

ROZPRAWY NAUKOWE

515

Marek Urbaniak

**Metoda kowariancji wirów
jako nowoczesne narzędzie
w badaniach wymiany CO₂ między ekosystemami
leśnymi, podmokłymi i rolniczymi
a atmosferą**



POZNAŃ 2019

Metoda kowariancji wirów jako nowoczesne narzędzie w badaniach wymiany CO₂ między ekosystemami leśnymi, podmokłymi i rolniczymi a atmosferą

ABSTRAKT

Cel pracy. W ostatnich dekadach zaobserwowano niezwykle szybki wzrost średniej globalnej temperatury na powierzchni Ziemi. Wzrost ten jest wywołany w większości antropogeniczną emisją gazów szklarniowych, głównie dwutlenku węgla, która prowadzi do intensyfikacji efektu szklarniowego i zmian klimatycznych. Poprzez skomplikowany system sprzężeń zwrotnych pomiędzy elementami środowiska zmiany klimatyczne wpływają również na ekosystemy, które są rezerwuarem węgla i ogniwem w jego obiegu. Przyszłe warunki klimatyczne – w zależności od jakiego scenariusza emisji CO₂ potoczy się rozwój świata – będą wpływać na rolę ekosystemów w obiegu węgla, a tym samym ich kondycję. Na podstawie wybranych powierzchni oceniono obecne możliwości akumulacji węgla przez ekosystemy leśne, podmokłe i rolnicze. Podjęto również próbę określenia wpływu opadów i warunków wilgotnościowych na wahania produktywności badanych ekosystemów w różnych skalach czasowych.

Materiały i metody. Do oceny wymiany CO₂ pomiędzy lasem sosnowym w Tucznie, torfowiskiem w Rzecinie i polem uprawnym w Brodach posłużono się pomiarami metodą kowariancji wirów. Do obliczeń strumieni wykorzystano oprogramowanie EddyPro®. Dane z wszystkich stacji poddano weryfikacji pod kątem jakości, a następnie brakujące dane wypełniono dwiema metodami: Max Planck Institute of Biogeochemistry (MPI) oraz Fluxnet Canada Research Network (FCRN). Wykazano, że obie metody pozwalają na uzyskanie porównywalnych wyników. Do pomiarów nad lasem wykorzystano dwa systemy pomiarowe, wyposażone w różne typy analizatorów gazowych (z otwartą (OP) i zamkniętą (CP) ścieżką pomiarową). Wykazano, że pomiary wykonane systemem OP wskazują na większą asymilację CO₂ w porównaniu z otrzymanymi z systemu typu CP. Stwierdzono potrzebę wprowadzenia dodatkowej korekty pomiarów wykonanych za pomocą systemu OP oraz zaproponowano jej metodykę. Po jej zastosowaniu stwierdzono podobieństwo miesięcznych sum wymiany netto uzyskanych z obu typów systemów. Ustalenie to jest istotne w kontekście porównań pomiarów metodą kowariancji wirów, które są prowadzone w różnych częściach świata nad różnymi ekosystemami.

Wyniki i wnioski. Przeprowadzone prace pozwoliły określić średnie (w obecnych warunkach klimatycznych) możliwości akumulacji węgla przez las w Tucznie w wysokości 418,5 ±11,8 g·m⁻²·rok⁻¹, natomiast torfowiska w Rzecinie na 118,6 ±26,0 g·m⁻²·rok⁻¹. Ekosystemy leśne i podmokłe (torfowiska) mogą odegrać istotną rolę w usuwaniu z atmosfery CO₂ pochodzącego z emisji antropogenicznej. W czasie opadów deszczu, na stacji leśnej i rolniczej, zauważono wzrost emisji CO₂ w stosunku do jego asymilacji. Jako tego główną przyczynę wskazano zmniejszenie gęstości promieniowania całkowitego (R_g) w tym czasie, natomiast wzrost emisji CO₂ wywołany intensyfikacją oddychania ekosystemu został zauważony jedynie na polu uprawnym.

Słowa kluczowe: analizator typu otwarta ścieżka, analizator typu zamknięta ścieżka, metody uzupełniania braków, wpływ opadów deszczu na wymianę ekosystemu netto, wpływ długości okresów bez opadów na wymianę ekosystemu netto

The eddy covariance method as a modern tool in research on CO₂ exchange between forests, wetlands, agricultural ecosystems and the atmosphere

ABSTRACT

Aim of study. In the last decades the mean global temperature on the Earth's surface has increased extremely rapidly. This increase was mostly caused by the anthropogenic emission of greenhouse gases, mainly carbon dioxide, which intensified the greenhouse effect and climate changes. Climate changes also affect ecosystems, which are reservoirs of carbon and links in its cycle, by a complex system of feedbacks between different elements of the environment. Depending on the scenario of CO₂ emission in the development of the world, the future climatic conditions will influence the role of ecosystems in the carbon cycle and thus their condition. The current potential of forest, wetland and agricultural ecosystems to sequester carbon were assessed on the basis of selected areas. The author also tried to determine the influence of rainfall and humidity on variations in the productivity of the ecosystems at different time scales.

Material and methods. The CO₂ exchange between the Scots pine forest in Tuczno, the peatland in Rzecin and the farmland in Brody was assessed by making measurements with the eddy covariance (EC) method. The EddyPro® software was used to calculate fluxes. First, the data from all the sites were checked for quality. Next, the missing data were filled with two methods: Max Planck Institute of Biogeochemistry (MPI) and Fluxnet Canada Research Network (FCRN). Both methods gave comparable results. Two systems equipped with open-path (OP) and closed-path (CP) gas analysers were used for EC measurements above the forest. The measurements made with the OP system indicated greater assimilation of CO₂ than the measurements made with the CP system. The research showed that the measurements made with the OP system needed additional correction and the correction methodology was proposed. After the correction there were similar monthly totals of the net CO₂ exchange fluxes obtained from both systems. This finding is important in the context of comparisons of EC measurements made in different parts of the world, in various ecosystems.

Results and conclusions. In the current climate the average carbon sequestration potential of the Tuczno forest amounted to $418.5 \pm 11.8 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$, whereas in the Rzecin peatland it was $118.6 \pm 26.0 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{year}^{-1}$. Forest and wetland (peatland) ecosystems may play an important role in the removal of anthropogenic CO₂ emissions from the atmosphere. In comparison with the assimilation of CO₂ the emission of this gas at the forest and agricultural sites increased during rainfall. This effect was mainly caused by reduced total radiation density (R_g) at that time. The increase in CO₂ emission, caused by intensified respiration of the ecosystem, was observed only in the farmland.

Keywords: open-path analyser, closed-path analyser, gap filling methods, influence of rainfall on net ecosystem exchange, influence of duration of dry periods on net ecosystem exchange

KOMITET REDAKCYJNY

**Anna Golcz, Stanisław Grześ, Jolanta Komisarek, Andrzej Krauss,
Andrzej Mazur, Sebastian Nowaczewski, Julita Reguła, Arkadiusz Sadowski,
Jacek Wójtowski (przewodniczący), Anna Zielińska-Krybus**

Redaktor Działu

prof. dr hab. Jolanta Komisarek

Recenzenci

prof. dr hab. Piotr Baranowski

Instytut Agrofizyki PAN w Lublinie

prof. dr hab. Krzysztof Fortuniak

Uniwersytet Łódzki

Badania będące przedmiotem publikacji sfinansowano ze środków PGL „Lasy Państwowe” z tematu *Oszacowanie strumieni netto dwutlenku węgla wymieranymi pomiędzy ekosystemem leśnym na gruntach porolnych a atmosferą z wykorzystaniem spektroskopowych i numerycznych metod pomiarowych* oraz projektów: FP6 – CarboEurope-IP *Assessment of the European Terrestrial Carbon Balance*, FP6 – NitroEurope-IP *The nitrogen cycle and its influence on the European greenhouse gas balance*, FP7-GHG Europe *Greenhouse gas management in European land use system*

© Copyright by Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu
Poznań 2019, Poland



Książka jest dostępna na licencji Creative Commons – Uznanie autorstwa – Użycie niekomercyjne – Bez utworów zależnych 4.0 Międzynarodowe (CC BY-NC-ND 4.0)

ISSN 1896-1894

ISBN 978-83-7160-933-6

e-ISBN 978-83-67112-89-5

<https://doi.org/10.17306/978-83-67112-89-5>

<https://wydawnictwo.up.poznan.pl/book.html?isbn=978-83-67112-89-5>

Opracowanie redakcyjne

Lucyna Borowczyk

Skład i łamanie

Stanisław Tuchołka • panbook.pl

WYDAWNICTWO UNIwersytetu PRZYRODniczego W POZNANIU ul. Witosa 45, 61-693 Poznań

tel.: 61 848 78 08, e-mail: wydawnictwo@up.poznan.pl

<https://wydawnictwo.up.poznan.pl/>

Ark. wyd. 13,1. Ark. druk. 11,7.

Wersja elektroniczna dostępna na stronie <https://wydawnictwo.up.poznan.pl/books.html?dostepnosc=open%20access> oraz w serwisie <https://www.ibuk.pl/>

Wszystkim dzieciom,
a szczególnie moim dwóm synom: Jeremiemu i Makaremu,
oby pozostawili po sobie świat lepszy niż ten, który odziedziczą

SPIS TREŚCI

SKOROWIDZ SYMBOLI	9
1. WPROWADZENIE I STAN WIEDZY	17
1.1. Przyczyny i skutki zmian klimatycznych	17
1.2. Globalny bilans CO ₂	23
1.3. Rola obszarów rolniczych, leśnych i podmokłych w bilansie CO ₂	26
1.4. Przyszłe warunki klimatyczne	31
1.5. Przeciwdziałanie skutkom zmian klimatu w rolnictwie i leśnictwie	35
1.6. Metody oszacowywania strumieni gazów cieplarnianych (GHG)	39
1.7. Światowe sieci monitoringu GHG oraz perspektywy rozwoju badań strumieni GHG w Europie i Polsce	46
2. METODA KOWARIANCJI WIRÓW	50
2.1. Podstawy koncepcyjne	50
2.2. Mechanizmy przepływów strumieni w przypowierzchniowej warstwie atmosfery	55
2.3. Prawo zachowania masy i energii jako fundament pomiarów strumieni ...	55
2.4. Teoria turbulencyjnej wymiany materii, energii i pędu	60
2.5. Zagadnienia związane z urządzeniami pomiarowymi stosowanymi w metodzie kowariancji wirów	62
2.6. Turbulencja z punktu widzenia metody kowariancji wirów	76
2.6.1. Prędkość tarciowa – wartość krytyczna	76
2.6.2. Niestacjonarność strumienia	79
2.6.3. Pomijanie częstotliwości – zanik fluktuacji zmian sygnałów pomiarowych	81
2.7. Odległość dopasowania – lokalizacja systemu pomiarowego	84
2.8. Obszar źródłowy, przestrzenna reprezentatywność strumieni – lokalizacja systemu pomiarowego	86
3. BADANIA WŁASNE	92
3.1. Cel oraz zakres pracy	92
3.2. Opis miejsc pomiarowych	93

3.2.1. Lokalizacje miejsc pomiarowych	93
3.2.2. Pomiar nad ekosystemem leśnym	94
3.2.3. Pomiar nad ekosystemem podmokłym	96
3.2.4. Pomiar nad uprawami rolniczymi	98
3.3. Podstawowe pojęcia opisu wymiany CO ₂	100
3.3.1. Bilansowanie wymiany CO ₂	100
3.3.2. Rozdział strumieni netto CO ₂ (<i>flux partitioning</i>)	102
3.3.3. Wypełnianie braków w danych pomiarowych strumieni <i>S</i> , λE , NEE (NEP)	108
3.4. Przygotowanie danych	112
3.4.1. Algorytm postępowania podczas przetwarzania danych pomiarowych	112
3.4.2. Uzupełnianie braków oraz podział strumienia na R_{eko} , GEP i NEE . .	116
3.4.3. Testy i metody statystyczne	117
4. WYNIKI I DYSKUSJA	119
4.1. Warunki meteorologiczne	119
4.2. Roczne wartości NEE	119
4.2.1. Porównanie metod uzupełniania braków (MPI i FCRN)	119
4.2.2. Porównanie wartości NEE uzyskanych na podstawie pomiarów systemami OP i CP	128
4.2.3. Bilans węgla badanych powierzchni na tle podobnych oszacowań . .	131
4.3. Dynamika wymiany CO ₂ w różnych skalach czasowych	134
4.3.1. Zarys problematyki opisu wpływu różnych czynników na wymianę CO ₂	134
4.3.2. Wpływ opadów atmosferycznych na chwilowe wartości NEE	136
4.3.3. Wpływ rozkładu opadów na wartości GEP, NEE i R_{eko}	140
5. PODSUMOWANIE I WNIOSKI	144
ZAŁĄCZNIKI	147
Załącznik A	147
Problemy pomiarowe w metodzie kowariancji wirów w okresach nocnych i zimowych	147
Korekta nocnych strumieni z uwagi na przepływ poziomy	161
Załącznik B	164
BIBLIOGRAFIA	169

SKOROWIDZ SYMBOLI

- a_2 – parametr opisujący wrażliwość procesu oddychania od temperatury powietrza
the parameter describing the respiration process sensitivity to temperature
- AIC – kryterium informacyjne Akaikiego (AIC) – estymator względnej jakości modeli statystycznych, nazwany na cześć jego twórcy Hirotugu Akaikiego
the Akaike information criterion (AIC, Akaike *Information Criterion*) – an estimator of the relative quality of statistical models, named after Hirotugu Akaike, the statistician who formulated it
- A_N – oszacowana część nocnego strumienia CO₂ przenoszona poziomo i nie rejestrowana przez system pomiarowy
an estimated for nighttime part of the night carbon dioxide flux transferred horizontally and not detected by the measurement system
- b_0, b_1, b_2 – parametry modelu liniowego korygującego pionowe ustawienie anemometru w metodzie *planar fit*
parameters of the linear model correcting the vertical position of the anemometer in the planar fit method
- co2 – zawartość CO₂ w powietrzu, gęstość molowa (mmol·m⁻³)
the content of carbon dioxide in the air, molar density (mmol·m⁻³)
- c_k – parametr formuły opisującej obszar źródłowy metodą Kljun i in. (2004), obliczany zgodnie z równaniem 15 w cytowanej pracy
the parameter of the formula describing the source area with the method developed by Kljun et al. (2004), calculated according to equation 15 in the cited work
- d – wysokość przesunięcia płaszczyzny zerowej (m)
zero-plane displacement height (m)
- d_k – parametr formuły opisującej obszar źródłowy metodą Kljun i in. (2004), obliczany zgodnie z równaniem 16 w cytowanej pracy
the parameter of the formula describing the source area with the method developed by Kljun et al. (2004), calculated according to equation 16 in the cited work
- c_p – ciepło właściwe powietrza (J·kg⁻¹·K⁻¹)
specific heat of the air (J·kg⁻¹·K⁻¹)
- Dp/Dt – zmiana stężenia gazu (lub innej wielkości skalarnej) w czasie
time-dependent change in gas concentration (or other scalars)
- E – ewapotranspiracja (kg·m⁻²·s⁻¹)
evapotranspiration (kg·m⁻²·s⁻¹)

E_0	– czułość temperaturowa równa 309 K temperature sensitivity 309 K
F	– wartość strumienia wielkości skalarnej energii ($W \cdot m^{-2}$) lub masy ($\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) the flux of scalar energy ($W \cdot m^{-2}$) or mass ($\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)
F_c	– turbulencyjny strumień CO_2 ($\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) a turbulent carbon dioxide flux ($\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)
F_{cn}	– wartości strumienia CO_2 , które zostały zmierzone w nocy ($\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) night-time CO_2 flux values ($\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)
F_{max}	– wartość strumienia związana z powierzchnią o największym oddziaływaniu na system pomiarowy the maximum contribution to the measured flux
g	– przyspieszenie ziemskie Earth's gravity constant
G	– strumień ciepła glebowego ($W \cdot m^{-2}$) soil heat flux ($W \cdot m^{-2}$)
GEP	– produkcja brutto ekosystemu ($\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) gross ecosystem photosynthesis (or productivity) ($\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)
GPP	– produkcja pierwotna brutto ($\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) gross primary production ($\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)
GEP _{opt}	– wielkość wymiany brutto ekosystemu w warunkach nieograniczonego promieniowania słonecznego ($\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) the gross ecosystem photosynthesis at infinite solar radiation ($\mu mol \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)
h	– średnia wysokość roślin (m) the mean plant height (m)
h_{2o}	– zawartość pary wodnej w powietrzu, gęstość molowa ($mmol \cdot m^{-3}$) the content of water vapor in the air, molar density ($mmol \cdot m^{-3}$)
H	– wysokość warstwy granicznej (m) the height of the boundary layer (m)
k, D, P, z_u	– parametry modelu opisanego wzorem 30 the parameters of the model described with formula 30
L	– długość Monina-Obuchowa (m) Monin-Obukhov length (m)
LAI	– wskaźnik powierzchni liściowej leaf area index
$L'_{NN\%}$	– wielkość dobierana w zależności od zamierzonego procentowego udziału na podstawie diagramu oznaczonego w pracy Kljun i in. (2004) jako „fig. A1” the magnitude tabulated for each percentage between 0 and 95% (see Figure A1 in the Kljun et al. (2004))
l	– wektor poziomej prędkości wiatru ($m \cdot s^{-1}$) horizontal wind speed vector ($m \cdot s^{-1}$)
l_{pf}	– wektor prędkości wiatru po rotacji metodą <i>planar fit</i> wind speed vector after planar fit rotation
LW _{in}	– gęstość strumienia promieniowania długofalowego dochodzącego ($W \cdot m^{-2}$) long-wave incoming radiation density ($W \cdot m^{-2}$)
LW _{out}	– gęstość strumienia promieniowania długofalowego odchodzącego ($W \cdot m^{-2}$) long-wave outgoing radiation density ($W \cdot m^{-2}$)
m_a	– masa cząsteczkowa powietrza ($g \cdot mol^{-1}$) the molecular mass of the air ($g \cdot mol^{-1}$)

MAE	– średni błąd bezwzględny estymacji (ang. <i>mean absolute error</i>) mean absolute error
M_{pf}	– macierz rotująca w metodzie <i>planar fit</i> the rotation matrix in the planar fit method
m_{v}	– masa cząsteczkowa pary wodnej ($\text{g}\cdot\text{mol}^{-1}$) the molecular mass of water vapor ($\text{g}\cdot\text{mol}^{-1}$)
NEE	– wymiana ekosystemu netto ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) net ecosystem exchange ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
NEP	– produkcja ekosystemu netto ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) net ecosystem production ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
NPP	– produkcja pierwotna netto ($\text{GPP} - R_{\text{A}}$) net primary production ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
$p_{(t)}$	– parametr w metodzie FCRN opisujący zmienność w czasie zależności pomiędzy GEP i PPFD the parameter in the FCRN method describing the time variation of the relationship between GEP and PPFD
P_{bar}	– ciśnienie atmosferyczne (hPa) atmospheric pressure (hPa)
P	– opad atmosferyczny (mm) precipitation (mm)
PPFD	– gęstość strumienia fotonów promieniowania fotosyntetycznie aktywnego dochodzącego ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) photosynthetic photon flux density ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
PPFDd	– gęstość strumienia fotonów promieniowania fotosyntetycznie aktywnego rozproszonego ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) diffuse photosynthetic photon flux density ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
PPFDr	– gęstość strumienia fotonów promieniowania fotosyntetycznie aktywnego odbitego ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) reflected photosynthetic photon flux density ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
Q	– ilość energii dochodzącej w postaci promieniowania całkowitego ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$) total incoming solar energy ($\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}$)
$r_{(t)}$	– parametr w metodzie FCRN opisujący zmienność w czasie zależności pomiędzy nocnymi pomiarami NEP i T_{s} the parameter describing the time-dependent variation in the relation between NEP and T_{s} in the FCRN method
r_1, r_2, r_3	– parametry modelu respiracji ekosystemu w metodzie FCRN (wzór 39) parameters of the ecosystem respiratory model in the FCRN method (formula 39)
r	– współczynnik korelacji correlation coefficient
R^2	– współczynnik determinacji coefficient of determination
R_{A}	– oddychanie organizmów autotroficznych autotrophic respiration
R_{b}	– oddychanie podstawowe w temperaturze odniesienia ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) respiration at reference temperature ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
$R_{\text{eko,D}}$	– oddychanie ekosystemu w ciągu dnia ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) daytime ecosystem respiration ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)

$R_{\text{eko,N}}$	– oddychanie ekosystemu w ciągu nocy ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) night-time ecosystem respiration ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
$R_{\text{eko,W}}$	– oddychanie ekosystemu wieczorem ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) evening-time ecosystem respiration ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
R_{eko}	– oddychanie ekosystemu ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) ecosystem respiration ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
R_g	– gęstość strumienia promieniowania krótkofalowego dochodzącego (SW_{in}), promieniowanie całkowite ($W\cdot\text{m}^{-2}$) short-wave incoming radiation density of (SW_{in}), total radiation ($W\cdot\text{m}^{-2}$)
R_h	– wilgotność względna powietrza (%) relative humidity (%)
R_H	– oddychanie organizmów heterotroficznych heterotrophic respiration
RMSE	– średnia kwadratowa błędów, pierwiastek kwadratowy z błędu średniokwadratowego (ang. <i>root mean squared error</i>) root mean squared error
R_n	– saldo promieniowania ($W\cdot\text{m}^{-2}$) radiation balance ($W\cdot\text{m}^{-2}$)
t	– czas (s) time (s)
S	– strumień ciepła jawnego ($W\cdot\text{m}^{-2}$) sensible heat flux ($W\cdot\text{m}^{-2}$)
S_A	– aktywność powierzchni czynnej determinująca wymianę materii i energii z atmosferą, najczęściej powiązana z aktywnością biologiczną active surface activity determining the exchange of matter and energy with the atmosphere, usually related to bioactivity
S_c	– ilość CO_2 zmagazynowanego poniżej przyrządów pomiarowych ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) the amount of carbon dioxide stored below measuring instruments ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
SE	– błąd standardowy, przyjęto jako odchylenie standardowe dla rozkładu średniej z próby the standard error was assumed as the standard deviation for the distribution of the mean of the sample
SHF	– gęstość strumienia ciepła glebowego ($W\cdot\text{m}^{-2}$) soil heat flux density of ($W\cdot\text{m}^{-2}$)
SSE	– suma kwadratów error sum of squares
SWC	– wilgotność pojemnościowa gleby (%) soil water content (%)
SW_{in}	– R_g ($W\cdot\text{m}^2$)
SW_{out}	– gęstość strumienia promieniowania krótkofalowego odbitego ($W\cdot\text{m}^{-2}$) reflected shortwave radiation ($W\cdot\text{m}^{-2}$)
T	– temperatura powietrza lub gleby ($^{\circ}\text{C}$) air or soil temperature ($^{\circ}\text{C}$)
T_0	– stała przyjęta za Lloydem i Taylorem (1994), równa $-46,02^{\circ}\text{C}$ constant equal to -46.02°C , assumed after Lloyd and Taylor (1994)
T_0	– temperatura powierzchni ($^{\circ}\text{C}$) surface temperature ($^{\circ}\text{C}$)
T_a	– temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$ lub K) air temperature ($^{\circ}\text{C}$ or K)

T_a'	– fluktuacje temperatury powietrza (K) air temperature fluctuations (K)
T_{ref}	– temperatura odniesienia, przyjęta jako pewna stała wartość, np. 10°C reference temperature, assumed as a constant value, e.g. 10°C
T_s	– temperatura gleby (°C lub K) soil temperature (°C or K)
T_s	– temperatura powietrza oszacowana na podstawie pomiarów anemometrem ultradźwiękowym (°C lub K) sonic temperature (°C or K)
u, v	– jedna z poziomych składowych prędkości powietrza ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) one of the horizontal wind speed components ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
u', v'	– fluktuacja jednej z poziomych składowych prędkości wiatru ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) fluctuation of one of the horizontal wind speed components ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
u_*	– prędkość tarciowa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) friction velocity ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
u_{*th}	– progowa (krytyczna) prędkość tarciowa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) threshold friction velocity ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
\bar{u}, \bar{v}	– średnia wartość jednej z poziomych składowych prędkości wiatru ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) the mean value of one of the horizontal wind speed components ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
VPD	– niedosyt ciśnienia pary wodnej w powietrzu (hPa) water vapor pressure deficit (hPa)
w	– składowa pionowa prędkości powietrza ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) vertical wind speed component ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
w'	– fluktuacja składowej pionowej prędkości wiatru ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) vertical wind speed component fluctuations ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
WT	– wahania zwierciadła wody gruntowej (cm) water table fluctuations (cm)
x	– odległość od anemometru we wzorze 28 (m) distance from the anemometer in formula 28 (m)
\bar{w}	– średnia wartość pionowej składowej prędkości wiatru ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) the mean value of the vertical wind speed component ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
z_0	– parametr szorstkości (m) roughness parameter (m)
z_m	– wysokość nad gruntem, na której są prowadzone pomiary (m) height of measurements above the ground (m)
ρ_a	– gęstość powietrza suchego ($\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) dry air density ($\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$)
ρ_c	– gęstość CO ₂ w powietrzu suchym ($\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) carbon dioxide density in dry air ($\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$)
ρ_v	– gęstość pary wodnej w powietrzu suchym ($\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) water vapour density in dry air ($\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$)
ρ'_c	– fluktuacje gęstości CO ₂ ($\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) carbon dioxide density fluctuations ($\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$)
ρ'_v	– fluktuacje gęstości pary wodnej ($\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) water vapour density fluctuations ($\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$)
σ_w	– odchylenie standardowe pionowej składowej prędkości powietrza standard deviation of vertical wind speed component

- χ_{\max} – pozioma odległość, która dzieli systemem pomiarowy (anemometr) od punktu o największym udziale w średnim strumieniu (F_{\max}) zmierzonym w danym okresie integracji (m)
the horizontal distance between the measurement system (anemometer) and the point with the highest share in the average flux (F_{\max}), measured in a given integration period (m)
- X_{\max}^* – bezwymiarowa odległość, która dzieli systemem pomiarowy (anemometr) od punktu o najwyższym udziale w średnim strumieniu zmierzonym w danym okresie integracji (F_{\max})
the dimensionless distance between the measurement system (anemometer) and the point with the highest share in the average flux (F_{\max}), measured in a given integration period
- $\chi_{\text{NN}\%}$ – pozioma odległość, która dzieli systemem pomiarowy (anemometr) od punktu o zadanym procentowym prawdopodobieństwie (NN%) wpływu na wartość zmierzonego strumienia (m)
the horizontal distance between the measurement system (anemometer) and the point with a set percentage share in the flux value (NN%), measured in a given integration period (m)
- $X_{\text{NN}\%}^*$ – bezwymiarowa odległość, która dzieli systemem pomiarowy (anemometr) od punktu o zadanym procentowym prawdopodobieństwie (NN%) wpływu na wartość zmierzonego strumienia
the dimensionless distance between the measurement system (anemometer) and the point with a set percentage share in the average flux value (NN%), measured in a given integration period
- α – wskaźnik tempa przyrostu ekosystemu, początkowe nachylenie krzywej, w formułach opisujących wrażliwość strumienia CO_2 na promieniowanie słoneczne ($\mu\text{mol CO}_2 \cdot \text{J}^{-1}$)
the ecosystem growth rate index, the initial slope of the light-response curve in formulas describing the sensitivity of the carbon dioxide flux to solar radiation ($\mu\text{mol CO}_2 \cdot \text{J}^{-1}$)
- β – kąty rotacji układu współrzędnych anemometru wokół osi x' w metodzie *planar fit*
rotation angles of the anemometer coordinate system around the x' axis in the planar fit method
- γ – parametr funkcji opisanej wzorem A1, dodany w celu umożliwienia tej funkcji przyjmowanie wartości mniejszych od zera
the parameter of the function described with formula A1 – it was added for the function to adopt values below zero
- $\Gamma(\mu)$ – funkcja gamma
gamma function
- $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ – zmiana wymiaru w kierunkach poziomych i pionowym (m)
horizontal and vertical changes in the dimension (m)
- ζ – parametr stabilności atmosfery ($\zeta = z_m/L$)
stability parameter ($\zeta = z_m/L$)
- Θ, Φ, Ψ – kąty rotacji układu współrzędnych anemometru wokół osi z, y' i x'' w metodzie *triple rotation*
rotation angles of the anemometer coordinate system around the z, y' - and x'' -axes in the triple rotation method

- κ – stała von Kármána, równa 0,41
von Kármán constant equal to 0.41
- λ – ciepło parowania wody ($2,5 \cdot 10^6 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ w 0°C)
latent heat of evaporation water ($2.5 \cdot 10^6 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ at 0°C)
- Λ – współczynnik zakrzywienia funkcji opisanej wzorem 38 (opisuje reakcję na światło) i przyjmuje wartości od 0 do 1
the curvature coefficient of the function described with formula 38 (it describes the reaction to light and adopts values from 0 to 1)
- λE – strumień ciepła utajonego parowania wody ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)
latent water evaporation heat flux ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)
- μ – bezwymiarowa stała we wzorze 28
dimensionless constant in formula 28
- $-\nabla \cdot \rho \bar{v}$ – dywergencja strumienia masy
mass flux divergence
- ξ – długość skalowana strumienia, zależna od wysokości umieszczenia przyrządów pomiarowych
scaled flux length dependent on the height of measurement devices
- ρ – wielkość skalarna (temperatura (K) dla energii lub gęstość substancji ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$) dla gazów)
scalar value (temperature (K) for energy or density of substance ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$) for gases)
- ρ' – odchylenie od średniej wartości skalarnej
deviation from the mean scalar value
- φ – kąty rotacji układu współrzędnych anemometru wokół osi y w metodzie *planar fit*
rotation angles of the anemometer coordinate system around the y -axis in the planar fit method

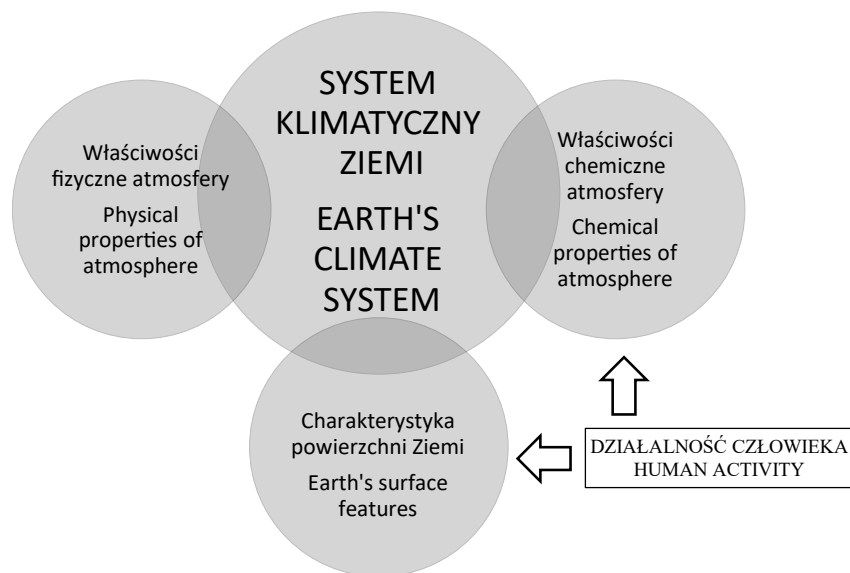
1. WPROWADZENIE I STAN WIEDZY

1.1. Przyczyny i skutki zmian klimatycznych

Klimatyczny system ziemski tworzą atmosfera i powierzchnia Ziemi oraz ich współdziałanie. Przez miliony lat kształtowały go trzy grupy czynników: właściwości fizyczne atmosfery, właściwości chemiczne atmosfery i charakter powierzchni ziemi, które ulegały powolnym zmianom. Jednak rosnąca szybko populacja ludzka i rozwój technologii doprowadziły w ostatnim stuleciu do pojawienia się nowego czynnika kształtowania ziemskiego systemu klimatycznego, którym jest działalność człowieka zmieniająca szybko charakter powierzchni ziemi i skład chemiczny atmosfery (rys. 1).

Podstawowym warunkiem stabilności (stanu stacjonarnego) klimatu w skali globalnej jest równowaga między strumieniem energii wpływającej do systemu ziemskiego a strumieniem energii opuszczającej ten system. W stanie stacjonarnym parametry układu nie zmieniają się, ale mogą istnieć przepływy (np. energii). System klimatyczny Ziemi podlega ciągłym regularnym i nieregularnym impulsom powodującym odstępstwa od stanu stacjonarnego. Jeżeli wielkość tych impulsów nie przekracza potencjału stabilności układu, mechanizmy regulacyjne powodują powrót do stanu stacjonarnego. W innym przypadku „wybicie” ze stanu stacjonarnego może być na tyle duże, że co prawda układ znajdzie się w stanie stacjonarnym, ale na innym poziomie równowagi termodynamicznej (co może być osiągnięte w niższej lub wyższej temperaturze globalnej). W skrajnym przypadku cały układ klimatyczny może znaleźć się ponownie w stanie równowagi termodynamicznej, ale reprezentowanej przez warunki uniemożliwiające istnienie życia na Ziemi w obecnej formie (Paltridge, 1979).

Wpływ człowieka na system klimatyczny Ziemi jest oczywisty, na przykład przez zmiany chemizmu atmosfery na skutek emitowania do niej gazów cieplarnianych (GHG), a ostatnio ich antropogeniczna emisja jest największa w historii ludzkości. Zmiany klimatyczne, które nastąpiły w ostatnim stuleciu miały rozległy wpływ



Rys. 1. Zespoły czynników wpływających na ziemski system klimatyczny (Kędziora, 2008)

Fig. 1. A set of factors influencing the Earth's climate system (Kędziora, 2008)

na ludzkość i całe środowisko naturalne (Szwed i in., 2010). Zmiany klimatu są naturalną cechą systemu planeta – atmosfera, ale przebiegają w zróżnicowany sposób w czasie i przestrzeni. Niektóre czynniki tych zmian wykazują pewną charakterystyczną cykliczność, najczęściej jednak różną dla każdego z czynników. Nałożenie się czynników różnokresowych sprawia, że w samych zmianach klimatu trudno dopatrzeć się jednoznacznych cykliczności. Dziś można już stwierdzić, że wszystkie przyczyny zmian klimatu można podzielić na **naturalne** i **antropogeniczne** (Kędziora, 2008).

Przyczyny naturalne mają pochodzenie kosmiczne i pochodzenie ziemskie. Pierwsze z nich zmieniają strumień energii słonecznej dopływającej do Ziemi. Wynikają z ewolucji Słońca i wielu czynników astronomicznych, w tym rotacji naszej Galaktyki. W początkach istnienia Ziemi stała słoneczna wynosiła zaledwie 1020 W/m^2 , a 250 mln lat temu – 1200 W/m^2 wobec dzisiejszej wartości 1360 W/m^2 . W wyniku rotacji galaktyki Słońce przechodzi przez obszary o różnej gęstości pyłu kosmicznego, co skutkuje nieregularnymi zmianami natężenia promieniowania słonecznego. Słońce wykazuje także zmiany aktywności w cyklu około 11-letnim. Wpływa na zmiany nie tylko natężenia promieniowania krótkofalowego, ale także promieniowania korpuskularnego powodujące zmiany w stratosferze i w konsekwencji oddziałujące na klimat ziemski. Zmiana stałej słonecznej o 1% ($13,6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) może

wywołać, poprzez wiele sprzężeń zwrotnych, wzrost temperatury globu ziemskiego rzędu 1,1–2,3°C (Kędziora, 2008).

Druga grupa przyczyn naturalnych obejmuje: dryf kontynentów i wędrówkę biegunów, zmiany kształtu orbity Ziemi (w cyklu około 96 tys. lat), zmiany nachylenia osi ziemskiej do płaszczyzny ekliptyki (o cyklu 41 tys. lat), precesję powodującą cofanie się punktu równonocy (o cyklu 22 tys. lat) i nutację osi ziemskiej (o cyklu około 19 lat). Według Milankovicia (Hays i in., 1976), zmiany temperatury globalnej, wynikające z wymienionych przyczyn, mogą wynosić 5–6°C. Poza tym do przyczyn natury ziemskiej zmian klimatu należy naturalna zmiana chemizmu atmosfery, wynikająca z chemicznych i biochemicznych procesów zachodzących na powierzchni Ziemi, jak również aktywność wulkaniczna globu ziemskiego. Te przemiany zachodziły w skali setek, tysięcy czy milionów lat. Skład atmosfery ziemskiej ulegał niewielkim zmianom przez ostatnie setki tysięcy lat. Od miliona lat do chwili początku rewolucji naukowo-technicznej na przełomie XIX i XX wieku, zawartość CO₂ w powietrzu utrzymywała się nieco poniżej 300 ppm, a w okresach lodowcowych zmniejszała się do około 200 ppm. Zmiany klimatyczne wynikające ze zmian stężenia CO₂ zachodziły jednak wolno – w skali tysięcy, a co najwyżej setek lat.

Przyczyny antropogeniczne zmian klimatu wynikają z nie zawsze przemysłowej działalności człowieka i przeplatają się z przyczynami naturalnymi. Obecnie obserwowane ocieplenie systemu klimatycznego jest niezaprzeczalne, a od lat 50. ubiegłego wieku tempo rejestrowanych zmian jest niespotykane od tysiącleci. Ich efektami są: ogrzewanie się atmosfery i oceanów, zmniejszanie się ilości śniegu i lodu oraz podwyższanie się poziomu morza (IPCC, 2014).

Czynniki antropogeniczne istniały od dawna, ale siła ich wpływu na klimat była minimalna w porównaniu z czynnikami naturalnymi. Wpływ człowieka na zmiany klimatyczne rośnie jednak niebezpiecznie od czasu rewolucji naukowo-technicznej, a bardzo wyraźnie od połowy XX wieku. Działalność człowieka w większości ma skutki negatywne w aspekcie zmian klimatycznych (IPCC, 2014; Kędziora, 2008; Liu i in., 2010; USGCRP, 2017; Wheeler i Braun, 2013). Prowadzi do wzrostu zawartości gazów cieplarnianych w atmosferze, a szczególnie CO₂, oraz niekorzystnych zmian w strukturze powierzchni ziemi, ponieważ przekształca ekosystemy stabilne (lasy, wody, mokradła) w ekosystemy niestabilne (użytki rolne, tereny zurbanizowane). W ciągu ostatnich 100 lat zawartość CO₂ w atmosferze ziemskiej wzrosła z 300 ppm do 400 ppm, czyli o ponad 30%. Ze względu na dodatnie sprzężenie zwrotne między wzrostem temperatury powietrza i oceanu a zawartością w powietrzu gazów szklarniowych, w tym szczególnie pary wodnej, zwiększenie zawartości CO₂ i innych gazów szklarniowych w powietrzu jest procesem złożonym. Wzrost zawartości gazów szklarniowych potęguje efekt cieplarniany, co skutkuje wzrostem temperatury powietrza i wód. To z kolei wpływa na zwiększenie zawartości pary wodnej w powietrzu

oraz większy dopływ CO₂ i metanu ze źródeł naturalnych. Woda cieplejsza może rozpuścić w sobie mniej CO₂ niż woda zimna, z kolei ogrzewanie powierzchni gleby, szczególnie w strefie wiecznej zmarzliny (tam wzrost temperatury jest najszybszy), prowadzi do uwolnienia zgromadzonego w niej metanu. Wzrost strumienia metanu płynącego z powierzchni ziemi do atmosfery jest również spowodowany szybkim rozwojem hodowli bydła, który jest wymuszony wzrostem demograficznym (Aselmann, 1991; Aselmann i Crutzen, 1990).

Jednym z najważniejszych problemów w skali globalnej jest wylesienie, które następuje albo w wyniku zamiany lasów na pola uprawne, albo degradacji lasów czy zamierania całych ekosystemów leśnych w efekcie zjawiska kwaśnych deszczów (Houghton, 2005). Rocznie ponad 10 mln ha zwartych lasów tropikalnych jest unicestwiane, a drugie tyle jest zamieniane na inny rodzaj użytkowania (Rotmans, 1990). Wylesienie kuli ziemskiej powoduje zasadnicze zmiany albedo powierzchni Ziemi i zmiany struktury bilansu cieplnego, a przez to zmiany struktury bilansu wodnego przejawiające się niekorzystnymi zmianami w rozkładzie czasowym i natężeniu opadów. Drugim niekorzystnym efektem wylesienia jest zwiększenie strumienia CO₂ płynącego z powierzchni łądów ku atmosferze. W okresie 1901–1998 w wyniku wylesienia w obszarach tropikalnych Ameryk, Azji i Afryki zostało wyemitowane do atmosfery 147–183 Gt CO₂, czyli 40–50 Gt węgla (Cramer i in., 2004). Dodatkowo pożary lasów powstające coraz częściej z przyczyn ludzkich uwalniają do atmosfery znaczące ilości radiacyjnie i fotochemicznie aktywnych gazów śladowych i aerozoli. Wzrost częstotliwości i zasięgu pożarów w wyniku zmian klimatycznych prowadzi do wniosku, że można spodziewać się wzrostu emisji CO₂ z obszarów leśnych (Denman i in., 2007). Fakt ten potwierdzają również prace naukowe z ostatnich lat (de Rigo i in., 2017).

Wykaz zmian klimatycznych i ich skutki przedstawiono w 2013 roku w raporcie IPCC (Stocker i in., 2013) Międzyrządowego Zespołu ds. Zmian Klimatu (Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC) oraz V raporcie IPCC (IPCC, 2014). Syntetyczne ich ujęcie przedstawiono poniżej.

1. Ocieplenie systemu klimatycznego jest niezaprzeczalne, a od lat 50. ubiegłego wieku wiele obserwowanych zmian jest bezprecedensowych w skali od dziesięcioleci do tysiącleci. Atmosfera i ocean się ociepliły, ilość śniegu i lodu zmniejszyła się a poziom morza i stężenia gazów cieplarnianych wzrosły.
2. W każdej z ostatnich trzech dekad temperatura powierzchni Ziemi była wyższa niż w poprzedniej i jednocześnie wyższa, niż w którejkolwiek z wcześniejszych dekad od 1850 roku. Na półkuli północnej lata 1983–2012 okazały się prawdopodobnie najcieplejszym 30-leciem w okresie ostatnich 1400 lat.

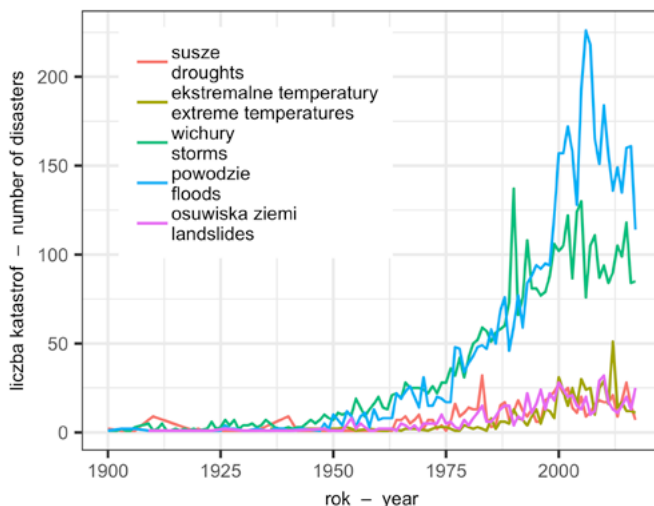
3. Energia zgromadzona w oceanach w wyniku ich ocieplenia stanowi ponad 90% energii zgromadzonej w latach 1971–2010 w systemie klimatycznym. Jest pewne, że górna warstwa oceanu (0–700 m) ogrzewała się w tym okresie, przy czym sama warstwa powierzchniowa (0–75 m) ogrzewała się średnio o 0,11°C na dekadę.
4. W ciągu ostatnich dwudziestu lat tracą masę lądolody Grenlandii i Antarktyki, niemal na całym świecie kurczą się lodowce i maleje czas trwania i obfitość pokrywy śnieżnej (Stocker i in., 2013).
5. Tempo wzrostu poziomu morza od połowy XIX wieku było większe niż średnie w ciągu ostatnich dwóch tysiącleci. W latach 1901–2010 globalny poziom morza wzrósł średnio o 0,19 m (od 0,17 m do 0,21 m w różnych obszarach).
6. Stężenia CO₂, metanu i podtlenku azotu w atmosferze wzrosły do poziomów niespotykanych w ciągu ostatnich 800 000 lat. Stężenie CO₂ podwyższyło się o 40% od czasów przedindustrialnych, głównie z emisji paliw kopalnych, a wtórnie z emisji na skutek zmian użytkowania gruntów. Ocean pochłonął około 30% emitowanego antropogenicznego CO₂, co spowodowało zmniejszenie jego alkaliczności.

W V raporcie IPCC (IPCC, 2014) stwierdzono także, że w odniesieniu do ekstremów pogodowych obserwuje się następujące trendy:

- zmniejsza się liczba zimnych dni i nocy nad większością lądów
- maleje liczba dni z przymrozkiem (w okresie 1950–1995 już o około 30)
- wzrasta częstotliwość i czas trwania fal upałów nad większością lądów
- rośnie częstotliwość i intensywność silnych opadów
- zwiększa się intensywność i czas trwania susz
- narasta intensywność cyklonów tropikalnych
- rośnie częstotliwość występowania i wielkość wysokich poziomów morza (Beniston i in., 2007; Hov i in., 2013).

Wymienione zmiany, w połączeniu z niekorzystnymi zmianami powierzchni ziemi (ubożenie szaty roślinnej i utwardzanie powierzchni), prowadzą do coraz częstszego występowania zagrożeń klimatycznych, takich jak powodzie, długotrwałe susze, niszczycielskie sztormy i osuwiska ziemi (rys. 2).

Zmiana czasoprzestrzennego rozkładu opadów (więcej intensywnych krótkotrwałych opadów typu nawałnego, zamiast umiarkowanych i równomiernych) zmniejsza ilość wody infiltrującej do gleby i zwiększa współczynnik odpływu, co generuje coraz dłuższe okresy głębokich susz powodujących duże straty w rolnictwie. W powiązaniu z uproszczeniem struktury szaty roślinnej prowadzi do narastania erozji gleby i jej degradacji. Bardzo niebezpiecznym zjawiskiem, związanym z niekorzystnymi



Rys. 2. Zwiększanie się częstotliwości ekstremalnych zjawisk pogodowych: powodzi, wichur, susz i osuwisk ziemi (EMDAT, 2017)

Fig. 2. The rate of increase in the frequency of extreme weather phenomena: floods, storms, droughts and landslides (EMDAT, 2017)

zmianami w warunkach higrotermicznych środowiska, jest pojawianie się obcych gatunków roślin i zwierząt, a wśród nich wiele trudnych do zwalczania chwastów i szkodników. Pogorszenie się struktury opadów, w powiązaniu ze wzrostem temperatury, wpłynęło również na zanikanie małych zbiorników i cieków wodnych, będących ostoją bytowania wielu rodzimych gatunków roślin i zwierząt, w tym szczególnie płazów (Kędziora i in., 2012; Stuart i in., 2004).

Zmiany klimatyczne wywierają negatywne skutki nie tylko w sferze abiotycznej środowiska, ale także w strukturze oraz wielkości zbiorowisk zwierzęcych i roślinnych, czyli biologicznej różnorodności. Z jednej strony obserwuje się szybkie wymieranie niektórych rodzimych gatunków zwierząt i roślin, niezbędnych do prawidłowego funkcjonowania środowiska przyrodniczego, z drugiej strony szybko wzrasta liczebność gatunków inwazyjnych oraz populacja zwierząt i roślin wypierających gatunki rodzime. Z kolei wśród gatunków inwazyjnych znajduje się wiele szkodników, chwastów czy odmian powodujących choroby roślin, przez co negatywny skutek zmian ma charakter nie tylko środowiskowy, ale także ekonomiczny. Pimentel i in. (2005) ocenili ekonomiczne szkody wywołane przez obce gatunki roślin, zwierząt i drobnoustrojów w USA, na Wyspach Brytyjskich, w Australii, Południowej

Afryce, Indiach i Brazylii. Stwierdzili oni, że ponad 120 000 gatunków obcych, które przywędrowały do wymienionych krajów zadomowiło się w nich dobrze. Na ponad 314 mld USD rocznie oszacowano w tych krajach wydatki generowane koniecznością kontroli oraz szkodami wywołanymi przez gatunki inwazyjne. Te wielkie koszty wynikają bezpośrednio z postępującego ocieplenia klimatu, które jest następstwem nadmiernej antropogenicznej emisji gazów szklarniowych, a przede wszystkim CO₂.

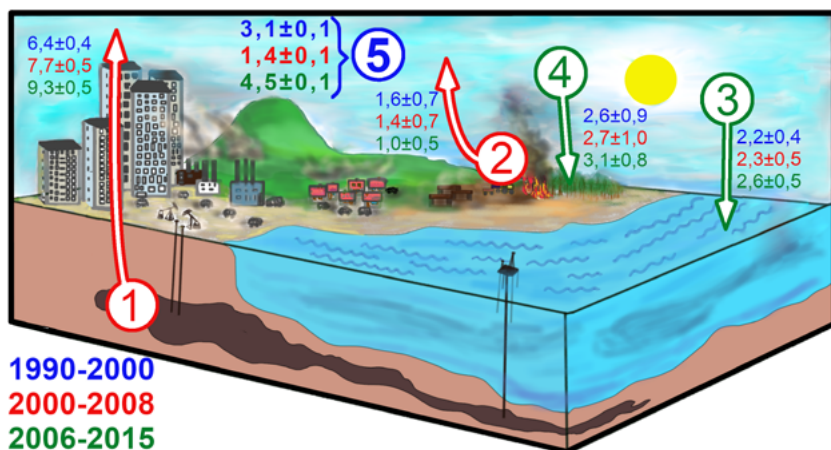
1.2. Globalny bilans CO₂

Globalny bilans CO₂ jest bardzo trudny do oszacowania, ponieważ składa się na niego wiele strumieni emisji naturalnych i antropogenicznych w skali lokalnej i globalnej oraz kilka strumieni związanych z naturalną absorpcją tego gazu z atmosfery. Dwa główne strumienie pochłaniania CO₂ z atmosfery to absorpcja przez oceany oraz związana z procesem fotosyntezy ekosystemów lądowych, z których za najważniejsze pod tym względem należy uznać lasy wszystkich stref klimatycznych.

Antropogeniczna emisja CO₂ do atmosfery następuje głównie na skutek spalania paliw kopalnych, zmian użytkowania gruntów oraz w wyniku produkcji przemysłowej (rys. 3). Średnie roczne ogólne tempo emisji (spalanie paliw i użytkowanie ziemi) wynoszące 8,0 Gt węgla w latach 1990–2000 zwiększyło się do 10,3 Gt węgla w okresie 2006–2015. Ten wzrost, równy 2,3 Gt, powstał głównie w sferze energetycznej (2,9 Gt), podczas gdy w sferze użytkowania terenu nastąpiło zmniejszenie emisji węgla o 0,6 Gt (rys. 3).

Globalna emisja CO₂, wynikająca ze spalania paliw kopalnych oraz produkcji cementu, powiększała się w ostatnich dekadach: z $3,1 \pm 0,2$ Gt·rok⁻¹ węgla w latach 1960-tych do $8,3 \pm 0,4$ Gt·rok⁻¹ węgla w dekadzie 2002–2011 (Le Quéré i in., 2014). Ten wzrost emisji był główną przyczyną podwyższenia stężenia CO₂ w atmosferze. Niestety, choć w minionym okresie nieco nasiliło się pochłanianie przez ekosystemy lądowe, w tym lasy, nie było ono w stanie zrekompensować znaczącego przyrastania antropogenicznej emisji CO₂.

Zintegrowane dane z inwentaryzacji oraz długoterminowych bezpośrednich pomiarów wskazują, że sumaryczna roczna absorpcja CO₂ netto lasów na Ziemi była bardzo znacząca i w latach 1990–2007 wynosiła średnio $2,4 \pm 0,4$ Gt węgla (Pan i in., 2011). Odliczając od tej wartości straty węgla, z uwagi na zmianę sposobu użytkowania gruntu (głównie wylesianie) w lasach tropikalnych, uzyskano ostatecznie wartość $1,1 \pm 0,8$ Gt C na rok. Wyniki przedstawionych analiz pozostają w zgodzie z opisanymi



Rys. 3. Schemat globalnego cyklu węglowego. Groty strzałek wskazują kierunek wymiany CO₂: skierowane w dół – pochłanianie, skierowane w górę – emisję netto; 1 – paliwa kopalne i produkcja cementu, 2 – zmiana użytkowania gruntów, 3 – pochłanianie oceanów, 4 – pochłanianie łądów, 5 – przyrost w atmosferze. Wartości strumieni (Gt·rok⁻¹) wraz z odchyleniem standardowym (±) oszacowania (Le Quéré, 2010; Le Quéré i in., 2016)

Fig. 3. A diagram of the global carbon cycle. Arrowheads indicate the direction of CO₂ exchange: downward arrows indicate net absorption, upward arrows indicate net emission; 1 – fossil fuels and cement production, 2 – land use change, 3 – ocean carbon sink, 4 – land carbon sink, 5 – carbon growth in the atmosphere. Flux values expressed as Gt C per year, including the standard deviation (±) of the estimate (Le Quéré, 2010; Le Quéré et al., 2016)

wcześniej oszacowaniami globalnego bilansu węgla, wskazującymi na sekwestrację około 2,7 Gt C ogółem w ekosystemach łądowych w tym samym okresie (Le Quéré i in., 2016). Traktując obie wartości jako najlepsze dostępne dane, należałoby uznać za kluczową rolę ekosystemów leśnych w kształtowaniu globalnego bilansu węgla, ponieważ ich pochłanianie stanowiłoby ponad 40% całkowitej absorpcji netto obszarów łądowych. Tym samym ich zdolność do „wychwytywania” antropogenicznego CO₂ z atmosfery przekraczałaby 15% całkowitej emisji. Saldo bilansu węgla lasów w Europie, podobnie jak w skali światowej, jest dodatnie, co oznacza, że stanowią one jego rezerwuary. Wielkość całkowitego pochłaniania netto waha się tutaj od 0,135 do 0,205 Gt C na rok, co w stosunku do całkowitej emisji z tego kontynentu pozwala na zmniejszenie ilości emitowanego CO₂ o 7–12% (Janssens, 2003).

Canadell i in. (2007) stwierdzili, że głównymi czynnikami wpływającymi na stan masy węgla retencjonowanego w ekosystemach leśnych są:

- **czynniki naturalne** – zmienność klimatu, zakłócenia naturalne (pożary, gradacje owadów, infekcje grzybowe itp.)
- **bezpośrednie skutki działalności człowieka** – zalesienia i odnowienia lasów, wylesienia, gospodarka leśna (cykl produkcji, trzebieże, zarządzanie ochroną przeciwpożarową)
- **pośrednie skutki działalności człowieka** – wzmożona emisja CO₂ do atmosfery (długoterminowe zmiany klimatu związane z efektem cieplarnianym), depozycja azotu, zanieczyszczenia powietrza.

Jednocześnie podejmuje się działania strategiczne, których celem jest wykorzystanie lasów do sekwestracji CO₂ w glebach i biomase drzew. Strategię tę można realizować m.in. poprzez:

- wzrost powierzchni leśnej (zalesienia gruntów porolnych, nieużytków) i ograniczenie wylesień
- pomnożenie produktywności istniejących drzewostanów (prowadzenie zabiegów hodowlanych zwiększających zapas drewna na pniu)
- zintensyfikowaną ochronę lasów przed pożarami
- wzrost stopnia wykorzystania biomasy drzewnej
- wprowadzanie zadrzewień w środowiskach miejskich
- zintensyfikowanie wykorzystania surowca drzewnego w produkcji artykułów o długich cyklach użytkowania i ich recycling
- zwiększanie retencji węgla w glebie.

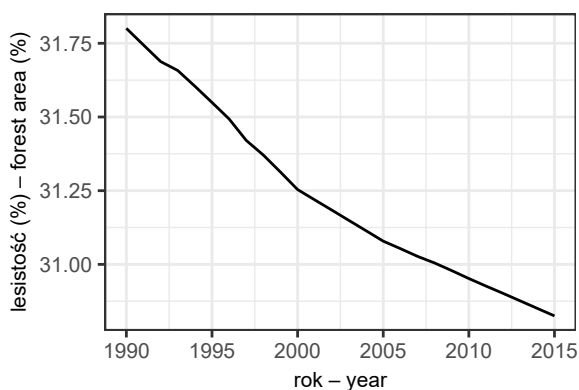
W ostatnich latach podejmuje się na świecie wiele działań w celu realizacji tej strategii. Z inicjatywy UE zostało podpisane 12 grudnia 2015 roku przez 195 krajów Porozumienie Paryskie (światowe porozumienie w dziedzinie klimatu) mające na celu ograniczenie tempa wzrostu temperatury atmosfery. Polscy reprezentanci Państwowego Gospodarstwa Leśnego Lasy Państwowe przedstawili koncepcję Leśnych Gospodarstw Węglowych wpisaną do Porozumienia. Podstawą prawną działania Projektu LGW jest Zarządzenie Dyrektora Generalnego Lasów Państwowych nr 2 z dnia 17 stycznia 2017 r. w sprawie realizacji w formie wspólnego przedsięwzięcia jednostek organizacyjnych Lasów Państwowych projektu rozwojowego o charakterze pilotażowym pod nazwą „Leśne Gospodarstwa Węglowe”. Głównym celem projektu jest stymulowanie pochłaniania CO₂ przez lasy przy jednoczesnym zwiększaniu bioróżnorodności oraz zintensyfikowaniu produkcji drewna. Choć nie jest realne, aby ta inicjatywa pozwoliła na zrównoważenie obecnej emisji CO₂ z obszaru Polski, to projekt ten jest właściwą próbą podjęcia działania na rzecz stabilizacji ekosystemów leśnych jako rezerwuarów węgla.

1.3. Rola obszarów rolniczych, leśnych i podmokłych w bilansie CO₂

W skali globalnej węgiel gromadzi się w atmosferze i oceanach oraz w ekosystemach lądowych w biomasie i w glebie. Węgiel atmosferyczny jest wiązany w biomasie dzięki procesowi fotosyntezy oraz akumulowany w glebie i oceanach. Na terenach lądowych istotne znaczenie w gromadzeniu węgla mają ekosystemy leśne i podmokłe (torfowiska), gdyż ekosystemy rolnicze są najczęściej emitentem netto.

Pod względem zajmowanego obszaru wyróżniają się na świecie dwie wielkie formacje leśne: wilgotny las równikowy o powierzchni 440 mln ha (11,0% ogółu) i borealny las iglasty zajmujący obszar 605 mln ha (15,1%). Największy obszar zajmują wilgotne lasy równikowe na Nizinie Amazonki i Kongo, a także na Archipelagu Malajskim.

Szacunkowa ocena stanu lesistości Ziemi wskazuje, że w połowie XVI wieku powierzchnia leśna na globie ziemskim wynosiła około 76 mln km² (51% terenów lądowych globu). Obecnie areal lasów świata wynosi około 45,9 mln km², co stanowi 30,8% całkowitej powierzchni lądowej (rys. 4). Na jednego mieszkańca Ziemi przypada średnio 0,60 ha lasu, w Polsce 2,5-krotnie mniej (The World Bank, 2016). Do regionów o największej powierzchni lasów przypadającej na jedną osobę należą: Oceania (5,48 ha), Ameryka Południowa (2,25 ha), Ameryka Północna (1,50 ha) oraz Europa (łącznie z Rosją – 1,37 ha). Natomiast najmniej lasów przypada na 1 mieszkańca w Afryce (0,68 ha), Azji (0,15 ha) oraz na Karaibach (0,17 ha).



Rys. 4. Zmiany lesistości Ziemi (The World Bank, 2016; aktualizacja 18 listopada 2018)

Fig. 4. Changes in the Earth's forest area (The World Bank, 2016; updated on 18 November 2018)

Jednym z najgroźniejszych w skutkach zjawiskiem (w kontekście zmian klimatycznych) jest ciągłe ubywanie powierzchni leśnej na świecie (rys. 4). Zjawisko jest tym groźniejsze, że najszybciej ubywa lasów na obszarach najbardziej wrażliwych na zmiany klimatyczne, czyli terenach strefy tropikalnej: w Afryce i Ameryce Łacińskiej, na dalekim wschodzie w Oceanii (duże wyspy) oraz w Chinach. W pierwszej dekadzie XXI wieku średnia powierzchnia wylesień na świecie wynosiła około 130 tys. km² rocznie (w latach 90. XX wieku sięgała nawet 160 tys. km² rocznie), co stanowiło odpowiednio 0,3% i 0,4% powierzchni leśnej globu. Jednocześnie w tym okresie zakładano nowe uprawy leśne (średnio ponad 78 tys. km² rocznie), ale jedynym kontynentem, na którym wzrasta powierzchnia leśna jest Europa (The World Bank, 2016).

Światowe zasoby lasów kurczą się z powodu wycinania drzew (pod uprawy rolnicze, dla celów przemysłowych i opałowych), pożarów czy wskutek zniszczeń wywołanych zanieczyszczeniami chemicznymi powietrza. Eksploatację lasów prowadzi się na świecie z różnym nasileniem i w różnych celach. W krajach wysokorozwiniętych wyrąb drzew jest stosowany głównie w celu pozyskania surowca dla przemysłu papierniczego i meblarskiego. W krajach rozwijających się ogromne znaczenie ma wykorzystywanie drewna w celach opałowych: na ten cel, zależnie od lokalnych warunków, przeznaczają się od 20% do 70% wyciętego drewna. Ze szczegółowych studiów prowadzonych przez FAO wynika, że już od dawna najwięcej lasów wycina się w Ameryce Południowej oraz Ameryce Środkowej, a także w Azji i Afryce. Wylesianie postępuje najszybciej w krajach strefy tropikalnej, obejmującej około 80 krajów, w których wycina się rocznie około 11 mln ha lasów. Już od dawna, między innymi wskutek wylesiania w dwudziestu dwóch krajach afrykańskich strefy subsaharyjskiej, zachodzi proces pustynnienia, a w niektórych miejscach (np. na terenie Mali) granica Sahary przesunęła się znacznie na południe. Efektem tego globalnego wylesienia jest spadek potencjału środowiska przyrodniczego do absorpcji CO₂ z atmosfery i gromadzenia go w postaci węgla.

