickým kalíškem a půdou (Curley et al. 2011). Na každé ploše bude umístěno dvacet keramických kalíšků. Deset bude umístěno do hloubky 30 cm pod povrchem a dalších deset do hloubky 70 cm pod povrchem. Odběr vzorků odtékající vody i pórové vody bude probíhat na obou lokalitách jednou za 14 dní v průběhu celé vegetační sezony. V blízkosti keramických kalíšků bude odebrán i půdní monolit. Na každé lokalitě bude odebráno 10 podvzorků svrchních 30 cm půdy. Z literární rešerše vyplývá, že největší riziko vyplavování dusíkatých látek vzniká při intenzivních srážkách a to

zvláště v případě, kdy těmto srážkám předcházelo období sucha. Toto platí i v případě tání sněhu. Proto bude za těchto podmínek zvýšena četnost odebírání vzorků vody z lokalit.

Monitorována bude také hladina pórové vody v rašeliništi a to pomocí datalogerů, které budou vybaveny tlakovým senzorem k měření vodní hladiny. Na každé lokalitě bude 5 datalogerů. Tyto datalogery se budou nacházet v perforovaných plastových trubkách. Trubky budou umístěné metr hluboko, 10 cm trubky bude nad povrchem. Dále se bude měřit i průtok vody odtékající z rašeliniště a to pomocí ultrazvukového čidla. Měřena bude i teplota půdy v hloubce 30 a 70 cm. Srážky, teplota a další meteorologická data budou měřena v meteorologické stanici v dané oblasti (Kvilda).



Obrázek 3: 1. Vakuová pumpa, 2. 10mm hadice vedoucí z vakuové pumpy 3. Vzorkovací nádoba 4. 5mm vzorkovací hadička 5. Prodloužení vakuové hadičky 6. PVC trubka 7. Keramický kalíšek

4.4 Chemické analýzy

Ve vzorcích odebraných z lokality budou analyzovány rozpuštěné formy dusíku (dusičnanový, dusitanový, amonný a organický). Vzorek se přefiltruje přes filtr ze skleněných vláken s průměrem pórů $0.45\mu\text{m}$. Celkový rozpuštěný dusík se měří pomocí přístroje LiquiTOCII (Elementar, Německo). Anorganické rozpuštěné formy dusíku (dusičnanový, dusitanový a amonný) se měří pomocí průtokové kontinuální analýzy FIALachatQC8500 (LachatInstruments, USA). Množství rozpuštěného organického dusíku je rozdíl mezi celkovým rozpuštěným dusíkem a sumou anorganických forem dusíku. Při

odhadování vyplavování N z vrchoviště předpokládáme, že koncentrace N v pórové vodě reprezentuje průměrnou koncentraci N v proudech podzemní vody. Chybějící data mezi jednotlivými odběry budou odhadnuta pomocí lichoběžníkového pravidla, neboli lineární interpolací (Lord & Shepherd 1993). Tento odhad pak bude porovnán s koncentrací N rozpuštěného ve vodě odtékající z rašeliniště. Dále bude analyzována odebraná půda. Půda se zhomogenizuje prosetím přes síto s oky o průměru 5 mm. Mikrobiální biomasa se stanovuje fumigačně-extrakční metodou (Vance et al., 1987). Uhlík a dusík v půdním extraktu se stanoví pomocí LiquiTOCII (Elementar, Německo).

Z dat získaných z analýzy vzorků bude vytvořen model vyplavování N z rašeliniště programem HYDRUS2D. HYDRUS2D je program, který modeluje pohyby vody, tepla a rozpuštěných látek v různě nasycených mediích (Simunek et al. 1999).

4.5 Časový harmonogram projektu

Navrhovaná doba trvání projektu je 3 roky. Tato doba je nezbytně nutná pro získání výsledků, které nebudou ovlivněné případným extrémním průběhem jedné sezony.

