

**VIZENYŐS TERÜLETEK (WETLANDS) ÜVEGHÁZGÁZ
KIBOCSÁTÁSA; A NEMZETKÖZI SZAKIRODALOM
ÁTTANULMÁNYOZÁSA**

SZAKDOLGOZAT
FÖLDTUDOMÁNY ALAPSZAK
METEOROLÓGIA SZAKIRÁNY



Készítette: Valler Veronika

Témavezető: Dr. Horváth László
Országos Meteorológiai Szolgálat

Konzulens: Dr. Mészáros Róbert
ELTE TTK Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudomány Intézet
Meteorológia Tanszék

Budapest, 2011.

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	3
2. A légkör.....	4
2.1. A légkör összetétele, az üvegházgázok és szerepük a globális felmelegedésben.....	4
2.2. A dinitrogén-oxid.....	5
2.3. A metán.....	7
2.4. A szén-dioxid.....	9
3. Természetes vizenyős területek üvegházgáz forgalma.....	10
3.1. A vizenyős területek jelentősége	10
3.2. N ₂ O mérések és eredményei	11
3.2.1. Nemzetközi mérések	11
3.2.2. Hazai kutatások	16
3.3. CH ₄ mérések és eredményei	19
3.3.1. Nemzetközi mérések	19
3.3.2. Hazai kutatások	30
3.4. CO ₂ mérések és eredményei	33
3.4.1. Nemzetközi mérések	33
3.4.2. Hazai kutatások	37
4. Mesterséges vizenyős területek üvegházgáz forgalma.....	40
5. Összefoglalás.....	44
Köszönetnyilvánítás	46
Irodalomjegyzék	47

1. *Bevezetés*

Szakedolgozatom témájaként a vizenyős területek üvegházgáz kibocsátását választottam. Célom a vizenyős területek, az éghajlat és egyéb tényezők közötti kapcsolatok feltárása. A globális felmelegedés kérdésével és annak következményeivel napjainkban széles körben foglalkoznak. Sok esetben hallhatunk híreket az északi-sarki és antarktiszi jégtakarók, valamint a gleccserek kiterjedésének csökkenéséről, a tengervízszint emelkedésének veszélyéről és az elsivatagosodott területek térnyeréséről. Ezen folyamatok elsősorban a szén-dioxid kibocsátásának felelősének a szén-dioxidot szokták megnevezni. Azonban nem a szén-dioxid az egyetlen üvegházhatású gáz, melynek növekszik a koncentrációja a légkörben. A metán, a dinitrogén-oxid, a troposzférikus ózon és a halogénezett szénhidrogének is mind hozzájárulnak az üvegházhatás erősítéséhez.

Ahhoz, hogy a jövőben várható éghajlatot előrejelezhessük, elengedhetetlenül fontos a természetes források üvegházgáz kibocsátási értékeinek pontos ismerete. A mocsarak és a lápok a szén- és a nitrogén-körforgalmában fontos szerepet töltenek be. A természetes vizenyős területek üvegházgáz forgalmára az 1970-es évek elején figyeltek fel, s azóta a világ számos pontján végeztek méréseket. Vizenyős területek a Földön egymástól igen eltérő földrajzi körülmények között találhatók, a tundrától egészen a trópusokig, és ennek megfelelően különböző éghajlati viszonyok uralkodnak az adott területeken, s természetesen a lejátszódó folyamatokban is eltérések jelentkeznek.

Dolgozatomban bemutatom a vizenyős területek szempontjából a három legfontosabb üvegházgáz (dinitrogén-oxid, metán, szén-dioxid) légköri koncentrációjának változásait, forrásait és nyelőit. A nemzetközi mérések alapján igyekszem a különböző földrajzi helyzetű vizenyős területek üvegházgáz kibocsátásait és az ezeket szabályozó folyamatokat ismertetni, illetve a hazánkban történt mérésekkel összevetni. Napjainkban egyre több szennyvíztisztítót építenek, ezért kitérek a mesterséges vizenyős területek üvegházgáz forgalmára is. A vizek szennyezésektől való tisztítása során figyelembe kell venni a keletkező üvegházgázok mennyiségét, és azt, hogy vajon megéri-e a vizek tisztítása vagy az üvegházgázok termelődése révén csak még több kárt okozunk, fokozva e gázok légköri koncentrációját.

2. *A légkör*

2.1. *A légkör összetétele, az üvegházgázok és szerepük a globális felmelegedésben*

Az égitestek felszínét övező gáznemű közeget légkörnek nevezzük. A Föld jelenlegi légköre több milliárd év alatt alakult ki. A Föld légkörének kialakulásában fontos szerepe volt az autotróf szervezeteknek és a hozzájuk köthető fotoszintézis megjelenésének. A földi légkör szabályozásában a bioszféra jelentős tényező, ugyanis befolyásolja az éghajlat alakulását (pl. üvegházhatás), az oxigénszintet, s így az ózont is.

A Föld légkörének külső határát nem lehet pontosan meghatározni, mert a légkör anyaga fokozatosan megy át a bolygóközi térbe. A különböző gázok és részecskék azon összességét tekinthetjük a Föld légkörének, melyet bolygónk saját tengelye körüli forgása, illetve a Nap körüli keringése során magával visz (Bartholy et al., 2008). A légkör összesen $5,3 \cdot 10^{15}$ tonna anyagot tartalmaz. A légkör alkotórészeit tartózkodási idejük alapján három csoportba sorolhatjuk: állandó gázok, változó gázok, erősen változó gázok. A tartózkodási idő (t) (kvázi-stacionárius állapotot feltételezve) megmutatja egy nyomanyag-molekula átlagos élettartalmát a légkörben. A légkör fő alkotórészei a nitrogén (78,084%), az oxigén (20,946%) és az argon (0,934%) mind állandó gázok, és koncentrációjuk térben és időben rövid távon nem változik számottevő mértékben. Az argon mellett több nemesgáz is előfordul (pl. neon, hélium, kripton, xenon), de ezek mennyisége sokkal kisebb (ppm nagyságrendben mérhetők). A változó gázok csoportjába tartozik a szén-dioxid, a metán, a hidrogén, a dinitrogén-oxid és az ózon. Ezeknek a gázoknak a tartózkodási idejük kb. 1–100 év közé tehető. Az ennél is rövidebb tartózkodási idővel rendelkező gázokat ($t < 1$ év), az erősen változó gázok csoportjába sorolhatjuk. Ilyen pl. a vízgőz, a nitrogén-dioxid, az ammónia, a kén-dioxid és a kén-hidrogén.

A Naptól a Földre érkező elektromágneses sugárzás jelenti a földi légkör fő energia bevételét. A Naptól érkező sugárzási energiamennyiség a légkörben különböző veszteségeket szenved (elnyelés, szóródás, visszasugárzás) és csak egy hányada éri el a felszínt. Összességében a rövidhullámú sugárzás kb. 30%-a visszaverődik a világűr felé (planetáris albedó). A felszínről hosszúhullámú sugárzás formájában távozik az energia. Ennek a sugárzásnak azonban egy részét az üvegházhatású gázok visszaverik a felszín felé, és így nem engedik eltávozni a légkörből. Ha nem lenne üvegházhatás, akkor a Föld átlaghőmérséklete 30 °C-kal lenne alacsonyabb. A légkörben található üvegházgázoknak természetes és mesterséges forrásai lehetnek. A problémát elsősorban az antropogén

kibocsátások okozzák. Az antropogén eredetű kibocsátás legfontosabb üvegházgázai a szén-dioxid, a metán, a dinitrogén-oxid, a halogénezett szénhidrogének és másodlagos szennyezőként a troposzférikus ózon. Ezen gázok gátolják a földfelszín hőkisugárzását, mivel az infravörös tartományban magas az abszorbanca értékük. Az éghajlatváltozás főleg ezen üvegházhatású gázok légköri koncentrációjának növekedésével áll kapcsolatban (IPCC, 2007). A szén-dioxid koncentrációja az 1750-es 280 ppm-es szintről napjainkra 379 ppm-re nőtt, míg a metán koncentrációja 715 ppb-ről 1732 ppb-re változott, a dinitrogén-oxid koncentrációja pedig 270 ppb-ről 319 ppb-re (IPCC, 2007). A metán (CH₄) és a dinitrogén-oxid (N₂O) együtt az antropogén üvegházhatás mintegy 22%-áért felelős, a szén-dioxidé pedig 53%-ot tesz ki (IPCC 2001, 2007). Az üvegházgázok légköri koncentrációjának növekedésének okai: a fosszilis tüzelőanyagok égetése (IPCC, 2007), a szénmegkötő területek csökkenése (Fearnside, 1997; Ellis and Ramankutty, 2008), a tundra fagyott talajának olvadásakor elbomló metán-hidrát miatti metánkibocsátás (Allison et al., 2009), a nem ökológiai mezőgazdasági művelés és földhasználat, a nitrogéntartalmú műtrágyák növekvő használata (Niggli et al., 2009) és a légkörbe került halogénezett szénhidrogének. Megfelelő mennyiségű és minőségű növénytársulások, a metanotróf és denitrifikáló baktériumok ugyanakkor képesek a szén-dioxid (Joos et al., 2001), a metán (Strous, 2010), és a dinitrogén-oxid (Wilcock and Sorrell, 2008) megkötésével vagy csökkentett mennyiségű kibocsátásával mérsékelni e gázok légköri koncentrációjának növekedését.

Míg az antropogén források (ipar, közlekedés, energiatermelés) kibocsátását viszonylag egyszerű becsülni, addig a természetes források üvegházgáz kibocsátásának mértéke bizonytalan, mérése bonyolult.

2.2. *A dinitrogén-oxid*

A nitrogén a légkörben főleg molekuláris (elemi) nitrogénként (N₂) van jelen. Fontosabb oxidált vegyületei a dinitrogén-oxid (N₂O), a nitrogén-monoxid (NO), a nitrogén-dioxid (NO₂), a salétromsav (HNO₃), valamint a szerves és szervetlen nitrátok. Redukált vegyülete az ammónia (NH₃). A nitrogén fontos tápanyag minden élő szervezet számára. A növények nem trágyázott területeken a nitrogénhez a légköri ülepedésből jutnak. A molekuláris nitrogént általában nem tudják felvenni, kivéve a hüvelyesek, melyeknek gyökérgumóiban a nitrogénmegkötő baktériumok az elemi nitrogént vegyületté alakítják át. A talajba jutó

nitrogén nem minden formája hasznosulhat. Nitrifikáció révén ($\text{NH}_3 \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{NO}_3^-$) a talajban nitrátok képződnek, melyek a növények számára már felvehetőek. A nitrogén egy része a denitrifikáció/nitrifikáció során visszajut a légkörbe (denitrifikáció: $\text{NO}_3^- \rightarrow \text{NO}_2^- \rightarrow \text{NO} \rightarrow \text{N}_2\text{O} \rightarrow \text{N}_2$). A NO-tól kezdve már légneműek a köztitermékek, s kidiffundálhatnak a talajból. A denitrifikáció fontos folyamat, mert biztosítja a légkör állandó nitrogéntartalmát. A denitrifikáció-nitrifikáció során keletkező köztitermékek aránya nagymértékben függ a talaj víztartalmától. Szárazabb, levegővel átjárt talajoknál aerob körülmények között az oxidáció jellemző, nitrogén-monoxidot termelve. Közepes–nagy víztartalmaknál inkább dinitrogén-oxid képződik, telített talajoknál, vizenyős területeknél a redukció egészen a molekuláris nitrogénig (N_2) is végbemehet (Davidson, 1991).

A dinitrogén-oxid a legnagyobb mennyiségű nitrogénvegyület a légkörben. A N_2O kémiaiilag stabil, kevésbé reakcióképes, hosszú tartózkodási idejű gáz. A dinitrogén-oxid a talajok nitrifikációs-denitrifikációs folyamatának terméke. Mindkét mechanizmus felelős a N_2O képződéséért, de elsősorban az anaerob denitrifikáció másodsorban pedig az aerob körülmények között végbemenő nitrifikáció (Firestone and Davidson, 1989; Butterbach-Bahl et al., 1997; Knowles, 2000). Forrásai természetesek vagy antropogén hátterű biológiai források lehetnek. Egy területet akkor nevezünk forrásnak, ha egy bizonyos periódus alatt a fluxusok összege pozitív, míg ha negatív értéket vesz fel, akkor az adott területet nyelőnek tekintjük.

1. táblázat: a dinitrogén-oxid globális forrásai (IPCC, 2001)

dinitrogén-oxid (Tg N/év)	
természetes források	
nedves trópusi talajok	2,7–5,7
mérsékeltövi talajok	0,6–4,0
óceánok	1,0–5,7
légkör (NH_3 oxidáció)	0,3–1,2
összesen	9±3
antropogén források	
mezőgazd. talajok, műtrágy.	0,6–14,8
ipari források	0,7–1,8
állattenyésztés	0,2–3,1
biomassza égetés	0,2–1,0
összesen	7±2

A dinitrogén-oxid kibocsátásának mértéke elsősorban a talaj szervesanyag és nitrogén tartalmától, pH-jától, víztartalmától és hőmérsékletétől függ, és szoros összefüggésben van a nitrogén bevétellel. A talajok nitrogénbevételének forrása a légköri ülepedés, a szerves és szervetlen trágyázás, a legeltetés során keletkező állati ürülék, és egyes növények nitrogén megkötése (Granli and Bøckmann, 1994; Bouwman, 1996, Del Grosso et al., 2000; Simojoki and Jaakkola, 2000; Vor et al., 2003).

A dinitrogén-oxid nyelője a sztratoszféra (12,6 Tg N/év). A természetes és antropogén források hozama összesen 16,4 Tg N/év (IPCC, 2001). Látható, hogy a különbségük 3,8 Tg N/év, azaz a N₂O légköri koncentrációja növekszik. Az elmúlt 300 év során a N₂O koncentrációja 270 ppb-ről 319 ppb-re nőtt. A N₂O körülbelül háromszázszor hatékonyabb üvegházhatású gáz, mint a szén-dioxid. Újabb kutatások eredményei alapján a talaj a N₂O nyelőjeként is viselkedhet (Chapuis-Lardy et al., 2007).

2.3. A metán

A metán a szénvegyületek körforgalmának egyik komponense. Légköri tartózkodási ideje 12 év. A metán fő természetes forrása az anaerob bomlás, ami vizenyős területekhez, mocsarakhoz, vízzel telített területekhez, vízfelszínhez kapcsolható. Ezeken a területeken a vízborítás lehet állandó, vagy időszakos is. A bioszféra elsősorban a talajon keresztül bocsát metánt a légkörbe. Megfelelő körülmények mellett a talajok nemcsak a metán forrásai, hanem nyelői is lehetnek. Vízzel nem telített, jól átszellőzött talajok esetében a talaj ásványi rétege a metán nyelője lehet, mely a globális metánnyelők 10%-át teszik ki (Prather et al., 1995). Különösen az erdei talajok fontos nyelői a metánnak, mivel a talaj ásványi rétegében a metán katalitikusan oxidálódik kemolitotróf mikroorganizmusok által (*Metilosinus trichosporium*) (Steinkamp et al., 2001; Butterbach-Bahl and Papen, 2002; King and Schnell, 1998; Dunfield et al., 1999).

2. táblázat: a metán globális forrásai (IPCC, 2001)

metán (Tg C/év)	
természetes források	
mocsarak	110–170
termeszek	15–20
óceánok	<10
egyéb	<10
összesen	160±50
antropogén források	
energiatermelés	60–70
szerves maradványok	95–140
rizstermelés	40–80
biomassza égetése	30–60
hulladékkezelés	10–20
összesen	280±70

Vizenyős területeken, illetve vízzel telített talajokban a metán, a szerves anyagok anaerob bomlása során keletkezik. Globális léptékben a légköri metán 70–80%-a biológiai eredetű. A biológiai források között megkülönböztetünk természetes és antropogén forrásokat. Természetes források közé tartoznak az árterek, sekély tavak, mocsarak, tőzeglápok, míg antropogénnek számít az állattartásból (állatok bélfermentációja és trágyakezelés) és a rizstermelésből származó emisszió. A tavakból a metán egyrészt buborékok formájában, másrészt molekuláris diffúzióval távozik. Globális léptékben az édesvizek bocsátják ki a légkörben található metán 20%-át (Khalil and Shearer, 1993).

A metán nyelői a troposzféra ($\text{CH}_4 + \text{OH}$) 360–380 Tg C/év, a talaj (száraz ülepedés) 25 Tg C/év, és a sztratoszféra 25–30 Tg C/év. Ez összesen 432 Tg C/év-et jelent (IPCC, 2001). A metánforrások kb. 2/3-a antropogén eredetű, s a metánkibocsátás 2001-ben összesen 448 Tg C/év (IPCC, 2001), míg 2007-ben 436 Tg C/év (IPCC, 2007) volt. A metán koncentrációja az 1800-as évektől kezdve emelkedik, s mára nagyjából 2,5-szeresére nőtt (715 ppb → 1732 ppb). Azonban a növekedési üteme csökkenni látszik, aminek az oka még nem világos. A metán kb. 25-ször hatékonyabb üvegházgáz, mint a szén-dioxid.

2.4. *A szén-dioxid*

A légkör teljes szénvegyület tartalmának 99,5%-át a szén-dioxid alkotja. Az 1700-as évektől (az ipari forradalom kezdete óta) nő a légkör szén-dioxid tartalma. A légköri szén-dioxidnak kb. csak 7%-a antropogén eredetű, a többi természetes úton, biológiai folyamatok során keletkezik. A legjelentősebb szén-rezervoárok a földkéreg és az óceánok, de mellettük megemlíthetjük még a talajt, a szárazföldi bioszférát és a légkört is. A talajok a talajlégzésen keresztül CO₂-ot bocsátanak ki. A talajlégzésnek különböző összetevői vannak, úgymint a gyökér légzés, a mikrobák (szerves anyagok lebontása során), a mikorrhizák, és az állatok légzése (de Jong et al., 1974). Szén-dioxid kémiai oxidációval – főleg magas hőmérsékletnél – is távozhat a talajból (Bunt and Rovira, 1954). Az előbb említettek közül a szerves anyagok bomlása és a gyökérlégzés a legfontosabb, melyek kb. fele-fele arányban járulnak hozzá a talaj CO₂ légzéséhez (Macfayden, 1963; 1970). A bioszféra nincs kvázi-stacionárius állapotban, mivel több CO₂-ot vesz fel, mint amennyit lead, azaz a bioszféra nettó szén-dioxid felvevő, tehát a bioszférát átmeneti széntárolónak tekinthetjük. A bioszféra az éghajlat változásaira érzékeny, alkalmazkodásához hosszabb idő szükséges. A felmelegedés hatására a bioszférikus nyelő eltűnhet és nettó forrássá válhat.