W skali globalnej najwolniejsze tempo akumulacji materii organicznej wyróżniają deszczowe lasy tropikalne. Chociaż właśnie tam występuje największa produkcja pierwotna, najszybsze jest także tempo rozkładu materii organicznej ze względu na specyficzne warunki higrotermiczne. Inna sytuacja panuje w chłodnych, świerkowych lasach borealnych (Tajga), gdzie tempo akumulacji jest pięć–siedem razy większe niż w tropikach. Dane umieszczone w tabeli 1 ilustrują rolę obszarów leśnych w magazynowaniu węgla w biosferze ziemskiej. Według publikacji IPCC (2000b), obszary lądowe magazynują 2477 Gt C, w tym ekosystemy leśne zajmujące tylko 27,6% terenu lądu (nieco ponad ¼ powierzchni) akumulują 1146 Gt C, czyli prawie połowę całej biosferycznej puli węgla (46% całości). Natomiast pozostałe ekosystemy, zajmujące prawie ⅔ powierzchni lądów (72,4%), gromadzą 1331 Gt C, co stanowi 53,7% całej

Tabela 1. Globalny zbiornik węgla w biomacie pozaglebowej i w glebie do głębokości 1 m (IPCC, 2000b)

Table 1. A global carbon stock in a non-soil biomass and in the soil up to a depth of 1 m (IPCC, 2000b)

Biom – Biome	Powierzchnia Area (mln km ²)	Zbiornik węgla (Gt) – Carbon stock (Gt)		
		biomasa pozaglebowa non-soil biomass	gleba soil	ekosystem ecosystem
Lasy borealne Boreal forests	17,6	212	216	428
Lasy strefy umiarkowanej Temperate forests	10,4	59	100	159
Lasy tropikalne Tropical forests	13,7	88	471	559
Razem lasy Total carbon stock in forests	41,7 (27,6%)	359 (77%)	787 (39,1%)	1 146 (46,3%)
Razem w atmosferze Total carbon stock in atmosphere		870 Gt		
Sawanna Savanna	22,5	66	264	330
Trawiaste strefy umiarkowanej Temperate grassland	12,5	9	295	304
Pustynie i półpustynie Deserts and semi-deserts	45,5	8	191	199
Tundra	9,5	6	121	127
Mokradła Wetlands	3,5	15	225	240
Obszary rolne Agricultural areas	16,0	3	128	131
Razem (z wyłączeniem lasów) Total (excluding forests)	109,5 (72,4%)	107 (23%)	1 224 (60,9%)	1 331 (53,7%)
Łącznie Total	151,2	466	2 011	2 477

puli węgla (tab. 1). Bardzo charakterystyczny jest podział całej puli węgla na zbiornik glebowy i zbiornik pozaglebowy.

W lasach borealnych wartość jest mniej więcej równa, w lasach strefy umiarkowanej zbiornik glebowy jest prawie dwa razy większy, natomiast w lasach tropikalnych zbiornik glebowy jest przeszło pięć razy większy niż zbiornik w biomacie

pozagłębowej. Łącznie w ekosystemach leśnych zbiornik glebowy jest nieco ponad dwa razy większy od zbiornika w biomase pozagłębowej, natomiast w pozostałych ekosystemach globu jest on większy ponad jedenastokrotnie. W odniesieniu do zbiornika biocenotycznego ekosystemy leśne gromadzą ponad 75% całości, natomiast w odniesieniu do zbiornika glebowego nieco ponad 40% całości.

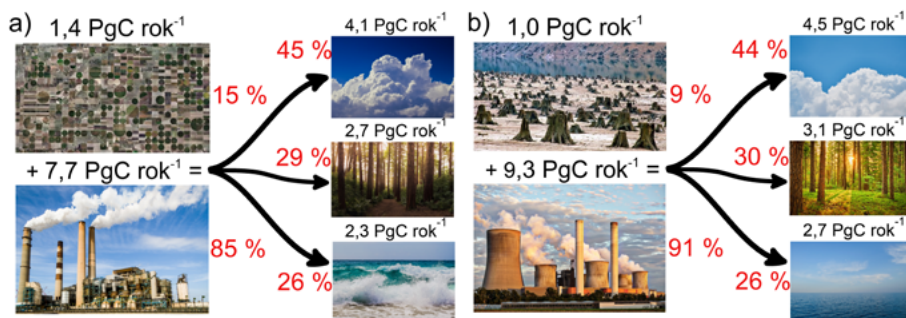
Z innego opracowania (Denman i in., 2007) wynika, że około 120 Gt C jest pobierane rocznie w wyniku fotosyntezy przez roślinność (roczna produkcja pierwotna brutto), z czego około połowa jest transportowana do środowiska glebowego (Gahagan i in., 2015; Giardina i in., 2005). Globalną wielkość produkcji pierwotnej netto (NPP) ekosystemów lądowych szacuje się na około 63 Gt C rocznie, z czego około połowa przypada na lasy. Z zestawienia, które wykonali Robinson i Kile (2007) wynika, że ekosystemy leśne sekwestrują około 85% węgla związanego w nadziemnej biomase roślin ekosystemów lądowych i około 74% węgla związanego w środowisku glebowym. Jobbágy i Jackson (2000) oraz Robinson i Kile (2007) uważają, że w glebach leśnych jest zdeponowane około 43% sumarycznej ilości węgla związanego w lasach.

Drugim istotnym rezerwuarem węgla są ekosystemy podmokłe, które ze względu na ich różnorodność można podzielić według różnych systemów klasyfikacji. W jednym z nich wyróżniono trzy grupy: (1) torfowiska północne (o całkowitej powierzchni $350 \cdot 10^6$ ha), (2) torfowiska słodkowodne ($204 \cdot 10^6$ ha) i (3) przybrzeżne mokradła ($36 \cdot 10^6$ ha). Choć zajmują one, zależnie od przyjętej definicji, od 3% do 6% powierzchni lądowych (Laurila i in., 2012), stanowią znaczący magazyn węgla. Według różnych szacunków torfowiska zawierają od 20% do 30% całkowitej światowej puli węgla glebowego (Gorham, 1991; Lal, 2008; Mitsch i in., 2013).

Grunty porolne wyłączone z uprawy (przed transformacją były ekosystemami leśnymi lub trawiastymi), zalesione lub z odradzającą się naturalną szatą roślinną, mają zdolność gromadzenia węgla w glebie. Dzięki temu następuje odwrócenie negatywnych efektów konwersji ekosystemów stabilnych (lasy, łąki) w ekosystemy niestabilne (pola uprawne), które są emiterami CO_2 . Czas potrzebny do powrotnej zamiany emitera na pochłaniacza oraz tempo gromadzenia węgla w ekosystemie zależą od sposobu użytkowania terenu (powrót do ekosystemów stabilnych – proces zależny od człowieka) i od niekorzystnych zjawisk przyrodniczych zakłócających rozwój szaty roślinnej (huragany, susze, gradacje szkodników – niezależne od człowieka). Od tych procesów zależy tempo akumulacji węgla w danych ekosystemach.

Średnie wskaźniki akumulacji węgla glebowego są podobne w przypadku lasu i użytków zielonych: $33,8 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$ i $33,2 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$ (Post i Kwon, 2000). Zmiany klimatyczne mogą również stymulować wzrost lasów poprzez zwiększenie dostępności mineralnego azotu i poprzez efekt nawożenia CO_2 , co może częściowo kompensować uwalnianie z gleby węgla w odpowiedzi na ocieplenie (Detwiler, 1986; Lal, 2005).

Ogólnie rzecz ujmując, na Ziemi istnieją dwa główne naturalne pochłaniacze CO₂ z atmosfery: oceany i morza (rozpuszczanie CO₂) oraz ekosystemy lądowe (proces fotosyntezy). Względny udział absorpcji tego gazu przez powierzchnie wodne nie zwiększył się jednak na przestrzeni ostatnich dwóch dekad i wyniósł 26% całkowitej emisji (rys. 5).



Rys. 5. Średnie roczne wartości emisji CO₂ oraz drogi jego rozchodzenia się w skali globalnej w latach: a) 2000–2008, b) 2006–2015 (Le Quéré, 2010; Le Quéré i in., 2016)

Fig. 5. Annual average emission of CO₂ and its global distribution pathways: a) 2000–2008, b) 2006–2015 (Le Quéré, 2010; Le Quéré et al., 2016)

Co więcej, coraz cieplejsza woda w oceanach słabiej absorbuje CO₂ z atmosfery. Prawdopodobnie w przyszłości będzie się zmniejszać ilość rozpuszczanego w nich CO₂. Ogromne ilości pochłoniętego już CO₂, obecnego w wodach mórz i oceanów, doprowadziły do ich zakwaszenia, a w konsekwencji zaburzenia wielu zachodzących w nich procesów chemicznych i biologicznych, co stwarza zagrożenie zmniejszenia liczebności lub wręcz wyginięcia wielu gatunków. Jediną nadzieją na zwiększoną absorpcję CO₂ z atmosfery pozostaje więc większe pochłanianie tego gazu przez ekosystemy lądowe, a szczególnie lasy, które stanowią około 30% wszystkich ekosystemów lądowych. Z danych przedstawionych na rysunku 5 widać, że rola ekosystemów lądowych pod tym względem nieznacznie wzrosła w ciągu ostatnich 15 lat: z 29% do 30%. Dodatkowo, w wartościach bezwzględnych przewyższa ona zdolności absorpcyjne oceanów o około 0,4 Gt węgla.

Oddziaływanie rolnictwa i leśnictwa na zmiany stężenia gazów szklarniowych można podzielić na dwie kategorie:

1. zachodzące w wyniku przekształcania naturalnych ekosystemów w agroekosystemy
2. powstające wskutek działań rolników przyczyniających się do intensyfikacji emisji gazów szklarniowych na istniejących już polach uprawnych.

W pierwszym przypadku wzrasta znaczenie mineralizacji zasobów próchnicy i zwiększa się strumień CO_2 ulatniający się do atmosfery. Podobnie w wyniku wycinki lasu znaczne zasoby biomasy ulegają spalaniu lub przyspieszonemu rozkładowi, powiększając strumień CO_2 i CH_4 . Przekształcanie terenów trawiastych w pola uprawne oraz melioracja i osuszanie mokradel także zwiększają strumień gazów szklarniowych przenikający do atmosfery.

W drugim przypadku intensyfikacja produkcji roślinnej i hodowli bydła prowadzi do zwiększania strumienia CO_2 i CH_4 , a intensywne nawożenie azotanami stymuluje ulatnianie się N_2O . Zabiegi agrotechniczne, zwiększające natlenienie gleby, przy jednoczesnym nawożeniu azotem przyspieszają mineralizację próchnicy. Analiza przeprowadzona przez Houghtona w latach 80. ubiegłego wieku (Ryszkowski i Kędziora, 1993) wykazała, że w okresie od 1860 do 1960 roku emisja CO_2 ze spalonych kopalni była mniejsza niż ilość uwalniana w wyniku mineralizacji próchnicy i spalania drewna z karczowanych lasów. Whittaker i Likens (1973) ocenili, że zasób węgla w biomase roślinności w strefie umiarkowanej wynosi 135 t na 1 ha w lasach i 90 t na 1 ha w borach, natomiast na polach uprawnych ta wielkość w okresie wegetacyjnym wynosi 2–5 t na 1 ha. Uprawy ryżu na mokro powodują w skali roku emisję C- CH_4 w granicach 45–60 mln t, co stanowi od 8% do 10% całkowitej emisji ze wszystkich źródeł. Dla porównania emisja metanu z terenów podmokłych stanowi 20–25% jego emisji globalnej (Mitsch i in., 2013).

1.4. Przyszłe warunki klimatyczne

Z dotychczasowych rozważań wynika, że klimat Ziemi zależy od właściwości fizycznych i chemicznych atmosfery oraz od charakteru powierzchni globu (rys. 1). W ostatnich dziesięcioleciach oddziaływanie człowieka na środowisko – poprzez zmianę chemizmu atmosfery (zwiększenie koncentracji gazów szklarniowych) i przekształcenie powierzchni ziemi (głównie wylesienia) – zintensyfikowało efekt cieplarniany, który może doprowadzić do szybkich zmian klimatycznych. Dotychczasowe osiągnięcia nauki pozwalają na względnie precyzyjne odtworzenie zmian klimatycznych w przeszłości i wyliczenie ich prawdopodobnego przebiegu w przyszłości. Jednak prognozy są obarczone dużą niepewnością, wynikającą nie tylko z problemów obliczeniowych, ale przede wszystkim z ciągle jeszcze ubogiej wiedzy, głównie na temat sprzężeń zwrotnych, które albo wzmacniają albo osłabiają zmiany klimatu. I co najważniejsze, w wielu przypadkach nie potrafimy przewidzieć efektu ostatecznego tych sprzężeń zwrotnych, chociaż znamy ich fizyczny charakter (Kędziora, 2008).

Modele cyrkulacji globalnej (GCM) dają dobrą ocenę dynamiki atmosfery, ale znacznie gorszą prognozę procesów z nią związanych. Szczególnie w odniesieniu do zmian klimatycznych nie ma pewności co do:

- ilościowego efektu wpływu zachmurzenia na przepływ energii promieniowania przez atmosferę (sprzężenie zwrotne: zachmurzenie – promieniowanie)
- planetarnego cyklu hydrologicznego, włączając w to transport wilgoci atmosferycznej, opady, magazynowanie wody w glebie i parowanie z powierzchni globu.

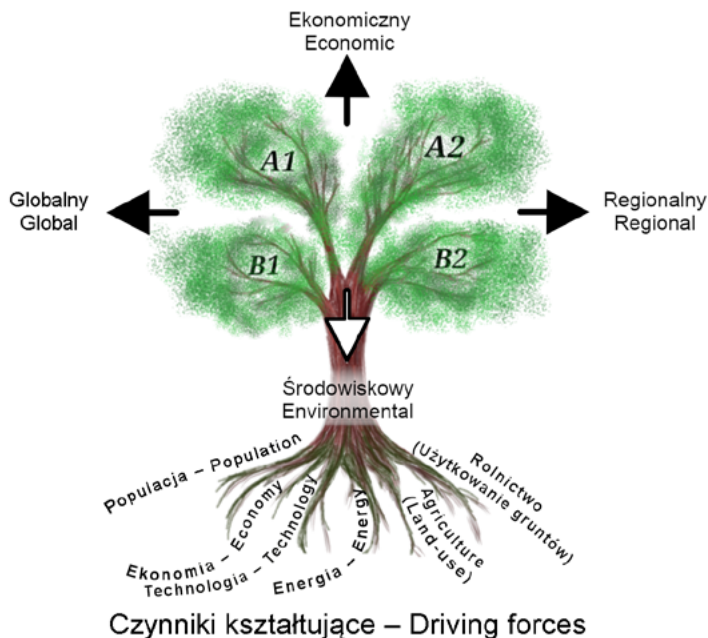
Choć zmiana temperatury na powierzchni Ziemi jest naturalnym zjawiskiem w całej historii naszego globu, dzisiejszy problem nie polega na wzroście temperatury, ale na jego szybkości. Dotychczas zmiana temperatury występowała w tempie ułamka stopnia na stulecia czy tysiąclecia. Mniej więcej od lat 70. ubiegłego stulecia przewidywało się, i nadal przewiduje, wzrost w tempie ułamka stopnia na dziesięciolecie (Blasing, 1985; Flohn, 1979; IPCC, 2014; Rotmans, 1990). Przez ostatnie 50 lat średnia globalna temperatura, w porównaniu z wieloletnią średnią od 1850 roku, wzrosła o prawie 1 stopień Celsjusza.

Prognozowane opady i temperatury powietrza według modelu GISS (Goddard Institute of Space Studies – należącego do grupy modeli GCM), zakładającego podwojenie obecnej zawartości CO₂, wykazują dużą zmienność przestrzenną i czasową. Wiele modeli prognozujących zmiany klimatu na kuli ziemskiej przewiduje wzrost średniej planetarnej temperatury powietrza w granicach od 1,5°C do 4,5°C w czasie do 2075 roku (Blasing, 1985; Denman i in., 2007; Flohn, 1979; IPCC, 2014; Rotmans, 1990). Termin osiągnięcia prognozowanego wzrostu temperatury zależy od tempa przyrostu gazów szklarniowych w atmosferze, a to z kolei zależy od realizowanego scenariusza rozwoju cywilizacyjnego (Denman i in., 2007). Spodziewana wielkość zmiany temperatury jest najmniejsza w strefie tropikalnej, a największa w dużych szerokościach geograficznych. W Skandynawii ten wzrost może osiągnąć więcej niż 10°C. W pozostałej części Europy największy przyrost w okresie lata może wynieść 4°C, a w zimie nawet 7°C. W Polsce podwyższenie temperatury będzie się wahało od 2°C latem do 6°C zimą. Duża niepewność w prognozie wielkości zmian temperatury wynika między innymi ze sprzężenia zwrotnego powstającego z zależności wzrostu temperatury od albedo planetarnego, które z kolei zależy od wzrostu temperatury. Albedo planetarne Ziemi jest tym większe, im większa jest powierzchnia globu pokryta śniegiem i lodem. W miarę jednak wzrostu temperatury zmniejsza się powierzchnia globu pokryta lodem i śniegiem, przez co zmniejsza się wartość albedo planetarnego i bilans cieplny planety wykazuje dodatnie saldo promieniowania, co zwiększa tempo wzrostu temperatury globalnej. Poza tym pokrywa śnieżna i lodowa zależą od zmiany temperatury poprzez zmianę struktury bilansu cieplnego powierzchni pokrytej śniegiem i lodem w stosunku do powierzchni od nich wolnej. Podczas topnienia lodu

i śniegu znaczna część energii słonecznej jest zużywana na tę przemianę fazową (ciepło utajone topnienia) i nie uczestniczy w podwyższaniu temperatury powierzchni Ziemi. Jest to bardzo istotne z punktu widzenia sprzężeń zwrotnych, bo powierzchnia globu pokryta śniegiem i lodem (zarówno morskim, jak i lądowym) wynosi aż około 16%, więc w przybliżeniu $\frac{1}{6}$ powierzchni Ziemi. Globalna zmiana klimatu przyniesie także istotne zmiany w zachmurzeniu i opadach, jednak wszelkie prognozy tych przemian są obarczone znacznie większym błędem niż prognozy zmian temperatury. Równie niebezpieczne co sama zmiana temperatury i opadów jest zwiększanie się ich zmienności. Oznacza to, że pomimo tendencji wzrostu temperatury, mogą się pojawić bardzo chłodne zimy, tak jak coraz częściej pojawiają się okresy suszy i powodzi. Zwiększa się również częstotliwość fal upałów. Tempo zmian klimatycznych będzie zależało od przyjętego na świecie scenariusza rozwoju gospodarczego. Jeżeli jednak niemal zgodne są ogólne przewidywania dotyczące zmian temperatury, to prognozy dotyczące zmiany opadów są obarczone dużą niepewnością. Pojawiające się niepewności wynikają z nieznamytności regionalnych oddziaływań między podłożem a atmosferą oraz obiektywności co do ostatecznego efektu wielu znanych i mogących się dopiero pojawić sprzężeń zwrotnych (Rosenzweig i Liverman, 1992).

Prawdopodobnie wzrost temperatury wywoła również zwiększoną pionową wymianę pary wodnej i zwiększenie turbulencyjności atmosfery. Zmieni to dotychczasowy układ ogólnej cyrkulacji atmosfery i wielkość oraz strukturę zachmurzenia. Nie są jednak rozpoznane dostatecznie nie tylko wielkość tego efektu, ale i kierunek zmiany. Dlatego w scenariuszach zmian opadów i ich rozkładu na powierzchni Ziemi przewiduje się zarówno podwyższenie, jak i obniżenie opadów. W skali planety przyrost opadów może wynieść od 7% do 15% (Rotmans, 1990). Przewiduje się również, że wzrost opadów nastąpi w rejonach świata, w których dzisiaj są one wysokie, a obniżenie pojawi się w strefach dzisiejszych niskich opadów. Jeżeli tak się stanie, to globalny wzrost opadów przyniesie straty zamiast korzyści. Wobec zwiększającej się dynamiki atmosfery należy się spodziewać, że w ogólnym zachmurzeniu wzrośnie udział chmur o budowie pionowej, dających opady intensywne. Przy pogarszaniu się struktury powierzchni ziemi (wzrost ekosystemów niestabilnych) doprowadzi to do katastrof hydrologicznych oraz powodzi błotnych na terenach pozbawionych lasów.

Pod koniec ubiegłego i na początku bieżącego wieku opracowano scenariusze emisji CO₂ w zależności od tempa zmian środowiskowych, społecznych i ekonomicznych (Barker, 2007). Scenariusze te zebrano w cztery rodziny (rys. 6). Poziomy wektor wskazuje przesunięcie nacisku z globalnego na regionalny punkt widzenia, natomiast pionowy odzwierciedla wzrost nacisku od aspektu środowiskowego do ekonomicznego. Przyszłe zmiany klimatyczne będą zależały od realizowanego scenariusza socjoekonomicznego. Charakterystykę wymienionych czterech rodzin przedstawiono poniżej.



Rys. 6. Scenariusze rozwoju gospodarczego świata (IPCC, 2000a)

Fig. 6. Scenarios of the economic development of the world (IPCC, 2000a)

A1 – szybki globalny wzrost ekonomiczny, populacja osiąga maksimum w 2050 roku, potem maleje, następuje szybkie wprowadzanie nowych technologii, zanikają różnice regionalne.

A2 – silne zróżnicowanie regionalne, samowystarczalność i zachowanie tożsamości lokalnej, populacja rośnie wolno cały czas, wzrost ekonomiczny i regionalny wolniejszy niż w A1.

B1 – świat dąży do unifikacji, populacja jak w A1, szybkie zmiany w strukturze ekonomicznej nastawione na ochronę środowiska (nowe, efektywniejsze technologie).

B2 – regionalne rozwiązywanie problemów ekonomicznych, socjalnych i środowiskowych, populacja rośnie jeszcze wolniej niż w A2, nastawienie na ochronę środowiska.

Scenariusz A1 jest niebezpieczny ze względu na stabilność systemu ziemskiego. Zakłada wzrost ekonomiczny, ale kosztem utraty jakości środowiska. Niestety jest on najbardziej prawdopodobny. Scenariusz B2 jest jedynym, który może prowadzić do stabilności systemu ziemskiego, ale jest najmniej prawdopodobny w realizacji, gdyż wymaga wyrzeczeń i obniżenia poziomu zaspokojenia potrzeb materialnych ludzkości.

Jeżeli będzie realizowany scenariusz A1 (skoncentrowany na celach ekonomicznych), to nie uda się pogodzić interesów państw najbardziej rozwiniętych. W efekcie niemożliwe będzie podjęcie wspólnych działań mających na celu złagodzenie niekorzystnych skutków zmian globalnych, pozwoli jedynie na wykorzystanie pozytywnych aspektów tych zmian.

W IV i V raporcie IPCC zamieszczono podsumowanie dotychczasowych badań nad kierunkiem podstawowych zmian klimatycznych w bieżącym wieku w aspekcie ich skutków dla rolnictwa, leśnictwa i zasobów wodnych.

Przewiduje się następujące zmiany podstawowych zjawisk klimatycznych:

- wzrośnie częstotliwość gorących dni i nocy oraz bardzo wzrośnie częstotliwość fal upałów na większości obszarów lądowych
- zwiększy się częstotliwość opadów nawałnych
- powiększy się obszar narażony na silne susze
- spotęguje się intensywność i częstotliwość cyklonów tropikalnych.

Wymienione zmiany spowodują następujące przemiany w rolnictwie, leśnictwie i zasobach wodnych:

- wzrost plonów w rejonach zimnych i zmniejszenie w gorących oraz wzrost częstotliwości gradacji szkodników owadzych
- szybkie i wczesne zanikanie pokrywy śnieżnej
- wzrost niebezpieczeństwa pożarów lasu
- zwiększenie zapotrzebowania na wodę w rolnictwie (nawodnienia)
- niszczenie upraw w wyniku nawałnych opadów, w tym opadów gradu
- intensywne erozja wodna niszcząca strukturę gleby
- pogorszenie jakości i ilości zasobów wodnych
- niebezpieczeństwo wzrostu częstotliwości i głębokości susz, szczególnie w krajach tropikalnych
- zagrożenie lasów wiatrołomami i wykrotami, rozszerzająca się strefa zagrożenia suszą.

1.5. Przeciwdziałanie skutkom zmian klimatu w rolnictwie i leśnictwie

W raporcie Organizacji Narodów Zjednoczonych Millennium Ecosystem Assessment (2005) zapisano: „Ludzie dokonali bezprecedensowych zmian w ekosystemach w ciągu ostatnich dziesięcioleci, aby zaspokoić rosnące zapotrzebowanie na żywność, świeżą wodę, błonnik i energię. Zmiany te przyczyniły się do poprawy życia

miliardów, ale jednocześnie osłabiły zdolność natury do świadczenia innych kluczowych usług, takich jak oczyszczanie powietrza i wody, ochrona przed katastrofami i dostarczanie leków”. Zastąpienie ekosystemów stabilnych (z punktu widzenia procesów przepływu energii i obiegu materii), takich jak lasy, łąki czy tereny podmokłe, ekosystemami mniej stabilnymi, takimi jak grunty orne, tereny zurbanizowane czy przemysłowe, spowodowało wzrost zagrożeń dla funkcjonowania środowiska przyrodniczego. Na przykład skutkuje to zwiększeniem szybkości spływu powierzchniowego, zmniejszeniem tempa infiltracji i skróceniem czasu przebywania wody w krajobrazie, pogorszeniem struktury gleby i ubytkiem z niej materii organicznej oraz zwiększeniem strumienia CO₂ emitowanego do atmosfery.

Podstawowym kryterium stabilności ekosystemów, a w rezultacie całego środowiska przyrodniczego jest zachowanie stacjonarnego przepływu energii i maksymalnego stopnia zamknięcia procesów obiegu materii, w tym szczególnie węgla i wody. Niestety cała działalność gospodarcza człowieka jest sprzeczna z tą zasadą (IPCC, 2014; Kędziora, 2008; Millennium Ecosystem Assessment, 2005).

Presja wywierana przez rolnictwo na system klimatyczny Ziemi niewątpliwie wzrośnie ze względu na konieczność przeciwdziałania głodowi i niedożywieniu rosnącej populacji światowej, która prawdopodobnie zwiększy się o około 2 mld do 2050 roku. Głównym problemem rolnictwa i leśnictwa w najbliższej przyszłości będzie wypracowanie narzędzi i sposobów gospodarowania, które pozwolą na dostosowanie gospodarki rolnej i leśnej do szybko zmieniających się warunków klimatycznych, aby wykorzystać pozytywne zmiany, takie jak wydłużenie okresu wegetacji czy zmniejszenie częstotliwości przymrozków, a złagodzić wpływ zmian negatywnych, np. pogorszenia warunków wodnych, inwazji chwastów czy szkodników. Najważniejsze działania polegające na łagodzeniu skutków zmian klimatycznych i adaptacji do nich są dyskutowane wieloaspektowo w literaturze światowej, a ich synteza jest przedstawiona w raportach IPCC (2014) oraz w opracowaniu Millennium Ecosystem Assessment (2015).

Adaptacja i łagodzenie negatywnych skutków (mitygacja) to dwie komplementarne strategie reagowania na zmiany klimatyczne. Łagodzenie jest procesem redukcji emisji lub zwiększania zdolności pochłaniania gazów cieplarnianych (GHG) przez środowisko oraz procesem redukcji popełnianych błędów w zarządzaniu środowiskiem, aby ograniczyć przyszłe zmiany klimatyczne. Adaptacja to proces dostosowywania się do faktycznego lub oczekiwanego klimatu i jego skutków w celu zmniejszenia lub uniknięcia szkody albo wykorzystania okoliczności pozytywnych na przykład przez wprowadzenie nowych upraw lub odmian, odporniejszych na susze, a jednocześnie wydajniejszych w plonowaniu w warunkach wyższych temperatur. Zarówno adaptacja, jak i łagodzenie mogą zmniejszyć ryzyko i ułatwiać zarządzanie

ryzykiem związanym ze skutkami zmian klimatu. Wydaje się wielce prawdopodobne (Barker, 2007), że oddzielnie ani adaptacja, ani mitygacja nie przeciwdziałają negatywnym wpływom zmian klimatycznych na rozwój cywilizacji ludzkiej. Mogą się jednak wzajemnie uzupełniać, istotnie zmniejszając ryzyko pogorszenia się warunków dobrostanu i funkcjonowania społeczeństw wynikające ze zmian klimatycznych.

Istnieje wiele ścieżek łagodzenia, które prawdopodobnie ograniczą ocieplenie do mniej niż 2°C w stosunku do poziomu sprzed epoki przemysłowej. Wymagałyby one w ciągu następnych kilku dekad, do końca wieku, znacznych redukcji emisji oraz niemal zerowej emisji CO₂ i innych długowiecznych gazów cieplarnianych. Realizacja takich redukcji wiąże się z poważnymi wyzwaniem technologicznymi, gospodarczymi, społecznymi i instytucjonalnymi (Barker, 2007), wymagającymi współpracy międzynarodowej oraz wyrzeczenia się osiągania celów ekonomicznych za wszelką cenę.

Strategia działań mitygacyjnych powinna polegać na zabiegach mających na celu przywrócenie charakteru powierzchni ziemi i składu chemicznego atmosfery. Tym samym ma zadanie odtworzenia, w miarę możliwości, kierunków oraz natężenia procesów przepływu energii i krążenia materii do stanu najbliższego istniejącemu przed połową ubiegłego wieku. Działania takie są podejmowane już od dłuższego czasu, jednak dla osiągnięcia milenijnych celów rozwoju – MDG (ang. *Millennium Development Goals*) niezbędna jest ich intensyfikacja (Barker, 2007; Millennium Ecosystem Assessment, 2005).

Wśród najważniejszych ze wspomnianych działań, szczególnie w odniesieniu do rolnictwa i leśnictwa, znalazły się wymienione poniżej (Kędziora, 2008; Kędziora i in., 2014; Watson i in., 1997).

1. Ograniczenie emisji gazów szklarniowych przez wprowadzenie:
 - nowoczesnych technologii w przemyśle, ciepłownictwie i transporcie (CO₂, N₂O)
 - modernizacji rolnictwa – ograniczenie hodowli bydła i sucha uprawa ryżu (CH₄).
2. Zmniejszenie strumienia ciepła odczuwalnego, a zwiększenie strumienia ciepła utajonego płynących z powierzchni ziemi do atmosfery przez:
 - poprawę struktury bilansu cieplnego krajobrazu (szczególnie odbudowanie szaty roślinnej, głównie formacji leśnych i trawiastych)
 - powiększenie powierzchni wodnej na terenach lądowych, w tym odbudowę zniszczonych zbiorników wodnych, głównie jezior i mokradeł, ale także małych zbiorników śródpolnych i śródleśnych (na ternie Polski powierzchnia wód zmniejszyła się w ciągu 1000 lat o połowę; z 2% do 1% powierzchni kraju).

3. Poprawa struktury bilansu wodnego obszarów lądowych głównie przez:

- zwiększenie zdolności retencyjnych gleby dzięki poprawie jej struktury, zwiększeniu zawartości materii organicznej i polepszeniu infiltracji wodnej powierzchni gleby
- zmniejszenie wielkości i szybkości spływu powierzchniowego poprzez wprowadzenie usuniętych w minionych latach elementów krajobrazu hamujących tempo spływu wody po powierzchni gleby; realizacja tego celu, razem ze zwiększeniem infiltracyjności gleby, w znacznym stopniu zapobiegnie także powodziom i erozji gleby
- poprawę struktury sieci hydrograficznej – przywrócenie, o ile to możliwe, jej usuniętych elementów zmniejszających tempo i masy przepływu wody (meandrów i rozlewisk)
- zwiększenie stopnia efektywności wykorzystania wody.

Ramowa Dyrektywa Wodna (Iwanicki i in., 2014; Kundzewicz i in., 2014) w strategii gospodarowania wodą kładzie nacisk na podejmowanie działań, które zwiększą ilość zmagazynowanej wody, wydłużą czas jej przebywania w krajobrazie i polepszą efektywność jej wykorzystania.

Kolejnym obszarem działań zmniejszających ryzyko negatywnych skutków zmian klimatycznych jest adaptacja do zmian zarówno już zaistniałych, jak i tych, które mogą zaistnieć w najbliższych dziesięcioleciach, w zależności od realizowanego scenariusza rozwoju gospodarczego świata – SRES (ang. *Special Report on Emission Scenarios*) (Denman i in., 2007).

Strategia tych działań, podobnie jak strategia działań mitygacyjnych, jest szeroko dyskutowana w literaturze światowej, a ich syntezę uwzględniają raporty IPCC oraz opracowanie Millennium Ecosystem Assessment (2005). Najważniejsze, szczególnie w odniesieniu do rolnictwa i leśnictwa, można sprowadzić do poniżej wymienionych (Kędziora, 2008; Kędziora i in., 2014; Stocker i in., 2013).

1. W produkcji rolnej i leśnej:

- wykorzystanie biotechnologii i genetyki do wyhodowania odmian roślin uprawnych i drzew o zwiększonej odporności na suszę i szkodniki, a szczególnie gatunki inwazyjne
- subsydiowanie działalności rolniczej i leśnej w walce z suszą oraz w celu zapewnienia ubezpieczeń upraw rolniczych i leśnych
- zwiększenie efektywności wykorzystania nawozów sztucznych i środków ochrony roślin w powiązaniu z działaniami mającymi zabezpieczyć środowisko przed zanieczyszczeniem
- wzrost udziału systemów rolniczo-leśnych w użytkowaniu terenu (*agroforestry*).

2. W gospodarce wodnej:
 - odsalanie wody morskiej z wykorzystaniem odnawialnych źródeł energii w celu powiększenia dostępnych zasobów wody
 - rozwijanie handlu wodą i jej recykling (ponowne użytkowanie) w celu zwiększenia efektywności jej wykorzystania.
3. W zachowaniu różnorodności biologicznej:
 - rozwinięcie sieci korytarzy migracyjnych i obszarów chronionych oraz ostoi dla gatunków szczególnie zagrożonych i wrażliwych na zmiany klimatyczne
 - wspomaganie migracji gatunków cennych na nowe obszary, zapewniające lepsze warunki bytowania w zmieniających się warunkach klimatycznych.

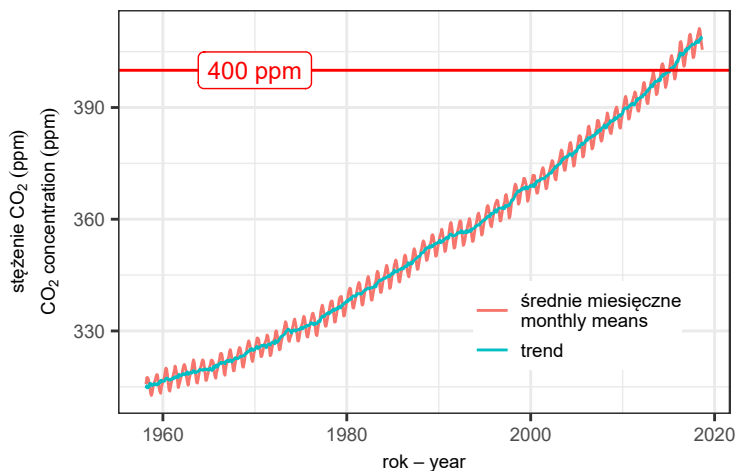
Długoterminowe badania wykazały, że jednym z najskuteczniejszych działań mogących w znacznym stopniu spełnić cele mitygacji i adaptacji jest zwiększenie stopnia złożoności krajobrazu, które można osiągnąć przez wprowadzenie do krajobrazu rolniczego sieci pasów osłonowych, pasm łąk, zadrzewień śródpolnych i innych ekologicznych elementów krajobrazu oraz renowację i rewitalizację małych zbiorników wodnych.

Oprócz opisanych działań mitygacyjnych należy pamiętać o potrzebie ciągłych obserwacji ekosystemów. Chodzi głównie o badania nad wymianą materii (wymianą gazową) oraz energii między różnymi ekosystemami a atmosferą, które pozwalają na określenie kondycji i zdolności adaptacyjnych ekosystemów.

1.6. Metody oszacowywania strumieni gazów cieplarnianych (GHG)

O ciągłym wzroście stężenia CO₂ w atmosferze wiemy obecnie między innymi dzięki pomiarom prowadzonym od lat 50. minionego wieku na amerykańskiej stacji badawczej Mauna Loa na Hawajach (rys. 7).

Jeśli średnie stężenie CO₂ w atmosferze z okresu przedindustrialnego przyjąć jako 280 ppm, to widać wyraźnie jego wzrost do dziś o około 50% (o 140 ppm!; rys. 7). Dodać należy, że już od kilku lat poniżej 400 ppm nie spadają nawet letnie wartości stężenia CO₂, a jego średnia roczna wartość w 2018 roku wynosiła około 405 ppm. Wyniki badań paleoklimatologicznych wskazują, że ludzkość nigdy nie żyła z tak wysokim stężeniem CO₂ w atmosferze, a wartość 400 ppm po raz ostatni występowała na naszym globie około 3 mln lat temu (Monastersky, 2013).



Rys. 7. Zmiany stężenia atmosferycznego CO₂ zmierzone na stacji Mauna Loa na Hawajach w latach 1956–2018

Źródło: Pieter Tans, NOAA/ESRL (www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/) i Ralph Keeling, Scripps Institution of Oceanography (scrippsco2.ucsd.edu/).

Fig. 7. Variations in the carbon dioxide concentration in the atmosphere, measured at the Mauna Loa station, Hawaii between 1956 and 2018
Source: Pieter Tans, NOAA/ESRL (www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/) and Ralph Keeling, Scripps Institution of Oceanography (scrippsco2.ucsd.edu/).

Generalnie mówiąc, zwiększenie stężenia CO₂ w atmosferze wynika z nieustannego wzrostu strumienia emisji tego gazu do atmosfery (pochodzi on głównie ze spalania paliw kopalnych), a strumienie pochłaniania przez ekosystemy lądowe i oceany są zbyt małe, aby zrównoważyć tę nadmierną emisję (Le Quéré, 2010; Le Quéré i in., 2016). Szczegółowe mechanizmy prowadzące do ciągłego wzrostu stężenia CO₂ przedstawiono w poprzednich rozdziałach (rys. 3 i rys. 5). Jak widać z danych na rysunku 5, w przyszłości nie będzie można liczyć na zwiększenie pochłaniania nadmiaru CO₂ z atmosfery przez oceany (wzrost temperatury wody oraz powolne zakwaszanie wód oceanicznych). Nadzieją na spowolnienie tempa wzrostu stężenia CO₂ w atmosferze (poza redukcją emisji ze spalania paliw kopalnych) pozostają ekosystemy lądowe, a głównie lasy. Wartość salda bilansu między ilością pochłoniętego i wyemitowanego CO₂ w danej skali czasowej a przestrzenną dowolną powierzchnią czynną określa się jako wymianę netto. To saldo jest nazywane produkcją ekosystemu netto (ang. *net ecosystem productivity* – NEP; Law i in., 2002). Owe procesy są procesami biologicznymi. Pierwszy z nich jest przede wszystkim sumą respiracji organizmów bytujących w obrębie powierzchni czynnej (ang. *ecosystem respiration* – R_{eko}).

Dwutlenek węgla jako produkt ich metabolizmu przedostaje się do atmosfery, co stanowi emisję tego gazu z danego ekosystemu. Drugim, przeciwstawnym, procesem biologicznym jest fotosynteza, podczas której zachodzi asymilacja CO₂. Jest to tak zwana produkcja pierwotna brutto (ang. *gross primary production* – GPP), a jej równoważnikiem w postaci zasymilowanego CO₂ jest produkcja brutto ekosystemu (GEP – ang. *gross ecosystem photosynthesis* lub *productivity*). Oznacza to, że w większości przypadków można przyjąć, że GPP = GEP.

Zależność między wymienionymi strumieniami CO₂ można więc wyrazić na przykład jako (Berbigier i in., 2001; Malhi i in., 1998):

$$\text{NEP} = \text{GEP} - R_{\text{eko}} \quad (1)$$

Zdefiniowany w ten sposób, uśredniony w czasie strumień CO₂ przyjmuje wartości dodatnie, gdy przeważa strumień związany z absorpcją tego gazu przez ekosystem. Natomiast kiedy przeważa emisja CO₂ z ekosystemu do atmosfery, wtedy średni strumień NEP przyjmuje wartości ujemne. Takie przyjęcie znaków odzwierciedla tzw. biologiczny punkt widzenia, gdyż znak dodatni strumienia CO₂ (pochłanianie) oznacza „zysk”, a znak ujemny (emisja) oznacza „stratę” z punktu widzenia ekosystemu.

W literaturze związanej z pomiarami strumieni metodą kowariancji wirów funkcjonuje termin definiujący wymianę netto: NEE (ang. *net ecosystem exchange*). Jest to wartość mierzona przez system pomiarowy bezpośrednio. Wymiana netto ekosystemu często jest przyrównywana do produkcji ekosystemu netto (NEP), wówczas ich wzajemna relacja przyjmuje postać:

$$\text{NEP} = -\text{NEE} \quad (2)$$

Powyższe równanie jest słuszne przy założeniu, że w danym ekosystemie nie pojawia się wymiana węgla innymi drogami, np. w postaci roztworu wodnego, czyli węgiel nie jest wypłukiwany z profilu glebowego.

Jeśli więc przedstawione założenie zostanie przyjęte, to można zapisać, że:

$$\text{NEE} = R_{\text{eko}} - \text{GEP} \quad (3)$$

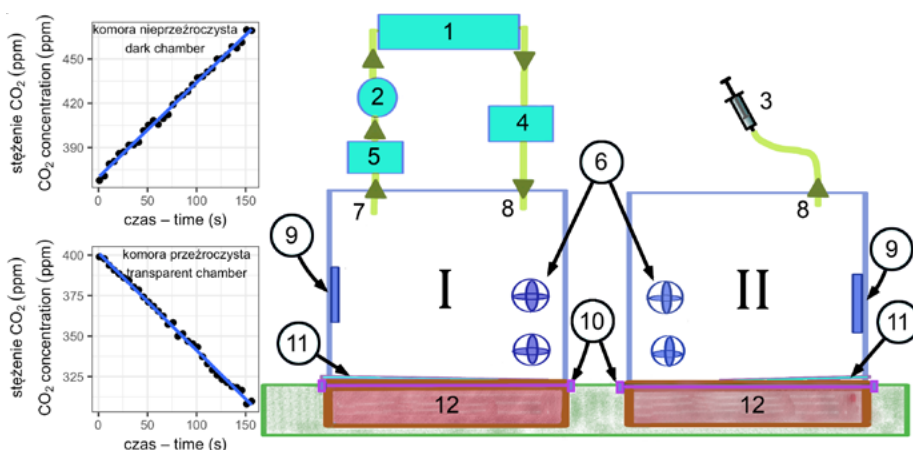
Istnieją dwie drogi prowadzące do zwiększenia pochłaniania netto CO₂ z atmosfery przez ekosystemy lądowe: pierwsza to zintensyfikowanie pochłaniania tego gazu, które jest związane z procesem fotosyntezy, natomiast druga to zmniejszenie strumienia emisji związanego z oddychaniem ekosystemu. Dzisiaj znane są już sposoby takiego gospodarowania (np. stosowanie odpowiednich zabiegów hodowlanych w lasach), które prowadzą do wzrostu pochłaniania netto CO₂ przez niektóre ekosystemy lądowe. Przykładem wspomnianych rozwiązań może być wprowadzenie odpowiednich technik hodowli nowo zalesionych terenów, aby młody las jak najszybciej

przeszedł ze stanu emitera CO₂ do stanu absorbenta netto tego gazu z atmosfery (przejście z wartości NEP ujemnych na dodatnie; Ziemblińska i in., 2018). Aby wypracować odpowiednie techniki hodowli lasu zwiększające jego potencjał sekwestracji CO₂, trzeba najpierw poznać wartości poszczególnych strumieni – NEE (NEP), GEP i R_{eko} – dla różnych typów lasów w różnych warunkach siedliskowych i klimatycznych oraz w poszczególnych stadiach ich fenologicznego rozwoju. Rozwiązanie tego zagadnienia wymaga jednak długofalowych bezpośrednich pomiarów strumieni związanych z absorpcją i emisją CO₂ w warunkach *in situ*. Takie pomiary należą do stosunkowo skomplikowanych, co bardzo wielu zespołom badawczym na świecie nie przeszkadza skupić naukowych aktywności właśnie na tym problemie.

To oczywiście, że stężenie albo zmiany stężenia CO₂ (lub innych gazów cieplarnianych) w atmosferze są wynikiem dostarczanych lub ujmowanych porcji tego gazu do lub z atmosfery. Proces ciągłej wymiany masy między ekosystemami lądowymi a atmosferą jest niedostatecznie poznany z powodu jego bardzo dynamicznego charakteru i bardzo złożonych procesów biogeochemicznych związanych z absorpcją i emisją tego gazu. W odróżnieniu od pomiarów **stężenia** CO₂, które przy dzisiejszych możliwościach technicznych można uznać za stosunkowo proste (nawet w skali globalnej), pomiary **strumieni** CO₂ są niezwykle skomplikowane i wymagają rozległej wiedzy, zaangażowania dużych grup badawczych oraz sporych środków finansowych na zakup technologicznie zaawansowanych systemów pomiarowych. Generalnie ujmując, istnieją dwie grupy metod pozwalające na bezpośrednie pomiary strumieni CO₂ w warunkach terenowych. Jedna z nich opiera się na pomiarze zmian stężenia badanego gazu w ograniczonej przez obserwatora przestrzeni (metody komorowe), druga natomiast polega na punktowych lub profilowych pomiarach zmian stężeń badanego gazu w atmosferze otwartej (metody aerodynamiczne).

Metody komorowe wykorzystywane przy pomiarach strumieni R_{eko} lub NEE (NEP) są najstarszymi stosowanymi do oszacowania wymiany gazowej między ekosystemami lądowymi a atmosferą. Generalnie, pomiar metodami komorowymi polega na kontrolowaniu zmian stężenia badanego gazu (np. CO₂) w ograniczonej objętości odpowiednio wymiarowanej komory. Najczęściej pomiary stężenia badanego gazu wewnątrz komory prowadzi się w sposób ciągły za pomocą odpowiednich analizatorów gazowych. W przypadku bardzo niskich stężeń badanych gazów (np. N₂O) lub braku odpowiednich spektrometrów pomiary w terenie polegają na pobieraniu drobnych porcji powietrza z komory (najczęściej za pomocą strzykawki) z odpowiednim krokiem czasowym i mierzeniu stężenia badanego gazu na chromatografie w laboratorium (Urbaniak i in., 2016). Komory są wykonane z materiałów przezroczystych lub nieprzezroczystych dla światła. W pierwszym przypadku na zmiany rejestrowanego stężenia wpływa suma strumieni GEP i R_{eko} (równania 1 i 3). W czasie takich pomiarów, przy odpowiednio rozwiniętej szacie roślinnej, w objętości porcji powietrza ograniczonej komorą stężenie

CO_2 zwykle zmniejsza się z czasem (przeważa proces fotosyntezy nad oddychaniem ekosystemu). W komorach nieprzeźroczystych, z powodu braku światła i w konsekwencji wyeliminowania procesu fotosyntezy, stężenie zawsze rośnie w czasie, bo występuje jedynie strumień związany z procesem oddychania ekosystemu. Ponieważ w pierwszym przypadku mierzy się NEE/NEP, a w drugim R_{eko} , staje się możliwe wyliczenie strumienia GEP z ich sumy. Szczegóły techniczne i rezultat przykładowych pomiarów przedstawiono na rysunku 8.



Rys. 8. Schemat działania oraz rezultaty przykładowych pomiarów zamkniętą komorą dynamiczną (I) oraz zamkniętą komorą statyczną (II): 1 – analizator gazowy, 2 – filtr, 3 – ręczny pobór próbki, 4 – przepływomierz, 5 – pompa, 6 – wentylatory, 7 – wylot, 8 – wlot, 9 – termometr, 10 – uszczelka, 11 – wentyl, 12 – rama glebowa

Fig. 8. A chart of the operation and the results of measurements with a closed dynamic (non-steady-state flow-through) and closed static (non-steady-state non-flow-through) chambers. On the left there is an example of variation in the CO_2 concentration in the dynamic non-transparent (dark) chamber applied for soil or ecosystem respiration measurements and in the dynamic transparent chamber used for NEE measurements: 1 – gas analyzer, 2 – filter, 3 – manual sampling, 4 – flow meter, 5 – pump, 6 – fans, 7 – outlet, 8 – inlet, 9 – thermometer, 10 – sealing gasket, 11 – vent, 12 – soil frame (collar)

Zaletami pomiarów komorowych są: techniczna prostota, relatywnie niskie koszty aparatury i stosunkowo nieskomplikowane obliczenia wartości strumieni. Do wad tej metody można zaliczyć: badanie jedynie małego fragmentu ekosystemu (szczególnie ważne przy dużym stopniu heterogeniczności), potrzeba zaangażowania sporych sił ludzkich, trudności stosowania przy większych wysokościach roślin.

Drugą grupą metod pomiaru strumieni masy i energii są metody aerodynamiczne, które można podzielić na kilka podgrup. Zasadniczo opierają się one na częstym lub

bardzo częstym pomiarze wybranych cech powietrza (temperatury, prędkości wiatru, wilgotności czy stężenia badanego gazu), które przepływa w sposób turbulencyjny nad badanym ekosystemem. Najbardziej rozpowszechnioną z grupy metod aerodynamicznych była (i ciągle bywa używana) metoda bilansu cieplnego Bowena. Stosując tę metodę, należy mierzyć (najlepiej jak najczęściej) wybrane parametry powietrza (np. temperaturę i ciśnienie pary wodnej) na minimum dwóch poziomach nad badanym ekosystemem. Następnie wyznaczamy bilans cieplny powierzchni czynnej na podstawie równania:

$$R_n + \lambda E + S + G = 0 \quad (4)$$

gdzie:

- R_n – saldo promieniowania ($W \cdot m^{-2}$),
- λE – strumień utajonego ciepła parowania ($W \cdot m^{-2}$), czyli iloczyn ewapotranspiracji E ($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) i ciepła parowania wody $\lambda = 2,5 \cdot 10^6 J \cdot kg^{-1}$ w $0^\circ C$,
- S – strumień ciepła jawnego ($W \cdot m^{-2}$),
- G – strumień ciepła glebowego ($W \cdot m^{-2}$).

Trzeba też skorzystać z kilku przekształceń matematycznych zaproponowanych przez Bowena w 1926 roku. Umożliwia to wyliczenie wartości strumieni energii oraz masy (w tym przypadku pary wodnej) wymieniane między badanym ekosystemem a atmosferą w danym przedziale czasu. Jednakże wadą metody jest fakt, że jedynie pomiary salda promieniowania i ciepła glebowego są wykonywane niezależnie, natomiast turbulencyjne strumienie energii (λE i S) są ze sobą związane współczynnikiem Bowena, który jest funkcją gradientów temperatury i pary wodnej zmierzonych na minimum dwóch poziomach nad badanym ekosystemem.

Nieco bardziej złożona pod względem technicznym jest metoda profilowa, w której pomiary wybranych cech powietrza (temperatury, ciśnienia pary wodnej lub stężenia CO_2) są wykonywane na kilku poziomach (minimum 3). Umożliwia to wyznaczenie pionowych gradientów badanych parametrów na dowolnym poziomie między skrajnymi czujnikami. Następnie za pomocą odpowiednich przekształceń równania 4 oblicza się oba strumienie turbulencyjne (Olejnik, 1988). W przeciwieństwie do metody Bowena, zaletą metody profilowej jest fakt, że strumienie energii i masy (w tym przypadku pary wodnej) obliczane są w sposób niezależny. Niestety, w takiej sytuacji często bywa, że suma wszystkich składowych w równaniu 4 nie wynosi zero, co wynika między innymi z konieczności spełnienia bardzo wysokich wymagań związanych z jakością pomiarów oraz użycia w obliczeniach wielu empirycznych współczynników. Choć wymienione wady mają szczególne znaczenie w przypadku turbulencyjnych strumieni gazów o niskim stężeniu w atmosferze

(np. CO₂ lub CH₄), metody profilowe są jednak używane stosunkowo często, ponieważ nie wymagają zbierania danych z dużą częstością (ang. *sampling rate*), co bardzo obniża koszty stosowanych przyrządów pomiarowych. Metody profilowe przyczyniły się również do powstania wielu modeli matematycznych umożliwiających oszacowanie wymiany energii i masy między różnymi ekosystemami a atmosferą w dużej skali obszarowej (Olejnik i Kedziora, 1991).

Obecnie najbardziej rozpowszechnioną metodą pomiarów strumieni energii i masy w grupie metod aerodynamicznych jest metoda kowariancji wirów lub jej modyfikacje. Metoda kowariancji wirów (KW, ang. *eddy covariance* – EC) opiera się na fizycznych podstawach, opisanych matematycznie przez Reynoldsa (1895) jeszcze w XIX wieku. Przez bardzo długi czas nie mogła znaleźć zastosowań w praktyce pomiarowej ze względu na brak odpowiedniej aparatury pomiarowej. Dlatego historia pomiarów wymiany strumieni masy, energii i pędu metodą kowariancji wirów sięga połowy XX wieku. Wówczas pojawiły się pierwsze próby wykorzystania metody w praktyce, które przeprowadzili Montgomery (1948) oraz Swinbank (1951), a także Obuchow, Lettau i Suomi (Foken, 2017). Pomimo znacznego postępu w hydrodynamicie, który nastąpił w wyniku rozwoju fizyki i matematyki w początkach XX wieku, realne zastosowanie metody kowariancji wirów było możliwe dopiero po opracowaniu anemometru ultradźwiękowego przez Bowszawerowa i Woronowa w 1960 roku, a nieco później Kaimala i Busingera w 1963 roku oraz Mitsuty w 1966 roku (Foken, 2006; 2017). Początkowo zastosowanie metody było ograniczone jedynie do pomiarów gęstości strumienia ciepła jawnego i pędu. Niewystarczające możliwości techniczne gromadzenia i przetwarzania danych pomiarowych sprawiały też, że pierwsze pomiary mogły być prowadzone jedynie przez krótki czas. W tamtym okresie nie było szansy na uzyskanie nieprzerwanych długich serii pomiarowych, co współcześnie jest praktykowane na wielu stacjach badawczych, często zrzeszonych w całe sieci pomiarowe (np. ICOS, NEON).

Szczegółowy opis metody kowariancji wirów oraz jej współczesne modyfikacje przedstawiono w głównej części pracy zawierającej wyniki badań.

Obecnie metodę KW wykorzystuje się standardowo w badaniach nad wymianą masy i energii między biosferą a atmosferą, mimo że jest ciągle stosunkowo młoda pod względem zastosowań praktycznych. Po raz pierwszy, niespełna 30 lat temu, dłuższe serie pomiarowe metodą KW uzyskała grupa badawcza na Uniwersytecie Harvarda (Wofsy i in., 1993), gdzie badano nad lasem strumienie energii i masy (CO₂). W kolejnych latach wykorzystanie metody KW zaczęło dominować w tego typu badaniach. Mimo braku przez kolejne lata komercyjnego sprzętu pomiarowego oraz oprogramowania do akwizycji i przetwarzania uzyskanych danych, coraz więcej grup badawczych tworzyło swoje zestawy pomiarowe i potrzebne oprogramowanie. Ciągle rosła jakość uzyskiwanych wyników. W pierwszej połowie lat 90. powstał

w USA i Kanadzie pierwszy duży międzynarodowy program, którego celem było oszacowanie strumieni energii i CO₂ nad lasami borealnymi (Olejnik, 1994). Oprócz wielkiego znaczenia dla rozwoju metody KW, przyczynił się on do przyspieszenia integracji grup badawczych wielkoskalowych badań środowiskowych i powstawania wielu sieci pomiarowych obejmujących zasięgiem coraz większe obszary na Ziemi.

1.7. Światowe sieci monitoringu GHG oraz perspektywy rozwoju badań strumieni GHG w Europie i Polsce

W początkowej fazie rozwoju metody KW powstawały w różnych krajach świata i działały w sposób niezależny. Był to początek tworzenia metodyki pomiarów i postępowania podczas przetwarzania danych. Badaniom przewodzili głównie naukowcy z USA oraz Kanady. W ekosystemach leśnych zlokalizowano aż dziewięć z pierwszych 10 stacji z długimi seriami pomiarowymi metodą KW (tab. 2).

Po 1996 roku zanotowano gwałtowny wzrost liczby stacji na świecie, na których prowadzono badania metodą KW. Na rysunku 9 przedstawiono liczbę stacji pomiarowych od połowy lat 90. do 2014 roku.

W tym samym czasie powstało wiele inicjatyw integrujących zarówno krajowe, jak i światowe grupy naukowe zajmujące się badaniem procesów wymiany masy i energii nad różnymi ekosystemami. Przykładem bardzo udanej i działającej do dziś sieci integrującej te badania jest baza FLUXNET. W 2014 roku obejmowała 683 stacje pomiarowe, a zrzeszeni w niej naukowcy mogli korzystać z danych zebranych na każdej stacji pomiarowej (<http://fluxnet.fluxdata.org>).

Oprócz wymienionej inicjatywy międzynarodowej, w minionych dwudziestu latach powstały na świecie sieci obserwacyjne zrzeszające naukowców zajmujących się właśnie oszacowaniem strumieni energii i masy nad powierzchniami różnych ekosystemów. Dzięki tym inicjatywom powstało wiele międzynarodowych lub nawet kontynentalnych sieci pomiarowych, w których metodę KW stosowano w badaniach standardowo (AmeriFlux, CanadaFlux, AzjaFlux, NEON itd.).

Wśród wielu międzynarodowych inicjatyw naukowych na szczególną uwagę zasługuje europejska sieć monitoringu gazów szklarniowych. W obliczu globalnych zmian klimatu, około 10 lat temu naukowcy europejscy wspólnie z Komisją Europejską wyszli z inicjatywą utworzenia kontynentalnej sieci monitoringu gazów szklarniowych. Celem miały być ciągłe, długoterminowe pomiary stężeń atmosferycznych oraz strumieni wymiany gazowej między ekosystemami lądowymi i morskimi a atmosferą (ICOS – Integrated Carbon Observation System) z uwzględnieniem

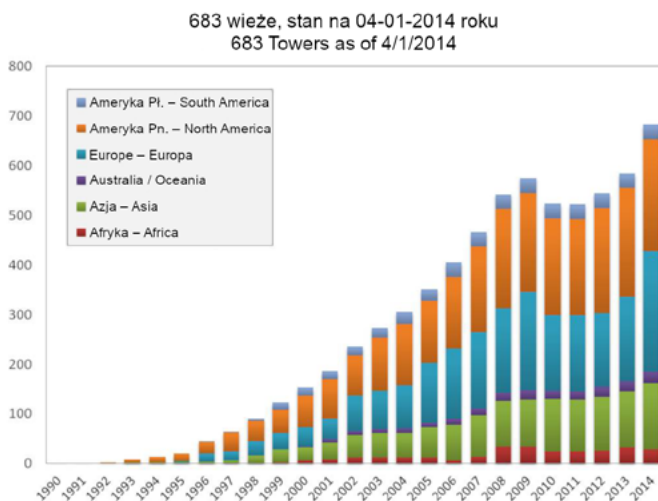
Tabela 2. Pierwsze stacje pomiarowe strumieni NEE/NEP metodą kowariancji wirów (KW) (Falge i in., 2017)

Table 2. First eddy covariance (EC) sites where NEE/NEP measurements were taken (Falge et al., 2017)

Kraj Country	Nazwa stacji Site name	Pomiary od roku Measurements since	Typ ekosystemu Ecosystem type
USA	Harvard forest	1991	las – forest
USA	Barrow	1993	las – forest
Japonia Japan	Takayama	1993	las – forest
USA	Howland Forest	1994	las – forest
Kanada Canada	Old Jack Pine	1994	las – forest
Szwajcaria Switzerland	Davos	1995	las – forest
Kanada Canada	ON – Borden mixedwood	1995	las – forest
Francja France	Hesse	1995	las – forest
USA	Bondville	1995	pola uprawne cropland
Finlandia Finland	Hyytiälä	1996	las – forest

głównych gazów szklarniowych (GHG) takich, jak CO₂, H₂O, CH₄ i N₂O, a także badanie składu izotopów CO₂ oraz CH₄. Na utworzonych stacjach pomiarowych będą mierzone (w części już są) stężenia i strumienie GHG. Dane mają być zbierane na wysokich (kilkaset metrów) oraz niskich (do kilkudziesięciu metrów) wieżach pomiarowych rozlokowanych na terytorium całej Unii Europejskiej. Zakładano, że w każdym z krajów biorących udział w projekcie ICOS będzie zbudowana i uruchomiona sieć pomiarowa działająca na podstawie ustalonych przez społeczność naukową sieci ICOS standardów pomiaru oraz wspólnych metod przetwarzania danych. Utworzone sieci narodowe w dalszej fazie projektu będą połączone w ogólnoeuropejską sieć pomiarową. W 2006 roku ICOS został wyselekcjonowany przez European Strategy Forum on Research Infrastructures (ESFRI) jako jeden z kluczowych projektów Europejskiej Infrastruktury Badawczej na następne 20 lat.

Wśród cech tej ogólnoeuropejskiej sieci pomiarowej można wymienić: wspólne standardy pomiarowe, długoterminowość pomiarów (minimum 20 lat), wysoką



Rys. 9. Wzrost liczby stacji pomiarowych do monitoringu strumieni CO₂ metodą kowariancji wirów (Falge i in., 2017)

Fig. 9. Increase in the number of eddy covariance sites for carbon dioxide flux measurements (Falge et al., 2017)

jakość badań, możliwość oceny bilansu gazów szklarniowych w czasie rzeczywistym czy wspólną ogólnoeuropejską bazę danych. Struktura sieci ICOS zakłada jej dalszy rozwój w przyszłości, a także wzbogacenie pomiarów o kolejne obszary badań (np. aerozole).