Tabulka 2: Časový plán

	2012				2013				2014			
Instalace odběrových zařízení a datalogerů												
Odběr a zpracování vzorků												
Analýza vzorků												
Modelování vyplavování												
Vyhodnocování výsledků												
Prezentace výsledků												

4.6 Finance

Tabulka 3: Rozpočet projektu (v tis. Kč)

Rok	2012	2013	2014
Neinvestiční materiál	400	60	60
Služby	40	30	30
Režijní náklady	138	86	81
Cestovní náklady	35	35	100
Mzdové náklady	350	350	350
Celkem za rok	1063	661	621
Celkem		2346	

Neinvestiční materiál: notebook, kancelářské potřeby, hadičky, rukavice, chemikálie, 10 dataloggerů, 40 porézních keramických kalíšků, vakuová pumpa.

Služby: tisk posterů, pravidelná údržba přístrojů (dataloggerů atp.), externí analýzy.

Cestovné: cestovní náklady (odběr vzorků), konferenční poplatky.

Mzdové náklady: odměny pro řešitele, plat pro pomocného pracovníka (plný úvazek).

Očekávané výstupy projektu

Navrhovaný projekt se zabývá intenzivním monitorováním koncentrace dusíku v pórové vodě i v odtoku z revitalizovaného rašeliniště. Z těchto dat pak bude vypočteno množství vyplavovaného N. Výsledky budou porovnány s vyplavováním N z nenarušeného rašeliniště, které bude také monitorováno. Získaná data budou korelována s dalšími měřeními faktory jako jsou srážky, teplota půdy, hladina podzemní vody.

Ze získaných dat bude sestaven model vyplavování N z vrchovišť programem HYDRUS2D. Model bude využitelný pro odhad vyplavování N z dalších revitalizovaných ombrotrofních vrchovišť. Realizace projektu je důležitá také proto, že z dat a modelů bude možné odhadnout rizika pro povodí. To je důležité zvláště v případě amoniaku, neboť pro ryby je tato sloučenina toxická a při vysokých koncentracích amoniaku ve vodě může docházet k úhynu ryb. Další negativní následky pro povodí mohou mít dusičnany a rozpuštěný organický dusík. Tyto sloučeniny totiž způsobují eutrofizaci a acidifikaci vod.

Na základě získaných dat a vypracovaného modelu bude možné vypočítat a odhadnout intenzitu vyplavování N z revitalizovaných rašelinišť a předvídat tak rizika, která s sebou revitalizace přináší.

6 Literatura

Aber J.D., K.J. Nadelhoffer, P. Steudler, J.M. Melillo., (1989). Nitrogen saturation in northern forest ecosystems. *Biology Science* 39: 378-386.

Adis J., Junk W.J., (2002). Terrestrial invertebrates inhabiting lowland river floodplains of Central Amazonia and Central Europe: A review. *Freshwater Biology* 47: 711-731.

Aerts R., van Logtestijn R.S.P., Karlsson P.S., (2006). Nitrogen supply differentially affects litter decomposition rates and nitrogen dynamics of sub-arctic bog species. *Global Change Biology* 146: 652–658.

Aerts R., Wallén B., Malmer N., (1992). Growth-limiting nutrients in Sphagnum-dominated bogs subject to low and high atmospheric nitrogen supply. *Journal of Ecology* 80: 131–140.

Aldous A., McCormick P., Ferguson C., Graham S., Craft C., (2005). Hydrologic Regime controls soil phosphorus fluxes in restoration and undisturbed wetlands. *Restoration Ecology* 13(2): 341–347.

Andersen R., Francez A.-J., Rochefort L., (2006). The psychochemical and microbiological status of a restored bog in Que´bec: Identification of relevant criteria to monitor success. *Soil Biology & Biochemistry* 38: 1375- 1387.

Andersen R., Rochefort L., Poulin M., (2010). Peat, Water and Plant Tissue Chemistry Monitoring: A Seven-Year Case-Study in a Restored Peatland. *Wetlands* 30: 159-170.

