

Metody i techniki pomiarów strumieni gazów szklarniowych na torfowiskach

Radosław Juszcak, Marek Urbaniak, Marcin Stróżecki, Mariusz Lamentowicz, Bogdan Chojnicki

Abstrakt. Torfowiska są ekosystemami niezmiernie podatnymi na degradację poprzez osuszenie i bardzo wrażliwymi na zmiany klimatu. Czynna ochrona naturalnych torfowisk i restytucja torfowisk zdegradowanych wymaga oceny wpływu czynników środowiskowych, klimatycznych i antropogenicznych na wiele aspektów funkcjonowania tych ekosystemów, w tym między innymi na wymianę i bilanse gazów szklarniowych. Pomiary strumieni gazów szklarniowych na torfowiskach mogą być wykonywane technikami mikrometeorologicznymi – kowariancji wirów, i/lub komorowymi. W artykule opisano obie metody pomiarów, ogólnie określając założenia metodyczne oraz zalety i ograniczenia obu metod.

Słowa kluczowe: strumienie gazów szklarniowych, metoda komorowa, metoda kowariancji wirów, torfowiska

Abstract. Methods and techniques of greenhouse gases fluxes measurements on peatlands. Peatlands are ecosystems highly vulnerable to degradation caused by dryness and very vulnerable to the climate change. Active methods of pristine peatlands protection and restoration of degraded peatlands require assessment of impact of environmental, climatic and anthropogenic factors on many aspects of peatland functioning, among other on exchange and budgets of greenhouse gases. Measurements of greenhouse gases fluxes on peatlands can be conducted by means of micrometeorological techniques – eddy covariance, and/or chambers methods. In the paper both measuring methods were described in details and methodological assumptions, advantages and limitations of both methods were indicated precisely.

Key words: greenhouse gases fluxes, chamber method, eddy covariance method, peatlands

Wstęp

Torfowiska odgrywają olbrzymią rolę w globalnym obiegu węgla i azotu, chociaż zajmują mniej niż 3% powierzchni kontynentów (Gorham 1991, Rydin i Jeglum 2006). W torfowiskach akumulowane jest nawet 30% węgla organicznego (Gorham 1991), głównie dzięki przewadze procesów asymilacji atmosferycznego CO₂ przez rośliny w procesie fotosyntezy, nad emisją CO₂ związaną z oddychaniem autotroficznym roślin (Ra), powolnym rozkładem materii organicznej

(tzw. oddychaniem heterotroficznym, Rh) i emisją węgla w postaci metanu powstającego w procesach metanogenezy. Naturalne i niezdegradowane torfowiska traktowane są jako poważne źródła emisji CH_4 w skali globalnej (Denman i in. 2007), z kolei emisje N_2O z tych ekosystemów są z reguły pomijalnie małe (Martikainen i in. 1993, Drewer i in. 2010, Lohila i in. 2010, Juszczak i Augustin 2013). Chcąc określić wpływ wymiany gazowej pomiędzy danym ekosystemem a atmosferą na efekt szklarniowy, wprowadzono wskaźnik potencjału globalnego ocieplenia (Global Warming Potential, GWP). GWP w 100-letnim horyzoncie czasowym dla metanu i podtlenku azotu mają odpowiednio wartość 34 i 298 (IPCC AR5, 2013). GWP dla N_2O i CH_4 ma tak wysoką wartość w porównaniu do CO_2 , z powodu znacznie dłuższego niż w wypadku CO_2 czasu przebywania w atmosferze i większej efektywności absorpcyjnej promieniowania długofalowego. Biorąc pod uwagę GWP torfowisk naturalnych i niezdegradowanych stwierdzić można, że ekosystemy te z reguły oddziałują pozytywnie na klimat (GWP asymilowanego netto CO_2 jest z reguły znacznie większy niż GWP emitowanego CH_4 , np. Lund i in. 2010). Znaczna liczba torfowisk została jednak zdegradowana w ostatnim stuleciu i ekosystemy te zamieniono na użytki zielone, pola uprawne i lasy. W krajach Europy Zachodniej zmienionych zostało przez człowieka nawet 90% torfowisk (Joosten i Couwenberg 2001). Degradacja torfowisk związana z ich odwadnianiem skutkuje tym, że ekosystemy te stają się poważnym źródłem CO_2 i N_2O emitowanego do atmosfery w rezultacie przyspieszonego rozkładu zakumulowanej w torfie materii organicznej, natomiast emisje CH_4 stają się pomijalnie małe (np. Droesler i in. 2008). W konsekwencji, ekosystemy te mają dodatni bilans klimatyczny (dodatni GWP) i negatywnie oddziałują na klimat przyczyniając się do intensyfikacji efektu szklarniowego. Dostrzegając wagę problemu, obecnie dąży się do restytucji zdegradowanych torfowisk, głównie poprzez podpiętrzenie wody gruntowej (Vasander i in. 2003, Couwenberg i in. 2011). Działania takie zmieniają bilans wymiany gazów szklarniowych torfowisk bardzo istotnie – zmniejsza się emisja CO_2 i N_2O , natomiast emisja CH_4 drastycznie wzrasta (Augustin i Joosten 2007, Droesler i in. 2008), w wyniku czego w początkowej fazie procesu restytucji, ich GWP jest jeszcze bardziej dodatni (torfowiska mają bardziej negatywny wpływ na klimat). Dopiero po odpowiednio długim czasie licznym w latach, saldo wymiany gazów szklarniowych będzie bliskie zeru, lub ujemne (pozytywne z punktu widzenia walki z ociepleniem klimatu) (Droesler i in. 2008).

Wskaźniki emisji gazów szklarniowych (GS) dla torfowisk są bardzo zmienne w różnych skalach czasowych (Moore i in. 1990) i przestrzennych (Bubier i in. 1993, Droesler i in. 2008). Zależą od wielu czynników związanych z hydrologią torfowisk, warunków meteorologicznych i występującej roślinności. Z tego też wynika wyjątkowo duża trudność we właściwym określeniu wielkości wymiany GS w skali całych ekosystemów. Pomiar wymiany GS prowadzone są albo za krótko, albo tylko w sezonie wegetacyjnym, albo na zbyt małej liczbie stanowisk pomiarowych, przez co często trudno jest wnioskować o długofalowym i wielkoskalowym wpływie danego ekosystemu na klimat. W literaturze światowej dostępnych jest wiele prac dotyczących oceny wielkości wymiany GS z różnych typów torfowisk z obszarów Skandynawii, Kanady, Syberii, regionów tropikalnych (np. Martikainen i in. 1993, Moore i in. 1994, Alm i in. 1999, Lohila i in. 2010, Sachs i in. 2010, Moore i in. 2011). Liczba prac przedstawiających wielkości strumieni GS wymienianych z obszarów mało antropogenicznie przekształconych torfowisk Europy Centralnej jest jednak stosunkowo niewielka (Chojnicki i in. 2007, 2010, Juszczak i in. 2012, 2013, Juszczak i Augustin 2013, Kowalska i in. 2013, Fortuniak i in. 2017).

Pomiary wymiany gazów szklarniowych (GHG) na torfowiskach dokonuje się najczęściej z wykorzystaniem technik mikrometeorologicznych (np. systemem kowariancji wirów

(np. Kowalska i in. 2013), systemem Relaxed Eddy Accumulation (Urbaniak i in. 2016)), ale również, i to najczęściej z wykorzystaniem klasycznych technik komorowych (Juszczak i in. 2012, 2013, Juszczak 2013, Juszczak i Augustin 2013). Każda z tych technik ma swoje wady i zalety, każda ma swoje uwarunkowania metodyczne, które określają granice ich stosowalności. Niniejszy artykuł ma na celu opis najczęściej stosowanych na torfowiskach technik pomiarowych strumieni gazów szklarniowych. Mamy świadomość, że obecnie coraz większa grupa osób zaangażowana w ochronę torfowisk w Polsce jest zainteresowana bezpośrednim oszacowaniem wpływu przesuszenia na torfowiskach zdegradowanych, bądź wpływu różnych metod restytucji na bilans wymiany gazów szklarniowych. Niniejszy artykuł stanowić będzie dla tych osób źródło podstawowych informacji dotyczących metod pomiaru strumieni gazów szklarniowych i pomoże w doborze systemów pomiarowych odpowiednio dopasowanych do budżetu i założeń projektu oraz rozmiarów ekosystemu.