3. *Természetes vizenyős területek üvegházgáz forgalma*

3.1. *A vizenyős területek jelentősége*

A vizenyős területek olyan területek, ahol a talaj vízzel telített, vagy állandóan, vagy időszakosan. A vizenyős területek a Föld felszínének kb. 6%-át borítják, de nagy változatosságot mutatnak a tundra tőzeglápjaiktól kezdve az óceáni mangrove mocsarakig (Acerman et al., 2009; www.ramsar.org). Az ilyen területeket részben vagy egészben sekély vizű medencék alkotják. A vizenyős területeken található víz lehet sós víz, édesvíz vagy kissé sós víz. A Föld legnagyobb vizenyős területe a Pantanal, ami Dél-Amerikában található, Brazília, Bolívia és Paraguay területén. A vizenyős területek megkülönböztetése a talajvízszintjük alapján és a területükön élő növény fajok alapján történik. A nagy víztartalom következményeként a növényzetet elsősorban vízi növényzet (pl. nád, sás, káka) alkotja. Ezek elhalása után a szerves maradványok anaerob viszonyok között csak részlegesen bomlanak el, tőzegesednek. A vizenyős területeknek fontos szerepük van az éghajlatváltozással kapcsolatosan. Egyrészt tározó szerepük van, mert a szén képesek megkötni, a szén nyelői, másrészt üvegházhatású gázokat bocsátanak ki. Részt vesznek a víz körforgásában, hiszen tárolják, szabályozzák. A vizenyős területek termékenyeknek mondhatók. Itt a legmagasabb a talaj széntartalma az összes ökoszisztéma között (Lugo et al., 1990). Ez a magas érték a fotoszintézis folyamán megkötődő szénnek és nagy tároló képességének köszönhető. A vizenyős területek szén-megkötése és -tározása fontos, hogy ezáltal képes legyen ellensúlyozni az üvegházgáz kibocsátásait. A tőzeglápok és talajok lecsapolása, felégetése, a tőzeg bányászata, és a túllegeltetés súlyos következményeket okoznak, melyek kihatnak az éghajlatra, és káros változásokhoz vezetnek. A tőzeglápok lecsapolásának eredményeként a szerves szén, ami több ezer év alatt halmozódott fel és víz alatt állt, érintkezett a levegővel, lebomlott és CO₂-dá alakult, ami így a légkörbe jutott. A tőzegtüzek is hasonló folyamatokat okoznak, a korábban tárolt szén szén-dioxid formájában távozik a légkörbe. Az indiai Calcuttában, és a kaliforniai Arcataban a vizenyős területek még természetes szennyvíz-tisztítókként is funkcionálnak.

Az üvegházhatású gázok növekvő légköri koncentrációja miatti globális klímaváltozás napjaink egyik legnagyobb környezeti problémája. A globális melegedés nagymértékben befolyásolja a vízi és vizenyős ökoszisztémákat, főleg azokban a régiókban melyek várhatóan szárazabbak lesznek (például a Kárpát-medence). A szén- és nitrogén-körforgalmat meghatározza a talaj – bioszféra – légkör rendszere, melyek között sokféle

kapcsolat és átalakulási folyamat játszódik le. Egyelőre nem teljesen tisztázott, hogy ezekre a folyamatokra milyen hatást gyakorol majd az éghajlatváltozás.

A szén és nitrogén körfolyamatainak megfigyelésére, megértésére és leírására a helyszíni mérések a legalkalmasabbak, s ezen eredmények a későbbiekben felhasználhatók a kibocsátási modellek validálásához. Viszonylag kevés nemzetközi kutatás foglalkozik a vizenyős területek szerepével, a globális szinten betöltött szén és nitrogén folyamataikat illetően. A hazai vizenyős területekkel kapcsolatos kutatások száma is korlátozott, kevés területen végeztek méréseket. A hazai vizenyős területek üvegházgáz forgalma és szerepe még kevésbé ismert, s hogy átfogó képet kaphassunk e területek kibocsátásainak légkörre gyakorolt hatásairól és a légköri üvegházgázok mennyiségi hozzájárulásához, további vizsgálatok szükségesek.

3.2. N_2O mérések és eredményei

3.2.1. Nemzetközi mérések

A dinitrogén-oxid légköri koncentrációjának növekedése miatt egyre több kutatás irányul a források kibocsátásának minél pontosabb megbecslésére. A legtöbb kutatást eddig a mérsékelt övben végezték. A 2001-es IPCC-s adatok alapján a N_2O kibocsátásoknak 44–54%-a (9,6–10,8 Tg N_2O év⁻¹) természetes eredetű. A trópusi talajok és a vizenyős területek a kibocsátás 22–27%-át adják (IPCC, 2001).

Az Amerikai Egyesült Államokban már nagyon korán felismerték a dinitrogén-oxid éghajlat befolyásoló szerepét. A louisianai vizenyős parti zóna, az Egyesült Államok teljes parti mocsári területének mintegy 41%-át képezi, azaz több mint $2,8 \cdot 10^6$ ha mocsár és torkolati terület terül el itt (Turner and Gosselink, 1975). A kutatás helyszínéül a Barataria-medencét választották, melynek keleti határa a Mississippi, a nyugati pedig a Bayou Lafourche. Ebben a térségben kb. $3,7 \cdot 10^5$ ha mocsár és nyílt vízfelszín található (Day et al., 1973), ami a louisianai parti mocsaras területek 13%-át adja. A medence 19%-át édesvízi mocsarak, 20%-át kissé és közepesen sós mocsarak borítják. A parthoz közeli területeken sós mocsarak fordulnak elő, melyeket gyakran nyílt vízfelszínek tagolnak; ez a terület a medencének közel 14%-a (Day et al., 1973). A dinitrogén-oxid méréseket 1979 és 1981 között végezték, édesvízi, kissé sós és sós mocsári területeken. A N_2O kibocsátások tág határok között mozogtak, sós mocsarak esetén $4 \mu\text{g N m}^{-2}\text{nap}^{-1}$ és $215 \mu\text{g N m}^{-2}\text{nap}^{-1}$ között

változtak. A legnagyobb ingadozást a kissé sós mocsarakban figyelték meg ($6\text{--}680 \text{ mg N m}^{-2}\text{nap}^{-1}$) (Smith et al., 1983). Nemcsak a mocsarak felett mérték a fluxusokat, hanem a nyílt vízfelszínnek felett is. A tapasztalatok azt mutatták, hogy ezek felett kisebb az N_2O fluxusok ingadozásának mértéke. A nyílt vízfelszínnek dinitrogén-oxid kibocsátása a mérési eredmények alapján $2 \text{ és } 300 \text{ } \mu\text{g N m}^{-2}\text{nap}^{-1}$ között mozgott (Smith et al., 1983). A fluxusok mérése mellett az őket befolyásoló tényezőket is vizsgálták. Így nézték az üledékek és talajok szervesetlen nitrogén tartalmát, a redox potenciálokat és a vízmélységet. Mindhárom mérési helyszínen az üledékek és a talajok nedvesesség tartalma meghaladta a 75%-ot. A felszíni redox potenciál olyan esetekben emelkedett, amikor az üledéket/talajt hosszabb ideig nem borította víz. Az ilyen oxigénben dúsabb körülmények elsősorban decembertől ápriliséig fordultak elő. Az év többi részében a környezeti állapotok a denitrifikációnak kedveztek. December és április között a nitrifikációs folyamatok válhattak volna dominánsabbá, de az alacsonyabb talajhőmérséklet miatt (decembertől februárig $10 \text{ }^\circ\text{C}$ alá süllyedt) a mikrobák aktivitása is lecsökkent. Ahogy már említettem, mérték a talajok szervesetlen NO_2^- és NO_3^- tartalmát és a NH_4^+ koncentrációját is. Az NH_4^+ koncentrációja nagyjából megegyezett mindegyik mocsári területen, míg a NO_2^- és NO_3^- koncentrációk sós mocsaraknál $0,01\text{--}0,7 \text{ } \mu\text{g N cm}^3$ között, addig az édesvízi mocsári területeken $0,01\text{--}0,4 \text{ } \mu\text{g N cm}^3$ között változtak (Smith et al., 1983). Az adatokból megállapították, hogy mivel a dinitrogén-oxid-fluxusokat befolyásolja a talaj nitrogén tartalma, ezért a térbeli fluxus ingadozásokat a talajban lévő szervesetlen nitrogén egyenetlen eloszlása okozhatja. A mérési eredményekből a következő értékeket kapták az egyes mocsári területek N_2O kibocsátására: sós mocsarak $84 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O-N m}^{-2}\text{nap}^{-1}$, kissé sós mocsarak $130 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O-N m}^{-2}\text{nap}^{-1}$, édesvízi mocsarak $150 \text{ } \mu\text{g N}_2\text{O-N m}^{-2}\text{nap}^{-1}$ (Smith et al., 1983). Ezek alapján egyértelművé vált, hogy az N_2O fluxusok a partoktól – ahol a sós mocsarak találhatóak – befelé haladva egyre emelkedtek. Amikor a talajban megfelelő mennyiségű NO_3^- volt jelen, az a denitrifikáció és a dinitrogén-oxid kibocsátás számára igen kedvező körülménynek bizonyult. Nagyobb mennyiségű NO_3^- mellett a N_2O kibocsátás akár az ötszörösére is növekedhetett (Smith et al., 1983). A vízmélység is a vizsgált paraméterek között volt. A vízmélység és az N_2O kibocsátás között ellentétes kapcsolat mutatkozott meg, habár a korreláció nem volt nagymértékű. Amikor a talaj vagy az üledék kiszáradt, megnövekedett a kibocsátás aránya, míg, amikor elöntötte őket a víz, a kibocsátás csökkenését figyelték meg. A mérési eredményekből a Barataria-medence éves $\text{N}_2\text{O-N}$ kibocsátását $1,26 \cdot 10^8 \text{ g N-re}$ becsülték (Smith et al., 1983).

Az amerikai kontinensen a parti vizenyős területeken kívül máshol is találkozhatunk vízzel borított térségekkel. Észak-Amerikában a legnagyobb vizenyős terület a kanadai Alberta északnyugati részétől egészen az Egyesült Államokban található Iowa északnyugati pereméig húzódik. Ez a hatalmas vizenyős terület a mérsékelt övben és a hideg övezetben terül el. Az ezen a területen folytatott méréseket a kanadai saskatchewan St. Denis National Wildlife Area-ban végezték, kb. 3,84 km²-es területen (Hogan and Conly, 2002). A dinitrogén-oxid-fluxusokat hat időszakosan vizenyős területen mérték, melyek közül három művelés alatt állt. A kutatás során vizsgálták a különböző összetételű növényi társulásokban a nitrifikáció és denitrifikáció közti különbségeket és a talajok N₂O kibocsátását. A tanulmány célja az volt, hogy összehasonlítsa a megművelt és műveletlen vizenyős területek N₂O fluxusát. A kutatás megkezdése előtt azzal a feltételezéssel éltek, hogy a kibocsátás szempontjából a denitrifikáció a domináns folyamat, valamint hogy létezik kapcsolat a nitrifikáló és denitrifikáló közösségek összetétele, mennyisége és az N₂O kibocsátások között. Denaturáló gradiens gélelektrolízis segítségével meghatározták a növénytársulások összetételét, míg az egyes közösségek méretének megállapításához kvantitatív polimeráz láncreakciót alkalmaztak. A talajok dinitrogén-oxid kibocsátását inkubációs módszerrel vizsgálták (Ma et al., 2008). A kutatás négy igen fontos eredménnyel zárult. A feltételezéssel ellentétesen, nem a denitrifikáció, hanem a nitrifikációs folyamatok bizonyultak elsődlegesnek az N₂O kibocsátásokban. A művelés hatására nőtt a nitrifikálók mennyisége, de csökkent a változatosságuk. A denitrifikálók esetében a művelés mennyiségi változást nem okozott, de növelte azok sokszínűségét. A közvetlen kapcsolatot a nitrifikáló és denitrifikáló közösségek összetétele, mennyisége és az N₂O kibocsátások között nem sikerült megtalálni. A közösségek a földhasználatnak megfelelően alkalmazkodtak, de a kibocsátásbeli különbségek nem párosultak a különböző földhasználati módokhoz vagy az eltérő vizenyős területekhez (Ma et al., 2008). Végül arra a következtetésre jutottak, hogy a talajok fizikai, kémiai tulajdonságainak valószínűleg nagyobb befolyásoló szerepük van a kibocsátásokban.

Az utóbbi évek során a világ különböző pontján folytattak kutatásokat a dinitrogén-oxid-fluxusok vizsgálatával kapcsolatosan. Így nemcsak az északi félgömbön, hanem a déli félgömb hideg övezetében, az Antarktiszon is mértek N₂O fluxusokat. Mindmáig kevés N₂O kibocsátási adattal rendelkezünk az antarktisi tundra területeiről. Az első helyszíni statikus kamrákkal történő mérésekre 2005 és 2006 nyarán került sor, az Antarktisz keleti részén a Wolong Marshon és a Tuanjie Marshon. Mindkét vizenyős területen három-három egymástól eltérő adottságokkal rendelkező területen vizsgálták a fluxusokat. A Wolong

Marshon a tundra nedves, szárazabb és a kettő közötti átmeneti részén mérték az N₂O kibocsátásokat. A nedves területen a fluxus $-20,6-85,6 \mu\text{g N}_2\text{O-N m}^{-2}\text{h}^{-1}$ között, az átmeneti térségben $-5,3-50,8 \mu\text{g N}_2\text{O-N m}^{-2}\text{h}^{-1}$ között, a szárazabb részeken pedig $6,4-27,1 \mu\text{g N}_2\text{O-N m}^{-2}\text{h}^{-1}$ között változott (Zhu et al., 2008). Tehát egyedül a szárazabb terület tekinthető egyértelműen a dinitrogén-oxid forrásterületének, ami így igazolja az 1980-as évek elején az Egyesült Államokban végzett kutatások eredményeit. A Tuanjie Marshon a tavak, a sekélyvizű lápok és a tundra szárazabb területei szolgálták a mérések helyszínéül. Az itt mért fluxusok a következők voltak: a tavak esetében $-5,9-12,6 \mu\text{g N}_2\text{O-N m}^{-2}\text{h}^{-1}$ között, a lápoknál $-3,6-12,1 \mu\text{g N}_2\text{O-N m}^{-2}\text{h}^{-1}$ között és a tundra szárazabb területein pedig $12,8-59,8 \mu\text{g N}_2\text{O-N m}^{-2}\text{h}^{-1}$ között mozogtak (Zhu et al., 2008). Hasonlóan a Wolong Marshon mért N₂O fluxusokhoz, itt is a szárazabb térségek bizonyultak egyértelműen forrásterületeknek, s a legnagyobb kibocsátásokat is itt mérték. A kibocsátások értéke mellett vizsgálták a N₂O fluxusok időbeli változásait is. A fluxusok menete jól követte a talajok/üledékek hőmérsékleti változásait, ezért Zhu et al. úgy vélték, hogy a talajhőmérséklet jelentősen befolyásolja a dinitrogén-oxid kibocsátásokat. A talajhőmérsékleten kívül a vízmélységnek is fontos szabályozó szerepe volt a N₂O fluxusok térbeli változásának kialakításában. A mérési eredmények összessége alapján valószínűnek tűnik, hogy az Antarktisz N₂O kibocsátásának fontos forrásai a part menti tundra területek, habár a kevés és csak nyáron végzett mérések alapján igen nehéz megbecsülni az összes antarktisi tundra terület N₂O kibocsátását, illetve az Antarktisz teljes dinitrogén-oxid forgalmát.

A hideg övezethez hasonlóan a trópusi területeken is kevés helyszíni mérés történt a dinitrogén-oxid kibocsátásokkal kapcsolatban, s ezért ezeknek a területeknek a N₂O forgalma sem ismert pontosan. A trópusi és szubtrópusi vizenyős területeknek jellemző ökoszisztémája a mangrove mocsarak, melyek kb. 181.000 km²-et borítanak a partok mentén. A mérsékelt övi vizenyős területektől eltérően – ahol a hőmérséklet ingadozás szélsőséges – a mangrove mocsarakban a víz állandóan melegebb marad, s ezekben az ökoszisztémákban a vizek sótartalma gyakran széles határok között mozoghat. A mocsarak talaja és üledékei igen sokfélék lehetnek, melyekhez eltérő abiotikus és biotikus körülmények társulnak. A mikrobiális folyamatok alakulását nagymértékben meghatározza az oxigén elérhetősége, a talaj/üledék hőmérséklete, a víz fizikai és kémiai paraméterei (pl: sótartalom, pH) és a mikrobák számára elérhető redukált szén- és nitrogén-források (Bauza et al., 2002; Whalen, 2005). Az elmúlt években felmerült annak a lehetősége, hogy ezeket a mocsarakat felhasználják kommunális, mezőgazdasági és ipari szennyvizek megtisztítására

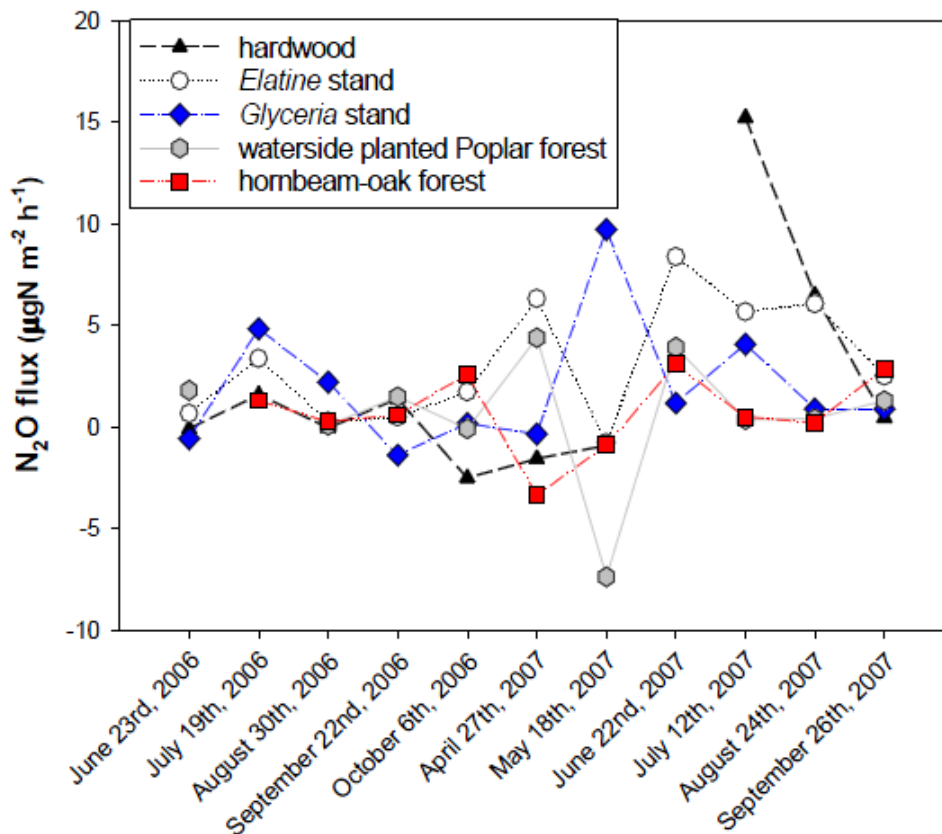
(Tam and Wong, 1999). Azonban az e területen folytatott további kutatások bebizonyították, hogy az antropogén beavatkozások miatt a mangrove mocsarak metán és dinitrogén-oxid kibocsátása egyaránt növekedik (Kreuzwieser et al., 2003).

Az ausztráliai Chelmer területén 2004 áprilisában, 2005 februárjában és júliusában vettek N₂O mintákat a Brisbane folyó torkolati területén és a folyó mentén feljebb található mangrove mocsárban (Allen et al., 2007). A kutatás során vizsgálták a N₂O fluxusok térbeli és időbeli változásait, azaz mértek a torkolatnál és a mangrove mocsárban 6.00-kor, 9.00-kor, 12.00-kor, 15.00-kor és 18.00-kor. Ezek mellett meghatározták még az abiotikus körülmények között lévő talaj paramétereit is. A talaj nitrogén tartalmának a N₂O fluxusokra gyakorolt hatásáról már több cikkben beszámoltak. Ennek megfelelően itt is vizsgálták a talaj nitrogén- és széntartalmát. A nitrit és nitrát pórúsvíz profilok alapján a denitrifikáció bizonyult az elsődleges N₂O-ot termelő folyamatnak. Az üledékek nitrogén- és széntartalma a vizsgált periódus alatt fokozatos csökkenést mutatott. Sikeres kimutatniuk, hogy az üledékek magasabb széntartalma a N₂O kibocsátási arányok csökkenéséhez vezetett. A két mérési helyszín eredményeinek függvényében elmondható, hogy a N₂O fluxusok függtek a mintavételezés helyétől és az évszaktól, de emellett a mintavétel időpontjától is. A legtöbb esetben a torkolati területeken mértek magasabb N₂O fluxusokat, aminek magyarázata lehet, hogy a torkolatnál valamivel magasabb volt a léghőmérséklet. Emellett nyáron a nitrogén átalakításban részt vevő mikrobák aktivitása szintén a torkolati területen volt magasabb. A torkolati területen a legmagasabb értékeket nyáron és ősszel, dél körül mérték. Azonban a kutatás során a legmagasabb N₂O fluxust 2004 áprilisában 9.00-kor mérték a mangrove mocsárban. A mért talaj fluxusok alapján ($-4-65 \mu\text{g N}_2\text{O m}^{-2}\text{h}^{-1}$) a mangrove mocsár a N₂O forrása és nyelője is volt egyben (Allen et al., 2007), de összességében a terület nettó forrásnak tekinthető. A mért N₂O kibocsátási értékek magasabbak voltak, mint amiket korábban más mangrove mocsarakban mértek. Ez azzal magyarázható, hogy a térséghez közel egy szennyvíztisztító telep fekszik, s emiatt a vizek nitrogéntartalma huszonkétszeresére emelkedett. Ha figyelembe vesszük, hogy a N₂O kb. háromszázszor hatékonyabb üvegházhatású gáz, mint a szén-dioxid, akkor a mangrove mocsarak kibocsátása nagymértékben hozzájárulhat a globális felmelegedéshez.