Brooks S. & Stoneman R., (1997). *Conserving bogs: the management handbook*. The Stationery Office: 286.

Bufková I., (2006). Revitalizace šumavských rašelinišť. *Zprávy České Botanické Společnosti* 41, Materiály 21: 181-192.

Cooper R., Thoss V., Watson H., (2007). Factors influencing the release of dissolved organic carbon and dissolved forms of nitrogen from a small upland headwater during autumn runoff events. *Hydrological Processes* 21 (5): 622–633.

Curley E.M., O'Flynn M.G., McDonnell K.P., (2011). The use of porous ceramic cups for sampling soil pore water from the unsaturated zone. *Int. Journal of Soil Science* 6: 1-11.

Damman A. W. H., (1978). Distribution and movement of elements in ombrotrophic peat bogs. *Oikos* 30: 480–495.

Flessa H., Beese F., (1993). Veränderung mikrobieller Stoffumsetzungen im Boden durch den Übergang von aeroben zu anaeroben Bedingungen - Modellierungsuntersuchungen an Mikrokosmen. *Verhandlungen der Gesellschaft für Ökologie* 22: 403–406.

Gerardi M. H., (2002). *Nitrification and Denitrification in Activated Sludge Processes*. Wastewater Microbiology Series, John Wiley and Sons, Inc, New York. 208 p.

Holden J., Chapman P.J., Labadz J.C., (2004). Artificial drainage of peatlands: hydrological and hydrochemical process and wetland restoration. *Progress in Physical Geography* 28: 95–123.

Kalbitz K., Geyer S., (2002). Different effects of peat degradation on dissolved organic carbon and nitrogen. *Org. Geochemistry* 33: 319–326.

Kalbitz K., Rupp H., Meissner R., (2002). N-, P- and DOC-dynamics in soil and groundwater after restoration of intensively cultivated fens. *Wetland in Europe*: Springer: 99-116.

Kalbitz K., Solinger S., Park J.H., Michalzik B., Matzner E., (2000). Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review. *Soil Science* 165: 277–304.

Kaye J.P., Hart S.C., (1997). Competition for nitrogen between plants and soil microorganisms. *Trends in Ecology and Evolution* 12: 139–143.

Kieckbusch J.J., Schrautzer J., (2007). Nitrogen and phosphorus dynamics of a rewetted shallow-flooded peatland. *Science of the Total Environment* 380: 3–12.

Lamers L.P.M., Falla S.J., Samborska E.M., Dulken I.A.R., Hengstum G., Roelofs J.G.M., (2002). Factors controlling the extent of eutrophication and toxicity in sulphate-polluted freshwater wetlands. *Limnology and Oceanography* 47: 585–593.

Lellák J. & Kubíček F. (1992). *Hydrobiologie*: 50-52.

Lenz A., Kleyn K.P., Geller G., (1992). Leaching of nitrogen and carbon by draining peat soils. *Wasser & Boden* 2: 61–62.

Levin P., Blaž S., Tjaša D., Simona L., Ines M.-M., (2010). Transformations of mineral nitrogen applied to peat soil during sequential oxic/anoxic cycling. *Soil Biology and Biochemistry* 42 (8): 1338-1346.

Lindsay R., (1995). *Bogs: The Ecology, Classification and Conservation of Ombrotrophic Mires*. Scottish Natural Heritage, Battleby: 119.

Lord E.I., Shepherd M.A., (1993). Developments in the use of porous ceramic cups for measuring nitrate leaching. *Journal of Soil Science* 44: 435-449.

Lucassen E.C.H.E.T., Smolders A.J.P., Van de Crommenacker J., Roelofs J.G.M., (2004). Effects of stagnating sulphate-rich groundwater on the mobility of phosphate in freshwater wetlands: a field experiment. *Archiv fur Hydrobiologie* 160: 117–131.

Lundin L., Bergquist B., (1990). Effects on water chemistry after drainage of a bog for forestry. *Hydrobiologia* 196: 167–181.