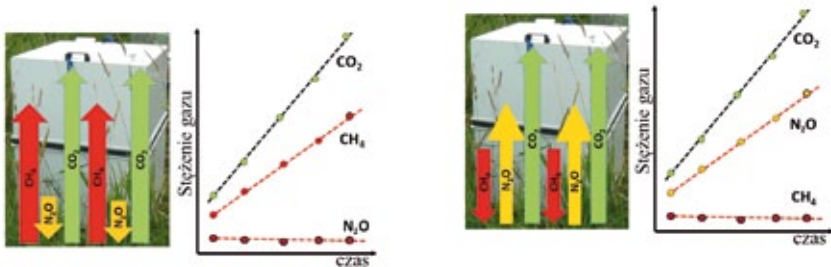
Metody i techniki komorowe pomiarów strumieni gazów szklarniowych

Techniki komorowe wykorzystywano do oceny emisji dwutlenku węgla z gleb już na początku XX wieku. Techniki te znalazły obecnie powszechne zastosowanie do pomiarów strumieni różnych gazów: dwutlenku węgla (CO_2), podtlenku azotu (N_2O), metanu (CH_4), amoniaku (NH_3). Stosowano je ze względu na prostotę konstrukcji, łatwość zastosowania w różnych warunkach terenowych i niskie koszty. Początkowo stosowano komory, w których umieszczano reagenty mające absorbować gazy będące przedmiotem zainteresowania (Bekku i in. 1997). Z czasem jednak, techniki komorowe doskonalono i rozwijano, wprowadzając nowe sposoby poboru i analizy próbek powietrza oraz wyposażając komory w różne dodatkowe elementy mające zminimalizować błędy pomiarowe (Pumpanen i in. 2009).

Korzystając z technik komorowych przedmiotem zainteresowania mogą być następujące strumienie CO_2 : 1) oddychanie gleby (R_s), które obejmuje zarówno oddychanie heterotroficzne mikroorganizmów glebowych (R_h) oraz oddychanie autotroficzne korzeni roślinnych (R_a); 2) oddychanie ekosystemu (R_{eco}), które jest sumą R_s oraz oddychania autotroficznego części nadziemnych roślin (R_{aa}); 3) CO_2 zasymilowany przez rośliny w procesie fotosyntezy, tzw. produkcja pierwotna brutto (GPP) oraz 4) wymiana netto ekosystemu (NEE) określana jako różnica pomiędzy GPP i R_{eco} . W zależności od tego jakie strumienie są przedmiotem zainteresowania, stosuje się różne typy komór i różne metody pomiaru.

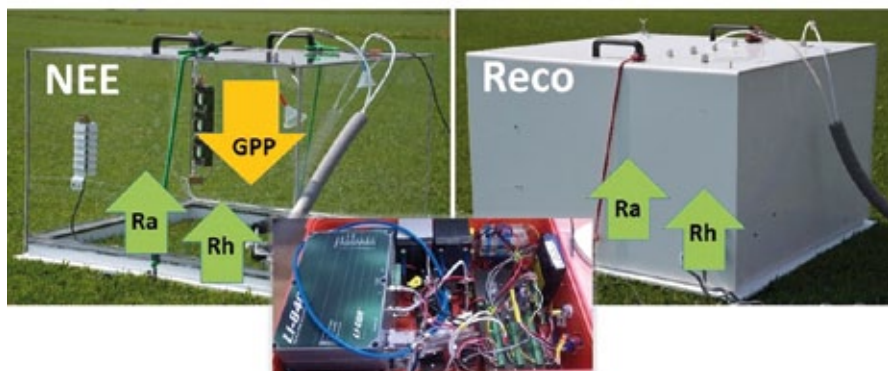
Obecnie, do pomiarów strumieni CO_2 wykorzystuje się powszechnie systemy komór dynamicznych (tzw. non-steady state flow-through) (Juszczak i in. 2013, Chojnicki i in. 2010), natomiast w pomiarach strumieni metanu i podtlenku azotu najczęściej wykorzystuje się komory statyczne (tzw. non-steady state non-flow-through) (Pihlatie i in. 2013). Różnica pomiędzy tymi systemami polega na tym, że w systemie komór dynamicznych stężenia gazu mierzone są w czasie rzeczywistym z wykorzystaniem analizatora gazowego, a powietrze w układzie zamkniętym krąży pomiędzy komorą a analizatorem gazowym, mierzącym stężenie danego gazu (-ów). Z kolei, w komorach statycznych nie ma analizatora, a powietrze z wnętrza komory pobierane jest za pomocą np. strzykawki do szklanych buteleczek lub fiolek i jest następnie analizowane w laboratorium na chromatografie gazowym (Christiansen i in. 2011). W obu systemach komór zamkniętych, stężenie emitowanego gazu we wnętrzu

komory zmienia się, a wielkość wymiany oszacowuje się na podstawie tempa zmian stężenia gazu w komorze w czasie jej zamknięcia (Juszczak 2013). Hipotetyczną zmianę stężeń gazów szklarniowych mierzonych komorą nieprzezroczystą na torfowisku z wysokim poziomem wód gruntowych i przesuszonym przedstawia rycina 1.



Ryc. 1. Zmiany stężenia gazów szklarniowych w komorze mierzonych komorą nieprzezroczystą na torfowisku naturalnym (przy wysokich stanach wód gruntowych) (A) i torfowisku zdegradowanym (przesuszonym) (B). Strzałki skierowane w górę oznaczają emisję gazu do atmosfery (stężenie gazu w komorze wzrasta), a strzałki skierowane w dół oznaczają pochłanianie gazu (stężenie gazu w komorze maleje)
Fig. 1. Changes of greenhouse gases concentrations in a chamber measured with non-transparent chamber on natural peatland (with a high ground water level) (A) and on degraded peatland (B). Up-word arrows indicate emissions of gases to the atmosphere (gas concentration in the chamber is increasing), while down-words arows indicate uptake of gases (gas concentration in the chamber is decreasing)

W pomiarach strumieni CO₂ wymienianych pomiędzy powierzchnią ekosystemów lądowych a atmosferą stosowane są najczęściej zestawy dwóch komór dynamicznych (Ryc. 2). Do pomiarów emisji CO₂ związanej z oddychaniem ekosystemu stosowane są komory nieprzezroczyste, które wykonuje się z różnych materiałów (np. metal, plastik), ale co ważne, materiały te muszą mieć duże albedo celem zminimalizowania wpływu promieniowania słonecznego na temperaturę powietrza wewnątrz komory. Strumienie netto dwutlenku węgla (NEE) mierzy się natomiast z wykorzystaniem komór przezroczystych wykonanych z przezroczystego tworzywa sztucznego (np. z PLEXIGLASU). Ważne jest aby stosowany materiał przepuszczał możliwie jak najwięcej (nie mniej niż 90%) promieniowania fotosyntetycznie aktywnego (PAR) wykorzystywanego przez rośliny w procesie fotosyntezy (Droesler 2005). Czas zamknięcia komór powinien być możliwie jak najkrótszy, aby w minimalnym stopniu wpływać na zmianę warunków początkowych pomiaru, a jednocześnie wystarczająco długi aby możliwe było wyliczenie strumienia CO₂. W praktyce, komory służące do pomiaru Reco zamyka się maksymalnie na 2-3 minuty, a komory przezroczyste nie dłużej niż na 1-2 minuty. W każdym wypadku, należy mierzyć temperaturę powietrza wewnątrz komory, ale tylko w wypadku komór przezroczystych pomiar ten powinien decydować o czasie zamknięcia komory. Wzrost temperatury wewnątrz komory prowadzi bowiem do wzrostu emisji CO₂ i zanizania strumienia netto (NEE). Do pomiarów stężeń CO₂ w czasie rzeczywistym powinny być stosowane analizatory gazowe mierzące również stężenia pary wodnej (np. LI-840 firmy LI-COR Nebraska, USA), z uwagi na niezbędne korekty stężeń CO₂ ze względu na zmieniające się w komorze stężenie pary wodnej (LI-COR Application Note 129, Perez-Priego i in. 2015).