Podjęta kilka lat temu decyzja o uruchomieniu sieci ICOS w Europie spotkała się z pozytywnym odzewem i powszechną akceptacją w wielu krajach UE. Jest to szczególnie ważne, zważywszy, że w świecie nauki wiadomo już, że zmiany klimatu mają znaczenie istotne, a w najbliższych dziesięcioleciach będą jednym z największych wyzwań stojących przed ludzkością. Aby utrzymać system ziemski w akceptowalnych granicach globalnego ocieplenia, jest niezbędne naukowe zrozumienie przyczyn zmian klimatu, zarówno naturalnych, jak i antropogenicznych, oraz wynikających z nich zmian i mechanizmów sprzężeń zwrotnych. Rola, którą pełnią różne źródła i pochłaniacze GHG w procesie zmian klimatu została poznana tylko częściowo, co w efekcie skutkuje znaczącymi niepewnościami oszacowań obecnych i spodziewanych w przyszłości zmian klimatu.

Dzięki wytworzeniu zgodnych i precyzyjnych protokołów pomiarowych, pozyskiwania i przetwarzania danych oraz produktów pochodnych tych danych, ICOS pozwala na ujednoczenie metodyki pomiarów emisji oraz pochłaniania GHG (CO₂, CH₄) i analizy wyników, a także badań dynamicznych procesów wymiany gazowej. Zgodnie ze statutem, ICOS ułatwia biogeochemikom zrozumienie systemu

ziemskiego oraz wspiera działania na rzecz ochrony klimatu. Naukowa wiedza o emisji węgla, jego pochłanianiu oraz trendach zmian przyczynia się do przyspieszenia wypełnienia celów Programu Zrównoważonego Rozwoju, Narodów Zjednoczonych oraz programu UE „Społeczne Wyzwania”, szczególnie tych związanych ze zmianami klimatu. Dzięki pozyskanej wiedzy jest możliwe wspieranie starań o przestrzeganie postanowień porozumienia z Paryża (COP 21, Paryż 2015). Integrated Carbon Observation System promuje równocześnie rozwój technologiczny oraz transparentność pomiarów i wyników dotyczących gazów cieplarnianych poprzez integrację badań, edukacji i innowacji technologicznych. Ta innowacyjna naukowa inicjatywa zyskała poparcie większości dużych krajów Unii Europejskiej, gdzie projekty ICOS znalazły się na narodowych Mapach Drogowych Rozwoju Infrastruktury Naukowej. Jak dotąd, ICOS dostarcza ogólnodostępnych danych ze 134 stacji pomiarowych z 12 krajów europejskich.

W naszym kraju ICOS-PL znalazł się na Mapie Drogowej Rozwoju Infrastruktury Badawczej. Niewykluczone, że w niedalekiej przyszłości Polska stanie się pełnoprawnym członkiem tej europejskiej sieci monitoringu GHG z zastosowaniem metody kowariancji wirów. Autor niniejszej dysertacji jest zaangażowany w tworzenie polskiej sieci ICOS-PL i ma nadzieję, że również ta praca przyczyni się do dalszego rozwoju badań nad wymianą masy i energii między ekosystemami lądowymi a atmosferą.

2. METODA KOWARIANCJI WIRÓW

2.1. Podstawy koncepcyjne

Wymiana energii, materii i pędu między powierzchnią Ziemi a atmosferą stanowi główny proces ich interakcji i jednocześnie kształtuje warunki funkcjonowania właściwie całej biosfery. W tym kontekście rozpoznanie dynamiki tej wymiany jest kluczowe w zrozumieniu mechanizmów podstawowych dla funkcjonowania klimatu oraz warunków pogody i ich wpływu na biosferę oraz różne dziedziny naszego życia.

W ciągu ostatnich trzech dekad liczba badaczy stosujących metodę kowariancji wirów (KW, ang. *eddy covariance* – EC) wzrosła do kilku tysięcy. O popularności i zaufaniu świata naukowego do metody KW najlepiej świadczy liczba publikacji naukowych, w których tytułach pojawia się nazwa metody. Tylko wśród czasopism indeksowanych w takich bazach, jak Scopus czy Web of Science sięga ona kilku tysięcy pozycji. Zapewne taka duża popularność metody jest wypadkową kilku czynników, ale najważniejsze wydaje się, że opiera się na założeniach czysto fizycznych (bez współczynników i stałych empirycznych), przez co w porównaniu z innymi metodami pozwala uzyskiwać wyniki pomiarów najbardziej zbliżone do rzeczywistych wartości strumieni.

Podstawowe znaczenie dla metody KW ma definicja średniego strumienia wielkości skalarnej, którą można zapisać (Swinbank, 1951):

$$F = \overline{w\rho} \quad (5)$$

gdzie:

- F – 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 – składowa pionowa prędkości wiatru ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$),
- ρ – wybrana wielkość skalarna (np. stężenie gazu),
- $\overline{\quad}$ – wartość średnia w czasie.

System pomiarowy jest zainstalowany punktowo nad badaną powierzchnią. Dlatego w celu uzyskania reprezentatywnej dla niej wartości strumienia należy uśrednić

uzyskane pomiary po czasie. Wówczas można założyć, że wiatr przepływający poprzez ten system jest „nośnikiem” uśrednianego w przestrzeni strumienia. W tym ujęciu wiatr jest efektem przemieszczania się niezliczonych zawirowań przemieszczających się poziomo. Zawirowania mają charakter turbulentny (wywołany ruchem turbulentnym, nazywanym często również ruchem turbulencyjnym lub w skrócie turbulencją). Ten rodzaj ruchu można opisać w przestrzeni za pomocą trzech wektorów: dwóch poziomych i pionowego. Wiadomo, że wartości pionowej składowej ruchu powietrza, temperatury powietrza i stężenia przenoszonych w pionie substancji, zmierzone w jednym punkcie przestrzeni, zmieniają się w czasie. W teorii czas uśredniania, o którym była mowa w formule 5, jest okresem, po którym średnia wartość pionowej składowej prędkości wiatru równa jest zero. Ten czas nie jest stały, ponieważ turbulencja składa się z całego spektrum różnej wielkości wirów, obracających się z różnymi prędkościami (zagadnienie omówione w podrozdziale 2.6.3). Mniejsze zawirowania obracają się szybciej niż większe, dlatego zarejestrowanie ruchów powietrza w tych pierwszych wymaga mniej czasu. W czasie doby zmienia się udział poszczególnych frakcji wirów. Więcej mniejszych zawirowań występuje w ciągu dnia w porównaniu z nocą. Czas uśredniania pomiarów dziennych może więc być znacznie krótszy od czasu uśredniania pomiarów nocnych. Jednak w praktyce najczęściej przyjmuje się go jako stały, w przedziale między 15 min a 60 min.

Naturę metody KW oddaje dobrze stwierdzenie sformułowane przez Trittona: „[...] wszelkie przepływy są jedynie perturbacjami wokół równowagi” (Vesala i in., 2008). Została w nim zawarta cała idea metody KW, która sprowadza się do pomiaru w jednym punkcie pionowych ruchów powietrza i wybranej wartości skalarnej (np. stężenia gazu). Ponieważ w takim zawirowaniu skład powietrza nie jest jednorodny, przenosi ono inne ilości danego gazu w górę, a inne w dół. Jeśli poznamy ilość cząsteczek danego gazu przetransportowanych w danej chwili w górę oraz w dół, to w następnej chwili możemy obliczyć średnią dla tego czasu wielkość pionowego strumienia interesującego nas gazu. Tę ideę można przedstawić graficznie w taki sposób, jak na rysunku 10, gdzie każdy z pojedynczych pomiarów jednego z wektorów prędkości wiatru (u) został wyrażony w postaci odchylenia (u') od średniej (\bar{u}) obliczonej po pewnym czasie. Obecnie taki sposób wyrażania fluktuacji, pewnej zmieniającej się wielkości, jest znany jako dekompozycja Reynoldsa (1895).

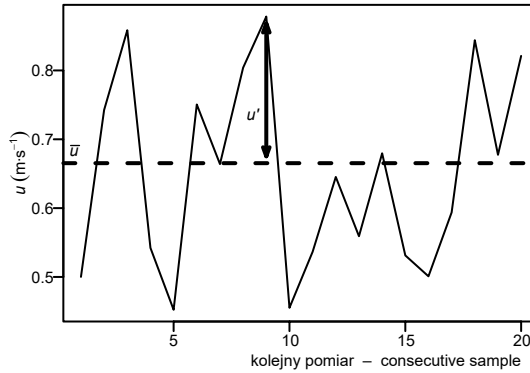
W podobny sposób można przedstawić każdy z mierzonych elementów, również pionową składową prędkości powietrza (w), temperaturę powietrza (T_a), zawartość gazów takich, jak para wodna (h_2o) czy CO_2 (co_2):

$$w'(t) = w(t) - \bar{w} \quad (6a)$$

$$T_a'(t) = T_a(t) - \bar{T}_a \quad (6b)$$

$$\text{h}_2\text{o}'(t) = \text{h}_2\text{o}(t) - \bar{\text{h}_2\text{o}} \quad (6c)$$

$$\text{co}_2'(t) = \text{co}_2(t) - \bar{\text{co}_2} \quad (6d)$$



Rys. 10. Wartości fluktuacji składowej u prędkości wiatru jako różnica między wartością średnią (\bar{u}) a wartością chwilową (u')

Fig. 10. Wind speed fluctuations as the difference between the mean (\bar{u}) and instantaneous value (u')

Takie przedstawianie mierzonych elementów pozwala na przekształcenie wzoru 5 do postaci:

$$\begin{aligned}
 F &= \overline{(\bar{w} + w')(\bar{\rho} + \rho')} = \overline{\bar{w}\bar{\rho} + \bar{w}\rho' + w'\bar{\rho} + w'\rho'} = \\
 &= \underbrace{\bar{w}\bar{\rho}}_{\text{I}} + \underbrace{\bar{w}\rho'}_{\text{II}} + \underbrace{w'\bar{\rho}}_{\text{III}} + \underbrace{w'\rho'}_{\text{IV}}
 \end{aligned}
 \quad (7)$$

Ponieważ wartość średnia z odchyżeń od średniej z każdej próby jest równa 0 ($\Sigma \bar{w}' = 0$, $\Sigma \bar{\rho}' = 0$), wyrażenia II i III w równaniu 7 równają się 0 i wzór upraszcza się do postaci (Baldocchi, 2003; Urbaniak i in., 2016):

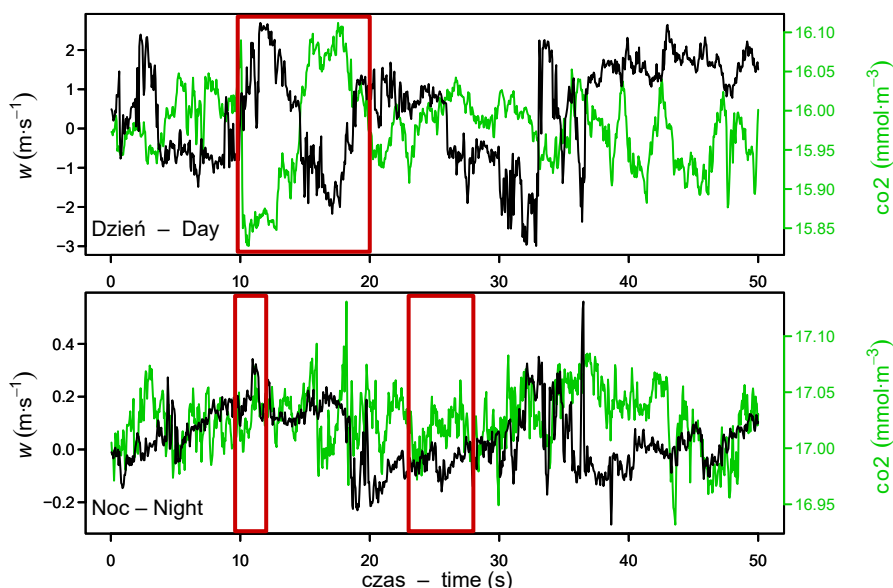
$$F = \underbrace{\bar{w}\bar{\rho}}_{\text{I}} + \underbrace{w'\rho'}_{\text{II}}
 \quad (8)$$

Gdzie ρ i ρ' w formułach 5 i 7 mogą być zastąpione przez wielkości opisujące temperaturę powietrza, zawartość pary wodnej bądź CO_2 , zgodnie z formułami 6. Z równania 8 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). Pierwszy człon równania 8 opisuje tak powolny przepływ, że nie jest możliwy do zarejestrowania przez anemometr ($< 1 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$) i zwykle jest obliczany na podstawie fluktuacji temperatury i zawartości pary wodnej w powietrzu z użyciem poprawki Webba-Pearmana-Leuninga (Baldocchi, 2003; Webb i in., 1980), którą opisano w rozdziale 2.5. Natomiast drugi człon równania 8 nie jest niczym innym jak kowariancją pionowej składowej prędkości wiatru i wielkości skalarnej, której strumień jest obiektem zainteresowania – stąd nazwa metody pomiarowej. Bywa również nazywany strumieniem turbulencyjnym,

którego pomiar wymaga zarejestrowania całego ko-spektrum ruchów turbulencyjnych istniejących w atmosferze (Garratt, 1975).

Zamieszczona na rysunku 10 grafika jest jednak pewnym uproszczeniem – obrazuje fluktuacje jednej zmiennej wywołane ruchem turbulencyjnym. W metodzie kowariancji wirów poszukujemy natomiast związku (kowariancji) dwóch zmiennych. Ruch turbulencyjny to wiele nakładających się na siebie zawirowań, w których powietrze dynamicznie zmienia kierunek przepływu i zmienia się jego skład (zmienia się chwilowe stężenie wybranego gazu podczas przechodzenia wiru przez system pomiarowy). W celu uchwycenia zmian niezbędne jest wykonywanie pomiarów z dużą częstotliwością (najczęściej 10–20 razy na 1 s). Pozwala to na uzyskanie szeregów czasowych opisujących zarówno pionowe ruchy powietrza, jak i zmiany stężenia danego składnika powietrza, np. pary wodnej lub CO_2 , jak na rysunku 11.

Na rysunku 11 zaznaczono czerwonymi prostokątami fragmenty zmierzonych szeregów czasowych, w których można dostrzec istotne dla działania metody kowariancji wirów przebiegi pionowej składowej prędkości wiatru i stężenia CO_2 . Na górnym panelu zamieszczono ich przebiegi charakterystyczne na podstawie danych



Rys. 11. Przykład przebiegu pionowej składowej prędkości wiatru i gęstości molowej CO_2 zmierzonych nad lasem sosnowym w czasie dnia (intensywna asymilacja CO_2) oraz w czasie nocy (uwalnianie CO_2 do atmosfery)

Fig. 11. An example of the course of a vertical wind speed component and molar CO_2 density measured over a pine forest during the daytime (intensive CO_2 assimilation) and at night (CO_2 released to the atmosphere)

zmierzonych nad dobrze rozwiniętą pokrywą roślinną w pełni sezonu wegetacyjnego. W oznaczonym fragmencie przedstawionego zbioru danych można zauważyć wyraźnie, że w zarejestrowanym zawirowaniu wznoszące się powietrze zawiera mniej CO_2 niż opadające. Jest to wynik działania roślin, które podczas fotosyntezy „zubażają” powietrze o CO_2 . Zawirowanie, które „obmyło” powierzchnię pokrywy roślinnej zabrało ze sobą owo przylegające do niej powietrze i przeniosło je wyżej. Linie, którymi zaznaczono oba zarejestrowane sygnały, zdają się podążać za sobą jakby w lustrzanym odbiciu. Kiedy wartości jednego z nich rosną, wtedy drugiego maleją. Z kolei podczas nocy (dolny panel na rysunku 11), kiedy aktywne pozostają jedynie procesy odpowiedzialne za emisję CO_2 do atmosfery, można dostrzec, że powietrze unoszące się zawiera więcej CO_2 niż opadające (zaznaczenie czerwonymi prostokątami). Zarejestrowane sygnały podążają za sobą niemal równolegle podczas okresów, w których powierzchnia jest emitentem. W obu tych przypadkach można doszukiwać się korelacji pomiędzy zmierzonymi wartościami. Dlatego niekiedy tę metodę pomiarową nazywano korelacyjną. Zastosowanie dekompozycji Reynoldsa powoduje jednak, że nie jest poszukiwana korelacja między bezwzględnymi wartościami mierzonych elementów, a istotne są jedynie ich fluktuacje (co jest uzyskiwane przez obliczenie ich kowariancji). Dzięki temu obliczona wartość strumienia jest zależna od tego, czy przyrządy pomiarowe są w stanie zmierzyć o ile zmieniła się dana wielkość w stosunku do pomiaru poprzedniego, a nie ile wynosi jej wartość bezwzględna. Można zatem stwierdzić, że przekształcenie wzoru na strumień pewnej wielkości skalarnej, które wykorzystuje dekompozycję Reynoldsa i umożliwia przedstawienie go jako kowariancji, działa w tej metodzie jak filtr usuwający możliwy problem związany z niedokładnością przyrządów pomiarowych. Reasumując, w metodzie kowariancji wirów większe znaczenie ma czułość aparatury pomiarowej na zmiany mierzonych wielkości w porównaniu z jej dokładnością.

Dodatkową niewątpliwą zaletą metody kowariancji wirów jest oparcie jej na w pełni analitycznej, wynikającej z fizyki, podstawie teoretycznej. W przedstawionym wzorze 5 występują jedynie mierzalne wielkości fizyczne. Nie ma w nim jakichkolwiek empirycznych współczynników, które zwykle zawężają możliwości danej metody do konkretnych warunków, czasu lub miejsca.

W dalszej części rozdziału będą przedstawione, istotne dla dobrego zrozumienia funkcjonowania metody kowariancji wirów, zagadnienia i niuanse związane z obecnie najpopularniejszą teorią przepływów w atmosferze. Będą również uwydatnione jej ograniczenia.

2.2. Mechanizmy przepływów strumieni w przy powierzchniowej warstwie atmosfery

Przepływ energii w postaci ciepła ogrzewającego atmosferę lub materii (gazów takich, jak CO_2 , H_2O) jest inicjowany zawsze przez pojawianie się odpowiednio różnicy temperatury lub różnicy stężenia danego gazu między warstwą powietrza ściśle przylegającą do powierzchni ziemi a warstwą powietrza zalegającą nieco wyżej. Ich efektywna wymiana między powierzchnią ziemi a atmosferą jest jednak możliwa dopiero dzięki pojawieniu się w atmosferze turbulencji, która wywołuje pionowe ruchy powietrza. Są one wynikiem konwekcji i tarcia powietrza o powierzchnię ziemi podczas występowania wiatru. Turbulencja może być tu rozpatrywana jako proces wymuszający pionowe przemieszczanie się porcji powietrza, a wraz z nim energii cieplnej, gazów i innych zawieszonych w powietrzu substancji, które są wymieniane między powierzchnią ziemi a atmosferą. Dzięki turbulencji pojawia się również siła skierowana do podłoża, a pochodząca z dynamicznego oddziaływania wiejącego wiatru na to podłoże. Oddziaływanie to może być opisane poprzez moment pędu. W chwilach, w których turbulencja w atmosferze zanika, wymiana energii i materii ulega wyraźnemu zmniejszeniu, a nawet zanikowi. Dlatego w warunkach słabo rozwiniętej turbulencji wymiana tą drogą energii i materii między powierzchnią ziemi a atmosferą jest często zanedbywana.

Ze względu na turbulencje wiatr można opisać nie tylko jako poziomy ruch powietrza o konkretnym kierunku, ale także jako wypadkową (sumę) wszystkich zawirowań (Stull, 2017). Jednak aby tego dokonać, należy dysponować urządzeniem zdolnym do detekcji takiego rodzaju ruchu powietrza. Rozwój techniczny sprawił, że obecnie dysponujemy odpowiednim sprzętem pomiarowym. Warto podkreślić, że nie powstał on przypadkowo, ale w następstwie wcześniej sformułowanych potrzeb pomiaru przepływu turbulencyjnego.

2.3. Prawo zachowania masy i energii jako fundament pomiarów strumieni

Przepływy powietrza w atmosferze ziemskiej, a także zmiany jego gęstości i ciśnienia są kształtowane przez procesy wymiany energii, materii i pędu między atmosferą a powierzchnią ziemi. Materia i energia mogą przepływać zarówno z atmosfery do powierzchni ziemi, jak i w drugą stronę, natomiast wypadkowa pędu zawsze

jest skierowana do powierzchni. Procesy te odbywają się nieprzerwanie, chociaż z różną intensywnością, zależną od pory doby, co wynika ze zmienności ilości energii słonecznej docierającej do powierzchni ziemi (promieniowania krótkofalowego). Część tej energii jest odbijana, a część, po transformacji na powierzchni czynnej, jest wypromieniowywana w postaci promieniowania długofalowego, którego część jest pochłaniana przez atmosferę, a część jest wypromieniowywana w przestrzeń kosmiczną. Do powierzchni czynnej dochodzi także promieniowanie długofalowe z atmosfery. Wartość salda promieniowania (R_n) jest energią pokrywającą koszty energetyczne wszystkich procesów fizycznych zachodzących w środowisku, z których najważniejsze to parowanie wody (ewapotranspiracja), ogrzewanie powietrza i gleby oraz fotosynteza. Z uwagi na dynamiczny charakter tych procesów i fakt, że powierzchnia ta bierze w nich czynny udział jest ona nazywana powierzchnią czynną (Kędziora, 2008). Bilansując energię dostępną na poziomie powierzchni czynnej, jesteśmy w stanie określić udział poszczególnych procesów w podziale energii dostępnej (R_n), a tym samym lepiej zrozumieć procesy nie tylko meteorologiczne, ale również biologiczne. Korzyści płynące z dobrego rozpoznania tych procesów można znaleźć zarówno w bardziej trafnym modelowaniu pogody i klimatu, jak i sparametryzowaniu reakcji biosfery lub jej części na czynniki wpływające na rozwój poszczególnych ekosystemów.

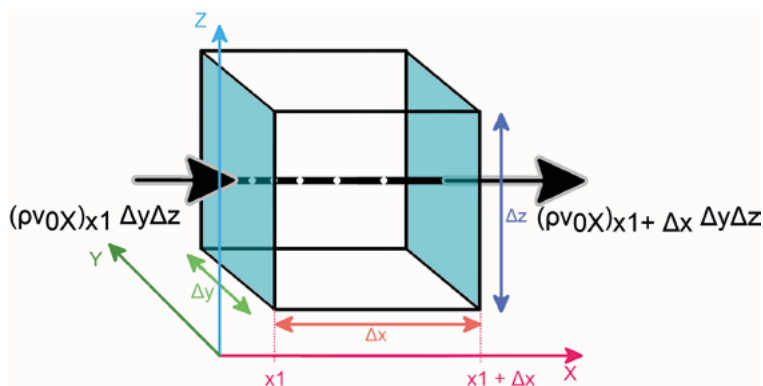
Sporządzenie bilansu energetycznego (zwanego również cieplnym) powierzchni ziemi (jej fragmentu) w sensie conceptualnym jest stosunkowo łatwe. Bilans taki jest przedstawiany najczęściej w postaci równania 4.

Ponieważ równanie bilansu cieplnego odnosi się do powierzchni czynnej, poszczególne jego składniki powinny być mierzone właśnie w tym miejscu. Niestety jest to możliwe jedynie w przypadku salda promieniowania (R_n) i niemal możliwe w przypadku energii ogrzewającej powierzchnię ziemi (G)¹. Dwa pozostałe składniki bilansu (λE i S) są przenoszone w inny sposób i ich bezpośredni pomiar wymaga przyjęcia założenia ciągłości przepływów między powierzchnią czynną a warstwą powietrza na pewnej wysokości, na której dokonywany jest pomiar. Prawo zachowania masy, energii i pędu w tym przypadku można zapisać w postaci równania ciągłości. Jest to typowe podejście w mechanice płynów. Na przykład równanie ciągłości przepływu dla wydzielonej przestrzeni znajdującej się na pewnej wysokości w atmosferze może być wyrażone w następującej postaci (Vesala i in., 2008):

¹ Urządzenia do pomiaru ciepła glebowego (płytki glebowe) zwykle są umieszczane kilka centymetrów pod powierzchnią gruntu, dlatego pomiar tego strumienia odbywa się nieco poniżej powierzchni czynnej. Jednak głównym wyzwaniem podczas pomiarów tego strumienia jest ich skromna reprezentacja przestrzenna.

Tempo przyrostu danej wielkości = tempo wymiany netto danej wielkości +
+ tempo produkcji danej wielkości

W równaniu „daną wielkością” może być pewien gaz, energia cieplna lub moment pędu. „Tempo wymiany netto danej wielkości” jest saldem wymiany danej wielkości. Tę ideę obrazuje schemat przedstawiony na rysunku 12.



Rys. 12. Przepływ strumienia powietrza przez wydzieloną objętość w osi OX . Strzałki pokazują kierunek przepływu, który odbywa się przez oznaczone powierzchnie (Vesala i in., 2008)

Fig. 12. The flow of air through a set volume in the X -axis. The arrows show the direction of the flow through the marked surfaces (Vesala et al., 2008)

W formie sześcianu przedstawiono na nim wydzieloną przestrzeń. Załóżmy, że przez tę przestrzeń nieustannie przepływa powietrze, a wraz z nim pewna substancja (materia). Przepływ odbywa się we wszystkich kierunkach (w trzech osiach kartezjańskiego układu współrzędnych), ale dla lepszej czytelności na rysunku przedstawiono jedynie przepływ w osi OX . Podstawowe prawo zachowania masy dla omawianego przypadku możemy zapisać jako:

Tempo przyrostu = strumień wejściowy – strumień wyjściowy

Lewa strona równania – tempo przyrostu masy jest równe tempu zwiększenia się jej stężenia ($D\rho/Dt$) pomnożonemu przez daną objętość ($\Delta x\Delta y\Delta z$). Matematycznie tę wielkość możemy zapisać jako $\Delta x\Delta y\Delta z(D\rho/Dt)$. Przyrost następuje na skutek różnic między wejściem a wyjściem, które znajdują się na równoległych ściankach wydzielonego sześcianu (rys. 12). Można to opisać w taki sposób: wartość wejściowa (w punkcie x_1 , który przypada na powierzchnię $\Delta y\Delta z$) jest równa iloczynowi gęstości

masy (ρ) i jej prędkości (v) w osi $0X$, czyli $(\rho v_{0X})_{x_1} \Delta y \Delta z$. Natomiast wartość wyjściowa, przypadająca na powierzchnię równoległą do powierzchni $\Delta y \Delta z$, ale w punkcie $[x_1 + \Delta x]$, będzie równa $(\rho v_{0X})_{x_1 + \Delta x} \Delta y \Delta z$. Odnosząc się zatem do sformułowanego prawa zachowania masy, tempo jej przyrostu wzdłuż osi $0X$ będzie równe: $(\rho v_{0X})_{x_1} \Delta y \Delta z - (\rho v_{0X})_{x_1 + \Delta x} \Delta y \Delta z$. Jeśli w podobny sposób zapiszemy wymianę na pozostałych osiach ($0Y$ i $0Z$) i zsumujemy te wartości, to uzyskamy równanie opisujące całkowitą wartość tempa przyrostu masy w wydzielonej objętości:

$$\begin{aligned} \Delta x \Delta y \Delta z (D\rho/Dt) = & [(\rho v_{0X})_{x_1} \Delta y \Delta z - (\rho v_{0X})_{x_1 + \Delta x} \Delta y \Delta z] + \\ & + [(\rho v_{0Y})_{y_1} \Delta x \Delta z - (\rho v_{0Y})_{y_1 + \Delta y} \Delta x \Delta z] + \\ & + [(\rho v_{0Z})_{z_1} \Delta y \Delta x - (\rho v_{0Z})_{z_1 + \Delta z} \Delta y \Delta x] \end{aligned} \quad (9)$$

Obie strony tego równania można podzielić przez $\Delta x \Delta y \Delta z$, otrzymując:

$$D\rho/Dt = \frac{(\rho v_{0X})_{x_1} - (\rho v_{0X})_{x_1 + \Delta x}}{\Delta x} + \frac{(\rho v_{0Y})_{y_1} - (\rho v_{0Y})_{y_1 + \Delta y}}{\Delta y} + \frac{(\rho v_{0Z})_{z_1} - (\rho v_{0Z})_{z_1 + \Delta z}}{\Delta z} \quad (10)$$

Teraz wydzieloną objętość można sprowadzić do rozmiaru punktu w przestrzeni, czyli wymiary Δx , Δy i Δz przyrównać do zera. W ten sposób uzyskujemy postać równania ciągłości, w formie pochodnej, która zgodnie z matematyczną definicją informuje o tempie przyrostu zawartości bądź ubytku zawartości masy:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = - \left(\frac{\partial \rho v_{0X}}{\partial x} + \frac{\partial \rho v_{0Y}}{\partial y} + \frac{\partial \rho v_{0Z}}{\partial z} \right) = -\nabla \cdot \rho \bar{v} \quad (11)$$

Wyraz po prawej stronie ($-\nabla \cdot \rho \bar{v}$) jest dywergencją strumienia masy, której fizycznym znaczeniem jest zmiana netto zawartości masy na jednostkę objętości (np. wzrost stężenia pewnego gazu). Przeciwnościem dywergencji jest konwergencja (Vesala i in., 2008), która oznacza ubytek masy. Przykładem takiej sytuacji może być emisja CO_2 z powierzchni, która jest równoważona przez wzrost stężenia tego gazu w powietrzu.

Z przedstawionego rozumowania wynika, że w celu pomiaru strumieni materii, energii i pędu, które chcemy bilansować na poziomie powierzchni czynnej (np. jak w równaniu 4), powinniśmy mieć pewność, że wartość zarówno dywergencji, jak i konwergencji tych strumieni jest równa zero i to w każdej z osi (xyz) z osobna. Oznacza to, że przyjmuje się, iż w wydzielonej porcji powietrza utrzymuje się stałe w czasie stężenie danej substancji, pomimo ciągłego jej przepływu, a wszystkie pochodne związane z czasem są równe zero. Jest to tak zwana stacjonarność strumienia lub przepływ ustalony (jeśli chcielibyśmy zastosować klasyczną terminologię wykorzystywaną w mechanice płynów).

Dla takich warunków, zaprezentowane w formule 11, równanie ciągłości może zostać uproszczone do postaci zamieszczonej we wzorze 12 (Baldocchi, 2003). Jest to możliwe, ponieważ pominięte składowe równania 11 reprezentują adwekcję lub spływ katabatyczny, których pojawienie się objawia się poprzez zakłócenie w pionowym profilu prędkości wiatru. Zakłócenie może pojawić się również podczas przepływu powietrza ponad pochyloną powierzchnią, wzniesieniem lub nawet uskokiem na granicy dwóch ekosystemów o różnych wysokościach (np. skraj lasu). W takich okolicznościach strumienie masy i energii nie bilansują się podczas przechodzenia przez równoległe płaszczyzny hipotetycznego sześcianu zobrazowanego na rysunku 12. Zawartość przepływającej masy w tej objętości może się nie zmienić, ponieważ zachowanie masy bądź energii może być utrzymane na skutek zmiany kierunku przepływu części strumienia z poziomego na pionowy. Innymi słowy, w takich warunkach pionowy strumień nie jest już jedynie efektem procesów powierzchniowych (np. parowania wody czy utleniania materii organicznej), lecz jest obciążony „przeciekami” z różnych kierunków. Wartość tego strumienia zmienia się wraz z wysokością i nie można założyć, że zmierzone wartości oddają intensywność procesów biologicznych lub fizycznych, które zachodzą na powierzchni czynnej. Dlatego w pomiarach metodą kowariancji wirów (oraz innymi metodami aerodynamicznymi, np. profilową) istotne jest, aby unikać lokalizacji systemu pomiarowego w miejscach sprzyjających pojawianiu się adwekcji, na pochyłościach terenu i w zbyt bliskiej odległości od przeszkód aerodynamicznych.

$$\frac{\partial p}{\partial t} = -\frac{\partial p v_{0z}}{\partial z} + S_A = 0 \quad (12)$$

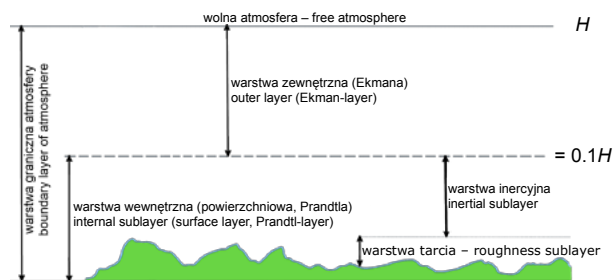
$$S_A = \frac{\partial p v_{0z}}{\partial z} \quad (13)$$

Z równań ciągłości, zaprezentowanych w formułach 12 i 13, wynika, że wszelkie zmiany w zawartości (stężenia) pewnej substancji muszą być równoważone przez jej emisję lub pochłanianie (S_A) przez powierzchnię ziemi (biologiczne źródło w przypadku CO_2). W rezultacie otrzymujemy równanie będące teoretyczną podstawą zasadności pomiarów strumieni metodami takimi, jak profilowa czy kowariancji wirów.

Zachowanie stacjonarności jest warunkiem niezbędnym poprawnego określenia wartości pionowych strumieni materii, energii i pędu. Takie warunki są możliwe w przypowierzchniowej warstwie atmosfery. Jednak rzeczywiste szeregi pomiarowe nie zawsze pozwalają na przyjęcie tego założenia ze względu na przestrzenne i czasowe zróżnicowanie powierzchni ziemi oraz dynamikę zmian w dopływie energii słonecznej. Dlatego wyniki muszą być weryfikowane pod kątem jego spełnienia.

2.4. Teoria turbulencyjnej wymiany materii, energii i pędu

Zanim pomiar strumieni okazał się możliwy, musiał nastąpić postęp w wielu dziedzinach nauki, a przede wszystkim w mechanice płynów. W pierwszej połowie XX wieku powstało wiele przełomowych teorii w tej dziedzinie. Jedną z pierwszych była teoria spirali Vagna Walfrida Ekmana. W swojej pracy doktorskiej wprowadził on model wyjaśniający wpływ siły tarcia i zjawiska Coriolisa na prędkość i kierunek przepływu wody w oceanie (Ekman, 1905). W tym samym czasie Ludwig Prandtl wprowadził pojęcie warstwy granicznej jako model przepływu płynu nad zanurzoną w nim stałą powierzchnią. Prandtl zauważył, że efekt tarcia i związany z nim efekt „antypoślizgowy” występuje jedynie w cienkiej, przylegającej do powierzchni warstwie, którą nazwał graniczną. Choć prace Prandtla były związane z aerodynamiką i przyczyniły się głównie do rozwoju awioniki (Anderson, 2005), to koncepcja warstwy granicznej okazała się również przydatna w naukach geofizycznych. Obecnie uznaje się, że optymalnym sposobem opisu procesów przepływu mas powietrza i turbulencji zachodzących w dolnej atmosferze jest połączenie obu teorii, prowadzące do podziału warstwy granicznej na warstwę Ekmana (zewnętrzną) oraz powierzchniową warstwę graniczną (rys. 13).



Rys. 13. Pionowa struktura warstwy granicznej atmosfery (Fortuniak, 2010)

Fig. 13. The vertical structure of the boundary layer of the atmosphere (Fortuniak, 2010)

W kolejnych latach starano się ulepszyć metody opisu turbulencji i dyfuzji. Na podstawie eksperymentalnych prac badawczych, przeprowadzonych w Głównym Geofizycznym Obserwatorium w Leningradzie, oraz z wykorzystaniem wcześniejszych dokonań w badaniach nad turbulencją w atmosferze (Taylor, 1938; von Kármán i Howarth, 1938) powstała tzw. teoria podobieństwa Monina-Obuchowa (teoria M-O; Monin i Obuchow, 1954). W teorii wykorzystano założenie logarytmicznego

przebiegu w pionowym profilu zmian prędkości wiatru i temperatury (a także wilgoci), analizę wymiarową (Foken, 2006) oraz twierdzenie Π (pi) Buckinghama (Kantha i Clayson, 2000).

Teoria podobieństwa znajduje powszechne zastosowanie w mechanice płynów, gdzie proces przepływu (szczególnie turbulencyjnego) jest obecnie niemożliwy do opisanego w sposób analityczny. Zakładając jednak zachowane zależności między parametrami fizycznymi w układach, mimo różnic w ich wielkości lub lokalizacji, można przyjąć takie układy za podobne. Założenie pozwala na sparametryzowanie pewnego zjawiska czy procesu zachodzącego w danym układzie za pomocą liczby podobieństwa, zwanej również kryterialną. Najczęściej jest to liczba sprowadzona do postaci bezwymiarowej, uzyskana przez sformułowanie zależności pomiędzy łatwo mierzalnymi wielkościami wymiarowymi lub otrzymana jako stosunek wyrazów opisujących dany proces. Przykładami takich liczb są: liczba Reynoldsa, Prandtla czy Rayleigha.

Monin i Obuchow uznali, że w rozwiniętej warstwie granicznej w podobny sposób przenoszone są energia, para wodna (i inne gazy) oraz pęd. Mechanizmami przenoszącymi te wielkości są dyfuzja molekularna i turbulencja. W porównaniu z turbulencją dyfuzja molekularna jest mniej wydajna o kilka rzędów wielkości. Można ją więc pominąć i założyć, że strumienie materii i energii w warstwie granicznej są przenoszone dzięki turbulencji. Ruchy turbulencyjne w warstwie granicznej wywołują siły pojawiające się na skutek oddziaływania mechanicznego wiatru na powierzchnię ziemi i ogrzewania atmosfery, wywołującego między innymi ruchy konwekcyjne. W określonych warunkach może się zdarzyć, że w przypowierzchniowej warstwie powietrza panują warunki równowagi między siłami wypływu aerodynamicznego związanego z pionowym gradientem temperatury powietrza (konwekcją) a mechaniczną siłą wiatru. Taki stan nazywamy równowagą obojętną (Kędziora, 2008). W tym stanie równowagi podobieństwo przepływu strumieni materii, energii cieplnej i pędu można wyrazić za pomocą twierdzenia o równości współczynników turbulencyjnej wymiany tych trzech elementów. Dla takich warunków turbulencję można opisać za pomocą następujących parametrów: g/T_0 (g – przyspieszenie ziemskie, T_0 – temperatura powierzchni), u_* (prędkość tarciova) i $S/(c_p \rho)$ (S – strumień ciepła jawnego, c_p – ciepło właściwe powietrza, ρ – gęstość powietrza). Monin i Obuchow uznali, że istnieje jeden parametr o wymiarze długości, który spina ze sobą wymienione parametry. Jest to długość Monina-Obuchowa² (L), która może być zdefiniowana jako charakterystyczna skala grubości warstwy atmosfery, powyżej której

² Nazywana również długością Obuchowa. Po przedruku pracy Obuchowa z 1946 roku w *Boundary-Layer Meteorology* (Obuchow, 1971) wydaje się bardziej właściwe stosowanie terminu „długość Obuchowa”. W częstym użyciu pojawia się jednak termin „długość Monina-Obuchowa”.

decydującym mechanizmem wymiany jest wolna konwekcja (Foken, 2006; Kędziora, 2008). W myśl definicji długość Monina-Obuchowa jest proporcjonalna do grubości tej warstwy, ale nie są one identyczne. Współcześnie długość Monina-Obuchowa jest definiowana jako wynik analizy wymiarowej **równania turbulencyjnej energii kinetycznej** (ang. *equation of turbulent kinetic energy* TKE; Foken, 2006; Stull, 2017):

$$L = - \frac{u_*^3}{\kappa \left(\frac{g}{T_0} \right) \left(\frac{S}{c_p \rho} \right)} \quad (14)$$

gdzie:

κ – stała von Kármána równa 0,41.

Monin i Obuchow zauważyli również, że w powierzchniowej warstwie granicznej występuje dość cienka warstwa tarcia, a tuż powyżej niej tak zwana warstwa stałych strumieni, gdzie ich dywergencja równa jest zero. W warstwie tej pionowe strumienie energii, masy i pędu nie zmieniają się znacząco wraz z wysokością. Dzięki temu urządzenia pomiarowe mogą być umieszczone na dowolnie wybranej wysokości wewnątrz warstwy stałych strumieni. Jednak aby taki stan mógł się wytworzyć, muszą być spełnione również odpowiednie warunki dotyczące powierzchni czynnej. Chodzi o jej poziome ułożenie oraz względną homogeniczność nie tylko pod względem rodzaju pokrywy roślinnej, ale przede wszystkim właściwości aerodynamicznych (Aubinet i in., 2012; Montgomery, 1948; Swinbank, 1951).

Obecnie przedstawione założenia są uznane powszechnie i w ich kontekście metoda kowariancji wirów jest postrzegana jako najlepsza do określenia wielkości i intensywności wymiany strumieni materii, energii i momentu pędu.

2.5. Zagadnienia związane z urządzeniami pomiarowymi stosowanymi w metodzie kowariancji wirów

Najbardziej podstawowy system do pomiarów metodą kowariancji wirów mógłby się składać z urządzeń mierzących zaledwie dwa elementy: pionową składową prędkości wiatru i pewną wartość skalarną, pozwalającą na ocenę ilości energii lub substancji znajdującej się w powietrzu, będącej przedmiotem badań. Przyrządy mierzące prędkość wiatru nazywane są anemometrami. Znajdują zastosowanie nie tylko w meteorologii, ale także na przykład w awionice czy w instalatorstwie (wentylacje). Pomimo dość dużego wachlarza urządzeń pomiarowych należących do rodziny anemometrów, jedynie bardzo wąska grupa spełnia wymagania metody kowariancji wirów.

Tradycyjne rozwiązania takie, jak anemometry czaszowe i łopatkowe charakteryzują się zbyt długim czasem reakcji na pionowe fluktuacje prędkości wiatru. Z kolei termoanemometry, choć zdolne do rejestrowania zmian szybkich, nie są zdolne do określenia kierunku przepływającego powietrza. Nawet większość anemometrów laserowych nie spełnia oczekiwań ze względu na niewystarczającą rozdzielczość, co sprawia, że nie rejestrują wysokich częstotliwości, z jakimi fluktuuje przepływ powietrza w warstwie granicznej. Jedyną odmianą anemometrów, które mogą sprostać wymaganiom metody kowariancji wirów jest grupa anemometrów ultradźwiękowych (ang. *sonic anemometers*). Współcześnie w tej grupie występują dwa rodzaje urządzeń: anemometry 2D i 3D. Odmiana 2D mierzy prędkość wiatru w dwóch wymiarach, co pozwala określić poziomy przepływ powietrza. Są to przyrządy często zastępujące tradycyjne anemometry czaszowe bądź łopatkowe. Niewątpliwą ich zaletą jest brak w nich części ruchomych, przez co pozbawione są ułomności rozwiązań mechanicznych. Nie oznacza to jednak, że same nie są pozbawione pewnych wad. Z punktu widzenia metody kowariancji wirów jedynie anemometry 3D mogą być użyteczne, ale nawet w tej grupie nie wszystkie modele są w stanie zmierzyć pionowe fluktuacje z wystarczającą rozdzielczością i precyzją. Rozwój tej techniki pomiarowej sięga połowy XX wieku. Obecnie rodzina anemometrów spełniających wymagania metody kowariancji wirów jest dość liczna (Burba, 2013). Najbardziej powszechnie wykorzystywane modele anemometrów ultradźwiękowych wymieniono w tabeli 3.

Tabela 3. Modele anemometrów ultradźwiękowych najczęściej stosowanych w metodzie kowariancji wirów (Burba, 2013)

Table 3. The most common models of sonic anemometers used in the eddy covariance method (Burba, 2013)

Producent Manufacturer	Model
Applied Technologies (ATI)	Vx, Sx, V, K
Campbell Scientific (CSI)	CSAT3A/B
Gill Instruments	HS-100, HS-50, R3, WindMaster, WindMaster Pro
Kaijo/Sonic Corporation	DA-500, 600, 700, 900
Metek	Seria uSonic-3
R.M. Young Company	81000VRE
Thies Clima	Ultrasonic Anemometer 3D



Rys. 14. Przykłady anemometrów ultradźwiękowych powszechnie stosowanych w pomiarach metodą kowariancji wirów. Od lewej R3-100 i CSAT3B

Źródło: <http://gillinstruments.com/products/anemometer/R3-100.html>, <https://www.campbellsci.com/csats3b>.

Fig. 14. Examples of sonic anemometers commonly applied in eddy covariance measurements. From the left R3-100 and CSAT3B

Source: <http://gillinstruments.com/products/anemometer/R3-100.html>, <https://www.campbellsci.com/csats3b>.

Wśród modeli anemometrów dostępnych na rynku można wyróżnić dwie grupy z uwagi na różnice konstrukcyjne: anemometry symetryczne – nazywane w literaturze anglojęzycznej *omnidirectional* oraz asymetryczne w płaszczyźnie pionowej, których kształt przypomina literę C (rys. 14). Pomiary anemometrami symetrycznymi, np. R3-100 (Gill Instruments Ltd., Lymington, UK), pozwalają na wykorzystanie wszystkich danych, niezależnie od kierunku wiatru. Przy czym należy zaznaczyć, że pomiary są dotknięte w równym stopniu zakłóceniami wywołanymi elementami konstrukcyjnymi. W anemometrach asymetrycznych, np. CSAT3B (Campbell Scientific Inc., Logan, UT, USA), zakłócenia zminimalizowano przez skumulowanie elementów konstrukcyjnych powodujących największe zakłócenia z jednej strony. Praktycznie wyklucza to jednak pewien wycinek róży wiatrów (nawet $\frac{1}{3}$ z jej obwodu) za anemometrem, którego pomiary są silnie zaburzone na skutek zakłóceń przepływu. Przed kolejnymi analizami powinny być odfiltrowane ze zbioru danych. Korzyść płynąca z asymetrycznej konstrukcji anemometru polega jednak na tym, że pomiary związane z pozostałymi kierunkami wiatru są zakłócone w znikomym stopniu, jedynie przez obecność samych przetworników. Wynika z tego wniosek, że przed instalacją anemometru w terenie należy przeprowadzić analizę fizjografii terenu. Na jej podstawie należy ustalić dominujący kierunek wiatru i ustawić anemometr w stronę wiatrów wiejących najczęściej.

Wśród wymienionych w tabeli 3 modeli anemometrów trudno wskazać jednoznacznie najlepszy. Mauder i Zeeman (2018) poddali testom porównawczym kilka

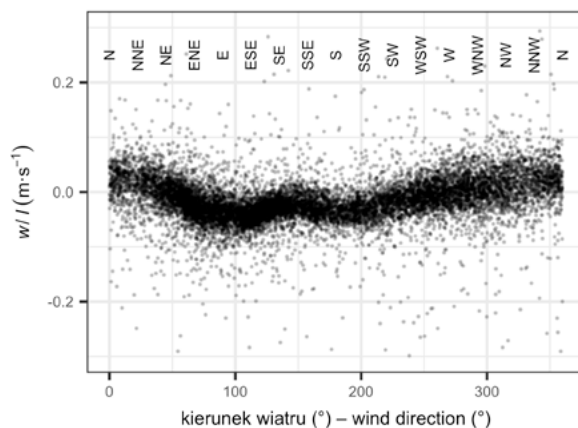
modeli anemometrów: Campbell Scientific, Inc. (CSAT3), Gill Instruments Ltd. (1210R3 i HS), METEK Meteorologische Messtechnik GmbH (uSonic-3 Omni AH), R. M. Young Company (81000 i 81000RE). Uzyskane przez nich wyniki wskazują, że poza specyficznymi warunkami determinującymi wybór konkretnego urządzenia nie ma między nimi znaczących różnic w jakości pomiarów. Co więcej, różnice występujące między poszczególnymi modelami nie są istotnie większe od pojawiających się między modelami jednego producenta (w opisywanym teście użyto dwóch CSAT3). W opublikowanym teście zabrakło anemometrów z serii WindMaster marki Gill Instruments oraz kilku innych producentów, ale te które się w nim znalazły stanowią dość liczną reprezentację używanych przynajmniej w Europie modeli.

Zakłócenie przepływu powietrza wywołane obecnością aparatury jest jednym z najistotniejszych czynników powodujących błąd pomiarowy. Dlatego jest ważne, aby instalacja pozwalała zminimalizować ten efekt już na etapie projektowania pomiarów i samego montażu przyrządów pomiarowych w terenie. Całkowite wyeliminowanie zakłóceń przepływu jest niemożliwe z powodu ograniczeń konstrukcyjnych anemometrów, choćby obecności samych przetworników. Szacuje się, że tylko te zakłócenia przyczyniają się do redukcji wartości mierzonych strumieni o 8–12% (Frank i in., 2013; Kochendorfer i in., 2012; Nakai i Shimoyama, 2012). Dlatego producenci poszczególnych modeli decydują się na rozwiązania techniczne, których celem jest zminimalizowanie efektów zakłóceń przepływu. Większość anemometrów jest zbudowana w ten sposób, aby w płaszczyźnie poziomej nie występowały przeszkody na drodze wiatru. Przetworniki w tych anemometrach nie umieszczono równolegle do osi kartezjańskiego układu współrzędnych (wyjątkiem są anemometry firmy Applied Technologies), ale pod pewnym kątem umożliwiającym swobodny przepływ powietrza przez objętość, w której jest dokonywany pomiar. Dodatkowo dzięki takiemu rozwiązaniu odległości między przeciwnymi przetwornikami wynoszą kilkanaście centymetrów, co zwiększa rozdzielczość pomiarową (anemometr rejestruje mniejsze zawirowania). Niestety opisane rozwiązanie nie jest pozbawione wad, stąd konieczność zastosowania poprawki nazywanej w literaturze anglojęzycznej *crosswind correction*. Można powiedzieć, że próba zniwelowania jednej z przyczyn błędów pomiarowych wprowadza kolejną, wcześniej niewystępującą. Choć wydaje się to złą strategią, należy zauważyć, że błędów pomiarowych wynikających z zakłóceń przepływu nie można skorygować w sposób łatwy, natomiast błąd wynikający z nieprostopadłego ustawienia przetworników w stosunku do przepływu dotyczy w głównej mierze pomiarów temperatury i można go skorygować w sposób prosty (Liu i in., 2001). Niekiedy producenci wprowadzają tę poprawkę bezpośrednio w oprogramowanie układowe anemometru (np. w CSAT3), niekiedy można ją zastosować w czasie przetwarzania danych.

Zakłócenia przepływu wywołane obecnością elementów konstrukcyjnych anemometrów i samych przetworników w zasadzie są nie do uniknięcia. Nawet zmiany w konstrukcji anemometru, usuwające poszczególne jego elementy z drogi wiatru, nie w każdych warunkach spełniają pokładane w nich nadzieje. Często wiatr nie uderza w głowicę pomiarową z kierunku poziomego, ale pod pewnym kątem z dołu bądź z góry. W takich warunkach powstaje efekt samozacienienia przetwornika, który jest przyczyną błędów pomiarowych. Mogą one być jedynie łagodzone korekcją w czasie przetwarzania danych pomiarowych. Poprawkę tego typu nazywa się korekcją kąta natarcia (ang. *angle of attack correction*). Ze względu na różną konstrukcję anemometrów poprawka musi być dostosowana do konkretnego typu urządzenia (Nakai i in., 2006; van der Molen i in., 2004).

Opisane problemy z pomiarami pionowej składowej prędkości wiatru są związane nierozdzielnie z anemometrami ultradźwiękowymi, więc użytkownik może niwelować błędy pomiarowe przez zastosowanie znanych poprawek. Może również liczyć, że zdoła opracować korekcje lepsze od już znanych. Sprzyja temu pewna powtarzalność błędów wywołanych niezmienną się w czasie konstrukcją danego anemometru. Niestety wspomniane błędy nie są jedynymi, które mogą obniżyć jakość danych pomiarowych. Błąd w pomiarach fluktuacji pionowej składowej wiatru może się pojawić na skutek „zanieczyszczenia” jej poziomą składową. Taka sytuacja może nastąpić na skutek pochyłości terenu, nad którym zainstalowano system pomiarowy. Wiatr wiejący po zboczu wzniesienia przemieszcza się nie tylko w poziomie, ale również w górę lub w dół, w zależności od kierunku. Anemometr rejestruje ten ruch, co sprawia, że pionowa składowa nie fluktuuje wokół wartości zero, lecz jest od niej większa (wiatr porusza się w stronę do szczytu wzniesienia) lub mniejsza (wiatr porusza się od strony szczytu wzniesienia). Takie efekty można zaobserwować nawet na niewielkich deniwelacjach. Podobne skutki wywołuje pochylenie samego anemometru lub zmiana wysokości pokrywy roślinnej.

Projektując pomiary strumieni metodą kowariancji wirów, zazwyczaj wybiera się stanowiska pomiarowe o parametrach najlepszych z osiągalnych (homogeniczne, płaskie, poziome powierzchnie o dużych wymiarach), a przyrządy również instaluje się w sposób najlepszy z możliwych. Wszystko zgodnie z założeniami metody. W rzeczywistych jednak warunkach powierzchnia zwykle nie jest płaska i rzadko jest pozioma. Często zdarza się, że również anemometr bywa mniej lub bardziej pochylony względem pionu (np. z powodu ruchomości wysokich wież pomiarowych). W celu określenia jak bardzo te niedoskonałości wpływają na pionową składową prędkości wiatru, a w konsekwencji na wartości mierzonych strumieni, można posłużyć się wykresem rozrzutu (rys. 15), na którym umieszcza się zależność między stosunkiem pionowej składowej wiatru (w) do prędkości poziomej (l) a kierunkiem wiatru. W idealnych warunkach, w których pionowa składowa prędkości wiatru nie



Rys. 15. Zależność stosunku pionowej składowej ruchu powietrza do prędkości poziomej od jego kierunku. Zależność diagnozuje występowanie niepożądanego zjawiska dodawania się poziomego wektora prędkości wiatru do jego pionowego wektora. Zjawisko może być skutkiem zakłócenia przepływu lub pochylenia głowicy anemometru. W idealnych warunkach chmura punktów równomiernie otaczałaby poziomą prostą przechodzącą przez zero. Dane pochodzą z anemometru CSAT3, który został skierowany na zachód, stąd wyraźne zakłócenia z kierunku wschodniego

Fig. 15. The dependence between the ratio of the vertical and horizontal wind speed components and the wind direction. This dependence diagnoses the occurrence of the undesirable phenomenon of adding up the horizontal wind velocity vector to its vertical vector. This phenomenon may result from a flow disturbance or an anemometer's head tilt. Ideally, the point cloud should evenly surround a horizontal line crossing zero. The data comes from the CSAT3 anemometer, which was directed westwards. Hence, there were noticeable disruptions from the east

jest zanieczyszczana poziomą składową, punkty na wykresie rozrzutu układają się równomiernie wzdłuż poziomej prostej przechodzącej przez punkt 0. Natomiast gdy punkty tworzą krzywą, niekiedy przypominającą sinusoidę, wówczas świadczą o wpływie składowej poziomej na składową pionową. Ten wpływ jest zależny od kierunku wiatru. Można przypuszczać, że jest to skutkiem pochylenia terenu lub anemometru. O ile położenie anemometru można skorygować, o tyle nie sposób doprowadzić do deniwelacji badanego ekosystemu.

W zależności od charakterystyki terenu i długości szeregu czasowego danych pomiarowych należy rozważyć kilka sposobów zniwelowania opisanych błędów. Jednym z nich jest rotacja układu współrzędnych, do którego są odnoszone pomiary prędkości wiatru. To zabieg najczęściej rekomendowany do tego celu przez społeczność naukową (Baldocchi, 2003; Massman i Lee, 2002; Nakai i in., 2006; Tanner i Thurtell, 1969; van der Molen i in., 2004). Ten układ jest kartezjański, osie poziome są w nim oznaczone x i y , pionowa jako z , natomiast wektory prędkości wiatru

w tych kierunkach to odpowiednio u , v i w . Zabieg jest wykonywany w fazie opracowywania danych, po wprowadzeniu opisywanych wcześniej poprawek (*crosswind correction* i *angle of attack correction*), i obejmuje pojedyncze okresy uśredniania, czyli np. 30 min. Celem rotacji jest doprowadzenie, aby średnia prędkość pionowej składowej wiatru była równa 0 ($\bar{w} = 0$). W praktyce rotacja może być przeprowadzana w przedstawionych poniżej dwóch (ang. *double rotation* – DR) lub trzech krokach (ang. *triple rotation* – TR).

1. Obrót o kąt Θ wokół pionowej osi z , czego następstwem jest nałożenie wektora \bar{u} na oś x oraz to, że $\bar{v} = 0$. Zmienia się też kierunek poziomych osi układu współrzędnych $x \rightarrow x'$, $y \rightarrow y'$. Nowe wartości chwilowych wektorów prędkości wiatru równają się odpowiednio:

$$u_1 = u \cos \Theta + v \sin \Theta \quad (15a)$$

$$v_1 = -u \sin \Theta + v \cos \Theta \quad (15b)$$

$$w_1 = w \quad (15c)$$

gdzie:

$$\Theta = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{v}}{\bar{u}} \right) \quad (15d)$$

2. Obrót o kąt Φ wokół jednej z nowych poziomych osi y' , co powoduje nałożenie wektora w na oś z i w konsekwencji doprowadza do uzyskania $\bar{w} = 0$. Ten obrót sprawia też, że nowe wektory prędkości wiatru są równe:

$$u_2 = u_1 \cos \Phi + w_1 \sin \Phi \quad (16a)$$

$$v_2 = v_1 \quad (16b)$$

$$w_2 = -u_1 \sin \Phi + w_1 \cos \Phi \quad (16c)$$

gdzie:

$$\Phi = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{w}_1}{\bar{u}_1} \right) \quad (16d)$$

3. Obrót o kąt ψ wokół nowej osi x ($x \rightarrow x' \rightarrow x''$), w wyniku którego jest uzyskiwana zerowa wartość iloczynu $\bar{v}_2 \bar{w}_2' = 0$ (Kaimal i Finnigan, 1994; Wilczak i in., 2001). Wskutek tego obrotu nowe wektory prędkości wiatru uzyskują wartości:

$$u_3 = u_2 \quad (17a)$$

$$v_3 = v_2 \cos \psi + w_2 \sin \psi \quad (17b)$$

$$w_3 = -v_2 \sin \psi + w_2 \cos \psi \quad (17c)$$

gdzie:

$$\psi = \tan^{-1} \left(\frac{2\bar{v}_2 \bar{w}_2}{\bar{v}_2^2 - \bar{w}_2^2} \right) \quad (17d)$$

Obecnie jako ostatni podczas „pionowania” położenia anemometru rekomendowany jest krok 2, ale niekiedy, w celu zachowania zgodności z przeprowadzanymi analizami w przeszłości, wykonuje się krok 3 (dodatkowy), czyli potrójną rotację.

Z różnych przyczyn krok 3 może doprowadzić do niepożądanego przekształcenia pionowej składowej prędkości wiatru, zwracając nieracjonalne jej wartości, dlatego nie jest zalecane jego wykonywanie. Na pewno wymaga większej uwagi i ostrożności, gdyż może wpłynąć na zwiększenie błędu pomiarowego (Kaimal i Finnigan, 1994).

Podwójna rotacja układu współrzędnych anemometru jest jednym z preferowanych sposobów na wyzerowanie pionowej składowej i wyznaczenie pochylenia płaszczyzny przepływu wiatru. Poprawka ta niweluje błędy pomiarowe (dla każdego okresu uśredniania), które powstały na skutek pochylenia anemometru lub nierównoległości powierzchni czynnej do poziomego wektora prędkości wiatru. Metoda DR jest rekomendowana, gdy pomiary odbywają się nad poziomą i płaską powierzchnią (teren nie jest zbyt połałdowany i pochylony), a pokrywa roślinna zmienia aerodynamikę powierzchni w znacznym tempie (np. szybko rosnące uprawy rolnicze). W innych okolicznościach – np. gdy relief jest bardziej zróżnicowany, ale niewielka jest dynamika związana z sezonowymi zmianami pokrywy roślinnej – bardziej właściwą do skorygowania pionowej składowej prędkości wiatru jest metoda pochylenia płaszczyzny (ang. *planar fit method* – PF). Polega ona na wyznaczeniu na podstawie dłuższej serii pomiarowej (np. dwóch tygodni) średniej płaszczyzny, dla której wektor pionowej składowej byłby prostopadły. Zatem jest to również forma rotacji układu współrzędnych, która także przebiega w trzech krokach, ale opiera się na dłuższym okresie obserwacji. Efektem tego działania jest uzyskanie w przyjętym okresie, np. dwóch tygodni, zerowej wartości średniej pionowej składowej ($\bar{w} = 0$).

W metodzie PF, na podstawie rozpoznania różnic w ukształtowaniu terenu otaczającego system pomiarowy, można wydzielić sektory, z których główne linie przepływu, czyli wektor wiatru (I), mogą być nachylone pod różnymi kątami. To znaczy, że można wyznaczyć dla tych sektorów oddzielne poprawki i zastosować odpowiednią zależnie od kierunku wiatru. Dotyczy to zarówno miejsc, w których system pomiarowy został zainstalowany na pochyłości terenu, jak i takich, gdzie powierzchnia jest bardziej mozaikowata, a system znajduje się na granicy dwóch ekosystemów (Lee i in., 2005a).

