

1. Wymiana metanu i dwutlenku węgla pomiędzy powierzchnią Ziemi a atmosferą na terenach bagiennych – przegląd opublikowanych wyników pomiarów bezpośrednich i oszacowań

Krzysztof Fortuniak¹

Streszczenie

W opracowaniu przedstawiono znaczenie pomiarów wymiany gazowej pomiędzy powierzchnią Ziemi a atmosferą w świetle współczesnych zmian klimatycznych. Krótko scharakteryzowano rolę obszarów podmokłych w globalnym obiegu węgla. Omówiono emisję metanu z bagien ze szczególnym uwzględnieniem wyników pomiarów strumieni tego gazu wykonanych metodą kowariancji wirów. W dalszej części scharakteryzowano wymianę dwutlenku węgla koncentrując się na wynikach pomiarów kowariancyjnych pozwalających ocenić roczne saldo tego gazu na terenach bagiennych.

Słowa kluczowe: wymiana gazowa Ziemia-atmosfera, gazy cieplarniane, metoda kowariancji wirów

1.1. Znaczenie pomiarów wymiany gazowej Ziemia-atmosfera

Jednym z podstawowych problemów środowiskowych współczesnego świata są zmiany klimatyczne. Jest to problem globalny, mogący mieć poważne konsekwencje społeczno-gospodarcze. Najczęściej przytaczanym przejawem zachodzących zmian jest wzrost średniej temperatury Ziemi kojarzony z nasilaniem się efektu cieplarnianego. Chociaż sam efekt cieplarniany jest zjawiskiem naturalnym, jego nasilanie się w ostatnim okresie powszechnie wiązane jest ze zmianą składu atmosfery, będącą konsekwencją spalania gazów cieplarnianych i innych czynników antropogenicznych. Naturalny efekt cieplarniany polega na tym, że temperatura powierzchni Ziemi jest wyższa niż ta, jaką obserwowalibyśmy gdyby nie istniała atmosfera. Stopień tego podgrzania zależy od składu atmosfery, dlatego zmiany w składzie atmosfery mogą pociągać za sobą zmiany temperatury. Główne gazy cieplarniane to para wodna, dwutlenek węgla i metan. Obserwowany wzrost temperatury przypisywany jest głównie zwiększeniu w atmosferze zawartości gazów zawierających węgiel: dwutlenku węgla i metanu (IPCC 2013 – Myhre i in., 2103). Gazy te są zarówno dostarczane do atmosfery jak i z niej usuwane, a całkowitą zmianę ich zawartości determinują wypadkowe strumienie, określające przepływ danej wielkości w jednostce czasu od jednego zbiornika do drugiego (na przykład od Ziemi do atmosfery lub odwrotnie). W przypadku CO₂ około 55% emisji antropogenicznej jest neutralizowane przez pochłanianie oceanów i biosfery (Ciais i in., 2013), przy czym pochłanianie przez oceany to 33% (2,4 Pg-C yr⁻¹), a przez biosferę 22% (1,6 Pg-C yr⁻¹). W skali globalnej wypadkowy strumień danego gazu można określić poprzez zmiany jego stężenia w badanym rezerwuarze. Strumień ten składa się jednak z wielu

¹ Katedra Meteorologii i Klimatologii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, e-mail: kfortun@uni.lodz.pl

przepływów cząstkowych w różnych kierunkach, a wyznaczenie strumienia globalnego nie pozwala na wyznaczenie udziału strumieni cząstkowych, czyli na określenie roli poszczególnych typów powierzchni w globalnej wymianie gazów cieplarnianych. W tym celu niezbędne są bezpośrednie pomiary dla tych powierzchni lub wyznaczanie strumieni cząstkowych metodami pośrednimi. W przeciwieństwie do pomiarów stężeń, pomiary strumieni cechuje skomplikowana metodyka wymagająca kosztownej aparatury. Dlatego pomiarów bezpośrednich tych wielkości jest stosunkowo niewiele. Celem podjętego opracowania jest przegląd literatury dotyczącej wyników pomiarów i oszacowań strumieni dwóch podstawowych gazów cieplarnianych, dwutlenku węgla i metanu na obszarach bagiennych, ze szczególnym uwzględnieniem Europy i Polski. Analizując dane pomiarowe skoncentrowano się na wynikach uzyskanych metodą kowariancji wirów.

1.2. Rola obszarów bagiennych w bilansie węgla

Obszary bagienne odgrywają istotną rolę w globalnym obiegu gazów cieplarnianych. Choć zajmują one niewielką część powierzchni lądowej Ziemi (około 2–9% zależnie od przyjętej definicji), wiążą w procesie fotosyntezy duże ilości węgla, który następnie w ciągu tysiącleci jest akumulowany w glebach torfowych (Frolking i Roulet, 2007). Zasoby te szacowane na około jedną trzecią organicznego węgla zgromadzonego w glebie (Gorham, 1991; Yu, 2012) są rzędu 270–700 Pg-C (Yu 2012; Ciais i in., 2013). Z drugiej strony, obszary podmokłe są głównym naturalnym źródłem metanu odpowiadającym za około 20–50% całkowitej emisji tego gazu (Matthews, 2000; Denman i in., 2007; Ciais i in., 2013). Z tego powodu problematyka sekwestracji węgla na obszarach bagiennych stała się w ostatnich latach przedmiotem wielu analiz, co zaowocowało znaczną liczbą publikacji oraz próbami syntezy wyników (np. Lafleur, 2009; Lai, 2009; Kayranli i in., 2010; Lund i in., 2010; Yu 2012; Bridgham i in., 2013; Mitsch i in., 2013; Nicolini i in., 2013; Turetsky i in., 2014).

W ocenie globalnego pochłaniania węgla przez obszary bagienne podawanej przez różnych autorów występują znaczne rozbieżności. Mitsch i in. (2013) podali bardzo wysokie wartości całkowitej ilości węgla pochłanianej rocznie przez obszary bagienne. Zgodnie z oceną tych autorów w skali globu jest to 830 Tg yr^{-1} , co daje średnią $118 \text{ g-C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, przy czym udział umiarkowanych szerokości wynosi 160 Tg yr^{-1} , ze średnią $278 \text{ g-C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Wartości te są jednak bardzo duże w porównaniu z innymi oszacowaniami. Gorham (1991) ocenia średnią roczną sekwestrację na poziomie $29 \text{ g-C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ dla torfowisk północnoamerykańskich, natomiast Turunen i in. (2002) na $15\text{--}26 \text{ g-C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ dla torfowisk strefy borealnej. Oszacowania Mitscha i in. (2013) zostały poddane krytyce przez Bridghama i in. (2014), którzy wykazali błędy metodyczne w podejściu modelowym Mitscha sugerując, że rzeczywista wartość jest wielokrotnie niższa i wynosi 96 Tg yr^{-1} (średnio $13,7 \text{ g-C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$). Na podstawie porównania wyników z 5 stacji pomiarowych rozmieszczonych w Kanadzie, Szkocji, Szwecji i Irlandii, na których były prowadzone kilkuletnie symultaniczne pomiary strumieni dwutlenku węgla, metanu i rozpuszczonego węgla organicznego, Yu (2012) ocenia sekwestrację węgla na obszarach bagiennych na $32,3 \pm 7,8 \text{ g-C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, z najwyższą wartością $69,5 \pm 44,4 \text{ g-C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ zanotowaną na szkockiej stacji Auchencorth (Dinsmore i in., 2010), najniższą $21,5 \pm 39,0 \text{ g-C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ na Mer Blue w Kanadzie. Odpowiednie strumienie