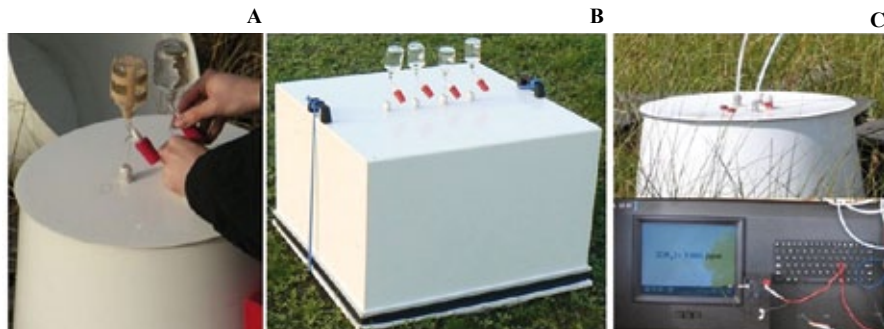


Ryc. 2. Zestaw komór dynamicznych do pomiarów strumieni CO_2 – komora przezroczysta służy do pomiarów wymiany netto CO_2 (NEE); komora nieprzezroczysta służy do pomiarów emisji CO_2 (Reco). GPP – produkcja pierwotna brutto, Ra – oddychanie autotroficzne, Rh – oddychanie heterotroficzne Katedra Meteorologii Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu

Fig. 2. Set of dynamic chambers used for CO_2 fluxes measurements – transparent chamber is used for net CO_2 fluxes measurements (NEE); non-transparent chamber is used for measurements of CO_2 emission (Reco). GPP – gross primary productivity, Ra – autotrophic respiration, Rh – heterotrophic respiration. Meteorology Department of Poznan University of Life Sciences

W pomiarach strumieni gazów śladowych (CH_4 , czy N_2O) stosuje się najczęściej komory statyczne, nieprzezroczyste. Z reguły stosowane są te same komory, które wykorzystuje się do pomiarów strumieni CO_2 , z tym że czas zamknięcia takich komór jest znacznie dłuższy. W zależności od oczekiwanych wartości strumieni mierzonych gazów, czas zamknięcia komory waha się najczęściej od 30 do 60 minut, czasami jest dłuższy gdy strumienie są bardzo małe (Juszczak 2013, Juszczak i Augustin 2013). Tak długie czasy zamknięcia komory związane są z niskimi stężeniami mierzonych gazów śladowych (rzędu ppb) oraz z reguły niską czułością metod chromatograficznych niezbędnych do analiz pobranych próbek powietrza. Próbkę tę pobiera się podczas pomiaru w regularnych odstępach czasu. Pierwszą próbkę pobiera się tuż po zamknięciu komory, a kolejne w liczbie od 1 do 7 podczas pomiaru w odstępach 5-10 minutowych. Niewłaściwe jest pobieranie tylko dwóch próbek powietrza na początku i końcu pomiaru, gdyż obliczone wówczas strumienie gazu mogą być obciążone bardzo dużym błędem. Liczba pobranych próbek powietrza powinna wahać się od 4 do przynajmniej 8 (wówczas możliwe będzie zastosowanie nieliniowego przybliżenia zmian gradientu stężenia danego gazu wewnątrz komory). W ostatnich kilku latach czołowi producenci analizatorów gazowych – firmy PICARRO (USA), AERODINE (USA), LOSGATOS (USA) – wprowadzili do swojej oferty analizatory gazowe z krótką stałą czasową (do szybkich pomiarów stężeń podtlenu azotu, metanu i innych gazów śladowych w czasie rzeczywistym), przez co możliwe jest wykorzystanie założeń metod komór dynamicznych w pomiarach strumieni tych gazów. Ze względu jednak na bardzo wysoką cenę (od 45 do 130 tysięcy USD netto), znaczne rozmiary, wagę (ok 30-40 kg) i zapotrzebowanie energetyczne (analizatory wymagają zasilania sieciowego) analizatory te nie są stosowane powszechnie w pomiarach komorowych.

Każde z wyżej wymienionych komór statycznych i dynamicznych powinny być wyposażone w: 1) wiatraki mieszające powietrze wewnątrz komory (Christiansen i in. 2011),



Ryc. 3. Komory statyczne stosowane do pomiaru strumieni CH_4 i N_2O na torfowisku w Rzecinie (A i B) w latach 2004-2007; C) komora dynamiczna podłączona do analizatora gazowego LOSGATOS, USA stosowana do pomiaru strumieni CH_4 na torfowisku w Rzecinie w latach 2008-2011

Fig. 3. The static chambers used for measurements of CH_4 and N_2O fluxes on Rzecin peatland (A and B) in the period of 2004-2007; C) dynamic chamber connected to LOSGATOS (USA) gas analyser used for CH_4 fluxes measurements on Rzecin peatland in 2008-2011 years

2) układ do wyrównywania ciśnienia wewnątrz komory (Davidson i in. 2002, Christiansen i in. 2011) oraz w 3) w termometr mierzący temperaturę wewnątrz komory. Rozmiary komór powinny być dostosowane do rodzaju badanej powierzchni, ale w praktyce powinno unikać się komór małych (kilkulewowych), gdyż pomiary tymi komorami prowadzą do znacznego zaniżenia mierzonych strumieni gazów (nawet o 90%, Pihlatie i in. 2013).

W układach komór zamkniętych niezbędne jest zachowanie szczelności, stąd powinno unikać się stosowania komór wciskanych w glebę (Rochette i Hutchinson 2005). Komory powinny być instalowane na ramach umieszczonych w glebie przynajmniej na głębokość kilku centymetrów, na tyle głęboko aby ograniczyć poziome przepływy gazów (Hutchinson i Livingston 2001). W praktyce, w glebach o dużej porowatości (w piaskach i torfie) głębokość instalacji ram glebowych powinna wynosić od 15 do 20 cm, zaś w glebach zwięzłych (np. glinie) i uwodnionym torfie głębokość instalacji może wynosić 2-4 cm. Dolna krawędź komory powinna być wyposażona w uszczelkę gumową, lub neoprenową, która opierając się na ramie glebowej zapewni utrzymanie odpowiedniej szczelności tego układu.

Strumienie emitowanego gazu oblicza się najczęściej z wykorzystaniem metod liniowych (Conen i Smith 2000), w których zakłada się, że gradient ciśnienia gazu pomiędzy źródłem a atmosferą, a tym samym i strumień tego gazu, są stałe w trakcie pomiaru. Strumień gazu (F) w $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}$ w pewnym okresie czasu (t) może być liczony na podstawie zmian stężenia tego gazu w czasie $\Delta C/\Delta t$, objętości komory (V) i powierzchni ramy glebowej (A):

$$F = \frac{\Delta C}{\Delta t} \cdot \frac{V}{A \cdot M_v} \quad (1)$$

gdzie, M_v ($\text{m}^3\cdot\text{mol}^{-1}$) oznacza objętość molową powietrza w komorze w danej temperaturze i ciśnieniu powietrza.

Powyższy warunek jest jednak spełniony tylko w sytuacji gdy czas zamknięcia komory jest wystarczająco krótki. Przy zbyt długim czasie zamknięcia komory, wzrost stężenia gazu w komo-

rze jest na tyle duży, że istotnie zmniejsza gradient ciśnienia gazu pomiędzy glebą a atmosferą, przez co strumienie tego gazu maleją w miarę upływu czasu. W warunkach takich, zmiany stężenia gazu w komorze mają charakter krzywoliniowy (Kutzbach i in. 2007). Stąd, niekiedy niewłaściwe zastosowanie metod liniowych w obliczaniu strumieni danego gazu, przy zbyt długich czasach zamknięcia komory, może prowadzić do istotnego zaniżania wielkości tych strumieni (Kutzbach i in. 2007). Z tego też względu, coraz częściej zwraca się uwagę na potrzebę zastosowania metod nieliniowych w obliczaniu strumieni gazów mierzonych technikami komorowymi (Kutzbach i in. 2007, Pihlatie i in. 2013). Stosowanie w tym celu metod nieliniowych nie zawsze jednak zwiększa dokładność oszacowania wielkości tych strumieni. Te same prace, w których wykazuje się wyższość metod nieliniowych nad liniowymi, wskazują również na fakt istotnego zawiązania wielkości strumieni emitowanego gazu, zwłaszcza w sytuacji kiedy strumienie są niewielkie (Forbrisch i in. 2010), lub wtedy gdy do pomiarów stosuje się wysokie komory (Pihlatie i in. 2013). Stąd też wnioskować należy, że wybór metody obliczeń strumieni nie jest jednoznaczny, czy standardowy. Każdorazowo do obliczeń należy podchodzić w sposób indywidualny uzależniony od techniki pomiaru i rodzaju badanego ekosystemu. Decyzja dotycząca wyboru metody obliczeń może mieć duży wpływ na błędy w oszacowaniu wartości strumieni gazu, które w późniejszym etapie mogą istotnie modyfikować strukturę obliczonych bilansów gazów szklarniowych. Dlatego, zaleca się korzystać z gotowych ogólnodostępnych skryptów opracowanych w oprogramowaniu R (Jurasiński i in. 2012, Hoffmann i in. 2015), gdzie na podstawie obliczonych statystyk określających poprawność dopasowania modelu do zbioru danych pomierzonych w sposób obiektywizowany dokonuje się wyboru metody liczenia strumieni gazu.