W metodzie PF przechylenie płaszczyzny, do której w jest prostopadłe ocenia się na podstawie rzeczywistych pomiarów średniej pionowej składowej prędkości wiatru \bar{w} , która w przypadku pochylenia anemometru lub powierzchni pomiarowej zawiera w sobie część składowych poziomych, \bar{u} oraz \bar{v} . Musi zatem istnieć związek funkcyjny między pionową składową a komponentami poziomymi (Kaimal i Finnigan, 1994; Wilczak i in., 2001). Związek ten może być opisany poniższą funkcją:

$$\bar{w} = b_0 + b_1\bar{u} + b_2\bar{v} \quad (18)$$

której parametry b_0 , b_1 i b_2 wyznacza się przez zastosowanie regresji wielorakiej. Parametr b_0 reprezentuje błąd anemometru, czyli wartość rejestrowaną, mimo całkowitego osłonięcia głowicy pomiarowej eliminującego wszelki przepływ powietrza. Błąd ten można pominąć, jeśli jest on znany, np. został podany w karcie kalibracyjnej przez producenta i oczywiście został uwzględniony podczas obliczeń (Dijk i in., 2004). Współczesne programy do analizy danych z systemów kowariancji wirów najczęściej pozwalają na wprowadzenie takiej informacji. Przykładem takiego oprogramowania jest EddyPro (2014).

Dysponując parametrami b_0 , b_1 i b_2 , można obliczyć nachylenie płaszczyzny przepływu (utworzonej przez średni przepływ wiatru z danego sektora) według następującej formuły:

$$l_{\text{pf}} = M_{\text{pf}} \cdot l \quad (19)$$

gdzie:

- l_{pf} – średnia prędkość wiatru po rotacji metodą PF,
- M_{pf} – macierz rotująca,
- l – zmierzona średnia prędkość wiatru.

Macierz rotująca jest zdefiniowana jako:

$$M_{\text{pf}} = \begin{bmatrix} \cos\varphi & 0 & -\sin\varphi \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin\varphi & 0 & \cos\varphi \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos\beta & -\sin\beta \\ 0 & \sin\beta & \cos\beta \end{bmatrix} \quad (20)$$

Gdzie φ i β są kątami, o które została przechylona płaszczyzna w kolejnych krokach rotacji, odpowiednio wokół osi y i nowej osi $x \rightarrow x'$. Natomiast formuły opisujące poszczególne funkcje trygonometryczne mają postaci:

$$\sin\varphi = \frac{-b_1}{\sqrt{b_1^2 + b_2^2 + 1}} \quad \sin\beta = \frac{b_2}{\sqrt{b_2^2 + 1}} \quad (21a)$$

$$\cos\varphi = \frac{\sqrt{b_2^2 + 1}}{\sqrt{b_1^2 + b_2^2 + 1}} \quad \cos\beta = \frac{1}{\sqrt{b_2^2 + 1}} \quad (21b)$$

Trzeci obrót wokół nowej osi z ($z \rightarrow z' \rightarrow z''$) jest podobny do pierwszego w metodzie DR:

$$u_3 = u_{\text{pf}} \cos\Theta + v_{\text{pf}} \sin\Theta \quad (22a)$$

$$v_3 = -u_{\text{pf}} \sin\Theta + v_{\text{pf}} \cos\Theta \quad (22b)$$

$$w_3 = w_{\text{pf}} \quad (22c)$$

Kąt Θ jest równy:

$$\Theta = \tan^{-1} (v_{pf}/u_{pf}) \quad (22d)$$

Przedstawiona metodyka dla metody PF jest tożsama z przeprowadzaną w oprogramowaniu EddyPro, wykorzystanym do przetworzenia danych w niniejszej pracy. Wilczak i in. (2001) rozbudowali ją nieco bardziej i opisali trochę innymi formułami, które pozwalają na korektę większych pochyleń (LI-COR, 2014).

Warto też podkreślić, że w obu metodach wyznaczenie kątów, o które następuje rotacja w kolejnych krokach odbywa się na podstawie wartości uśrednionych, natomiast przekształceniu podlegają wartości chwilowe. Dzięki temu na tak zmodyfikowanych wartościach można przeprowadzić kolejne kroki prowadzące do obliczenia strumieni. Przede wszystkim wyliczyć kowariancję.

Przedstawione zagadnienia dotyczą jedynie problemów związanych z jak najlepszymi pomiarami pionowej składowej prędkości wiatru, gdyż jakość pomiarów anemometrycznych jest kluczowa w metodzie kowariancji. Błędy w ocenie wektora w pociągają za sobą pomyłki w ocenie wszystkich mierzonych strumieni. Dlatego należy poświęcić szczególną uwagę na pozycjonowanie anemometru i analizę zebranych danych pomiarowych z tego urządzenia.

W zestawie przyrządów składających się na system kowariancji wirów, oprócz anemometru ultradźwiękowego, najczęściej znajduje się analizator gazowy (rys. 16). W zależności od gazu, którego wymianę mierzy system KW, mogą to być różne modele różnych producentów. Potencjalnie metoda pomiarowa może być użyta do pomiaru wszelkich gazów, a nawet aerozoli, które są transportowane między powierzchnią czynną a atmosferą przez powierzchniową warstwę graniczną. Niemniej jednak wspólną cechą takich urządzeń jest zdolność do rejestrowania szybkich zmian w stężeniu danego gazu. Jedynie ograniczenia techniczne stoją na przeszkodzie powszechnemu zastosowaniu tej metody dla substancji innych niż gazy.

Wśród obecnie wykorzystywanych analizatorów gazowych można wyróżnić dwa typy: analizator z otwartą ścieżką pomiarową (ang. *open-path* – OP) oraz analizator z zamkniętą lub przymkniętą³ ścieżką pomiarową (ang. *closed-path* – CP). Różnica polega na tym, że w analizatorach OP poddawane jest analizie powietrze *in situ*, czyli pomiar odbywa się w bezpośrednim sąsiedztwie anemometru, natomiast w analizatorach CP powietrze jest pobierane z okolicy anemometru i transportowane rurką do analizatora. Rurki mogą być różnej długości i średnicy, dobrane jednak w taki sposób, aby był również przenoszony wysokoczęstotliwościowy sygnał o zmianach

³ Chodzi o analizator z rodziny LI-7200 firmy LI-COR, którego głowica pomiarowa jest zmodyfikowaną wersją analizatora typu OP LI-7500. Producent stosuje określenie *enclosed*, zamiast *closed*, w celu odróżnienia od analizatorów, gdzie cewa pomiarowa jest osadzona w tej samej obudowie, co pozostałe ich komponenty, np. LI-7000, LI-6262.



Rys. 16. Przykład systemu kowariancji wirów na stacji Mężyk 1, zainstalowanego przez autora niniejszej pracy. Dzięki systemowi możliwe są pomiary strumieni: ciepła jawnego (S), ciepła utajonego (λE) i CO_2 (F_c). Od lewej: analizator LI-7200DS z przymkniętą ścieżką pomiarową (CP), analizator LI-7500RS z otwartą ścieżką pomiarową (OP), anemometr WindMaster Pro (fot. Marek Urbaniak)

Fig. 16. An eddy covariance system installed by the Author at Mężyk 1 site. The system enables measurements of sensible heat (S), latent heat (λE) and carbon dioxide (F_c). From the left: an LI-7200DS enclosed-path gas analyser (CP), an LI-7500RS open-path gas analyser (OP), a WindMaster Pro anemometer (photo by Marek Urbaniak)

w stężeniu danego gazu. System pomiarowy z analizatorem CP zwykle jest dużo bardziej skomplikowany niż system z analizatorem OP, a także jest bardziej energochłonny oraz droższy w zakupie i utrzymaniu ze względu na konieczność zastosowania pompy i utrzymania stałego przepływu.

Każde z rozwiązań wymaga nieco innego podejścia. Nie chodzi jedynie o kwestie kosztów zakupu, ale również rodzaju możliwych błędów i doboru metodyki przetwarzania danych pomiarowych. Podstawową trudnością z zastosowaniem analizatora typu OP jest cela pomiarowa – odkryta i narażona na zanieczyszczenia zakłócające pomiar. Ten typ analizatorów nie sprawdza się w miejscach o bardziej surowym klimacie, gdzie istnieje większe prawdopodobieństwo zasłonięcia ścieżki pomiarowej przez kondensaty pary wodnej takie, jak rosa i sadz. Pomiary mogą również uniemożliwić pyły i zanieczyszczenia odzwierzcące. Na szczęście wszelkie przeszkody pojawiające się na ścieżce pomiarowej są rozpoznawane przez samo urządzenie. Dzięki temu użytkownik ma wiedzę czy dany pomiar może być uznany za poprawny.

Najistotniejszą cechą wpływającą na wyniki tego typu analizatorów jest pomiar gęstości molowej danego gazu, na którą ma wpływ nie tylko zawartość tego gazu, ale również temperatura powietrza, ciśnienie atmosferyczne czy zawartość pary wodnej w powietrzu. Oznacza to konieczność uwzględnienia wymienionych czynników w czasie obliczeń mierzonych strumieni. W przypadku analizatora typu LI7500 firmy LI-COR stosuje się wiele poprawek pozwalających na bardziej dokładne obliczenie strumieni CO₂ i H₂O. Noszą one nazwy pochodzące od nazwisk ich twórców. Pierwszą jest poprawka WPL (Webb i in., 1980). Kluczowe jest uwzględnienie w niej zmian gęstości powietrza, wywołanych pionowymi gradientami temperatury i wilgotności powietrza. Poprawkę można zapisać w postaci:

- dla obliczania strumieni CO₂

$$F_c = \overline{w'\rho'_c} + \frac{m_a \rho_c}{m_v \rho_a} \overline{w'\rho'_v} + \left(1 + \frac{\bar{\rho}_v m_a}{\bar{\rho}_a m_v}\right) \frac{\bar{\rho}_c}{T_a} \overline{w'T'_a} \quad (23)$$

- dla obliczania strumieni H₂O

$$E = \left(1 + \frac{m_a \bar{\rho}_v}{m_v \bar{\rho}_a}\right) \left(\overline{w'\rho'_v} + \frac{\bar{\rho}_v}{T_a} \overline{w'T'_a}\right) \quad (24)$$

gdzie:

- w' – fluktuacja składowej pionowej prędkości wiatru (m·s⁻¹),
- ρ_c – gęstość CO₂ w powietrzu suchym (g·m⁻³),
- ρ'_c – fluktuacje gęstości CO₂ (g·m⁻³),
- ρ'_v – fluktuacje gęstości pary wodnej (g·m⁻³),
- ρ_a – gęstość powietrza suchego (g·m⁻³),
- ρ_v – gęstość pary wodnej w powietrzu suchym (g·m⁻³),
- m_a – masa cząsteczkowa powietrza (g·mol⁻¹),
- m_v – masa cząsteczkowa pary wodnej (g·mol⁻¹),
- T_a – temperatura powietrza (K),
- T'_a – fluktuacje temperatury powietrza (K),
- E – gęstość strumienia pary wodnej (g·m⁻²·s⁻¹).

Podane wielkości są mierzone przez system KW, co sprawia, że nie jest kłopotliwe zastosowanie wzorów 23 i 24.

Poprawka WPL nie jest wymagana w przypadku użycia analizatorów typu CP, jeżeli zawartości badanych gazów są uzyskiwane w postaci współczynnika zmieszania, czyli stosunku ilości moli danego gazu do moli suchego powietrza. Jest to możliwe, gdyż pomiar w analizatorach typu CP (np. LI7200) odbywa się w stałej temperaturze i przy stałym ciśnieniu gazu.

Drugą poprawką, której użycie można rozważać (tylko z zastosowaniem konkretnego analizatora – LI7500 i LI7500A), jest tzw. poprawka Burby (ang. *Burba correction*; Burba i in., 2008; Grelle i Burba, 2007). Poprawka jest opcjonalna. Jej stosowanie jest uzasadnione, ponieważ dolna część wspomnianych analizatorów jest źródłem sztucznego strumienia ciepła jawnego. Według autorów poprawki, w niskich temperaturach, poniżej -10°C , analizator sam zakłóca w ten sposób pomiary. Poprawka nie jest wymagana dla analizatorów z serii LI7500RS, jeżeli w niskich temperaturach zostały przełączone na tryb zimowy.

Z lektury poprzednich paragrafów można odnieść wrażenie, że zdecydowanie lepszym rozwiązaniem jest analizator typu CP. Rzeczywiście ta opinia wydaje się słuszna. Ze względu na bardziej stabilne warunki pomiarów oraz odporność na warunki atmosferyczne pomiary wykonywane analizatorami typu CP są wyższej jakości niż przeprowadzane analizatorami typu OP. Aby jednak tak się stało, musi być spełnionych kilka warunków. Najważniejszym z nich jest zapewnienie większej ilości energii do zasilania całego systemu. Dostępne rozwiązania są stosunkowo energooszczędne w przypadku pomiarów strumieni CO_2 i pary wodnej, ale niestety często bywają nieoszczędne w przypadku innych gazów. Na rynku bowiem nie ma w pełni przystosowanego do warunków zewnętrznych analizatora typu CP mierzącego ich stężenia. Pociąga to za sobą konieczność adaptacji rozwiązań laboratoryjnych do zastosowań polowych. Stąd potrzeba stabilizacji temperatury analizatora (zapewnienie energii na ogrzewanie bądź chłodzenie). Dodatkowym wyzwaniem jest zasilanie pompy, zdolnej wymieniać powietrze w celi pomiarowej przynajmniej 10 razy na sekundę. Należy też pamiętać, że zabrudzenie celi pomiarowej analizatorów gazowych uniemożliwia poprawny pomiar, a niekiedy może prowadzić do uszkodzenia urządzenia. Dlatego filtr powinien być ważną częścią układu doprowadzającego powietrze do celi pomiarowej. Z jednej strony chroni on ścieżkę pomiarową, a z drugiej może powodować problemy, zwłaszcza w warunkach zwiększonego zanieczyszczenia (np. podczas pylenia roślin). Wymaga to kontroli stanu jego zabrudzenia i w razie konieczności wymiany. Przedstawione uwarunkowania można nazwać jedynie niedogodnościami, problemami technicznymi, z którymi inżynierowie w końcu sobie poradzą wraz z upływem czasu i pojawianiem się nowych rozwiązań. Ważniejszą wadą pomiarów analizatorami typu CP jest skłonność do filtrowania sygnałów wysokoczęstotliwościowych, z których wyliczany jest następnie strumień. Niektóre bowiem gazy bardziej przywierają do ścianek rurki doprowadzającej powietrze do analizatora. Stąd dążenie do skracania odległości między wlotem powietrza a analizatorem oraz poszukiwanie materiałów, do których badany gaz nie przywiera. Do wzmaganego efektu może się również przyczyniać filtr powietrza, zwłaszcza wraz z jego postępującym zanieczyszczeniem się. Problem ten opisano w kolejnym rozdziale

w kontekście pomijania przez system KW części fluktuacji mierzonych parametrów, które występują z wysokimi częstotliwościami.

Dane gromadzone przez system kowariancji wirów mają charakter sygnału o wysokiej częstotliwości. Z różnych przyczyn w uzyskanym zbiorze mogą pojawić się obserwacje, które wymagają korekty lub choćby tylko oznaczenia ich jako niepewne. Dlatego już na etapie analizy danych przeprowadza się wiele testów i stosuje filtry umożliwiające usunięcie odstających obserwacji lub wykluczenie pewnego okresu, w którym pojawiło się zbyt wiele takich pomiarów. W danych można znaleźć kilka różnych typów błędów. Ich wyeliminowanie jest pierwszym krokiem w przetwarzaniu danych. Rodzaje błędów oraz sposoby ich usuwania zostały szeroko opisane w literaturze. Syntetycznie metodykę usuwania lub oznaczania błędnych obserwacji można ująć w następujący sposób:

1. usunięcie od jednego do trzech następujących po sobie i znacząco odbiegających obserwacji (ang. *despiking*; Mauder i in., 2013; Vickers i Mahrt, 1997)
2. oznaczenie danych o zbyt małej (nienaturalnej) zmienności (ang. *amplitude resolution*), które mogą wystąpić w wyniku uszkodzenia instrumentu (Vickers i Mahrt, 1997)
3. krótkotrwałe w stosunku do całego okresu uśredniania przesunięcie mierzonych wartości (ang. *drop-outs*), co może świadczyć o czasowej awarii lub wystąpieniu zakłócenia takiego, jak opad (Vickers i Mahrt, 1997)
4. usunięcie obserwacji, których wartości przekraczają możliwe wartości racjonalne (ang. *absolute limits*), np. współczynnik zmieszania CO₂ równy 100 ppm
5. zastosowanie trzeciego i czwartego momentu statystycznego do oznaczenia wątpliwych szeregów danych (skośność i kurtoza)
6. oznaczenie nieciągłości danych (ang. *discontinuities*) polegającej na trwałym w skali okresu uśredniania przeskoku wartości na inny poziom, np. wartość temperatury początkowo fluktuuje wokół 20°C, po czym następuje przeskok i fluktuacje przenoszą się wokół 15°C, przy czym nie zmienia się ich wielkość.

Wszystkie wymienione rodzaje błędów oraz techniki ich wykrywania lub usuwania zostały wprowadzone do darmowego oprogramowania EddyPro (2014), którego można użyć do obliczeń strumieni na podstawie danych z systemu KW.

2.6. Turbulencja z punktu widzenia metody kowariancji wirów

2.6.1. Prędkość tarciowa – wartość krytyczna

Największą trudność w stosowaniu metody kowariancji wirów w praktyce stanowi dobranie właściwej metody przetwarzania uzyskanych danych pomiarowych w zależności od zaistniałych warunków terenowych oraz prawidłowa interpretacja wyników. W dużej mierze wynika to z tego, że teoria turbulencyjnego przenoszenia strumieni w powierzchniowej warstwie granicznej jest jedynie uproszczeniem rzeczywistości. Na jej złożoność wpływa między innymi to, że wraz ze zmianami dobowymi w ilości dopływającej energii zmienia się nie tylko intensywność procesów biologicznych i fizycznych, których następstwem są mierzone strumienie, ale również tempo oraz sposób przenoszenia zarówno energii, jak i materii poprzez warstwę graniczną. Chodzi tutaj o pojawianie się i zanikanie turbulencji w warstwie granicznej. Podczas zaniku czy choćby osłabienia zawirowań zamykana jest najefektywniejsza droga, którą materia i energia mogą się przemieszczać między powierzchnią ziemi a atmosferą. Pojawienie się turbulencji bądź jej zanikanie jest związane przede wszystkim z dostępnością energii, ale zależy również od właściwości aerodynamicznych powierzchni czynnej. Oznacza to, że przejście ze stanu, w którym turbulencja jest dobrze rozwinięta do stanu, w którym zanika może następować wraz ze zmianami pokrywy roślinnej, wywołanymi na przykład zmianą fazy rozwojowej. Praktyczne zastosowanie metody kowariancji wirów wymaga zatem weryfikacji warunków wykonania danego pomiaru. Najbardziej uznana procedura weryfikacyjna opiera się na analizie jednego z parametrów określających panujące warunki wymiany turbulencyjnej w atmosferze. Parametrem tym jest tzw. prędkość tarciowa (u_*), którą można wyrazić wzorem:

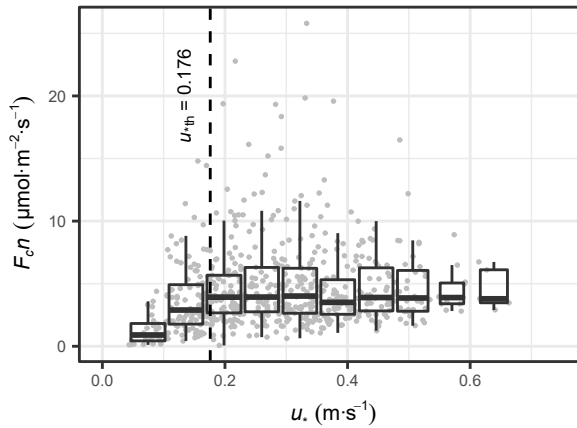
$$u_* = \left(\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2} \right)^{1/4} \quad (25)$$

gdzie u' , v' , w' są fluktuacjami prędkości wiatru, odpowiednio, w kierunkach poziomym x , y i pionowym z .

Prędkość tarciowa, nazywana również dynamiczną, jest miarą efektywności przenoszenia pędu z poruszającego się nad powierzchnią ziemi powietrza (wiatru) do tej powierzchni (Kędziora, 2008). W konkretnych warunkach (nad konkretną powierzchnią) jej wartość zależy więc od prędkości wiatru. Można zatem w uproszczeniu powiedzieć, że w warunkach bezwietrznych zanika turbulencja i wraz z nią zmniejsza się wielkość przenoszonego tą drogą strumienia. Jednocześnie zbyt szybki i silny wiatr może spowodować tak zwany efekt pompowania. Pojawia się on w warunkach,

w których pewna ilość przenoszona w pionie substancji jest magazynowana przez powierzchnię czynną, zanim w wyniku dyfuzji przedostanie się do atmosfery. Dobrym przykładem substancji, która zachowuje się w taki sposób jest CO_2 . Powstaje w glebie, w wyniku rozkładu materii organicznej i oddychania podziemnych części roślin, gromadzi się w porach glebowych, gdzie jego stężenie wzrasta i staje się większe od stężenia w powietrzu atmosferycznym. W takim wypadku można potraktować glebę jak gąbkę, która została nasączona CO_2 . W idealnych warunkach tempo produkcji tego gazu jest równe dyfuzyjnemu uwalnianiu go do atmosfery, ale na skutek działania silnego wiatru może nastąpić „wyciśnięcie gąbki”, co oznacza wypchnięcie CO_2 z przestworów glebowych. W mierzonym przez system kowariancji wirów pionowym strumieniu pojawi się więc dodatkowa składowa, co prawda będąca efektem działania źródła biologicznego, ale powstałym wcześniej i zapewne w innych warunkach. Pomimo że pomiar może być wykonany poprawnie, wykorzystanie go w analizach statystycznych i do budowy modeli statystycznych wymiany gazowej jest problematyczne i może pogorszyć wartość predykcijną takiego modelu. Dlatego dla dobrej interpretacji wyników uzyskanych z pomiarów systemem kowariancji wirów należy ustalić nie tylko progową wartość prędkości tarciovej (u_{*th}), poniżej której wartość strumienia może być zaniżona, ale również wziąć pod uwagę możliwość wystąpienia „górną” wartości progowej, powyżej której strumień może być zawyżony.

Kryterium oceny jakości danych pomiarowych pochodzących z systemu kowariancji wirów, oparte na krytycznych wartościach prędkości tarciovej, jest jednym z najważniejszych i obecnie powszechnie uznanym i stosowanym (Aubinet i in., 2012; Barr i in., 2013; Wutzler i in., 2018a). Metody wyznaczenia wartości progowej prędkości tarciovej zwykle opierają się na zależności $F_{c,n} = f(u_*)$, gdzie $F_{c,n}$ to wartości strumienia CO_2 , które zostały zmierzone w nocy. Dzięki temu dane użyte do sporządzenia zależności pochodzą jedynie z czasu, w którym CO_2 był emitowany przez powierzchnię czynną, czyli w środowisku nie ma procesu usuwającego ten gaz z atmosfery. Takie podejście redukuje liczbę zmiennych mogących wpływać na przeprowadzaną analizę. Podczas nocy bowiem, przy braku promieniowania słonecznego, aktywność biologiczna sprowadza się do oddychania poszczególnych organizmów, którego efektem jest emisja CO_2 do atmosfery. Aktywność w dużym stopniu jest skorelowana z temperaturą (co opisano w dalszej części). Dlatego w celu złagodzenia wpływu tej zmiennej na wyniki należy znormalizować wartości strumieni z użyciem temperatury (najczęściej gleby, a właściwie poziomu o największej aktywności biologicznej). Użyte dane pomiarowe powinny być zawężone do obserwacji nocnych również z takiej przyczyny, że do zaniku turbulencji lub jej osłabienia dochodzi najczęściej właśnie w nocy. Przedstawioną ideę ilustruje rysunek 17, na podstawie którego można ocenić, dla jakiej wartości u_* wartość strumienia turbulencyjnego CO_2



Rys. 17. Przykład zależności między nocnymi strumieniami turbulencyjnymi CO₂ ($F_{c,n}$) a prędkością tarciovą (u_* ; szare punkty) wraz z naniesioną wartością progową u_{*th} wyznaczoną metodą punktu ruchomego (pionowa przerywana linia). W celu lepszej wizualizacji dane u_* zostały podzielone na dziesięć grup, których charakterystyki rozkładów przedstawiono w formie wykresu pudełkowego. Poziome linie wewnątrz „pudełek” oznaczają mediany, górna i dolna krawędź – kwartyle. Pionowe linie są zdefiniowane jako dystans między pierwszym kwartylem a wartością minimalną oraz między trzecim kwartylem a wartością maksymalną, jednak nie większy niż 1,5 odległości pomiędzy pierwszym i trzecim kwartylem

Fig. 17. An example of the dependence between night-time turbulent carbon dioxide fluxes ($F_{c,n}$) and friction velocity (u_* ; gray points). The threshold value (u_{*th}) was determined with the moving point method (vertical dashed line). For better visualization the u_* data were divided into ten groups and their distribution characteristics were presented in the form of a box plot. Horizontal lines inside the boxes indicate medians, the upper and lower edges indicate quartiles. The lower whisker extends from the first quartile to the lowest value. The upper whisker extends from the third quartile to the highest value, but in neither case are they further than 1.5 of the distance between the first and the third quartile

($F_{c,n}$) przestaje rosnać (przestaje zależeć od u_*). Oczywiście taka ocena jest subiektywna i nie uwzględnia w pełni wszystkich wymienionych zmiennych. Aby uniknąć negatywnych konsekwencji wynikających z opisanych uwarunkowań, poszukiwano metod bardziej obiektywnych.

Warto wymienić dwie spokrewnione metody, które zostały zaimplementowane w pakiecie oprogramowania (REddyProc) dla środowiska R (Wutzler i in., 2018a) oraz są dostępne w wersji on-line tego oprogramowania w sieci Internet (Wutzler i in., 2018b). Pierwszą jest metoda ruchomego punktu (*moving point method*; Gu i in., 2005; Papale i in., 2006), natomiast drugą metoda punktu granicznego (*breakpoint detection method*; Barr i in., 2013) powstała na podstawie pracy Reichsteina i in. (2005). Obie metody rozróżniają najbardziej odmienne traktowanie analizowanego zbioru pod względem czasu integracji. Metoda ruchomego punktu pozwala na obliczenie u_{*th} dla całego okresu, z którego pochodzą dane pomiarowe użyte do obliczeń,

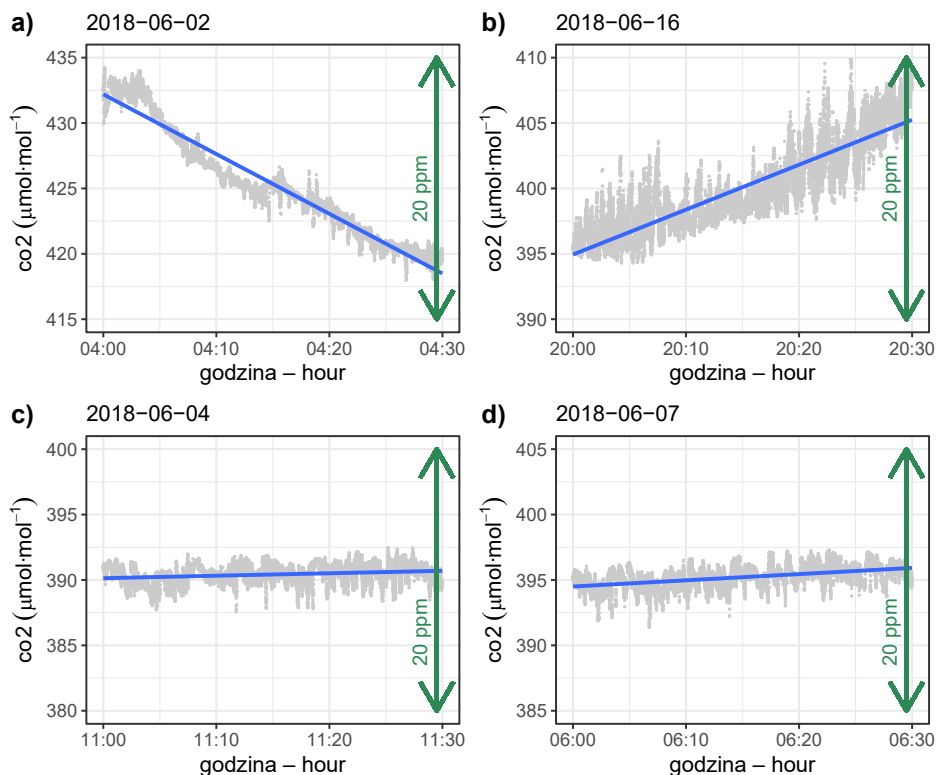
natomiast metoda punktu granicznego dzieli ten zbiór na pory roku i uwzględnia nagłe zmiany w charakterze powierzchni. W oprogramowaniu REddyProc zestaw danych jest dzielony na sześć klas temperatur powietrza o równej wielkości próby (według kwantyli). Następnie dane w każdej z uzyskanych klas są dzielone na dwadzieścia mniej więcej jednakowych przedziałów u_* . Wartość progowa jest definiowana jako przedział u_* , w którym średni strumień nocny osiąga ponad 99% średniego strumienia w wyższych klasach u_* . Próg jest akceptowany tylko wtedy, kiedy dla klasy temperatury, wartości temperatury powietrza i u_* nie są lub są tylko słabo skorelowane (współczynnik korelacji mniejszy niż 0,4). Ostateczna wartość progowa jest zdefiniowana jako mediana progów sześciu klas temperatury. Procedurę tę stosuje się do podzbiorów czterech okresów kwartalnych (styczeń–marzec, kwiecień–czerwiec, lipiec–wrzesień i październik–grudzień) w celu uwzględnienia sezonowej zmienności struktury wegetacyjnej.

Wyznaczenie progowej wartości prędkości tarciowej pozwala na zastosowanie jej jako podstawowego kryterium oceny jakości danych pomiarowych. Dzięki niemu można oznaczyć i ewentualnie wyeliminować ze zbioru dane, których interpretacja przysparza najwięcej kłopotów. Należy jednak pamiętać, że wartość progowa prędkości tarciowej jest określana za pomocą metod statystycznych, które wymagają wielu pomiarów (uśrednionych w założonym czasie wartości strumieni). Sama wartość progowa przez to jest również pewną uśrednioną wartością dłuższego okresu pomiarowego. Zastosowanie tego rodzaju filtracji danych nie gwarantuje więc, że wszystkie pomiary przechodzące ten test są pozbawione błędów. Dlatego warto przeprowadzić inne analizy, odnoszące się indywidualnie do każdej wartości uzyskanej dla przyjętego okresu uśredniania. Takie podejście przysparza więcej pracy i wydłuża czas obliczeń, ale pozwala zyskać dane o najwyższej możliwej obecnie jakości.

2.6.2. Niestacjonarność strumienia

Wspomniano już, że w metodzie kowariancji wirów zanik turbulencji lub jej osłabienie są głównymi przyczynami zaniżenia wyników pomiarów w stosunku do prawdziwych wielkości strumieni. Innymi słowy, niezarejestrowanie przez system kowariancji wirów emisji, np. CO_2 , nie musi oznaczać, że ustaly odpowiedzialne za nią procesy biologiczne. Może się bowiem zdarzyć, że CO_2 przemieścił się inaczej niż za pośrednictwem turbulencji, np. przez dyfuzję czy przepływ adwekcyjny, a ruchy powietrza były tak powolne, iż niemożliwe do zarejestrowania przez anemometr ultradźwiękowy. W takich warunkach jedynym dowodem na zachodzący przepływ strumienia CO_2 (czy innego gazu lub energii) między powierzchnią ziemi a atmosferą jest zmiana jego ilości (stężenia) w powietrzu. Można powiedzieć, że jeśli napływa

do atmosfery, to następuje jego magazynowanie w warstwie powietrza zalegającej przy powierzchni ziemi, natomiast kiedy jest usuwany, wtedy ten magazyn jest opróżniany stopniowo. Tego typu zmiany, nawet na poziomie kilku cząsteczek na milion (ppm), są możliwe do zarejestrowania przez analizator gazowy. W efekcie w uzyskanym z pomiarów szeregu czasowym możemy dostrzec wyraźny trend zmian stężenia danego gazu (rys. 18a i 18b). W idealnych warunkach pomiarów strumieni przenoszonych przez turbulencję nie powinno być w ogóle takiego trendu (rys. 18c). W praktyce przyjmuje się mniej rygorystyczne kryteria (rys. 18d), ponieważ w rzeczywistości istnieje dobowy cykl zmian stężeń CO_2 , H_2O czy temperatury. Warto podkreślić, że zgodnie z przedstawionym w poprzednim rozdziale prawem zachowania masy, zmiany stężenia gazu w czasie, którego strumień chcemy zmierzyć sprawiają, że ten strumień jest niestacjonarny. Dlatego jednym z podstawowych testów jakości danych pomiarowych jest test stacjonarności strumieni.



Rys. 18. Zmiany stężenia CO_2 w czasie półgodzinnej integracji strumienia tego gazu: a–b) w czasie braku stacjonarności, c–d) w czasie, w którym uznano, że strumień był stacjonarny
Fig. 18. Variation in the carbon dioxide concentration during an half-hour flux integration period: a–b) during the time without stationary conditions, c–d) at the time when the flux was considered stationary

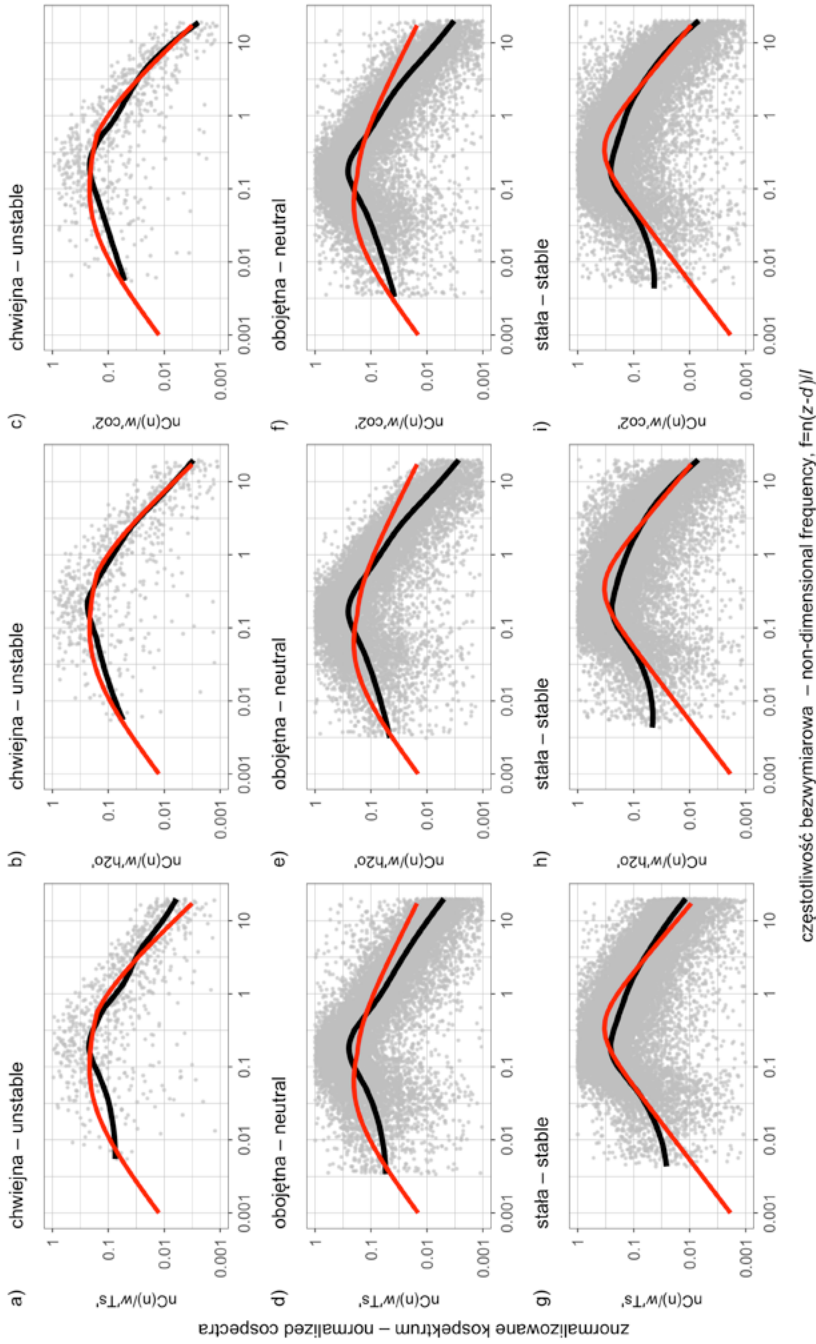
Ta ciągła zmienność warunków, w których istnieje potrzeba opisu wymiany masy i energii między powierzchnią ziemi a atmosferą sprawia, że stosowanie metod takich, jak kowariancji wirów wymaga wiele uwagi i eksperckich kwalifikacji.

2.6.3. Pomijanie częstotliwości – zanik fluktuacji zmian sygnałów pomiarowych

Oslabienie turbulencji nie jest jedynym problemem w pomiarach metodą kowariancji wirów, pojawiającym się na skutek dobowych i sezonowych zmian dwóch kluczowych czynników: ilości dopływającej energii oraz zmian w charakterze powierzchni, nad którą wykonuje się pomiary. Konsekwencją tych zmian jest zmienność relacji pomiędzy siłami wyporu i siłami dynamicznego oddziaływania atmosfery na powierzchnię ziemi. Mówimy wówczas o przechodzeniu atmosfery w kolejne stany równowagi termodynamicznej: stałej, obojętnej oraz chwiejnej. W zależności od tego, w którym stanie równowagi znajduje się atmosfera, w warstwie granicznej zmienia się struktura turbulencji. Dlatego nie tylko zmieniają się wielkości strumieni na skutek ograniczenia „przepustowości” (zmniejszenie intensywności turbulencji), ale również zmienia się wielkość zawirowań. Skutkuje to zmianą częstotliwości fluktuacji mierzonych przez system pomiarowy elementów: pionowej składowej prędkości wiatru i stężenia przenoszonych substancji, a także temperatury. Oznacza to, że na turbulencję składa się zmienna liczba wirów o konkretnych rozmiarach, a co najistotniejsze ulega również zmianie ich udział w przenoszonych porcjach energii i materii. Zjawisko może mieć duże znaczenie dla dokładności pomiarów kowariancyjnych. Przyczynami tego są ograniczenia konstrukcyjne przyrządów pomiarowych, które uniemożliwiają rejestrację małych zawirowań (o dużej częstotliwości zmian) oraz zbyt krótki czas uśredniania pomiarów nieobejmujący dużych zawirowań (o małej częstotliwości zmian).

Reasumując, w trakcie obliczeń strumieni w metodzie kowariancji wirów należy rozważyć potrzebę wprowadzenia korekty wartości strumieni, która wynika z braku czułości metody pomiarowej na część mierzonych fluktuacji: w zakresie zarówno wysokich częstotliwości – wówczas mówimy o korekcie filtra dolnoprzepustowego, jak i niskich – kiedy mówimy o korekcie filtra górnoprzepustowego.

Z uwagi na wszystkie wymienione zagadnienia podczas obliczeń wartości strumieni należy oszacować, jaka część strumienia mogła być przeniesiona między powierzchnią ziemi a atmosferą za pomocą wirów, które nie zostały „zauważone” przez system pomiarowy. Pozwala to skorygować wielkość danego strumienia. Trzeba pamiętać, że ze względu na zmienność w czasie różnych czynników wpływających na utratę częstotliwości, korekta musi być przeprowadzona indywidualnie dla każdego okresu uśredniania, czyli na przykład każdej półgodziny z osobna. Takie podejście



Rys. 19. Zlogarytmowane wartości ko-spektrow strumieni: ciepła jawnego, pary wodnej oraz CO_2 znormalizowane przez ich kowariancje jako funkcje częstościowoci znormalizowanych przez prędkość wiatru
Fig. 19. Log-transformed values of the co-spectra of the virtual air temperature and CO_2 and H_2O molar densities normalised by their covariances as frequency functions normalised by the wind speed

wymaga przeanalizowania wysokoczęstotliwościowych danych (zmierzonych bezpośrednio przez system kowariancji wirów) pod kątem „ukrytych” w nich cykliczności. W praktyce dokonuje się tego, obliczając ko-spektrum pionowej składowej prędkości wiatru (w') i gęstości danego gazu lub innej wielkości skalarnej. Jest to uzyskiwane przez zastosowanie transformacji Furiera, której poddawany jest szereg czasowy danych pomiarowych dla określonej dziedziny częstotliwości. Od tych najniższych (setne części Hz), będących następstwem występowania dużych zawirowań o średnicach kilkuset metrów, do najwyższych (10–20 Hz), pochodzących od zawirowań o rozmiarach porównywalnych lub mniejszych niż długość ścieżki pomiarowej anemometru. Zintegrowany obszar pod idealną, niewymiarową, znormalizowaną krzywą ko-spektralną odpowiada wartości 1, reprezentującej 100% wartości strumienia w danym czasie uśredniania. W literaturze można znaleźć kilka metod pozwalających na przeprowadzenie korekty wartości strumienia, który mógł zostać zaniżony wskutek pominięcia lub wy tłumienia niektórych częstotliwości w sygnale pomiarowym (Moncrieff i in., 1997; Moore, 1986). Konceptualnie wymagają one przeprowadzenia kilku kroków (Burba, 2013; Ibrom i in., 2007; Massman, 2004):

1. obliczanie lub szacowanie ko-spektrum strumienia referencyjnego, reprezentującego „rzeczywistą” zawartość widmową badanego strumienia, jak byłby on zmierzony za pomocą systemu doskonałego
2. oszacowanie właściwości filtrowania górnoprzepustowego i dolnoprzepustowego implikowanego przez układ pomiarowy i wybrany okres uśredniania i metodę detrendingu
3. oszacowanie tłumienia strumienia
4. obliczanie współczynnika korekcji spektralnej i zastosowanie poprawki.

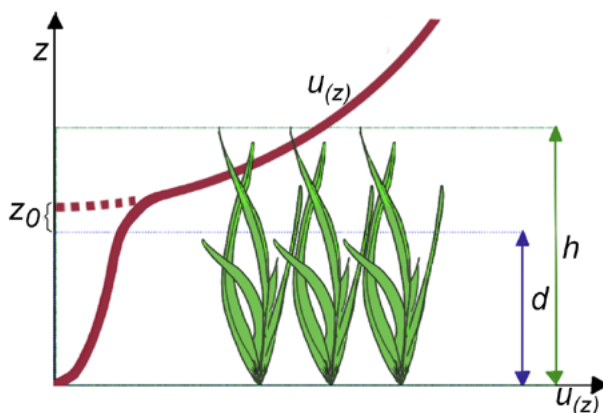
Na rysunku 19 zostały przedstawione przykłady rzeczywistych ko-spektrów strumieni ciepła jawnego, pary wodnej i CO_2 , zmierzonych w lipcu 2017 roku w Tucznie z użyciem systemu typu OP. Poszczególne punkty przedstawiają wartości półgodzinne, czarna linia pokazuje uśredniony trend, natomiast czerwona linia opisuje model ko-spektrum, który zaproponowali Moncrieff i in. (1997), opierając się na pracy Moore’a (1986). Z zaprezentowanych na rysunku 19 danych można odczytać udział wirów o określonej częstotliwości (średnicy) w przenoszeniu danego strumienia podczas różnych stanów równowagi atmosfery. W celu zachowania zgodności z cytowanymi pracami poszczególne stany równowagi (tylko na potrzeby rysunku 19) zostały określone według następujących kryteriów: równowaga chwiejna $\zeta < -0,2$ ($\zeta = z_m/L$), neutralna $-0,2 < \zeta < 0$ i stała $\zeta > 0$. Warto zauważyć podobieństwo do siebie rozkładów spektrów wszystkich strumieni, co oznacza, że system pomiarowy typu OP nie pomija wyższych częstotliwości, pomimo separacji anemometru i analizatora gazowego. Nie zachodzi tym samym ryzyko, że efekt pomijania częstotliwości będzie powodował w tym wypadku niedoszacowanie któregoś z mierzonych strumieni.

Kolejnym istotnym spostrzeżeniem, które można poczynić, analizując rysunek 19, jest wyraźne przesunięcie maksimum spektrum w kierunku niższych częstotliwości występujące w stanie równowagi stałej. Jest to oczekiwany efekt wywołany zmniejszeniem prędkości wiatru i zanikaniem turbulencji w atmosferze, czemu towarzyszy zmniejszenie udziału małych zawirowań w spektrum wszystkich wirów.

2.7. Odległość dopasowania – lokalizacja systemu pomiarowego

Zazwyczaj intencją badaczy jest, aby pomiary strumieni materii i energii przepływających między atmosferą a powierzchnią ziemi były reprezentatywne dla określonego fragmentu badanej powierzchni. Najczęściej jest pożądanym, by był to ściśle wydzielony fragment wybranego ekosystemu, którego właściwości fizyczne czy biologiczne można opisać poprzez rozpoznanie bilansu wymiany gazowej i energetycznej. W rezultacie jest możliwe na przykład sporządzanie bilansów energii i materii danego ekosystemu (opisanych w rozdziale 2.3). Jest to pomocne w lepszym zrozumieniu procesów rządzących funkcjonowaniem danego ekosystemu oraz w rozpoznaniu, do jakich interakcji dochodzi pomiędzy poszczególnymi jego składnikami. Takie jednak podejście wymaga dość jednoznacznego założenia granic obszaru, którego dotyczy bilansowanie. Nie jest to proste, ponieważ strumienie przenoszone poprzez wewnętrzną warstwę graniczną (stałych strumieni) są mierzone na pewnej wysokości nad powierzchnią czynną, a nie na powierzchni czynnej. Dlatego konieczna jest nieustająca uwaga i weryfikacja założenia o stacjonarności strumieni (ich wielkość i zwrot są takie same w warstwie granicznej, jak na powierzchni czynnej) oraz sprawdzanie homogeniczności obszaru źródłowego, który zmienia się w zależności od stabilności atmosfery. Tylko wówczas uda się powiązać strumienie zmierzone systemem kowariancji wirów z mierzonymi zwykle na powierzchni czynnej (np. saldo promieniowania i ciepło glebowe w bilansie cieplnym).

Zgodnie z założeniami teorii podobieństwa M-O, prędkość wiatru nad jednorodną płaską powierzchnią rośnie w stanie równowagi obojętnej wraz z wysokością na skutek coraz mniejszego oddziaływania siły tarcia o podłoże. Ten wzrost ma charakter logarytmiczny wewnątrz powierzchniowej warstwy granicznej (zwanej również wewnętrzną), co oznacza, że można się posłużyć funkcją logarytmiczną, aby opisać tę zmianę (rys. 20). Jednak wewnątrz szaty roślinnej logarytmiczny charakter pionowego profilu prędkości wiatru zanika i nabiera charakteru bardziej skomplikowanego. W zależności od szorstkości powierzchni (a niekiedy siły wiatru) przejście to następuje na różnej wysokości. Do opisu szorstkości powierzchni, której znaczenie będzie przedstawione w dalszej części rozdziału, można posłużyć się parametrem

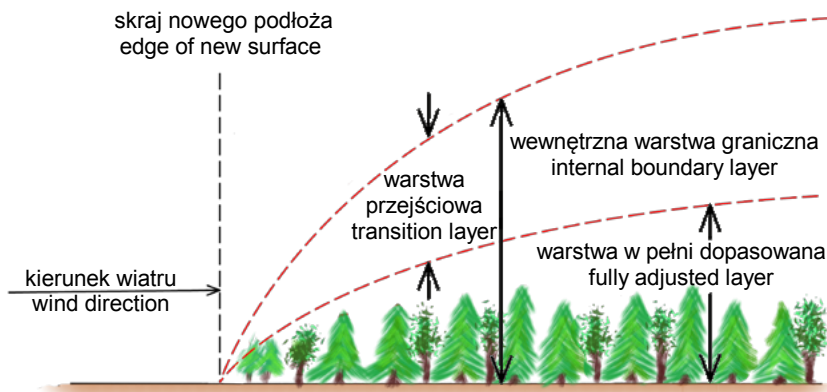


Rys. 20. Pionowy profil wiatru nad pokrywą roślinną: h – średnia wysokość roślin, d – wysokość przesunięcia płaszczyzny zerowej, z_0 – parametr szorstkości (Kędziora, 2008)
Fig. 20. The vertical wind profile above the canopy: h – average plant height, d – zero-plane displacement height, z_0 – roughness parameter (Kędziora, 2008)

szorstkości (z_0). Został on zdefiniowany jako wysokość powyżej wysokości przesunięcia płaszczyzny zerowej (d), na której prędkość wiatru wyniosłaby zero, gdyby logarytmiczny charakter pionowego profilu prędkości wiatru został przedłużony do osi $0Z$. Z kolei wysokość przesunięcia płaszczyzny zerowej zdefiniowano jako wysokość, na którą należałoby przesunąć grunt, aby mógł być zastosowany logarytmiczny opis pionowego profilu prędkości wiatru.

Istotne jest również, że w warunkach ustabilizowanego profilu prędkości wiatru (jak na rys. 20) pojawia się przepływ ustalony pionowych strumieni materii i energii (strumienie są stacjonarne). W warunkach rzeczywistych należy się liczyć z pojawiającymi się na drodze wiatru przeszkodami zakłócającymi tę równowagę. Mogą nimi być budynki czy gwałtowna zmiana wysokości pokrywy roślinnej, np. w postaci skraju lasu lub pola z uprawą roślin o innej wysokości (rys. 21).

Pionowy profil prędkości wiatru zostaje więc zakłócony, a wraz z nim stacjonarność strumieni. Do odtworzenia równowagi jest konieczne zachowanie pewnej odległości między granicą interesującego obszaru a stanowiskiem pomiarowym. Poruszające się nad powierzchnią powietrze nabiera na tej drodze jej cech i dochodzi do odtworzenia wewnętrznej warstwy granicznej. W terminologii stosowanej w pomiarach strumieni metodami aerodynamicznymi jest ona nazywana drogą lub odległością dopasowania (ang. *fetch*; Kędziora, 2008). Oznacza to, że podczas przechodzenia powietrza (wiatru) przez granicę pomiędzy dwoma ekosystemami o różnej wysokości następuje zakłócenie, które uniemożliwia w tym miejscu pomiar strumieni metodami aerodynamicznymi. Nie jest łatwe określenie bezwzględnej wartości odległości



Rys. 21. Odtwarzanie wewnętrznej warstwy granicznej (warstwy stałych strumieni) podczas przechodzenia powietrza przez granicę dwóch różniących się wysokością ekosystemów (Kędziora, 2008)

Fig. 21. A reconstruction of the internal boundary layer (constant flux layer) during the passage of the air through the border between two different ecosystems (Kędziora, 2008)

dopasowania, ponieważ jest ona zależna od szorstkości powierzchni, stanu równowagi atmosfery, wielkości zakłócenia (np. wysokości przeszkody) i wysokości, na której wykonuje się pomiar. Niektórzy autorzy zalecają, aby odległość dopasowania była 100 razy dłuższa od wysokości zainstalowania systemu pomiarowego (Businger, 1986). Jednak tak zdefiniowana odległość dopasowania może okazać się niewystarczająca w niektórych okolicznościach – przy małej szorstkości powierzchni i stabilnej atmosferze lub gdy pomiar odbywa się na dużej wysokości (Horst i in., 1994; Leclerc i Thurtell, 1990). Podczas planowania eksperymentu pomiarowego należy uwzględnić odrzucenie części zebranych danych ze względu na niesprzyjające warunki podczas ich gromadzenia. Występują bowiem sytuacje, kiedy powierzchniowa warstwa graniczna nie jest rozwinięta w pełni lub jest na tyle cienka, że system pomiarowy nie znajduje się w jej wnętrzu przez znaczną część pomiarów.

2.8. Obszar źródłowy, przestrzenna reprezentatywność strumieni – lokalizacja systemu pomiarowego

Niezbędne jest rozwiązanie kilku problemów związanych z geometrią pomiarów w celu prawidłowego umieszczenia systemu pomiarowego w odpowiednim miejscu badanego obszaru oraz na właściwej wysokości nad powierzchnią czynną. Jednym

z takich problemów jest oszacowanie tzw. drogi dopasowania związanej z mechaniką przepływów w warstwie granicznej. Bardziej dokładną procedurą określania obszaru, który w określonym stopniu (wyrażonym najczęściej w procentach) wpływa na wartość wielkości mierzonej (w tym wypadku strumień) jest wyznaczenie tzw. obszaru źródłowego (ang. *source area*). Może on być opisany za pomocą funkcji, której graficzna reprezentacja przypomina elipsę. W literaturze anglojęzycznej jest ona nazywana *footprint*, a niekiedy w literaturze polskojęzycznej jest określana jako funkcja śladu (Fortuniak, 2009).

Wyznaczanie funkcji prawdopodobieństwa, z jakim obszar źródłowy oddziałuje na system pomiarowy jest obecnie nieodzowną częścią analizy wymiany materii między powierzchnią ziemi a atmosferą. Nie tylko dotyczy to metody kowariancji wirów, ale ma również zastosowanie w analizach rozprzestrzeniania się różnych substancji w atmosferze ze źródeł punktowych i obszarowych. Zmienność stanu równowagi atmosfery, a czasem i charakteru powierzchni sprawia, że zastosowanie większości znanych modeli opisujących funkcję śladu w pomiarach długoterminowych wymaga wykonania ogromnej liczby obliczeń. Dodatkowym utrudnieniem jest konieczność wyboru konkretnego modelu. Wśród możliwych rozwiązań można znaleźć złożone modele: (1) oparte na symulacji dużych wirów (Steinfeld i in., 2008; Wang i Davis, 2008), (2) Eulera oparty na wymuszonym domknięciu turbulencji (Chen i in., 2009; Sogachev i Lloyd, 2004), (3) stochastyczne dyspersji Lagrange’a (Horst i in., 1994; Kljun i in., 2002; Leclerc i Thurtell, 1990). Zastosowanie wymienionych metod nadal jednak jest ograniczone do godzin lub dni z uwagi na duże wymagania obliczeniowe oraz często zawężenie ich przydatności do konkretnych warunków (Kljun i in., 2015). Stąd większa popularność bardziej wydajnych sposobów wyznaczania obszaru oddziaływania, które noszą nazwę modeli analitycznych (Kormann i Meixner, 2001; Leclerc i Thurtell, 1990; Schuepp i in., 1990). Wyróżniają się prostotą i szybkością, ale często ich skuteczność jest uwarunkowana zakresami wysokości, na których mogą być zainstalowane czujniki oraz warunkami warstwy granicznej. Wiadomo bowiem, że rzeczywiste obserwowane warunki cechuje dużo większe zróżnicowanie.

Z wymienionych metod wyznaczania funkcji śladu stosuje się obecnie w pomiarach strumieni metodą KW najczęściej trzy: metodę K opartą na pracach Kljun i in. (2004); metodę KM opracowaną przez Kormanna i Meixnera (2001) oraz metodę HKC Hsieha i in. (2000).

Metoda K służy do obliczenia dwóch wartości. Pierwszą jest wyrażona w metrach (χ_{\max}) pozioma odległość dzieląca systemem pomiarowy (anemometr) od punktu o największym udziale w średnim strumieniu (F_{\max} na rys. 10) zmierzonym w danym okresie integracji. Punkt ten zlokalizowany jest w pewnej odległości od strony nawietrznej.

$$\chi_{\max} = X_{\max}^* z_m \left(\frac{\sigma_w}{u_*} \right)^{-0.8}, \quad X_{\max}^* = c_k - d_k \quad (26)$$

Drugą wartością jest, analogicznie, odległość między anemometrem a granicą zadanego udziału procentowego (10–90%) w wartości strumienia. Wielkość ta informuje jedynie, z jakim prawdopodobieństwem dana wartość strumienia jest reprezentatywna dla powierzchni, której najdalszą granicę wyznacza $\chi_{NN\%}$. Na tej podstawie można ocenić „zasięg widzenia” systemu pomiarowego.

$$\chi_{NN\%} = X_{NN\%}^* z_m \left(\frac{\sigma_w}{u_*} \right)^{-0,8}, \quad X_{NN\%}^* = L'_{NN\%} \cdot c_k - d_k \quad (27)$$

Parametry c_k i d_k w obu przedstawionych wzorach są obliczane zgodnie z równaniami 15 i 16 w pracy Kljun i in. (2004), natomiast odległość $L'_{NN\%}$ jest dobierana w zależności od założonego procentowego udziału na podstawie diagramu oznaczonego przez Kljun i in. (2004) jako „fig. A1”. Pozostałe zmienne to: odchylenie standardowe fluktuacji pionowej składowej prędkości wiatru (σ_w) oraz bezwymiarowe, skalowane względem σ_w , u_* , z_m , odległości od strony nawietrznej (X_{\max}^* i $X_{NN\%}^*$).

Możliwość zastosowania tej metody jest ograniczona do specyficznych warunków, w których:

- wysokość, na której odbywa się pomiar (z_m) jest mniejsza aniżeli górna granica warstwy granicznej, ale nie mniejsza niż 1 m od powierzchni czynnej
- powierzchnia jest aerodynamicznie homogeniczna
- parametr stabilności mieści się w przedziale $-200 < \zeta < 0$, ($\zeta = z_m/L$) – równowaga chwiejna
- prędkość tarciova u_* jest większa lub równa $0,2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Metoda KM jest rozwinięciem dwuwymiarowego modelu adwekcji–dyfuzji opartego na empirycznej zależności między znaną prędkością wiatru na pewnej wysokości a prędkością wiatru na innej (ang. *wind profile power law*) oraz wykorzystuje empiryczne prawo dyfuzji turbulencyjnej (ang. *eddy diffusivity*). Ponieważ metoda uwzględnia przemieszczanie się porcji powietrza w kierunku prostopadłym do wiatru, umożliwia również wyznaczenie granic obszaru źródłowego. Niemniej jednak w praktyce pomiarów ciągłych może okazać się zbyt pracochłonna analiza tych obszarów w pojedynczych półgodzinach lub godzinach, dla których uśrednia się zwykle strumienie. Dlatego najczęściej funkcję śladu uzyskaną za pomocą metody wykorzystuje się do wyznaczenia dystansu dzielącego anemometr i punkt, przez który z zadaniem prawdopodobieństwem przebiega granica obszaru źródłowego. Funkcja ma postać:

$$f_{(x)} = \frac{1}{\Gamma(\mu)} \frac{\xi^\mu}{x^{1+\mu}} e^{-\xi/x} \quad (28)$$

gdzie:

- x – odległość od anemometru,
- $\Gamma(\mu)$ – funkcja gamma,
- μ – stała bezwymiarowa,
- ξ – skalowana długość strumienia zależna od z_m .

Funkcja zwraca udział procentowy w strumieniu (10%, 50%, 90% itp.) dla szukanej wartości x .

Równanie odległości od anemometru o najwyższym udziale (równanie 22 w cytowanej pracy) autorzy omawianej metody wyprowadzili przez znalezienie wartości maksymalnej dla zależności:

$$\chi_{\max} = \frac{\xi}{1 + \mu} \quad (29)$$

W metodzie HKC wyznacza się funkcję śladu w nieco inny sposób. Jest ona kombinacją wcześniejszego modelu (np. opisanego przez Gasha (1986)) oraz symulacji stochastycznego modelu dyspersji Lagrange'a. Podobnie do metody KM, zastosowano w niej funkcję, której rozwiązaniami są zadane prawdopodobieństwa (10%, 50%, 90% itp.). Z nimi obszar źródłowy oddalony o dystans x od anemometru jest reprezentowany w strumieniu średnim. Funkcja ma postać:

$$f_{(x, z_m)} = \frac{1}{k^2 x^2} D z_u^P |L|^{1-P} \exp\left(\frac{-1}{k^2 x} D z_u^P |L|^{1-P}\right) \quad (30)$$

gdzie:

L – długość Monina-Obuchowa,

k, D, P, z_u – parametry modelu.

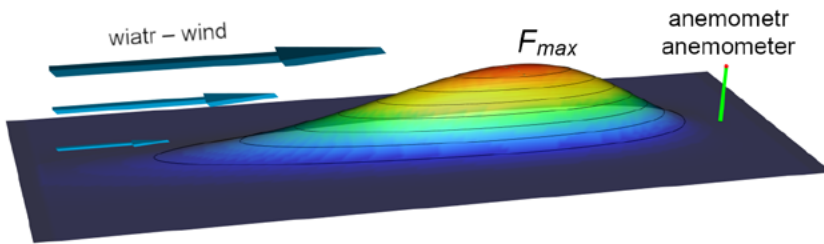
Autorzy metody podali gotową formułę na obliczenie odległości do punktu o największym udziale w strumieniu, którą wyprowadzili przez przekształcenie funkcji 30:

$$\chi_{\max} = \frac{D z_u^P |L|^{1-P}}{2k^2} \quad (31)$$

Spśród opisanych większym zaawansowaniem wyróżniają się metody KM i HKC, umożliwiając przeprowadzenie pełnej dwuwymiarowej analizy każdego z okresów uśredniania strumieni z osobna. Obecnie istnieje również rozwinięcie metody K (zaprezentowane w pracy Kljun i in. (2015)), którego zastosowanie jest alternatywą dwóch pozostałych metod.

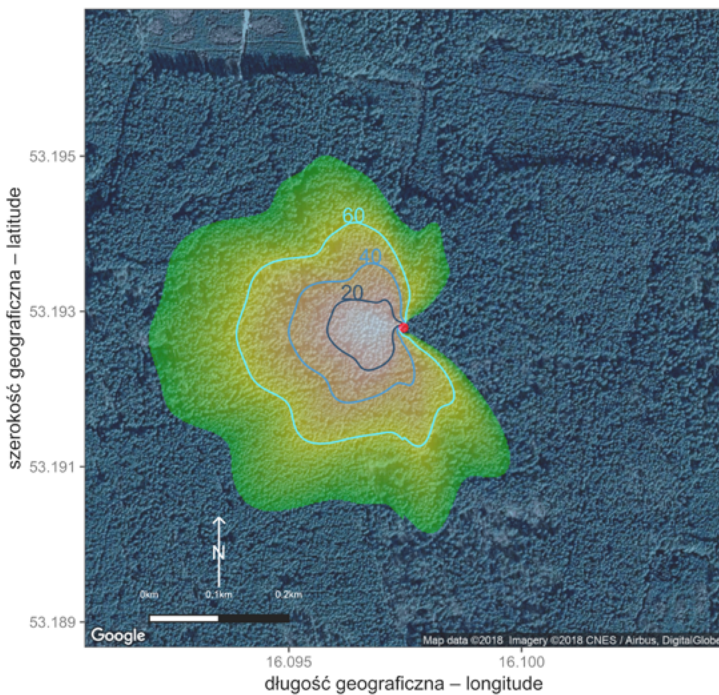
Przeprowadzenie dwuwymiarowej analizy, choć bardziej wymagające obliczeniowo, przynosi korzyść dodatkową, polegającą na uzyskaniu przestrzennego rozkładu prawdopodobieństwa dla obszaru źródłowego, którego dotyczy zmierzona średnia wartość strumienia. Graficznie taki rozkład można przedstawić jak na rysunku 22.