dwutlenku węgla to: $-60,8 \text{ g-C-CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (średnio), $-114,7 \pm 30,1 \text{ g-C-CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ w Auchencorth i $-40,2 \pm 40,5 \text{ g-C-CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ w Mer Blue (minus oznacza strumień skierowany do Ziemi); metanu $4,3 \text{ g-C-CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (średnio), $0,32 \pm 0,04 \text{ g-C-CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (Auchencorth) i $3,7 \pm 0,5 \text{ g-C-CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (Mer Blue), przy czym najintensywniejsze uwalnianie metanu zanotowano w tych badaniach na stacji Degerö Stormyr w Szwecji $11,5 \pm 3,5 \text{ g-C-CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (Nilsson i in., 2008).

1.3. Uwalnianie metanu z bagien

Bagna są głównymi obszarami naturalnego uwalniania metanu do atmosfery. Wysoki poziom wody tworzy beztlenowe warunki sprzyjające metanogenezie. Rozkład materii organicznej przez bakterie w strefie beztlenowej przebiega na drodze szeregu procesów prowadzących do powstawania metanu, który następnie może przedostawać się do atmosfery na drodze zarówno procesów fizycznych jak i transportu roślinnego. W transporcie roślinnym główną rolę odgrywają rośliny naczyniowe, umożliwiające przepływ CH_4 w porowatych łądygach. Spośród procesów fizycznych wymienić należy głównie dyfuzję oraz transport w postaci bąbli tego gazu. W trakcie dyfuzji opuszczając strefę beztlenową metan przechodzi przez bogatszą w tlen warstwę, gdzie jego część ulega utlenieniu. Złożoność procesu metanogenezy i jego uwalniania z gleb bagiennych powoduje dużą zmienność strumienia, zarówno czasową jak i przestrzenną. Zmienność ta jest poważnym utrudnieniem przy bezpośrednich pomiarach strumienia CH_4 w skali całego ekosystemu. Wymusza bowiem stosowanie metod umożliwiających uśrednianie dla dość dużego obszaru bądź prowadzenie pomiarów punktowych w wielu miejscach. Dodatkowo pomiary te muszą być prowadzone w sposób ciągły z dużą rozdzielczością czasową, aby możliwe było uwzględnienie w całkowitym strumieniu epizodów wzmożonej emisji.

Analiza procesów metanogenezy i transportu pozwala wskazać czynniki warunkujące uwalnianie metanu z ekosystemów bagiennych (np. Lai, 2009; Bridgham i in., 2013). Podstawowe znaczenie ma poziom wody. Obniżanie się poziomu wody zmniejsza grubość beztlenowej strefy metanogenicznej, w której metan powstaje i zwiększa grubość strefy metanotroficznej, gdzie dyfundujący metan jest pochłaniany. Dlatego najczęściej obserwowana jest pozytywna korelacja strumienia metanu z poziomem wody.

Drugim podstawowym czynnikiem jest temperatura podłoża. Zależność emisji CH_4 z bagien od temperatury jest wynikiem wrażliwości mikroorganizmów odpowiedzialnych za produkcję metanu na warunki termiczne. Generalnie wzrost temperatury prowadzi do wzrostu produkcji metanu, chociaż można też zaobserwować optymalną dla metanogenezy temperaturę, która dla umiarkowanych szerokości i subarktycznych wynosi około 25°C (Dunfield i in., 1993). Pozytywna korelacja strumienia metanu z temperaturą jest po części również wynikiem intensywniejszego transportu roślinnego w wyższych temperaturach i zwiększenia uwalniania bąbelkowego.

Ponieważ transport roślinny metanu zależy od typu roślinności, dlatego stopień pokrycia roślinnością i typ siedliskowy są kolejnymi czynnikami wpływającymi na emisję metanu. Również eksudacja węgla organicznego z korzeni roślin symulująca proces metanogenezy zależy od typu roślinności. Roślinność wpływa też na bilans metanu poprzez transport tlenu do gleby.

Spośród czynników wpływających na intensywność metanogenezy, a w konsekwencji na uwalnianie metanu z terenów bagiennych, należy jeszcze wymienić właściwości fizykochemiczne gleby, głównie pH i potencjał redoks. Aby mógł zachodzić proces metanogenezy potencjał redoks, będący miarą oksydacji, powinien być odpowiednio niski. Wartość krytyczna tego parametru, powyżej której metanogeneza nie występuje, jest różnie podawana w literaturze. Najczęściej są to wartości rzędu od -180 mV do -150 mV (Neue i in., 1990; Wang i in., 1993; Pfeiffer, 1994), lecz można również znaleźć wyższe wartości: -100 mV (Gaunt i in., 1997), -50 mV (Neue i Roger, 1993) czy nawet $+70$ mV (Peters i Conrad, 1996). Podobnie różni autorzy podają nieco odmienne wartości pH jako sprzyjające rozwojowi bakterii metanogenicznych. Garcia i in. (2000) jako optymalne uznają $6 < \text{pH} < 8$, natomiast Dunfield i in. (1993) dla bagien z umiarkowanych szerokości geograficznych sugerują $5,5 < \text{pH} < 7,0$.

Z punktu widzenia zmian klimatycznych główne znaczenie ma określenie globalnej emisji CH_4 z bagien. Jest to trudne już choćby z powodu określenia całkowitej powierzchni terenów podmokłych. Na problem ten zwracają uwagę między innymi Melton i in. (2012) oraz Bridgham i in. (2013). Chociaż najczęściej przytaczane są oszacowania Matthews'a i Funga (1987), którzy określili globalną powierzchnię bagien na $5,3 \times 10^6$ km², to inne opracowania sugerują powierzchnię od 4,3 mln km² (Cogley, 1994) do 12,9 mln km² (Lehner i Döll, 2004).

Zgodnie z ostatnim raportem IPCC globalna emisja CH_4 do atmosfery z naturalnych obszarów bagiennych waha się w granicach 177–284 Tg CH_4 yr⁻¹ (Ciais i in., 2013). Turetsky i in. (2014) sugerują nieco niższe wartości: 55–231 Tg CH_4 yr⁻¹. Wyniki symulacji modelowych z 10 modeli w projekcie WETCHIMP pozwalają natomiast na ocenę globalnej emisji CH_4 na poziomie 140–260 Tg CH_4 yr⁻¹ (Melton i in., 2012). Inni autorzy oceniają tę emisję na 115–227 Tg CH_4 yr⁻¹ (Whalen, 2005; Bergamaschi i in., 2007; Bloom i in., 2010).