A vizenyős területek dinitrogén-oxid kibocsátás mérései már több évtizeddel ezelőtt elkezdődtek, és az azóta eltelt években egyre több régióban végeztek méréseket, de a kibocsátást szabályzó különböző mikrobiális folyamatok és környezeti paraméterek hatásait mindmáig nem ismerjük pontosan. Ehhez több egész évben zajló mérésre lenne szükség minél változatosabb földrajzi körülmények között található vizenyős területeken.

3.2.2. Hazai kutatások

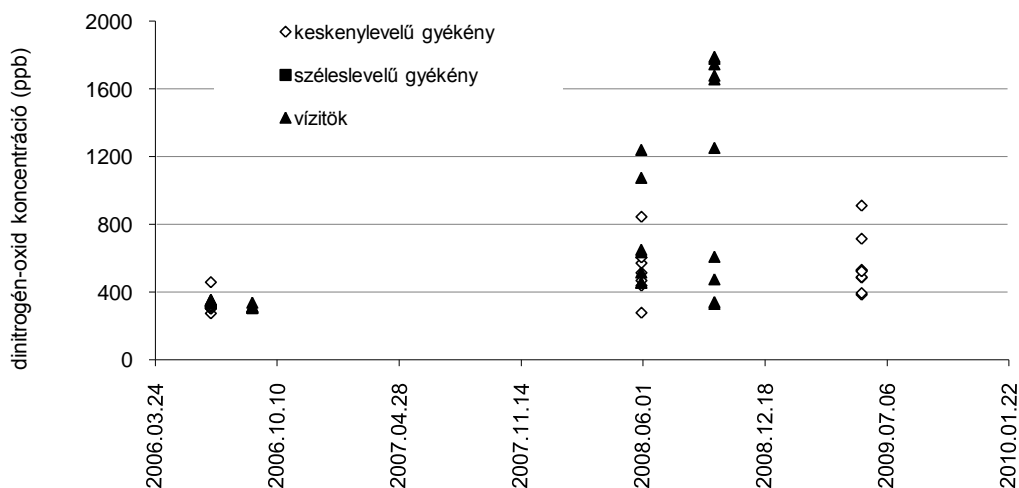
A hazai kutatásokat a Bodroghözben végezték 2006–2009 folyamán. A talaj N₂O fluxusát a magyarországi vizenyős területekre jellemző, öt különböző vegetációjú mintavételezési helyen mérték a növekedési periódus alatt. Ezek a következők: gyorsan növvő káka uralta terület, holtágban lévő harmatkása, ültetett nyárfaerdő, ártéri keményfa erdő, gyertyános-tölgyes erdő. A talaj N₂O fluxusa mellett a vízfelszín felett is vizsgálták a N₂O kibocsátásokat. A N₂O fluxus talaj mintavételezése statikus kamrával történt, egyszerre párhuzamosan 5–10 kamrával mérték, a minták elemzéséhez pedig gázkromatográfias módszert, elektron befogásos detektort (GC-ECD) használtak. A vízfelszín feletti méréseket általában kettő, vízfelszínen lebegő kamrával végezték. Néhány alkalommal a növények szárából is vettek levegőmintát, közvetlen szűrés segítségével, vákuumozott üvegsövekbe. A 2006-os és 2007-es évek időjárási viszonyaiban történő változások megmutatkoztak a mérési eredményekben (lásd 1. ábra). 2007-ben jóval nagyobb volt a szárazság, mint 2006-ban; áprilisban és májusban a talaj szokatlanul száraz volt, majd júniusban és júliusban heves esőzések fordultak elő. A hőmérséklet és a csapadék időbeli változásainak hatásai visszatükröződnek a dinitrogén-oxid-fluxus menetében. A 2006-os év vegetációs időszaka alatt a talaj dinitrogén-oxid fluxusa -3 és $5 \mu\text{g N m}^{-2}\text{h}^{-1}$ között változott, míg a talaj átlagos N₂O fluxusa $0,8 \mu\text{g N m}^{-2}\text{h}^{-1}$ volt (Czóbel et al., 2009). A mért adatok alapján kijelenthető, hogy egyes területek nyelőként, mások forrásként funkcionáltak. A fák nélküli vegetáció átlagos kibocsátási értéke $4,56 \text{ kg N km}^{-2}\text{év}^{-1}$ volt, ami így egy kicsivel meghaladta a fás vegetáció átlagos kibocsátását ($3,28 \text{ kg N km}^{-2}\text{év}^{-1}$) (Czóbel et al., 2009). A 2007-es szárazabb esztendőben a N₂O fluxus tágabb intervallumban mozgott és az átlagos kibocsátás is emelkedett. A talaj N₂O fluxusa -7 és $15 \mu\text{g N m}^{-2}\text{h}^{-1}$ között változott, az átlagos kibocsátás pedig $2,5 \mu\text{g N m}^{-2}\text{h}^{-1}$ volt (Czóbel et al., 2009). Tehát a vizenyős talajokra jellemző, nagy víztartalom nem segíti a dinitrogén-oxid termelődését. A különböző vegetációk N₂O fluxusa 2006–2007 során az 1. ábrán látható.



1. ábra: a N₂O fluxusok alakulása 2006 és 2007 során, az öt különböző vegetációjú vizenyős területen a Bodrogyközben (Czóbel et al., 2009)

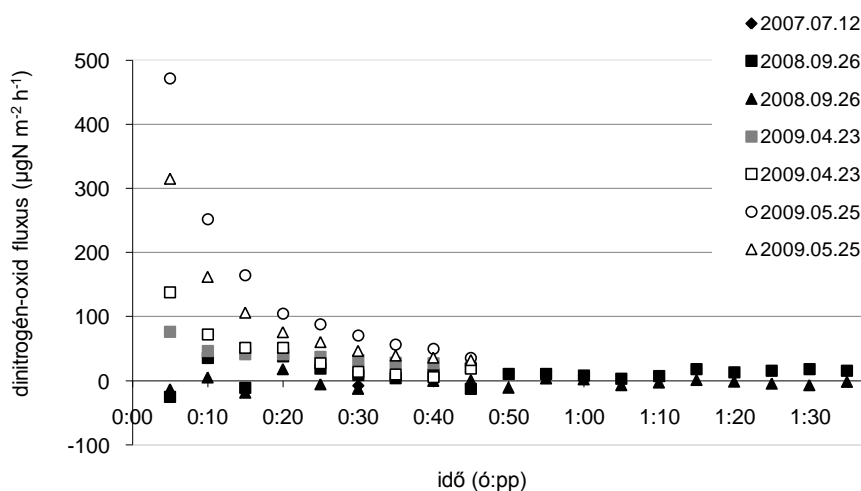
A dinitrogén-oxid-fluxusok a különböző ökoszisztémákban nagymértékben változtak 2006 és 2007 folyamán. A legtöbb esetben az N₂O fluxus pozitív volt, azaz kibocsátás történt. A gyűjtött adatok alapján a N₂O üvegházhatású gáz fluxusa igen csekély a vízparti egynyári és az ártéri keményfa vegetációban. A talaj dinitrogén-oxid kibocsátása alacsonyabb víztartalom esetén volt magasabb. Ezen két év adatai alapján állíthatjuk, hogy a fák nélküli területen alacsony N₂O emisszió volt jellemző. A 2007-es aszályos időszak megnövelte a füves területek N₂O kibocsátását a 2006-os évhez viszonyítva. A N₂O emissziója fás élőhelyeken szintén minimális volt (alacsonyabb, mint fák nélküli vegetáció esetén).

Növényzárakból vett mintákban is megvizsgálták a dinitrogén-oxid mennyiségét. A N₂O 320 ppb-s háttértértékéhez képest, a vizsgált minták esetén, ez a szint gyékénynél 900 ppb-re, vízitöknél 1800 ppb-re emelkedett. Az eredmények között nagy ingadozást tapasztaltak (Horváth et al., 2010).



2. ábra: a dinitrogén-oxid koncentrációja a növény szárakban (Horváth et al., 2010)

A vízfelszín felett mért dinitrogén-oxid értékek a háttérértékhez képest jelentősen megnövekedtek (500 ppb). A mintavétel utáni 30–40 perc elteltével a zárt kamrában a felszabaduló és visszaoldódó dinitrogén-oxid mennyisége között egyensúly alakult ki, melynek oka, hogy a N_2O $20^\circ C$ -on, $0,15 g l^{-1}$ telítési koncentrációig vízdoldható. A mérések eredményeit nem lehetett egyértelműen kiértékelni, de ezek alapján megállapítható volt, hogy a N_2O fluxus mértéke nagy szórással többnyire $0-100 \mu g N m^{-2} h^{-1}$ közé esett, egyes esetekben jelentős mértékű eltéréseket mutatva (Horváth et al., 2010). A mérés eredményei a 3. ábrán láthatók.



3. ábra: a dinitrogén-oxid fluxusa vízfelszín felett (Horváth et al., 2010)

A kutatások eredményei bizonyítják, hogy bizonyos körülmények mellett a vízparti és ártéri talajok nemcsak forrásként, hanem nyelőként is viselkednek, a talaj víztartalmától függően, a dinitrogén-oxidot illetően.

3.3. *CH₄ mérések és eredményei*

3.3.1. *Nemzetközi mérések*

A metán légköri koncentrációja (kb. 2 ppm) jóval kisebb, mint a szén-dioxidé, de az egyre növekvő mennyisége és az éghajlatváltozásra gyakorolt hatása miatt napjainkban egyre több kutatás irányul a metánkibocsátás és -elnyelés folyamatainak pontos megértésére. Habár a metánnak sok forrása ismert, a vizenyős területek felett történő CH₄ kibocsátás igen jelentős hányadát képviseli a globális CH₄ emisszióknak. A természetes és a művelt (rizsföldek) vizenyős területek a metán fontos forrásai.

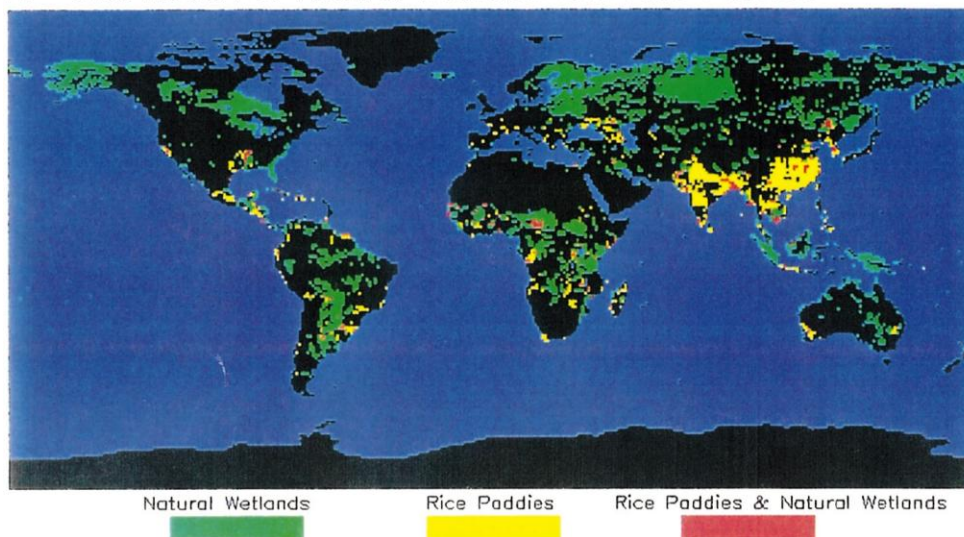
A vizenyős területek metán kibocsátása egy ökológiai folyamat, ami szoros összefüggésben áll a helyi éghajlattal és a talaj paramétereivel, melyek a növény-növekedés komplex folyamatait, a talaj szervesanyag lebontását, a metanogenezist, és a CH₄ oxidációját is befolyásolják (Cao et al., 1998). Az eddigi megfigyelések eredményei alapján a metán-emisszió aránya nagy térbeli és időbeli változást mutat, és a helyi mérésekből vagy a nettó primer produkciós korrelációból származó globális metánfluxus megbecslése bonyolult és megbízhatatlan.

Már az 1990-es évek végén felismerték, hogy a vizenyős területek metán kibocsátásának milyen fontos szerepe van a CH₄ légköri koncentrációjának alakulásában, s így az éghajlat változásában is. Azonban ekkor még sok probléma megoldásra várt, mint például, hogy hogyan fognak reagálni a vizenyős területek a globális felmelegedésre, illetve hogy a metánfluxusok miként fognak változni. Cao et al. (1998) tanulmányában azt a célt tűzték ki, hogy folyamat-alapú ökoszisztéma modellek futtatásával, különböző éghajlati scenáriók mellett megbecsüljék a globális metánkibocsátást és a vizenyős területek éghajlatváltozásra adott válaszait. A metán termelődése és kibocsátása növények és mikroorganizmusok fiziológiai folyamatait takarja, ezért tartották alkalmasnak a feladatra az ökoszisztéma modelleket. Akkoriban még nem álltak rendelkezésre olyan modellek, melyekben megtalálhatók lettek volna az ökológiai és környezeti szabályozó faktorok. Az általuk kifejlesztett modellben a szénnek négy forrása volt: az élő vegetáció, a talaj, a

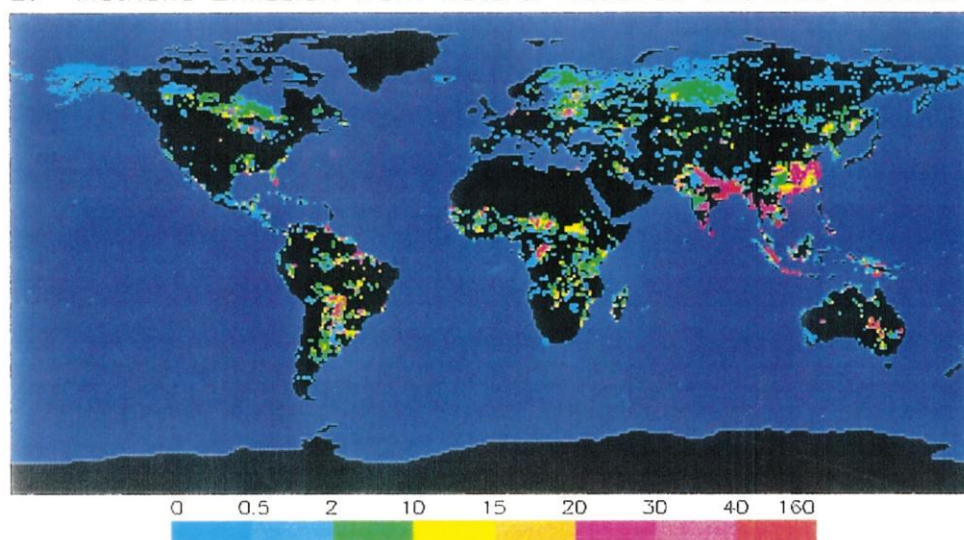
növények gyökereinek kiválasztása során keletkező szén, a talajban lévő lebomlott szervesanyag és metán. A metánkibocsátás mértékét természetes vizenyős területekre és rizsföldekre számolták ki. A modellezés során figyelembe vették a nettó ökoszisztéma kicserélődést, a rendelkezésre álló szervesanyagot, a talajvízszint magasságát, a hőmérsékletet, illetve rizsföldek esetén még a talaj pH-ját is. Ezek mind fontos paraméterek a metánkibocsátást illetően, mivel a CH₄ kibocsátás bonyolult események sorozata, mely a növények által felvett és a gyökerek által kiválasztott anyagokkal kezdődik, ezt követi a talaj szervesanyagának fermentációja, a metanogenezis és végül a reoxidáció.

A modellszámítás eredményei nem minden esetben egyeztek meg a korábbi irodalomban leírtakkal, aminek oka az volt, hogy korábban csak helyszíni mérések történtek és ezek csak bizonyos időszakokra korlátozódtak. A vizenyős területek eloszlása és a modell által számított metánkibocsátási értékek a 4. ábrán láthatók. A természetes vizenyős területeken a metánkibocsátás 1 és 660 mg m⁻²nap⁻¹ közé esett, az északi vizenyős területek (> 50°É) átlaga 40 mg m⁻²nap⁻¹, a mérsékelt vizenyős területeken (20°É-től 50°É-ig és >30°D) ez az érték 150 mg m⁻²nap⁻¹ volt és a trópusi területeke (20°É–30°D) pedig 195 mg m⁻²nap⁻¹ (Cao et al., 1998). A mérsékelt és trópusi területeken a modell eredményei megegyeztek a korábban mért eredményekkel (Devol et al., 1990; Fontan et al., 1992), az északi vizenyős területek CH₄ kibocsátása viszont jóval kisebb volt, mint azt az előző pontonkénti mérésekből számolva gondolták. A természetes vizenyős területek éves teljes metán kibocsátását 92 Tg-ra tették, amiből az északi vizenyős területek 24 Tg-ot, a mérsékelt vizenyős területek 17 Tg-ot a trópusi vizenyős területek pedig 51 Tg-ot bocsátanak ki (Cao et al., 1998). A rizsföldeket illetően, a modell által előjelzett CH₄ fluxus becslések 50 és 600 mg m⁻²nap⁻¹ között változtak. A fő rizstermelő országokban, Kínában, Indiában és Indonéziában a számolt értékek 200–500 mg m⁻²nap⁻¹ között voltak, az afrikai és európai rizsföldek kibocsátása pedig 100–300 mg m⁻²nap⁻¹ között (Cao et al., 1998). A rizsföldekről származó korábbi mérések nagy változékonyságot mutattak 50 és 1200 mg m⁻²nap⁻¹ között (Minami, 1993). Ha a természetes vizenyős területek és a rizsföldek éves teljes metán kibocsátását tekintjük, akkor a kibocsátás kb. 145 Tg év⁻¹-nek felel meg, ami az 1995-ös IPCC adatok alapján a földi források 26%-át jelentette. Míg a 2001-es IPCC jelentésben ez az érték 150-250 Tg C év⁻¹ között mozgott, azaz a növekedés egyértelműen nyomon követhető.

A. Distribution of Natural Wetlands and Rice Paddies



B. Methane Emission from Natural Wetlands and Rice Paddies



4. ábra: vizenyős területek földrajzi eloszlása (a), természetes vizenyős területek és rizsföldek metán kibocsátása (b) (10^9 g CH_4 $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ szélességi-hosszúsági rácsonként) (Cao et al., 1998)

A Cao et al. által kifejlesztett modell az évi metán kibocsátásra a $145 \text{ Tg } \text{év}^{-1}$ -et adta. Ennek a $145 \text{ Tg } \text{év}^{-1}$ -nek megvizsgálhatjuk a földrajzi eloszlását is. Az északi régió a CH_4 kibocsátás 16%-át, a mérsékelt régió 36%-át és a trópusi régió adja a maradék 48%-ot (Cao et al., 1998). A kapott eredmény értelmében megállapítható, hogy a CH_4 kibocsátás mértéke jelentősen különbözik a különböző ökoszisztémájú vizenyős területek között, és hogy a trópusi területek a légköri metánnak igen jelentős forrását képviselik.