Następnie każdy z przestrzennych rozkładów można nałożyć na powierzchnię wokół systemu pomiarowego, zgodnie z ich względnymi współrzędnymi. Powstały zlepek przenikających się „pagórków” utworzy nową figurę, opisującą rozkład prawdopodobieństwa, z jakim oddziałuje na niego przestrzeń wokół systemu pomiarowego (rys. 23). W ten sposób zostaje wyznaczony tzw. klimatyczny obszar oddziaływania



Rys. 22. Schemat poglądowy obrazujący graficzną reprezentację funkcji prawdopodobieństwa dla obszaru źródłowego: F_{max} – miejsce o największym wpływie na wartość strumienia

Fig. 22. A conceptual diagram of a three-dimensional footprint – a graphic representation of the probability function, where F_{max} is the place with the greatest influence on the flux value



Rys. 23. Przykład analizy obszaru źródłowego (klimatycznego) dla wieży pomiarowej w Tucznie w okresie 1–31 maja 2017 roku. Czerwona kropka oznacza lokalizację wieży. Analiza wykonana metodą Kormanna i Meixnera (KM)

Fig. 23. An example of footprint climatology for the Tuczno flux tower, 1–31 May 2017. The red dot marks the tower. The footprint was calculated with the Kormann and Meixner method (KM)

(ang. *climatic footprint*). Nazwa może być myląca, ponieważ zwykle do sporządzenia takiej analizy stosuje się dane z kilku lub kilkunastu tygodni. Słowo klimatyczny ma raczej podkreślić, że analiza nie dotyczy pojedynczej półgodziny czy godziny, lecz dłuższego okresu.

W podsumowaniu rozważań zawartych w podrozdziale nasuwa się konkluzja o konieczności przeprowadzenia (jeszcze przed wyborem lokalizacji systemu pomiarowego) analiz wstępnych, które pozwalają oszacować długość drogi dopasowania oraz ocenić wielkość i zasięg obszaru źródłowego. Badania wstępne umożliwiają trafniejszy wybór miejsca pomiarowego. Do tego celu mogą posłużyć przedstawione metody, pod warunkiem jednak dysponowania kilkoma danymi podstawowymi takimi, jak wysokość roślin i wielkość powierzchni stanowiącej obiekt badawczy. Te dwa czynniki decydują o wysokości, na której powinien być zainstalowany system kowariancji wirów.

Przyjęcia pewnych założeń wymagają inne czynniki, również ważne, czyli dominujące kierunki wiatru i stany równowagi atmosfery. Informacje na ich temat można przyjąć na podstawie doświadczeń lub danych pomiarowych z lokalizacji analogicznych. Pozwala to na przyjęcie bardziej racjonalnej strategii wykorzystania systemu pomiarowego. Na przykład system pomiarowy może być instalowany jedynie przy granicy założonej powierzchni pomiarowej ze względu na przestrzenne zróżnicowanie danej powierzchni, jej niekorzystne sąsiedztwo lub małą powierzchnię. Wówczas mogą być analizowane tylko dane zmierzone w czasie, gdy wiatr wiał od strony powierzchni badanej. Takie podejście może się okazać ryzykowne, jeśli dana powierzchnia sąsiaduje z powierzchnią charakteryzującą się właściwościami mogącymi ulec szybkiej zmianie. Na przykład zmieniająca się w czasie kilku tygodni wysokość szybko rosnącej uprawy może wpływać na pomiar pionowej składowej wiatru na skutek zmiany aerodynamiki powierzchni i tym samym kierunku głównych linii przepływu wiatru, co grozi zanieczyszczeniem pionowej składowej przez poziome składowe prędkości wiatru. Analiza obszaru źródłowego zagwarantuje, że zgromadzone dane pomiarowe są reprezentatywne dla obszaru będącego przedmiotem badań. Pozwoli również odrzucić pomiary w niektórych sytuacjach bardziej związane z inną powierzchnią niż będącą przedmiotem badań, np. stan równowagi atmosfery niekorzystny w pomiarach metodą KW.

3. BADANIA WŁASNE

3.1. Cel oraz zakres pracy

W poprzednich rozdziałach zwrócono szczególną uwagę na problemy związane z intensyfikacją efektu szklarniowego i jego konsekwencje dla utraty równowagi klimatycznej na Ziemi. Zmiany klimatyczne o wymiarze globalnym będą jednak miały konsekwencje również w skali lokalnej. Nie można określić precyzyjnie m.in. ich wpływu na różne ekosystemy w poszczególnych rejonach świata. Na przykład globalne ocieplenie może wywołać obniżenie temperatury w niektórych częściach świata. W tym kontekście przed nieznanym do tej pory wyzwaniem stają trzy typy zagospodarowania powierzchni charakterystyczne dla krajobrazu pozamiejskiego Polski: lasy, torfowiska (tereny podmokłe) oraz gleby uprawne. Destabilizacja klimatu może doprowadzić do ograniczenia produktywności ekosystemów, a w skrajnych przypadkach całkowitego ich przekształcenia, co należy rozumieć jako ich degradację. Wielkość i dynamika wymiany CO₂ między ekosystemami a atmosferą może posłużyć jako miara ich produktywności oraz indykator stabilności. Uwzględniając niewystarczający stan wiedzy na temat obecnej, a tym bardziej przyszłej, dynamiki wymiany CO₂ między różnymi ekosystemami w Polsce a atmosferą, postawiono przedstawione poniżej cele badawcze.

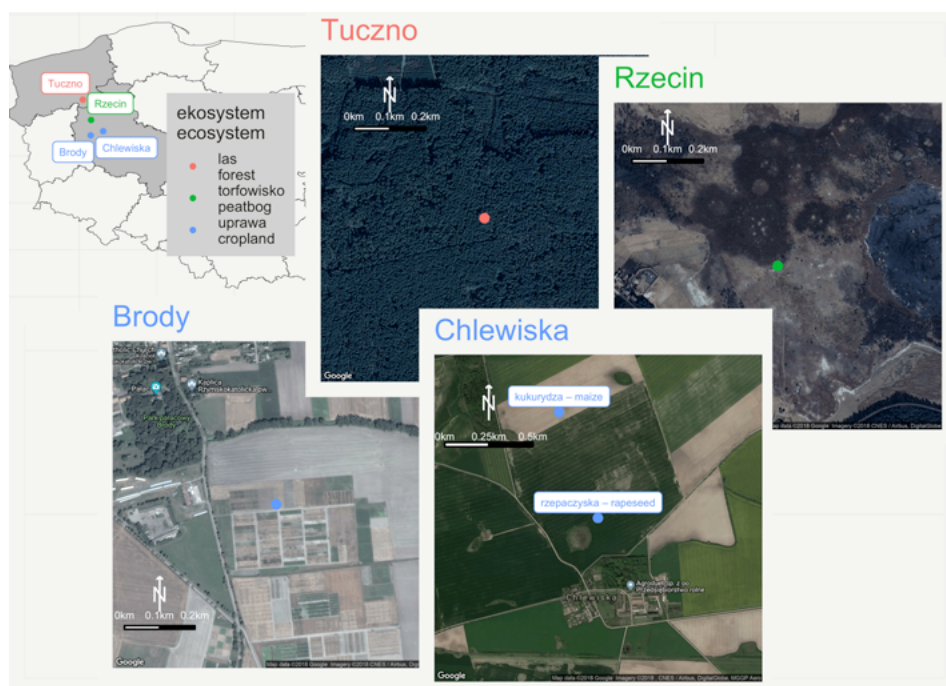
1. Ocena aktualnych możliwości akumulacji węgla przez wybrane trzy typy ekosystemów na podstawie badań wybranych powierzchni.
2. Określenie wpływu opadów i warunków wilgotnościowych na wahania produktywności badanych ekosystemów w różnych skalach czasowych.

3.2. Opis miejsc pomiarowych

3.2.1. Lokalizacje miejsc pomiarowych

W pracy wykorzystano dane pomiarowe uzyskane w czterech miejscach reprezentujących trzy typy ekosystemów charakterystycznych dla krajobrazu Polski: lasu (stacja badawcza Tuczo), torfowiska (Rzecin) i uprawy rolniczej (Chlewiska i Brody). Na wybranych ekosystemach – w Katedrze Meteorologii Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu⁴ – realizowano kilka projektów badawczych, na potrzeby których powstały wymienione stacje badawcze.

Pomiary metodą KW prowadzone są na stacjach w Rzecinie i Tuczo, odpowiednio, od 2004 i 2008 roku niemal nieprzerwanie do chwili obecnej (listopad 2018). Na potrzeby przeprowadzonych analiz wybrano część z wykonanych pomiarów



Rys. 24. Lokalizacje miejsc pomiarowych

Fig. 24. The locations of measuring sites

⁴ Dawna nazwa: Katedra Agrometeorologii Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego w Poznaniu, Wydział Melioracji i Inżynierii Środowiska.

ze względu na ich ciągłość i dostępność danych meteorologicznych. Badania na stacji w Brodach realizowano znacznie krócej, jedynie od połowy 2012 do jesieni 2014 roku. Z kolei eksperyment pomiarowy w Chlewiskach był pierwszą „próbą sił” z metodą kowariancji wirów. Został przeprowadzony dwukrotnie, w 2002 i 2003 roku, w czasie krótkich kampanii pomiarowych.

Lokalizację wymienionych miejsc na mapie konturowej Polski oraz mapkach sytuacyjnych przedstawiono na rysunku 24, natomiast poniżej zamieszczono ich szczegółowe opisy.

3.2.2. Pomiary nad ekosystemem leśnym

Pomiary strumieni metodą kowariancji wirów nad ekosystemami leśnymi wydają się być stosunkowo łatwe, głównie z uwagi na rozległe powierzchnie, zwykle zajmowane przez drzewostany o podobnym składzie gatunkowym, porównywalnym wieku i wysokości. Taka sytuacja sprzyja zachowaniu homogeniczności powierzchni, nad którą są prowadzone pomiary strumieni, a tym samym zwiększa prawdopodobieństwo uzyskania danych wysokiej jakości. Dlatego między innymi pierwsze długoterminowe pomiary strumieni przeprowadzono właśnie nad lasem (Wofsy i in., 1993). Pamiętaj jednak trzeba, że w przypadku stosowania metody KW pojawiają się problemy związane z koniecznością zainstalowania systemu pomiarowego na znacznej wysokości, aby znalazł się on w warstwie strumieni stałych. Taki wymóg jest dużym wyzwaniem zarówno logistycznym, jak i finansowym w przypadku drzewostanów wysokich. Należy bowiem pamiętać, że poziom umieszczenia czujników powinien przewyższać drzewa przynajmniej o połowę ich wysokości (Burba, 2013). Jednocześnie im wyżej zostanie zainstalowany system pomiarowy, tym większy jest obszar źródłowy i dłuższa droga dopasowania, co z kolei ogranicza możliwości pomiarów nad powierzchniami mniejszymi z niedostatecznie dużym arealem. Najkorzystniej byłoby więc przeprowadzić wstępną analizę obszaru źródłowego lub róży wiatrów, opartą na danych z najbliższej dostępnej stacji meteorologicznej lub własnych wstępnych pomiarów. Pomocna jest również analiza map topograficznych. Na ich podstawie można ocenić ukształtowanie terenu oraz zlokalizować ewentualne kierunki, z których przychodzący do systemu pomiarowego sygnał może być obciążony błędem.

Opis stanowiska pomiarowego w Tucznie

W przedstawionych w pracy analizach wykorzystano dane zgromadzone od 1 stycznia 2014 do 22 listopada 2018 roku na obszarze Nadleśnictwa Tucznia, położonego w północno-zachodniej części Polski (Regionalna Dyrekcja Lasów Państwowych w Pile, leśnictwo Martew, 53°11'N, 16°05'E, 180 m n.p.m.; rys. 24). Stanowisko w Tucznie,

zlokalizowane w lesie sosnowym, jest pierwszym w Polsce miejscem, gdzie w sposób ciągły prowadzi się pomiary wymiany gazów szklarniowych (w tym CO₂ i H₂O) między lasem sosnowym a atmosferą z użyciem metody KW. Jest to siedlisko boru mieszanego. Powierzchnia objęta badaniami ma wielkość około 22,7 ha i charakteryzuje się średnimi spadkami wynoszącymi 2–4%. W promieniu 500 m od stanowiska pomiarowego dominują gleby rdzawe typowe lub gleby rdzawe z cechami bielicowania, które w przeszłości były użytkowane rolniczo. Zostały one zakwalifikowane do typu *Brunic Arenosol (Dystric)* zgodnie z IUSS Working Group WRB (2015). Od około 1953 roku badany ekosystem jest uprawą leśną w pierwszym pokoleniu po przekształceniu z pastwisk. W wyniku nasadzeń udział sosny (*Pinus sylvestris* L.) w składzie gatunkowym badanego drzewostanu wynosi około 99%, a brzozy brodawkowatej (*Betula pendula* Roth) około 1%. W podszycie głównymi gatunkami są buk zwyczajny (*Fagus sylvatica* L.) oraz grab pospolity (*Carpinus betulus* L.). Średnia pierśnica drzew, zgodnie ze stanem na 2014 rok, wynosiła około 25 cm, a ich wysokość określono na około 26 m. Wśród runa występują trawy (*Deschampsia flexuosa* i *Calamagrostis epigejos*), mchy (*Pleurozium schreberi*), paprocie (*Dryopteris spinulosa*) i maliny (*Rubus idaeus*). Teren badawczy jest otoczony podobnymi monokulturami sosnowymi w wieku 40–80 lat (Ziemblińska i in., 2016).

Warunki klimatyczne dla całego regionu zostały określone na podstawie danych z okresu 30-letniego (1983–2013) pochodzących z najbliższej stacji meteorologicznej należącej do Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w Pile (IMGW; około 50 km na wschód od Tucznia). Według danych średnia roczna temperatura powietrza oraz opady wynosiły odpowiednio 8,06°C i 553 mm. Średnią długość sezonu wegetacyjnego – rozumianego jako łączny okres dni ze średnią temperaturą powietrza $\geq 5^{\circ}\text{C}$ – oszacowano na 232 dni. Dominującymi kierunkami wiatru są kierunki od południowo-zachodniego do północnego (245–360°, gdzie 0° i 360° oznacza kierunek północny; Ziemblińska i in., 2016).

Aparatura pomiarowa na stacji badawczej w Tucznie

Na wieży pomiarowej zostały zainstalowane dwa systemy KW. Pierwszy z nich, typu OP, wyposażono w analizator z otwartą ścieżką pomiarową (model LI-7500, LI-COR Inc., Nebraska, USA) oraz trójwymiarowy (3D) niesymetryczny anemometr akustyczny (model CSAT3, Campbell Scientific Inc. (CSI), Wielka Brytania). System został zainstalowany w styczniu 2008 roku na wysokości 38 m. Drugi system kowariancji wirów, typu CP, umieszczono na wysokości 42 m i wyposażono w analizator z zamkniętą ścieżką pomiarową (model LI-7200, LI-COR Inc., Nebraska, USA) oraz trójwymiarowy (3D) symetryczny anemometr akustyczny (model USA-1, METEK Meteorologische Messtechnik GmbH, Niemcy).

Konstrukcja anemometru CSAT3 oraz charakterystyka obiektu skłaniały do zorientowania systemu OP w kierunku zachodnim, z którego dochodzi najwięcej wiatrów. Pomiar systemem OP odbywały się z częstotliwością 22 Hz, natomiast systemem CP z częstotliwością 10 Hz.

Równolegle prowadzono pomiary meteorologiczne. Temperaturę i wilgotność powietrza (T_a i Rh), ciśnienie atmosferyczne (P_{bar}), opad atmosferyczny w postaci deszczu (P) rejestrowano z użyciem stacji pogodowej (model WXT 510/520, Vaisala Oyj, Vantaa, Finlandia), zainstalowanej na wysokości 34 m. Promieniowanie słoneczne całkowite oraz rozproszone w postaci gęstości promieniowania fotosyntetycznie aktywnego (PPFD i PPFDd) mierzono za pomocą sensora model BF5 (Delta-T Devices Ltd., Cambridge, Wielka Brytania). Jako sensor zapasowy do pomiarów PPFD używany był SKP215 (Skye Instrument Ltd, Llandrindod Wells, Wielka Brytania). Ten sam typ sensora służył też do pomiarów promieniowania odbitego (PPFD_r). Składniki bilansu promieniowania krótkofalowego dochodzącego i odbitego (SW_{in} i SW_{out}) oraz długofalowego dochodzącego i odchodzącego (LW_{in} i LW_{out}) były mierzone za pomocą pyranopyrgeometru model NR01 (Hukseflux, Delft, Holandia). Urządzenie zainstalowano na wysokości 29 m, na ramieniu wysuniętym na 4 m poza obrys wieży. Ciepło glebowe (SHF) mierzono za pomocą trzech płytek glebowych (HFP01, Hukseflux, Holandia), umieszczonych na głębokości 2 cm w warstwie mineralnej (poziomie diagnostycznym A). Temperaturę gleby (T_s) mierzono na głębokościach: 2, 5, 10, 30 i 50 cm za pomocą termometrów model 107 (CSI). Na tych samych poziomach, w pobliżu termometrów glebowych, mierzono wilgotność gleby (SWC) za pomocą sond CS-616 (CSI; Ziemblińska i in., 2016). Mierzono również opad atmosferyczny za pomocą deszczomierza korytkowego (A-ster, Kraków, Polska), zainstalowanego obok stacji pogodowej WXT 520.

Dane meteorologiczne mierzono z częstotliwością co 5 s lub 30 s, a następnie gromadzono jako średnie lub sumy półgodzinne w rejestratorach typu CR5000 i CR1000 (CSI).

3.2.3. Pomiary nad ekosystemem podmokłym

Ekosystem podmokły jest niezwykle bogaty pod względem różnorodności biologicznej, której specyficzne zestawy gatunkowe zależą od typów siedlisk, które można spotkać w różnych częściach świata, począwszy od słonych namorzyn o dużych wahaniamiach zwierciadła wody strefy równikowej i tropikalnej, a kończąc na okresowo topniejących bagnach strefy borealnej. W Polsce tego typu ekosystemy powstają najczęściej na skutek zarastania płytkich zbiorników wodnych – proces ten często

jest wywoływany lub przyspieszany eutrofizacją zbiorników. Tego typu środowiska okazują się również wymagające pod względem pomiarów strumieni metodą KW. Co prawda, w przeciwieństwie do pomiarów kowariancyjnych nad lasami, badania prowadzone nad terenami podmokłymi nie wymagają budowy wysokich wież. Pomiary jednak są utrudnione przez charakterystyczny brak nośności gruntu, który przeszkadza w ustabilizowaniu systemu pomiarowego (należy podkreślić, że pionowe i stabilne zainstalowanie anemometru ultradźwiękowego jest nieodzownym warunkiem poprawnych pomiarów).

Opis stanowiska pomiarowego w Rzecinie

Stacja badawcza w Rzecinie jest położona w północno-zachodniej Wielkopolsce, około 80 km od Poznania w kierunku północno-zachodnim (52°45'N, 16°18'E, na wysokości 54 m n.p.m.). Powierzchnia torfowiska wynosi około 89 ha, z czego mniej więcej 15 ha zajmuje Jezioro Rzeckińskie w fazie silnego zarastania. Obecnie torfowisko ma charakter przejściowy, a głównymi występującymi gatunkami roślin są: *Sphagnum* sp., *Dicranum* sp., *Carex* sp., *Phragmites communis*, *Typha langifolia*, *Vaccinium oxycoccus*, *Drosera rotundifolia*, *Potentilla palustris*, *Ranunculus acris* i *Menyanthes trifoliata* (Chojnicki i in., 2007; Kowalska i in., 2013).

Średnia roczna temperatura powietrza na tym terenie wynosi 8,5°C, średni roczny opad równa się 526 mm. Przeważają wiatry zachodnie (Farat i in., 2004).

Wieża pomiarowa została umieszczona w środkowej części torfowiska (rys. 24). Wymaganą stabilność przyrządów pomiarowych uzyskano dzięki platformie zbudowanej na 36 sosnowych palach o średniej długości 10 m, które umieszczono w torfie. Do platformy przytwierdzono stalową kratownicę o przekroju kwadratowym 1 m i wysokości 2 m. W jej środku zainstalowano maszt o wysokości 1,5 m, na którego szczycie umieszczono system KW. Pozwoliło to na zamontowanie anemometru na wysokości 4,50 m nad powierzchnią gruntu.

Aparatura pomiarowa stacji badawczej w Rzecinie

System kowariancji wirów składał się z anemometru akustycznego 3D (model R3, Gill Instruments, Lymington, Wielka Brytania) oraz spektrometrycznego analizatora gazowego z otwartą ścieżką pomiarową (model LI-7500). Dane z obu urządzeń były rejestrowane, przez przetwornik analogowo-cyfrowy, na dysku komputera PC z częstotliwością 40 Hz. W analizach wykorzystano dane zarejestrowane w okresie między 1 stycznia 2004 a 31 grudnia 2011 roku.

Równocześnie z pomiarami KW wykonywane były pomiary meteorologiczne. Temperaturę powietrza (T_a) i wilgotność względną powietrza (Rh) mierzono za pomocą czujnika HMP90Y (Vaisala Helsinki, Finlandia). Pomiary przeprowadzano

na wysokości 2,5 m nad poziomem gruntu. Dodatkowo wykonano również pomiary temperatury torfu (T_s), za pomocą termometrów półprzewodnikowych (produkcja własna Katedry Meteorologii), na głębokości 2 cm. Pomiary promieniowania krótko- i długofalowego do oceny bilansu promieniowania powierzchni czynnej wykonano pyranopyrgeometrem – model CNR1 (Kipp&Zonnen, Delft, Holandia). Dodatkowo osobnym czujnikiem CM3 (Kipp&Zonnen) mierzono promieniowanie całkowite (SW_{in}) oraz saldo promieniowania (R_n) saldometrem NRLITE (Kipp&Zonnen). Promieniowanie fotosyntetycznie aktywne w postaci gęstości strumienia fotonów (PPFD) rejestrowano czujnikami SKP215 (Skye) i BF3H (Delta-T). Wszystkie przyrządy do pomiaru promieniowania były zainstalowane na wysokości 2,5 m. Strumień ciepła glebowego (SHF) mierzono czterema płytkami glebowymi HFP01 (Hukseflux) umieszczonymi na głębokości 2 cm.

Opad do marca 2004 roku mierzono deszczomierzem Hellmana, z którego uzyskiwano dane o rozdzielczości dobowych sum opadów. Następnie zainstalowano drugi przyrząd: deszczomierz korytkowy RG2-M (ONSET, Pocasset, MA, USA), który zaadaptowano do pomiarów opadów zimowych. Dane z deszczomierza zapisywano na rejestratorze HOBO. Pozostałe dane z wymienionych czujników były rejestrowane przez KEST32 Data-logger (Kest Electronic, Poznań, Polska).

Poziom zwierciadła wody gruntowej (WT) mierzony był zainstalowanym w 2005 roku sensorem SG-25S 0–1 m H₂O (APLISENS, Polska) (Urbaniak, 2006).

3.2.4. Pomiary nad uprawami rolniczymi

Opis stanowiska pomiarowego w Chlewiskach

Badania przeprowadzono na terenie dwóch gospodarstw. Pierwszym było gospodarstwo należące do prywatnej spółki rolniczej z Kaźmierza, znajdujące się około 25 km na północny zachód od Poznania (52°30'N i 19°39'E, na wysokości 86 m n.p.m.). Pomiary wykonywano w okresie od lipca 2002 roku do września 2002 roku oraz w maju i sierpniu 2003 roku na dwóch polach uprawnych (Józefczyk, 2005; Kowalska i in., 2013).

System kowariancji wirów składał się dokładnie z tych samych komponentów co system zainstalowany w kolejnym roku w Rzecinie (opis powyżej). W czasie kilku- i kilkunastodniowych kampanii pomiarowych był on instalowany nad dwoma różnymi powierzchniami: kukurydzą oraz polem po zbiorze rzepaku. W ostatnim wymienionym przypadku pole pozostawiono bez podorywki na kilka tygodni po zbiorze („rzepaczysko”), przez co rozwinął się na nim samosiew. Po wykonaniu podorywki pomiary metodą KW prowadzono w tym samym miejscu („orka”).

W czasie pomiarów systemem KW rejestrowano dodatkowo promieniowanie całkowite (SW_{in}) czujnikiem CM3 (Kipp&Zonnen) i strumień ciepła glebowego (SHF) za pomocą jednej płytki HFP01 (Hukseflux) zainstalowanej na głębokości 2 cm.

Dane z tego gospodarstwa wykorzystano jedynie do sporządzenia rysunków ilustrujących zagadnienia opisane w rozdziale 3.3.

Opis stanowiska pomiarowego w Brodach

Drugie gospodarstwo, na którym prowadzono pomiary stanowi teren Zakładu Doświadczalnego w Brodach należącego do Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu (52°26'N, 16°18'E, na wysokości 95 m n.p.m.). Pomiary wykonywano w okresie od 2 czerwca 2012 do 29 września 2014 roku.

Na podstawie danych meteorologicznych z okresu 1959–1999 została określona wartość średniej rocznej temperatury powietrza – 7,9°C, natomiast średnia roczna suma opadów wynosiła 571 mm. Gleby zakwalifikowano zgodnie z IUSS Working Group WRB (2015) jako *Albic Luvisols* (Majchrzak i in., 2016).

System pomiarowy zainstalowano w ogródku meteorologicznym, wydzielonym z pola uprawnego, tuż przy drodze dojazdowej biegnącej w kierunku wschód–zachód. Na południe od drogi znajduje się mozaikowata powierzchnia poletek doświadczalnych o powierzchni 7 arów każde (rys. 24).

Aparatura pomiarowa na stacji badawczej w Brodach

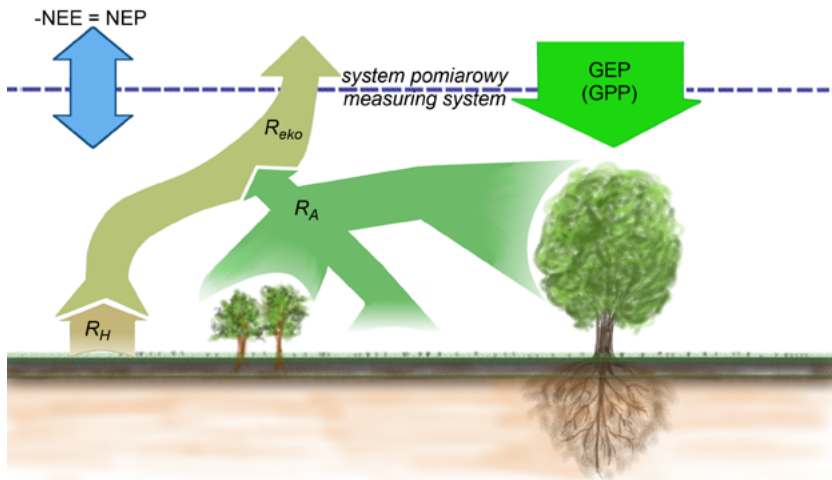
System kowariancji wirów składał się z anemometru akustycznego 3D (model R3-50, Gill) oraz spektrometrycznego analizatora gazowego z zamkniętą ścieżką pomiarową (model LI-7200). Dane z obu przyrządów były zapisywane z częstotliwością 10 Hz na pamięci typu flash podłączonej do modułu kontrolno-pomiarowego analizatora gazowego. Głowica anemometru została zainstalowana na wysokości 4,77 m.

Dane meteorologiczne były również mierzone na opisywanej stacji. Temperaturę (T_a) i wilgotność (Rh) powietrza na wysokości 2 m i 0,3 m uzyskiwano z termohigrometru – model HMP155 (Vaisala). Pomiary promieniowania krótko- i długofalowego do oceny bilansu promieniowania powierzchni czynnej wykonano pyranopyrgeometrem – model CNR4 (Kipp&Zonnen). Strumień ciepła glebowego (SHF) mierzono czterema płytkami glebowymi HFP01 (Hukseflux) zainstalowanymi na głębokości 2 cm. Promieniowanie słoneczne całkowite oraz rozproszone w postaci gęstości promieniowania fotosyntetycznie aktywnego (PPFD i PPFDd) określano za pomocą sensora model BF5 (Delta-T). Temperaturę gleby (T_s) mierzono w trzech profilach na czterech głębokościach (2, 5, 10, 30 cm) za pomocą termometrów – model 107 (CSI). W pobliżu profili temperatur gleby na poziomie 2 cm przeprowadzano pomiar wilgotności gleby (SWC) za pomocą sond CS-616 (CSI).

3.3. Podstawowe pojęcia opisu wymiany CO₂

3.3.1. Bilansowanie wymiany CO₂

Metoda kowariancji wirów jest obecnie powszechnie stosowana jako narzędzie do pomiaru wymiany gazowej i energetycznej między powierzchnią czynną a atmosferą. Wśród gazów, których strumienie są mierzone niemal rutynowo, najistotniejszy jest CO₂. Jest to zrozumiałe z uwagi na znaczenie tego gazu w obiegu węgla w przyrodzie oraz jego wpływ na intensyfikację efektu szklarniowego. Metoda KW może posłużyć do bezpośredniego pomiaru strumienia netto CO₂. Termin ten został wyjaśniony w podrozdziale 1.6. W celu jednak lepszego zobrazowania opisanych w podrozdziale 1.6 zależności zaprezentowano poniżej schemat wymiany CO₂ między ekosystemem a atmosferą (rys. 25).



Rys. 25. Schemat ilustrujący bilans CO₂ ekosystemu opisany wzorem 1 (Urbaniak, 2006): R_A – oddychanie organizmów autotroficznych, R_H – oddychanie organizmów heterotroficznych, R_{eko} – oddychanie ekosystemu, NEE – wymiana ekosystemu netto, NEP – produkcja ekosystemu netto, GPP – produkcja ekosystemu brutto, GEP – wymiana ekosystemu brutto

Fig. 25. A schematic diagram of the carbon dioxide balance in the ecosystem, described with formula 1 (Urbaniak, 2006): R_A – autotrophic respiration, R_H – heterotrophic respiration, R_{eko} – ecosystem respiration, NEE – net ecosystem exchange, NEP – net ecosystem production, GPP – gross ecosystem photosynthesis (productivity), GEP – gross ecosystem exchange

Podstawowym składnikiem strumienia NEE jest strumień turbulencyjny CO₂, zmierzony systemem KW. Ponieważ jednak system KW nie jest w stanie mierzyć strumieni w warunkach zaniku turbulencji w obliczeniach NEE, uwzględnia się również tzw. magazynowanie, czyli zmiany w ilości CO₂ zalegającego pod systemem KW, w okresie uśredniania. Zależność pomiędzy wymianą ekosystemu netto, magazynowaniem oraz strumieniem F_c można zapisać jako:

$$NEE = F_c + S_c \quad (32)$$

lub

$$NEP = - (F_c + S_c) \quad (33)$$

jeśli będzie przyjęte założenie, że w danym ekosystemie następuje wyłącznie bezpośrednia wymiana CO₂ z atmosferą (np węgiel nie jest przenoszony w formie rozpuszczonej w wodzie; ang. *dissolved organic carbon* – DOC).

W przedstawionych formułach F_c jest turbulencyjnym strumieniem CO₂ zmierzonym systemem KW ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), S_c to ilość CO₂ zmagazynowanego poniżej przyrządów pomiarowych ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$).

Magazynowanie CO₂ poniżej przyrządów pomiarowych (S_c) jest obliczane z różnicy pomiędzy stężeniem CO₂ na początku i na końcu okresu uśredniania na danym poziomie pomiarowym (Aubinet i in., 2005; Baldocchi i in., 1997; Haeni i in., 2017), co można wyrazić w następujący sposób (Lee i in., 2005b):

$$S_c = \int_0^{z_m} \overline{\frac{\partial \text{co}_2}{\partial t}} dz_m \quad (34)$$

gdzie:

- z_m – wysokość, na której jest umieszczony analizator gazowy (m),
- co₂ – stężenie CO₂ ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$),
- t – czas uśredniania (s),
- z – poziom całkowania (0÷h; m).

Taki sposób obliczenia S_c wymaga przeprowadzenia pomiarów stężenia CO₂ na różnych wysokościach nad powierzchnią ziemi. W wypadku pomiarów nad niską roślinnością (większość upraw rolniczych, łąk, torfowisk) wystarczy jeden poziom – ten na którym został zainstalowany system KW. Wówczas wzór opisujący magazynowanie CO₂ może być nieco uproszczony do postaci (Greco i Baldocchi, 1996):

$$S_c = \frac{\Delta \text{co}_2(z_m)}{\Delta t} \Delta z_m \quad (35)$$

gdzie:

- $\Delta \text{co}_2(z_m)$ – zmiana stężenia CO₂ na wysokości z_m ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$),
- Δt – okres uśredniania (s),
- Δz_m – grubość warstwy powietrza pod czujnikiem (m).

Magazynowanie CO₂, liczone w przedstawiony sposób, daje na ogół wyniki zbliżone do rezultatów otrzymywanych z zastosowaniem metody, w której wykorzystano pomiary profilu stężenia CO₂ (Carrara i in., 2003; Morgenstern i in., 2004).

Warto również podkreślić, że zjawisko magazynowania ma większe znaczenie podczas analizy danych z okresu doby, natomiast dla dłuższych czasów uśredniania strumieni CO₂ (np. średnich rocznych) średnie magazynowanie w przybliżeniu jest równe zero. Można wówczas założyć zaniedbanie ewentualnych błędów wynikających z pominięcia tej części strumienia (Anthoni i in., 1999; Baldocchi i in., 2000).

Metoda KW pozwala określić średnie wartości mierzonych strumieni z dużą rozdzielczością czasową (np. 30 min), które reprezentują cały ekosystem. Niestety nie umożliwia ona rozpoznania wpływu poszczególnych procesów (fotosyntezy i emisji) na saldo tej wymiany. O ile wiadomo, że strumień GEP jest następstwem jednego procesu przeprowadzanego przez rośliny, o tyle w przypadku emisji CO₂ jest ona summarycznym efektem oddychania zarówno roślin, jak i mikroorganizmów glebowych. Dlatego zwykle niemożliwy jest podział oddychania ekosystemu (ang. *partitioning*) na emitowane przez pędy naziemne i podziemne lub heterotroficzne i autotroficzne, chyba że poprzez oznakowanie izotopowe (Lin i in., 1999; Riederer i in., 2015). Często praktykowanym sposobem rozpoznania składników strumienia netto jest zastosowanie dodatkowe innej metody pomiarowej – np. metody komorowej – pełniącej rolę uzupełniającą (Janssens i in., 2001; Wang i in., 2017). Dla przeprowadzenia pełnego rozpoznania procesów wymiany ważne jest oszacowanie wielkości składających się na nią strumieni jednostkowych, ponieważ czynniki napędzające jeden składnik tej wymiany mogą być różne dla różnorodnych ekosystemów, a nawet mogą się wzajemnie znosić (Heinemeyer i in., 2012). W przypadku upraw rolniczych owe różnice mogą wystąpić nawet w tym samym miejscu, w zależności od warunków środowiskowych i rodzaju uprawy (Zhang i in., 2013). Najczęściej jednak dostępne są wyłącznie pomiary kowariancyjne, które umożliwiają jedynie przybliżenie strumieni R_{eko} i GEP.

3.3.2. Rozdział strumieni netto CO₂ (*flux partitioning*)

W ciągu ostatnich dwóch dekad powstało kilkanaście metod pozwalających na separację strumieni netto CO₂ na część związaną z absorpcją i emisją tego gazu. Wspomniane metody można podzielić na trzy grupy:

1. wykorzystujące regresję nieliniową (Desai i in., 2005; Falge i in., 2001; Gilmanov i in., 2007; Reichstein i in., 2005)
2. oparte na grupowaniu danych (ang. *lookup tables/mean diurnal course*; Falge i in., 2001)
3. inne, np. sztuczne sieci neuronowe (Papale i Valentini, 2003) czy model odwróconego ekosystemu (Knorr i Kattge, 2005).

Obecnie najpowszechniej stosowane w separacji składników bilansu wymiany CO_2 z wartości uzyskanych z pomiarów systemem KW są metody nocnej i dziennej separacji (ang. *nighttime partitioning*, *daytime partitioning*), które reprezentują pierwszą grupę: metody wykorzystujące regresję nieliniową do opisu zależności pomiędzy danym strumieniem a temperaturą powietrza lub gleby i promieniowaniem słonecznym.

Metoda separacji nocnej wykorzystuje pomiary nocne (wówczas $\text{NEE} = R_{\text{eko}}$) do sparametryzowania zależności między temperaturą gleby lub powietrza (w zależności, która z nich daje lepsze dopasowanie) a NEE (Lee i in., 2004; Lloyd i Taylor, 1994; Sulzman i in., 2005). Można znaleźć kilka funkcji stosowanych powszechnie do opisu tej zależności (Falge i in., 2001; Urbaniak, 2006). Najczęściej wykorzystuje się formuły oparte na modelu wykładniczym Arrheniusa:

$$R_{\text{eko}} = R_b \exp \left[E_0 \left(\frac{1}{T_{\text{ref}} - T_0} - \frac{1}{T - T_0} \right) \right] \quad (36)$$

Zmienna R_b jest oddychaniem podstawowym ($\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) w temperaturze odniesienia T_{ref} przyjętej na stałe (np. 10°C przez Reichsteina i in. (2005) czy 15°C przez Wutzlera i in. (2018)), E_0 określa czułość temperaturową równą 309 K, T wskazuje temperaturę powietrza lub części gleby ($^\circ\text{C}$), natomiast parametr T_0 oznacza stałą równą $-46,02^\circ\text{C}$, przyjętą za Lloydem i Taylorem (1994).

W starszych pracach wykorzystywano tę samą postać funkcji dla całego roku (Law i in., 1999) lub stosowano zmienny, referencyjny parametr oddychania (Falge i in., 2002): R_b – oddychanie w określonej temperaturze odniesienia T_{ref} . Jego zadaniem było dostosowanie wartości funkcji do występujących w czasie zmian takich, jak zmiana wilgotności gleby. W metodach stosowanych w ostatnim czasie dąży się do odzwierciedlenia dynamiki zmian w życiu ekosystemu i wyznaczenia zarówno oddychania referencyjnego, jak i reakcji temperaturowej dla okresów krótszych (Lasslop i in., 2010; Reichstein i in., 2005; Wutzler, Lucas-Moffat, i in., 2018). Dzięki temu uzyskuje się większą elastyczność modelu, czyli jego wrażliwość na zmiany takich czynników, jak faza rozwojowa roślin czy wilgotność gleby (Curiel Yuste i in., 2004).

Metoda separacji dziennej, podobnie do metody separacji nocnej, wyewoluowała z pomysłu powiązania strumienia NEE (NEP) z wielkością łatwo mierzalną. W metodzie dziennej separacji następuje parametryzacja wybranego modelu, opisanego pewną funkcją, na podstawie zależności między strumieniem netto zmierzonym w czasie dnia a gęstością strumienia promieniowania słonecznego. Podobnie jak w metodzie poprzedniej, istnieje możliwość wykorzystania kilku funkcji, które dopasowuje się do tej zależności (Carrara i in., 2003; Falge i in., 2001; Urbaniak, 2006; Ziemblińska i in., 2016). Najczęściej pojawiające się w literaturze formuły stosowane

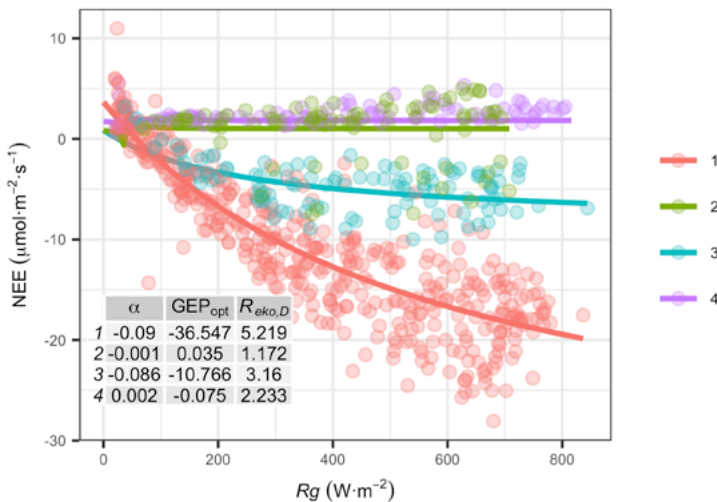
w tym celu należą do funkcji typu Michaelis-Menthen, która jest odmianą hiperboli o prostopadłych asymptotach (ang. *rectangular hyperbola*). Model tego typu może przyjąć następującą postać (Fortuniak i in., 2017; Gilmanov i in., 2007; Wutzler, Lucas-Moffat, i in., 2018):

$$NEE = R_{\text{eko,D}} - \frac{\alpha \text{GEP}_{\text{opt}} R_g}{\text{GEP}_{\text{opt}} + \alpha R_g} \quad (37)$$

gdzie:

- α – wskaźnik tempa przyrostu ekosystemu (początkowe nachylenie krzywej; $\mu\text{mol CO}_2 \cdot \text{J}^{-1}$),
- R_g – gęstość strumienia energii słonecznej ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$),
- GEP_{opt} – wielkość wymiany brutto ekosystemu ($\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) w warunkach nieograniczonego promieniowania słonecznego (można założyć, że jest spełnione, gdy $R_g = 1360 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$),
- $R_{\text{eko,D}}$ – oddychanie ekosystemu w ciągu dnia ($\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$).

Przykład zastosowania tego typu modelu przedstawiono na rysunku 26, gdzie pokazano zależności między półgodzinnymi średnimi strumienia NEE a półgodzinnymi



Rys. 26. Dopasowanie modelu opisanego wzorem 37 do zależności NEE od R_g , zmierzonych nad różnymi powierzchniami rolniczymi w Chlewiszka: 1 – kukurydza, 2 – rzepaczysko, 3 – ściernisko, 4 – orka
Fig. 26. The goodness of fit of the model described with formula 37 for the dependence between NEE and R_g , measured over various agricultural surfaces in Chlewiszka: 1 – maize, 2 – rapeseed, 3 – stubble, 4 – plowing

średnimi promieniowania słonecznego, wyrażonego tutaj jako promieniowanie całkowite (R_g). Na rysunku oznaczono kolorami różne powierzchnie uprawowe, zlokalizowane w obrębie jednego gospodarstwa. Pomiarzy przeprowadzono od początku lipca do początku września 2002 roku. Podano również parametry modelu obliczone dla każdej z serii pomiarowych odpowiadającej danej powierzchni. Na uwagę zasługują powierzchnie „ściernisko” i „orka”, na których uległ zahamowaniu proces fotosyntezy. Na ściernisku było to następstwem żniw, a w przypadku drugiego – zarowanie poplonu. Zanik aparatu asymilacyjnego spowodował, że NEE zmieniło się z wartości ujemnych w dodatnie, co oznacza przejście powierzchni pola ze stanu asymilacji w stan emisji netto CO_2 do atmosfery. W obu przypadkach strumień NEE nie zmieniał się znacząco wraz ze wzrostem promieniowania. W takich sytuacjach przeprowadzenie regresji nieliniowej bywa dość kłopotliwe i w większości wymaga dość trafnego wytypowania wartości początkowych szukanych parametrów α , GEP_{opt} i $R_{eko,D}$. Nasuwa się też pytanie czy w takiej sytuacji zastosowanie zwykłej regresji liniowej nie byłoby rozwiązaniem lepszym? Wydaje się więc, że dobrą praktyką byłoby rozpoznanie, który z modeli pozwala na uzyskanie lepszego dopasowania. W tym celu można się posłużyć na przykład kryterium Akaikiego (AIC; Demyan i in., 2016; Haeni, 2014) lub współczynnikiem determinacji (R^2) będącym powszechnie uznaną miarą dopasowania.

Innym, bardziej uniwersalnym, ale i bardziej skomplikowanym sposobem opisu zależności NEE od promieniowania słonecznego jest zastosowanie funkcji opisującej hiperbolę o asymptotach przecinających się pod kątem innym niż prosty (ang. *non-rectangular hyperbola*):

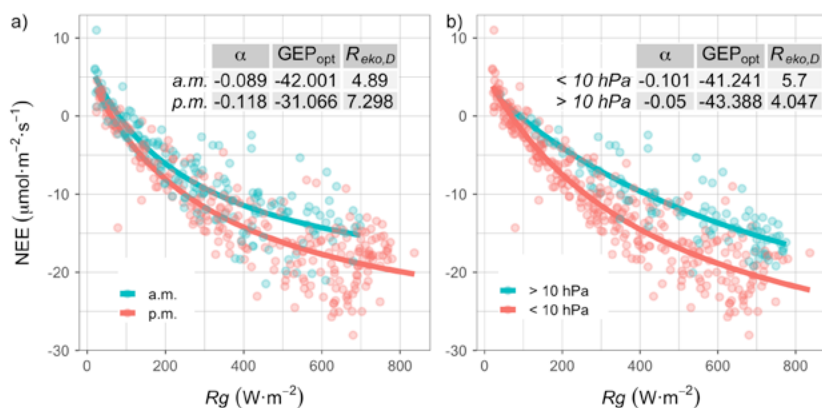
$$NEE = R_{eko,D} - \frac{1}{2\Lambda} \left(\alpha R_g + GEP_{opt} - \sqrt{(\alpha R_g + GEP_{opt})^2 - 4\alpha GEP_{opt} \Lambda R_g} \right) \quad (38)$$

gdzie:

Λ – współczynnik zakrzywienia funkcji (opisuje reakcję na światło), przyjmujący wartości od 0 do 1.

W niektórych sytuacjach przybliżenie szukanej zależności tym rodzajem krzywej daje efekty lepsze od funkcji opisanej wcześniej (Gilmanov i in., 2003; 2007). Mimo jednak tej niewątpliwiej zalety, jest ona stosowana rzadziej. Na przykład w społeczności akademickiej zrzeszonej w sieci FLUXNET (<http://fluxnet.fluxdata.org/data/fluxnet2015-dataset/data-processing/>) wykorzystuje się model hiperboli prostokątnej (Lasslop i in., 2010; Wutzler, Lucas-Moffat, i in., 2018). Motywem jego zastosowania jest niedogodność wyznaczenia dodatkowego parametru Λ , niewystępującego w poprzednim równaniu, co zwiększa stopień komplikacji podczas dopasowania funkcji do danych pomiarowych, które odbywa się z wykorzystaniem regresji nieliniowej (Gilmanov i in., 2007).

Niezależnie od zastosowanej funkcji, jakość modelowania strumieni masy i energii warunkują również, oprócz promieniowania słonecznego, wpływające na wielkość NEE czynniki takie, jak temperatura powietrza czy niedosyt ciśnienia pary wodnej w powietrzu (VPD; Lasslop i in., 2010). Zjawisko uwidocznia się w okresach suchszych, z dużymi wartościami VPD: pomimo takich samych warunków radiacyjnych przed południem i po południu, występuje często zróżnicowanie w wartościach NEE zarejestrowanych w różnych porach dnia. Powstały efekt jest związany z mechaniką otwierania i zamykania aparatów szparkowych pod wpływem wilgotności powietrza. Taki mechanizm chroni rośliny przed nadmierną utratą wody, ale redukuje proces fotosyntezy (GPP/GEP), pomimo korzystnych warunków radiacyjnych. Dopasowanie jednej krzywej, jak opisanej równaniem 37, do chmury punktów uzyskanych z pomiarów całodziennych będzie więc obarczone większą niepewnością niż dopasowanie takiej krzywej do chmury punktów otrzymanych w czasie części dnia (Lasslop i in., 2010). Opisywany problem został zobrazowany na rysunku 27. Przedstawione dane, w postaci punktów, pochodzą z trzytygodniowego okresu pomiarów wykonanych nad kukurydzą. Punkty reprezentują zależność między promieniowaniem całkowitym (R_g) a strumieniem NEE. Można zauważyć, że zlewają się one w chmurę o dość dużym rozrzucie, zwłaszcza przy wysokich wartościach promieniowania.



Rys. 27. Krzywe dopasowania zależności strumieni NEE od R_g , opisane wzorem 37, dla pomiarów wykonanych nad kukurydzą w Chlewickach: a) przed południem (a.m.) i po południu (p.m.), b) przy niedosycie wilgotności powyżej i poniżej granicznej wartości VPD = 10 hPa

Fig. 27. Curves fitted to the dependence between NEE and R_g , according to formula 37, for measurements made over a maize field in Chlewicka: a) in the morning (a.m.) and in the afternoon (p.m.), b) with specific vapour pressure deficit: above and below 10 hPa

Kiedy podzielimy chmurę na dwie populacje, w zależności od pory dnia, w której zostały zmierzone (rys. 27a), wtedy zobaczymy, że średnio w tym okresie pole kukurydzy asymilowało efektywniej CO_2 w pierwszej połowie dnia niż w drugiej. Zaistniała sytuacja mogła być skutkiem reakcji roślin na utratę wody i przymknięcie aparatu asymilacyjnego, co zwykle jest powiązane ze zwiększonymi wartościami VPD (Lasslop i in., 2010). To przypuszczenie zdaje się potwierdzać rysunek 27b, na którym przedstawiono przebieg dopasowania modelu dla danych podzielonych ze względu na graniczną wartość VPD równą 10 hPa, przyjętą na podstawie badań wcześniejszych (Körner, 1995). Zwykle tak duże niedosyty występują przy wysokich wartościach promieniowania słonecznego, a zatem i temperatury powietrza. Mogą więc posłużyć jako indykatory przymknięcia aparatów szparkowych, co z kolei przekłada się na redukcję GEP (Desai i in., 2008; Lasslop i in., 2010).

Współczesne podejście do problemu rozdziału strumienia netto na jego składniki zaleca uwzględnienie zarówno wpływu temperatury na proces oddychania w ciągu dnia, jak i oddziaływania VPD na procesy wymiany gazowej poprzez aparaty asymilacyjne roślin (GEP). Metoda dziennej separacji, która cieszy się obecnie największym uznaniem, jest nazywana metodą Lasslop (Lasslop i in., 2010) i stanowi fragment pakietu oprogramowania REddyProc (Wutzler i in., 2018b). Najistotniejszą jej cechą jest uwzględnianie wpływu temperatury poprzez zastąpienie wyznaczonej podczas regresji respiracji – $R_{\text{eko,D}}$ wielkością uzyskaną z modelu oddychania, np. takiego, jak opisany we wzorze 36. Natomiast wpływ VPD na GEP został uwzględniony zastąpieniem stałej GEP_{opt} (tylko gdy $\text{VPD} > 10$ hPa) wartością zmieniającą się eksponentalnie (Körner, 1995). Szczegółowy opis algorytmu separującego strumienie CO_2 opublikowano w pracy Wutzlera i in. (2018a).

Przeprowadzenie separacji strumieni NEE (NEP) na GEP i R_{eko} jest obecnie jedną z rutynowych czynności w procesie przetwarzania danych. Dzięki rozpoznaniu wielkości pochłaniania i emisji CO_2 można przeprowadzić analizy pomocne w ustaleniu, które z procesów biologicznych mają większy bądź mniejszy wpływ na wielkość strumienia netto oraz jak zmieniają się w czasie ich dynamika i wzajemne relacje. Każdy z tych procesów zależy od nieco innych czynników zewnętrznych, co pozwala na próby poszukiwań ściślejszych zależności między czynnikiem a procesem odpowiedzialnym za wzmocnienie bądź osłabienie emisji lub pochłaniania CO_2 . Dodatkową korzyścią o znaczeniu utylitarnym jest prawdopodobieństwo wykorzystania tych zależności w modelowaniu obszarowym wymiany gazowej oraz możliwość tworzenia metod uzupełniania luk w danych pomiarowych (ang. *gap filling*). Uzupełnianie braków w pomiarach i separacja strumieni są ściśle powiązane i zwykle przeprowadzenie jednego wymaga również wykonania drugiego.

3.3.3. Wypełnianie braków w danych pomiarowych strumieni S , λE , NEE (NEP)

Istnieje kilka przyczyn pojawienia się braków w danych uzyskanych w czasie ciągłych pomiarów wykonywanych metodą kowariancji wirów. Najbardziej prozaiczną jest awaria lub brak zasilania. Nawet jeśli pod względem technicznym system pomiarowy pracuje bez zarzutu, względy metodyczne sprawiają, że w serii pomiarowej mogą pojawić się wartości wymagające uwagi, a niekiedy ich usunięcia. We wcześniejszych rozdziałach – opisujących teorię przenoszenia strumieni masy i energii poprzez przypowierzchniową warstwę graniczną atmosfery oraz opisujących samą metodę kowariancji wirów – zostało uwypuklone, że pomiary te wymagają spełnienia określonych warunków, aby mogły być uznane za prawidłowe. Ponieważ warunki prowadzonych obserwacji prawdopodobnie zmieniały się dynamicznie w ciągu doby, uzyskane wyniki pomiarów muszą być zweryfikowane pod względem jakości (ang. *quality check* – QC). Dane pomiarowe uznane za budzące wątpliwości lub błędne należy wyłączyć z dalszych analiz. Niezależnie od przyczyny powstawania luk w danych, powinny one być uzupełnione, jeśli na przykład celem analiz jest oszacowanie wielkości strumieni w dłuższych okresach integracji takich, jak doba, miesiąc czy rok.

Różne metody uzupełniania danych, opisujących wymianę materii i energii między atmosferą a wybranym ekosystemem, zasadniczo składają się z następującej procedury (Papale i in., 2012; Reichstein i in., 2012):

1. ustalenie strumienia docelowego, np. strumieni gazów – CO_2 (R_{eko} i NEE), pary wodnej (λE), metanu, lub energii
2. wybór czynników, które kontrolują dany strumień
3. identyfikacja zależności między danym strumieniem a wybranymi czynnikami
4. interpolacja i ekstrapolacja relacji w pewnym okresie, np. kiedy relacje są utrzymywane.

W tym kontekście wypełnianie braków oraz podział strumienia NEE na GEP i R_{eko} (także korekcja strumienia CO_2 w nocy) są podobne do siebie. Problemem wymagającym najwięcej wysiłku i będącym naukowym wyzwaniem jest ustalenie i wybranie liczby oraz typu czynników, które należy bądź można powiązać z danym strumieniem. Równie ważne jest ustalenie rozmiaru okna czasowego, w którym uda się zidentyfikować szukaną zależność (Kang i in., 2018). Pozostaje również pytanie czy warto tworzyć własną metodę wypełniania braków, czy też wykorzystać którąś ze stworzonych i opisanych w literaturze. Kryteria wyboru, którymi można się posłużyć powinny być uzależnione od specyfiki konkretnego przypadku. Powinny zatem uwzględniać przede wszystkim, w jakich strumieniach dana metoda ma uzupełnić braki i czy dostępne są dane mające posłużyć do konstrukcji zależności między

strumieniami uzupełnianymi a wielkościami łatwo mierzalnymi (np. temperaturą powietrza). Nie bez znaczenia jest również czy otrzymane wyniki mają być porównywane z rezultatami innych autorów. Wspólna metodyka uzupełniania danych, przyjęta przez społeczność akademicką, ułatwia tego typu porównania.

W literaturze można znaleźć kilka strategii uzupełniania braków (Barr i in., 2004; Dunn i in., 2007; Falge i in., 2001; Soloway i in., 2017). Niektóre są przeznaczone do uzupełniania braków zarówno w strumieniach masy, jak i energii, choć w kontekście ciągłych pomiarów kowariancyjnych dotyczą głównie NEE.

Jedną z takich bardziej złożonych i ujednoczonych strategii uzupełniania braków jest metoda stworzona na potrzeby Fluxnet Canada Research Network (FCRN; Barr i in., 2004). W metodzie przyjęto, że nieracjonalne wartości strumienia NEE – mieszczące się poza zakresem $\pm 30 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ – zostały zmierzone błędnie, więc są traktowane jako braki danych. Krótkie luki w NEE, składające się z czterech lub mniej okresów półgodzinnych, są wypełniane za pomocą interpolacji liniowej (w sieci FCRN standardowy okres uśredniania strumieni mierzonych systemem KW wynosił 30 min). Dłuższe braki wypełnia się za pomocą zależności między respiracją a temperaturą gleby oraz zależności między GEP a promieniowaniem słonecznym:

$$R_{\text{eko}} = \frac{r_{(t)} r_1}{1 + \exp[r_2(r_3 - T_a)]} \quad (39)$$

$$\text{GEP} = \frac{p_{(t)} \alpha \text{GEP}_{\text{opt}} \text{PPFD}}{\text{GEP}_{\text{opt}} + \alpha \text{PPFD}} \quad (40)$$

gdzie:

- $r_{(t)}$ i $p_{(t)}$ – parametry opisujące zmienność danej zależności w czasie (wyjaśnione poniżej),
- $r_{1,2,3}$, α , GEP_{opt} – parametry estymowane w wyniku regresji parametrami modeli i stałe dla całej serii uzupełnianych danych,
- T_a – temperatura powietrza,
- PPFD – gęstość strumienia fotonów promieniowania fotosyntetycznie aktywnego.

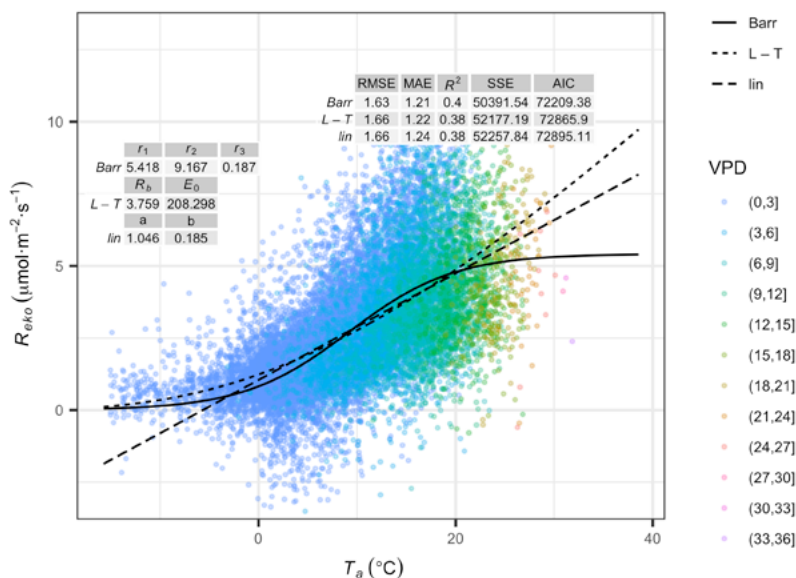
Parametry $r_{(t)}$ oraz $p_{(t)}$ są obliczane z użyciem ruchomego okna zawierającego 100 par pomiarów (nieistotne czy punkty pochodzą z okresu dwóch dni czy dwóch tygodni, to zależne od wielkości przerw w danych). W przypadku $r_{(t)}$ są to pary nocnego NEE (R_{eko}) oraz T_a , natomiast dla $p_{(t)}$ są to GEP oraz PPFD. Strumień GEP jest obliczany jako suma zmierzonego NEE i obliczonego na podstawie zależności 39 R_{eko} . Dane w takim oknie wykorzystuje się do obliczenia nachylenia regresji liniowej między R_{eko} i temperaturą gleby T_s lub PPFD i GEP (wyraz wolny jest pomijany). W taki sposób zostaje określony dla obu zależności zmienny w czasie parametr,

umożliwiający uwzględnienie zmienności środowiskowej takiej, jak indeks ulistowienia (LAI), zawartość wody w glebie (SWC) czy VPD. Parametr obliczamy dla całej serii pomiarowej (np. kilku lat pomiarów) przez przesuwanie okna o 20 pozycji. Wynika z tego, że parametry $r_{(t)}$ i $p_{(t)}$ zmieniają się co 20 pozycji w tablicy złożonej wyłącznie z poprawnych pomiarów.

Wartości parametrów $r_{1,2,3}$ są wyznaczone na podstawie pomiarów nocnych i zimowych (autorzy przyjęli założenie, że proces fotosyntezy nie zachodzi w nocy, gdy $PPFD < 10 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ oraz w czasie, kiedy temperatura powietrza lub temperatura gleby są poniżej 0°C). Następnie z zastosowaniem tych samych parametrów modelu zostaje określone oddychanie w ciągu dnia oraz zostają wypełnione braki oddychania nocnego. Dysponując wartościami R_{eko} , można obliczyć $\text{GEP} = -(\text{NEE} - R_{\text{eko}})$ i podstawić do wzoru 40, z którego zostają wyliczone wartości produkcji ekosystemu brutto.

Warto zauważyć, że przyjęty przez Barra i in. (2004) model respiracji charakteryzuje się wysyceniem w wyższych wartościach temperatury, natomiast w modelu zaprezentowanym w równaniu 36 przewidziano ciągłe zwiększanie się respiracji wraz ze wzrostem temperatury (rys. 28). Przed zaimplementowaniem metody warto sprawdzić zasadność zmodyfikowania jej poprzez zmianę modelu respiracji na ten z równania 36. Może to mieć wpływ na zaniżenie respiracji, ponieważ parametry modeli są dopasowywane na podstawie pomiarów nocnych, kiedy panują zwykle niższe temperatury niż za dnia, a są wykorzystywane do oszacowania wielkości oddychania dziennego. Na rysunku 28 można zauważyć, że krzywa zaproponowana przez Barra i in. (2004) zaczyna się wysycać już w temperaturach nieznacznie przekraczających 20°C . W porze letniejiennej temperatury powietrza mogą wzrosnąć znacznie ponad wskazaną wartość. W niektórych ekosystemach może to również oznaczać redukcję oddychania autotroficznego (R_A) na skutek „oszczędnego” gospodarowania wodą przez rośliny.