Jedną z podstawowych przyczyn dużych rozbieżności w oszacowaniach jest niewystarczająca liczba bezpośrednich pomiarów strumienia metanu z powierzchni Ziemi do atmosfery wynikająca z ograniczeń metod pomiarowych. W praktyce najczęściej stosowane są dwie metody bezpośrednich pomiarów tego strumienia: metody komorowe i metody mikrometeorologiczne. W metodach komorowych strumień CH_4 jest określany na podstawie zmian stężenia w otwartej od strony gleby i uszczelnionej komorze. Strumień gazu jest określany na podstawie zmian stężenia w komorze. Ograniczone rozmiary komory powodują, że mierzony strumień reprezentuje praktycznie pomiar punktowy, co wymusza stosowanie wielu punktów pomiarowych nawet na niewielkim obszarze. Rozmiary komory niejednokrotnie ograniczają pomiar do emisji glebowej (dla wysokiej roślinności), ponadto odmienne niż w otaczającym powietrzu warunki panujące w komorze (temperatura, ciśnienie cząstkowe badanego gazu, transport turbulencyjny) mogą wpływać na pomiar. Spośród metod mikrometeorologicznych głównie stosowana jest metoda kowariancji wirów, w której strumień gazu jest wyliczany jako kowariancja szybkozmiennych szeregów pomiarowych stężenia gazu i prędkości pionowej ruchu powietrza. Podstawowymi zaletami metod mikrometeorologicznych są: całkowanie strumienia dla obszaru pozwalającego na ocenę emisji w skali całego ekosystemu (powierzchnia rzędu 10^2 – 10^6 m²), możliwość wykonywania ciągłych pomiarów z dużą rozdzielczością czasową w dłuższym okresie oraz wykonywanie pomiarów praktycznie bez zaburzania warunków emisji. Jej podstawową wadą jest dosyć

duża wrażliwość na warunki meteorologiczne, ograniczenia odnośnie lokalizacji stacji, problemy technologiczne i stosunkowo duże koszty. Wyniki otrzymane obiema metodami niejednokrotnie różnią się od siebie, dlatego mimo pewnej „przewagi” metod mikrometeorologicznych, najlepszym rozwiązaniem wydaje się komplementarne stosowanie różnych metod. W dalszej części tego opracowania więcej uwagi zostanie poświęcone przeglądowi wyników otrzymanych metodami kowariancyjnymi.

Pomiarów kowariancyjnych na terenach bagiennych jest niewiele. Laurila i in. (2012) wymieniają jedynie 35 stanowisk pomiarów strumieni CO₂ i CH₄ prowadzonych metodą kowariancyjną na obszarach bagiennych na świecie, z których zaledwie kilka uwzględnia strumień metanu. Mimo niewielkiej liczby bezpośrednich pomiarów pojawiły się w ostatnich latach próby syntezy wyników. Syntezę pomiarów mikrometeorologicznych CH₄ i N₂O na terenach naturalnych dokonano na podstawie przeglądu literatury od początku lat 90. XX wieku do roku 2012 przedstawili Nicolini i in. (2013). Zgodnie z załączoną mapą dane pochodzą z 23 stacji (9 z Europy) położonych na terenach bagiennych, chociaż obejmują aż 59 serii pomiarowych (niekiedy krótkich). Średnia emisja metanu² z terenów bagiennych wyznaczona na podstawie tych danych wynosi 54 nmol m⁻² s⁻¹, a wartość medialna 24 nmol m⁻² s⁻¹. Około 50% średnich strumieni mieści się w przedziale 11–68 nmol m⁻² s⁻¹. Turetsky i in. (2014) dokonali przeglądu bezpośrednich pomiarów strumienia metanu z obszarów bagiennych. Chociaż analizie poddanych zostało 71 punktów pomiarowych, to w rzeczywistości dotyczą one 21 lokalizacji. W Europie jest to jedynie 6 stacji w Skandynawii, 1 w Wielkiej Brytanii i 1 w północno-wschodniej Rosji. Większość danych pochodziła z pomiarów komorowych, a jedynie dwie serie pozyskano metodą kowariancji wirów. Na podstawie tych danych określono średnie strumienie dobowe. Zestawione w tabeli 1 tego opracowania wyniki dla bagien umiarkowanych szerokości geograficznych wskazują na średnią emisję metanu rzędu 79±3 nmol m⁻² s⁻¹ (108,9±4,6 mg m⁻² day⁻¹), ze zdecydowanie niższą medianą 22 nmol m⁻² s⁻¹ (29,9 mg m⁻² day⁻¹). Dla szerokości borealnych średnia wynosi 53±1 nmol m⁻² s⁻¹ (72,7±1,3 mg m⁻² day⁻¹), a mediana 27 nmol m⁻² s⁻¹ (36,7 mg m⁻² day⁻¹).

Pierwsze pomiary CH₄ metodą kowariancji wirów pochodzą z przełomu lat 80. i 90. XX wieku (Fan i in., 1992; Edwards i in., 1994). W jednej z pierwszych publikacji poświęconych pomiarom metanu na terenach bagiennych metodą kowariancji wirów Shurpali i Verma (1998) przedstawili wyniki badań na torfowisku w Minesocie (47°32'N, 93°28'W) w sezonie wegetacyjnym (maj – październik) w latach 1991 i 1992. Pomiary wykonywane były w godzinach południowych (10.00–14.00) systemem z zamkniętą ścieżką pomiarową. W 1991 roku najwyższe wartości, około 87 nmol m⁻² s⁻¹ (5 mg m⁻² h⁻¹) z maksimum 112 nmol m⁻² s⁻¹ (6,5 mg m⁻² h⁻¹) zanotowano w lipcu, a w roku 1992 w sierpniu, około 104 nmol m⁻² s⁻¹ (6 mg m⁻² h⁻¹) z maksimum 139 nmol m⁻² s⁻¹ (8 mg m⁻² h⁻¹). Wartości średnie dla sezonu wegetacyjnego to 68 nmol m⁻² s⁻¹ (3,9 mg m⁻² h⁻¹) w roku 1991 i 71 nmol m⁻² s⁻¹ (4,1 mg m⁻² h⁻¹) w 1992.

W przypadku mokradeł europejskich większość studiów dotyczy północnej części kontynentu. Wyniki pomiarów CH₄ na torfowisku w Kaamanen, w północnej Finlandii

² Wartości strumienia podawane w różnych jednostkach przez różnych autorów zostały przeliczone do nmol m⁻² s⁻¹ w celu łatwiejszego porównania.