A tanulmányban szintén vizsgálták a vizenyős területek érzékenységét és a várható reagálását, különböző éghajlati feltételek mellett. A következőkben ennek a kísérletnek az

eredményeit ismertetem. Azzal a feltételezéssel, hogy a globális hőmérséklet 1 és 5 °C között emelkedik, a vízszintek változása nélkül, eredményül azt kapták, hogy a metánkibocsátás minden vizenyős területen növekedne. Azonban különböző változások jelentek meg az eltérő régiók szénforgalma között. Így például az északi vizenyős területeken a talaj szénraktározó képessége 2–5%-kal emelkedett, a megnövekedett nettó ökoszisztéma produkció miatt, s ezért e térségben a metánkibocsátás 20–45%-kal lett magasabb. Ugyanakkor a trópusi területeken a talaj szénraktározó képessége 10–25%-kal csökkent, mert csökkent a nettó ökoszisztéma produkció. De a hőmérséklet-emelkedés miatt a metanogén aktivitás fokozódott, s ennek köszönhetően ezeken a területeken is 10–20%-kal nőtt a metánkibocsátás. Abban az esetben, ha az átlaghőmérséklet egységesen mindenhol 2 °C-kal nőne, akkor a vizenyős területek éves teljes metán kibocsátása 19%-kal emelkedne meg. A hőmérséklet-emelkedés miatt azonban a talaj nedvességtartalma is megváltozik, s mivel a talajnedvesség jelentősen befolyásolja a metánképződést, ezért figyelembe kell venni ennek a paraméternek a megváltozását is. Amikor a modellszámításba belevették a talajnedvesség hatását, akkor az északi vizenyős területeken a nettó ökoszisztéma produkció csökkent, és ha a hőmérséklet-emelkedés nagyobb volt, mint 4 °C, akkor negatívvá vált. A hőmérséklet és a talajnedvesség egymással ellentétesen változott. Ha a hőmérséklet-emelkedés kisebb volt, mint 2 °C, akkor a talajnedvesség 1–5%-kal csökkent, míg ha a hőmérséklet 2,5–3 °C-kal nőtt, a talajnedvesség már 12–15%-os csökkenést mutatott. Abban az esetben, ha a hőmérséklet (2 °C) és a csapadék (10%) egyaránt növekedne, a modellfuttatás eredményei szerint az északi vizenyős területek metánkibocsátása 21%-kal emelkedne. A számítási eredményeket összegezve, azt láthatjuk, hogy a kisebb mértékű globális felmelegedés a CH₄ kibocsátást fokozhatja, de a magasabb hőmérséklet-emelkedés a kibocsátást csökkentheti, a talajnedvesség csökkenése miatt.

A vizenyős területek metán kibocsátását a világ számos különböző pontján vizsgálták az évek során. Ezeknek a méréseknek köszönhetően sikerül egyre jobban megismernünk, hogy valójában mekkora szerepük van e térségeknek az éghajlat alakításában.

Az északi félgömb vizenyős területeinek jelentős hányada Szibériában található. Ezért ebben a térségben már korán elkezdődtek a különböző mérések és megfigyelések. 1993 és 1995 között a nyári időszakban vizsgálták a metánfluxus változását és a környezeti változókat. A két kutatási régió helyszíne (Tiksi, Chersky) a permafrost-os zónába esett. Mindkét esetben vízzel telített vizenyős területen és viszonylag szárazabb füves területen végeztek méréseket. A két vízzel telített terület metán fluxusa 46,3 mg CH₄ m⁻²nap⁻¹ (Tiksi)

és $281,1 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2}\text{nap}^{-1}$ (Chersky) volt (Nakano et al., 2000). Tehát a két terület metán fluxusa között egy nagyságrendbeli különbséget tapasztaltak. Ezzel ellentétesen a szárazabb térségekben a metánfluxusok közel nullák voltak, de akár negatív értékeket is felvettek. A kutatás során vizsgálták a fluxusok menetét, s megállapították, hogy a vízzel telített területek metán kibocsátásában napi és időszakos menet figyelhető meg, míg a szárazabb füves területeken semmilyen jelentős változás nem mutatkozott meg. Az eredmények arra utaltak, hogy a permafrost-os régióban a metánkibocsátást az aktív réteg hőmérsékleti rendszere szabályozza. A fluxus napi menetének változása a 10–30 cm mélységű talaj hőmérsékletével korrelált (Nakano et al., 2000). A szárazabb területeken egyik környezeti paraméterrel sem találtak korrelációt. A kutatás fontos eredménye, hogy sikerült találni egy használható indikátort, a talajhőmérsékletet, a vizenyős területek metánkibocsátásának előrejelzésére.

Saarnio et al. (2009) átfogó képet ad az európai és az Európát környező vizenyős területek metánforgalmáról. A tanulmány célja az volt, hogy megbecsüljék a vizenyős területek és vízfolyások éves metán kibocsátását. A vizsgálat során a vízi ökoszisztémákat hét külön csoportba sorolták. Ezek a következők: ombrotrophic mire (olyan vizenyős ökoszisztéma, ami a tápanyagot és a vizet szinte kizárólag a csapadékból kapja), a minerotrophic mire (a vizenyős ökoszisztéma a vizet és a tápanyagot főleg a talaj ásványi rétegéből kapja), az édesvízi mocsarak (a vizenyős területet a környező édesvízi vízfolyások táplálják), a sósvízi mocsarak (a vizenyős területet a környező vízfolyások látják el sós és édes vízzel), a kis tavak (olyan vízi ökoszisztéma, melynek legalább egy része állóvíz, és a kiterjedése kisebb, mint 1 km^2), a nagy tavak (olyan vízi ökoszisztéma, melynek legalább egy része állóvíz, és a kiterjedése nagyobb, mint 1 km^2), és a folyók (olyan vízi ökoszisztéma, ahol áramló víz van). Az általuk vizsgált területnek ($22.560.000 \text{ km}^2$) kevesebb, mint 3%-át alkották vizenyős területek és vízfolyások. A vizenyős területeknek és a vízfolyásoknak majdnem 85%-át tették ki a nagy tavak (40%), a minerotrophic mire (24%) és az ombrotrophic mire (20%). A becsléseik alapján a vizsgált vizenyős területek és vízfolyások teljes metán kibocsátása $5,2 \text{ Tg év}^{-1}$. A kibocsátásban is az előbb felsorolt három kategória dominált, de a kibocsátási és kiterjedési sorrend nem egyezett meg. A teljes metánkibocsátás 48%-át adták a minerotrophic mire-ok, 24%-át a nagytavak, és 12%-át az ombrotrophic mire-ok. A legkisebb mértékű CH_4 termelődést a sós mocsarakban figyelték meg – ami megegyezik a korábbi tanulmányok eredményével – ugyanis ezekben a térségekben a szulfát gátat képez a metanogenezisnek (DeLaune et al., 1983; Lu et al., 1999). Az éves metánfluxus értékek tág határok között mozogtak az egyes

ökoszisztémákban, aminek az egyik oka a kevés helyszíni mérés (főleg Közép- és Dél-Európát illetően), a másik, hogy mindegyik főkategória további alkategóriákat tartalmaz, melyekben eltérőek a szabályozó faktorok hatásai. Ahhoz, hogy pontosabb adatokat kapjunk Európa metán kibocsátásáról, több területen nélkülözhetetlen fejlesztések szükségesek. Részletesebb és ökológiaileg helytálló térképek kellenek a vizenyős területekről és a vízfolyásokról. Elengedhetetlenek a hosszú távú metánfluxus mérések, s az őket szabályozó környezeti faktorok, az eddig még nem vizsgált területeken. Ezek mellett szükség van új modellekre, vagy a jelenlegi modellek tovább fejlesztésére, hogy az összes, ökológiaileg különböző európai vizenyős területet és vízfolyást tartalmazza a modell. Végül kell még egy megfigyelő hálózat a metánforgalom dinamikáját meghatározó abiotikus és biotikus faktorokról, melyek a modellek számára adatokat szolgáltathatnak. A jelenleg figyelembe vett metánkibocsátást szabályozó faktorok az alábbiak: a vízszint magassága, a hőmérséklet, az aerenchymal (átszellőztető szövetrendszerű) növényfajok sűrűsége, a vizenyős területeken történő szervesanyag termelődés, és az alternatív elektronbefogók koncentrációja (DeLaune et al., 1983; Saarnio et al., 1997). A vízfolyások esetében fontos még a foszfor, az oldott szerves széntartalom (DOC) és a metán koncentrációja, a tó mérete és az anoxikus rész nagysága (Bastviken et al., 2004; Bergström et al., 2007). A különböző faktorok együttes hatásának megértésével és az előbb felsorolt feltételek mellett a jövőben egyre pontosabb metánfluxus adatok várhatók az európai vizenyős területekről.

Európán kívül is számos helyen folytatnak intenzív kutatásokat e témában. Kínában is készült egy összefoglaló tanulmány, mely az 1995 és 2004 között végzett mérések eredményeit összesíti. Ebben a tanulmányban az éves metánfluxusok térbeli és időbeli változását, valamint a metánkibocsátást szabályozó faktorokat vizsgálták. A metánfluxusok időbeli alakulását elsősorban a hőmérséklet és a vízszint magassága szabályozza (Ding and Cai, 2007), míg a térbeli változások szoros összefüggést mutatnak az előforduló vegetációkkal. A metánkibocsátás mértéke párhuzamosan emelkedett a növények növekedésével, s a legmagasabb értékeket augusztusban mérték. Az alacsony metánkibocsátás a növények növekedésének korai szakaszában nem a CH₄ termelődéséhez szükséges szerves C hiánya okozta, hanem az alacsony hőmérséklet. Ugyanis az alacsony hőmérséklet nemcsak a CH₄ termelődését csökkenti, hanem fokozza a CH₄ oxidációját, mivel alacsony hőmérséklet mellett csökken a mikrobiális aktivitás, így több oxigén marad a talajban a metanotróf baktériumok számára. Kínában a természetes vizenyős területek, beleértve a tavakat és az ártereket is kb. 94.000 km²-et borítanak (Ding et al., 2004). Ennek

a kb. 94.000 km²-nek az 50%-a a Qinghai–tibeti-fennsíkon és kb. 30%-a Északkelet-Kínában található. Ha pedig a vizenyős területek típusai közötti megoszlást szemléljük, akkor megállapítható, hogy a vizsgált terület igen nagy hányadát kb. 42.000 km²-et tőzegláp, 25.000 km²-et édesvízi mocsár, 24.000 km²-et sósvízű mocsár és 2.500 km²-et láp borítja (Ding et al., 2004). 2001 és 2002 között metánfluxus méréseket végeztek a Qinghai–tibeti-fennsík tőzeglápos és a Sanjiang-síkság édesvízi mocsarában. A Qinghai–tibeti-fennsíkon a fluxusok 0,16 és 10,0 mg CH₄ m⁻²h⁻¹ között változtak, s átlagosan 2,96 mg CH₄ m⁻²h⁻¹ volt, míg a Sanjian-síkságon a fluxusok 1,18 és 54,6 mg CH₄ m⁻²h⁻¹ közti értékeket vettek fel, s az átlag 19,6 mg CH₄ m⁻²h⁻¹ volt (Ding et al., 2004). A Qinghai–tibeti-fennsík Luanhaizi vizenyős területén 2002-ben további méréseket folytattak. Kora júliustól szeptember közepéig négy különböző vegetációs zónában mérték a metánfluxusokat. A mérések egy tipikus magashegységi vizenyős területen történtek. A mintavételezést statikus kamramódszerrel végezték, a három felszín feletti növénytársulásban (a vízilófarfélék, a káka, és a sás uralta területeken), és az egy vízfelszín alatti növénytársulás esetén (békaszőlő uralta területen). A békaszőlő uralta térség a vizsgált terület mintegy 74%-át borította. A mérési eredmények alapján itt volt a legkisebb a metánkibocsátás (átlagosan 33,1 mg CH₄ m⁻²nap⁻¹) (Hirota et al., 2004). A megfigyelt területek közül a vízilófarfélék esetében mérték a legnagyobb metánfluxust, átlagosan 214 mg CH₄ m⁻²nap⁻¹-et (Hirota et al., 2004), s az átlagos vízmélység itt volt a második legmélyebb. A sás vegetációkat kivéve, a többi növénytársulásnál a metánfluxusok napi menetet mutattak, és fény hiányában a kibocsátások mértéke jelentősen lecsökkent. A fluxusokon és a vízmélységen kívül, szintén megfigyelték a föld feletti biomassza termelődését. A növekedési időszakban a metánfluxusok együtt növekedtek a föld feletti biomassza mennyiségével. A kibocsátási értékek között, azonban elég nagy eltérések mutatkoztak a három felszín feletti növénytársulás esetében. A káka uralta zónákban a CH₄ kibocsátás jóval alacsonyabb volt, mert ezek a növények sekélyebb, oxidatívabb talajban gyökereztek, ezért a gyökerek és a gyökértörzs nem vettek részt a metán transzportjában. A felszín feletti növények több metánt tudnak szállítani, mert ezek a metánt elsősorban a légkörbe juttatják, míg a vízfelszín alatti növényeknél a metán először a vízbe kerül, ahol így lehetősége van további oxidációra, majd innen diffúzióval a légkörbe jut (Ding and Cai, 2007). A magas gáztranszport kapacitású növények a metánt nemcsak a légkörbe, hanem a mélyebb vizekbe is szállíthatják. Ding and Cai cikkükben becslést adnak a kínai természetes vizenyős területek éves metánkibocsátására. Az általuk számolt érték 1,76 Tg-ra tehető, aminek igen nagy része, mintegy 1,17 Tg az év fagymentes időszakában

bocsátódik ki, s a kibocsátás kevesebb, mint 8%-át adja a jég és a hó elolvadása, annak ellenére, hogy a fagyott területek felolvadásakor jelentős mennyiségű metán szabadul fel, s kerül a légkörbe.

Ahogy már említettem, a kínai vizenyős területeknek kb. 30%-a Északkelet-Kínában található, ezért e térségben is számos kutatást végeztek. 2008 májusa és októbere között Északkelet-Kína hegyvidéki régiójában hét természetes vizenyős területen mérték a metánfluxusokat és az őket szabályozó környezeti faktorokat. (A mérések statikus kamrákkal történtek). A megfigyelt területek közül négy jelentős forrásnak bizonyult. A legmagasabb értéket, $34,18 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2}\text{h}^{-1}$ -et a mocsárban tapasztalták, ezt követte a kettő lombhullató erdei lápos terület ($0,83\text{--}18,21 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2}\text{h}^{-1}$) és a cserjés láp ($0,43 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2}\text{h}^{-1}$) (Sun et al., 2011). Északkelet-Kína e régiójában nagy térséget borítanak a tülevelű erdei lápok, a fás mocsarak és a kisebb mocsaras területek, de ezek mégis a légköri metán gyenge nyelőinek bizonyultak ($-0,08\text{--}(-0,01) \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2}\text{h}^{-1}$). A metán forrásterületeként viselkedő négy vizenyős területen hasonló időszakos kibocsátásokat figyeltek meg. A metánkibocsátás nyáron és kora ősszel (júliustól kora szeptemberig) volt a legerősebb. Ezzel ellentétben a másik három területen a metánfluxusok menetében semmilyen változást nem találtak. A CH_4 fluxusok időszakos változását elsősorban a talajhőmérséklet okozta. A kutatás során nemcsak a fluxusok időbeli, hanem térbeli változását is vizsgálták. A térbeli változásokat befolyásolta a vízszint magassága, a talajhőmérséklet, a felszín feletti növényi biomassza és a CH_4 képződés mértékének lehetősége. A mérési eredmények alapján megállapították, hogy azokon a területeken, ahol magas volt a vízszint és lágyszárú növények domináltak, ott magas volt a metánképződés aránya, s ezért nagyobb CH_4 fluxusokat is mértek. Ugyanakkor alacsony vízszint és fák vagy moha uralta területeken a metánképződés aránya kisebb volt, ennél fogva a fluxusok sem értek el olyan magas értékeket, mint az első esetben. Összességében elmondható, hogy a vizsgált térségben egyes területek a metán forrásaként, mások a metán nyelőjeként funkcionáltak, és a metánképződés mértéke jól korrelált a talajhőmérséklettel és a vízszinttel.

Az eddigiek során is láthattuk, hogy milyen fontos szerepe van az adott vizenyős területen előforduló növényfajtáknak a metánfluxus alakulásában. Az antropogén hatásokra adott biogeokémiai válaszok és az ökoszisztémában jelentkező változások, a növények és a mikrobák között lezajló bonyolult kölcsönhatások eredménye. Az ökoszisztéma szintű változások előrejelzéséhez elengedhetetlenül szükséges, hogy pontosan megismerjük, hogy hogyan hatnak a növények tulajdonságai a mikrobiális folyamatokra. Ez kiváltképp igaz a vizenyős területekre, mivel itt a növények megváltoztathatják az elektronleadók (pl. szerves

szén) és az elektronfelvevők (pl. oxigén, vas) elérhetőségét, ezáltal szabályozzák az anaerob légzést és a metántermelődést (Sutton-Grier and Megonigal, 2011). Bubier (1995) szerint a metánfluxusok vizsgálatakor nem elegendő az adott vizenyős területen uralkodó növényfajokat megfigyelni, hanem kisebb skálán dolgozva bizonyos üreges szárú növények előfordulására is tekintettel kell lenni, melyek a magas CH₄ fluxusok jó indikátorai. A metán vízben gyengén oldódik (0–20 °C-on 23–40 mg l⁻¹), ezért a metán diffúzióval, buborékok formájában, és az üreges szárú növények transzportjával is távozhat a légkörbe (Joabsson et al., 1999). Az aerenchymal növényfajok úgy tudják a metánt szállítani az anoxikus rétegekből, hogy az közben nem fog szén-dioxiddá alakulni. Ennek köszönhetően, azokon a területeken, melyeken ezek a növényfajok megtalálhatók, magasabb metán kibocsátási értékek mérhetők. Sutton-Grier and Megonigal (2011) vizsgálta, hogy a növények egyéb jellemzői, mint például a fotoszintézis során történő szénfelvétel vagy a biomasszából történő szénfelvétel, a gyökereken keresztül zajló oxigénfelvétel, milyen kapcsolatban áll a szerves szénért folytatott mikrobiális versengéssel és a metán termelődésével. Az eredmények alapján a növények produktivitása pozitívan korrelált a mikrobák légzésével, viszont a korreláció negatív volt a metán termelődésével kapcsolatosan. A gyökerek környezetében lévő oxidált vas koncentrációja is összefüggésben áll a metán képződésével. A mikrobiális légzés során, nagy CO₂/CH₄ arány mellett az oxidált vaskészletek felhalmozódását tapasztalták. Ez annak a következménye, hogy a növényi produktivitás és a biomassza növekedése mellett a mikrobák nem-metanogén légzési módokat használnak. Így a megfelelő növénytársulások akár képesek lehetnek ellensúlyozni a metántermelődést, de az emberi beavatkozások a mikrobiális folyamatokban változásokat idézhetnek elő – például a lebomlás arányában – és a korábban a talajban tárolt szén metán formájában távozhat a légkörbe. A tanulmányokban mindig részletesen elemzik a vizsgált területen előforduló növényeket, mert a vegetáció az egyik legfontosabb paraméter, ha a fluxusok térbeli változását akarjuk vizsgálni, ugyanis az adott területen előforduló növényekből lehet következtetni az éghajlatra, a vízszint magasságára, és a talajban előforduló tápanyagok mennyiségére is.