Pomiary komorowe wymiany GS na torfowiskach z reguły wykonywane są ręcznie. Częstotliwość pomiarów jest wówczas bardzo zmienna, co skutkować może tym, że trudno jest określić na podstawie niewystarczającej liczby pomiarów okresowych, bilanse roczne wymiany gazów szklarniowych. Pomiary strumieni CO₂ powinny być wykonywane podczas dni słonecznych od wschodu słońca do późnego popołudnia i z częstotliwością nie rzadziej niż, co 3-4 tygodnie. Z kolei, pomiary gazów śladowych zaleca się aby wykonywać w godzinach okołopołudniowych i nie rzadziej niż raz na jeden do dwóch tygodni (Droesler 2005). Ze względu na trudność w określeniu zależności pomiędzy strumieniami gazów śladowych a czynnikami meteorologicznymi, mierzone wartości strumieni CH₄ i N₂O najczęściej liniowo interpoluje się w okresach pomiędzy kampaniami, celem obliczenia bilansów rocznych tych gazów. Emisja metanu z powierzchni torfowisk jest z reguły istotnie zależna od temperatury torfu i poziomu wód gruntowych, a zatem modelując emisję tego gazu wykorzystać należy zależność emisji CH₄ od temperatury (z reguły jest to zależność wykładnicza), lub od poziomemu wód gruntowych i temperatury (Juszczak i Augustin 2013). W wypadku CO₂, na podstawie pomiarów okresowych wykonywanych z zalecaną częstotliwością należy określić zależności pomiędzy NEE i obliczonym GPP a promieniowaniem fotosyntetycznie aktywnym (PAR) oraz pomiędzy Reco a temperaturą powietrza lub torfu, stosując odpowiednio na przykład modele Michaelisa-Mentena i Lloyda i Taylora (1994) (Chojnicki i in. 2010, Juszczak i in. 2013). Na podstawie tak wyznaczonych zależności możliwe jest wyodelowanie wielkości strumieni CO₂ w okresach pomiędzy kampaniami pomiarowymi na podstawie mierzonych na stacji meteorologicznej temperatur i promieniowania PAR (z tego względu na stanowiskach pomiarowych, na których prowadzi się okresowe pomiary komorowe musi funkcjonować stacja meteorologiczna). Celem obiektywizacji procesu modelowania strumieni CO₂ mierzonych okresowo metodą komorową, zaleca się korzystać w tym celu z ogólnodostępnego skryptu w oprogramowaniu R opracowanego przez Hoffmann i in. (2015).

Z uwagi na dużą czasochłonność pomiarów komorowych wykonywanych ręcznie coraz częściej dąży się do automatyzacji procesu pomiaru. Systemy komór automatycznych oferowane są komercyjnie między innymi przez firmy LI-COR (USA) i ADC BioScientific Ltd (UK). Z reguły są to jednak komory o małych rozmiarach (przez co nie mogą być stosowane w każdych warunkach np. ze względu na zbyt wysoką roślinność) i często o bardzo wysokiej cenie zakupu. Z tego względu, zespoły mające doświadczenie w pomiarach komorowych strumieni GS konstruują własne prototypy pozwalające na pełną automatyzację procesu pomiaru. Zespół Katedry Meteorologii Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu skonstruował w ramach Polsko-Norweskiego projektu badawczego WETMAN (Pol-Nor/203258/31/2013), mobilną samojezdną platformę pomiarową z dwiema komorami – przezroczystą do pomiarów NEE i nieprzezroczystą do pomiarów Reco, połączonych z dwoma analizatorami gazowymi firmy LOSGATOS i PICARRO (USA) (Ryc. 4). System ten powstał w 2014 roku celem pomiarów strumieni CO_2 i CH_4 na powierzchniach poddanych manipulacjom klimatycznym – wzrostowi temperatur i redukcji opadów, na torfowisku w Rzecinie (Juszczak i in. 2017). Dzięki pełnej automatyzacji procesu pomiaru w latach 2015-2016 pomierzono prawie 70 tysięcy strumieni CO_2 i tyle samo strumieni CH_4 . Niewątpliwie, pomimo wysokiej ceny budowy i utrzymania prototypu, skutecznie zwiększono liczbę mierzonych strumieni, która nigdy nie byłaby tak duża gdyby pomiary wykonywano ręcznie.



Ryc. 4. Prototypowa samojezdna platforma pomiarowa do automatycznych pomiarów strumieni CO_2 i CH_4 na torfowisku w Rzecinie zbudowana w ramach projektu Polsko-Norweskiego WETMAN (Pol-Nor/203258/31/2013)

Fig. 4. The prototyped propelled measuring platform for automated measurements of CO_2 and CH_4 fluxes on Rzecin peatland, constructed within the Polish-Norwegian research project WETMAN (Pol-Nor/203258/31/2013)

Metoda Kowariancji Wirów

O ile metoda komorowa znajduje zastosowanie w ocenie wielkości strumieni GS najczęściej małych i heterogenicznych powierzchni, o tyle metoda kowariancji wirów stosowana jest najczęściej nad dużymi jednorodnymi powierzchniami różnych ekosystemów naturalnych (Chojnicki i in. 2007, Kowalska i in. 2013, Fortuniak i in. 2017, Ziemblińska i in. 2017) i antropogenicznych (Pawlak i Fortuniak 2016). Metoda ta jest obecnie powszechnie uznana i stosowana na kilkuset stacjach pomiarowych znajdujących się na różnych ekosystemach

rozproszonych po całym świecie i z sieciowanych w ramach międzynarodowych inicjatyw, jak np. FLUXNET (<http://fluxnet.fluxdata.org/>). Komercyjne systemy kowariancji wirów do pomiarów strumieni np.: CO₂ i H₂O (LI-7500 i LI-7200) oraz CH₄ (LI-7700) znajdują się w ofercie firmy LI-COR (USA), lub CO₂ i H₂O (CPEC200 i EC150) Campbell Scientific (USA). Systemy te składają się z szybkiego analizatora gazowego, anemometru ultradźwiękowego i komputera integrującego sygnał z obu urządzeń i zapisującego dane pomierzone z częstotliwością 10-20 Hz. Dzięki coraz większej dostępności do szybkich analizatorów gazowych (oferowanych przez firmy LOSGATOS, AERODINE i PICARRO (USA)), niezależnie od komercyjnych systemów kowariancji wirów, wiele zespołów badawczych opracowało własne prototypowe systemy do pomiarów kowariancyjnych strumieni gazów śladowych: CH₄ (Kowalska i in. 2013), N₂O (Kroon i in. 2010), lotnych związków organicznych (Spiring i in. 2005) i ozonu (Gerosa i in. 2003). Warunkiem koniecznym w takim systemie, poza bardzo drogim analizatorem gazowym i anemometrem ultradźwiękowym, jest zastosowanie bardzo wydajnej pompy typu „dry scroll” zasysającej powietrze z określonej wysokości do analizatora gazowego. W Polsce, systemy tego typu były budowane przez zespół Katedry Meteorologii Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu. Systemy te zainstalowano na torfowisku w Rzecinie i pozwalają one na pomiar strumieni metanu (Kowalska i in. 2013).

Założenia teoretyczne metody kowariancji wirów

Pomiędzy powierzchnią ziemi a atmosferą następuje nieustanna wymiana masy i energii. Przepływ strumieni energii (ciepła ogrzewającego atmosferę) i materii (min. gazów szklarniowych: CO₂, H₂O, CH₄, N₂O, O₃) jest inicjowany zawsze poprzez pojawianie się różnicy temperatury i różnicy stężenia danego gazu, pomiędzy warstwą powietrza ściśle przylegającą do powierzchni ziemi a warstwą powietrza zalegającą nieco wyżej. Efektywna wymiana tych elementów pomiędzy powierzchnią ziemi a atmosferą jest jednak możliwa dopiero dzięki pojawieniu się w atmosferze turbulencji. Wynika to z fizycznych cech powietrza (głównie lepkości), które zachowuje się jak „izolator”, stawiając opór pionowemu przepływowi energii i materii, którego inicjatorami są: gradient temperatury i gradient ciśnienia danego gazu. Dzięki turbulencji, czyli powstałym na skutek działania konwekcji i tarcia przemieszczającego się powietrza o powierzchnię ziemi i pionowym zawirowaniom, uruchomiony zostaje mechanizm przemieszczania się mierzonych przy pomocy systemu kowariancji wirów elementów. Powietrze, które w skutek przewodnictwa i dyfuzji, przejęło od powierzchni ziemi ciepło i wilgoć, a w wyniku fotosyntezy zostało zubożone o CO₂, zostaje przeniesione w wyższe partie atmosfery, gdzie kolejne zawirowania przemieściły z jeszcze wyższych poziomów atmosfery powietrze o niższej temperaturze i wilgotności, a także zawierające nieco więcej CO₂. Powoduje to, że w skali mikro, znalazło się obok siebie powietrze o zupełnie innych cechach (temperaturze i zawartości H₂O i CO₂). W konsekwencji powstają duże gradienty temperatury i ciśnienia tych gazów. W takich okolicznościach następuje „przesiadka” wymienianej energii i materii do zawirowania, które przetransportuje je wyżej.