(69°08'N, 27°16'E) prowadzonych w różny okresach w latach 1995–1998 (Hargreavesa i in., 2001) pozwalają na ocenę rocznej emisji CH₄ na poziomie 5,5±0,4 g m⁻² yr⁻¹. Wskazują one również na wyraźną, eksponencjalną zależność strumienia metanu od temperatury. Rinne i in. (2007) poddali analizie roczną serię pomiarową na torfowisku Siikaneva w południowej Finlandii (61°50'N, 24°11'E) z lat 2005–2006. Emisja metanu z tego torfowiska jest na poziomie 12,6 g m⁻² yr⁻¹ ze średnią wartością strumienia poniżej 17 nmol m⁻² s⁻¹ (1 mg m⁻² h⁻¹) w zimie i około 60 nmol m⁻² s⁻¹ (3,5 mg m⁻² h⁻¹) w lecie. Pomiar na torfowisku Stordalen (68°20'N, 19°03'E) w północnej Szwecji (Jackowicz-Korczyński i in., 2010) wskazują na emisję rzędu 24,5 g m⁻² yr⁻¹ w roku 2006 i 29,5 g m⁻² yr⁻¹ w roku 2007. W sezonie letnim (lipiec – sierpień) średni strumień metanu na tym stanowisku był uzależniony od kierunku wiatru. Dla sektora wschodniego, gdzie obszar źródłowy jest zdominowany przez płytkie jezioro, wynosi on 214±57 nmol m⁻² s⁻¹ (12,3±3,3 mg m⁻² h⁻¹), a dla sektora zachodniego zdominowanego przez roślinność, 115±45 nmol m⁻² s⁻¹ (6,6±2,6 mg m⁻² h⁻¹).

Wyjątkowo niewiele pomiarów metodą kowariancji wirów dotyczy bagien polskich. W przypadku metanu opublikowano jedynie wyniki krótkiej serii pomiarowej z Rzecina (52°45'N, 16°18'E) – torfowiska znajdującego się około 70 km na północny zachód od Poznania. Na torfowisku tym od wielu lat prowadzone są kowariancyjne pomiary strumienia dwutlenku węgla, a strumień CH₄ był tam mierzony zarówno metodami mikrometeorologicznymi jak i metodami komorowymi (np. Juszczak i Augustin, 2013). Pomiary kowariancyjne strumienia CH₄ wykonywane były w Rzecinie w okresie od 13 czerwca do 31 sierpnia 2012 roku z zastosowaniem systemu z zamkniętą ścieżką (Kowalska i in., 2013). Wyniki pomiarów analizowano dla 4 sektorów kierunku wiatru różniących się od siebie typem roślinności. W zależności od sektora zanotowano strumienie od 200 do 270 nmol m⁻² s⁻¹ (średnie z całego okresu). Dla dwóch z analizowanych sektorów zaobserwowano wyraźną zmienność dobową, z minimum w nocy i maksimum w dzień. Należy jednak podkreślić, że wyniki dotychczasowych pomiarów na innych obszarach bagiennych nie dają jasnej odpowiedzi odnośnie zmienności dobowej emisji metanu. Podobny jak w Rzecinie cykl dobowy zaobserwowali Hendriks i in. (2008) podczas dwutygodniowego eksperymentu pomiarowego na holenderskich bagnach w Horstermeer. Słaba, ale dająca się zaobserwować zmienność dobową o podobnym przebiegu została również zanotowana dla szwedzkiego Stordalen (Jackowicz-Korczyński i in., 2010), w przypadku gdy obszar źródłowy obejmował jezioro, lecz dla przeciwnego kierunku wiatru cykl ten się nie pojawiał. Zmienności dobowej nie obserwowano na stanowisku pomiarowym w Minnesocie (Shurpali i Verma, 1998). Natomiast wyniki innych pomiarów wskazują na najsilniejsze uwalnianie metanu nocą, a najsłabsze w dzień (np. Baldocchi i in., 2012), co wydaje się przeczyć założeniu o termicznej genezie tego cyklu.

Emisja metanu z bagien biebrzańskich nie była wcześniej badana przy pomocy metody kowariancji wirów z wyjątkiem wstępnych pomiarów z Kopytkowa z roku 2013 (szczegółowe omówienie stacji i metodyki znajduje się w kolejnych rozdziałach), wskazujących na strumień CH₄ rzędu 33 g m⁻² yr⁻¹ (Fortuniak i Pawlak, 2014). Pewnych informacji o emisji CH₄ z bagien biebrzańskich dostarczają natomiast pomiary komorowe i eksperymenty studyjne. W latach 2007–2010 pomiary komorowe wykonywane były co miesiąc na 4 stanowiskach na słynnym torfowisku „Czerwone Bagno” położonym

ok. 5 km w kierunku północno-zachodnim od punktu pomiarowego w Kopytkowie (Gronlund i in., 2011). Średnia ze wszystkich stanowisk wartość strumienia w sezonie wegetacyjnym wynosiła $240 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ($14 \text{ mg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$), lecz w poszczególnych miesiącach zmieniała się od nieco ponad $20 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ($1 \text{ mg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) do około $625 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ($36 \text{ mg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Zaobserwowano również znaczne różnice między stanowiskami – wartości średnie dla stanowisk z całego okresu zmieniały się od około $70 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ($4 \text{ mg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$) do około $450 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ($26 \text{ mg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$). Istotnych informacji o zależności emisji metanu z gleby torfowo-murszowej w dolinie Biebrzy od poziomu wody dostarczył dwuletni (2010–2011) eksperyment przeprowadzony na stacji lizymetrycznej zlokalizowanej na torfowisku Kuwasy (Turbiak, 2012). Wykazano, że w okresie wegetacyjnym (210 dni) dla ustalonych poziomów wody gruntowej 0, 25, 50 i 75 cm średni strumień CH_4 wynosił odpowiednio: 168 ± 35 , 122 ± 54 , 64 ± 4 , $45 \pm 9 \text{ nmol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ($9,7 \pm 2,0$, $7,0 \pm 3,1$, $3,7 \pm 0,2$, $2,6 \pm 0,5 \text{ mg m}^{-2} \text{ h}^{-1}$).

1.4. Strumień dwutlenku węgla

Wymianie dwutlenku węgla pomiędzy ekosystemem bagiennym a atmosferą poświęcono więcej uwagi niż strumieniowi metanu, co zaowocowało bogatą literaturą przedmiotu. Dlatego w tym rozdziale przedstawione zostaną jedynie głównie fakty dotyczące pomiarów metodami kowariancyjnymi. Pierwsze pomiary strumienia CO_2 metodą kowariancji wirów przeprowadzone zostały w latach 80. XX wieku (Laurila i in., 2012; Baldocchi, 2014). W latach 90. większość pomiarów kowariancyjnych prowadzona była na terenach leśnych (Baldocchi i in., 2001). Dopiero od początku XXI wieku nastąpił wzrost liczby badań tą metodą prowadzonych dla innych ekosystemów, spowodowany głównie dostępnością komercyjnych analizatorów gazowych, w szczególności wprowadzonego do sprzedaży w 1999 roku czujnika Li7500 firmy LI-COR Inc. (Fortuniak, 2010).