Inną jest metoda Max Planck Institute of Biogeochemistry (MPI; Reichstein i in., 2005), dostępna we wspomnianym już oprogramowaniu on-line (<http://www.bgc-jena.mpg.de/~MDIwork/eddyproc/index.php>) i w nieco zmodyfikowanej formie – w pakiecie „REddyProc” dla środowiska R (Wutzler i in., 2018a; 2018b). Tę dość złożoną procedurę oparto na poszukiwaniu zarówno związków między strumieniami turbulencyjnymi a warunkami meteorologicznymi w niezbyt szerokim oknie czasowym (Boudhina i in., 2018; Falge i in., 2001), jak i czasowej autokorelacji strumieni (Reichstein i in., 2005). W literaturze angielskiej jest nazywana *look-up table* (LUT), ponieważ poszukiwania powiązań strumieni z parametrami meteorologicznymi jest w niej oparte na sporządzeniu tabeli zestawiającej ze sobą dostępne dane (Falge i in., 2001). Natomiast związki autokorelacyjne poszczególnych strumieni są nazywane *mean diurnal course* (MDC). Reichstein i in. (2005) zaproponowali połączenie obu metod, co dało początek tak zwanej metodzie *marginal distribution*



Rys. 28. Porównanie dopasowania krzywych opisanych równaniami 39 (*Barr*) i 36 (*L - T*) oraz prostej (*lin*) do zależności między nocnymi strumieniami wymiany netto ekosystemu ($NEE = R_{eko}$) a temperaturą powietrza (T_a), które zmierzono systemem typu CP. Kolorami oznaczono wartości VPD, każdy kolor reprezentuje dane z przedziału obejmującego 3 hPa

Fig. 28. A comparison of fitted curves, described with equations 39 (*Barr*) and 36 (*L - T*) and the straight line (*lin*) to the dependence between the net night-time ecosystem exchange fluxes ($NEE = R_{eko}$) and the air temperature (T_a), measured with the CP type system. Different VPD values are marked with different colours. Each colour represents data within the range of 3 hPa

sampling (MDS). Można zatem powiedzieć, że metoda MPI jest swego rodzaju odmianą metody MDS. Chodzi głównie o ustalenie wielkości okna czasowego, z którego dane są wykorzystane do uzupełniania braków, a przede wszystkim o kolejność stosowania następujących po sobie kroków i ustalenie procedur realizowanych w razie większych braków w uzupełnianych danych oraz w sytuacji braku części danych meteorologicznych.

Niewątpliwą zaletą metody MPI jest możliwość uzupełniania braków strumieni zarówno CO_2 , jak i pary wodnej. Braki są wypełniane, zależnie od dostępności informacji, z uwzględnieniem trzech przypadków:

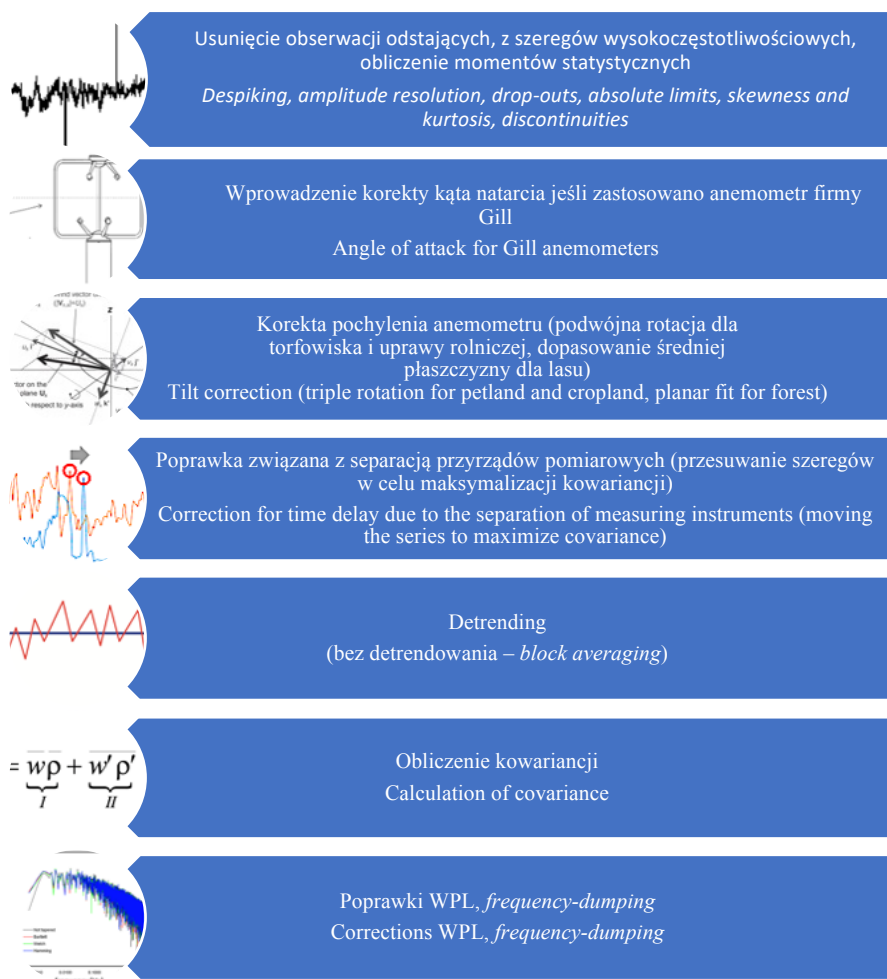
1. dysponujemy danymi dotyczącymi promieniowania słonecznego (R_g), temperatury powietrza (T_a) i niedosytu ciśnienia pary wodnej (VPD)
2. mamy tylko dane R_g
3. nie ma żadnych danych R_g , T_a i VPD.

W przypadku 1 brakująca wartość strumienia zostaje uzupełniona przez uśrednioną wartość ze zmierzonych w podobnych warunkach meteorologicznych w oknie czasowym wynoszącym ± 7 dni. Podobne warunki meteorologiczne odpowiadają wartościom R_g , T_a i VPD, które nie różnią się od siebie o więcej niż odpowiednio: $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$; $2,5^\circ\text{C}$ i 5 hPa . Jeśli w ciągu siedmiodniowego okna czasowego nie wystąpią podobne warunki meteorologiczne, czas będzie wydłużony do ± 14 dni. W przypadku 2 stosuje się zbliżone podejście. Podobne warunki meteorologiczne odpowiadają odchyleniu R_g o mniej niż $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, a rozmiar okna nie jest powiększany. W przypadku 3 brakująca wartość będzie zastąpiona przez sąsiadującą wartość w granicach $\pm 1 \text{ h}$ lub uśrednioną wartość o tej samej porze, która pochodzi ze średniego przebiegu dobowego powyżej ± 1 dnia. Gdy trzy etapy nie pozwalają wypełnić braków, wówczas powtarzana jest cała procedura ze zwiększaniem rozmiarów okien aż do wypełnienia wartości. Dlatego rozmiar okna wzrasta z siedmiodniowymi krokami do ± 70 dni w przypadkach 1 i 2 oraz do ± 140 dni w przypadku 3, co w oczywisty sposób powoduje pogorszenie wskaźnika jakości oszacowywanych wartości strumieni. Szczegółowy opis całego algorytmu został przedstawiony w suplemencie do artykułu Wutzlera i in. (2018a).

3.4. Przygotowanie danych

3.4.1. Algorytm postępowania podczas przetwarzania danych pomiarowych

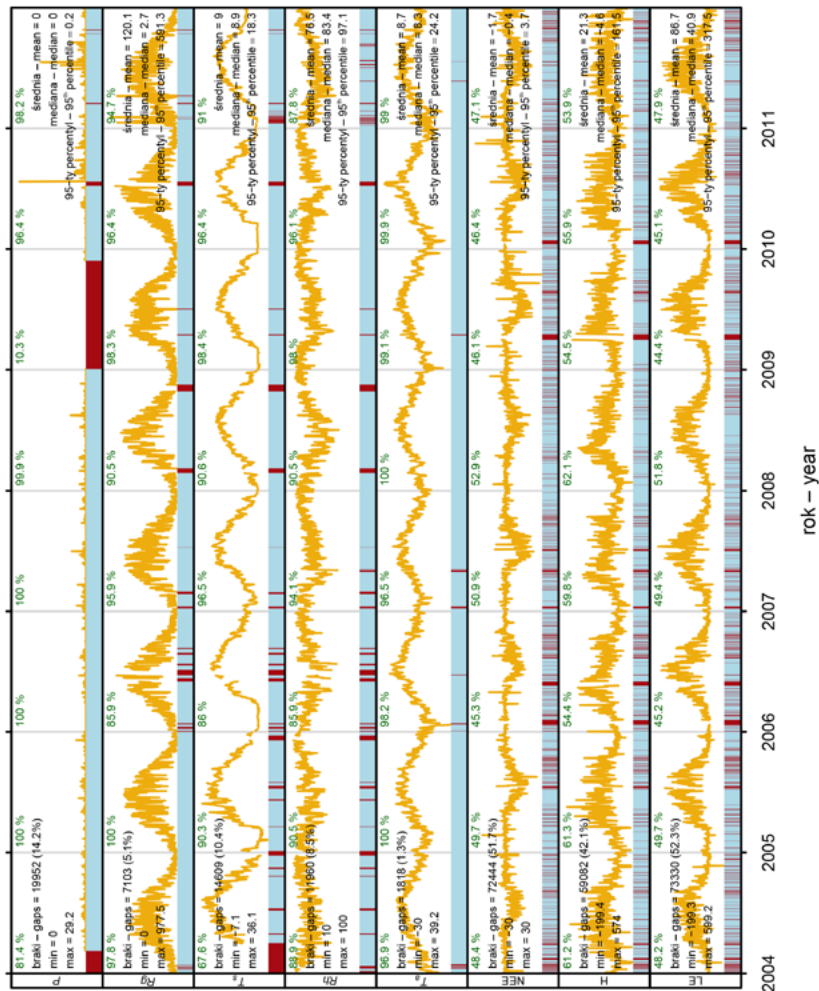
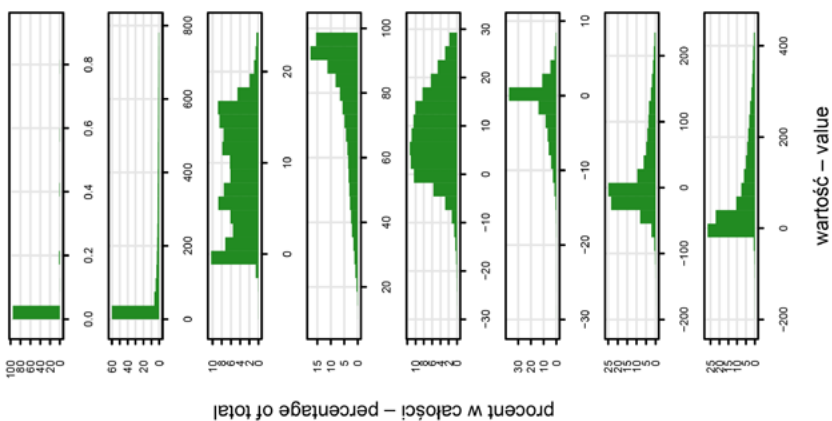
Dane z wszystkich systemów kowariancji wirów, które wykorzystano w przedstawionych analizach zostały poddane temu samemu procesowi przetwarzania. Zastosowano standardowy dla sieci FLUXNET okres integracji strumieni i danych meteorologicznych, wynoszący pół godziny. Do obliczeń strumieni oraz wprowadzenia poprawek i testów jakości pomiarów, na etapie przetwarzania danych wysokoczęstotliwościowych, posłużono się programem EddyPro w wersji 6.2.2 (EddyPro..., 2014). W procesie uwzględniono czynności, które opisano szczegółowo w podrozdziałach 2.5 i 2.6 wraz z uzasadnieniem ich zastosowania. Kolejność przeprowadzonych na tym etapie kroków przedstawiono na diagramie (rys. 29). W efekcie obliczeń powstała obszerna tablica wyników, zawierająca nie tylko średnie wartości strumieni, ale także wiele pomocniczych danych diagnostycznych. Dodatkową znaczącą zaletą EddyPro jest jego pochodzenie. Oprogramowanie powstało na bazie projektu ECO2S (<http://gaia.agraria.unitus.it/eco2s>) w środowisku współpracującym w ramach programu IMECC-EU Unii Europejskiej, a jego rozwój wsparła firma LI-COR. Wyróżnia się



Rys. 29. Diagram prezentujący kolejność podejmowanych działań w czasie przetwarzania danych pomiarowych z systemu kowariancji wirów (Burba, 2013; LI-COR, 2014; Nakai i Shimoyama, 2012)

Fig. 29. A diagram showing the sequence of actions taken during the eddy covariance data processing (Burba, 2013; LI-COR, 2014; Nakai and Shimoyama, 2012)

jako oprogramowanie ze źródłami otwartymi (ang. *open source*). Umożliwia zastosowanie wielu opcji podczas obliczeń, np. wspomnianych już testów i poprawek, które mogą być dobrane w zależności od specyfiki badanego ekosystemu, a nawet rodzaju wykorzystywanego sprzętu pomiarowego. Dzięki temu w skali globalnej możliwe jest uzyskanie przez różnych badaczy powtarzalnych wyników pomiarów o jednolitej strukturze. Jest to znaczący krok w kierunku standaryzacji metody kowariancji wirów, która ciągle jednak pozostaje w fazie nieustającego rozwoju.



Rys. 30. Diagram prezentujący szeregi czasowe wybranych wielkości mierzonych na stacji badawczej w Rzeczinie. Strumienie turbulencyjne pochodzą z systemu z analizatorem typu OP. Diagram powstał z użyciem biblioteki *open-air* dla R (Carslaw i Ropkins, 2012)
 Fig. 30. A diagram showing the time series of selected variables measured at the Rzeczin site. Turbulent fluxes come from an OP system. The diagram was created with the *open-air* library for R software (Carslaw and Ropkins, 2012)

Po wykonaniu obliczeń programem EddyPro sporządzono tablicę danych dla każdej stacji pomiarowej. W tablicach uwzględniono półgodzinne średnie wartości strumieni i półgodzinne średnie lub sumy elementów meteorologicznych. Pozwoliło to na przeprowadzenie kolejnych kroków w analizie danych. Polegały one na kontroli jakości i uzupełnianiu braków w strumieniach. Kontrolę jakości przeprowadzono w kilku opisanych poniżej krokach.

Krok 1. Ze zbioru danych półgodzinnych średnich usunięto wartości zmierzone podczas warunków niestacjonarnych (podrozdział 2.6.2). W celu oznaczenia takich półgodzin i wyeliminowania z bazy danych wykonanych w tym czasie pomiarów posłużono się metodą opisaną przez Maudera i Fokena (2006). Do dalszych analiz przyjęto dane wyróżniające się najwyższą jakością, oznaczone jako 0.

Krok 2. Ze zbioru danych usunięto również dane zmierzone w czasie słabnącej turbulencji. W tym celu posłużono się kryterium opartym na progowej wartości prędkości tarciowej (u_{*th}). Do wyznaczenia tej progowej wartości wykorzystano metodę punktu granicznego (*breakpoint detection method*), którą opisano w podrozdziale 2.6.1 (Barr i in., 2013; Reichstein i in., 2005; Wutzler i in., 2018b).

Krok 3. Dane z każdego systemu pomiarowego podzielono na dzienne i nocne (za noc uznano okresy doby, w których promieniowanie całkowite było poniżej $10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$). Dane z pomiarów nocnych, z uwagi na obecność wartości ujemnych, poddano weryfikacji dodatkowej polegającej na usunięciu obserwacji odstających. W tym celu wykorzystano pakiet *anomalize* dla programu R (Dancho i Vaughan, 2018), który pozwala oznaczyć w danych o charakterze cyklicznym (np. mające trendy dobowe) obserwacje odstające. Przyjęto, plus minus, dwa odchylenia standardowe od średniej jako zakres mieszczący poprawne pomiary.

Na tym etapie przetwarzania danych dla każdej stacji badawczej wykonano kilka analiz z zakresu statystyki opisowej. Pomogły one w zrozumieniu struktury danych zarówno meteorologicznych, jak i otrzymanych z systemów kowariancji wirów. W tym celu sporządzono diagramy przedstawiające szeregi czasowe mierzonych wielkości oraz ich histogramy. Przykład takiego diagramu przedstawiono na rysunku 30.

Dzięki takiemu zobrazowaniu danych można ocenić liczbę dostępnych danych oraz rozkład braków w czasie. W tabeli 4 zamieszczono podsumowanie liczby oraz względnego procentowego udziału danych zmierzonych systemami KW, pozostałych po wykonaniu kolejnych kroków weryfikujących jakość strumieni NEE.

Po wykonaniu czynności związanych z filtracją danych pomiarowych, w dalszym ciągu wśród nocnych pomiarów istniała spora grupa wskazująca na pochłanianie CO_2 . Ponadto uwidoczniły się duże różnice w pomiarach nocnych wykonanych za pomocą dwóch systemów kowariancji wirów nad ekosystemem leśnym w Tucznie (rys. A1). Dlatego zaproponowano wiele autorskich pomysłów i czynności, które

Tabela 4. Zestawianie liczby danych (NEE), uzyskanych w kolejnych etapach przetwarzania danych, z poszczególnych systemów pomiarowych

Table 4. The number of data (NEE) obtained from individual measurement systems at subsequent stages of data processing

Etap przetwarzania Processing stage	Liczba możliwych danych w analizowanym okresie Number of possible data in period under analysis			
	Tuczno system OP Tuczno OP system (85 728)	Tuczno system CP Tuczno CP system (85 728)	Rzecin system OP Rzecin OP system (140 255)	Brody system CP Brody CP system (40 944)
Dane oryginalne Original data	72 041 (84%)	60 769 (71%)	136 725 (97%)	36 569 (89%)
Po zastosowaniu typowych filtrów After application of typical filters	44 494 (52%)	38 949 (45%)	67 812 (48%)	19 037 (46%)
Po usunięciu obserwacji odstających After despiking (<i>anomalize</i>)	43 575 (51%)	36 643 (43%)	65 296 (47%)	18 669 (46%)

pozwołyły rozwiązać zaistniałe problemy. Zaproponowane w niniejszej pracy praktyki, choć wykonano je na podstawie pomiarów własnych, w przyszłości mogą mieć zastosowanie uniwersalne w rozwiązywaniu problemów związanych z polepszeniem jakości danych uzyskanych metodą kowariancji wirów. Choć zaproponowane praktyki stanowią istotną część pracy, to jednak nie należą do głównego nurtu realizacji jej celów. Aby więc nie zaburzać ciągłości zasadniczego tekstu pracy, ich opis przeniesiono w całości do Załącznika A.

3.4.2. Uzupelnianie braków oraz podział strumienia na R_{eko} , GEP i NEE

W celu uzupełnienia brakujących danych wykorzystano dwie opisane wcześniej metody: FCRN i MPI. W pierwszym kroku, korzystając z metody punktu granicznego (ang. *breakpoint detection method*; podrozdział 2.6.1), dla każdego zbioru danych oznaczono progową wartość prędkości tarciovej u_{*th} . Następnie dla każdego z miejsc pomiarowych i kolejnych pór roku wyznaczono dystrybuantę rozkładów u_{*th} metodą samowsporną (ang. *bootstrap*). Celem tego zabiegu było oszacowanie błędów w wyznaczeniu wartości strumieni R_{eko} , GEP i NEE, powstałych na skutek błędnego filtrowania danych, pod kątem stanu turbulencji (kryterium $u_* > u_{*th}$; Wutzler i in., 2018a). Innymi słowy, jest to próba odpowiedzi na pytanie: jeśli wyznaczona wartość

u_{*th} nie została dobrana poprawnie, to jak błąd jej wyznaczenia mógł wpłynąć na późniejsze analizy, a w szczególności na wartość strumieni CO₂ (w skali miesiąca, roku lub jeszcze dłuższego okresu)? Wyższa wartość u_{*th} powoduje bardziej restrykcyjne potraktowanie danych i zwiększenie liczby braków, z kolei niższa wartość u_{*th} skutkuje włączeniem do dalszych analiz większej ilości danych, być może błędnych. W obu przypadkach może to przynieść skutek w postaci zarówno niedoszacowania, jak i przeszacowania strumieni.

3.4.3. Testy i metody statystyczne

Wszystkie obliczenia wykonano w programie R (R Core Team, 2014). W celu porównania metod uzupełniania braków oraz pomiarów wykonanych za pomocą systemów typu OP i CP zastosowano testy statystyczne t Studenta, a także nieparametryczny test U Manna-Whitneya. Testem pierwszego wyboru był test t Studenta, gdy jednak test Shapiro-Wilka sugerował, że dane nie pochodzą z populacji o rozkładzie normalnym, stosowano jako alternatywę test U Manna-Whitneya. Taka sytuacja miała miejsce podczas porównania miesięcznych sum zarówno strumieni NEE, jak i GEP oraz R_{eko} (rys. 33, B1, B2). Test t Studenta odpowiada na pytanie czy różnice pomiędzy grupami są istotne statystycznie, czy nie są przypadkowe. Test t Studenta należy do grupy testów parametrycznych. Zakłada spełnienie takich założeń, jak: równoliczność grup, normalność rozkładu zmiennej zależnej oraz homogeniczność wariancji między porównywanymi grupami. Jeśli wynik testu t Studenta jest istotny na poziomie $p < 0,05$, można odrzucić hipotezę zerową (średnie z grup są równe) na rzecz hipotezy alternatywnej (średnie z grup są różne). Test U Manna-Whitneya jest wersją testu sumy rang znakowych Wilcoxon dla prób niezależnych. Hipoteza zerowa informuje, że próby pobrano z tego samego rozkładu. Wszystkie obserwacje są układane w kolejności rosnącej. Statystyka U Manna-Whitneya jest określona jako liczba obserwacji z pierwszej próby, które poprzedzają (są mniejsze bądź równe) obserwacje z drugiej próby (Górecki, 2011).

W porównaniach strumieni zmierzonych bezpośrednio przed deszczem, w czasie deszczu i bezpośrednio po deszczu zastosowano nieparametryczną alternatywę dla analizy wariancji: test Kruskala-Wallisa (znanego również jako test Wilcoxon) oraz testy „po fakcie” (ang. *post hoc*) z użyciem testu LSD (ang. *least significant differences*), czyli najmniejszych istotnych różnic Fishera, który umożliwia wskazanie tych z testowanych grup, które się różnią. Test LSD polega na testowaniu grup parami za pomocą nieco zmodyfikowanego testu t Studenta (Górecki, 2011). Natomiast sam test Kruskala-Wallisa jest uogólnieniem testu U Manna-Whitneya na więcej niż dwie populacje. Hipoteza zerowa informuje, że wszystkie próby pochodzą z populacji o tej

samej medianie, a hipoteza alternatywna jest jej zaprzeczeniem. Ponieważ jest to metoda nieparametryczna, nie wymaga założenia o normalności rozkładów (Górecki, 2011).

Do porównań nachylenia prostych przybliżających zależności pomiędzy pomiarami wykonanymi za pomocą systemów typu OP i CP (Załącznik A, rys. A4) wykorzystano analizę ANCOVA, będącą wariantem analizy wariancji ANOVA. W powszechnym stosowaniu występują co najmniej trzy typy (typ I, typ II i typ III), różniące się sposobem obliczenia sumy kwadratów, a każdy z nich pozwala na testowanie różnych hipotez. W pracy zastosowano typ II, gdzie sumy kwadratów są niezmiennicze względem kolejności, według której efekty (wpływ czynnika na zmienną zależną) są wprowadzane do modelu oraz przyjmuje się brak interakcji pomiędzy efektami. Obliczenia wykonano z użyciem funkcji *Anova* z biblioteki *car* dla R.

Ocenę błędów oszacowania miesięcznych i rocznych sum strumieni CO₂, wywołanych wyznaczeniem krytycznej prędkości tarciowej (u_{*th}), wykonano z wykorzystaniem metody samowspornej (ang. *bootstrap*). Istnieje wiele jej odmian (Davison i Hinkley, 1997; Efron, 1979; Efron i Tibshirani, 1986). Często znajduje ona zastosowanie w oszacowaniu rozkładu błędów estymacji, gdy nie jest znana postać rozkładu zmiennej w populacji, a próba jest nieliczna. Wówczas za pomocą wielokrotnego losowania z próby (100 razy z powtórzeniami) przeprowadza się powiększenie próby, co pozwala na bardziej trafne obliczenie wielu statystyk. W pracy z tak powiększonych prób obliczono piąty ($u_{*th0,05}$), pięćdziesiąty ($u_{*th0,50}$; medianę) i dziewięćdziesiąty piąty ($u_{*th0,95}$) percentyl z użyciem funkcji *quantile* z biblioteki *stats* dla R. Metodę samowsporną wykorzystano również do oceny błędu standardowego (SE), z jakim określono średnie wartości strumieni CO₂ w Tucznie i Rzecinie, które obliczono dla całych okresów pomiarowych ujętych w badaniach. Za błąd standardowy przyjęto odchylenie standardowe dla rozkładu średniej z próby uzyskanej z metody samowspornej. Do tych obliczeń wykorzystano również pakiet oprogramowania statystycznego R (funkcję *boot* z biblioteki o tej samej nazwie). Brody pominięto w tej analizie z uwagi na zbyt małą ilość danych.

4. WYNIKI I DYSKUSJA

4.1. Warunki meteorologiczne

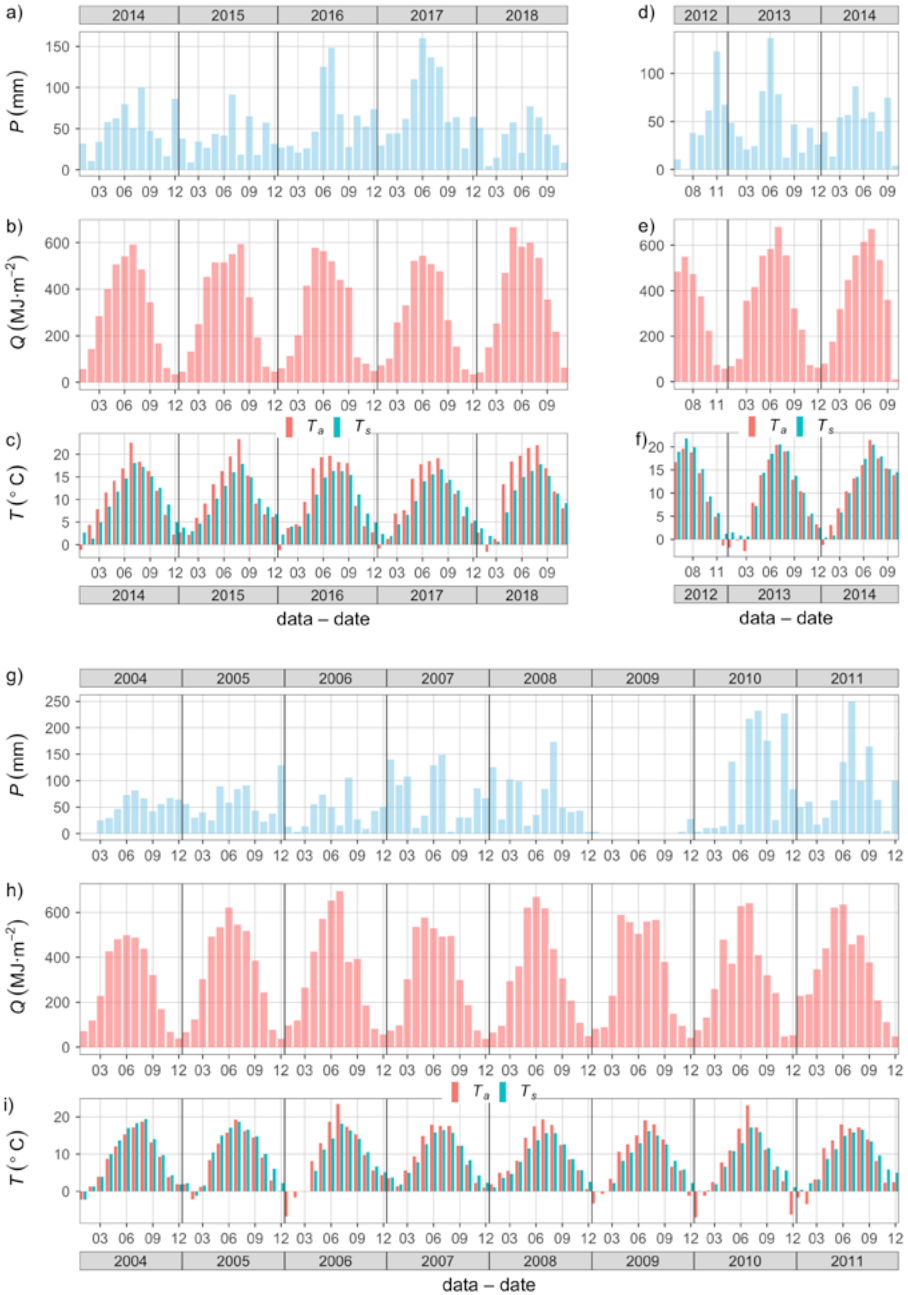
Ogólne warunki meteorologiczne w czasie prowadzenia pomiarów w Tucznie, Rzecinie i Brodach przedstawiono na rysunku 31. Przedstawiono na niej średnie miesięczne temperatury powietrza oraz sumy miesięczne energii słonecznej dochodzącej (Q) i opadów atmosferycznych.

Z danych na rysunku wynika, że przebiegi miesięcznych sum energii docierającej ze Słońca do poszczególnych miejsc pomiarowych przedstawiały się typowo, tzn. ich zmienność była podyktowana głównie sezonowością. Podobnie kształtowały się średnie miesięczne temperatury powietrza i gleby, z typowym opóźnieniem temperatur gleby względem temperatur powietrza. Nieco inaczej wyglądał rozkład opadów w poszczególnych latach. Jak można zauważyć, nie każdego roku widoczna była dominacja opadów w miesiącach ciepłej połowy roku, która jest typowa dla klimatu przejściowego strefy umiarkowanej cieplej. Na przykład w Rzecinie, w latach 2004–2008 i w Tucznie w okresie 2014–2015, rozkłady sum miesięcznych opadów nie przystawały do tych typowych. W Rzecinie w 2009 roku opad atmosferyczny nie był mierzony na skutek awarii deszczomierza.

4.2. Roczne wartości NEE

4.2.1. Porównanie metod uzupełniania braków (MPI i FCRN)

Po uzupełnieniu braków w danych przeliczono strumienie GEP, R_{eko} i NEE z jednostek molowych na masowe, mnożąc ich wartości przez masę molową węgla ($\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1} \times 12,02 \text{ g}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot 10^{-6} \rightarrow \text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$). Uzyskano w ten sposób



Rys. 31. Miesięczne sumy i średnie: a, d, g) opadów atmosferycznych; b, e, h) energii dochodzącej w postaci promieniowania krótkofalowego; c, f, i) średnich temperatur powietrza i gleby; zarejestrowane odpowiednio w Tuczn, Brodach i Rzecin
Fig. 31. The monthly total and mean values of: a, d, g) precipitation; b, e, h) incoming solar energy; c, f, i) mean air and soil temperatures recorded in Tuczn, Brody and Rzecin

wartości poszczególnych strumieni w postaci czystego węgla, które posłużyły do sporządzenia diagramów przedstawionych na rysunku 32. Na diagramach zamieszczono krzywe kumulacji węgla (skumulowane NEE) dla poszczególnych lat, stacji badawczych i dwóch metod uzupełniania danych. Dodatkowo – w celu przedstawiania wpływu trafności doboru wartości progowej dla prędkości tarciowej (u_{*th}) na wartość oszacowania skumulowanych sum NEE – proces uzupełniania braków powtórzono dla wartości $u_{*th0,05}$ oraz $u_{*th0,95}$. Obliczono je z użyciem metody samowspornej (ang. *bootstrap*), gdzie 0,05 i 0,95 w indeksie dolnym u_{*th} oznacza odpowiednio 5 i 95 centyl w rozkładach wartości progowych prędkości tarciowej, wygenerowanych tą metodą. Pozwoliło to wykreślić dla każdego roku krzywe kumulacyjne NEE z podaniem granic przedziałów prawdopodobieństwa ich wystąpienia (rys. 32).

Krzywe kumulacyjne ze stacji badawczej w Tucznie sporządzono dla systemu typu zarówno OP, jak i CP.

Z grafik przedstawionych na rysunku 32 oraz z danych w tabeli 5 wynika, że obie metody uzupełniania braków w większości przypadków (lat i stacji) pozwoliły uzyskać wyniki podobne. Mimo różnic w niektórych latach, generalnie w wieloleciu obie metody (FCRN i MPI) pozwalają otrzymać wartości o podobnych rozrzutach pomiędzy kolejnymi latami. Jest to zauważalne nawet dla danych z Rzecina, gdzie pomiary prowadzono najdłużej. Istniała więc możliwość zarejestrowania wymiany CO₂ w różnych warunkach termicznych i opadowych, co mogłoby być źródłem problemów podczas uzupełniania braków i w konsekwencji mogłoby generować między nimi duże rozbieżności. Dla danych reprezentujących pole uprawne w Brodach zgodność obu metod w cyklu rocznym jest trudniejsza do oceny z uwagi na zbyt krótki okres prowadzenia pomiarów. Mimo tego, można zaryzykować stwierdzenie, że i w tym przypadku obie metody mogą być wykorzystane do uzupełnienia braków. Nawet pomimo tego, że metoda FCRN powstała na potrzeby uzupełniania danych z ekosystemów leśnych w Kanadzie i bezpośrednio jej przeniesienie na uprawę rolniczą w Polsce teoretycznie mogłoby generować wyniki nieracjonalne. Możliwą przyczyną błędów jest dużo większa dynamika zmian na powierzchniach uprawowych w porównaniu z terenami naturalnymi (lub seminaturalnymi) takimi, jak lasy bądź torfowiska. Należy pamiętać, że w tej metodzie uzupełniania braków pomiarowych wykorzystuje się zależności między promieniowaniem słonecznym i temperaturą powietrza oraz gleby a strumieniem NEE, które są określane na podstawie danych pochodzących z całego okresu prowadzenia badań. Oznacza to, że metoda może się okazać nie dość czuła na zmiany w charakterystyce powierzchni, które są wynikiem zabiegów agrotechnicznych. Metoda MPI jest pod tym względem bardziej uniwersalna, choć wymaga wprowadzenia większej liczby informacji, które należy zgromadzić przed jej zastosowaniem (uruchomieniem algorytmu).

Tabela 5. Zestawienie rocznych sum strumieni CO₂ obliczonych dla $u_{\text{th}0,50}$ (gC·m⁻²·rok⁻¹)
Table 5. Total annual CO₂ fluxes computed for $u_{\text{th}0,50}$ (gC·m⁻²·year⁻¹)

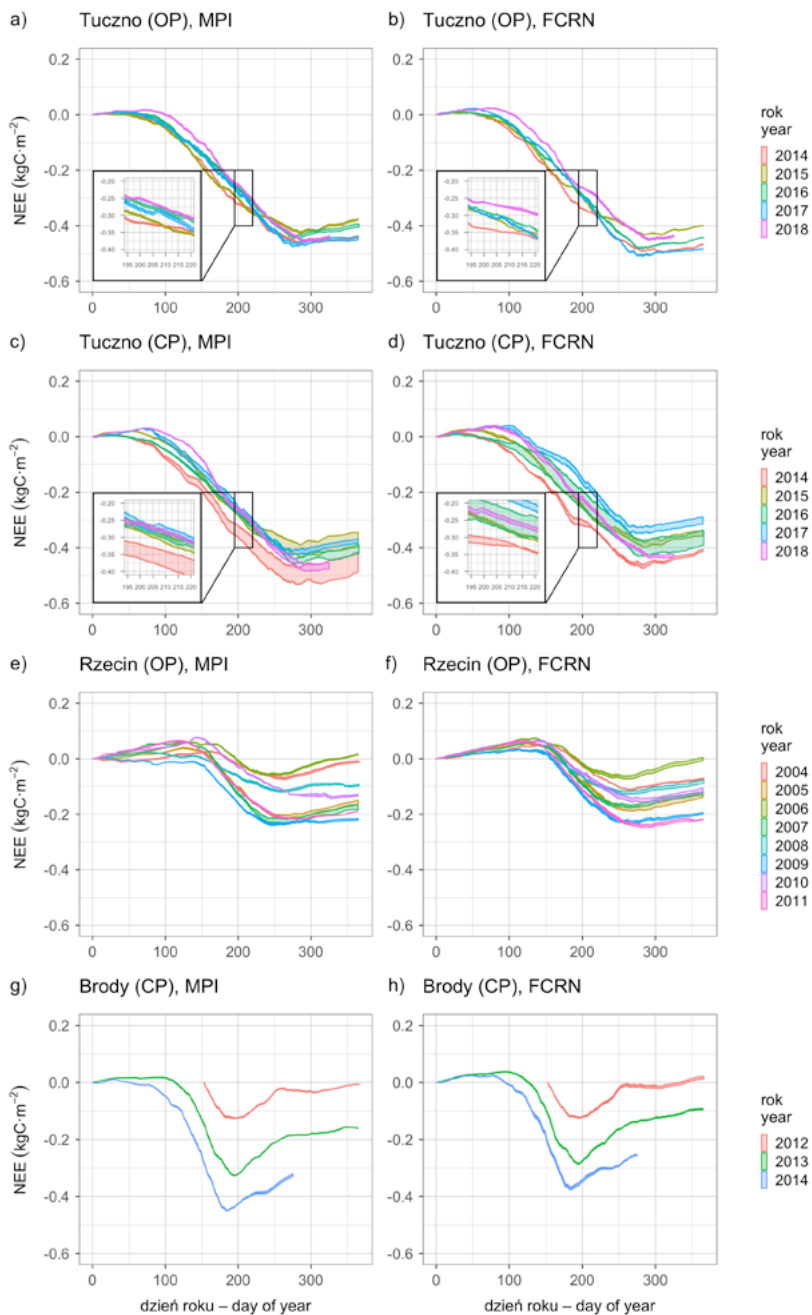
Rok Year	NEE (OP-CP)	R_{eko} (OP-CP)	GEP (OP-CP)	NEE (OP-CP)	R_{eko} (OP-CP)	GEP (OP-CP)	NEE	R_{eko}	GEP
	MPI			FCRN			MPI-FCRN		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Tuczno (OP)									
2014	-439,6 (-24,8)	1 140,5 -32,8)	1 593,2 (-2,4)	-467,3 (-66,6)	1 105,5 (-36,6)	1 574,3 (32,5)	27,6	35,0	18,9
2015	-376,2 (-24,7)	1 027,0 (55,5)	1 406,6 (77,2)	-398,4 (-59,2)	1 014,8 (29,4)	1 416,0 (82,8)	22,2	12,2	-9,4
2016	-395,5 (-1,7)	1 162,3 (85,4)	1 570,0 (33,8)	-440,8 (-67,7)	1 120,8 (33,3)	1 567,2 (99,8)	45,2	41,5	2,9
2017	-442,3 (-66,8)	1 176,4 (54,6)	1 625,5 (113,3)	-483,8 (-163,1)	1 133,8 (-31,6)	1 624,7 (127,9)	41,5	42,6	0,8
2018	-438,9 (17,2)	943,8 (87,4)	1 390,0 (70,1)	-432,2 (-4,8)	910,1 (45,7)	1 346,2 (61,8)	-6,7	33,7	43,8
M ±SE	-418,5 ±11,8	1 090,0 ±39,6	1 517,0 ±44,8	-444,4 ±13,3	1 057,0 ±36,7	1 505,5 ±47,0	26,0 ±18,4	33,0 ±59,9	11,5 ±69,8
Tuczno (CP)									
2014	-414,8	1 173,3	1 595,6	-400,6	1 142,1	1 541,3	-14,2	31,2	54,4
2015	-351,5	971,5	1 329,4	-339,2	985,4	1 333,2	-12,3	-13,9	-3,8
2016	-393,8	1 076,9	1 536,2	-373,1	1 087,5	1 467,4	-20,8	-10,6	68,7
2017	-375,5	1 121,8	1 512,2	-320,7	1 165,4	1 496,8	-54,8	-43,6	15,4

Tabela 5 – cd. / Table 5 – cont.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2018	-456,1	856,4	1 319,9	-427,4	864,4	1 284,4	-28,7	-8,0	35,6
M	-398,3	1 040,0	1 458,7	-372,2	1 049,0	1 424,6	-26,2	-9,0	34,1
±SE	±13,9	±45,9	±45,4	±16,4	±46,1	±39,8	±25,6	±64,4	±59,2
Rzecin (OP)									
2004	-10,1	693,0	711,0	-70,3	853,0	935,0	60,2	-160,0	-224,0
2005	-156,5	702,7	845,9	-133,4	807,1	947,8	-23,1	-104,3	-102,0
2006	16,8	813,3	806,6	-0,5	870,1	873,9	17,3	-56,9	-67,3
2007	-169,0	855,5	1 036,2	-123,8	854,4	996,6	-45,2	1,1	39,6
2008	-91,2	805,1	907,1	-85,1	811,3	908,7	-6,1	-6,3	-1,6
2009	-217,3	794,6	1025,9	-198,3	791,9	1 017,1	-19,0	2,7	8,8
2010	-134,3	749,3	893,5	-112,3	727,9	887,5	-22,0	21,4	6,0
2011	-187,4	665,4	872,3	-219,0	687,3	934,8	31,6	-21,9	-62,6
M	-118,6	759,9	887,3	-117,8	800,4	937,7	-0,8	-40,5	-50,4
±SE	±26,0	±22,0	±33,9	±21,1	±22,1	±17,6	±35,7	±32,2	±37,8
Brody (CP)									
2012	-3,3	748,6	759,2	21,7	754,6	737,1	-25,0	-6,0	22,1
2013	-158,3	1 102,5	1 262,0	-93,7	1 025,4	1 126,0	-64,6	77,1	136,0
2014	-322,4	1 141,0	1 463,0	-254,3	931,8	1 203,7	-68,2	209,2	259,3
M	-161,3	997,4	1 161,4	-108,8	903,9	1 022,3	-52,6	93,4	139,1

M – średnia z pomiarów, SE – błąd standardowy z próby samowspornej.

M – mean, SE – bootstrap standard error.



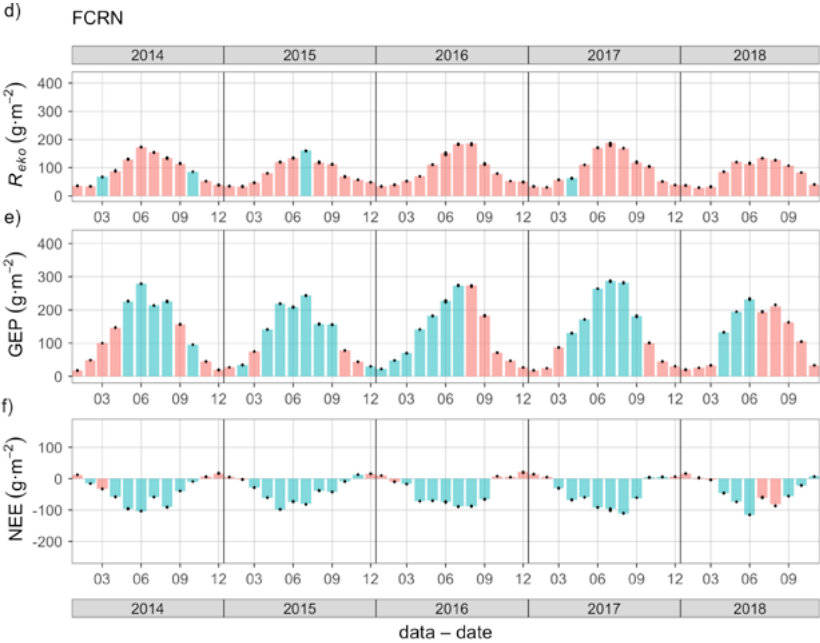
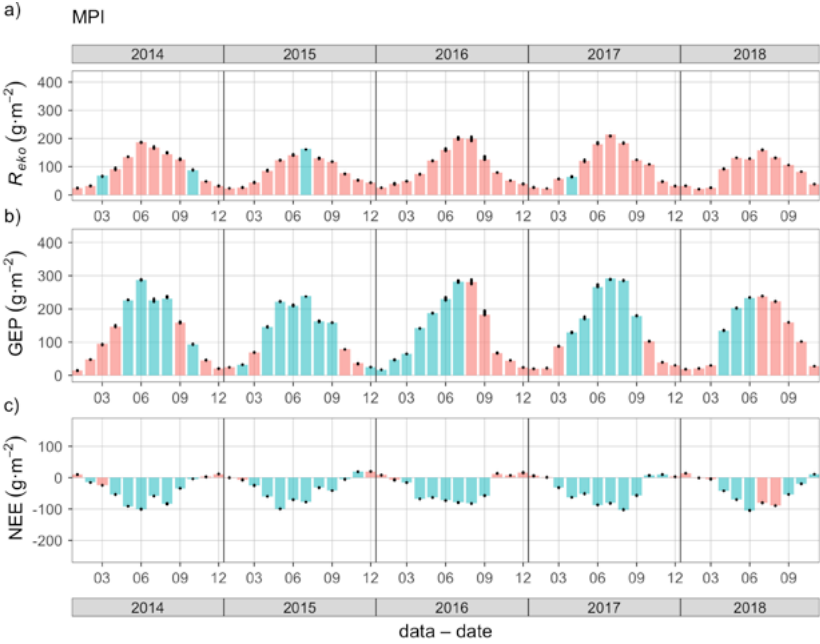
Rys. 32. Roczne przebiegi akumulacji węgla przez poszczególne ekosystemy. Diagramy sporządzono na podstawie danych uzupełnionych dwiema metodami – MPI i FCRN

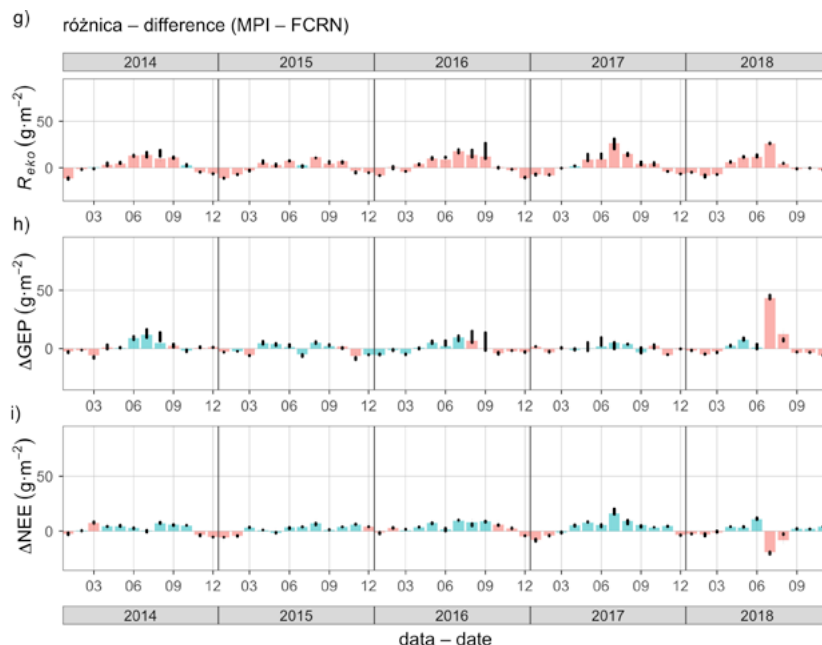
Fig. 32. Annual courses of carbon accumulation in individual ecosystems. The MPI and FCRN data gap-filling methods were used to prepare the diagrams

W celu bliższego porównania wyników uzyskanych za pomocą obu omawianych metod warto przyrzeć się wartościom nie tylko strumienia NEE, ale również GEP i R_{eko} . Jest to możliwe, ponieważ obie metody, oprócz uzupełniania braków w strumieniach NEE, oferują również rozdział strumienia netto CO_2 na GEP i R_{eko} . W metodzie FCRN ten podział jest niezbędny do uzupełniania braków w strumieniu NEE, natomiast w metodzie MPI uzupełnianie braków jest niezależne od rozdziału strumienia NEE. Na rysunku 33a–33f przedstawiono miesięczne sumy strumieni GEP i R_{eko} oraz NEE, osobno dla każdej metody oraz różnic między nimi, pochodzące z systemu typu OP w Tucznie. Analogiczne diagramy dla Rzecina i Brodów zamieszczono w Załączniku B.

Z danych przedstawionych na rysunkach 33, B1 i B2 wynika, że strumienie GEP oraz R_{eko} pochodzące z metody MPI są większe w cieplej i mniejsze w chłodnej porze roku w porównaniu z pochodzącymi z metody FCRN. Zjawisko jest widoczne szczególnie w danych z Tucznia i Brodów, a nieco mniej z Rzecina. Podobne wyniki otrzymali Soloway i in. (2017), porównując między innymi dwie wymienione metody uzupełniania danych na przykładzie lasu borealnego w Kanadzie.

Poza opisaną niedogodnością w uzupełnianiu braków za pomocą metody FCRN, na zbiorze danych z Tucznia zauważono szczególnie zaznaczającą się różnicę między GEP a NEE, które uzyskano z wykorzystaniem obu metod w lipcu 2018 roku. Stwierdzona różnica wynika z przerwy w pomiarach, która rozpoczęła się 18 lipca i trwała 21 dni. Zwykle tak długie przerwy pozostawia się niezapełnione, a „brakującą” wielkość szacuje się na podstawie dostępnych średnich miesięcznych lub sum z sąsiadujących miesięcy albo analogicznego okresu w innych latach. W zaprezentowanym przykładzie porównywanym metodom pozostawiono celowo zadanie wypełniania braków. Algorytm metody MPI zostawił niezapełnioną lukę w danych, co pozwala na bardziej świadome podjęcie decyzji o tym, jak z taką luką postąpić. Na potrzeby oszacowania rocznej akumulacji węgla w ekosystemie, które przedstawiono na rysunku 32 i w tabeli 5, lukę w danych wypełniono średnimi uzyskanymi dla analogicznego okresu w pozostałych latach. Obliczono więc jakby średni roczny przebieg półgodzinnych wartości NEE, z którego następnie pobrano dane z okresu 18 lipca – 3 sierpnia 2018 roku. W innych opisanych poniżej analizach ten okres i podobnie długie pominięto (o ile metoda MPI zostawiła je niewypełnione). Natomiast metoda FCRN wypełniła lukę, choć w sposób budzący wątpliwości. W danych uzupełnionych za pomocą FCRN można zauważyć, że strumień GEP w lipcu 2018 roku jest mniejszy niż w miesiącach sąsiednich. Przedstawiony na rysunku 31b przebieg miesięcznych sum energii dochodzącej (Q) potwierdza, że obniżenie GEP i w konsekwencji wzrost NEE w FCRN jest skutkiem niedoskonałości metody, a nie odzwierciedleniem warunków rzeczywistych. W przebiegu wartości można dostrzec, że ilość energii słonecznej dochodzącej do badanej powierzchni w postaci promieniowania





Rys. 33. Miesięczne sumy strumieni R_{eko} , GEP i NEE w Tucznio, oszacowane metodami MPI (a–c), FCRN (d–f) oraz różnicy MPI – FCRN (g–i). Wartości strumieni obliczono z zastosowaniem $u_{*th0,50}$ (średniej dla rozkładów u_{*th} uzyskanych metodą samowsporną). Czarnymi słupkami oznaczono wartości strumieni oszacowanych przy $u_{*th0,05}$ i $u_{*th0,95}$. Czerwone słupki oznaczają miesiące, w których dane strumienie (uzyskane metodami MPI i FCRN) różniły się istotnie ($p < 0,05$ w teście U Manna-Whitneya)

Fig. 33. The monthly total values of R_{eko} , GEP and NEE fluxes in Tucznio, estimated by means of the MPI (a–c) and FCRN (d–f) methods as well as the difference between them, i.e. MPI – FCRN (g–i). The flux values were calculated by means of $u_{*th0,50}$ (the average of u_{*th} distributions calculated with the bootstrap method). The black bars indicate the flux values estimated with $u_{*th0,05}$ and $u_{*th0,95}$. The red bars indicate the months in which the fluxes (computed with the MPI and FCRN methods) were significantly different ($p < 0.05$ in the Mann-Whitney U test)

całkowitego (Rg) jest nieco większa w lipcu w porównaniu z miesiącami sąsiednimi. Na danych uzyskanych z metody FCRN ten okres zaznaczył się wyraźnie zmniejszeniem tempa wiązania węgla przez powierzchnię pomiarową (rys. 32b). Ponieważ strumień GEP odzwierciedla intensywność fotosyntezy, która w omawianych warunkach zależała głównie od promieniowania słonecznego, jego redukcja jest mało prawdopodobna. Obie metody pozwoliły uzyskać podobne wyniki w przypadku przerwy krótszej, np. jak tej, która nastąpiła 20 lutego 2016 roku i trwała 13 dni. Prawdopodobnie dlatego, że był to okres małej aktywności biologicznej, a w konsekwencji niewielkich strumieni.

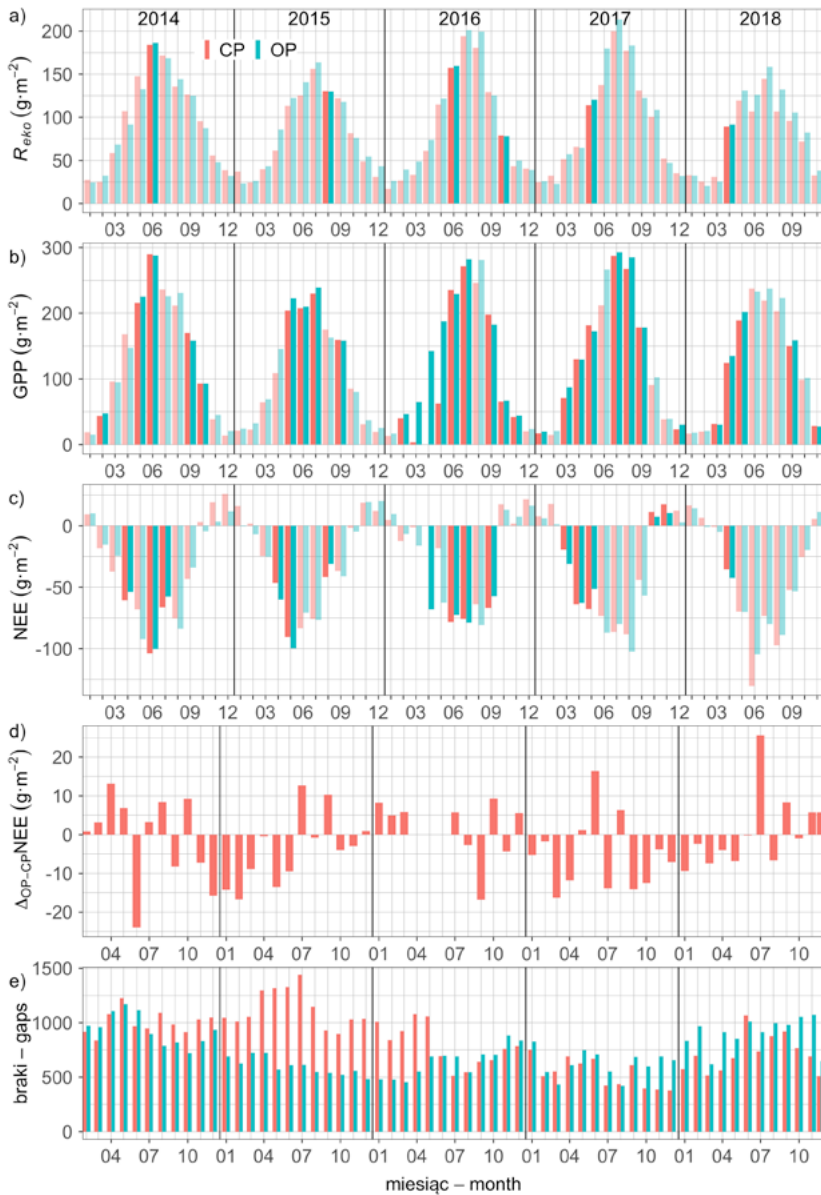
W literaturze ocenia się, że niepewności w oszacowaniu rocznego NEE za pomocą różnych metod uzupełniania braków mogą sięgać od $\pm 25 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ do $\pm 50 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ węgla (Baldocchi, 2008; Moffat i in., 2007). Różnice pomiędzy wartościami NEE uzyskanymi z wykorzystaniem obu metod mieszczą się w zakresie od $-68,2$ do $60,2$ (tab. 5), można więc przyjąć, że omawiane w pracy wartości błędów w oszacowaniu NEE są bliskie tym literaturowym.

Obie metody dość dobrze poradziły sobie z uzupełnianiem braków, jednak w dalszych analizach zdecydowano się wykorzystać dane uzyskane z metody MPI. Za tym wyborem przemawia większa „aktualność” metody, czyli większa zgodność z obecnym stanem wiedzy na temat przepływów strumieni CO_2 między ekosystemami a atmosferą.

4.2.2. Porównanie wartości NEE uzyskanych na podstawie pomiarów systemami OP i CP

W praktyce pomiarowej rzadko stosuje się zestaw pomiarowy złożony z dwóch systemów kowariancji wirów. W literaturze można znaleźć kilka porównań systemów typu OP i CP (np. Goodrich i in., 2016), ale większość dotyczy starszego rozwiązania dla systemu typu CP (LI-6262 lub LI-7000; Burba i in., 2008; Haslwanter i in., 2009). W niniejszej pracy poddano porównaniu system wyposażony w analizator LI-7200 (tzw. *enclosed-path*). Jak dotąd jest to jedna z nielicznych prac na temat porównania stosowanych obecnie systemów KW.

Zwykle pomiary systemem typu CP zapewniają większą dostępność i jakość danych, ponieważ ścieżka pomiarowa jest chroniona przed warunkami meteorologicznymi. Jednak w początkowych latach pomiarów tym typem systemu KW w Tucunie zawodził on dość często, głównie z przyczyn technicznych. Kolejne aktualizacje oprogramowania wewnętrznego, które przeprowadzał producent sprawiły, że od 2016 roku system CP dostarcza rzeczywiście więcej danych w porównaniu z typem OP. Niemniej jeśli uwzględnić cały okres pomiarowy, należy zauważyć, że liczba odnotowanych braków znacznie przewyższyła zarejestrowaną dla systemu typu OP (tab. 4 oraz rys. 34). Wydaje się, że różne liczby danych uzyskanych z różnych systemów pomiarowych mogą utrudnić przeprowadzenie porównania. Jak wskazują inni badacze (np. Dragoni i in., 2007; Falge i in., 2001), w danych pochodzących z długoterminowych pomiarów systemem kowariancji wirów może się pojawić nawet 40–60% braków, a mimo tego na podstawie tych danych udaje się oszacować roczne przebiegi R_{eko} , GEP i NEE. Może budzić zdziwienie, że tak „skromna” ilość danych jest wystarczająca do wnioskowania o dynamice i saldzie wymiany mierzonych wielkości. Jeśli jednak uwzględnimy, że w przeciętnym roku system KW może



Rys. 34. Sumy miesięczne strumieni R_{eko} , GEP i NEE zmierzone systemami OP i CP, a następnie uzupełnione metodą MPI. Miesiące, w których dane strumienie różniły się istotnie ($p\text{-val} < 0,05$ w teście U Manna-Whitneya) oznaczono mniej intensywnym kolorem

Fig. 34. The monthly total values of R_{eko} , GEP and NEE fluxes (gap-filled with the MPI method) measured with the OP and CP systems. The months when the fluxes were significantly different ($p\text{-val} < 0.05$ in the Mann-Whitney U test) are marked with less intense colours

dostarczyć 17 520 wartości (gdy czas uśredniania przyjęto jako 30 min), to 50% z tej wartości i tak stanowi ogromny zbiór danych. W porównaniu z metodą KW inne metody pomiaru strumieni, np. komorowa, zwykle nie mogą się równać pod tym względem. Dlatego zaprezentowane porównanie systemów pomiarowych ma daleko idące uzasadnienie.

W podrozdziale 2.5 opisano różnice w budowie i działaniu analizatorów gazowych użytych w pomiarach zaprezentowanych w pracy. Z kolei w Załączniku A przedstawiono różnice w wynikach uzyskanych z bezpośrednich pomiarów przeprowadzonych nad lasem w Tucznie oboma systemami KW oraz opisano próbę ich zniwelowania.

W wyniku prowadzonych czynności uzyskano zestaw uzupełnianych danych dla systemów typu zarówno OP, jak i CP. Na ich podstawie sporządzono skumulowane krzywe dla każdego roku pomiarowego, które przedstawiono na rysunku 32a–32d. Można z nich odczytać zarówno tempo pochłaniania bądź uwalniania węgla w danym roku w lesie w Tucznie, jak i roczne saldo wymiany obliczone na koniec roku (dla 2018 jest to 21 listopada). Dane przedstawiono także w formie tabelarycznej (tab. 5). Wartości na rysunku 32a–32d wydają się zbliżone, ale nieco pełniejszy obraz różnic między pomiarami pochodzącymi z obu typów systemów można uzyskać przez porównanie miesięcznych sum strumieni R_{eko} , GEP i NEE (braki zostały uzupełnione metodą MPI; rys. 34). Z rysunku 34 wynika, że obie serie danych w większości wskazują zgodnie emisję CO_2 w okresach zimowych. Wyjątkiem jest marzec 2015 roku, kiedy dane z systemu typu OP pokazały niewielką asymilację, a z systemu typu CP – emisję. Dane zgrupowane w poszczególne miesiące poddano również badaniu za pomocą testu U Manna-Whitneya. Celem było sprawdzenie czy dane z obu systemów w poszczególnych miesiącach są podobne do siebie. Do porównania wykorzystano dane pomiarowe poddane procesowi uzupełniania braków. Wyniki porównania zaprezentowano na rysunku 34. Pary wyników, o których można powiedzieć, że są podobne oznaczono kolorami intensywniejszymi.