Természetesen nemcsak Európában és Kínában végeztek metánfluxus méréseket, hanem az amerikai kontinens több vizenyős területén is, melyek közül itt egyet emelnék ki. A kanadai Saskatchewan területen folytatott mérések eredményei igen magas metánfluxus értékeket adtak. A kutatás során a hőmérséklet, a tőzefelszínhez viszonyított relatív vízszint és a tápanyagok metánképződésre gyakorolt hatásait vizsgálták. A mintavételek statikus kamrákkal történtek. Megállapították, hogy a vizsgált boreális vizenyős területen a

vegetáció típusa és az intersticiós víz foszfor-tartalma szintén befolyásolja a metánfluxusokat. A tőzeglápban mért éves metánfluxus 176 és 2.250 mmol CH₄ m⁻² között változott, ami sok esetben meghaladja a világ más részén található édesvízi mocsarakban mért értékeket (Rask et al., 2002). A mért metánfluxus a tőzegláp szélén 1,08 mmol CH₄ m⁻²nap⁻¹ volt, és ez az érték a láp közepe felé haladva egyre emelkedett, s közel a láp középpontjához elérte a 13,80 mmol CH₄ m⁻²nap⁻¹-et (Rask et al., 2002). A metánfluxusok minden mérési ponton jól korreláltak a hőmérséklettel és a vízzszinttel, kivéve a láp közepét, ahol a fluxusok alacsonyabbá váltak. Az alacsonyabb korrelációnak az oka valószínűleg a láp közepén történő lassú áramlás, ami egyéb korlátozó hatást gyakorolhat a metánképződésre. Azokon a területeken, ahol a vízáramlás hatása korlátozott volt, a metánfluxusok jó korrelációt mutattak az 50 cm-es mélységben lévő intersticiós víz foszfor koncentrációjával. Az eredményekből arra a következtetésre jutottak, hogy ez az a mélység, ahol a metán képződik.

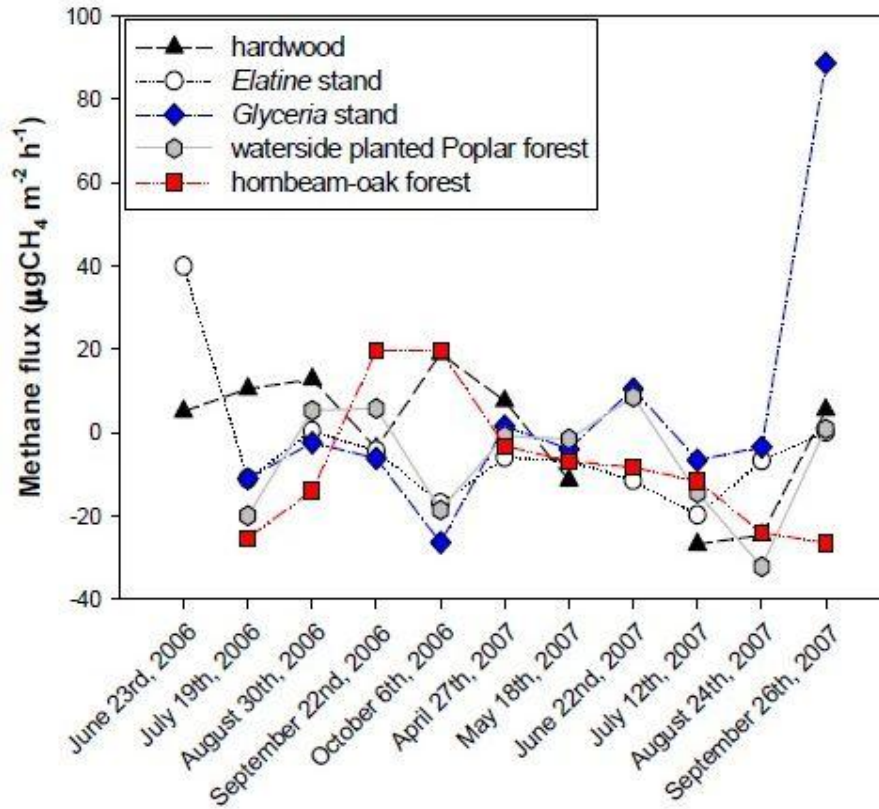
A globális felmelegedés egyik legközismertebb hatása a gleccserek kiterjedésének csökkenése és a jégtakarók olvadása. Ennek a jelenségnek az egyik legjobb példája az Antarktisz, ahol tanúi lehetünk az éppen zajló környezetváltozásnak, ugyanis a globális felmelegedés miatt a glaciális területek periglaciálissá alakulnak át, s a tundra területek terjeszkedése az Antarktisz peremén jól megfigyelhető. Nem véletlen, hogy ezen a vidéken is végeztek méréseket, mivel a gleccserek és a jégborítás csökkenésével, a légköri metánnak egy új nyelője, vagy forrása jelenik meg. Kelet-Antarktison a Wolong Marsh és a Tuanjie Marsh térségében végeztek méréseket 2005 és 2006 nyarán. Mindkét esetben több területen mérték a metánfluxusokat zárt kamara módszerrel. A Wolong Marshon négy vizes tundra területen, négy átmeneti tundra területen és két száraz területen mértek, míg a Tuanjie Marshon két nyílt vizű tavon, két sekély vizű lápnál és két száraz területen vizsgálták a fluxusokat. A Wolong Marshon a legnagyobb kibocsátás a vizes tundra területeken (163,4 µg CH₄ m⁻²h⁻¹) volt, ezt követte az átmeneti tundra terület (132,4 µg CH₄ m⁻²h⁻¹), míg a száraz területeken a fluxusok mind negatív értékeket vettek fel, s az átlagos kibocsátás -99,9 µg CH₄ m⁻²h⁻¹ volt (Zhu et al., 2007), azaz ezek a területek a metán nyelőiként funkcionálnak. A Tuanjie Marshon folytatott mérések eredményei a következők: minden vizsgált terület között a tavak esetében mérték a legnagyobb fluxusokat (170,4 µg CH₄ m⁻²h⁻¹), a lápoknál az átlagos kibocsátás 134,7 µg CH₄ m⁻²h⁻¹ volt (Zhu et al., 2007). Az itteni száraz területeken a kibocsátás egy nagyságrenddel kisebb volt az előzőekhez képest (átlagosan 18,4 µg CH₄ m⁻²h⁻¹). A CH₄ fluxusok térbeli változására a vízzszint magassága gyakorolt hatást. A vizes és átmeneti tundra területeken a fluxusok menetét

befolyásolta a tundra-talajok hőmérsékleti rendszere. A megfigyelt területek között haton egyértelműen látszott a metánfluxusok napi menete, s a kibocsátás mértéke 14.00-kor volt a legmagasabb és 2.00-kor a legalacsonyabb (helyi idő szerint) (Zhu et al., 2007), ami jól korrelált a 0–10 cm mélységű talaj hőmérsékletével. Az eredmények alapján elmondható, hogy az antarktisi CH_4 kibocsátásnak valószínűleg igen jelentős részét képezik a partközeli vizenyős területek.

Az általam említett tanulmányok eredményei közül sokat felhasználtak egy új modell, a $\text{CH}_4\text{MOD}_{\text{WETLAND}}$ érvényesítéséhez. Ennek az új modellnek a célja a vizenyős területek metán kibocsátásának a becslése. A modell logikai alapját a CH_4MOD modell adja, melyet a rizsföldek metán kibocsátásának becslésére fejlesztettek ki, és ami azokra a metanogén tápanyagokra fókuszál, melyeknek a mennyisége eltér a természetes vizenyős területeken való jellemző előfordulásukhoz képest. A $\text{CH}_4\text{MOD}_{\text{WETLAND}}$ modell verifikációjához különböző vizenyős területeken történő független CH_4 mérési eredményeket használtak, beleértve az északkelet-kínai Sanjian-síkság mocsarában, a délnyugat-kínai Ruoergan-síkság tőzeglápjában, a kanadai saskatchewan mocsárban és az amerikai michigani lágban folytatott mérések eredményeit. A $\text{CH}_4\text{MOD}_{\text{WETLAND}}$ általában jó becslést ad az eltérő vizenyős területek metán kibocsátásában fellépő évszakos és éves változásokról, de a sás uralta lágokban túlbecsüli az emissziót (Li et al., 2010). (Egy másik modell, a Wetland-DNDC futtatása is hasonló eredménnyel zárult). A különböző területek évszakos és/vagy éves becsült metán kibocsátása megegyezett a helyszíni mérések eredményeivel, az $R^2=0,84$ ($n=14$) (Li et al., 2010). Tesztelték a modell érzékenységet is, és a vizsgálat kimutatta, hogy a metánkibocsátást jelentősen befolyásolja a vizenyős terület állandó vízmélysége és a levegő hőmérséklete. Összességében megállapítható, hogy a $\text{CH}_4\text{MOD}_{\text{WETLAND}}$ modell általában képes megbecsülni az eltérő adottságokkal rendelkező (éghajlat, talaj, növényfajok) vizenyős területek CH_4 kibocsátást. A modell továbbfejlesztésénél a cél, a kulcsfolyamatok leírásának pontosítása, valamint az újra kalibrációnál és a verifikációnál lehetőleg egy térben és időben változatos mérési eredmények használata, hogy a modell lehetőség szerint minél több különböző vizenyős terület metán kibocsátására adhasson pontos becsléseket (Li et al., 2010).

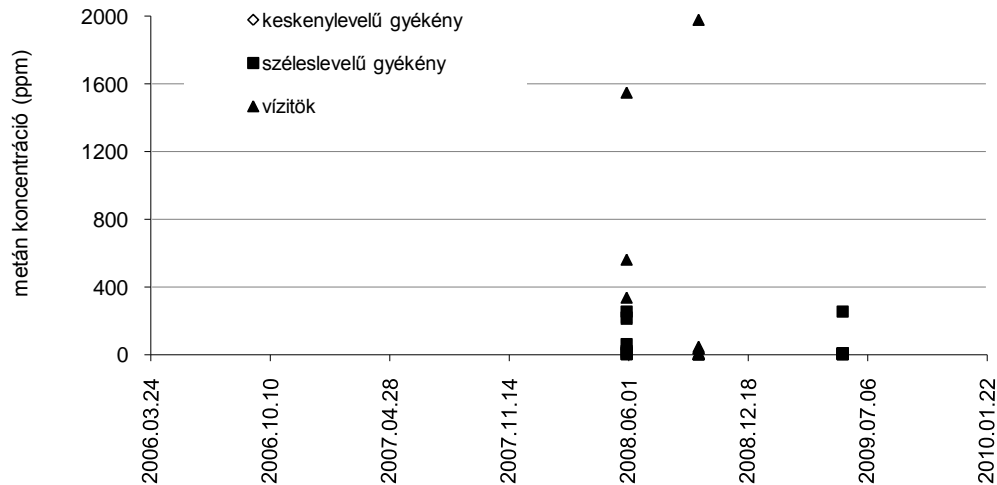
3.3.2. Hazai kutatások

Hazánkban a metánfluxusokat először 2006–2007 során mérték a Bodrogekőben, majd a mérések tovább folytatódtak, s csak 2009 júniusában fejeződtek be. A méréseket öt különböző, de hazánkban jellemző vegetáció típusokban folytatták (gyorsan növő káka uralta terület, holtágban lévő harmatkása, ültetett nyárfaerdő, ártéri keményfa erdő, gyertyános-tölgyes erdő), a dinitrogén-oxidhoz hasonlóan. Akárcsak a N₂O esetében, vizsgálták a metánfluxust a vízfelszín felett és a növények szárában. A metán talaj fluxusának méréséhez a talajon elhelyezett statikus kamrákat, míg a vízfelszín feletti mérésekhez lebegő kamrákat alkalmaztak, a méréseket egyszerre 5–10 kamrával párhuzamosan végezték, az elemzésükhöz pedig gázkromatográfiás módszert, lángionizációs detektort használtak (GC-FID). 2006-ban és 2007-ben az időjárási viszonyok hatására az említett öt növénytársulás egymástól eltérően viselkedett. A 2007-es év összehasonlítva a 2006-ossal, sokkal szárazabb volt, ami meg is mutatkozott a mért metánfluxusokban. Metán kibocsátásra anaerob talaj-körülmények között kerül sor, ezért a csapadékmennyiség fontos szerepet játszott a fluxusok alakulásában. 2006-ban a vízparti vegetációkban mért metánfluxus -30 és $40 \mu\text{g m}^{-2}\text{h}^{-1}$ között ingadozott, míg 2007-ben -30 és $90 \mu\text{g m}^{-2}\text{h}^{-1}$ között (Czóbel et al., 2009). Az átlagos metánfluxusokat illetően a 2006-ban mért érték ($2 \mu\text{g m}^{-2}\text{h}^{-1}$) kimutatási határ alatt volt, s 2007-ben szintén közel volt hozzá ($-4.5 \mu\text{g m}^{-2}\text{h}^{-1}$). Az adatok alapján kiderül, hogy a vizsgált területek mindkét évben a metán nyelői és forrásai is lehettek, sőt 2007-ben átlagosan már nyelőként funkcionáltak. A metánfluxus előjele, azaz hogy a talajok kibocsátják-e vagy megkötik a metánt, a körülmények függvényében változhat. Befolyásolja a talaj víztartalma és a hőmérséklet is. 2006-ban a fás élőhelyeken gyenge metánfelvétel volt mérhető ($-3,11 \text{ kg C-CH}_4 \text{ km}^{-2}\text{év}^{-1}$), addig a fák nélküli területeken alacsony metánkibocsátást ($4,96 \text{ kg C-CH}_4 \text{ km}^{-2}\text{év}^{-1}$) tapasztaltak. A metánfluxus változása 2006-ban és 2007-ben az 5. ábrán látható.



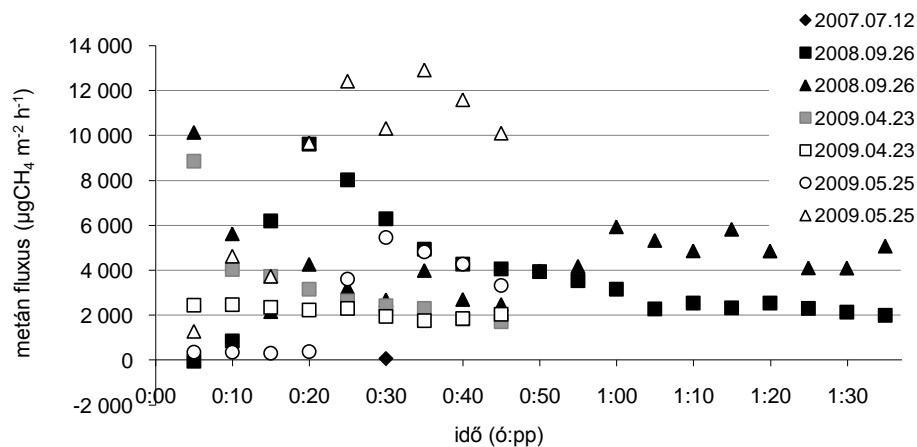
5. ábra: a CH₄ fluxusok alakulása 2006 és 2007 során, az öt különböző vegetációjú vizenyős területen a Bodroghözben (Czóbel et al., 2009)

Hasonlóan a dinitrogén-oxidhoz, a metán esetében is mérték a CH₄ koncentrációját a növények szárában. A metán 2 ppm-es háttérértékéhez viszonyítva, a koncentráció gyékénynél 250 ppm-re, vízitöknél 2000 ppm-re növekedett (Horváth et al., 2010). A mérési eredmények a 6. ábrán láthatók. Megállapítható, hogy a metán háttérkoncentrációjához képest a vizsgált növényekben a metán többszörösét mérték.



6. ábra: a metán koncentrációja a növényzárakban (Horváth et al., 2010)

A vízfelszín feletti metán koncentrációk mérésekor a kamrákban jelentősen megnőtt a koncentráció értéke. Egy-másfél óra alatt a metán háttérértékéhez képest (2 ppm), már 10–80 ppm értéket mértek. A fluxus a 2009-es mérések alkalmával egy esetben az igen magas $13 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ értéket is elérte (7. ábra) (Horváth et al., 2010).



7. ábra: a metán fluxusa vízfelszín felett (Horváth et al., 2010)

A vízparti és ártéri talajok a metán nyelői és forrásai is lehetnek, a talaj víztartalmától és a hőmérséklettől függően. A vízfelszín metán kibocsátása igen magas lehet. A talaj magasabb víztartalmakor anaerob körülmények között metán termelődik, míg a légköri metán az alacsonyabb víztartalmú talajban megkötődik. Maximális metánfelvételt magas hőmérséklet és közepes talajnedvesség (20–35% w/w) mellett figyeltek meg (Horváth et al., 2008). A 2006 és 2007 során minimális metán-abszorpció volt jellemző a

fák nélküli területen. A fás élőhelyeken a metán-abszorpció magasabb volt, mint a füves vegetációk esetén, de még mindig alacsony szinten mozgott. Összességében a metánkibocsátás és -felvétel kiegyensúlyozott volt a mért periódus alatt.

A hazai kutatások eredményeit összegezve és összehasonlítva a nemzetközi mérésekkel, ugyanazokra a megállapításokra juthatunk.

3.4. *CO₂ mérések és eredményei*

3.4.1. *Nemzetközi mérések*

Ma úgy tartják, hogy az üvegházhatás erősödésének fő okozója a szén-dioxid. A légkör CO₂ tartalma az ipari forradalom óta növekszik, és ez az antropogén többlet-bevitel okozza a globális éghajlatváltozást, holott a légköri CO₂-nak kevesebb, mint 10%-a antropogén eredetű. Ebből is látszik, hogy milyen fontos, hogy a természetes források pontos kibocsátását minél jobban ismerjük. Több tanulmányban foglalkoztak már a légkör és a különböző vegetációjú területek (füves puszták, erdők, mezőgazdasági ökoszisztémák) között lezajló CO₂ transzporttal, és a jövőben várhatóan betöltött szerepükkel (Mooney et al., 1991; Ryan 1991; Schimel, 1995; Malhi et al., 1999; Brix et al., 2001; Dunn et al., 2007). Azonban, viszonylag kevés cikk szól a vizenyős területek szénkörforgalmáról, pedig ezeken a területeken található a szárazföldi szerves szén raktárnak kb. 15%-a (Sabine et al., 2004). A szén-dioxid a talajban lévő szerves szén biológiai oxidációjának terméke. Ez a biológiai folyamat több módon is végbe mehet. CO₂ kerülhet a légkörbe a mikrobák, a gyökerek és a talajban élő állatok légzése során. Ezek mellett a CO₂ távozhat még a talajból kémiai oxidációval is, ami magas léghőmérséklet mellett gyakori (Bunt and Rovira, 1954). A szén-dioxid kicserélődésével kapcsolatos korai mérések javarészt az északon fekvő tőzeglápokban végezték. A vizenyős területek kulcsfontosságú szerepe, hogy képesek a légkörből kivonni és a tőzegben hosszú időn át tárolni a szenet (Matthews and Fung, 1987). Gorham 1991-es számításai szerint az északi tőzeglápokban az utolsó jégkorszak óta kb. $500 \cdot 10^{15}$ g szén halmozódott fel, ezért globális szinten is jelentős nyelőknek bizonyulnak. A vizenyős területek az utolsó glaciális óta nyelőkként funkcionálnak, habár a szervesanyag és a tőzeg felhalmozódása során azért történik kibocsátás a légkörbe (Clair et al., 2002). A kibocsátás fő formái: a szén-dioxid (a növényi légzésen keresztül, és a tőzeg anaerob bomlása során), a metán (a tőzeg anaerob bomlása alakalmával) és az oldott szerves

széntartalom (DOC) (a talaj szervesanyag tartalmának vízzel való érintkezése folyamán). A vizenyős területek CO₂, CH₄ és DOC kibocsátásai miatt bekövetkező szén-veszteségek és az éghajlat változása közötti kapcsolat a 2000-es évek elején még kevésbé volt ismert (Moore et al., 1998; Dalava et al., 2001).