Metoda kowariancji wirów pozwala na wyznaczenie strumienia netto dwutlenku węgla NEE (ang. *Net Ecosystem Exchange*), czyli salda wymiany CO_2 pomiędzy atmosferą a powierzchnią Ziemi. Saldo to jest najczęściej rozpatrywane z punktu widzenia atmosfery jako zbiornika CO_2 , dlatego przyjmuje się, że ujemny znak NEE oznacza zmniejszenie ilości tego gazu w atmosferze, czyli pochłanianie CO_2 przez ekosystem, natomiast dodatni znak NEE uwalnianie emisję do atmosfery. Często stosowane jest również pojęcie produktywności netto ekosystemu NEP (ang. *Net Ecosystem Productivity*), które rozpatruje saldo z punktu widzenia ekosystemu, dlatego NEP jest dodatnie w przypadku pochłaniania CO_2 , a ujemne w przypadku jego uwalniania: $\text{NEP} = -\text{NEE}$.

Strumień netto dwutlenku węgla determinowany jest przez dwa podstawowe procesy: proces fotosyntezy powodujący asymilację dwutlenku węgla z atmosfery, a następnie jego magazynowanie w roślinach, oraz oddychanie ekosystemu R_{eco} , na które składa się oddychanie autotroficzne R_a (ang. *autotrophic respiration*) oraz heterotroficzne R_h (ang. *heterotrophic respiration*). Całkowita ilość węgla pochłoniętego przez rośliny w procesie fotosyntezy określana jest jako produkcja pierwotna ekosystemu GEP (ang. *Gross Ecosystem Production*). Strumień netto dwutlenku węgla jest zatem różnicą między oddychaniem ekosystemu a produkcją pierwotną ekosystemu: $\text{NEE} = R_{eco} - \text{GEP}$.

Oba procesy determinujące NEE zależą od wielu czynników o różnej dynamice. Oczywisty jest ich związek z typem roślinności, rodzajem gleby czy fazą rozwojową roślin,

a w szczególności z wielkością indeksu powierzchni liściowej (LAI) podlegającą zmianom sezonowym. Spośród czynników dynamicznych do najważniejszych należą temperatura i natężenie promieniowania, a na terenach bagiennych również poziom wody decydujący o grubości warstwy, w której tlenowemu rozkładowi materii organicznej towarzyszy wydzielanie CO₂. W badaniach wymiany dwutlenku węgla między podłożem a atmosferą często oddzielnie analizowane jest oddychanie ekosystemu i produkcja pierwotna. Ponieważ aktywność heterotroficznych organizmów glebowych jest skorelowana z temperaturą i wilgotnością gleby, a aktywność organizmów autotroficznych może zależeć od warunków meteorologicznych (głównie temperatury i promieniowania słonecznego), często przyjmuje się, że dla danego ekosystemu i fazy rozwojowej R_{eco} jest zależne od temperatury (Lloyd i Taylor, 1994; Falge i in., 2001; Reichstein i in., 2005; Moffat i in., 2007; Reichstein i in., 2012). Chociaż temperatura podłoża wydaje się bardziej naturalnym parametrem oddychania ekosystemu niż temperatura powietrza, wyniki badań wskazują, że w przypadku niektórych stanowisk temperatura powietrza lepiej koreluje z danymi empirycznymi. W praktyce pomiarów metodą kowariancji wirów zależność R_{eco} od temperatury jest określana na podstawie pomiarów z godzin nocnych, dla których ze względu na brak fotosyntezy $NEE = R_{eco}$. Zależność ta najczęściej przyjmuje postać funkcji eksponencjalnej, w formie podanej przez Lloyd'a i Taylora (1994). Ekstrapolacja otrzymanej w ten sposób zależności oddychania od temperatury do godzin dziennych pozwala na wyznaczenie „empirycznych” wartości produkcji pierwotnej: $GEP = R_{eco} - NEE$. Ponieważ głównym czynnikiem warunkującym proces fotosyntezy jest promieniowanie słoneczne, jako determinanta GEP stosowane jest z reguły promieniowanie fotosyntetycznie czynne (PAR), przy czym stosowane są różne zależności funkcyjne (Falge i in., 2001), z których największą popularnością cieszy się model Michaelisa-Mentena. Określenie funkcyjnych zależności GEP i R_{eco} od parametrów meteorologicznych pozwala między innymi na uzupełnienie braków w serii pomiarowej (jedna z metod), niezbędne do określenia bilansu CO₂ w skali roku czy sezonu.

Spośród pomiarów strumienia dwutlenku węgla metodą kowariancji wirów na obszarach bagiennych na szczególną uwagę zasługują wyniki badań prowadzonych w dłuższym, kilkuletnim przedziale czasu, pozwalające na ocenę rocznego bilansu CO₂. Badania te wskazują, że naturalne bagna są z reguły obszarami, gdzie dwutlenek węgla jest pochłaniany z atmosfery, lecz w warunkach przesuszania mogą się stać źródłem uwalniania tego gazu do atmosfery. Jedne z pierwszych pomiarów bilansu rocznego CO₂ przeprowadzono na kanadyjskim torfowisku Mer Bleue niedaleko Ottawy w latach 1998–2002 (Lafleur i in., 2003). W pierwszych 3 latach eksperymentu obserwowano pochłanianie CO₂ rzędu 260 g m⁻² yr⁻¹, natomiast w ostatnim roku jedynie 34 g m⁻² yr⁻¹. Średnia z 6-letnich pomiarów na tym stanowisku wynosi około 147 g m⁻² yr⁻¹ (Roulet i in., 2007). W subarktycznym Kaamanen w północnej Finlandii średnie roczne pochłanianie CO₂ wyznaczone na podstawie sześcioletnich pomiarów wynosi 81 g m⁻² yr⁻¹ (22 gC-CO₂/m²), natomiast w poszczególnych latach wartości zmieniają się od 15 do 194 g m⁻² yr⁻¹ (Aurela i in., 2004). Prowadzone w latach 2006, 2007 i 2008 badania na innym torfowisku w północnej Finlandii, Lompolojänkka, pozwalają na ocenę pochłaniania CO₂ odpowiednio na 44, 450 i 792 g m⁻² yr⁻¹ (Aurela i in., 2009), przy czym najniższa wartość zanotowana w 2006 roku jest konsekwencją suszy i wysokich temperatur w sezonie wegetacyjnym tego