Dodatkowo sporządzono diagram przedstawiający różnice pomiędzy sumami miesięcznymi strumieni NEE, które oszacowano na podstawie pomiarów systemami typu OP i CP (rys. 34e). Z analiz statystycznych usunięto sumy z marca, kwietnia i maja 2016 roku oraz lipca 2018 roku ze względu na długie przerwy w pomiarach, które wystąpiły między 3 marca i 23 maja 2016 roku oraz 18 lipca i 3 sierpnia 2018 roku. Następnie postawiono pytanie czy średnia z tych różnic jest równa zero, co świadczyłoby, że pomiary porównywanymi systemami są równe w rozpatrywanym okresie. Aby udzielić odpowiedzi na zadane pytanie, wykonano test t Studenta. Postawiono hipotezę zerową, że wartość średnia z tych różnic równa się 0 ($H_0 : \overline{NEE} = 0$) oraz hipotezę alternatywną ($H_1 : \overline{NEE} \neq 0$). Wcześniej sprawdzono czy testowane różnice pochodzą z rozkładu normalnego ($p = 0,8251$ w teście Shapiro-Wilka).

Po przeprowadzeniu badania testem t Studenta stwierdzono, że nie można odrzucić hipotezy zerowej, mimo iż średnia z różnic miesięcznych sum NEE ($NEE_{OP} - NEE_{CP}$) wynosi $-1,73 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}$ ($p = 0,1922$). Można więc założyć, że w analizowanym okresie strumienie NEE, określone na podstawie pomiarów system typu OP, były równe oszacowanym z użyciem systemu typu CP. Podobne wyniki referowali już inni badacze, choć dotyczyły one odmiennego typu analizatora CP (LI-6262; np. Haslwanter i in., 2009) czy analizatorów LI-7500 i LI-7200 firmy Licor oraz LGR-FGGA-24EP firmy Los Gatos (Goodrich i in., 2016).

Na podstawie przeprowadzonych analiz można stwierdzić, że liczba przerw w danych – o ile nie są długie (ponad 15 dni) i są rozrzucone w czasie – nie wpływa na zwiększanie różnic między miesięcznymi sumami NEE, oszacowanymi z wykorzystaniem danych z obu typów systemów KW. Nie oznacza to identyczności uzyskanych wyników, a jedynie ich porównywalność. Jest to istotne szczególnie w porównaniach pomiarów przeprowadzanych nad różnymi powierzchniami, gdyż zestawy aparaturowe używane przez badaczy na ogół składają się z różnych komponentów.

4.2.3. Bilans węgla badanych powierzchni na tle podobnych oszacowań

Badania nad wymianą węgla między różnymi ekosystemami a atmosferą są nieodzownym elementem jego bilansowania w skali globalnej. Powiązanie tempa i wielkości tej wymiany z procesami biologicznymi sprawiają, że informacje płynące z badań pomagają ocenić stabilność ekosystemów. Takie oszacowania muszą być przeprowadzane jak najliczniej z uwagi na różnorodność warunków klimatycznych, siedliskowych i zmienność pogody oraz sposobów gospodarowania powierzchniami. Wówczas bowiem można mieć nadzieję, że uzyskane w ten sposób dane empiryczne pozwolą na opracowanie lepszych, być może uniwersalnych modeli opisujących funkcjonowanie ekosystemów. Stąd potrzeba określenia jak najbardziej zunifikowanych procedur pomiaru oraz przetwarzania danych. Temu celowi służą sieci, opisane w podrozdziale 1.7, tworzące strukturę globalną, np. FLUXNET. Pozwala to przypuszczać, że porównanie wyników pomiarów wykonanych metodą kowariancji wirów w różnych warunkach będzie znacznie łatwiejsze w najbliższej przyszłości. Obecnie w tym celu można korzystać z opublikowanych do tej pory opracowań literatury światowej. Poniżej przedstawiono dane z poszczególnych stacji właśnie w tym kontekście.

Tuczno

Z przedstawionych wcześniej danych wynika, że średnia wartość roczna NEE – określona na podstawie pomiarów systemem typu OP i uzupełnionych metodą MPI – dla

lasu sosnowego w Tucznie w latach 2014–2018 wynosiła $-418,5 \pm 11,8 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$ węgla. Natomiast ta sama wielkość, ale określona z wykorzystaniem pomiarów systemu typu CP była równa $-398,3 \pm 13,9 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$. Badany las w tym czasie był więc silnym pochłaniaczem CO_2 z atmosfery. W innych opracowaniach dotyczących tego samego lasu ustalono, że w latach 2008–2012 wartość średniorocznego NEE była równa $-645 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$ węgla (Danielewska i in., 2015; Ziemblińska i in., 2016). Dość duża różnica między wartościami przedstawionymi we wspomnianych pracach a wartościami przytoczonymi w niniejszym opracowaniu wynika z tego, że badany las znajdował się w fazie kulminacyjnego wzrostu w pierwszych latach funkcjonowania stacji pomiarowej w Tucznie. Drzewa w tym czasie osiągnęły wiek, w którym przyrastały najintensywniej w czasie swojego życia. Jednym z markerów dynamicznego przyrostu jest zmiana wysokości drzew. Na podstawie bezpośrednich pomiarów oszacowano na 1 m rocznie średnie zmiany wysokości drzew między 2008 a 2013 rokiem (Ziemblińska i in., 2016). Natomiast w późniejszych latach tempo wzrostu zwolniło, co wpłynęło również na zmniejszenie ilości asymilowanego węgla. Przedstawione w pracy Danielewskiej i in. (2015) porównanie rocznych wartości NEE w odniesieniu do innych lasów sosnowych w Europie wskazywało na bardzo wysoką asymilację węgla przez las w Tucznie w porównaniu z lasami europejskimi. Z uwzględnieniem obecnego okresu jako podstawy porównania, pod względem tempa wiązania, badany las nie wyróżnia się spośród podobnych w Europie, np. Loobos w Holandii ($450 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$; Elbers i in., 2011), Le Bray we Francji ($350 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$; Stella i in., 2009), czy nawet San Rossore (we Włoszech $532 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$; Chiesi i in., 2005).

Rzecin

Roczna zmienność NEE na torfowisku w Rzecinie jest dość duża (tab. 5), wynosi od $16,8 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$ w 2006 roku do $-217,3 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$ w 2009 roku, przy wartości średniej z okresu pomiarowego równej $-118,6 \pm 26,0 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$. Owa zmienność jest skutkiem bardzo szybkiej reakcji torfowiska na czynniki środowiskowe – głównie przesuszenia. Czynniki takie, jak wielkość i dystrybucja opadów czy wahania zwierciadła wody gruntowej mogą być przyczynami dużej wrażliwości ekosystemów podmokłych na zmiany klimatyczne. Szczególnie następujące skutki zmian klimatu wydają się największym zagrożeniem: wzrost wariacji temperatur powietrza, opadów i zjawisk ekstremalnych. Torfowisko w Rzecinie, jak wiele podobnych mokradeł w strefie umiarkowanej i borealnej, jest zagrożone degradacją, co oznacza między innymi uwolnienie zgromadzonego w nich węgla. Produktywność tego typu ekosystemów zwykle jest niewielka w porównaniu z lasami czy polami uprawnymi, więc drobna zmiana warunków może odwrócić kierunek przepływu CO_2 . Ocenia się,

że torfowiska słodkowodne w strefie umiarkowanej retencjonują rocznie od około $143 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ do nawet $504 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Brix i in., 2001; Chivers i in., 2009), przy czym wysokie wartości charakteryzują jedynie środowiska eutroficzne, np. przekształcone ponownie w łąki dno jeziora Horstermeer w Holandii (Hendriks i in., 2007). Torfowisko w Rzecinie powstało na skutek zarastania płytkiego jeziora i proces ten zintensyfikował napływ biogenów z okolicznych pól. Stąd potencjalnie jest uznawane za jedno z bardziej produktywnych. Gdyby pominąć lata suche, średnia wartość NEE wyniosłaby $-172,9 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$, czyli mieściłaby się w zakresie, który wskazali Chivers i in. (2009).

Brody

Roczna wymiana netto węgla (NEE) pól uprawnych zależy od czynników pedoklimatycznych oraz sposobu prowadzenia uprawy. Na przykład w Nebrasce Verma i in., (2005) zmierzili roczne wartości NEE na polach kukurydzy, w wysokości od $-381 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ do $-517 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$, co oznacza silne pochłanianie CO_2 przez te powierzchnie. Wielkość NEE dziewięciu wybranych łąk w Europie Sossana i in. (2007) określili na $-240 \pm 70 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$. Z kolei w zachodnich Niemczech oznaczono NEE pszenicy ozimej na poziomie $-270 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Schmidt i in., 2012). Podobnie Lehuger i in. (2010), badając pszenicę ozimą, uzyskali wartości $-280 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ w Auradé we Francji oraz $-223 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ w Gebesee Niemczech. W Brodach eksperyment pomiarowy trwał na tyle krótko, że można jedynie określić wielkość rocznego NEE w 2013 roku, kiedy to na polu rosła pszenica jara. Wartość NEE wyniosła $-158,3 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$. Gdyby jednak dla roku 2014 poprowadzić krzywą kumulacyjną (rys. 32) na bazie pozostałych lat do końca roku, można przypuszczać, że wartość salda wymiany CO_2 w tym roku wyniosła około $-250 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}$ do $-220 \text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}$.

Należy zaznaczyć, że znaczne pochłanianie CO_2 przez ten typ ekosystemów odbywa się jedynie w części sezonu wegetacyjnego z następującym intensywnym wzrostem uprawy. Następnie znaczna część biomasy jest wywożona z pola jako plon. Pozostające na polu resztki poźniwne stają się źródłem CO_2 . Dlatego, chcąc analizować znaczenie tego ekosystemu dla bilansu CO_2 w atmosferze, należy sporządzić pełny bilans węgla tych powierzchni. Wymaga on podejścia odmiennego, polegającego na uwzględnieniu biomasy z pola zarówno wwożonej, jak i wywożonej. Jest to tak zwana produkcja netto biomu (ang. *net biome production* – NBP). Zagadnienie to pozostaje jednak poza zakresem niniejszego opracowania, co oznacza, że nie zostało oszacowane NBP dla Brodów.

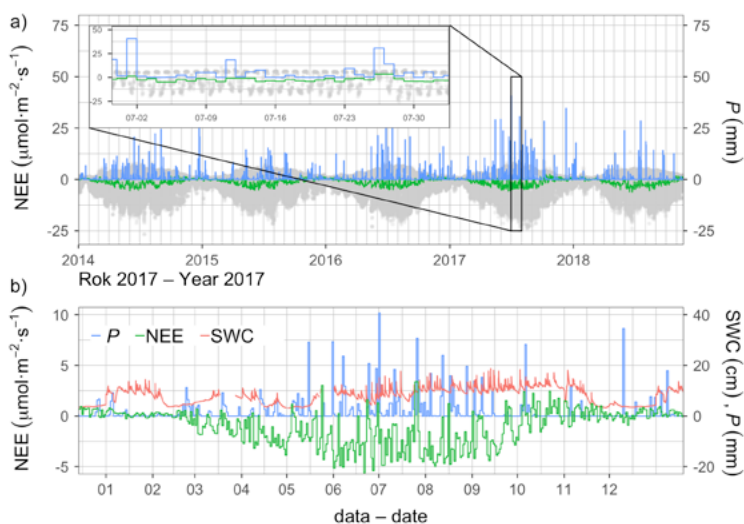
4.3. Dynamika wymiany CO₂ w różnych skalach czasowych

4.3.1. Zarys problematyki opisu wpływu różnych czynników na wymianę CO₂

Jednym z częstszych zastosowań metody KW jest oszacowanie rocznych sum zaabsorbowanego lub wyemitowanego przez dany ekosystem CO₂. Jednak prawdopodobnie największą wartość metoda ujawnia podczas analiz przeprowadzonych na danych uśrednionych w znacznie krótszym czasie. Metoda KW umożliwia ciągły monitoring wymiany strumieni w czasie każdej godziny, a nawet półgodziny. Taka rozdzielczość czasowa pozwala, między innymi, na podjęcie prób poszukiwania zależności między wielkością strumienia NEE a różnymi czynnikami, których zmienność może wynikać zarówno ze zmian cyklicznych (dobowych i sezonowych), jak i nakładających się na nie zdarzeń nieregularnych. Do pierwszej grupy można zaliczyć promieniowanie słoneczne i temperaturę, a do drugiej opady lub zabiegi uprawowe wykonywane przez ludzi (np. podorywka czy trzebież w lesie). Wtedy czynniki nakładają się oraz zachodzą przesunięcia czasowe między oddziaływaniem danego czynnika a jego efektem (zmianą wartości NEE), dlatego poszukiwanie wspomnianych zależności nie należy do łatwych, nawet jeśli dysponuje się danymi o rozdzielczości czasowej, jak w pomiarach systemem KW.

Na rysunku 35a przedstawiono przebiegi półgodzinnych średnich strumieni NEE, które zostały określone na podstawie pomiarów przeprowadzonych nad lasem w Tucznie. Analogiczne grafiki dla torfowiska w Rzecinie i uprawy rolniczej w Brodach zamieszczono w Załączniku B (rys. B3a i B4a).

Z tak przedstawionych danych można odczytać jedynie ogólny trend w przebiegu strumieni, który jest zależny od pory roku, a zatem cykliczności w przebiegu promieniowania słonecznego. W okresie wiosennym następuje szybki wzrost absorpcji CO₂ (co objawia się wyraźnie ujemnymi wartościami NEE, czyli przewagą fotosyntezy nad oddychaniem). Wynika ona z jednoczesnego rozwoju nowego aparatu asymilacyjnego i zwiększenia gęstości strumienia energii słonecznej. Na skutek wzrostu temperatury powietrza i gleby rośnie aktywność biologiczna wpływająca na zwiększenie oddychania ekosystemów (wzrost R_{eko}), co objawia się wzrostem wartości NEE w czasie nocy (brak fotosyntezy, GEP = 0). W pierwszej połowie lata następuje kulminacja pochłaniania i emisji CO₂. Następnie oba procesy słabną. W ekosystemach leśnych i podmokłych osłabienie przebiega stopniowo do końca jesieni, następuje wraz ze zmniejszaniem się strumienia energii dochodzącej ze Słońca. Z kolei na polu z uprawą zboża, jak na stacji w Brodach, zaznacza się wyraźnie moment dojrzewania uprawy przypadający na środek lata (rys. B4a). Zimą zarówno oddychanie, jak i fotosynteza ulegają osłabieniu (lub nawet zanikowi). Fotosynteza może jednak



Rys. 35. Przebiegi wybranych wartości zmierzonych w Tucznio (OP): a) średnie półgodzinne strumienie NEE (szare punkty), średnie dobowe strumieni NEE (kolor zielony) i dobowe sumy opadów atmosferycznych (P ; kolor niebieski), b) przebiegi dobowe średnich strumieni NEE – sum opadów (P) i wilgotności gleby (SWC; kolor czerwony)

Fig. 35. The time series of selected variables measured in Tucznio (OP): a) half-hour average NEE fluxes (gray points), daily average NEE fluxes (green) and daily precipitation totals (P ; blue), b) the courses of daily average NEE fluxes, precipitation totals (P) and average soil water content (SWC; red)

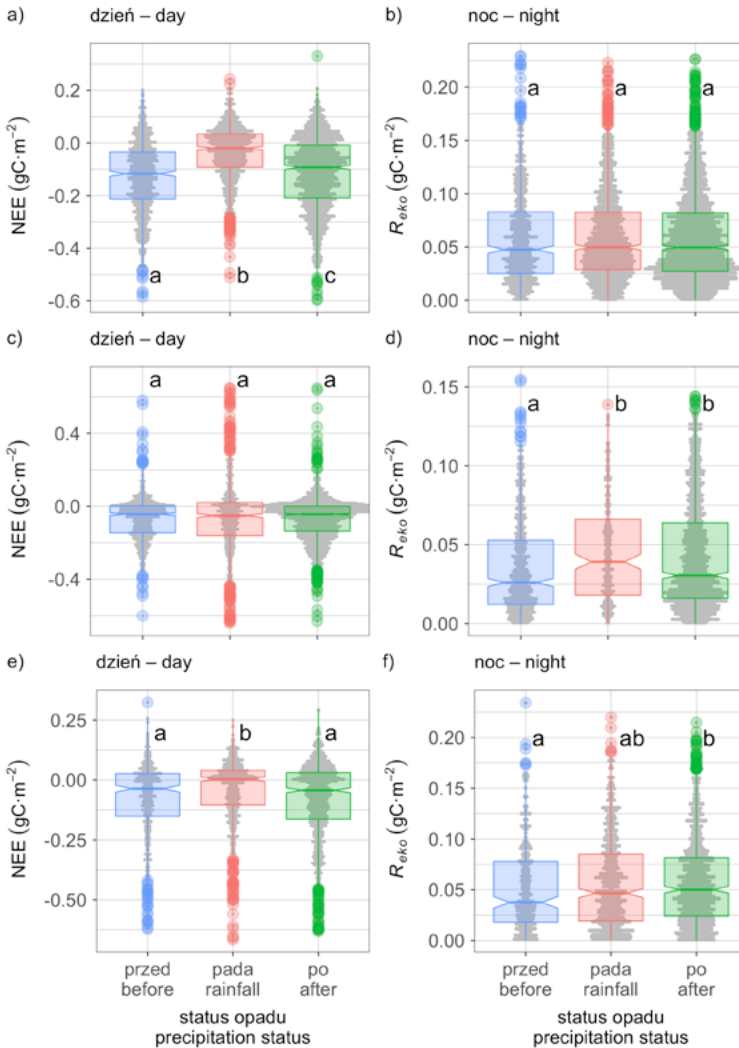
zachodzić w Tucznio i Rzecinie (stała pokrywa roślinna), stąd poza okresem wegetacyjnym zdarzają się tam doby z ujemnymi średnimi wartościami NEE. Można zauważyć, że latem nawet podczas intensywnego wzrostu roślin pojawiają się dodatnie dobowe średnie wartości NEE. Zdarzenia takie można traktować jako anomalie, które występują na skutek pojawienia się czynników o charakterze losowym. Swoim oddziaływaniem chwilowo odwracają kierunek przepływu strumieni NEE. Na rysunkach 35a, B3a i B4a przedstawiono w formie linii schodkowych średnie dobowe wartości NEE (zielny kolor) i sumy dobowe opadów atmosferycznych (niebieski kolor). Ponieważ w czasie opadów, na skutek zachmurzenia, ulega redukcji ilość promieniowania słonecznego, co prowadzi do redukcji fotosyntezy, w czasie dni z opadem można zauważyć tendencję wskazującą na coraz wyraźniejszą przewagę oddychania nad asymilacją (wzrost wartości NEE). O ile opady atmosferyczne w czasie okresu wegetacyjnego są nieodzowne do rozwoju roślin i tym samym asymilacji CO_2 , o tyle w czasie ich występowania pojawia się skokowe zmniejszenie ilości netto asymilowanego CO_2 (wzrost NEE). Częściowo ten efekt może wyjaśnić

wzrost zachmurzenia, które przysłania słońce, przyczyniając się do redukcji GEP (Taufarová i in., 2014). Po dokładnym przyjrzeniu się danym na rysunkach 35, B3 i B4 można zauważyć, że skokowe wzrosty NEE pokrywają się z wystąpieniami opadu w Tucznie i Brodach, a jest to mniej widoczne w Rzecinie. Lee i in. (2004) zauważyli w lesie mieszanym w Connecticut skokowy wzrost emisji CO₂ podczas burzy, który ustępował natychmiast po ustaniu deszczu. Jako główną przyczynę tego zjawiska wskazali nawilżenie głębszych poziomów ściółki, co zintensyfikowało R_{eko} . Opisany efekt jest możliwy do zaobserwowania jedynie z temperaturami powietrza i gleby wyższymi od 0°C. W czasie zimy i wczesnej wiosny pojawienie się dodatkowej porcji wody (po rozmrożeniu) działa z większą zwłoką, gdyż stwierdzono około jednodniowe opóźnienie w reakcji mikroorganizmów glebowych na wzrost wilgotności gleby w fazie rozmrażania (Aanderud i in., 2013).

4.3.2. Wpływ opadów atmosferycznych na chwilowe wartości NEE

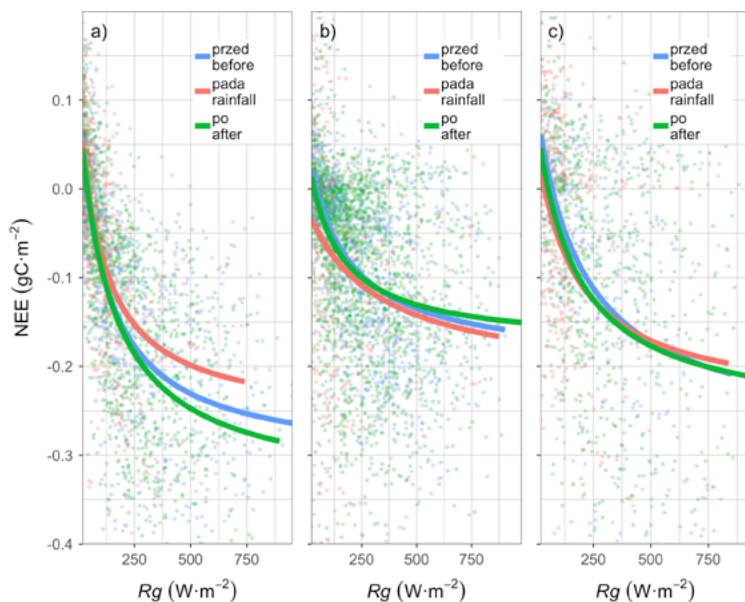
Na rysunku 36 przedstawiono porównanie wielkości strumieni netto zmierzonych (bez uzupełniania braków) na 2 h przed deszczem (przed), w czasie deszczu (pada) i do 2 h po opadzie (po) na stacjach Tuczo (rys. 36a, 36b), Rzecin (rys. 36c, 36d) oraz Brody (rys. 36e, 36f). Do sporządzenia diagramów wykorzystano pomiary z wiosny, lata i jesieni. Dane z Tuczna pochodzą z systemu typu CP, ponieważ w czasie opadów gromadził on więcej danych niż system typu OP. Poddano osobno porównaniu dane z okresów nocnych i dziennych. Dla każdej grupy danych wykonano wykres typu pudełkowy z wcięciami, które reprezentują przybliżony 95-procentowy przedział prawdopodobieństwa wystąpienia mediany danego zbioru o danej wartości. Nakładanie się wcięć uprawnia do twierdzenia, że porównywane mediany nie różnią się istotnie. Na wykresy pudełkowe naniesiono dodatkowo punkty reprezentujące liczbę pomiarów o danej wartości strumienia, co daje większe wyobrażenie kształtu rozkładu każdego ze zbiorów. Podobieństwo strumieni zbadano również za pomocą testu Kruskala-Wallisa oraz testu LSD (najmniejszych istotnych różnic Fishera), co pozwoliło oznaczyć, które z porównywanych grup strumieni są podobne. Jako oznaczeń podobieństwa między grupami użyto liter łacińskich („a”, „ab”, „b” i „c”) umieszczonych na każdym wykresie pudełkowym. Mała litera, np. „a”, oznacza, że dane dwa zbiory oznaczone w ten sposób nie różnią się istotnie.

Przeprowadzona analiza porównawcza strumieni NEE częściowo wskazuje na wzrost emisji CO₂ w czasie opadów (można przyjąć, że w nocy $NEE = R_{eko}$). Ten efekt jest szczególnie zauważalny w lesie w Tucznie i na polu uprawnym w Brodach, ale tylko w czasie dnia (rys. 36a, 36e). Natomiast w czasie nocy jest nieistotny w przypadku Tuczna, a w Brodach można mówić o powiększonej emisji po opadzie



Rys. 36. Wykresy pudełkowe, obrazujące różnice wartości półgodzinnych sum strumieni zmierzonych na dwie godziny przed deszczem i po deszczu oraz w czasie opadu: a–b) w Tucznie, c–d) w Rzecinie, e–f) w Brodach. Wcięcia reprezentują przybliżony 95-procentowy przedział prawdopodobieństwa wystąpienia mediany danego zbioru o danej wartości. Poziome linie wewnątrz „pudełek” oznaczają mediany, dolna i górna krawędź określa odpowiednio pierwszy kwartył i trzeci kwartył, pionowe linie są zdefiniowane jako dystans między pierwszym kwartyłem a wartością minimalną oraz między trzecim kwartyłem a wartością maksymalną, ale nie większą niż 1,5 różnicy pomiędzy kwartyłami, natomiast punkty są obserwacjami odstającymi **Fig. 36.** Box plots showing the differences in the half-hour flux totals measured two hours before and after rainfall and during rainfall: a–b) in Tuczno, c–d) in Rzecin, e–f) in Brody. The indentations represent an approximate 95% confidence interval of the probability of occurrence of the median of a given dataset with a particular value. The horizontal lines inside the boxes indicate medians. The upper and lower edges are quartiles. The lower whisker extends from the first quartile to the lowest value. The upper whisker extends from the third quartile to the largest value. In neither case are they further than 1.5 of the distance between the first and third quartile. The data beyond the whiskers are outliers

(rys. 36b, 36f). Wyniki z Tuczna raczej wskazują na redukcję strumienia GEP wywołaną zachmurzeniem i opadami, niż rozpoczęcie intensywniejszego rozkładu materii organicznej. Jak już wspomniano, Lee i in. (2004) zarejestrowali znaczące zwiększenie emisji jedynie w czasie burz. Nie każdy bowiem deszcz może być obfity na tyle, by dotrzeć do dna lasu (ścióły) i spowodować większą aktywność bytujących tam mikroorganizmów. Efekt wzrostu wartości NEE w Tucznie tłumaczy zatem najlepiej obniżenie GEP na skutek zmniejszonego w tym czasie promieniowania słonecznego, co przedstawiono na rysunku 37a. Można zauważyć, że wartości promieniowania (R_g) podczas opadów nie przekraczają $750 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, natomiast tuż przed opadem i niedługo po opadzie osiągają niemal $900 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Na tym samym rysunku można dostrzec, że krzywe dopasowane do każdej z chmur punktów (w tym celu zastosowano równanie 37) przecinają oś rzędnych niemal w tym samym punkcie. Oznacza to, że dzienna wartość oddychania ekosystemu w porównywanych momentach jest taka sama (właściwości tej krzywej omówiono w podrozdziale 3.3.2).



Rys. 37. Dopasowanie krzywych opisanych równaniem 37 do zależności między strumieniami NEE zmierzonymi przed opadem (niebieski), w czasie opadu (czerwony) i po opadzie (zielony) a promieniowaniem całkowitym (R_g) na stacji: a) w Tucznie, b) w Rzecinie, c) w Brodach

Fig. 37. Curves described with equation 37 fitted to the dependence between the NEE fluxes measured before (blue), during (red) and after rainfall (green) and the total radiation (R_g), in: a) Tuczno, b) Rzecinie, c) Brody

Dane z Rzecina nie zdają się potwierdzeniem wytłumaczenia przedstawionego dla Tuczna. Co prawda nie zauważono tam zwiększenia wartości strumienia NEE w czasie opadów za dnia (rys. 36c), ale efekt ten pojawił się w nocy (rys. 36d). Opady nie wpływały więc na zmianę zarówno strumienia GEP, jak i na R_{eko} w Rzecinie w czasie dnia, ale oddziaływały na R_{eko} w nocy. Taka reakcja ekosystemu jest mało prawdopodobna, tzn. by opad wpływał na strumienie w tak selektywny sposób. Możliwym wyjaśnieniem wyników z Rzecina jest porastająca ten typ ekosystemu roślinność, która fotosyntetyzuje nawet przy małych wartościach promieniowania słonecznego. Paradoksalnie ograniczenie promieniowania i jego rozproszenie mogło wpłynąć na wzrost wydajności fotosyntezy. Na potwierdzenie tej hipotezy przedstawiono na rysunku 37b krzywe reprezentujące reakcję ekosystemu w Rzecinie na docierające do jego powierzchni promieniowanie całkowite w trzech omawianych sytuacjach (przed opadem, w trakcie i po opadzie). Krzywa reprezentująca tę zależność w czasie opadów przebiega poniżej krzywych sporządzonych na podstawie danych z okresu przed i po opadzie. Jeśli przyjąć, że w czasie opadu ekosystem rzeczywiście asymilował więcej CO_2 , a mimo to strumienie NEE nie zmieniły się, to znaczy, że musiał ulec intensyfikacji również proces oddychania ekosystemu. Potwierdzają to dane nocne (rys. 36d) rzeczywiście uwidoczniające wzrost R_{eko} w czasie opadów nocnych i tuż po opadach.

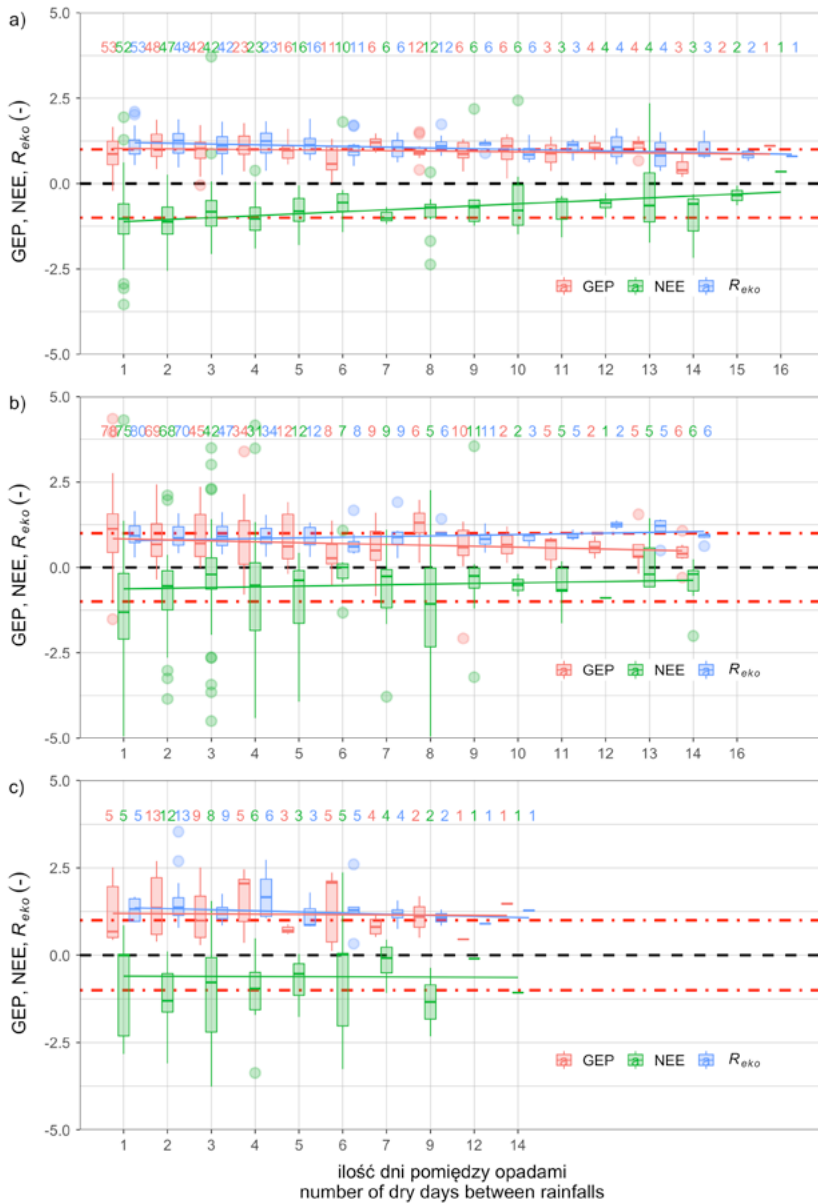
Z kolei na podstawie danych z Brodów można wywnioskować, że reakcja ekosystemu rolniczego na opad polegała zarówno na redukcji fotosyntezy na skutek mniejszego promieniowania słonecznego w czasie deszczu, jak i intensyfikacji procesów biologicznych kształtujących emisję CO_2 . W odróżnieniu od lasu, na polu uprawnym woda opadowa, nawet z opadów niewielkich, ma możliwość dotarcia do gleby i wywołania większej aktywności mikroorganizmów glebowych (mniejsza intercepcja opadów w porównaniu z lasem). Świadczą o tym kierunki zmian wartości strumienia NEE i R_{eko} w kolejnych okresach oraz różnice pomiędzy tymi wartościami dziennymi i nocnymi. Tuż przed wystąpieniem opadów strumienie dzienne i nocne w Brodach były nieco mniejsze niż zarejestrowane w czasie opadów (niższa emisja netto). W ciągu dnia podczas deszczu, podobnie jak w Tucznie, proces fotosyntezy ulegał zmniejszeniu na skutek redukcji promieniowania słonecznego, pomimo pojawienia się dodatkowej porcji wody. Jednak wraz ze zwilżeniem wierzchniej warstwy gleby pojawiała się zwiększona emisja, najprawdopodobniej wywołana wzmoczoną aktywnością mikrobiologiczną. Dane z okresów nocnych wskazują, że rzeczywiście w czasie deszczu wzrasta emisja CO_2 i przenosi się również na okresy tuż po opadzie. Z rysunku 36e nie wynika, aby po opadzie następowała również intensyfikacja fotosyntezy wpływająca na wyraźne zmniejszenie strumienia NEE. Obniżenie jest nieznaczne i nieistotne statystycznie, co wynika z badania przeprowadzonego testem Kruskala-Wallisa.

Reasumując, opisywany przez Lee i in. (2004) krótkotrwały wzrost emisji CO₂ w czasie deszczu, zanikający po jego ustaniu, pojawiał się w badanych ekosystemach głównie na skutek redukcji promieniowania słonecznego. Sugerowana przyczyna zwiększonej emisji, którą podali autorzy cytowanej pracy – tzn. intensyfikacja procesu oddychania, pojawiła się jedynie na polu uprawnym. Najbardziej zaskakujący pod względem reakcji na opad wydaje się ekosystem torfowiska w Rzecinie, gdzie prawdopodobnie podczas opadu następuje wzrost intensywności zarówno oddychania ekosystemu, jak i fotosyntezy.

4.3.3. Wpływ rozkładu opadów na wartości GEP, NEE i R_{eko}

Jednym z najważniejszych wyzwań, z którym muszą się zmierzyć ekosystemy w zmieniającym się klimacie Ziemi, jest przewidywany przez klimatologów wzrost wariacji opadów atmosferycznych. Wiąże się on z dwoma kategoriami problemów: (1) długimi okresami bez opadów (susze) oraz (2) krótkimi, ale intensywnymi, a wręcz nawalnymi opadami dostarczającymi w krótkim czasie dawkę wody zbyt dużą do spożytkowana przez rośliny. W podrozdziale podjęto próbę oceny wpływu pierwszego z wymienionych zagrożeń na bilans węgla badanych ekosystemów.

Na rysunku 38 przedstawiono znormalizowane średnie dzienne wartości GEP, NEE i R_{eko} z doby poprzedzającej opad (dane wyłącznie dzienne). Normalizacja polegała na podzieleniu średnich dobowych wartości każdego ze strumieni przez wartość otrzymaną z funkcji – opisanych wzorem 36 dla R_{eko} i zależnością 40 dla GEP – określających wrażliwość wymienionych strumieni odpowiednio na temperaturę gleby i promieniowanie słoneczne. Uzyskane szeregi czasowe stały się wartościami normalizującymi dla strumieni R_{eko} i GEP. Wartość normalizującą NEE otrzymano przez odjęcie wartości normalizującej GEP od wartości normalizującej R_{eko} . Dla większej czytelności rysunku 38 i zachowania znaków podzielono wartości NEE przez wartości normalizacyjne pomnożone przez -1 . W ten sposób starano się zniwelować dominujący efekt oddziaływania promieniowania słonecznego i temperatury gleby na wartości strumieni. Otrzymane wyniki można interpretować następująco: jeśli wartości znormalizowane skupiają się wokół jedności (lub -1 dla NEE), to w wydzielonej grupie strumieni czynnikami decydującymi o ich wielkości były temperatura gleby i promieniowanie słoneczne; natomiast kiedy wartość znormalizowana dąży do zera, wtedy wartości zmierzone są znacznie mniejsze od otrzymanych z funkcji 36 i 40. Może to świadczyć, że inny czynnik, poza temperaturą gleby i promieniowaniem słonecznym, wpłynął decydująco na wielkość strumieni. Przyjęto założenie, że był nim stres wywołany brakiem opadów. Słabością hipotezy jest niepełne uwzględnienie fazy rozwojowej roślin, która również może wpłynąć na wielkość strumieni w sposób



Rys. 38. Znormalizowane wartości średnich strumieni GEP, NEE i R_{eko} w funkcji okresów pomiędzy dniami opadowymi na stacji: a) w Tucznie, b) w Rzecinie, c) w Brodach. Kolorowe liczby nad każdym z „pudełek” oznaczają liczbę suchych okresów w danej grupie

Fig. 38. The normalised average values of the GEP, NEE and R_{eko} fluxes as a function of the length of dry periods between rainy days in: a) Tuczno, b) Rzecinie, c) Brody. The coloured figures above each box indicate the number of dry periods in a given group

podobny do pojawienia się deficytu wodnego. Ten problem dotyczy najbardziej pola uprawnego, natomiast ma znaczenie nieco mniejsze w przypadku lasu i torfowiska ze względu na brak znaczących zmian w pokrywie roślinnej tych ekosystemów.

Następnie dane podzielono na grupy w zależności od liczby dni wpływających od poprzedniego deszczu. Dla Tuczna i Rzecina wybrano okres wiosny, lata i jesieni, natomiast dla Brodów, z uwagi na cykl uprawowy, okres ten zawężono do wiosny i lata. Każdą z takich grup przedstawiono w postaci wykresów pudełkowych.

Na rysunku 38 można odczytać, że liczba okresów pomiędzy opadami, które były dłuższe niż 9–10 dni była niewielka. Na stacji w Brodach pomiary trwały zbyt krótko, aby zaobserwować reakcję ekosystemu na dłuższe okresy bezopadowe. Dlatego dane ze stacji badawczej w Brodach pominięto w dalszych analizach.

W Tucznie, a szczególnie w Rzecinie, stwierdzono nieco więcej suchych okresów dłuższych niż 7 dni, choć nadal ich liczba była zbyt mała do przeprowadzenia wiarygodnych badań statystycznych wskazujących istotność różnic pomiędzy wydzielonymi grupami. Na podstawie zaprezentowanych danych można podjąć próbę wskazania trendów zmian w wartościach poszczególnych strumieni w funkcji czasu trwania okresów bez opadów. W tym celu dodano linie trendu na uzyskane poprzednio diagramy. Zastosowano model liniowy, a do wyliczenia jego parametrów posłużono się metodą najmniejszych kwadratów. Jako zmiennej niezależnej użyto liczby dni pomiędzy opadami, natomiast zmiennymi zależnymi były mediany w każdej grupie (na rysunku 38 jako grube poziome linie wewnątrz każdego z prostokątów, tzw. pudełek).

Wstępna analiza danych pozwala wskazać, że ekosystemy leśny i podmokły reagują na przedłużające się okresy suszy w nieco inny sposób. W Tucznie problemy z niedoborami wody niemal w równym stopniu dotyczą procesu fotosyntezy i oddychania. Symptodem potwierdzającym stwierdzenie jest brak istotnego trendu prostej, którą przybliżono zależność między strumieniami GEP a długością okresów bezopadowych i niewielki, choć istotny trend R_{eko} ($p = 0,00286$). Z kolei w danych reprezentujących strumienie NEE ujawnia się trend wyraźny i istotny ($p = 56,2 \times 10^{-9}$) wskazujący na obniżenie ilości wiązanego przez las CO_2 wraz ze wzrostem długości okresów bezopadowych (rys. 38a). Można zatem skonkludować, że wraz z wydłużaniem się okresów bezdeszczowych las w Tucznie staje się mniej wydajny pod względem sekwestracji węgla, pomimo że w tych samych warunkach spowalniają również procesy związane z emisją CO_2 .

Nieco inną reakcją na wydłużające się okresy suszy opadowej zauważono w Rzecinie (rys. 38b). Choć trendy liniowe, opisujące wpływ długości okresów bezdeszczowych na strumienie, okazały się nieistotne statystycznie, to dane zamieszczone na rysunku 38b skłaniają do dalszej analizy. Dodatkowym bowiem czynnikiem utrudniającym zaproponowany sposób analizy jest położenie torfowiska w Rzecinie

na jeziorze przepływowym. Poziom wody w tym zbiorniku może być regulowany przez system urządzeń piętrzących. W latach z przedstawianymi danymi decyzje o sposobie użytkowania tego systemu były podporządkowane hodowli ryb w jeziorze. Brak opadów mógł więc być rekompensowany regulacjami melioracyjnymi. Może to wyjaśniać przyczyny większej zmienności strumieni wewnątrz każdej z grup danych z Rzecina (zawartej w pojedynczych pudełkach; rys. 38), w porównaniu z Tucznem, co sprawiło nieistotność opisywanych dla torfowiska trendów.

Torfowisko, nad którym prowadzono pomiary tworzy rodzaj pływającego dywanu. Warunki wilgotnościowe na głębokości kilkunastu centymetrów są więc stosunkowo stabilne, nawet po dłuższym braku opadów. Dzieje się tak dlatego, że wraz z obniżaniem się zwierciadła wody gruntowej następuje opadanie całego „dywanu”. W konsekwencji ewentualnym przesuszeniu ulega jedynie wierzchnia – żywa część torfowiska, co powoduje redukcję procesu fotosyntezy. Natomiast głębsze, martwe warstwy torfowiska pozostają w większości ciągle zanurzone w wodzie, która odcina dopływ tlenu do rozkładającej się materii organicznej. Dlatego nawet dłużej trwająca susza nie wpływa na ewidentny wzrost emisji CO₂, ale oddziałuje na strumienie NEE, głównie przez osłabienie roślinności torfowiskowej i zmniejszenie GEP.

5. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

We współczesnej nauce postrzega się środowisko i procesy w nim zachodzące poprzez pryzmat praw fizyki. Zrozumienie oraz opisanie zjawisk biologicznych wymaga narzędzi bardzo związanych z prawami fizyki i chemii. W wymienione potrzeby wpisuje się metoda kowariancji wirów (KW), która opiera się na takich właśnie podstawach. Jak każda metoda pomiarowa cechuje się ograniczeniami. Można próbować je przełamać lub wesprzeć badania materiałem empirycznym uzyskanym innymi metodami szacowania strumieni.

Pomimo ciągłego rozwoju oraz pogłębiania wiedzy na temat procesów i zjawisk wpływających na aplikacyjność i dokładność metody KW, w dalszym ciągu trudno nazwać ją *plug and play* (włącz i graj). We współczesnym świecie łatwo przywyknąć, że różne urządzenia działają zaraz po wyjęciu z opakowania. Niestety nie jest to możliwe z przyrządami tworzącymi system KW. Każdy przypadek pomiarowy wymaga indywidualnego podejścia badacza. Poczynając od etapu wyboru lokalizacji systemu pomiarowego i typu badanej powierzchni, poprzez wybór aparatury i systemu akwizycji danych, do podjęcia decyzji o algorytmie przetwarzania danych pomiarowych – na każdym z tych etapów niezbędna jest wiedza ekspercka. Stopień komplikacji rośnie, gdy pomiary dotyczą gazów rzadziej występujących w atmosferze (np. metanu – CH_4 lub podtlenku azotu – N_2O). W pracy starano się przedstawić zarówno podstawy teoretyczne pomiarów strumieni pionowych w warstwie granicznej, jak i całą drogę, którą należy przebyć, aby wykorzystać metodę KW w badaniach własnych.

Pomimo wymienionych niedogodności, metoda kowariancji wirów zyskała powszechną akceptację w środowisku akademickim zajmującym się problematyką interakcji między powierzchnią ziemi a atmosferą, szczególnie w kontekście zmian klimatycznych. W tej grupie można znaleźć zarówno fizyków atmosfery, jak i biologów. Niewątpliwie metoda KW ułatwiła interdyscyplinarne badania środowiska, integrując prace naukowe z różnych dyscyplin. Od początku lat 90. XX wieku na bazie tej metody pomiarowej powstało wiele sieci pomiarowych, które dostarczają coraz więcej danych. Pomimo tego, otrzymywane dane nie są reprezentatywne dla

każdej powierzchni, w każdym miejscu na Ziemi. Nie jest możliwe takie zagęszczenie pomiarów kowariancyjnych, aby uzyskać dane dla każdego obszaru. Współcześnie naziemne pomiary wymiany takich gazów, jak para wodna, dwutlenek węgla i coraz częściej metan stanowią ważne odniesienie dla pomiarów teledetekcyjnych. Chodzi tu nie tylko o pomiary satelitarne (Sun i in., 2011), ale również z użyciem bezałogowych statków powietrznych (ang. *unmanned aerial vehicle* – UAV), nazywanych potocznie dronami (Reineman i in., 2013). To kolejny bardzo ważny etap w badaniach środowiskowych, w którym pomiary kowariancyjne odgrywają rolę kluczową. Bez rozbudowy sieci opartych na metodzie KW, jak NEON czy ICOS, nie byłyby możliwe do wykonania ten kolejny krok w kierunku globalnego monitoringu środowiska i ulepszenia modeli GCM (ang. *Global Climatic Model*).

W kontekście obserwowanych zmian składu atmosfery ziemskiej i zmian klimatu okazuje się niezwykle ważne prowadzenie badań zmierzających do odpowiedzi na pytanie jak różne ekosystemy reagują na te zmiany? Ponieważ tempo tych zmian jest szybkie, a istniejące sprzężenia zwrotne łączące litosferę, atmosferę, hydrosferę i biosferę są skomplikowane, do ich rozpoznania wymagane są metody pozwalające na bardzo precyzyjne analizy zachodzących procesów. Metoda kowariancji wirów jest narzędziem spełniającym wymienione wymagania.

W pracy zawarto wyniki pomiarów strumieni CO₂ nad trzema wybranymi ekosystemami: lasem sosnowym w Tucznie, torfowiskiem w Rzecinie i polem uprawnym w Brodach. Na podstawie przeprowadzonych prac metodycznych i analiz uzyskanych wyników badań wysunięto przedstawione poniżej wnioski.

1. Każdy z trzech przedstawionych w pracy ekosystemów charakteryzuje się odmiennymi zdolnościami akumulacji węgla. Las w Tucznie i torfowisko w Rzecinie średnio zretencjonowały rocznie odpowiednio $418,5 \pm 11,8 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$ oraz $118,6 \pm 26,0 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$.

2. Bilans węgla pola uprawnego w Brodach wymaga uwzględnienia wymiany netto biomu, dlatego na podstawie pomiarów metodą kowariancji wirów można stwierdzić jedynie, że w wyniku fotosyntezy pole pszenicy bądź jęczmienia asymiluje około $220\text{--}250 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$.

3. System kowariancji wirów wyposażony w analizator typu otwarta ścieżka (OP), w porównaniu z systemem z analizatorem typu zamknięta (przymknięta) ścieżka (CP), rejestruje w tych samych warunkach strumienie NEE wskazujące na większą asymilację CO₂. Ponieważ system CP jest mniej podatny na warunki zewnętrzne, a pomiar wykonywano w stabilnych warunkach termicznych, wyniki uzyskane z typu OP wymagają skorygowania w celu porównania obydwu systemów.

4. Na podstawie skorygowanych miesięcznych sum strumieni GEP, NEE i R_{eko} – oszacowanych z wykorzystaniem pomiarów systemami kowariancji wirów typu otwarta ścieżka (OP) oraz zamknięta ścieżka (CP) – wykazano brak istotnych różnic w tych wartościach, pomimo różnej ilości dostępnych danych uzyskanych z obu systemów. Świadczy to o trafnym doborze zastosowanej metodyki uzupełniania braków, a przede wszystkim informuje, że zbiór, okrojony na skutek przerw, awarii bądź procedur czyszczenia danych, pozwala na uzyskanie poprawnych wyników.

5. Podczas opadu na stacji leśnej i rolniczej zarejestrowano strumienie netto CO_2 świadczące o wzroście emisji tego gazu w stosunku do jego asymilacji, czego główną przyczyną było zmniejszenie gęstości promieniowania całkowitego (R_g) w czasie opadów. W tym samym czasie mógł również następować wzrost emisji wywołanej intensyfikacją oddychania ekosystemu, jednak zostało to zauważone jedynie na polu uprawnym.

6. W kontekście przewidywanego wzrostu częstości ekstremów opadowych, przed ludzkością i nauką staje poważne wyzwanie wobec postępującego procesu wylesienia oraz zmniejszania się zdolności ekosystemów leśnych do akumulacji węgla w miarę wzrostu częstości i długości trwania okresów bezopadowych.

Przedstawione w opracowaniu dane są skromną reprezentacją niezurbanizowanego krajobrazu Polski i dlatego wyniki pracy nie mogą być ekstrapolowane na cały obszar kraju. Niewątpliwie jednak są pierwszym tego typu oszacowaniem w warunkach Polski, więc ich wyniki warto spożytkować choćby do weryfikacji i udoskonalenia metod „inwentarzowych” określania emisji z powierzchni całej Polski. Wydaje się to podejściem lepszym niż przeniesienie rezultatów podobnych badań przeprowadzonych w innych krajach ze względu na różnice w strukturze i zarządzaniu użytkowaniem powierzchni oraz odmienności klimatyczne i biologiczne (np. skład gatunkowy).

ZAŁĄCZNIKI

Załącznik A

Problemy pomiarowe w metodzie kowariancji wirów w okresach nocnych i zimowych

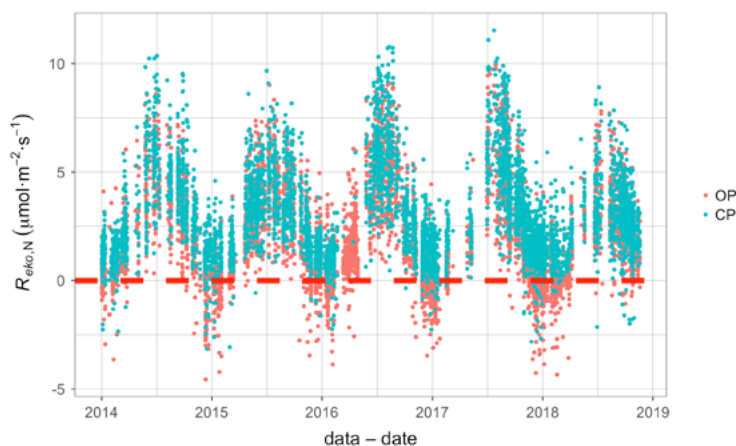
W rozdziale 2 opisano kluczowe zagadnienia związane z pomiarami strumieni metodą kowariancji wirów. Część z nich ma istotne znaczenie w wyborze miejsca pomiarowego, inne są ściśle związane z typami urządzeń pomiarowych i możliwościami lub ograniczeniami aparatury najczęściej stosowanej w tej metodzie. Pomimo świadomości występowania wszystkich niuansów związanych z pomiarami kowariancyjnymi, nie sposób zapobiec błędom pomiarowym „zanieczyszczającym” zbiór danych. Wiele wskazuje, że najbardziej kłopotliwe w pomiarach są okresy, w których słabnie turbulencja. Najczęściej występują one w nocy i w chłodnej części roku. Ma to szczególne znaczenie w bilansowaniu wymiany CO₂, ponieważ w tych okresach niemożliwe jest usuwanie tego gazu z atmosfery w procesie fotosyntezy (w nocy i poza okresem wegetacyjnym). W takich warunkach system pomiarowy powinien więc rejestrować jedynie emisję CO₂ do atmosfery. Warto jednak zauważyć, że nie wszystkie pomiary pochodzące z okresów nocnych i zimowych wskazują emisję, choć zostały zakwalifikowane jako poprawne. Innymi słowy, nie wszystkie wartości NEE zmierzone w czasie nocy są większe od zera. Dlatego problem niedoszacowania wielkości oddychania ekosystemu jest jednym z najistotniejszych zagadnień rzutujących na dokładność estymacji wymiany netto CO₂.

Takie wątpliwe pomiary mogą znaleźć się w zbiorze użytym w analizach, ponieważ w części przypadków może okazać się nieskuteczna najbardziej uznana metoda filtracji danych pomiarowych pod kątem warunków turbulencyjnych. Metodę tę opisano w podrozdziale 2.6.1. Polega ona na odrzuceniu pomiarów przeprowadzonych w warunkach, w których prędkość tarciowa była mniejsza od wartości krytycznej (progowej). W literaturze niektórzy autorzy postulują, że w niektórych sytuacjach

nabierają znaczenia przepływy boczne, a wymiana w kierunku pionowym ulega redukcji, np. podczas radiacyjnego wychładzania powierzchni czynnej, kiedy pojawia się inwersja. Zjawisko jest o tyle kłopotliwe, że w takich warunkach nadal może być spełnione kryterium krytycznej wartości prędkości tarciowej (Staebler i Fitzjarrald, 2004; Tóta i in., 2009). Przyczynami pojawienia się tych przepływów bywają zarówno różnica temperatur sąsiadujących powierzchni (wywołująca adwekcję), jak i nachylenie powierzchni, nad którą wykonuje się pomiar (co powoduje przepływ katabatyczny). Dwutlenek węgla, mający tendencję do zalegania przy powierzchni, może służyć po niewielkich nawet pochyłościach terenu, nie dosięgając systemu pomiarowego. Oznacza to, że część strumienia R_{eko} , wytwarzanego przez źródło biologiczne, zostaje przeprowadzana pod przyrządami pomiarowymi. Strumienie więc stają się niewidoczne dla systemu KW (Hayek i in., 2018). W takich warunkach pomiar magazynowania CO_2 w warstwie powietrza pod systemem pomiarowym powinien uzupełnić lukę w danych. Magazynowanie jest obliczane standardowo na podstawie zmian stężeń CO_2 , niekiedy nawet z zastosowaniem pomiarów profilu stężeń CO_2 , czyli na kilku wysokościach. Pomimo tego, część magazynowanego CO_2 może pozostawać ukryta z powodu tendencji zalegania CO_2 przy powierzchni i jego przemieszczania się pod sensorami (Hayek i in., 2018). Przepływy poziome wywołane adwekcją lub sływem katabatycznym są kłopotliwe, ponieważ pomiar stężeń CO_2 w jednym profilu nie pozwala na ich oszacowanie. Niestety podejmowane próby pomiaru strumieni przenoszonych takimi przepływami, z zastosowaniem wielu profili, nie przyniosły zadowalających rezultatów w postaci uniwersalnego modelu ułatwiającego poprawienie wartości otrzymywanych z systemów KW (Järvi i in., 2018; Mamkin i in., 2016; Moderow i in., 2011).

Dodatkowo do trudności z oszacowaniem oddychania ekosystemu za pomocą pomiarów kowariancyjnych przyczynia się odwrócenie pionowego gradientu temperatur powietrza (inwersja termiczna), co hamuje transport w górę, ale sprzyja sływowaniu schładzanego powietrza oraz zaleganiu ciężkiego CO_2 przy powierzchni czynnej. Wszystko to sprawia, że strumień CO_2 emitowany przez biologiczne źródło po pierwsze jest różny od mierzonych przez system pomiarowy, a po drugie – błędne dane mogą wpływać na wartości uzupełnione, a tym samym na bilanse NEE sporządzane w różnych skalach czasowych. Im dłuższy czas integracji, tym większe niebezpieczeństwo kumulowania się takich błędów.

Dowodem przemawiającym za istnieniem opisanego problemu są pojawiające się w czasie nocy oraz poza sezonem wegetacyjnym ujemne wartości NEE (rys. A1). W nocy proces fotosyntezy nie usuwa z atmosfery CO_2 , można więc założyć, że strumień NEE w tym czasie jest w całości skutkiem procesów związanych z oddychaniem ekosystemu (nocne NEE = nocne R_{eko}). Ujemne wartości NEE w takich warunkach są niemożliwe z biologicznego punktu widzenia. Jeśli jednak zostały



Rys. A1. Przykład przebiegu wartości NEE zmierzonych w nocy ($R_{eko,N}$) z użyciem systemów KW z otwartą ścieżką pomiarową (OP) i zamkniętą ścieżką pomiarową (CP). Dane zweryfikowano zgodnie z powszechnie przyjętą metodologią (przeprowadzono między innymi testy stacjonarności strumieni i $u_* > u_{*th}$)

Fig. A1. An example of the course of NEE values measured at night with an open-path (OP) and a closed-path (CP) EC system ($R_{eko,N}$). The data were verified according to the commonly used methodology (i.e. the flux stationarity and $u_* > u_{*th}$ filtering were tested)

zarejestrowane, to muszą być obarczone błędem, np. wywołanym dywergencją pionowego strumienia (co sprawia, że w rzeczywistości nie jest on stacjonarny).

Dodatkowym czynnikiem, który należy wziąć pod uwagę w rozważaniach o możliwych źródłach błędów są trudności w funkcjonowaniu przyrządów pomiarowych w warunkach nocnych i zimowych. Dlatego rozwikłując problem dywergencji strumienia NEE w takich warunkach, na wstępie należy wykluczyć problemy związane ze sprzętem pomiarowym.

System wyposażony w analizator typu OP (z otwartą ścieżką pomiarową) jest bardziej narażony na działanie warunków zewnętrznych (atmosferycznych) z uwagi na cechy konstrukcyjne. Analizując dane na rysunku A1, można zauważyć, że co prawda typ CP również rejestrował ujemne wartości NEE, ale nie były one liczne w porównaniu z pomiarami systemem OP. Niezależnie od typu systemu pomiarowego, takie przypadki występowały głównie w chłodnej porze roku. Skłania to do pytania o rzeczywistą wielkość emisji: nie tylko w czasie zimy, ale również w okresie letnich nocy, kiedy oddychanie ekosystemu jest większe z racji intensywniejszej aktywności biologicznej. W poszukiwaniach metody do skorygowania wskazań systemu typu OP właśnie okres chłodniejszy wydaje się obfitować w argumenty pozwalające taką korektę wypracować. Można spekulować kiedy i czy w ogóle ustają całkowicie

procesy metaboliczne oraz fizyczne spalanie materii organicznej, co pociągnęłoby za sobą zerową wartość strumienia R_{eko} . Wiadomo, że produkcja CO_2 zależy od temperatury (Lloyd i Taylor, 1994) i dostępności wolnej wody (Brooks i in., 1996). Aktywność mikrobiologiczna w zakresie temperatur od $-7,5^\circ\text{C}$ do -5°C jest niewykrywalna (Schimel i in., 1996), a tym samym wartość zmierzonego strumienia powinna być równa zero. Istnieją jednak dowody, że nawet w temperaturach poniżej -5°C niektóre mikroorganizmy i grzyby mogą wykazywać aktywność pod warunkiem utrzymywania się roztworu glebowego w stanie ciekłym (Law i in., 1999). Jeśli przyjąć, że w większości przypadków, w temperaturach rzędu -5°C i niższych może występować jedynie niewielka emisja CO_2 do atmosfery, to strumienie R_{eko} powinny dążyć do zera.

W konsekwencji opisanych zagadnień pojawia się problem oszacowania wpływu zaniżania nocnych pomiarów na bilansowanie wymiany CO_2 w dłuższych okresach obejmujących również czas zimy. Zaprezentowane na rysunku A1 dane wskazują jednoznacznie na potrzebę zweryfikowania budzących wątpliwości wartości nocnego NEE oraz wskazania możliwych przyczyn i przyjęcia założeń pozwalających na skompensowanie tej części oddychania ekosystemu, która była efektem procesów biologicznych, ale nie została zarejestrowana przez system pomiarowy.

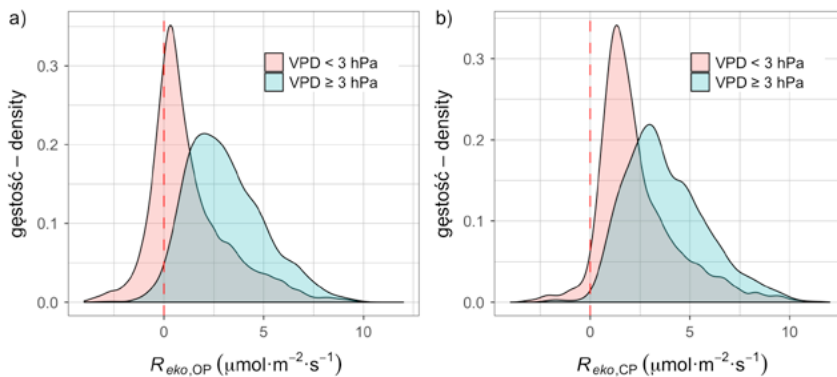
Jednym z najważniejszych wniosków wypływających z danych pokazanych na rysunku A1 jest większa liczba wartości mniejszych od zera w pomiarach nocnych NEE przeprowadzonych systemem KW wyposażonym w analizator typu OP, w porównaniu z wykonanymi równoległe z użyciem systemu typu CP. Nasuwa się pytanie o przyczyny różnic? Przyjęto hipotezę 1, że przyczyną różnic jest niewłaściwe działanie analizatora gazowego typu OP w niektórych warunkach atmosferycznych. Hipoteza zakłada, że pomiary strumieni NEE wykonywane w tych samych warunkach z użyciem systemu KW z analizatorem typu CP nie są obciążone błędami wynikającymi z warunków atmosferycznych. Jeśli hipoteza nie zostałaby uznana za fałszywą, pozostaje pytanie o to, jaką strategię działania przyjąć w przetwarzaniu danych nocnych, z których część wartości jest ujemna niezależnie od typu systemu pomiarowego. Konsekwencją postawionego pytania jest hipoteza 2: w okresach nocnych oraz w czasie zim (kiedy nie może zachodzić proces fotosyntezy) pionowy strumień CO_2 ulega dywergencji, czego przyczyną jest pojawienie się poziomych przepływów, np. wywołanych adwekcją. Hipoteza zakłada, że zjawisko nie występuje w okresach dziennych. Innymi słowy, pomiary w czasie dnia reprezentują rzeczywiste wartości strumieni NEE i innych strumieni przenoszonych przez turbulencję.