A kanadai Kejimikujik Nemzeti Park területén vizsgálták, hogy egy nedves, hűvös, mérsékelt övi vizenyős területen történő kibocsátásokra milyen hatással vannak az éghajlatváltozás miatt fellépő hidrológiai változások. A mérés helyszínénél egy puha- és keményfák keverékéből álló mocsári erdő szolgált. A méréseket 1992 és 1999 között végezték. A megfigyelések szerint a szén-dioxid kibocsátások évszakos mintát követtek. A kibocsátás mértéke a meleg nyári hónapokban volt a legmagasabb, s a kibocsátási értékek a hűvösebb őszi beálltakor csökkenni kezdtek (Clair et al., 2002). Az éves fluxusok évről évre egyre szélesebb tartományban mozogtak, és elsősorban a nyári kibocsátási értékek emelkedtek meg, melyeket a hőmérséklet és a csapadék mennyisége befolyásolt. Általánosan igaz, hogy a hűvösebb, csapadékosabb időszakok a kibocsátások csökkenéséhez, a melegebb és szárazabb körülmények a kibocsátások növekedéséhez járultak hozzá (Clair et al., 2002). A CO₂ kibocsátások mellett foglalkoztak a vizenyős terület szén-veszteségének felmérésével is. A kibocsátott szén-dioxidot, metánt, és az oldott szerves széntartalmat vették figyelembe a veszteségeknél. A vizenyős terület éves szén-vesztesége a biomasszában tárolt teljes szénmennyiségnek a 0,6%-a volt (Clair et al., 2002). Azonban valószínűleg alábecsülték a veszteségek mértékét, mivel télen csak kevés mérést végeztek. Télen a kibocsátási folyamatok megváltoznak a fagyott talaj és a felszint borító hó miatt. A tőzeglápok szén-körforgalmának pontos megismeréséhez további folyamatos mérések szükségesek. Zhou et al. 2009-ben megjelent cikkében igazolja a téli CO₂ kibocsátások mérésének fontosságát.

A magas földrajzi szélességeken található tőzeglápok mellett a parti vizenyős területek szén-dioxid termelődése és kibocsátása is jelentős globális szinten, ezért fontos az itt végbemenő folyamatok pontos megismerése. Az 1980-as évek elejéig kevés helyszíni mérést végeztek, így az Amerikai Egyesült Államokban található Barataria-medencében folytatott szén-dioxid-fluxus mérések úttörőnek bizonyultak. (Ugyanezen a területen dinitrogén-oxid méréseket is végeztek). A vizenyős mocsarakban az anyagcsere-folyamatok nagy része anaerob körülmények között játszódik le, mint például a szerves szén átalakulása szén-dioxiddá, melyhez a szükséges oxigént az SO₄²⁻ ionok biztosítják (Jorgensen, 1978). A medencében összesen hat területen mérték a CO₂ fluxusok alakulását 1980-ban és 1981-ben. A kiválasztott mérési helyszínek közti egyik fő különbség a

sótartalomban nyilvánult meg. Mérték sós, kevésbé sós, és édesvízi mocsári területeken, illetve a velük határos nyílt vízfelszínek felett is (ez a hat mérési terület). Az átlagos napi CO₂ kibocsátás a sós mocsári területen 1.150 mg C m⁻², a kissé sós mocsarakban 490 mg C m⁻², és az édesvízi mocsarakban 1.690 mg C m⁻² volt (Smith et al., 1983). A fluxusok menetében évszakos trendet figyeltek meg, ami a talaj és a léghőmérséklet változásával állt kapcsolatban. Általában a szén-dioxid kibocsátások a melegebb nyári hónapokban voltak magasabbak. A mérési periódus alatt azonban a fluxusok széles tartományban mozogtak (sós mocsarak: 200–4.400 mg C m⁻²nap⁻¹, kissé sós mocsarak: 100–1.000 mg C m⁻²nap⁻¹, édesvízi mocsarak: 200–5.000 mg C m⁻²nap⁻¹). A napi kibocsátások mellett az éves kibocsátásokat is meghatározták, melyek a következők: sós mocsarak: 418 g C m⁻², kissé sós mocsarak: 180 g C m⁻², édesvízi mocsarak: 620 g C m⁻² (Smith et al., 1983). Azt is sikerült megállapítaniuk, hogy a vízmélység növekedésével párhuzamosan csökkenetek a kibocsátási értékek, így nem meglepő, hogy a nyílt vízfelszínek felett jóval alacsonyabb CO₂ fluxusokat mértek. A mocsári területek felszínét kb. 10 cm-es vízréteg borította, míg a velük határos víztestek átlagos mélysége 100 cm volt. Valószínűsíthető, hogy a víztestek alján nagyobb mennyiségű szén-dioxid távozott az üledékekből, mint amit a mérési eredmények mutattak. A vízfelszínek felett mért átlagos napi és éves CO₂ fluxusok az alábbiak: sós mocsárral határos víztest esetén: 0,28 g C m⁻²nap⁻¹ és 103 g C m⁻²év⁻¹, a kissé sós vizű mocsárral szomszédos víztest esetén: 0,15 g C m⁻²nap⁻¹ és 54 g C m⁻²év⁻¹, míg az édesvízi mocsarak melletti víztest felett: 0,67 g C m⁻²nap⁻¹ és 242 g C m⁻²év⁻¹ kibocsátási értékeket mérték (Smith et al., 1983). Látható, hogy a mocsarakban történő éves kibocsátások 2,5–4-szeresei a vízfelszín felett mérteknek, tehát a vízmélység igen fontos paraméter, ami nagymértékben befolyásolja a szén-dioxid-fluxusok alakulását. Mint ahogy már említettem a vizenyős területek a szén fontos rezervoárjai, ezért a szénfelhalmozódás ütemét is figyelemmel kísérték. A hat mérési helyszínen a szén megkötése nagyjából azonos volt (0,52–1,1 cm év⁻¹), míg az éves szénfelhalmozódás a három mocsári területen 183-296 g C m⁻² között változott (Smith et al., 1983). A szén tárolása miatt a felhalmozódási folyamatok során megkötött szén nagy része nem mobilizálódik, így korlátozzák a szén-dioxid kibocsátásokat, de egyes területek akár nettó forrásként is viselkedhetnek. A későbbiekben több tanulmány is igazolta, hogy a különböző környezeti adottságokkal rendelkező vizenyős területek nettó nyelők és források is lehetnek (Nieveen et al., 1998; Trumbore et al., 1999; Waddington and Roulet, 2000; Roehm and Roulet, 2003; Sottocornola and Kiely, 2005; Glenn et al., 2006; Hirota et al., 2006; Lloyd, 2006).

Clevering and Lissner (1999) és Brix et al. (2001) kutatási alapján a Földön a legelterjedtebb vizenyős területeknek a nádasok bizonyultak. Többen (Kim et al., 1999; Brix et al., 2001; Huang et al., 2003) vizsgálták e területek metánfluxusait, mely során bebizonyosodott, hogy a nádasok a metán forrásterületei, de viszonylag kevés cikk szól a nádasok és a légkör között történő szén-dioxid kicserélődésről. Mint ahogy már korábban is írtam, Kínában a vizenyős területek kb. 94.000 km²-et borítanak, ezért sok mérést végeztek és végeznek e térségek üvegházgáz forgalmával kapcsolatosan. Az északkelet-kínai Panjin vizenyős területén, egy nádas felett 2005 során mérték a szén-dioxid nettó ökoszisztéma kicserélődését (NEE). A napi NEE értékek havi változásokat mutattak, de a növekedési időszakon kívül az NEE mintákban nem volt felfedezhető napi menet és a biológiai aktivitás miatt átlagosan 0,07 mg CO₂ m⁻²s⁻¹ körül mozogtak (Zhou et al., 2009). A növekedési időszakban az NEE értékek egy jellegzetes V-alakot követtek, s átlagosan $-7,48 \pm 2,74$ g CO₂ m⁻²nap⁻¹ értéket vettek fel (Zhou et al., 2009). A legalacsonyabb értékeket júliusban mérték $-13,58$ g CO₂ m⁻²nap⁻¹, majd innen emelkedni kezdtek, és októberre elérték a $-0,10$ g CO₂ m⁻²nap⁻¹-et (Zhou et al., 2009). A növekedési időszakban a nádasok a CO₂ nyelői voltak, a legnagyobb havi felhalmozódást júliusban tapasztalták (-115 ± 24 g C m⁻²hónap⁻¹), de novemberre ezek a vizsgált nádasok nettó forrásokká váltak (75 ± 16 g C m⁻²hónap⁻¹). Ha azonban az éves CO₂ egyenleget nézzük, akkor kiderül, hogy a nádasok nyelőkként viselkedtek (-65 ± 14 g C m⁻²év⁻¹), köszönhetően a júniusban és júliusban tapasztalt megnövekedett szén-dioxid felvételnek. Mivel a kutatás egész évben folyt, ezért a téli CO₂ forgalomról is rendelkeznek adatokkal, amelyre korábban csak elvétve volt példa. A növekedési időszakon kívül a teljes szén-dioxid kibocsátás elérte a 327 g C m⁻²-et, ami bizonyítja, hogy a nádasok téli CO₂ kibocsátást igenis figyelembe kell venni, mert nélküle a nádasok CO₂ egyenlegét kb. ötszörösére lehetne becsülni (Zhou et al., 2009).

Kínában a Qinghai–tibeti-fennsík a másik olyan térség, ahol nagy kiterjedésű vizenyős területek találhatók. Az itteni mérések jelentőségét az adja, hogy a mérés helyszínéül olyan vizenyős területet választottak, melyhez hasonló adottságokkal rendelkező területen korábban nem folytattak méréseket. A méréseket, akárcsak a panjini vizenyős terület esetén, 2005-ben végezték. A kutatás célja a szénfluxus dinamikája és a meteorológiai és biológiai faktorok közötti kapcsolat feltárása volt. A mérési eredmények alapján (ellentétben a panjini vizenyős területtel) ez a magashegységi vizenyős terület a CO₂ forrásának bizonyult. A legfontosabb biológiai faktoroknak a felszín feletti biomassza és a levél-felületi index számít, melyek negatív lineáris korrelációt mutattak az NEE-vel. Az átlagos napi CO₂ felvétel maximumát ($0,45 \pm 0,0012$ mg CO₂ m⁻²s⁻¹) júliusban mérték. A

növekedési időszak alatt (májustól szeptemberig) összesen kb. 230 g CO₂ m⁻²-t kötött meg, míg az év többi részében a kibocsátás dominált, s a kibocsátás értéke összesen kb. 546 g CO₂ m⁻²-t volt (Zhang et al., 2008). Ebből a két adatból kiszámítható, hogy éves szinten a kibocsátás 316 g CO₂ m⁻² körül mozgott. Ha Zhang et al. 2005-ös méréseit összehasonlítjuk Zhao et al. 2003-as és 2004-es mérési eredményeivel, akkor láthatjuk, hogy hogyan befolyásolja a vizsgált időszak éghajlata a kibocsátási értékeket. 2003 júliusa és 2004 júliusa között 524 mm csapadék hullott, míg a 2005-ben a csapadékmennyiség 475 mm volt. A csapadékmennyiség csökkenése befolyásolta a vizenyős terület vízmélységét, ami további hatással volt a szén-dioxid-fluxusok alakulására. A napi maximális CO₂ felvétel és kibocsátás 2003–2004-ben 0,73 és 0,82 mg CO₂ m⁻²s⁻¹ volt (Zhao et al., 2005), 2005-ben 0,45 és 0,22 mg CO₂ m⁻²s⁻¹ mérték (Zhang et al., 2008). A mérési eredményekből következik, hogy 2005-ben mind a napi max. CO₂ felvétel és kibocsátás is alacsonyabb volt, a 2003–2004-es periódushoz viszonyítva. A napi CO₂ értékek közti különbség az éves CO₂ kibocsátásokban is megmutatkozott, ugyanis 2003–2004-ben ez az érték 478 g CO₂ m⁻² volt (Zhao et al., 2005), s 2005-ben 316,02 g CO₂ m⁻²-ra csökkent. Azonban mindkét esetben éves szinten nettó CO₂ forrásnak bizonyult ez a vizenyős terület.

A mérésekből kiderült, hogy a talaj és a levegő hőmérséklete, a csapadékmennyisége, a talajvízszint és a vízmélység, a vegetáció, a levél-felületi index és a felszín feletti biomassza mennyisége mind jelentősen befolyásolják a szén-dioxid-fluxusok alakulását.

3.4.2. Hazai kutatások

A hazai mérések a vizenyős területek szén-dioxid kibocsátásáról ugyancsak a Bodroghöz területére koncentráltak, ahol 2006-ban és 2007-ben végeztek méréseket. A vizenyős terület szén-dioxid forgalmával kapcsolatosan vizsgálták a szén-dioxid fluxusát, a nettó ökoszisztéma kicserélődést (NEE), és az eutrofizáció eltérő szintjén álló területek CO₂ forgalmát. Ezenkívül tanulmányozták a part közeli füves és fás területek talajának CO₂ fluxusát. A bodroghözi szén-dioxid-fluxus méréséhez a következő eszközöket alkalmazták: saját fejlesztésű lebegő „szigetet”, vízálló perspex-kamrát, infravörös gázanalizátort (CIRAS 2, LCA2 ADC), CR10 adatgyűjtőt és talajszintű kamra-méréseket. Végeztek biomassza és mikrometeorológiai (szélsebesség, fotoszintetikusan aktív sugárzás /PAR/, levegő és víz hőmérséklet) méréseket, valamint hidrológiai és hidrokémiai (vízmélység,

vezetőképesség, víz pH-ja) vizsgálatokat is. Ahhoz, hogy alapos képet alkothassanak a lezajló folyamatokról, nyolc különböző növénytársulásnál (vízipáfrány-társulás (*Salvinio-Spirodeletum*), tündérrózsa-vízitők hínár társulás (*Nymphaeetum albo-luteae*), sulymos társulás (*Trapaetum natantis*), mótelyfű uralta társulás (*Marsilea* dominated), békalencse-hínár társulás (*Lemno-Utricularietum*), érdes tócsagaz-hínár társulás (*Ceratophylletum demersii*), békatutajhínár társulás (*Hydrocharitetum morsus-ranae*), kolokános úszóhínár társulás (*Stratiotetum aloidis*)) mérték időszakosan az NEE-t, 2006 vegetációs periódusában. Így egyaránt tanulmányoztak lebegő és legyökerező hínár-társulásokat, s a közöttük lévő különbségek meg is mutatkoztak az éves biomassza mennyiségében és a széntartalomban. Az éves becsült szén egyenleg $109 \text{ g C m}^{-2}\text{év}^{-1}$, a szórás (SD) $71 \text{ g C m}^{-2}\text{év}^{-1}$ volt (Czóbel et al., 2009). A 2006-os adatok alapján az egységnyi területre eső legkisebb tömegű és széntartalmú biomasszát a vízfelszín alatti vegetációban mérték, míg a legmagasabbat a legyökerező vízi vegetációban (Czóbel et al., 2009). Korábbi kutatásokban már szó esett arról, hogy a csapadék hiány okozta stressz miként befolyásolja az egyes vegetációk szénmegkötő képességét. A bodrogi közeli mérések eredményei arról tanúskodnak, hogy bár a csapadék-csökkenés nem befolyásolja a vizenyős területeket úgy, mint a füves területeket, de a magas hőmérséklet (35 °C felett), ugyanúgy csökkenti a vízfelszínen lebegő vegetációk szén felvevő képességét, ahogy azt teszi a füves területek esetén. Hasonló és közel optimális körülmények mellett (a víz hőmérséklete $< 20 \text{ °C}$, a levegő hőmérséklete $20\text{-}30 \text{ °C}$ között változott) az NEE értékek a következők voltak: vízfelszín alatti növényeknél $-15\text{--}(-18) \text{ mol CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$, lebegő növényeknél $-14\text{--}(-19) \text{ mol CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$, és a lebegő és gyökeres vegetációknál összesen $-21\text{--}(-24) \text{ mol CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{s}^{-1}$ (Czóbel et al., 2009). Elmondható, hogy az NEE mértékét befolyásolja a napfény mennyisége, a levél-felületi index, és a pigment-fehérje komplexek száma. A vizsgált periódus alatt a közel hasonló és stabil körülmények miatt a vízi társulások évről-évre változó szénfelvételének megfigyeléséhez korlátozottak voltak a lehetőségek. Ennek ellenére bebizonyosodott, hogy a meleg napok száma és az extrém magas léghőmérséklet negatívan befolyásolja a széndioxid fotoszintézise általi szervesanyag termelés mértékét, és a szén megkötését.

A vizsgálat során mérték a CO_2 fluxusokat az eutrofizáció különböző stádiumában álló területeken. Ugyanis az eutrofizáció mértéke befolyásolja a CO_2 fluxusok alakulását. A tápanyag-gazdag, lassú folyású medreknek és a holtágaknak is magasabb a szervesanyag termelése és a potenciális szénfelvevő képessége, mint a gyors folyású vizeknek (Czóbel et al., 2009). A mérési eredmények alapján azokban a holtágakban, melyek összeköttetésben

vannak az áramló vízzel, a vízfelszín alatti úszó és gyökeres vegetációknak nagyobb a szénfelvevő képességük, mint az álló, holt medrekben.

A talaj szén-dioxid-fluxusát, hasonlóan a vízi növényekhez, több vegetáció típusban vizsgálták. Az átlagos éves talajlégzés a fás növény társulások esetén magasabb volt, mint a füves társulásoknál. Viszont a fluxus ingadozása a füves társulások esetén volt nagyobb, mivel itt a talaj jobban ki van téve az időjárási szélsőségeknek, míg a fák egyfajta védelmet nyújtanak a talaj számára (pl. talaj víztartalmának megtartásában). A fás vegetációk között a puhafa társulások talajlégzése bizonyult magasabbnak szemben a keményfa társulásokéval. Nagy szárazság idején füves és fás vegetációknál egyaránt megfigyelhető volt a talajlégzés csökkenése. A talajlégzés mértékén és alakulásán kívül mérték az átlagos humusz tartalmat, és a talaj teljes széntartalmát. A legmagasabb értéket mindkét mennyiségnél a keményfájú galéria erdőknél észlelték.

4. *Mesterséges vizenyős területek üvegházgáz forgalma*

A természetes vizenyős területek mellett a mesterséges vizenyős területek üvegházgáz (dinitrogén-oxid, metán, szén-dioxid) fluxusainak ismerete is fontos. A mesterséges vizenyős területek globális szinten is egyre elterjedtebbé válnak. A mesterséges vizenyős területeket széles körben használják szennyvíztisztításra is. A szennyvízből különböző módszerekkel (fizikai, kémiai, biológiai) távolítják el a felhalmozódott szennyezőanyagot és a szervesanyagokat. A tisztítás során a mikrobiális folyamatok miatt üvegházhatású gázok kerülnek a légkörbe. Az antropogén szennyezések miatt megnő a szervesanyag terhelése a vizeknek, ezáltal serkentik a mikrobiális folyamatokat, s így az üvegházgázok kibocsátási aránya magasabb lesz a mesterséges vizenyős területeken, mint a természeteseken (Maltais-Landry et al., 2009). A N_2O és a CH_4 termelődés arányát az elérhető oxigén és szén mennyisége befolyásolja, mely mennyiségek térben és időben eltérően változnak a különböző mesterséges vizenyős területek között. Ennek köszönhetően a N_2O és a CH_4 fluxusok tág határok között mozognak (N_2O : $-14-960 \text{ mg N-N}_2O \text{ m}^{-2}\text{nap}^{-1}$, CH_4 : $-377-38 \text{ mg C-CH}_4 \text{ m}^{-2}\text{nap}^{-1}$) (Søvik et al., 2006; Ström et al., 2007). Az aerob és anaerob légzés során CO_2 is termelődik (CO_2 fluxusa -840 és $93 \text{ mg C-CO}_2 \text{ m}^{-2}\text{nap}^{-1}$ között mozog), de ezt valószínűleg ellensúlyozza a mesterséges vizenyős területeken történő szénmegkötés (Liikanen et al., 2006; Søvik et al., 2006). A mesterséges vizenyős területek előnye, hogy megtisztítják a vizet, hátrányuk viszont, hogy üvegházgázokat bocsátanak ki, melyek hozzájárulnak a globális felmelegedéshez, ezzel csökkenthetik a szennyezőanyagok eltávolításából származó pozitív előnyüket. A cél, olyan mesterséges vizenyős területek kialakítása, melyekben a kibocsátások minimálisak.