roku. Położone w północnej Szwecji torfowisko Stordalen (Olefeldt i in., 2012) pochłania rocznie około $180 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ($50 \text{ gC-CO}_2/\text{m}^2$) dwutlenku węgla. Silniejsze pochłanianie CO_2 , na poziomie $202 \pm 26 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ($55 \pm 7 \text{ gC-CO}_2/\text{m}^2$), zanotowano na niskim torfowisku Degerö w środkowej Szwecji (Sagerfors i in., 2008; Nilsson i in., 2008). W przypadku średnich miesięcznych na tym stanowisku najsilniejsze pochłanianie CO_2 , dochodzące do $1,18 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, notowano w czerwcu lub lipcu, natomiast najwyższa średniomiesięczna emisja dochodziła do $0,19 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Dalsze badania w Degerö (Peichl i in., 2014) pozwalają stwierdzić, że średnia z 12-letniego okresu pomiarowego na tym stanowisku to $213 \pm 77 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ($58 \pm 21 \text{ gC-CO}_2/\text{m}^2$). W południowo-zachodniej Irlandii, podczas prowadzonych przez pięć lat pomiarów na torfowisku w okolicach Glencar, zanotowano średnie pochłanianie CO_2 na poziomie $201 \pm 57 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (Sottocornola i Kiely, 2010). W poszczególnych latach jego wartości zmieniały się od 60 do $354 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. Dwutlenek węgla na torfowisku w Glencar był najsilniej pochłaniany w lipcu (średnie miesięczne NEE ok. $-0,78 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$), a uwalniany w grudniu (średnie miesięczne NEE ok. $+0,16 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$). McVeigh i in. (2014) przedstawili rezultaty 10-letnich badań na tym samym stanowisku w nieco innym układzie czasowym (liczone dla lat kalendarzowych, a nie hydrologicznych), stwierdzając, że w poszczególnych latach suma roczna pochłaniania CO_2 zmieniała się od 118 do $290 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ($32,1$ do $79,2 \text{ gC-CO}_2/\text{m}^2$). Wspomniane już pomiary w południowej Szkocji na stacji Auchencorth Moss (Dinsmore i in., 2010) pozwalają na ocenę średniorocznego pochłaniania CO_2 na poziomie $271 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, przy czym w poszczególnych latach NEE zmieniało się od $+72 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (uwalnianie CO_2) w roku 2003 do prawie $-500 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (pochłanianie CO_2) w roku 2008. Zdecydowanie wyższe wartości pochłaniania CO_2 zaobserwowano podczas pomiarów w Czechach w latach 2008 i 2009 (Dušek i in., 2009) – odpowiednie sumy roczne to 730 i $807 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ (199 i $220 \text{ gC-CO}_2/\text{m}^2$). Jeszcze silniejsze pochłanianie cechuje łąki torfowe Horstermeer w Holandii (Hendriks i in., 2007). Pomiary w Horstermeer w roku 2004 dają NEE równe aż $-1635 \pm 304 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, ($-446 \pm 83 \text{ gC-CO}_2/\text{m}^2$), w roku 2005 $-1440 \pm 212 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ($-311 \pm 58 \text{ gC-CO}_2/\text{m}^2$), a w roku 2005, $-850 \pm 209 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ($-232 \pm 57 \text{ gC-CO}_2/\text{m}^2$).

Syntezy wymiany CO_2 pomiędzy powierzchnią Ziemi a atmosferą dla 12 torfowisk, z których 7 cechowało się pełnym rocznym cyklem pomiarowym dokonali Lund i in. (2010). Analiza obejmowała torfowiska ze strefy umiarkowanej, borealnej i arktycznej półkuli północnej. Średnie roczne pochłanianie obliczone dla wszystkich stacji, które posiadały pełen roczny cykl pomiarowy wynosi $378 \pm 378 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ($103 \pm 103 \text{ gC-CO}_2/\text{m}^2$). Jedną z lokalizacji, na których zanotowano najsilniejsze pochłanianie CO_2 była stacja pomiarowa w Rzecinie, gdzie absolutne wartości NEE były ponad dwukrotnie większe niż powyższa wartość średnia. Na podobnie wysokie pochłanianie CO_2 przez bagna polskie wskazują wstępne wyniki pomiarów w Kopytkowie (Fortuniak i Pawlak, 2014). Porównanie tych wartości z wymienionymi wyżej rezultatami dla bagien czeskich sugeruje, że pochłanianie CO_2 przez obszary bagiennne Europy Środkowej może być wyjątkowo intensywne w porównaniu do lepiej zbadanych bagien Europy Północnej.

Praca wykonana w ramach projektu “Bilans absorpcji i emisji gazów cieplarnianych (metanu, dwutlenku węgla i pary wodnej) na obszarach bagiennych (studium Biebrzańskiego Parku Narodowego)” sfinansowanego ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2011/01/B/ST10/07550.

Literatura

- Aurela, M., Laurila, T., Tuovinen, J.-P., 2004, The timing of snow melt controls the annual CO₂ balance in a subarctic fen, *Geophysical Research Letters*, 31, L16119, doi:10.1029/2004GL020315.
- Aurela, M., Lohila, A., Tuovinen, J.-P., Hatakka, J., Riutta, T., Laurila, T., 2009, Carbon dioxide exchange on a northern boreal fen, *Boreal Environ. Res.*, 14 (4), 699–710.
- Baldocchi, D., 2014, Measuring fluxes of trace gases and energy between ecosystems and the atmosphere – the state and future of the eddy covariance method, *Glob. Change Biol.*, 20, 3600–3609.
- Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, C., Davis, K., Evans, R., Fuentes, J., Goldstein, A., Katul, G., Law, B., Lee, X.H., Malhi, Y., Meyers, T., Munger, W., Oechel, W., Paw, K.T., Pilegaard, K., Schmid, H.P., Valentini, R., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S., 2001, FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 82, 2415–2434.
- Baldocchi, D., Detto, M., Sonnentag, O., Verfaillie, J., Teh, Y.A., Silver, W., Kelly, N.M., 2012, The challenges of measuring methane fluxes and concentrations over a peatland pasture, *Agr. Forest Meteorol.*, 153, 177–187.
- Bergamaschi, P.C., Frankenberg, C., Meirink, J.F., Krol, M., Dentener, F., Wagner, T., Platt, U., Kaplan, J.O., Körner, S., Heimann, M., Goede, A., 2007, Satellite cartography of atmospheric methane from SCIAMACHY on board ENVISAT: 2. Evaluation based on inverse model simulations, *J. Geophys. Res.*, 112, D02304.
- Bloom, A.A., Palmer, P.I., Fraser, A., Reay, D.S., Frankenberg, C., 2010, Large-scale controls of methanogenesis inferred from methane and gravity spaceborne data, *Science*, 327, 322–325.
- Bridgman, S.D., Cadillo-Quiroz, H., Keller, J.K., Zhuang, Q., 2013, Methane emissions from wetlands: biogeochemical, microbial, and modeling perspectives from local to global scales, *Glob. Chang. Biol.*, 19(5), 1325–1346.
- Bridgman, S.D., Megonigal, J.P., Keller, J.K., Bliss, N.B., Trettin, C., 2006, The carbon balance of North American wetlands, *Wetlands*, 26, 889–916.
- Bridgman, S.D., Moore, T.R., Richardson, C.J., Roulet, N.T., 2014, Errors in greenhouse forcing and soil carbon sequestration estimates in freshwater wetlands: a comment on Mitsch et al. (2013), *Landscape Ecology*, DOI: 10.1007/s10980-014-0067-2 .
- Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., Brovkin, V., Canadell, J., Chhabra, A., DeFries, R., Galloway, J., Heimann, M., Jones, C., Le Quéré, C., Myneni, R.B., Piao, S., Thornton, P., 2013, Carbon and Other Biogeochemical Cycles, w: T.F. Stocke., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (red.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Cogley, J., 1994, GGHYDRO: global hydrographic data, Peterborough, Ontario, Canada.
- Denman, K.L. i in., 2007, Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. w: S. Solomon i in. (red.), *Climate change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, 539–544.
- Dinsmore, K.J., Billett, F.M., Skiba, U.M., Rees, R.M., Drewer, J., Helfter, C., 2010, Role of the aquatic pathway in the carbon and greenhouse gas budgets of a peatland catchment, *Glob. Change Biol.*, 16, 2750–2762.