Martin H.W., Ivanoff D.B., Graetz D.A., Reddy K.R., (1997). Water table effects on histosol drainage water carbon, nitrogen, and phosphorus. *J Environ Qual* 26: 1062-1071.

Mitsch W. J. & Gosselink J. G., (2007). *Wetlands*. 4. vydání. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, NJ. 582 p.

Mulholland P. J., Dahm C. N., David M. B., DiToro D. M., Fisher T. R., Kögel-Knabner I., Meybeck M. H., Meyer J. L., Sedell J. R., (1990). What are the temporal and spatial variations of organic acids at the ecosystem level?. Life Sciences Research Report. In *Organic Acids in Aquatic Ecosystems*. 48: 315-329.

Olde Venterink H., Davidson T.E., Kiehl K., Leonardson L., (2002). Impact of drying and re-wetting on N, P and K dynamics in a wetlands soil. *Plant and Soil* 243: 119–130.

Pal L., Stres B., Danevcic T., Leskovec S., Mandic M. I., (2010). Transformations of mineral nitrogen applied to peat soil during sequential oxic/anoxic cycling. *Soil biology & biochemistry* 42 (8): 1338-1346.

Parish F., Sirin A., Charman D., Joosten H., Minaeva T., Silviu M., (2008). Assessment on peatlands, biodiversity and climate change. 179 p.

Pilkington M.G., Caporn S.J.M., Carroll J.A., Cresswell N., Lee J.A., Emmett B.A., Johnson D., (2005). Effects of increased deposition of atmospheric nitrogen on an upland Calluna moor: N and P transformation. *Environmental Pollution* 135: 469-480.

Prevost M., Plamondon A.P., Belleau P., (1999). Effects of drainage of a forested peatland on water quality and quantity. *Journal of Hydrology* 214: 130–143.

Price J.S., Heathwaite A.L., Baird A.J., (2003). Hydrological processes in abandoned and restored peatlands: an overview of management approaches. *Wetland Ecology Management*. 11: 65–83.

Qualls R.G., (2000). Comparison of the behavior of soluble organic and inorganic nutrients in forest soils. *Forest Ecology Management* 138: 29–50.

Reddy K. R., Delaune R. D., (2008). *Biogeochemistry of Wetlands: Science and Applications*. CRC Press., Boca Raton, Florida. 774p.

Reddy K. R., & Patrick W. H. Jr., (1984). Nitrogen transformations and loss in flooded soils and sediments. *CRC Critical reviews in environmental control* 13: 273-309.

Renou, F., Jones S., Farrell E.P., (2000). Leaching of phosphorus fertilizer applied on cutaway peatland forests recently established in central Ireland. Department of Environmental Resource Management: 984-990.

Rückauf U., Augustin J., Russow R., Merbach W., (2004). Nitrate removal from drained and reflooded fen soils affected by soil N transformation processes and plant uptake. *Soil Biology and Biochemistry* 36: 77-90.

Rydin H. & Jeglum J.K., (2006). *The biology of peatlands*. Oxford University Press. 343p.

Sedell J. R., C. N. Dahm., (1990). Spatial and temporal scales of dissolved organic carbon in streams and rivers. Life Sciences Research Report. In *Organic Acids in Aquatic Ecosystem*. 48: 261-279.

Shenker M., Seitelbach S., Brand S., Haim A., Litaor M.I., (2005). Redox reactions and phosphorus release in re-flooded soils of an altered wetland. *European Journal of Soil Science* 56 (4): 515–525.

Schreiber H., (1924). *Moore des Böhmerwaldes und des deutschen Südböhmen*. IV. Sebastianberg: 119.

Simek M., (2003). *Základy nauky o půdě*. 3. Biologické procesy a cykly prvků. Biologická fakulta JU, České Budějovice. 151p.