Z powodu turbulencji wiatr można opisać nie tylko jako poziomy ruch powietrza o konkretnym kierunku, ale także jako wypadkową (sumę) wszystkich zawirowań. Jednak aby tego dokonać należy dysponować urządzeniem zdolnym do detekcji turbulencyjnego ruchu powietrza. Taką możliwość ma anemometr ultradźwiękowy, który wraz z analizatorem gazowym wchodzi w skład systemu kowariancji wirów. System kowariancji wirów pozwala zmierzyć chwilowe wartości takich elementów jak: temperatura powietrza, stężenia gazów

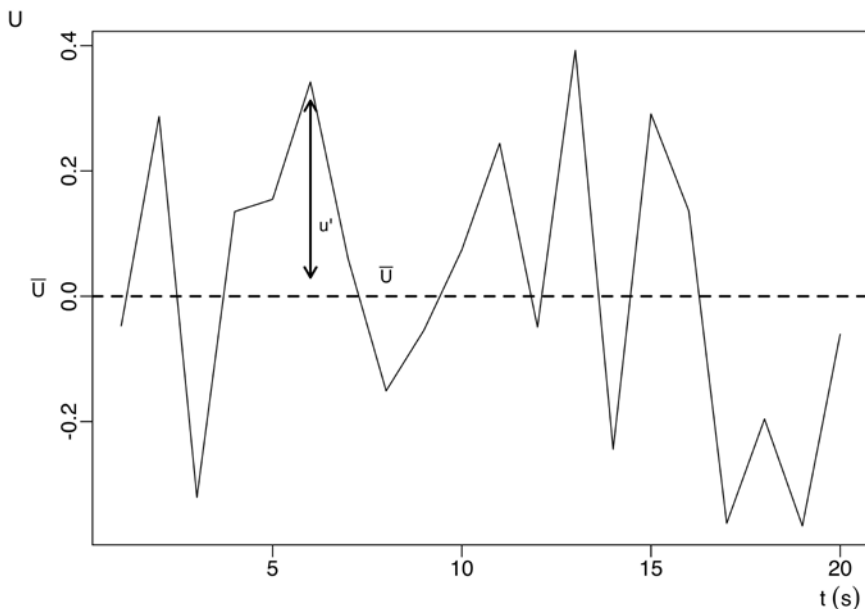
szklarniowych oraz kierunek i zwrot poruszającego się powietrza. Takie chwilowe wartości uśrednione w czasie pozwalają „zobaczyć” ruchy turbulencyjne powietrza przemieszczającego się nad daną powierzchnią.

Dysponując danymi uzyskanymi dzięki bardzo szybkim pomiarom i wykonywanym kilkadziesiąt razy na sekundę możliwe staje się wyliczenie całkowitego strumienia dowolnej wielkości skalarnej (np. masy, lub energii) korzystając z równania zaproponowanego przez Swinbanka (Swinbank, 1951):

$$F = \overline{w \cdot \rho} \quad (2)$$

gdzie: F to wartość strumienia wielkości skalarnej (energii [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$] lub masy [$\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$]), w to składowa pionowa prędkości wiatru [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], ρ to wielkość skalarna (temperatura [K] dla energii lub gęstość substancji [$\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$] dla gazów), a symbol $\overline{\quad}$ oznacza wartość średnią w czasie.

Przez uśrednienie chwilowych pomiarów prędkości wiatru w czasie, możemy określić średnią prędkość wiatru (\bar{U}). Ta średnia prędkość wiatru może być odjęta od chwilowych prędkości wiatru, aby uzyskać turbulencję, lub podmuch wiatru (u') (Ryc. 5).



Ryc. 5. Chwilowa prędkość wiatru U – linia łamana. Średnia prędkość wiatru \bar{U} przedstawiona cienką poziomą linią przerywaną. Prędkość u' jest chwilowym odchyleniem od średniej prędkości wiatru
Fig. 5. Instantaneous wind speed U – broken line. Average wind speed \bar{U} – dashed line. u' is an instantaneous deviation from average wind speed

W taki sam sposób można zapisać również pionową składową prędkości wiatru (W), temperaturę powietrza (T) i zawartość gazów, takich jak para wodna (r), czy dwutlenek węgla (c) i inne:

$$w'(t) = W(t) - \bar{W} \quad (3a)$$

$$T'(t) = T(t) - \bar{T} \quad (3b)$$

$$r'(t) = r(t) - \bar{r} \quad (3c)$$

$$c'(t) = c(t) - \bar{c} \quad (3d)$$

Takie przedstawianie mierzonych elementów pozwala na przekształcenie wzoru (2) w następujący sposób:

$$\begin{aligned} F &= (\overline{w + w'}) (\overline{\rho + \rho'}) = (\overline{w\rho} + \overline{w\rho'} + \overline{w'\rho} + \overline{w'\rho'}) = \\ &= \underbrace{\overline{w\rho}}_I + \underbrace{\overline{w\rho'}}_{II} + \underbrace{\overline{w'\rho}}_{III} + \underbrace{\overline{w'\rho'}}_{IV} \end{aligned} \quad (4)$$

Ponieważ, jak wynika z obliczeń, wartość średnia z odchyżeń od średniej z każdej próby z populacji danych równa się 0 ($\sum w' = 0, \sum \rho' = 0$), to wyrażenia II i III w równaniu (4) równają się 0 i wzór ten upraszcza się do postaci:

$$F = \underbrace{\overline{w\rho}}_I + \underbrace{\overline{w'\rho'}}_{II} \quad (5)$$

gdzie ρ i ρ' w formułach (4) i (5) mogą być zastąpione przez wielkości opisujące temperaturę powietrza lub zawartość pary wodnej, bądź dwutlenku węgla, zgodnie z formułami (3). Z równania (5) wynika, że całkowity pionowy strumień każdej wielkości skalarnej jest sumą średniego pionowego przepływu masy (człon I) i strumienia turbulencyjnego (człon II) (Moncrieff i in., 1997; Webb i in., 1980). Drugi człon równania (5) jest niczym innym jak kowariancją pionowej składowej prędkości wiatru i wielkości skalarnej, której strumień nas interesuje – stąd nazwa metody pomiarowej.

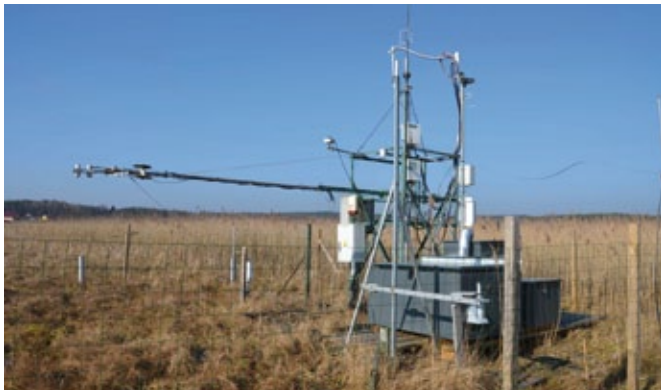
Można stwierdzić, że fizyczne właściwości najniżej położonej warstwy atmosfery są w znacznej mierze kształtowane przez turbulencję. Warstwa ta nazywana jest warstwą graniczną, a jej najważniejszą cechą jest to, że można w niej zauważyć dobowe cykle w przebiegu temperatury, zawartości pary wodnej i CO_2 . Oznacza to, że warstwa ta jest pod bezpośrednim wpływem powierzchni ziemi, a powietrze w niej się poruszające przejmuje cechy danej powierzchni (Stull 2015). W dolnej części warstwy granicznej strumienie masy i energii nie zmieniają się wraz z wysokością. Warstwa ta ma około 10% wysokości całej warstwy granicznej i nosi nazwę powierzchniowej warstwy granicznej (Baldocchi 2003). Przyrządy do pomiaru strumieni masy i energii, dowolną metodą mikrometeorologiczną, muszą znajdować się właśnie w tej warstwie.