- Dunfield, P., Knowles, R., Dumont, R., Moore, T.R., 1993, Methane production and consumption in temperate and subarctic peat soils: Response to temperature and pH, *Soil Biol. Biochem.*, 25(3), 321–326.
- Dušek, J., Čížková, H., Czerný, R., Taufarová, K., Šmídová, M., Janouš, D., 2009, Influence of summer flood on the net ecosystem exchange of CO₂ in a temperate sedge-grass marsh, *Agr. Forest Meteorol.*, 149, 1524–1530.
- Edwards, G.C., Neumann, H.H., den Hartog, G., Thurtell, G.W., Kidd, G., 1994, Eddy correlation measurements of methane fluxes using a tunable diode laser at the Kinosheo Lake tower site during the Northern Wetlands Study (NOWES), *J. Geophys. Res.*, 99, 1511–1517.
- Fan, S.M., Wofsy, S.C., Bakwin, P.S., Jacob, D.J., Anderson, S.M., Kebejian, P.L., McManus, J.B., Kolb, C.E., Fitzjarrald, D.R., 1992, Micrometeorological measurements of CH₄ and CO₂ exchange between the atmosphere and subarctic tundra, *J. Geophys. Res.*, 97, 16627–16643.
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R.J., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemans, R., Clement, R., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Grunwald, T., Hollinger, D., Jensen, N.-O., Katul, G., Keronen, P., Kowalski, A., Ta Lai, C., Law, B.E., Meyers, T., Moncrieff, J., Moors, E., Munger, J.W., Pilegaard, K., Rannik, U., Rebmann, C., Suyker, A., Tenhunen, J., Tu, K., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., Wofsy, S., 2001, Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange, *Agr. Forest Meteorol.*, 107, 43–69.
- Fortuniak, K., 2010, *Radiacyjne i turbulencyjne składniki bilansu cieplnego terenów zurbanizowanych na przykładzie Łodzi*, Wyd. UŁ, Łódź, 232 s.
- Fortuniak, K., Pawlak, W., 2014, Preliminary results of net ecosystem exchange of greenhouse gases (CO₂, CH₄, H₂O) at wetland of Biebrza National Park, Poland, *Proc. 4th International Field Symposium „West Siberian Peatlands and Carbon Cycle: Past And Present”*, 04-17.08.2014, *Novosibirsk, Russia*, 141–143.
- Frolking, S., Roulet, N.T., 2007, Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions, *Global Change Biology*, 13, 1079–1088.
- Gaunt, J.L., Neue, H.U., Bragais, J., Grant, I.F., Giller, K.E., 1997, Soil characteristics that regulate soil reduction and methane production in wetland rice soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61, 1526–1531.
- Garcia, J.L., Patel, B.K.C., Ollivier, B., 2000, Taxonomic, phylogenetic, and ecological diversity of methanogenic Archaea, *Anaerobe*, 6(4), 205–226.
- Gorham, E., 1991, Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming, *Ecol. Appl.*, 1, 182–195.
- Gronlund, A., Rasse, D.P., Rozbicki, T., Chormanski, J., 2011, Meteorology and greenhouse gas emission w: *Final Report of the PL0082 Project: Project Biodiversity protection of Red Bog (Czerwone Bagno) – relic of raised bogs in Central Europe*, supported by grant from Iceland, Liechtenstein and Norway through the EEA Financial Mechanism and the Norwegian Financial Mechanism.
- Hendriks, D.M.D., Van Huissteden, J., Dolman, A.J., Van der Molen, M.K., 2007, The full greenhouse gas balance of an abandoned peat meadow, *Biogeosciences*, 4, 411–424.
- Hendriks, D.M., Dolman, A.J., van der Molen, M., van Huissteden, J., 2008, A compact and stable eddy covariance set-up for methane measurements using off-axis integrated cavity output spectroscopy, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 431–443.
- Kayranli, B., Scholz, M., Mustafa, A., Hedmark, Å., 2010, Carbon Storage and Fluxes within Freshwater Wetlands: a Critical Review, *Wetlands*, 30, 111–124.
- Lafleur, P.M., Roulet, N.T., Bubier, J.L., Frolking, S., Moore, T.R., 2003, Interannual variability in the peatland-atmosphere carbon dioxide exchange at an ombrotrophic bog, *Global Biogeochem. Cycles*, 17 (2), 14.

- Lafleur, P.M., 2009, Connecting Atmosphere and Wetland: Trace Gas Exchange, *Geography Compass*, 3, 560–585.
- Lai, D.Y.F., 2009, Methane dynamics in northern peatlands: a review, *Pedosphere*, 19, 409–421.
- Laurila, T., Aurela, M., Tuovinen, J.P., 2012, Eddy covariance measurements over wetlands. w: M. Aubinet, T. Vesala, D. Papale (red.), *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*, Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 345–364.
- Lehner, B., Döll, P., 2004, Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands, *J. Hydrol.*, 296, 1–22.
- Lloyd, J., Taylor, J.A., 1994, On the temperature dependence of soil respiration, *Functional Ecology*, 8, 315–323.
- Lund, M., Lafleur, P.M., Roulet, N.T., Lindroth, A., Christensen, T.R., Aurela, M., Chojnicki, B.H., Flanagan, L.B., Humphreys, E.R., Laurila, T., Oechel, W.C., Olejnik, J., Rinne, J., Schubert, P., Nilsson, M.B., 2010, Variability in exchange of CO₂ across 12 northern peatland and tundra sites, *Global Change Biology*, 16, 2436–2448.
- Matthews, E., 2000, Wetlands, w: M.A.K. Khalil (red.), *Atmospheric Methane. Its Role in Global Environment*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 202–233.
- McVeigh, P., Sottocornola, M., Foley, N., Leahya, P., Kiely, G., 2014, Meteorological and functional response partitioning to explain interannual variability of CO₂ exchange at an Irish Atlantic blanket bog, *Agr. Forest Meteorol.*, 194, 8–19.
- Melton, J.R., Wania, R., Hodson, E.L., Poulter B., Ringeval, B., Spahni, R., Bohn, T., Avis, C.A., Beerling, D.J., Chen, G., Eliseev, A.V., Denisov, S.N., Hopcroft, P.O., Lettenmaier, D.P., Riley, W.J., Singarayer, J.S., Subin, Z.M., Tian, H., Zürcher, S., Brovkin, V., van Bodegom, P.M., Kleinen, T., Yu, Z.C., Kaplan, J.O., 2012, Present state of global wetland extent and wetland methane modelling: conclusions from a model intercomparison project (WETCHIMP), *Biogeosciences Discussions*, 9, 11577–11654.
- Mitsch, W.J., Bernal, B., Nahlik, A.M., Mander, Ü., Zhang, L., Anderson, C.J., Jørgensen, S.E., Brix, H., 2013, Wetlands, carbon, and climate change, *Landscape Ecol.*, 28, 583–597.
- Moffat, A.M., Papale, D., Reichstein, M., Hollinger, D.Y., Richardson, A.D., Barre, A.G., Beckstein, C., Braswell, B.H., Churkina, G., Desai, A.R., Falge, E., Gove, J.H., Heimann, M., Hui, D., Jarvis, A.J., Kattge, J., Noormets, A., Stauch, V.J., 2007, Comprehensive comparison of gap-filling techniques for eddy covariance net carbon fluxes, *Agr. Forest Meteorol.*, 147, 209–232.
- Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura, T., Zhang, H., 2013, Anthropogenic and Natural Radiative Forcing, w: T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (red.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Nicolini, G., Castaldi, S., Fratini, G., Valentini, R., 2013, A literature overview of micrometeorological CH₄ and N₂O flux measurements in terrestrial ecosystems, *Atmos. Environ.*, 81, 311–319.
- Nilsson, M., Sagerfors, J., Buffam, I., Laudon, H., Eriksson, T., Grelle, A., Klemetsson, L., Weslien, P., Lindroth, A., 2008, Contemporary carbon accumulation in a boreal oligotrophic minerogenic mire – A significant sink after accounting for all C fluxes, *Glob. Change Biol.*, 14, 2317–2332.
- Neue, H.-U., Roger, P.A., 1993, Rice agriculture: Factors controlling emissions, w: M. Khalil (red.) *Atmospheric Methane. Source, Sinks, and Role in Global Change*, Springer-Verlag, New York, 254–298.