A mesterséges vizenyős területeknek több fajtája is ismert. A gyökérszónás víztisztítóknak négy alaptípusa van: szabad felszínű épített gyökérszónás szennyvíztisztító, horizontális felszín alatti folyású gyökérszónás szennyvíztisztító, vertikális felszín alatti folyású gyökérszónás szennyvíztisztító, lebegő makrophytás rendszer (www.constructedwetlands.net/tisza4/MVD_hon_tisza4.htm). Ezeknek a medrét homok és kavics borítja, melyet vízínövényekkel ültetnek be és különböző mikroorganizmusokkal betelepítik. Ahogy a szennyvíz keresztül-áramlik, a mikroorganizmusok lebontják a szervesanyagot, míg a lebegő szilárd testek eltávolítását szűréssel vagy ülepítéssel oldják meg. A beültetett növényeket általánosan két csoportba sorolhatjuk. Az egyik csoportba tartoznak azok, melyek legyökereznek a meder alján (pl. nád, sás, gyékény), a másikba pedig azok, melyek a felszínen szabadon lebegnek (pl. békalencse, vízi páfrány). A

növényfajtáktól függően eltérő aerob és anaerob állapotok léphetnek fel, s hatásuk a különböző üvegházgáz kibocsátásokra egyelőre nem teljesen tisztázott. Több cikkben összehasonlították a beültetett és a növények nélküli mesterséges vízenyős területek kibocsátásait. A mérések abban megegyeztek, hogy a növények jelenléte fokozza a CO₂ termelődést (Liikanen et al., 2006), míg a N₂O és CH₄ fluxusokra vonatkozó eredmények ellentmondásosak. Johansson et al. (2003) mérései azt mutatták, hogy a beültetett mesterséges vízenyős területeken az N₂O fluxusok alacsonyabbak voltak, mint a vegetáció nélküliekben, viszont Rückauf et al. (2004) eredményei ennek pont az ellenkezőjét állítják. Ehhez hasonlóan azt találták, hogy a növények jelenléte vagy fokozza (Grünfeld and Brix, 1999) vagy csökkenti (Wild et al., 2004) a CH₄ fluxusokat. Világszerte egyre több tanulmány születik a mesterséges vízenyős területek szén- és nitrogén-forgalmáról. A legtöbb mérést Kanadában, az Egyesült Államokban, Európában, elsősorban Észak-Európában, Kínában és Japánban végezték, s ezek közül párnak ismertetem az eredményeit.

Észtországban két mesterséges vízenyős terület N₂O, N₂, CH₄, és CO₂ fluxusát tanulmányozták 2001 és 2002 folyamán. Az egyik mesterséges vízenyős terület egy horizontális felszín alatti folyású gyökérszónás szennyvíztisztító volt, a másik pedig egy vertikális felszín alatti folyású gyökérszónás szennyvíztisztító, melyek a kommunális szennyvíztisztításért felelősek. A horizontális felszín alatti folyású gyökérszónás szennyvíztisztító felett mért kibocsátási értékek a következők: 1,3–1,4 mg N₂O-N m⁻²nap⁻¹ és 1,4–4,1 mg CH₄-C m⁻²nap⁻¹ (Mander et al., 2008). Ezek a mennyiségek nem jelentősek. Ellenben a vertikális felszín alatti folyású gyökérszónás szennyvíztisztító esetén a CH₄-C kibocsátás sokkal magasabb volt (1,4–42,6 g C m⁻²nap⁻¹). A teljes szénbevitel a horizontális felszín alatti folyású gyökérszónás szennyvíztisztítóban 2001-ben 772 kg C, 2002-ben 719 kg C volt, de a források arányában a két év során eltérések voltak. 2001-ben a talaj és a mikrobiális felhalmozódás jelentette a legnagyobb bevételt (663 kg C év⁻¹), amit a növények nettó szervesanyag termelődése követett (10,2%), míg a szennyvíz hozzájárulása 4% körül mozgott. Azonban a rákövetkező évben a növények nettó szervesanyag termelődése bizonyult a legerősebb bevételnek (55,7%), majd a talajban történő szénfelhalmozódás (28,5%) és a szennyvízből származó szénbevitel az előzőévhez képest elérte a 15,7%-ot. A legnagyobb C veszteséget a talajlégzés jelentette (amibe belevették a gyökér és gyökérszőrök légzését, illetve a mikrobák légzését), s a kimenő fluxusok értékei a következőképpen alakultak: 2001-ben 120 (97,5%) kg C-et, 2002-ben 230 (98,2%) kg C-et bocsátottak ki. A metán kibocsátások azonban igen alacsonynak (a teljes C kibocsátás kb. 0,1%-a) bizonyultak. Tehát a vizsgált periódus alatt a horizontális

felszín alatti folyású gyökérszénzés szennyvíztisztító a szén nyelőjeként viselkedett (2001: 649 kg C, 2002: 484 kg C mennyiséget kötött meg). A szén megkötése és kibocsátása mellett a nitrogén eltávolítását is vizsgálták. A mérési eredmények alapján a kibocsátás nagy része N₂ formájában történt, míg az N₂O kibocsátások 1 kg N év⁻¹ alatt maradtak (Mander et al., 2008). Az észtországi mérések értelmében a horizontális felszín alatti folyású gyökérszénzés szennyvíztisztító a mesterséges vizenyős területeknek egy olyan típusa, ahol az üvegházgáz kibocsátásokat sikerült minimális szintre szorítani.

Délkelet-Norvégiában egy szabad felszínű szennyvíztisztítóban vizsgálták a metán és a dinitrogén-oxid kibocsátásokat. 2001-ben ősszel és télen, majd a következő év nyarán végeztek méréseket. A szennyvíztisztítóban kémiai módszerekkel kezelték a szennyvizet. A N₂O és CH₄ fluxusok nagy térbeli és időbeli változásokat mutattak, s a szennyvíztisztító, hol e két üvegházhatású gáz forrásaként, hol nyelőjeként viselkedett. A N₂O fluxusok -0,49 és 110 mg N₂O-N m⁻²nap⁻¹ között mozogtak, míg a CH₄ fluxusok ennél jóval nagyobb tartományban ingadoztak, -1,2-1900 mg m⁻²nap⁻¹ (Søvik and Kløve, 2007). A mérési eredményeket tekintve ez a mesterséges vizenyős terület a nagyobb mértékű kibocsátások miatt hozzájárulhat a globális felmelegedéshez, de ha figyelembe vesszük a természetes vizenyős területek nagyságát és az üvegházgáz kibocsátásait, akkor az előbbi mérési eredmények nem számottevőek.

Az észtországi mérésekhez hasonlóan Slavošovice-ben (Cseh Köztársaság) is egy horizontális felszín alatti folyású gyökérszénzés szennyvíztisztító üvegházgáz kibocsátásait mérték 2004-ben június és október között. A szennyvíztisztító száz lakos városi szennyvízkezelését látja el. A szennyvíztisztítót náddal ültették be és a kutatás egyik célkitűzése az volt, hogy meghatározza a növények szerepét a kibocsátások alakulásában. A rendszer CO₂ kibocsátása 4 és 309 mg CO₂-C m⁻²h⁻¹ között változott, a CH₄ fluxusok 0 és 93 mg CH₄-C m⁻²h⁻¹ között ingadoztak, míg a N₂O kibocsátás elhanyagolható volt, mert a denitrifikáció során csak N₂ képződött (Picek et al., 2007). A kibocsátások a növekedési időszak vége felé közeledve csökkentek. A kibocsátott CO₂, illetve CH₄ összege magasabb volt, mint a szennyvíz széntartalma. Ez valószínűleg a növények légzésével kapcsolatos, ugyanis a számítások alapján a kibocsátott teljes szénmennyiségnek kb. egynegyed-egyharmada tulajdonítható a növények kibocsátásának. E a tanulmány alapján a növények növelik a kibocsátás mértékét.

Kanadában, Québecben is horizontális felszín alatti folyású gyökérszénzés szennyvíztisztító rendszer üvegházgáz kibocsátásait tanulmányozták. 2006 májusa és decembere között végeztek méréseket, összesen tizennégy horizontális felszín alatti folyású

gyökérszén-dioxid szennyvíztisztító területén. Három vízinövény (nád, keskenylevelű gyékény, pántlikafű) és a mesterséges levegőztetés N_2O -ra, CH_4 -ra és CO_2 -re gyakorolt hatását vizsgálták. A N_2O fluxusok nyár végén voltak a legmagasabbak és a fluxusok eltérően viselkedtek a különböző növényfajták között. A legmagasabb értékeket a nádasokban, a legalacsonyabbakat pedig a pántlikafűvel beültetett területeken mérték, míg a mesterséges levegőztetés növelte a N_2O kibocsátások arányát, elsősorban a gyékényekben (Maltais-Landry et al., 2009). Erről a jelenségről Zumft 1997-ben megjelent cikkében már említést tesz, miszerint a mesterséges levegőztetés hatására a denitrifikáció során kevesebb nitrogén keletkezik, megnő a tökéletlen denitrifikáció aránya, ami a kibocsátott N_2O mennyiségek emelkedéséhez vezet. A N_2O fluxusokhoz hasonlóan a CO_2 fluxusok is nyáron vettek fel magasabb értékeket. A szén-dioxid kibocsátás a gyékényekben volt a legmagasabb, ezt követte a nádasok, végül pedig a pántlikafűvel beültetett területek kibocsátása. Azonban a CO_2 kibocsátások a mesterséges levegőztetés hatására csökkentek. A harmadik vizsgált üvegházgáz esetében – eltérően a dinitrogén-oxidtól és a szén-dioxidtól – a metánfluxusok nem mutattak jelentős évszakos változásokat. A mesterséges levegőztetés mindhárom növényfaj esetén csökkentette a metánkibocsátást és a fluxusok értékei is hasonlóak voltak, míg azokban az egységekben, ahol nem alkalmazták ezt a módszert, a fluxusok különböztek egymástól. (A kibocsátási értékek a következő sorrendben növekedtek: keskenylevelű gyékény, pántlikafű, nád). Összegezve a mérési eredményeket megállapítható, hogy a szennyvíztisztítás során a beültetett, mesterségesen levegőztetett egységekben volt a legkisebb az üvegházgázok kibocsátása, ennél fogva ezek a szennyvíztisztítók igen kedvező tulajdonságokkal rendelkeznek, mivel kevésbé járulnak hozzá a globális felmelegedéshez.

5. *Összefoglalás*

A dolgozatomban a céloom az volt, hogy a természetes és mesterséges vizenyős területek nemzetközi, illetve hazai mérési eredményeiről egy átfogó képet adjak. Ennek érdekében igyekeztem minél változatosabb mérési helyszíneket választani, s az itt folytatott kutatásokat röviden ismertetni, hogy láthassuk a különböző földrajzi adottságokkal rendelkező térségek szén- és nitrogén-körforgalmát és a dinitrogén-oxid, a metán és a széndioxid kibocsátások révén a vizenyős területek lehetséges hozzájárulását a globális felmelegedéshez.

A természetes vizenyős területeken a mérések az 1970-es, 1980-as években kezdődtek, s mára már elég sok cikk jelent meg e témában. A N_2O , CH_4 és CO_2 fluxusok térbeli és időbeli változásai, az ezeket befolyásoló tényezők és lejátszódó folyamatok dokumentálása egyre pontosabbá válik.

A N_2O termelődés a nitrifikáció-denitrifikáció során valósul meg. A kutatások szerint többnyire a denitrifikáció a domináns N_2O termelő folyamat, de például a kanadai méréseknél ennek az ellenkezőjét tapasztalták. A dinitrogén-oxid térbeli és időbeli változásait elsősorban a talaj nitrogén tartalma, a talajhőmérséklet és a vízmélység határozza meg. Általánosan elmondható, hogy a vízmélység csökkenésével a kibocsátások aránya emelkedett, ezért az N_2O forrásai inkább a szárazabb területek voltak, ahogy azt az amerikai és antarktisi mérések is alátámasztják.

A metánképződés anaerob körülményeket feltételez, ezért a vizenyős területek szempontjából ez a legfontosabb üvegházgáz. A metánképződést nagymértékben meghatározza a talajhőmérséklet, a talajnedvesség és vízszintmagasság, a vegetáció és az ezt alkotó növények összetétele, illetve a talaj/üledékek és a vizek fizikai és kémiai paraméterei. Mivel a metán anaerob körülmények között képződik, itt pont fordított a vízmélység és a kibocsátás kapcsolata, mint a dinitrogén-oxidnál, azaz a vízmélység csökkenésével általában a kibocsátások is csökkennek. A CH_4 fluxusok térbeli és évszakos változásai mellett több tanulmányban kitérnek a fluxusok napi menetére is. A szibériai, antarktisi és kínai mérések mind azt támasztják alá, hogy a metánfluxusok napi menete a talajhőmérséklet változásait követi. A CH_4 kibocsátásokat az előbb felsorolt tényezőkön kívül befolyásolja még a növények növekedése, mellyel együtt a kibocsátások nőnek, míg a vizenyős területeken az áramló víz a kibocsátások csökkenését eredményezi.

Akárcsak a N_2O és a CH_4 kibocsátásoknál, a CO_2 termelődésénél is a fontos szerepe volt a talajhőmérsékletnek és a vízmélységnek. Ezek mellett a legnagyobb hatást a felszín

feletti biomasza mennyisége és a levél-felületi index gyakorolta a kibocsátásokra. Hasonlóan a N_2O -hoz a CO_2 kibocsátások is a melegebb periódusokban emelkedtek, míg a vízmélység emelkedésével csökkentek. Hazánkban egyelőre csak a Bodroghözben folytattak méréseket, de ezek az eredmények jó egyezést mutatnak a nemzetközi mérések eredményeivel, illetve, mivel a mérések több éven át tartottak, az időjárás változásainak hatása is nyomon követhető a kibocsátások alakulásában. (Mesterséges vizenyős területen eddig még nem végeztek méréseket). A kevés helyszíni mérés miatt a vizenyős területek hozzájárulása a hazai kibocsátásokhoz még kérdéses.

A mesterséges vizenyős területek aránya a természetesekhez képest kicsi, de a szennyvíz növekvő mennyisége miatt egyre több szennyvíztisztítót építenek. A mesterséges vizenyős területeken a vizekbe antropogén úton bekerülő szennyeződések tisztítását végzik. Mivel ezeken a területeken is történik üvegházgáz kibocsátás, s a légkörbe kerülő gázok fokozzák a globális felmelegedést, ezért olyan szennyvíztisztítók építése a cél, amelyeken a kibocsátások a lehető legkisebbek. A mesterséges vizenyős területeken folytatott kutatások alapján az eddigi legkedvezőbb eredményeket a beültetett, mesterségesen szellőztetett szennyvíztisztítóknak tapasztalták.

A vizenyős területek fontosságát egyrészt az adja, hogy képesek a légkörből a széndioxidot megkötni és hosszú időn át tárolni. A kutatások során megfigyelhető volt, hogy az egyes vizenyős területek az év eltérő időszakában akár forrásként, akár nyelőként is funkcionálhattak, emellett a különböző években az időjárási viszonyoknak megfelelően az adott területek kibocsátása növekedhetett vagy csökkenhetett, ezért fontos hogy minél több folyamatos mérés történjen, beleértve a téli hónapokat is, melyek kibocsátási folyamatairól viszonylag kevés adattal rendelkezünk. A természetes vizenyős területek üvegházgáz forgalmának meghatározása helyszíni méréseken alapszik, melyeket később felhasználnak a modellkészítések és -számítások során. A modellszámítások nehézségét az adja, hogy a vizenyős területek egymástól nagyon eltérő környezetben találhatók, ezért sokféle paraméter szükséges a pontos kibocsátások számításához, illetve ezek együttes hatását kell nézni és figyelembe kell venni a lejátszódó biológiai folyamatokat is.

Az már bizonyított, hogy a vizenyős területek hozzájárulnak a globális felmelegedéshez, de eddig viszonylag kevés tanulmány foglalkozott azzal, hogy a felmelegedés vajon hogyan fog hatni majd a vizenyős területek szén- és nitrogén-forgalmára.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném megköszönni témavezetőmnek, Dr. Horváth Lászlónak a szakdolgozatom elkészítéséhez nyújtott segítségét, hasznos tanácsait, a szakirodalomban való eligazítását. Emellett szeretnék köszönetet mondani Dr. Mészáros Róbertnek, tanszéki konzulensemnek, aki időt szakított dolgozatom átnézésére és észrevételeivel támogatott.

Irodalomjegyzék

Acerman, M.C., Blake, J.R., Booker, D.J., Harding, R.J., Reynard, N., Mountford, J.O., Stratford, C.J., 2009. A simple framework for evaluating regional wetland ecohydrological response to climate change with case studies from Great Brittan. *Ecohydrology* 2, 1-17.

Allen, D.E., Dalal, R.C., Rennenberg, H., Meyer, R.L., Reeves, S., Schmidt, S., 2007. Spatial and temporal variation of nitrous oxide and methane flux between subtropical mangrove sediments and the atmosphere. *Soil Biology & Biochemistry* 39, 622–631.

Allison, I., Béland, M., Alverson, K., Bell, R., Carlson, D., Cutler, P., Danell, K., Ellis-Evans, C., Fahrbach, E., Hovelsrud, G., Huber, J., Kotlyakov, V., Krupnik, I., Lopez-Martinez, J., Mohr, T., Odmark, H., Qin, D., Rachold, V., Rapley, Ch., Rogne, O., Sarukhanian, E., Summerhayes, C., Yamanouchi, T., 2009. The State of Polar Research, A Statement from the International Council for Science/World Meteorological Organization Joint Committee for the International Polar Year 2007–2008, 16 pp.

Bartholy J., Geresdi I., Matyasovszki I., Mészáros R., Pongrácz R., 2008. A meteorológia alapjai, I. rész

Bastviken, D., Cole, J., Pace, M., Tranvik, L., 2004. Methane emissions from lakes: dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate. *Global Biogeochemical Cycles* 18.

Bauza, J.F., Morell, J.M., Corredor, J.E., 2002. Biogeochemistry of nitrous oxide production in the red mangrove (*Rhizophora mangle*) forest sediments. *Estuarine Coastal and Shelf Sciences* 55, 697-704.

Bergström, I., Mäkelä, S., Kankaala, P., 2007. Methane efflux from littoral vegetation stands of southern boreal lakes: an upscaled regional estimate. *Atmospheric Environment* 41, 339-351.

Bouwman, A.F., 1996. Direct emission of nitrous oxide from agricultural soils. *Nutr. Cycle. Agroecosys.* 46, 53-70.

Brix, H., Sorrell, B.K., Lorenzen, B., 2001. Are Phragmites-dominated wetlands a net source or net sink of greenhouse gases? *Aquat. Bot.* 69, 313-324.

Bubier, J.L., 1995. The relationship of vegetation to methane emission and hydrochemical gradients in northern peatlands, *J. Ecol.* 83, 403-420.

Bunt, J.S., Rovira, A.D., 1954. Oxygen uptake and carbon dioxide evolution of heat-sterilized soil. *Nature* 173, 1242.

Butterbach-Bahl, K., Gasche, R., Breuer, L., Papen, H., 1997. Fluxes of NO and N₂O from temperate forest soils: Impact of forest type, N deposition and of liming on the NO and N₂O emissions. *Nutr. Cycl. Agroecosys.* 48, 79-90.

Butterbach-Bahl, K., Papen, H., 2002. Four years continuous record of CH₄-exchange between the atmosphere and untreated and limed soil of a N-saturated spruce and beech forest ecosystem in Germany, *Plant Soil* 240, 77-90.

Cao, M., Gregson, K., Marshall, S., 1998. Global methane emission from wetlands and its sensitivity to climate change. *Atmospheric Environment* Vol. 32, No. 19, 3293-3299.

Chapuis-Lardy, L., Wrage, N., Metay, A., Chottes, J.-L., Bernoux, M., 2007. Soils, a sink for N₂O? A review. *Global Change Biol.* 13, 1-17.