Stosując się do tej zasady w metodzie kowariancji wirów dokonuje się oszacowania prawdopodobieństwa z jakim obszar oddziaływania miał wpływ na właściwości porcji powietrza, które docierało do czujników pomiarowych (lub drogi porcji powietrza, która dotarła do czujnika). Takie postępowanie pozwala ocenić na ile zmierzone wartości są związane z badaną powierzchnią i są dla niej reprezentatywne (Kljun i in., 2002). Wykazano przy pomocy badań modelowych, że powierzchnia pola wokół czujnika, z którego pochodzą kolejne badane przez czujnik porcje

powietrza, przybiera kształt podobny do odcisku stopy. Z tego powodu w międzynarodowej literaturze jest określana mianem „footprint” (Finn i in., 1996; Gash, 1986; Leclerc i Thurtell, 1990) (polski odpowiednik: obszar oddziaływania). Wielkość i kształt obszaru oddziaływania zależą od wysokości umieszczenia czujników pomiarowych nad powierzchnią czynną, jej właściwości aerodynamicznych (szorstkości) oraz od aktualnych właściwości dynamicznych atmosfery (prędkości, kierunku wiatru oraz stanu równowagi termodynamicznej atmosfery).

W literaturze znaleźć można kilka sposobów wyznaczania wielkości obszaru oddziaływania (Horst i Weil, 1992; Kormann i Meixner, 2001; Nicolini i in., 2017). Są to modele rozkładu prawdopodobieństwa udziału każdego punktu na powierzchni w wielkości zmierzonego strumienia. Prawdopodobieństwo to może być obliczane dla każdego okresu integracji z osobna (najczęściej jest to 30 minut), lub dla dłuższego okresu jako wartość średnia (Kljun i in., 2015). Ponieważ na kształt tego rozkładu poza wysokością umieszczenia przyrządów pomiarowych, wysokością i szorstkością pokrywy roślinnej, ma wpływ stan stabilności atmosfery, to pomiary metodą kowariancji wirów prowadzone są zwykle na dużych kilkudziesięciohektarowych jednorodnych powierzchniach. Powierzchnie te dobiera się tak, aby można było założyć, że niezależnie od warunków, mierzone strumienie mają związek z badaną powierzchnią. Innym podejściem jest filtracja danych, przeprowadzana w taki sposób aby wykluczyć z dalszych analiz te wartości strumieni dla których obszar oddziaływania przekracza granicę badanej powierzchni. Metodę kowariancji wirów z powodzeniem można zastosować do pomiarów wymiany netto strumieni energii i materii wymienianych pomiędzy atmosferą a powierzchnią różnych ekosystemów, pod warunkiem jednak, że są to powierzchnie płaskie i jednorodne.

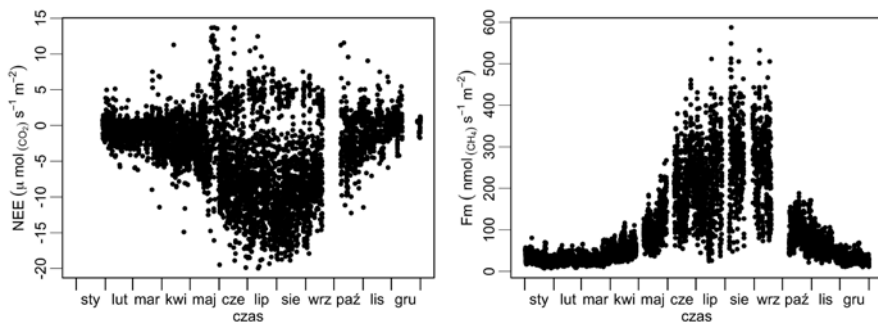
W Polsce, ciągłe pomiary kowariancyjne strumieni CO_2 , CH_4 i H_2O realizowane są na torfowisku w Rzecinie (od 2004 roku; Chojnicki i in. 2007, Kowalska i in. 2013, Ryc. 6) i na powierzchniach zalesionych w Tucznie (od 2008 roku; Ziemblińska i in. 2017) i Tleniu (od 2012 roku) przez zespół Katedry Meteorologii Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu oraz na torfowisku (na Biebrzy; Fortuniak i in. 2017) i w środowisku miejskim (w Łodzi; Pawlak i Fortuniak 2016) przez zespół Katedry Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Łódzkiego.



Ryc. 6. Systemy kowariancji wirów na stacji badawczej Katedry Meteorologii Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu, Torfowisko Rzecinińskie

Fig. 6. Eddy covariance systems on the research station of Meteorology Department of Poznan University of Life Sciences, Rzecin peatland

Zastosowanie metody kowariancji wirów do pomiaru strumieni GS nad dużymi jednolitymi powierzchniami różnych ekosystemów jest bardzo dobrym rozwiązaniem, o ile spełnione są opisane wyżej uwarunkowania metodyczne. System kowariancji wirów zapewnia ciągłość pomiarów (ze względu na niską awaryjność) i pozwala na charakterystykę średnich wartości strumieni GS reprezentatywnych dla większych powierzchni (w przeciwieństwie do metody komorowej). Opisywana metoda pomiarowa umożliwia analizowanie zmienności strumieni w czasie i to w różnych skalach, od kilkudziesięciu minut, poprzez doby, miesiące, sezony i lata (Ryc. 7). Takich możliwości uczeni nie mieli wcześniej, dlatego pomimo ograniczeń metoda kowariancji wirów jest obecnie głównym narzędziem w badaniach nad wymianą masy i energii ekosystemów w warunkach *in situ*.



Ryc. 7. Przebieg średnich półgodzinnych wartości wymiany netto ekosystemu (NEP) i strumieni metanu (Fm) mierzonych na torfowiskiem w Rzecinie systemami kowariancji wirów, 2016 rok

Fig. 7. The courses of half-hour values of net ecosystem exchange (NEP) and methane (Fm) fluxes measured by means of eddy covariance systems on Rzecin peatland, 2016

Podsumowanie

Do oceny strumieni gazów szklarniowych wymienianych między powierzchnią ekosystemów a atmosferą najczęściej stosowane są metody kowariancji wirów i komorowe (statyczne i dynamiczne). Każda z metod ma swoje wady i zalety. Metoda kowariancji wirów pozwala na ocenę wymiany GS w skali ekosystemu, podczas gdy metody komorowe pozwalają na ocenę wymiany GS w skali mikrosiedliska (w zależności od wymiarów komór), przez co lepiej nadają się do szacowania przestrzennego zróżnicowania wielkości wymiany gazów szklarniowych w skali ekosystemu torfowiska. Wadą metody komorowej jest niewątpliwie to, że najczęściej pomiary wykonywane są ręcznie, przez co pomiary są czasochłonne, a częstotliwość pomiarów w skali roku jest często niewystarczająca do pełnej i prawidłowej oceny sezonowych bilansów tych gazów. Z tego też względu, tam gdzie jest to możliwe stosuje się systemy komór automatycznych. Ponadto, zastosowanie komór do oceny wymiany gazowej wysokiej roślinności (np. drzew) jest bardzo ograniczone, wręcz często niemożliwe. Dodatkowym problemem jest zmiana dynamiki ruchu powietrza nad badaną powierzchnią, która jest skutkiem zastosowanego wewnątrz komory wymuszonego mieszania. Oba te problemy nie dotyczą możliwości zastosowania systemu kowariancji wirów, albowiem technika ta nie jest

ograniczona wysokością roślin oraz nie zaburza ruchu powietrza nad badaną powierzchnią. Wadą metody kowariancyjnej jest natomiast to, że powierzchnia ekosystemu musi być na tyle duża, aby zmierzone przez system strumienie były charakterystyczne dla tej powierzchni, a nie ekosystemów przyległych. Ponadto, powierzchnia ekosystemu musi być płaska i jednorodna w swej strukturze, tak aby możliwe było wytworzenie się rozwiniętej warstwy granicznej. Co więcej, systemy kowariancyjne zawodzą w warunkach kiedy atmosfera jest stabilna (czyli w praktyce podczas większości nocy). Strumienie GS pomierzone w tych warunkach z reguły są bardzo zaniżone z uwagi na brak turbulencji (Baldochi 2003). Do oceny stopnia niedoszacowania strumieni GS pomierzonych systemem kowariancji wirów w warunkach niestacjonarnych przy niskiej turbulencji w atmosferze w praktyce stosuje się pomiary komorowe (Lavinge i in. 1997, van Gorsel i in. 2007, Zamalodchikov i in. 2003). Problem polega jednak na tym, że nocne pomiary komorowe wykonywane w tych warunkach mogą być również obciążone znacznym błędem i z reguły są zawyżone (Schneider i in. 2009, Juszczak i in. 2012). Z uwagi na powyższe, nocne pomiary kowariancyjne wykonywane w warunkach atmosfery stabilnej są eliminowane ze zbioru danych pomiarowych. Powstające braki w seriach danych wypełnia się najczęściej wartościami strumieni gazów (CO_2 , CH_4) policzonymi w oparciu o empiryczne równania przedstawiające zależność pomiędzy mierzonymi strumieniami (pomierzonymi w warunkach atmosfery turbulentnej), a najczęściej temperaturą powietrza, lub gleby (np. Livingston i Hutchinson 1995). Modele te zakładają, że tempo mikrobiologicznych procesów produkcji CO_2 i CH_4 (często również N_2O), jest zależne wykładniczo od temperatury gleby (Crill i in. 1994, Lloyd i Taylor 1994).