- Neue, H.-U., P. Becker-Heidmann, H. W. Scharpenseel, 1990, Organic matter dynamics, soil properties and cultural practices in rice lands and their relationship to methane, w: A.F. Bouwman (red.) *Soils and the Greenhouse Effect*, John Wiley, New York, 457–466.
- Olefeldt, D., Roulet, N.T., Bergeron, O., Crill, P., Bäckstrand, K., Christensen, T.R., 2012, Net carbon accumulation of a high-latitude permafrost peatland similar to permafrost-free peatlands, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L03501.
- Pfeiffer, E.-M., 1994, Methane fluxes in natural wetlands (marsh and moor) in Northern Germany, *Curr. Top Wetland Biogeochem.*, 1, 36–47.
- Peichl, M., Öquist, M., Ottosson Löfvenius M., Ilstedt, U., Sagerfors, J., Grelle, A., Lindroth, A., Nilsson, M.B., 2014, A 12-year record reveals pre-growing season temperature and water table level threshold effects on the net carbon dioxide exchange in a boreal fen, *Environ. Res. Lett.*, 9, 055006.
- Peters, V., Conrad, R., 1996, Sequential reduction processes and initiation of CH₄ production upon flooding of oxic uplands soils, *Soil Biol. Biochem.*, 28, 371–382.
- Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Gilmanov, T., Granier, A., Grunwald, T., Havrankova, K., Ilvesniemi, H., Janous, D., Knohl, A., Laurila, T., Lohila, A., Loustau, D., Matteucci, G., Meyers, T., Miglietta, F., Ourcival, J.M., Pumpanen, J., Rambal, S., Rotenberg, E., Sanz, M., Tenhunen, J., Seufert, G., Vaccari, F., Vesala, T., Yakir, D., Valentini, R., 2005, On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm, *Glob. Change Biol.*, 11, 1439.
- Reichstein, M., Stoy, P.C., Desai, A.R., Lasslop, G., Richardson, A.D., 2012; Partitioning of net fluxes, w: M. Aubinet, T. Vesala, D. Papale (red.), *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*, Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 263–289.
- Roulet, N.T., Lafleur, P.M., Richard, P.J.H., Moore, T.R., Humphreys, E.R., Bubier, J., 2007, Contemporary carbon balance and late Holocene carbon accumulation in a northern peatland, *Glob. Change Biol.*, 13, 397–411.
- Sagerfors, J., Lindroth, A., Grelle, A., Klemedtsson, L., Weslien, P., Nilsson, M., 2008, Annual CO₂ exchange between a nutrient-poor, minerotrophic, boreal mire and the atmosphere, *Journal of Geophysical Research – Biogeosciences*, 113, G01001, doi: 10.1029/2006JG000306.
- Shurpali, N.J., Verma, S.B., 1998, Micrometeorological measurements of methane flux in a Minnesota peatland during two growing seasons, *Biogeochemistry*, 40, 1–15.
- Sottocornola, M., Kiely, G., 2010, Hydro-meteorological controls on CO₂ flux variation in Irish blanket bog, *Agr. Forest Meteorol.*, 150, 287–297.
- Turbiak, J., 2012, Methane emission from peat-muck soil in the Biebrza River valley in relation to ground water level and fertilization, *J. Water Land Dev.*, 17, 77–82.
- Turetsky, M.R., Kotowska, A., Bubier, J., Dise, N.B., Crill, P., Hornibrook, E.R.C., Minkinen, K., Moore, T.R., Myers-Smith, I.H., Nykänen, H., Olefeldt, D., Rinne, J., Saarnio, S., Shurpali, N., Tuittila, E.-S., Waddington, J.M., White, J.R., Wickland, K.P., Wilking, M., 2014, A synthesis of methane emissions from 71 northern, temperate, and subtropical wetlands, *Global Change Biology*, 20, 2183–2197.
- Turunen, J., Tomppo, E., Tolonen, K., Reinkainen, E., 2002, Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland: application to boreal and subarctic regions, *The Holocene*, 12, 79–90.
- Wang, Z.P., Delaune, R.D., Masscheleyn, P.H., Patrick, W.H., 1993, Soil redox and pH effects on methane production in a flooded rice soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 382–385.

- Whalen, S.C., 2005, Biogeochemistry of methane exchange between natural wetlands and the atmosphere, *Environ. Eng. Sci.*, 22, 73–94.
- Worrall, F., Burt, T.P., Rowson, J.G., Warburton, J., Adamson, J.K., 2009, The multi-annual carbon budget of a peat-covered catchment, *Sci. Total Environ.*, 407 (13), 4084–4094.
- Yu, Z.C., 2012, Northern peatland carbon stocks and dynamics: a review. *Biogeosciences* 9, 4071–4085.

Methane and carbon dioxide exchange between the surface and the atmosphere at wetlands – review of published results of direct measurements and estimations

Abstract

The review shows the importance of measurements of gas exchange between the Earth's surface and the atmosphere in the light of contemporary climate change. The role of wetlands in the global carbon cycle is shortly characterized. The methane emission from wetlands is discussed with particular emphasis on the results of direct measurements of CH₄ fluxes with the aid of eddy covariance method. Next, the exchange of carbon dioxide is characterized. This review focuses on the results of eddy covariance measurements on sites with all-year round data sets allowing to assess the annual balance of this gas at wetlands.

Key words: surface-atmosphere gas exchange, greenhouse gases, eddy-covariance method