Clair, T.A., Arp, P., Moore, T.R., Dalva, M., Meng, F.-R., 2002. Gaseous carbon dioxide and methane, as well as dissolved organic carbon losses from a small temperate wetland under a changing climate. *Environmental Pollution* 116, 143–148.

Clevering, O.A., Lissner, J., 1999. Taxonomy, chromosome numbers, clonal diversity and population dynamics of *Phragmites australis*. *Aquat. Bot.* 64, 185-208.

Czóbel Sz., Horváth L., Gál B., Szerdahelyi T., Szirmai O., Nagy J., Cserhalmi D., Fogarasi G., Péli E.R., Rabencz Gy., Grosz B., Tuba Z., 2009. Ecophysiological studies in the Bodrogek: Measurement of yearly C-, N- and CH₄-balance in typical wetland habitats of the Bodrogek

Dalava, M., Arp, P., Moore, T.R., Clair, T.A., 2001. Methane and carbon dioxide emissions from wetlands, Kejimikujik National Park, Nova Scotia: measurements, predictions and climate change. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 106, 2955-2962.

Davidson E.A., 1991. Fluxes of nitrous oxide and nitric oxide from terrestrial ecosystems. Roger JE & Whitman WB (Eds.) *Microbial production and consumption of greenhouse gases: Methane, nitrogen oxides and halomethanes*. pp. 219-235, Am. Soc. Microbiol., Washington DC.

Day, J.W., Smith, W.G., Wagner, P., Stowe, W., 1973. Community structure and carbon budget in a salt marsh and shallow bay estuarine system in Louisiana, Louisiana State University, Center for Wetland Resources, Baton Rouge, La.

Del Grosso, S.J., Parton, W.J., Mosier, A.R., Ojima, D.S., Kumala, D.S., Phongpan, S., 2000. General model for N₂O and N₂ gas emissions from soils due to denitrification. *Global Biogeochem. Cycles* 14, 1045-1060.

DeLaune, R.D., Smith, C.J., Patrick Jr., W.H., 1983. Methane release from Gulf coast wetlands. *Tellus* 35B, 8-15.

Devol, A.H., Richey, J.E., Frosberg, B.R., Martinelli, L.A., 1990. Seasonal dynamics in methane emissions from Amazon River floodplain to the troposphere. *Journal of Geophysical Research* 95, 16417-16426.

Ding, W.-X., Cai, Z.-C., 2007. Methane Emission from Natural Wetlands in China: Summary of Years 1995–2004 Studies. *Pedosphere* 17(4), 475–486.

- Ding, W., Cai, Z., Wang, D., 2004. Preliminary budget of methane emissions from natural wetlands in China. *Atmospheric Environment* 38, 751–759.
- Dunfield, P.F., Liesack, W., Henckel, T., Knowels, R., Conrad R., 1999. High-affinity methane oxidation by a soil enrichment culture containing a type II methanotroph. *Appl. Environ. Microbiol.* 65, 1009-1014.
- Dunn, A.L., Barford, C.C., Wofsy, S.C., Goulden, M.L., Daube, B.C., 2007. A long-term record of carbon exchange in a boreal black spruce forest: means, responses to interannual variability, and decadal trends. *Glob. Change Biol.* 13, 577-590.
- Ellis, C.E., Ramankutty, N., 2008. Putting people in the map: anthropogenic biomes of the world. *Frontiers in Ecology and the Environment* 6, 439–447.
- Fearnside, P.M., 1997. Greenhouse gases from deforestation in Brazilian Amazonia: net committed emissions. *Climatic Change* 35, 321-360.
- Firestone, M.K., Davidson, E.A., 1989. Microbiological basis of NO and N₂O production and consumption in soil. In: Andreae M.O., Schimel, D.S. (eds.). *Exchange of trace gases between terrestrial ecosystems and the atmosphere*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, UK, pp. 7-21.
- Fontan, J., Druilhet, A., Benech, B., Lyra, R. and Cros, B., 1992. The DECAFE experiments: overview and meteorology, *Journal of Geophysical Research* 97, 6123-6136.
- Glenn, A.J., Flanagan, L.B., Syed, K.H., Carlson, P.J., 2006. Comparison of net ecosystem CO₂ exchange in two peatlands in western Canada with contrasting dominant vegetation, Sphagnum and Carex. *Agric. For. Meteorol.* 140, 115-135.
- Gorham, E., 1991. Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climate warming. *Ecol. Appl.* 1, 182-195.
- Granli, T., Bøckmann, O.C., 1994. Nitrous oxide from agriculture. *Norw. J. Agric. Sci.* 12, 1-128.
- Grünfeld, S., Brix, H., 1999. Methanogenesis and methane emissions: effects of water table, substrate type and presence of *Phragmites australis*, *Aquatic Botany* 64, 63-75.
- Hirota, M., Tang, Y., Hu, Q., Hirata, S., Kato, T., Mo, W., Cao, G., Mariko, S., 2004. Methane emissions from different vegetation zones in a Qinghai-Tibetan Plateau wetland. *Soil Biology & Biochemistry* 36, 737–748.
- Hirota, M., Tang, Y.H., Hu, Q.W., Hirata, S., Kato, T., Mo, W.H., Cao, G.M., Mariko, S., 2006. Carbon dioxide dynamics and controls in a deep-water wetland on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Ecosystem* 9, 673-688.

Hogan, J.M., Conly, F.M., 2002. St. Denis National Wildlife Area Land Cover Classification: 1997. Technical Report Series No. 384, Canadian Wildlife Service, Prairie and Northern Region.

Horváth L., Czóbel Sz., Grosz B., Tuba Z., 2010. Bodrogi vízes élőhelyek CH₄ és N₂O kibocsátása (2006-2009). In: Bartha Sándor, Nagy Zoltán (szerk.) Botanikai, növénytani és ökológiai kutatások. SZIE, MKK, Növénytani és Ökofiziológiai Intézet, Gödöllő.

Horváth L., Grosz B., Czóbel Sz., Nagy Z., Péli E., Szerdahelyi T., Szirmai O., Tuba Z., 2008. Measurement of methane and nitrous oxide fluxes in Bodrogköz, Hungary; preliminary results. *Acta Biol Szeged* 52(1), 119-122.

Huang, G.H., Li, X.Z., Hu, Y.M., Shi, Y., Xiao, D.N., 2003. Methane (CH₄) emission from a natural wetland of Northern China. In: International Conference on Constructed and Riverine Wetlands for Optimal Control of Wastewater at Catchment Scale. Taylor and Francis Inc., Tartu, Estonia, 1227-1238.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 1995. *Climate Change 1994, Radiative Forcing of Climate Change*, pp 85-87. Cambridge University Press, New York

IPCC 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.

IPCC 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Joabsson, A., Christensen, T. R., Wallén, B., 1999. Vascular plant controls on methane emissions from northern peatforming wetlands. *TREE* 14.

Johansson, A.E., Klemetsson, A.K., Klemetsson, L., Svensson, B.H., 2003. Nitrous oxide exchanges with the atmosphere of a constructed wetland treating wastewater – parameters and implications for emission factors. *Tellus Series B-Chem. and Phys. Meteorol.* 55, 737-750.

de Jong, E., Schappeart, H.J.V., Macdonald, K.B., 1974. Carbon dioxide evolution from virgin and cultivated soil as affected by management practices and climate. *Can. J. Soil. Sci.* 54, 299-307.

Joos, F., Prentice, I.C., Sitch, S., Meyer, R., Hooss, G., Plattner, G.K., Gerber, S., Hasselmann, K., 2001. Global warming feedbacks on terrestrial carbon uptake under the IPCC emission scenarios. *Global Biogeochemical Cycles*, 15, 891– 907.

- Jorgensen, B.B., 1978. A comparison of methods for the quantification of bacterial reduction in coastal marine sediments. I. Measurement with radiotracer techniques. *Geomicrobiology Journal* 1, 11-27.
- Khalil, M.A.K., Shearer, M.J., 1993. Sources of methane: An overview: In: Khalil, M.A.K. (Ed.) *Atmospheric methane: Sources, Sinks, and Role in Global Change* (pp. 180-198). Springer Verlag.
- Kim, J., Verma, S.B., Billesbach, D.P., 1999. Seasonal variation in methane emission from a temperate *Phragmites*-dominated marsh: effect of growth stage and plant-mediated transport. *Glob. Change Biol.* 5, 433-440.
- King, G.M., Schenell, S., 1998. Effects of ammonium and non-ammonium salt additions on methane oxidation by *Methylosinus trichosporium* OB3b and Maine forest soils. *Appl. Environ. Microbiol.* 64, 253-257.
- Knowles, R., 2000. Nitrogen cycle. In Lederberg J. ed., *Encyclopedia of Microbiology* vol. 3, 2nd ed. Academic, San Diego, Calif., 379-391.
- Kreuzwieser, J., Buchholz, J., Rennenberg, H., 2003. Emission of methane and nitrous oxide by Australian mangrove ecosystems. *Plant Biology* 5, 423-431.
- Li, T., Huang, Y., Zhang, W., Song, C., 2010. CH₄MODwetland: A biogeophysical model for simulating methane emissions from natural wetlands. *Ecological Modelling* 221, 666–680.
- Liikanen, A., Huttunen, J.T., Karjalainen, S.M., Heikkinen, K., Vaisanen, T.S., Nykanen, H., Martikainen, P.J., 2006. Temporal and seasonal changes in greenhouse gas emissions from a constructed wetland purifying peat mining runoff waters. *Ecological Engineering* 26, 241-251.
- Lloyd, C.R., 2006. Annual carbon balance of a managed wetland meadow in the Somerset Levels, Uk. *Agric. For. Meteorol.* 138, 168-179.
- Lu, C.Y., Wong, Y.S., Tam, N.F.Y., Ye, Y., Lin, P., 1999. Methane flux and production from sediments of a mangrove wetland on Hainan Island, China. *Mangroves and Salt Marshes* 3, 41-49.
- Lugo, A.E., Brown, S., Brinson, M.M., 1990. Concepts in wetland ecology. In: Lugo et al. (ed.): *Ecosystems of the world* 15, *Forested wetlands*. Elsevier, 53-85.
- Ma, W.K., Bedard-Haughn, A., Siciliano, S.D., Farrell, R.E., 2008. Relationship between nitrifier and denitrifier community composition and abundance in predicting nitrous oxide emissions from ephemeral wetland soils. *Soil Biology & Biochemistry* 40, 1114–1123.
- Macfayden, A., 1963. The contribution of the microfauna to total soil metabolism. In: Doeksen j, Drift J van der (eds) *soil Organisms*, North Holland, Amsterdam, 346.
- Macfayden, A., 1970. Soil metabolism in relation to ecosystem energy flow. In: *Methods of Study in Soil Ecology* (ed. Phillipson, J.), IBP/UNESCO Symp, Paris, 1970, 167-172.

- Malhi, Y., Baldocchi, D.D., Jarvis, P.G., 1999. The carbon balance of tropical, temperate and boreal forests. *Plant Cell Environ.* 22, 715-740.
- Maltais-Landry, G., Maranger, R., Brisson, J., Chazarenc, F., 2009. Greenhouse gas production and efficiency of planted and artificially aerated constructed wetlands. *Environmental Pollution* 157, 748–754.
- Mander, Ü., Lõhmus, K., Teiter, S., Muring, T., Nurk, K., Augustin, J., 2008. Gaseous fluxes in the nitrogen and carbon budgets of subsurface flow constructed wetlands. *Science of the Total Environment* 404, 343-353.
- Matthews, E., Fung, I., 1987. Methane emission from natural wetlands: global distribution, area, and environmental characteristics of sources. *Global Biogeochem. Cycles* 1, 61-68.
- Minami, K., 1993. Methane emission from rice production, in *Proc Int. IPCC Workshop on Methane and Nitrous Oxide*, pp 143-163. 3-5 February, 1993. Amersfoort, the Netherlands
- Mooney, H.A., Drake, B.G., Luxmoore, R.J., Oechel, W.C., Pitelake, L.F., 1991. Predicting ecosystem responses to elevated CO₂ concentrations. *Bioscience* 41, 96-104.
- Moore, T.R., Roulet, N.T., Waddington, J.M., 1998. Uncertainty in predicting the effect of climate change on the carbon cycle of Canadian peatlands. *Clim. Change* 40, 229-246.
- Nakano, T., Kuniyoshi, S., Fukuda, M., 2000. Temporal variation in methane emission from tundra wetlands in a permafrost area, northeastern Siberia. *Atmospheric Environment* 34, 1205-1213.
- Nieveen, J.P., Jacobs, C.M.J., Jacobs, A.F.G., 1998. Diurnal and seasonal variation of carbon dioxide exchange from a former true raised bog. *Glob. Change Biol.* 4, 823-833.
- Niggli, U., Fließbach, A., Hepperly, P. and Scialabba, N., 2009. Low Greenhouse Gas Agriculture: Mitigation and Adaptation Potential of Sustainable Farming Systems. *FAO*, April 2009, Rev. 2 –2009.
- Picek, T., Cizkova, H., Dusek, J., 2007. Greenhouse gas emissions from a constructed wetland—Plants as important sources of carbon. *Ecological Engineering* 31, 98–106.
- Prather, M., Drewent, D., Enhalt, P., Fraser, E., Zhou, X., 1995. Other trace gases and atmospheric chemistry. In Houghton J. et al. eds., *Climate Change*, 1994. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 77-126.
- Rask, H., Schoenau, J., Anderson, D., 2002. Factors influencing methane flux from a boreal forest wetland in Saskatchewan, Canada. *Soil Biology & Biochemistry* 34, 435-443.
- Roehm, C.L., Roulet, N.T., 2003. Seasonal contribution of CO₂ fluxes in the annual C budget of a northern bog. *Glob. Biogeochem. Cycle* 17.

- 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 & Biochemistry* 36, 77-90.
- Ryan, M.G., 1991. Effects of climate change on plant respiration, *Ecol. Appl.* 1, 157-167.
- Saarnio, S., Alm, J., Silova, J., Lohila, A., Nykänen, H., Martikainen, P.J., 1997. Seasonal variation in CH₄ emission and production and oxidation potentials at microsites on an oligotrophic pine fen. *Oecologia* 110, 414-422.
- Saarino, S., Winiwarter, W., Leitão, J., 2009. Methane release from wetlands and watercourses in Europe. *Atmospheric Environment* 43, 1421-1429.
- Sabine, C.L., Heimann, M., Artaxo, P., Bakker, D.C.E., Chen, C.-T.A., Field, C.B., Gruber, N., Quere, C.L., Prinn, R.G., Richey, J.E., Lankao, P.R., Sathaye, J.A., Valentini, R., 2004. Current status and past trends of the global carbon cycle. Island Press, Washington.
- Schimel, D.S., 1995. Terrestrial ecosystems and the carbon-cycle. *Glob. Change Biol.* 1, 77-91.
- Simojoki, A., Jaakkola, A., 2000. Effect of nitrogen fertilization, cropping and irrigation on soil air composition and nitrous oxide emission in a loamy clay. *Europ. J. Soil Sci.* 51, 413-424.
- Smith, C.J., DeLaune, R.D., Patrick, W.H., 1983. Carbon Dioxide Emission and Carbon Accumulation in Coastal Wetlands. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 17, 21-29.
- Smith, C.J., DeLaune, R.D., Patrick, W.H., 1983. Nitrous oxide emission from Gulf Coast Wetlands. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 1805-1814.
- Sottocornola, M., Kiely, G., 2005. An Atlantic blanket bog is a modest CO₂ sink. *Geophys. Res. Lett.* 32.
- Søvik, A.K., Augustin, J., Heikkinen, K., Huttunen, J.T., Necki, J.M., Karjalainen, S.M., Kløve, B., Liikanen, A., Mander, Ü., Puustinen, M., Teiter, S., Wachniew, P., 2006. Emission of the greenhouse gases nitrous oxide and methane from constructed wetlands in Europe. *Journal of Environmental Quality* 35, 2360-2373.
- Søvik, A.K., Kløve, B., 2007. Emission of N₂O and CH₄ from a constructed wetland in southeastern Norway. *Science of the Total Environment* 380, 28-37.
- Steinkamp, R., Butterbach-Bahl, K., Papen, H., 2001. Methane oxidation by soils of an N limited and N fertilized spruce forest in the Black Forest, Germany. *Soil Biol. Biochem.* 33, 145-153.
- Strous, M., 2010. Global Consequences of Anaerobic Methane Oxidation. In: Timmis, K.N. (ed.), *Handbook of Hydrocarbon and Lipid Microbiology*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Part 28, 3077-3085.

- Ström, L., Lampa, A., Christensen, T.R., 2007. Greenhouse gas emission from a constructed wetland in southern Sweden. *Wetlands Ecology and Management* 15, 43-50.
- Sun, X., Mu, C., Song, C., 2011. Seasonal and spatial variations of methane emissions from montane wetlands in Northeast China. *Atmospheric Environment* xxx, 1-8.
- Sutton-Grier, A.E., Megonigal J.P., 2011. Plant species traits regulate methane production in freshwater wetland soils. *Soil Biology & Biochemistry* 43, 413-420.
- Tam, N.F., Wong, Y.S., 1999. Mangrove soils in removing pollutants from municipal wastewater of different salinities. *Journal of Environmental Quality* 28, 556-564.
- Trumbore, S.E., Bubier, J.L., Harden J.W., Crill, P.M., 1999. Carbon cycling in boreal wetlands: a comparison of three approaches. *J. Geophys. Res. Atmos.* 104, 27673-27682.
- Turner, R.E., Gosselink, J.G., 1975. A note on standing crops of *Spartina alterniflora* in Texas and Florida. *Mar. Sci.* 19, 113-118.
- Vor, T., Dyckmans, J., Loftfield, N., Beese, F., Flessa, H., 2003. Aeration effects on CO₂, N₂O, and CH₄ emission and leachate composition of a forest soil. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 166, 39-45.
- Waddington, J.M., Roulet, N.T., 2000. Carbon balance of a boreal patterned peatland. *Glob. Change Biol.* 6, 87-97.
- Whalen, S.C., 2005. Biogeochemistry of methane exchange between natural wetlands and the atmosphere. *Environmental Engineering Science* 22, 73-94.
- Wilcock, R.J., Sorrell, B.K., 2008. Emissions of greenhouse gases CH₄ and N₂O from low-gradient streams in agriculturally developed catchments. *Water Air Soil Pollut*, 188, 155–170.
- Wild, U., Kamp, T., Lenz, A., Heinz, S., Pfadenhaeur, J., 2001. Cultivation of *Thypha* spp. in constructed wetlands for peatland restoration. *Ecological Engineering* 17, 49-54.
- Zhang, F., Liu, A., Li, Y., Zhao, L., Wang, Q., Du, M., 2008. CO₂ flux in alpine wetland ecosystem on the Qinghai-Tibetan Plateau, China. *Acta Ecologica Sinica* 28 (2), 453–462.
- Zhao, L., Li, Y., Zhao, X., Xu, S., Tang, Y., Yu, G., Gu, S., Du, M., Wang, Q., 2005. Comparative study of the net exchange of CO₂ in 3 types of vegetation ecosystems in the Qinghai-Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin* 50, 1767-1774
- Zhou, L., Zhou, G., Jia, Q., 2009. Annual cycle of CO₂ exchange over a reed (*Phragmites australis*) wetland in Northeast China. *Aquatic Botany* 91, 91–98.
- Zhu, R., Liu, Y., Ma, J., Xu, H., Sun, L., 2008. Nitrous oxide flux to the atmosphere from two coastal tundra wetlands in eastern Antarctica. *Atmospheric Environment* 42, 2437–2447.
- Zhu, R., Liu, Y., Sun, L., Xu, H., 2007. Methane emissions from two tundra wetlands

in eastern Antarctica. *Atmospheric Environment* 41, 4711–4722.

Zumft, W.G., 1997. Cell biology and molecular basis of denitrification. *Microbiology and Molecular Biology Reviews* 61, 533-616.

Internetes források

www.constructedwetlands.net/tisza4/MVD_hon_tisza4.htm

www.ramsar.org