Ze względu na założenia metody kowariancji wirów, systemy pomiarowe gromadzą olbrzymie ilości danych (pomiary wykonywane są 10, 20 razy na sekundę). Obliczenia strumieni i ich analiza może być wykonywana z wykorzystaniem specjalistycznego oprogramowania. Wychodząc naprzeciw potrzebom użytkowników systemów kowariancji wirów, firma LI-COR (USA) opracowała i udostępnia nieodpłatnie oprogramowanie EddyPro©, pozwalające na liczenie strumieni dowolnych gazów szklarniowych pomierzonych metodą kowariancji wirów.

Dobór metod pomiarowych strumieni gazów szklarniowych powinien być indywidualnie uzależniany od 1) posiadanych środków finansowych (ze względu na bardzo wysokie ceny komercyjnych systemów pomiarowych i samych analizatorów), 2) umiejętności i kompetencji użytkownika (analiza danych pozyskanych za pomocą systemu kowariancji wirów wymaga umiejętności posługiwania się specjalistycznym oprogramowaniem, przydatna jest też wiedza programistyczna), 3) cech badanego ekosystemu (jego rozmiarów, kształtu, jednorodności/heterogeniczności). Niezależnie od wad, obie metody są przydatne do oceny wymiany gazów szklarniowych na torfowiskach. Metody te wzajemnie się uzupełniają i dlatego powinny być jednocześnie stosowane zawsze wtedy kiedy jest to możliwe.

Podziękowania

Niniejszy tekst inspirowany był badaniami prowadzonymi w ramach projektu WETMAN (Central European Wetland Ecosystem Feedbacks to Changing Climate – Field Scale Manipulation, Pol-Nor/203258/31/2013, www.wetman.pl) realizowanego w ramach Polsko-Norweskiego Programu Współpracy Badawczej finansowanego przez Narodowe

Centrum Badań i Rozwoju oraz w ramach projektów finansowanych ze środków Narodowego Centrum Nauki (2016/21/B/ST10/02271) i Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego (752/1/N-COST-2 010-0).

Literatura

- Augustin J., Joosten H. 2007. Peatland rewetting and the greenhouse effect. *International Conservation Group Newsletter*, 3: 29-30.
- Baldocchi D.D. 2003. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology*, 9 (4): 479-492.
- Bekku Y., Koizumi H., Nakadai T., Iwaki H. 1995. Measurement of Soil Respiration Using Closed-Chamber Method – An Iriga Technique. *Ecological Research*, 10: 369-373.
- Bubier J.L., Costello A., Moore T.R., Roulet N.T., Savage K. 1993. Microtopography and methane flux in boreal peatlands, northern Ontario, Canada. *Can. J. Bot.*, 71: 1056-1063.
- Chojnicki B.H., Urbaniak M., Józefczyk D., Augustin J. 2007. Measurement of gas and heat fluxes a Rzecin wetland. In: Okruszko T (ed) *Wetlands: Monitoring, Modeling and Management*, Taylor and Francis Group, London, 125-131.
- Chojnicki B.H., Michalak M., Acosta M., Juszczak R., Augustin J., Droesler M., Olejnik J. 2010. Measurements of carbon dioxide fluxes by chamber method at Rzecin wetland ecosystem in Poland. *Polish Journal of Environmental Studies*, 19 (2): 283-291.
- Christiansen J.R., Korhonen J., Juszczak R., Giebels M., Pihlatie M. 2011. Assessing the effects of chamber placement, manual sampling and headspace mixing on CH₄ fluxes in a laboratory experiment. *Plant and Soil*, 343: 171-185.
- Conen F., Smith K.A. 2000. An explanation of linear increases in gas concentration under closed chambers used to measure gas exchange between soil and the atmosphere. *European Journal of Soil Science*, 51: 111-117.
- Couwenberg J., Thiele A., Tanneberger F., Augustin J., Bärtsch S., Dubovik D., Liashchynskaya N., Michaelis D., Minke M., Skuratovich A., Joosten H. 2011. Assessing greenhouse gas emissions from peatlands using vegetation as a proxy. *Hydrobiologia*, 674: 67-89.
- Crill P.M., Martikainen P.J., Nykänen H., Silvola J. 1994. Temperature and N fertilization effects on methane oxidation in a drained peatland soil. *Soil Biology & Biogeochemistry*, 26: 1331-1339.
- Davidson EA, Savage K, Verchot LV, Navarro R. 2002. Minimizing artefacts and biases in chamber-based measurements of soil respiration. *Agriculture and Forest Meteorology*, 113: 21-37.
- Denman KL et al., 2007. Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. In: Solomon S, et al. (ed) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 539-544.
- Drewer J., Lohila A., Aurela M., Laurila T., Minkkinen K., Penttilä T., Dinsmore K.J., McKenzie R.M., Helfter C., Flechard C., Sutton M.A., Skiba U.M. 2010. Comparison of greenhouse gas fluxes and nitrogen budgets from an ombrotrophic bog in Scotland and a minerotrophic sedge fen in Finland. *European Journal of Soil Science*, 61 (5): 640-650.

- Droesler M. 2005. Trace gas exchange and climatic relevance of bog ecosystem, Southern Germany. PhD Dissertation, Lehrstuhl für Vegetationsökologie, Department für Ökologie, Technischen Universität München: 182 pp.
- Droesler M., Freibauer A., Christensen T.R., Friborg T. 2008. Observations and status of peatland greenhouse gas emissions in Europe. In: Dolman A.J., Freibauer A., Valentini R. (ed) *The continental-scale greenhouse gas balance of Europe*. Ecological Studies, 203: 243-261.
- Forbrich I., Kutzbach L., Hormann A., Wilmking M. 2010. A comparison of linear and exponential regression for estimating diffusive CH₄ fluxes by closed-chambers in peatlands. *Soil Biol. Biochem.*, 42: 507-515.
- Finn D., Lamb B., Leclerc M., Horst T.W. 1996. Experimental evaluation of analytical and lagrangian surface-layer flux footprint models. *Boundary-Layer Meteorology*, 80 (1990): 283-308.
- Fortuniak K., Pawlak W., Bednorz L., Grygoruk M., Siedlecki M., Zieliński M. 2017. Methane and carbon dioxide fluxes of a temperate mire in Central Europe. *Agricultural and Forest Meteorology*, 232: 306-318.
- Gash J.H.C., 1986. A note on estimating the effect of a limited fetch on micrometeorological evaporation measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, 35 (4): 409-413.
- Gerosa G., Cieslik S., Ballarin-Denti A. 2003. Ozone dose to a wheat field determined by the micrometeorological approach. *Atmos Environ*, 37: 777-788.
- Gorham E. 1991. Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, 1: 182-195.
- Hoffman M., Jurisch N., Albiac Borazz E., Hagemann U., Droesler M., Sommer M., Augustin J. 2015. Automated modeling of CO₂ fluxes based on periodic closed chamber measurements: A standardized conceptual and practical approach. *Agriculture and Forest Meteorology*, 200: 30-45.
- Horst T.W., i Weil J.C., 1992. Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 59 (3): 279-296.
- Hutchinson G.L., Livingston G.P. 2001. Vents and seals in non-steady-state chambers used for measuring gas exchange between soil and the atmosphere. *European Journal of Soil Science*, 52: 675-682.
- Joosten H., Couwenberg J. 2001. Bilanzen zum Moorverlust– das Beispiel Europa. In: Succow M, and Joosten H (ed) *Landschaftsökologische Moorkunde*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 406-409.
- Jurasinski G, Koebisch F, Hagemann U (2012) Flux: flux rate calculation from dynamic closed chamber measurements. R package version 0.2-1, Rostock. Available online at <http://cran.r-project.org/web/packages/flux>
- Juszcak R., Acosta M., Olejnik J. 2012. Comparison of daytime and nighttime ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on temperate mire in Poland. *Polish Journal of Environmental Studies*, 21 (3): 643-658.
- Juszcak R., Humphreys E., Acosta M., Michalak-Galczevska M., Kayzer D., Olejnik J. 2013. Ecosystem respiration in a heterogeneous temperate peatland and its sensitivity to peat temperature and water table depth. *Plant and Soil*, 366 (1-2): 505-520.
- Juszcak R., Augustin J. 2013. Exchange of the greenhouse gases methane and nitrous oxide at a temperate pristine fen mire in Central Europe. *Wetlands*, 33 (5): 895-907.