Simunek J., Sejna M., Van genuchten M. Th., (1999). The HYDRUS-2D software package for simulating the two-dimensional movement of water, heat, and multiple solute in variably saturated media. International groundwater modeling center Golden, Co 80401.

Succow M, Joosten H., (2001). *Landschaftsökologische Moorkunde*. Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. 622 p.

Tamm C.O., (1991): Nitrogen in terrestrial ecosystems. Questions of productivity, vegetational changes, and ecosystem stability. *Ecological Studies* 81: 116 pp.

Thormann M.N, Rice A.V., Beilman D.W., (2007). Yeasts in peatlands: A review of richness and roles in peat decomposition. *Wetlands* 27: 761-773.

Tiemeyer B., Lennartz B., Vegelin K., (2006). Hydrology and hydrological modeling of a rewetted valley mire on the basis of a limited data set. *Journal of Hydrology* 325: 376– 389.

Tuittila E.-S., Rita H., Vasander H., Laine J., (2000a). Vegetation patterns around tussocks of *Eriophorum vaginatum* L. in a cutaway peatland in Southern Finland. *Canadian journal of botany* 78: 47–58.

Urbanová Z., Pícek T., Barta J., (2010). Effect of peat re-wetting on carbon and nutrient fluxes, greenhouse gas production and diversity of methanogenic archaeal community. *Ecological Engineering* 1737.

Van Dijk J., Didden W.A.M., Kuenen F., van Bodegom P.M., Verhoef H.A., Aerts R., (2009). Can differences in soil community composition after peat meadow restoration lead to different decomposition and mineralization rates?. *Soil Biology & Biochemistry* 41 (8): 1717-1725.

Van Dijk J., Stroetenga M., Bos L., van Bodegom P.M., Verhoef H.A., Aerts R., (2004). Restoring natural seepage conditions on former agricultural grasslands does not lead to reduction of organic matter decomposition and soil nutrient dynamics. *Biogeochemistry* 71: 317–337.

Vance E.D., Brookes P.C., Jenkinson D.S., (1987). An extraction method for measuring soil microbial biomass C. *Soil Biology and Biochemistry* 19, 703-707.

Wetzel R.G., (2001). *Limnology: Lake and River Ecosystems*. Academic Press: San Diego. 998p.

Wieder R.K., Vitt D.H., (2006). Functional characteristics and indicators of boreal peatlands. *Boreal Peatland Ecosystems (Ecological Studies)*. Springer: 9-24.

Worrall F., Burt T., (2005). Predicting the future DOC flux from upland peatland catchments. *Journal of Hydrology* 300: 126–139.

Wright, R.F., Alewell C., Cullen J.M., Evans C.D., Marchetto A., Moldan F., Prechtel A., Rogora M., (2001). Trends in nitrogen deposition and leaching in acid-sensitive streams in Europe. *Hydrology and Earth System Science* 5: 299–310.

Zak D., Gelbrecht J., (2007). The mobilisation of phosphorus, organic carbon and ammonium in the initial stage of fen rewetting (a case study from NE Germany). *Biogeochemistry* 85: 141–151.

Zak D., Gelbrecht J., Steinberg C.E.W., (2004). Phosphorus retention at the redox interface of peatlands adjacent to surface waters in northeast Germany. *Biogeochemistry* 70: 357–368.

Zak D.R., Grigal D.F., Gleeson S., Tilman D., (1990). Carbon and nitrogen cycling during secondary succession: constraints on plant and microbial biomass. *Biogeochemistry* 11: 111-129.

Zeitz J., (1996). Kartierung und Bewertung von Niedermooren als Grundlage für Flächenplanungen. *Wasser & Boden* 48 (4): 58-64.

Odkaz 1 (<http://www.casopis.ochranaprirody.cz/Vyzkum-a-dokumentace/vyzkum-v-narodnim-parku-sumava.html>) 28.8.2010.

Odkaz 2 (<http://www.ymparisto.fi/default.asp?node=15544&lan=en>) 30.9.2010.