- Juszczak R. 2013 Biases in methane chamber measurements in peatlands. *International Agrophysics*, 27: 159-168.
- Juszczak R., Basinska A., Chojnicki B., Gąbka M., Hoffmann M., Józefczyk D., Lamętowicz M., Leśny L., Łuców D., Moni Ch., Reczuga M., Samson M., Silvennoinen H., Stróżecki M., Urbaniak M., Zielińska M., Olejnik J. 2017. Towards better understanding of the response of Sphagnum peatland to increased temperature and reduced precipitation in Central Europe. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 19, EGU2017-18838-1.
- Kljun N., Rotach M.W., Schmid H.P. 2002. A Three-Dimensional Backward Lagrangian Footprint Model For A Wide Range Of Boundary-Layer Stratifications. *Boundary-Layer Meteorology*, 103 (2): 205-226.
- Kljun N., Calanca P., Rotach M.W., i Schmid H.P., 2015. A simple two-dimensional parameterisation for Flux Footprint Prediction (FFP). *Geosci. Model Dev.*, 8 (11), 3695-3713.
- Kormann R., i Meixner F.X., 2001. An analytical footprint model for non-neutral stratification. *Boundary-Layer Meteorology*, 99 (2), 207-224.
- Kowalska N., Chojnicki B.H., Rinne J., Haapanala S., Siedlecki P., Urbaniak M., Juszczak R., Olejnik J. 2013. Measurements of methane emission from a temperate wetland by the eddy covariance method. *International Agrophysics*, 27: 283-289.
- Kroon P.S., Hensen A., Jonker H.J., Ouwersloot H.G., Vermeulen A.T., Bosvelt F.C. 2010. Uncertainties in eddy covariance flux measurements assessed from CH₄ and N₂O observations. *Agriculture and Forest Meteorology*, 150: 806-816.
- Kutzbach L., Schneider J., Sachs T., Giebels M., Nykänen H., Shurpali N.J., Martikainen P.J., Alm J., Wilmking M. 2007. CO₂ flux determination by closed-chamber methods can be seriously biased by inappropriate application of linear regression. *Biogeosciences*, 4: 1005-1025.
- Lavigne M.B., i in. (1997) Comparing nocturnal eddy covariance measurements to estimates of ecosystem respiration made by scaling chamber measurements at six coniferous boreal sites. *Journal of Geophysical Research*, 102(D24): 28977-28985.
- Livingston G.P., Hutchinson G.L. 1995. Enclosure-based measurement of trace gas exchange: Applications and sources of error. In *Methods in Ecology. Biogenic trace gases: Measuring emissions from soil and water*. Eds. P A Matson and R C Harriss. Blackwell Science, Malden, 14-51.
- Leclerc M.Y., Thurtell G.W. 1990. Footprint prediction of scalar fluxes using a Markovian analysis. *Boundary-Layer Meteorology*, 52 (3): 247-258.
- LI-COR Application Note 129; The importance of water vapor measurements and corrections. LI-COR inc. 4421 Superior Street, Lincoln, Nebraska, USA.
- Lloyd J., Taylor J.A. 1994. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology*, 8: 315-323.
- Lohila A., Aurela M., Hatakka J., Pihlatie M., Minkkinen K., Penttilä T., Laurila T. 2010. Responses of N₂O fluxes to temperature, water table and N deposition in a northern boreal fen. *European Journal of Soil Science*, 61(5): 651-661.
- Lund M., Roulet N.T., Lindroth A., Laffleur P.M., 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(9): 2436-2448.

- Martikainen P.J., Nykänen H., Crill P., Silvola J. 1993. Effect of water on nitrous oxide fluxes from northern peatland. *Nature*, 366: 51-53.
- Moncrieff J.B., Massheder J.M., de Bruin H., Elbers J., Friborg T., Heusinkveld B., Kabat P., Scott S., Soegaard H., i Verhoef A. 1997. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *Journal of Hydrology*, 188–189: 589-611.
- Moore T., Roulet N.T., Knowles R. 1990. Spatial and temporal variations of methane flux from subarctic/northern boreal fens. *Global Biogeochem. Cycles*, 4: 29-46.
- Moore T.R. 1994. Trace gas emissions from Canadian peatlands and the effect of climatic change. *Wetlands*, 14:223-228.
- Nicolini G., Fratini G., Avilov V., Kurbatova J.A., Vasenev I., Valentini R. 2017. Performance of eddy-covariance measurements in fetch-limited applications. *Theoretical and Applied Climatology*, 127 (3–4): 829-840.
- Pawlak W., Fortuniak K. 2016. Eddy covariance measurements of the net turbulent methane flux in the city centre – results of 2-year campaign in Łódź, Poland. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 8281-8294,
- Pérez-Priego O., López-Ballesteros A., Sánchez-Cañete E.P., Serrano-Ortiz P., Kutzbach L., Domingo F., Eugster W., Kowalski A. 2015. Analysing uncertainties in the calculation of fluxes using whole-plant chambers: random and systematic errors. *Plant and Soil* 04/2015: 393 (1).
- Pihlatie M., Christiansen J.R., Aaltonen H., Korhonen J., Nordbo A., Rasilo T., Benanti G., Giebels M., Helmy M., Hirvensalo J., Jones S., Juszczak R., Klefoth R., Lobo do R. Vale, Rosa A.P., Schreiber P., Serça D., Vicca S., Wolf B., Pumpanen J. 2013. Comparison of static chambers to measure CH₄ emissions from soils. *Agriculture and Forest Meteorology*, 171-172: 124-136.
- Pumpanen J., Longdoz B., Kutsch W.L. 2009. Field measurements of soil respiration: principles and constraints, potentials and limitations of different methods. In: *Soil Carbon Dynamics: An Integrated Methodology*, eds Kutsch W.L., Bahn M. and Heinemeyer A. Published by Cambridge University Press. Cambridge University Press, 16-33.
- Rochette P., Hutchinson G.L. 2005. Measurement of soil respiration in situ: chamber techniques. In: *Micrometeorology in Agricultural Systems*. Agronomy Monograph, 47: 247-286.
- Rydin H., Jeglum J. 2006. *The biology of peatlands*. Oxford University Press, New York, 343.
- Schneider J., Kutzbach L., Schulz S., Wilmking M. 2009. Overestimation of CO₂ respiration fluxes by closed chamber method in low turbulence nighttime conditions. *Journal of Geophysical Research*, 114, G03005, 10.
- Spirig C., Neftle A., Ammann C., Dommen J., Gramber W., Thielmann A., Schaub A., Beauchamp J., Withaler A., Hansel A. 2005. Eddy covariance flux measurements of biogenic VOCs during ECHO 2003 using proton transfer reaction mass spectroscopy. *Atmos Chem Phys* 5: 465-481.
- Stull R., 2015. *Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science*.
- Swinbank W.C., 1951. The measurement of vertical transfer of heat and water vapour by eddies in the lower atmosphere. *Journal of Meteorology*, 8 (3), 135-145.
- Urbaniak M., Chojnicki B., Juszczak R., Augustin J., Leśny J., Ziemlińska K., Sakowska K., Siedlecki P. Olejnik J. 2016. Measuring major components of the carbon balance In: Mueller L, Sheudshen AK, Eulenstein F (Eds) *Novel Methods for Monitoring and Managing Land and Water Resources in Siberia*. Springer Water 2016, ISBN 978-3-319-24409-9 (eBook).

- Vasander H., Tuittila E.-S., Lode E., Lundin L., Ilomets M., Sallantausta T., Heikkilä R., Pitkänen M.-L., Laine J. 2003. Status and restoration of peatlands in northern Europe. *Wetlands Ecology and Management*, 11: 51-63.
- Van Gorsel E., Leuning R., Cleugh H.A., Keith H., Suni T. 2007. Nocturnal carbon efflux. Reconciliation of eddy covariance and chamber measurements using an alternative to the u^* -threshold filtering technique. *Tellus*, 59(3): 397-403.
- Webb E.K., Pearman G.I., Leuning R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106 (447): 85-100.
- Zamolodchikov D.G., Karelin D.V., Ivaschenko A.I., Oechel W.C., Hastings S.J. 2003. CO₂ flux measurements in Russian Far East tundra using eddy covariance and closed chamber techniques. *Tellus, Ser. B.* 55, 879-892.

**¹Radosław Juszcak, ¹Marek Urbaniak, ¹Marcin Stróżecki,
^{1,2,3}Mariusz Lamentowicz, ¹Bogdan Chojnicki**

¹Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu, Katedra Meteorologii,

²Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu,
Pracownia Ekologii i Monitoringu Mokradeł

³Zakład Biogeografii i Paleoekologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
w Poznaniu;

radjusz@up.poznan.pl