W okresach nocnych oraz w chłodnej porze roku, częściej niż w czasie dnia i pory cieplej, pojawiają się warunki niekorzystne z punktu widzenia pomiarów metodą KW. Na skutek braku dopływu energii ze Słońca następuje zanik turbulencji. Atmosfera przechodzi ze stanu równowagi chwiejnej do neutralnej i wreszcie stałej. Wydaje się, że właśnie w takich warunkach systemy typu OP i CP mogą zawodzić

i wskazywać pochłanianie nocne, niemożliwe z biologicznego punktu widzenia. Jak zauważono wcześniej, z użyciem typu OP jest ono jeszcze większe niż zarejestrowane w tym samym czasie przez system CP (rys. A1). Ponieważ w takich warunkach mogą pojawić się niewielkie wartości niedosytów ciśnienia pary wodnej (VPD), a nawet kondensacja, powstaje przypuszczenie, że głowica analizatora OP, narażona na działanie warunków atmosferycznych, może być wrażliwa na niskie wartości VPD. O ile bowiem dolna część głowicy pomiarowej analizatora typu OP (rys. 16) wydziela pewną ilość ciepła – co jest źródłem błędów pomiarowych, ale jednocześnie chroni tę część urządzenia przed kondensacją pary wodnej, o tyle górna część głowicy pomiarowej analizatora jest nieogrzewana. W zasadzie to cecha pożądana, która powinna wpływać pozytywnie na jakość pomiarów. Niestety nie znajduje to odzwierciedlenia w danych gromadzonych przez ten typ systemu KW. Dzieje się tak dlatego, że w warunkach sprzyjających kondensacji pary wodnej okno ścieżki pomiarowej, znajdujące się w górnej części głowicy, pokrywa się cienkim filmem wodnym, a w sytuacjach skrajnych – rosą lub szronem. Promieniowanie podczerwone, emitowane przez źródło umieszczone w dolnej części głowicy, w pewnym stopniu jest przechwytywane przez ów wodny nalot, a powinno przechodzić w sposób nieskrępowany, aby pomiar był dokładny. Jednocześnie wydaje się, że pomiary obciążone błędem wynikającym z opisanych przyczyn nie powinny znaleźć się w bazie danych. Jeżeli bowiem następuje przysłonięcie okna, urządzenie jest zdolne do rozpoznania takiej sytuacji (parametr AGC lub ASS w nowszych modelach; LI-COR Biosciences, 2015), co pozwala na oznaczenie błędnych pomiarów i wykluczenie ich z dalszych analiz. Problemem są dane, które mimo zastosowanych zabezpieczeń oraz filtrów mogą stać się elementem zbioru danych i być wykorzystane mylnie w konstruowaniu modeli i szacowaniu bilansów wymiany CO₂. Istnieje potrzeba udoskonalenia metod stosowanych standardowo w procesie przetwarzania danych, pozwalających na bardziej trafne oznaczenie danych błędnych.

W celu zweryfikowania rozbieżności w nocnych danych pomiarowych pomiędzy systemami CP i OP przeprowadzono analizę porównawczą (użyto wyłącznie danych nocnych, dla których $R_g < 10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$). Analizę rozpoczęto od sporządzenia diagramów ilustrujących rozkłady empirycznych funkcji gęstości prawdopodobieństwa dla wystąpienia konkretnych wartości w danych pomiarowych obu systemów (rys. A2).

Przeprowadzone działania pokazały, że zaobserwowanej różnicy nie tłumaczy w pełni podział dostępnych danych na dwie grupy, w zależności od wartości granicznej niedosytu przyjętej na podstawie przeprowadzonych prób ($\text{VPD} < 3 \text{ hPa}$). Co prawda uwidoczniły się jakby dwie populacje danych, ale wartości zmierzone systemem typu OP wydają się przesunięte w lewo, w stosunku do określonych typem CP, niezależnie od momentów pomiaru, czyli gdy $\text{VPD} < 3 \text{ hPa}$, czy też kiedy $\text{VPD} \geq 3 \text{ hPa}$. Przeprowadzono więc bardziej szczegółowy podział danych,



Rys. A.2. Rozkłady empirycznych funkcji gęstości prawdopodobieństwa dla różnych wartości R_{eko} (nocnych strumieni NEE): a) system z otwartą ścieżką pomiarową (OP), b) system z zamkniętą ścieżką pomiarową (CP)

Fig. A.2. The distributions of empirical probability density functions for the occurrence of different R_{eko} values (night-time NEE): a) an open-path system (OP), b) a closed-path system (CP)

uwzględniający, oprócz VPD, stany równowagi termodynamicznej atmosfery. Jego idea powstała na podstawie przypuszczenia, że być może oddziaływanie VPD na pomiary NEE stanie się bardziej zauważalne w pewnych stanach równowagi atmosfery. Podejrzewano, że uwidoczni się w równowadze stałej na skutek osłabienia turbulencji. Wraz z nadejściem zmroku atmosfera przechodzi stopniowo ze stanu równowagi chwiejnej do stałej. W tym czasie zmienia się układ sił napędzających bądź hamujących pionowe ruchy w atmosferze. Ponieważ proces jest rozłożony w czasie, to w zbiorze nocnych pomiarów mogą występować wartości reprezentujące różne stany równowagi atmosfery, a tym samym reprezentujące stany o różnie rozwiniętej turbulencji. W celu rozpoznania czy ujemne wartości R_{eko} dominują w czasie którejś ze stratyfikacji atmosfery sporządzono rozkłady funkcji gęstości, osobno dla każdej z jej odmian. Poszczególne stany równowagi termodynamicznej atmosfery określono na podstawie krytycznych wartości parametru stabilności ($\zeta = z_m/L$). Przyjęto pięć klas opisujących stratyfikację atmosfery zgodnie z granicznymi wartościami parametru ζ , zamieszczonymi w tabeli A1 (np. Rodrigo i in., 2015).

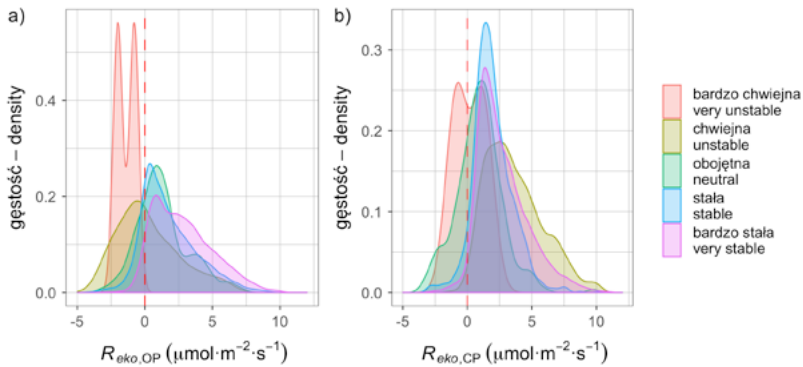
Zabieg ujawnił, że oba systemy pomiarowe rejestrowały oddychanie ujemne, a właściwie asymilację – niemożliwą w czasie nocy, głównie w warunkach równowagi bardzo chwiejnej i chwiejnej (rys. A3). To zaskakujące jako że spodziewano się, że pomiary problematyczne głównie będą uwarunkowane równowagą stałą lub raczej bardzo stałą, która dominuje w czasie nocny. Bliższe rozpoznanie wskazuje, że warunki równowagi chwiejnej, którą systemy pomiarowe zarejestrowały w czasie nocy, są skutkiem niewielkich, większych od zera, strumieni ciepła jawnego, które

Tabela A1. Klasyfikacja stabilności atmosfery
Table A1. Classification of atmospheric stability

Kategoria – Category	Zakres – Range
Bardzo chwiejna Very unstable	$\zeta < -0,6$
Chwiejna, inaczej niestabilna Unstable	$-0,6 < \zeta < -0,02$
Neutralna (bliska neutralnej), inaczej obojętna Neutral (nearly neutral)	$-0,02 < \zeta < 0,02$
Stać, inaczej stabilna Stable	$0,02 < \zeta < 0,6$
Bardzo stać Very stable	$\zeta > 0,6$

decydowało o znaku długości Monina-Obuchowa (L ; wzór 14). Omawiane przypadki mogą być następstwem błędu pomiarowego lub napływu chłodnego powietrza, które jako gęstsze opadało na ekosystem, wypychając zalegające tam powietrze ciepłe. Można także przypuszczać, że chłodne opadające powietrze cechowała mniejsza zasobność w CO_2 , a wypychane zasobne w ten gaz powietrze z dna lasu nie przechodziło przez system pomiarowy, przemieszczając się poziomo poza obszar źródłowy (adwekcja lub odpływ katabatyczny). Jednocześnie powierzchnia ekosystemu w początkowej fazie napływu chłodnego powietrza była od niego cieplejsza, co również może tłumaczyć niewielki dodatni strumień ciepła jawnego.

Ujemne wartości R_{eko} mogą więc być związane ze zjawiskiem przepływów poziomych. Nie wyjaśnia to jednak przyczyn wskazywania niższych wartości przez system typu OP w porównaniu z CP (rys. A2 i A3). Świadczy, że w pomiarach systemem OP musi być ukryty dodatkowy błąd, specyficzny dla tego typu analizatora. Jego istota wiąże się zarówno z przesłonięciem ścieżki pomiarowej przez zanieczyszczenia i kondensującą parę wodną (Serrano-Ortiz i in., 2008), jak i warunkami atmosferycznymi, ale nie zależy od stanu turbulencji czy stanu równowagi atmosfery. Analizatory typu OP nie umożliwiają pomiaru współczynnika zmieszania (μmol mierzonego gazu na mol powietrza), który jest miarą ilości gazu w mieszaninie, niezależną od fluktuacji temperatury i ciśnienia powietrza. Zamiast tego określają gęstość molową (μmol mierzonego gazu na 1 m^3 powietrza). Taki sposób pomiaru jest wrażliwy na zmiany gęstości powietrza przepływającego przez ścieżkę pomiarową (Webb i in., 1980). Negatywny wpływ na pomiar ma także samo urządzenie. Jak wspomniano, ogrzewa analizowane powietrze, co jest niepożądanym efektem pracy analizatora (Burba i in., 2008) i wynika z jego konstrukcji. Dolna część głowicy pomiarowej



Rys. A3. Rozkłady empirycznych funkcji gęstości prawdopodobieństwa dla wystąpienia różnych wartości R_{eko} (nocnych strumieni NEE), z rozróżnieniem stanów równowagi termodynamicznej atmosfery: a) system z otwartą ścieżką pomiarową (OP), b) system z zamkniętą ścieżką pomiarową (CP)

Fig. A3. The distributions of empirical probability density functions for the occurrence of different R_{eko} values (night-time NEE fluxes) for different atmospheric stability conditions: a) an open-path system (OP), b) a closed-path system (CP)

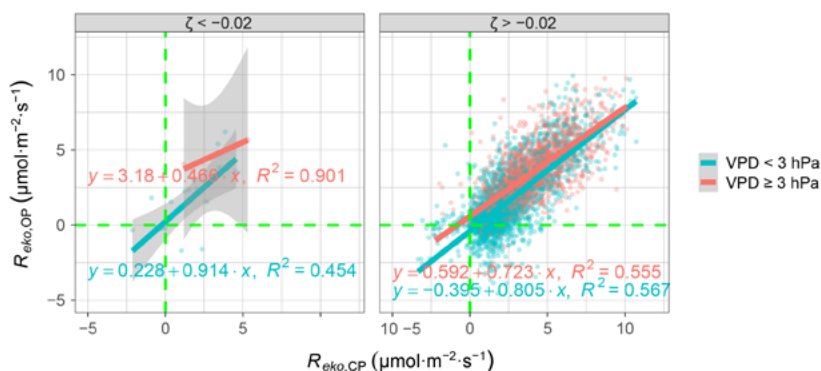
zawiera elementy, które nagrzewają powietrze przechodzące przez ścieżkę pomiarową, powodując zmianę jego gęstości i w konsekwencji „rozcieńczenie” badanego gazu. To znany i wcześniej opisywany efekt, którego następstwem było wprowadzenie tzw. poprawki Burby (Burba i in., 2008). Owo zakłócenie jest źródłem błędów, które można zniwelować, przynajmniej częściowo. Wspomniane zjawiska poznano i opisano we wskazanej literaturze. Zostały także uwzględnione na etapie obliczeń strumieni poprzez wprowadzenie stosownych poprawek. Przedsięwzięte działania wydają się jednak niewystarczające, jak wskazuje porównanie wyników z systemu typu OP i CP.

Ponieważ analizator typu CP pozwala określić ilość mierzonych gazów w postaci współczynników zmieszania, uznano, że pomiary wykonane tym urządzeniem mogą być zbiorem odniesienia. Nie znaczy to, że takie podejście jest uzasadnione w każdych warunkach i dla każdego gazu, ale w tych konkretnych okolicznościach wydaje się strategią właściwą.

Analizując rysunki A2 i A3, można dostrzec, że przesunięcia wartości nocnych NEE (R_{eko}) zmierzonych systemem OP, względem tych określonych systemem CP, nie są jednakowe dla sporządzonych podzbiorów. Na rysunku A2 pokazano, że dane zmierzone systemem OP, w czasie, gdy $VPD < 3$ hPa, są bardziej przesunięte w lewo (są mniejsze) w stosunku do określonych w czasie, gdy $VPD \geq 3$ hPa, w porównaniu z analogiczną parą reprezentującą dane zmierzone systemem typu CP. Natomiast na rysunku A3 widać, że podobne relacje występują dla podzbiorów reprezentujących różne stany równowagi atmosfery. Szczególnie zauważalna jest różnica pomiędzy

równowagą bardzo chwiejną i chwiejną a pozostałymi. Rodzi to przypuszczenie, że różnice we wskazaniach systemów OP i CP mogą zmieniać się w zależności od zmian VPD, ale nie tak samo w różnych stratyfikacjach atmosfery (hipoteza 1). Z uwagi na zdecydowanie mniejszą liczebność pomiarów reprezentujących równowagę chwiejną i bardzo chwiejną w porównaniu z pozostałymi zdecydowano się połączyć ze sobą zbiory danych zmierzone w tych dwóch stanach równowagi. Jako czynnik grupujący wykorzystano ponownie parametr równowagi atmosfery: dla $\zeta > -0,02$ (stratyfikacja neutralna, stała, bardzo stała) oraz $\zeta < -0,02$ (warunki równowagi chwiejnej i bardzo chwiejnej).

Z tak zgrupowanych danych sporządzono wykresy rozrzutu pomiarów uzyskanych z obu analizatorów (rys. A4). Uwzględniono również zmienność VPD, grupując odpowiednio dane wewnątrz każdego z podzbiorów, według kryterium $VPD < 3$ i $VPD \geq 3$. Przedstawione na rysunku dane wskazują, że różnice pomiędzy nachyleniem prostych opisujących relacje między pomiarami wykonanymi typem OP, w porównaniu z określonymi systemem CP, są wyraźne w warunkach, gdy $\zeta < -0,02$, ale z uwagi na mniejszą liczbę punktów wspólnych i ich rozproszenie mogą być nieistotne statystycznie. Natomiast w równowadze stałej, bardzo stałej i obojętnej nachylenia prostych są bardziej podobne, ale mogą okazać się istotnie różne. W celu zweryfikowania przypuszczenia sporządzono analizę kowariancji ANCOVA



Rys. A4. Wykresy rozrzutu prezentujące zależność pomiędzy nocnym oddychaniem ekosystemu (R_{eko}) zmierzonym systemami OP i CP dla warunków, gdy $\zeta < -0,02$ oraz $\zeta > -0,02$ i w czasie, gdy $VPD < 3$ hPa i $VPD \geq 3$ hPa. Szarym kolorem oznaczono przedziały ufności dla prostych dopasowanych metodą najmniejszych kwadratów do tych zależności

Fig. A4. Scatterplots showing the dependence between night-time ecosystem respiration fluxes (R_{eko}), measured with the OP and CP systems under the conditions of different atmospheric stability when $\zeta < -0.02$ and $\zeta > -0.02$ as well as when $VPD < 3$ hPa and $VPD \geq 3$ hPa. Confidence intervals of the lines fitted with the least squares method are marked as grey ribbons

(ang. *analysis of covariance*), będącą szczególnym przypadkiem analizy wariancji, w którym, oprócz zmiennych ilościowych, występuje czynnik grupujący te zmienne, nazywany kowariantem. W omawianym przypadku jest nim VPD, które występuje na dwóch poziomach ($VPD < 3$ i $VPD \geq 3$), czyli dzieli dane NEE na dwie grupy (Biecek, 2013; McDonald, 2015). Przy odpowiednim ułożeniu modelu analizy kowariancji może ona posłużyć do weryfikacji hipotezy o braku różnic między współczynnikami zależności liniowych w grupach. W tym przypadku celem było sprawdzenie, z jakim prawdopodobieństwem równoległe są proste dopasowane do punktów wykresów rozrzutu, opisujących zależności między wskazaniami obu typów systemów KW w czasie, gdy $VPD < 3$ hPa i $VPD \geq 3$ hPa. Hipoteza zerowa (H_0) zakłada zatem, że współczynniki kierunkowe prostych nie różnią się od siebie. Natomiast hipoteza alternatywna zakłada, że współczynniki kierunkowe prostych są różne, a proste przecinają się. W analizowanych przypadkach równoległość prostych oznaczałaby, że rozpatrywany czynnik (VPD) nie wpływa na omawiane różnice. Ostatecznie test przeprowadzono jedynie dla danych z grupy oznaczonej $\zeta > -0,02$, czyli stratyfikacji obojętnej, stałej i bardzo stałej. W przypadku równowagi chwiejnej zasadność przeprowadzenia testu jest wątpliwa z uwagi na dość szerokie przedziały ufności otaczające proste, zwłaszcza dla danych zgromadzonych w czasie, gdy VPD było mniejsze od 3 hPa. Dlatego zdecydowano, że dane zmierzone w takich warunkach nie będą użyte do parametryzacji modeli opisujących wymianę CO_2 między ekosystemem a atmosferą.

Analizy sporządzono w programie R, stosując funkcję *Anova* z pakietu *car* (Fox i Weisberg, 2011). Przed ich przeprowadzeniem dane poddano normalizacji rozkładów poprzez spierwiastkowanie pomiarów z obu analizatorów pierwiastkiem trzeciego stopnia.

Dla równowagi neutralnej, stałej i bardzo stałej test wykazał, że proste przecinają się z prawdopodobieństwem 99%, co skłoniło do przyjęcia hipotezy alternatywnej dla tego przypadku. W konsekwencji przeprowadzonej analizy można przyjąć, że wielkość VPD wpływa na wskazania analizatora typu OP. Świadczy to o potrzebie odrębnego traktowania pomiarów zgromadzonych w warunkach, gdy $VPD < 3$ hPa i gdy $VPD \geq 3$ hPa.

W celu przedstawiania jak to zjawisko może wpłynąć na dalsze postępowanie, dla obu analizatorów z osobna sporządzono zależności (rys. A5) strumieni NEE zmierzonych w czasie nocy (R_{eko}) od temperatur powietrza (T_a). Ta zależność jest stosowana powszechnie w procesie rozdziału strumieni NEE na jego składowe. Użyto temperatury powietrza, a nie gleby lub średniej z obu, ponieważ celem była ocena wrażliwości sprzętu pomiarowego na względnie szybko zmieniające się właściwości powietrza, a nie modelowanie procesu oddychania ekosystemu. Zgodnie z przyjętym sposobem grupowania pomiarów, uwzględniono warunki stabilności atmosfery, tym

razem jednak oznaczało to usunięcie z analiz danych zmierzonych w czasie stratyfikacji bardzo chwiejnej i chwiejnej ($\zeta < -0,02$). Natomiast dla stratyfikacji neutralnej, stałej i bardzo stałej ($\zeta > -0,02$) przeprowadzono dopasowanie modelu, który przedstawiono w równaniu 39.

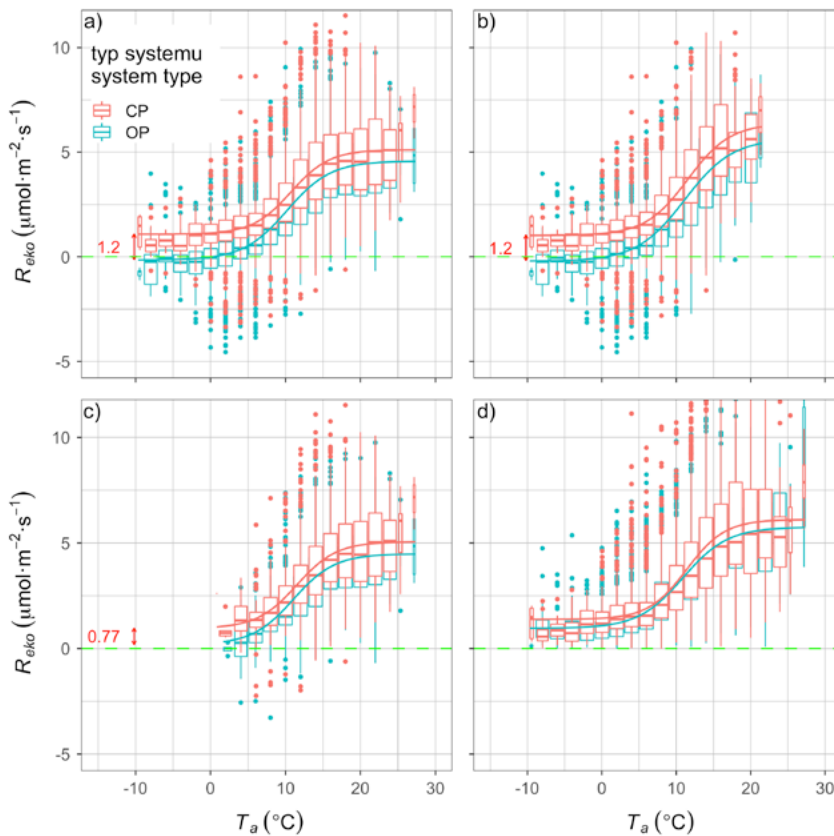
Wybrano funkcję w typie modelu Barra, a nie Lloyda-Taylora (równanie 36), ponieważ zauważono, że w analizowanym zbiorze danych lepiej opisuje ona zależność między nocnym NEE (R_{eko}) a temperaturą. Jako wyznacznik oceny wykorzystano powszechnie stosowane kryteria statystyczne, takie jak RMSE, MAE, SSE i AIC⁵. Lepsze dopasowanie tej krzywej zapewne warunkowane jest mniejszym oddychaniem ekosystemu w temperaturach z przedziału 18–20°C. Ponieważ temperatury z tego zakresu są raczej wartościami optymalnymi dla aktywności biologicznej (więcej również dla oddychania), spadek jego wielkości wydaje się być powiązany z mechanizmem ograniczania utraty wody przez rośliny. Dodatkowym tego dowodem może być zbiegnięcie się w tych samych momentach większych wartości niedosytu ciśnienia pary wodnej w powietrzu (rys. 28). Dlatego funkcja opisana wzorem 36 (model Lloyda-Taylora) nie została tutaj zastosowana, choć często jest rekomendowana jako najlepiej opisująca zależność między temperaturą a oddychaniem ekosystemu (Portner i in., 2010).

Z przedstawionego na rysunku A5a diagramu wynika, że system OP wskazuje niższe wartości oddychania nocnego, niż system CP, w całym zakresie zarejestrowanych temperatur powietrza (wykresy pudełkowe). Poza tym odległość między krzywymi nie jest stała, świadcząc o tym, że pomiary typu OP wskazują na inną wrażliwość temperaturową badanego ekosystemu niż pomiary systemem CP – co nie powinno mieć miejsca. Opisywana tendencja pogłębia się dla pomiarów, w czasie których niedosyt ciśnienia pary wodnej był mniejszy niż 3 hPa (rys. A5b i A5c), ale tylko w temperaturach niższych od około 5°C. To poszlaka świadcząca o wpływie na pomiary czynnika sprzętowego, a nie środowiskowego.

Wykazane różnice stanowią poważne utrudnienie w interpretacji wyników. Wymagają wypracowania odpowiedzi na kilka pytań: (1) który z systemów pozwala określić nocne wartości strumieni NEE z większą dokładnością, (2) czy jest możliwe skorygowanie pomiarów przeprowadzonych analizatorem z tendencją do większych błędów?

Odpowiedź na pierwsze z postawionych pytań wydaje się dość łatwa. W ciągu nocy ujemne wartości NEE nie powinny być rejestrowane, a mimo to oba systemy,

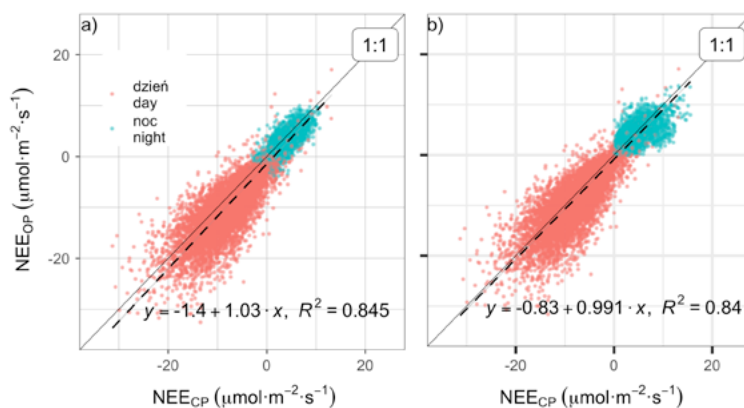
⁵ RMSE – średnia kwadratowa błędów (ang. *root mean squared error*), MAE – średni błąd bezwzględny estymacji (ang. *mean absolute error*), SSE – suma kwadratów (ang. *error sum of squares*), AIC – zaproponowane przez Hirotugu Akaikego kryterium wyboru pomiędzy modelami statystycznymi o różnej liczbie predyktorów (ang. *Akaike's Information Criterion*).



Rys. A5. Porównanie zależności między R_{eko} (nocne NEE) zmierzonymi przez systemy CP i OP a T_a : a) wszystkie dostępne dane, b) tylko wartości R_{eko} , gdy $\zeta > -0,02$ i $\text{VPD} < 3$ hPa, c) dla danych, gdy $\zeta > -0,02$ i $\text{VPD} \geq 3$ hPa, d) dla danych po wprowadzeniu korekty systemu typu OP i uwzględnieniu napływu poziomego dla obu typów systemu KW. Wartości R_{eko} zostały podzielone na grupy w zależności od temperatur powietrza, co 2°C . Każdą z grup scharakteryzowano z użyciem tzw. wykresu pudełkowego. Poziome linie wewnątrz prostokątów oznaczają mediany, prostokąty – kwartyle. Poziome linie wewnątrz „pudełek” oznaczają mediany, górna i dolna krawędź – kwartyle, pionowe linie są zdefiniowane jako dystans między pierwszym kwartylem a wartością minimalną oraz między trzecim kwartylem a wartością maksymalną, jednak nie większy niż 1,5 różnicy pomiędzy kwartylami

Fig. A5. A comparison of the dependences between R_{eko} (night-time NEE), measured with the CP and OP systems, and T_a : a) all available data, b) only R_{eko} values, when $\zeta > -0.02$ and $\text{VPD} < 3$ hPa, c) for data when $\zeta > -0.02$ and $\text{VPD} \geq 3$ hPa, d) for the data, after the application of the correction for the OP as well as horizontal flow corrections for both types of the EC systems. The R_{eko} values were divided into groups according to the air temperature, with a 2°C interval. Separate box plots were drawn for each group. The horizontal lines inside the boxes indicate medians. The upper and lower edges indicate quartiles. The lower whisker extends from the first quartile to the lowest value. The upper whisker extends from the third quartile to the largest value. In neither case are they further than 1.5 of the distance between the first and third quartile

również typu CP, zarejestrowały w części pomiarów ujemne wartości NEE. Oznacza to, że pomiary systemem typu CP nie są pozbawione błędów. Uwzględniając jednak, że rzadziej wskazywał on wartości ujemne, można stwierdzić, że pomiary wykonane za jego pomocą są wyższej jakości niż pochodzące z systemu typu OP. Takie założenie pozwala na korektę pomiarów z systemu typu OP przez wykorzystanie korelacji między wskazaniem obu systemów pomiarowych. Z rysunku A6a wynika, że istnieje zależność ($R^2 = 0,845$) między pomiarami wykonanymi za pomocą obu systemów. Współczynnik kierunkowy prostej opisującej tę zależność jest równy 1,03. Systemy w podobny sposób reagują więc na zmiany w wielkości strumieni NEE, ale dla typu OP strumienie są większe średnio o 3%. Ponadto system typu OP wskazuje niższe o $1,4 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ wartości NEE w porównaniu z typem CP. Potwierdza to zasadność przeprowadzenia wspomnianej korekty. Jednak taki sposób jej wykonania ma znikomą wartość użyteczną. Wymaga prowadzenia pomiarów systemem CP równoległe z pomiarami typem OP, co zazwyczaj nie jest praktykowane. Dlatego zwykle należy poszukać innej metody na skorygowanie zaniżonych pomiarów wykonanych za pomocą systemu OP. Możliwym rozwiązaniem jest usunięcie z dalszej analizy danych ujemnych, zmierzonych w czasie, gdy była niemożliwa asymilacja CO_2 .



Rys. A6. Wykresy rozrzutu prezentujące zależność pomiędzy NEE, które zmierzono za pomocą dwóch typów systemów KW: OP – z otwartą ścieżką pomiarową, CP – z zamkniętą ścieżką pomiarową. Czarna przerywana linia przedstawia zależność dla wszystkich danych (nocnych i dziennych). Ciągła czarna linia oznacza prostą o nachyleniu 1:1; a) dane oryginalne, b) dane po wprowadzeniu korekt

Fig. A6. Scatterplots showing the dependence between NEE, measured with the open-path (OP) and closed-path (CP) systems. The black dotted line indicates a linear dependence for all the data (the night-time and day-time data). The black solid line denotes the 1:1 line; a) original data, b) corrected data

Bywa to jednak kłopotliwe, ponieważ prawdopodobnie w ten sposób zostaną usunięte pomiary wykonane w temperaturach niskich. Ich usunięcie może rodzić problemy podczas tworzenia modeli statystycznych opisujących wielkości strumieni w funkcji temperatury.

Kwestią ważniejszą jest jednak, że takie działanie nie przybliży nas znacząco do rozwiązania problemu zawyżonej asymilacji, zmierzonej systemem OP. Jak można zauważyć, na rysunku A6a również dzienne pomiary NEE wykonane systemem OP wskazują na większą asymilację CO₂ w stosunku do pomiarów z typu CP. W efekcie należy się spodziewać rozbieżnych wyników długookresowych szacunków wymiany CO₂, które bazują na pomiarach kowariancyjnych wykonanych z użyciem różnych typów systemów pomiarowych (OP i CP).

Dlatego zaproponowano wprowadzenie do pomiarów przeprowadzonych systemem typu OP korekty, polegającej na dodaniu pewnej wartości do całego zbioru wartości NEE. Została ona wyznaczona na podstawie jedynie danych pozyskanych z systemu typu OP. Do jej wyliczenia posłużono się zależnością opisaną wzorem A1, która jest zmodyfikowaną formą formuły 39. Przekształcenie polegało na dodaniu parametru (γ), który pozwolił funkcji przyjmować wartości ujemne (rys. A6). W efekcie model przyjął postać:

$$R_{\text{eko}} = \frac{r(t)r_1}{1 + \exp[r_2(r_3 - T_a)]} - \gamma \quad (\text{A1})$$

W pierwszym kroku obliczono parametry funkcji na podstawie jedynie danych z okresów, gdy VPD < 3 hPa. Następnie określono wartość uzyskanej funkcji w konkretnej temperaturze powietrza -5°C . Taka wysokość temperatury została przyjęta na podstawie danych literaturowych opisujących aktywność mikroorganizmów jako wartość (Schimel i in., 1996), przy której strumienie NEE wynoszą 0 (zarówno oddychanie ekosystemu, jak i fotosynteza). Dodatkowo wybrana funkcja zmienia się nieznacznie w zakresach temperatur ujemnych, więc nie ma konieczności bardzo dokładnego doboru temperatury, dla której przyjęto, że oddychanie ekosystemu jest równe 0. W kolejnym etapie od wszystkich wartości NEE, również zmierzonych w ciągu dnia, odjęto otrzymaną wartość funkcji opisanej równaniem A1 ($R_{\text{eko}}(T_a = -5^{\circ}\text{C})$), ale tylko pod warunkiem, że była mniejsza od zera. Zabieg przeprowadzono jedynie dla danych z okresów, gdy VPD < 3 hPa. Miało to na celu zniwelowanie powiększonej różnicy we wskazaniach obu systemów, która uwidoczniła się w warunkach bliskich kondensacji pary wodnej. Prawdopodobnie ów błąd jest skutkiem nie w pełni skutecznej implementacji poprawek WPL i Burby. Jednak przypuszczenia nie można potwierdzić na podstawie dostępnych danych. Następnie krok ten powtórzono dla całego zbioru danych, tzn. obejmującego również dane z okresów, gdy VPD \geq 3 hPa.

W wyniku przeprowadzonych działań zostały zwiększone wartości strumieni NEE, pochodzące z systemu typu OP. Część z nich, oznaczająca do tej pory przewagę asymilacji nad emisją, została odwrócona, wskazując przewagę emisji nad asymilacją. Jednak w dalszym ciągu pozostały wartości ujemne zarejestrowane w nocy, będące skutkiem innych przyczyn niż sprzętowe (np. adwekcji). Dysponując jedynie danymi z systemu kowariancji wirów, nie sposób określić wielkości „niewidzialnego” strumienia dla każdej półgodziny z osobna. Zaproponowana metoda jest raczej próbą znalezienia średniej wartości adwekcji dla pewnego okresu i „rozrzucenia” jej po danych z tego okresu.

Korekta nocnych strumieni z uwagi na przepływ poziomy

Podjęmowano wiele prób oszacowania wielkości tej części strumieni pionowych, które podczas przemieszczania się przez warstwę powietrza zalegającą pod systemem pomiarowym zmieniają kierunek na poziomy (np. adwekcji) przez co nie są widoczne dla systemów KW (Aubinet i in., 2003; Etzold i in., 2010). Pomiar tego rodzaju strumieni jest kłopotliwy z uwagi na trudność w znalezieniu przekroju, w którym przepływy byłyby ustalone, tzn. ich wartość zmienia się zarówno w przestrzeni, jak i w czasie. Nie można również zmierzyć strumieni napływających poziomo w jednym punkcie. Taki bowiem pomiar musi uwzględniać trzy wymiary, w których może się przemieścić (rozdzielić) dany strumień. Problem przepływów poziomych jest związany zarówno z różnicą temperatur między sąsiadującymi powierzchniami (adwekcja), jak i z ukształtowaniem terenu (spływ katabatyczny). Pochylenie powierzchni pomiarowej i przechodzenie atmosfery w stan równowagi stałej oraz zanik turbulencji sprzyjają dywergencji strumieni pionowych (podrozdział 2.3). W przypadku cięższego od powietrza dwutlenku węgla oznacza to, że gromadzi się on przy powierzchni. Dysponując jedynie standardowymi pomiarami kowariancyjnymi i meteorologicznymi, nie można dokładnie wyznaczyć wartości „brakującego” strumienia czy określić czasu pojawiania się przepływów poziomych. Można podjąć próbę określenia średniej wartości danego strumienia (np. CO₂), przenoszonego drogą przepływów poziomych, i rozłożyć tę wartość w czasie, w którym mogły się one pojawić (Hayek i in., 2018). Hayek wraz z zespołem (2018) zakładają, że zjawisko poziomych przepływów występuje wyłącznie w nocy, a w dzień nie istnieje, a także że nocne strumienie pionowe, na skutek przechodzenia atmosfery w stan równowagi stałej, ulegają dywergencji nawet, gdy warunek $u_* > u_{*th}$ jest spełniony. Zwłaszcza w sytuacji, kiedy wartość progowa została określona na podstawie literatury lub jako stała wartość dla całego roku, a aerodynamika powierzchni ulega sezonowym zmianom. Może to doprowadzić do włączenia zaniżonych wartości do procesu uzupełniania

braków i błędnego szacowania bilansów rocznych. Jeśli przyjmiemy, że adwekcja pojawia się jedynie w nocy, można założyć, że zmierzony strumień reprezentuje poprawną wartość oddychania w godzinach wieczornych, gdy promieniowanie słoneczne dąży do 0, a w atmosferze panują jeszcze warunki turbulencyjne. Pozwala to na poszukiwanie różnic między strumieniem turbulencyjnym zmierzonym w czasie zmierzchu a określonym w późniejszych godzinach nocy (van Gorsel i in., 2008). Na podstawie przedstawionego założenia zastosowano korektę nocnego R_{eko} , która była podobna do zaproponowanej przez Hayek i in. (2018). Główna różnica polegała na nieobliczaniu poprawki dla magazynowania. Założono bowiem, że skoro w porze wieczornej następuje odwrócenie strumieni, to wartość magazynowania dąży do 0. Zatem wszelkie różnice między oddychaniem zmierzonym o zmroku i tym oznaczonym w nocy zawierają w sobie również „brakującą” część magazynowania.

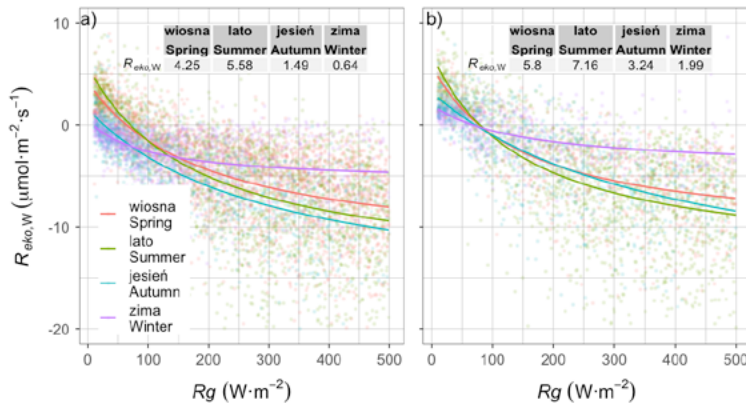
Przedstawione założenia można ująć w następującej formule:

$$NEE_W = R_{\text{eko},W} + T_a a_2 - \frac{\alpha \text{GEP}_{\text{opt}} R_g}{\text{GEP}_{\text{opt}} + \alpha R_g} \quad (\text{A2})$$

gdzie:

a_2 – parametr opisujący wrażliwość procesu oddychania od temperatury, wyznaczony oddzielnie (za pomocą regresji liniowej, metodą najmniejszych kwadratów) i dla każdej pory roku,

$R_{\text{eko},W}$ – wartość oddychania wieczornego (niezaniżona).



Rys. A7. Wyznaczenie wielkości wieczornego oddychania ekosystemu ($R_{\text{eko},W}$) dla czterech pór roku, na podstawie pomiarów przeprowadzonych systemem (a) z otwartą i (b) zamkniętą ścieżką pomiarową nad lasem w Tucznie

Fig. A7. The estimation of the evening respiration of the ecosystem ($R_{\text{eko},W}$) in four seasons based on (a) open-path and (b) closed-path EC measurements in the Tuczno forest

Do wyznaczenia parametru $R_{\text{eko,W}}$ wykorzystano jedynie dane NEE, zmierzone po południu i gdy wartość promieniowania całkowitego (Rg) była nie większa od $500 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Dzięki temu wykluczono wpływ dużych wartości promieniowania całkowitego (Rg) na krzywiznę dopasowanej funkcji i przeniesiono większą wagę na okres wieczorny w określaniu parametrów zastosowanej funkcji. Z uwagi na zmienność sezonową w przebiegu oddychania, która w niektórych ekosystemach zależy nie tylko od temperatury, poszukiwania parametrów $R_{\text{eko,W}}$ przeprowadzono osobno dla każdej pory roku (rys. A7). Następnie sformułowano równanie pozwalające określić wielkość strumienia NEE przenoszonego drogą przepływów poziomych (A_N):

$$A_N = R_{\text{eko,W}} + \overline{T_{\text{a,N}}} a_2 - \overline{\text{NEE}_N} \quad (\text{A3})$$

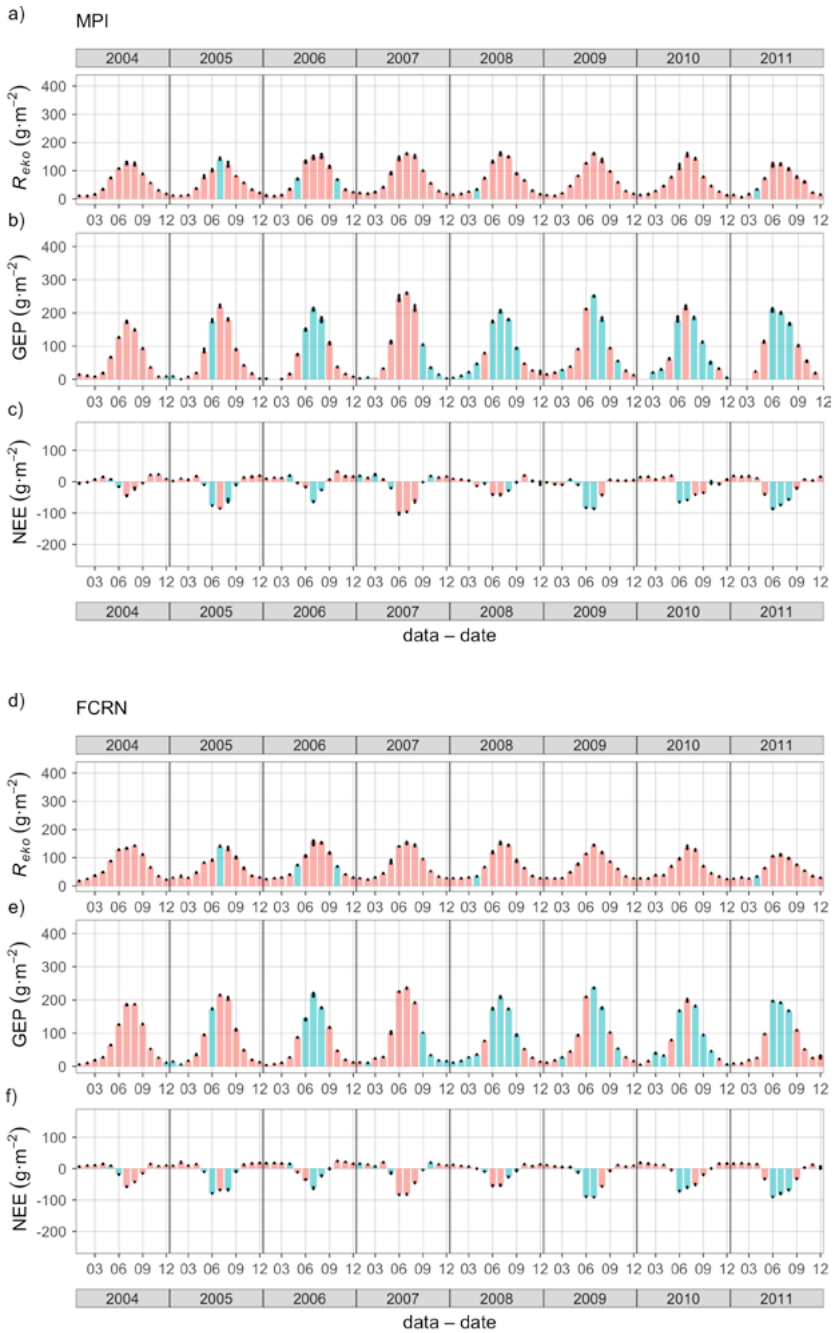
gdzie:

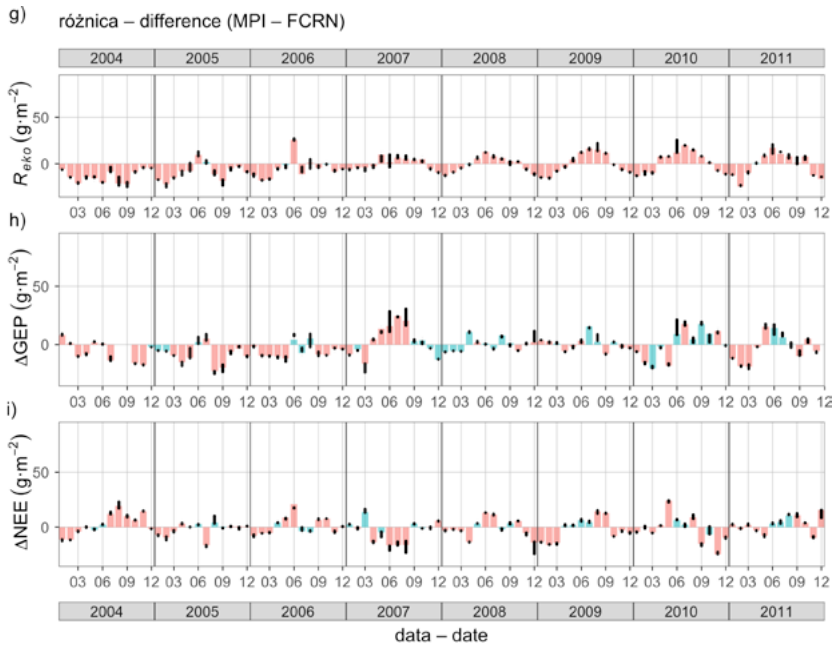
$T_{\text{a,N}}$ – temperatura powietrza w nocy.

Poziome linie nad symbolami oznaczają nocne wartości średnie.

Ostatecznie dodano A_N do zmierzonych wartości nocnego oddychania ekosystemu i dopiero te dane poddano procesowi uzupełniania braków oraz rozdziału strumienia netto na R_{eko} i GEP.

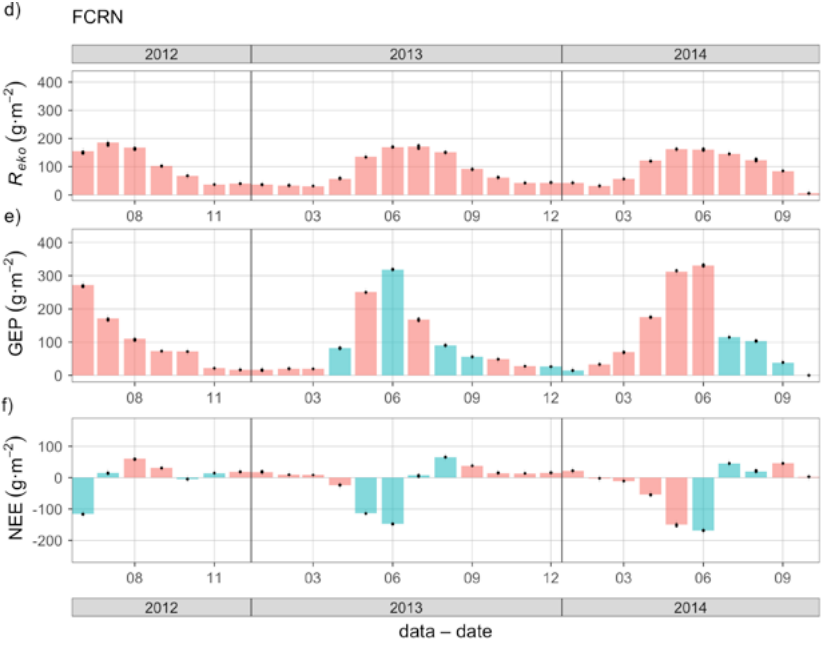
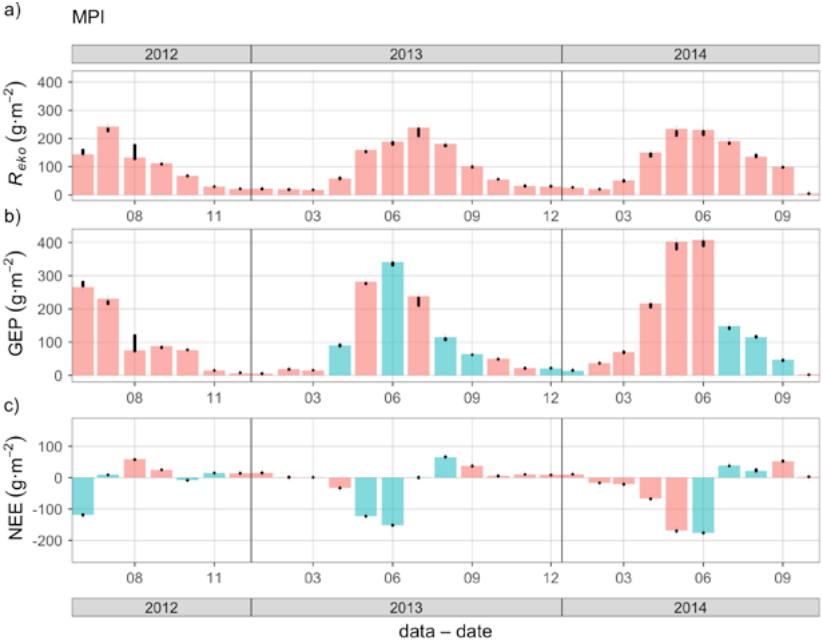
Załącznik B

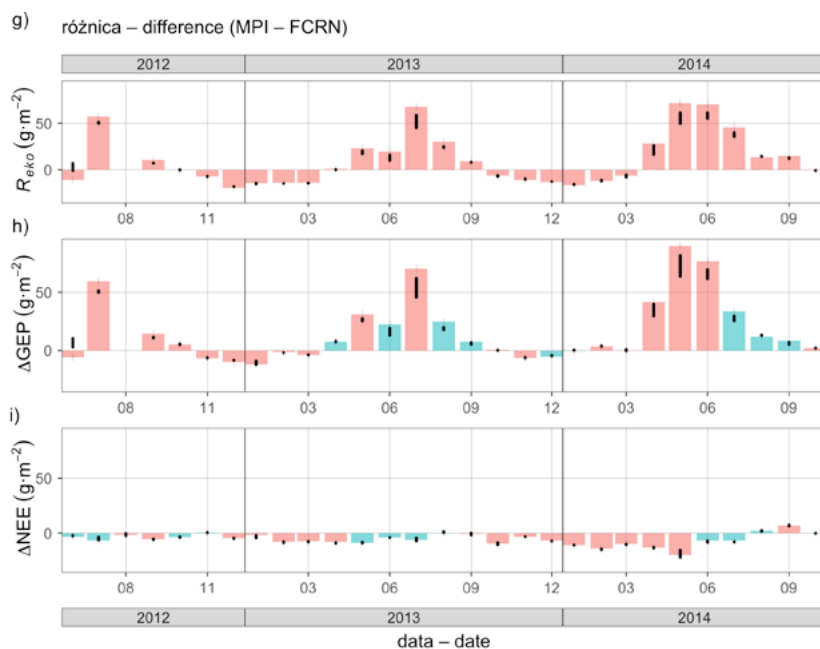




Rys. B1. Miesięczne sumy strumieni R_{eko} , GEP i NEE w Rzecinie, oszacowane metodami MPI (a–c), FCRN (d–f) oraz różnicy MPI – FCRN (g–i). Wartości strumieni zostały obliczone z zastosowaniem $u_{*th0,50}$ (średniej dla rozkładów u_{*th} uzyskanych metodą samowsporną). Czarnymi słupkami oznaczono wartości strumieni oszacowanych przy $u_{*th0,05}$ i $u_{*th0,95}$. Czerwone słupki oznaczają te miesiące, w których dane strumienie (uzyskane metodami MPI i FCRN) różniły się istotnie ($p < 0,05$ w teście U Manna-Whitneya)

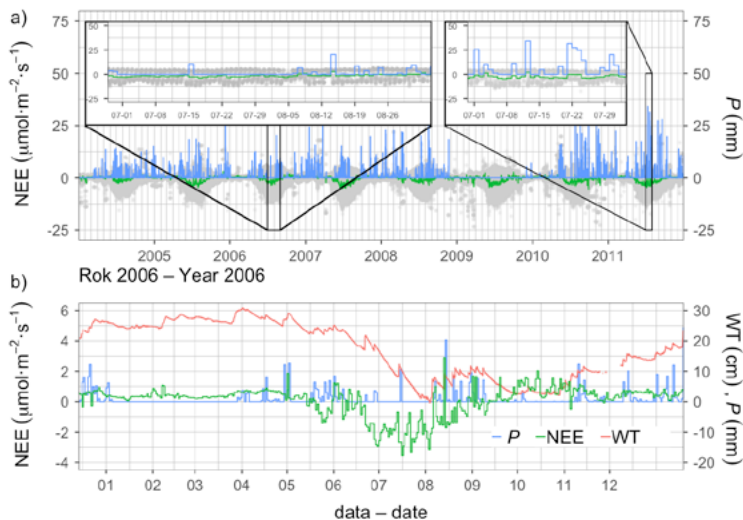
Fig. B1. The monthly totals of R_{eko} , GEP and NEE fluxes in Rzecin, estimated with the MPI (a–c) and FCRN (d–f) methods and the difference between the two estimations methods MPI – FCRN (g–i). The flux values were calculated for $u_{*th0,50}$ (the average of u_{*th} distributions obtained by the bootstrap method). The black bars indicate the flux values estimated at $u_{*th0,05}$ and $u_{*th0,95}$. The red bars indicate the months when particular fluxes (computed with the MPI and FCRN methods) were significantly different ($p < 0.05$ in the Mann-Whitney U test)





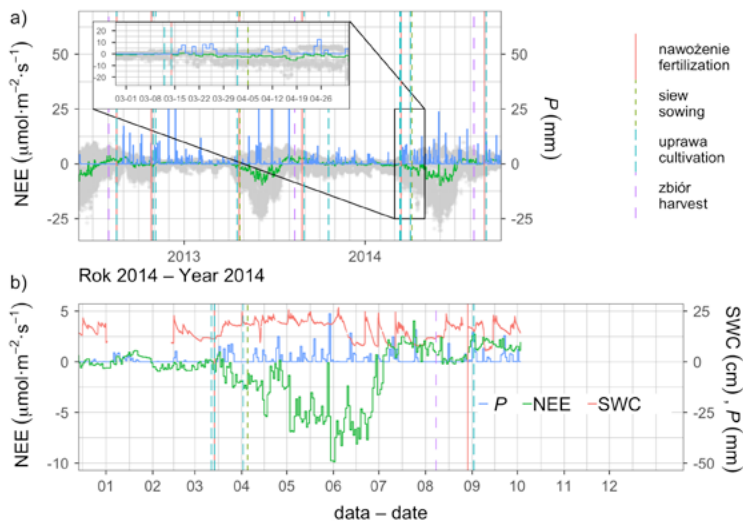
Rys. B2. Miesięczne sumy strumieni R_{eko} , GEP i NEE w Brodach, oszacowane metodami MPI (a–c), FCRN (d–f) oraz różnicy MPI – FCRN (g–i). Wartości strumieni zostały obliczone z zastosowaniem $u_{*th,0.50}$ (średniej dla rozkładów u_{*th} uzyskanych metodą samowsporną). Czarnymi słupkami oznaczono wartości strumieni oszacowanych przy $u_{*th,0.05}$ i $u_{*th,0.95}$. Czerwone słupki oznaczają te miesiące, w których dane strumienie (uzyskane metodami MPI i FCRN) różniły się istotnie ($p < 0,05$ w teście U Manna-Whitneya)

Fig. B2. The monthly totals of R_{eko} , GEP and NEE fluxes in Brody, estimated with the MPI (a–c) and FCRN (d–f) methods and the difference between the two estimations methods MPI – FCRN (g–i). The flux values were calculated for $u_{*th,0.50}$ (the average of u_{*th} distributions was calculated with the bootstrap method). The black bars indicate the flux values estimated at $u_{*th,0.05}$ and $u_{*th,0.95}$. The red bars indicate the months when particular fluxes (computed with the MPI and FCRN methods) were significantly different ($p < 0.05$ in the Mann-Whitney U test)



Rys. B3. Przebiegi wybranych zmierzonych w Rzecinie wartości: a) średnich półgodzinnnych strumieni NEE (szare punkty), średnich dobowych strumieni NEE (kolor zielony) i dobowych sum opadów atmosferycznych (P ; kolor niebieski), b) przebiegi dobowych średnich strumieni NEE, sum opadów i wahań wody gruntowej (WT; kolor czerwony)

Fig. B3. The time series of selected variables measured in Rzecin (OP): a) half-hour average NEE fluxes (grey points), daily average NEE fluxes (green) and daily precipitation totals (P ; blue), b) the courses of average daily NEE fluxes, precipitation totals (P) and the average water table (WT; red)



Rys. B4. Przebiegi wybranych zmierzonych w Brodach wartości: a) średnich półgodzinnnych strumieni NEE (szare punkty), średnich dobowych strumieni NEE (kolor zielony) i dobowych sum opadów atmosferycznych (P ; kolor niebieski), b) przebiegi dobowych średnich strumieni NEE, sum opadów atmosferycznych (P) i wilgotności gleby (SWC; kolor czerwony)

Fig. B4. The time series of selected variables measured in Brody (OP): a) half-hour average NEE fluxes (grey points), daily average NEE fluxes (green) and daily precipitation totals (P ; blue), b) the courses of average daily NEE fluxes, precipitation totals (P) and the average soil water content (SWC; red)

BIBLIOGRAFIA

- Aanderud, Z. T., Jones, S. E., Schoolmaster, D. R., Fierer, N., Lennon, J. T. (2013). Sensitivity of soil respiration and microbial communities to altered snowfall. *Soil Biol. Biochem.*, 57, 217–227. <http://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.07.022>
- Anderson, J. D. (2005). Ludwig Prandtl's Boundary Layer. *Physics Today*, 58(12), 42–48. <http://doi.org/10.1063/1.2169443>
- Anthoni, P. M., Law, B. E., Unsworth, M. H. (1999). Carbon and water vapor exchange of an open-canopied ponderosa pine ecosystem. *Agric. For. Meteorol.*, 95(3), 151–168. [http://doi.org/10.1016/S0168-1923\(99\)00029-5](http://doi.org/10.1016/S0168-1923(99)00029-5)
- Aselmann, I. (1991). Atmospheric methane: Estimates of its past, present and future and its role in effecting changes in atmospheric chemistry. W: F. M. Brouwer, A. J. Thomas, M. J. Chadwick (red.), *Land use changes in Europe. Processes of change, environmental transformations and future patterns* (s. 99–126). Dordrecht: Springer. http://doi.org/10.1007/978-94-011-3290-9_5
- Aselmann, I., Crutzen, P. J. (1990). A global inventory of wetland distribution and seasonality, net primary productivity, and estimated methane emission. W: A. F. Bouwman (red.), *Soils and the greenhouse effect : the present status and future trends concerning the effect of soils and their cover on the fluxes of greenhouse gases, the surface energy balance, and the water balance. Proceedings of the International Conference Soils* (s. XVIII, 575 p). Wiley. <http://doi.org/10.1094/PDIS.1998.82.7.761>
- Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Cescatti, A., Feigenwinter, C., Granier, A., ..., Sedlak, P. (2005). Comparing CO₂ storage and advection conditions at night at different carboeuroflux sites. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 116(1), 63–93. <http://doi.org/10.1007/s10546-004-7091-8>
- Aubinet, M., Heinesch, B., Yernaux, M. (2003). Horizontal and vertical CO₂ advection in a sloping forest. *Boundary-Layer Meteorol.*, 108(3), 397–417. <http://doi.org/10.1023/A:1024168428135>
- Aubinet, M., Vesala, T., Papale, D. (2012). Eddy covariance: A practical guide to measurement and data analysis. *Science*, 460. <http://doi.org/10.1007/978-94-007-2351-1>

- Baldocchi, D. (2008). „Breathing” of the terrestrial biosphere: lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems. *Austr. J. Bot.*, 56(1), 1. <http://doi.org/10.1071/BT07151>
- Baldocchi, D. D. (2003). Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Glob. Change Biol.*, 9(4), 479–492. <http://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2003.00629.x>
- Baldocchi, D. D., Vogel, C. A., Hall, B. (1997). Seasonal variation of carbon dioxide exchange rates above and below a boreal jack pine forest. *Agric. For. Meteorol.*, 83(1–2), 147–170. [http://doi.org/10.1016/S0168-1923\(96\)02335-0](http://doi.org/10.1016/S0168-1923(96)02335-0)
- Baldocchi, D., Finnigan, J., Wilson, K., Falge, E. (2000). On measuring net ecosystem carbon exchange over tall vegetation on complex terrain. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 96, 257–291.
- Barker, T. (2007). Climate change 2007: An Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Change*, 446(November), 12–17. <http://doi.org/10.1256/004316502320517344>
- Barr, A. G., Black, T. A., Hogg, E. H., Kljun, N., Morgenstern, K., Nesic, Z. (2004). Inter-annual variability in the leaf area index of a boreal aspen-hazelnut forest in relation to net ecosystem production. *Agric. For. Meteorol.*, 126(3–4), 237–255. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2004.06.011>
- Barr, A. G., Richardson, A. D., Hollinger, D. Y., Papale, D., Arain, M. A., Black, T. A., ..., Schaeffer, K. (2013). Use of change-point detection for friction–velocity threshold evaluation in eddy-covariance studies. *Agric. For. Meteorol.*, 171–172, 31–45. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.11.023>
- Beniston, M., Stephenson, D. B., Christensen, O. B., Ferro, C. A. T., Frei, C., Goyette, S., ..., Woth, K. (2007). Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, 81, 71–95. <http://doi.org/10.1007/s10584-006-9226-z>
- Berbigier, P., Bonnefond, J.-M., Mellmann, P. (2001). CO₂ and water vapour fluxes for 2 years above Euroflux forest site. *Agric. For. Meteorol.*, 108(3), 183–197. [http://doi.org/10.1016/S0168-1923\(01\)00240-4](http://doi.org/10.1016/S0168-1923(01)00240-4)
- Biecek, P. (2013). *Analiza danych z programem R*. Warszawa: Wyd. Nauk. PWN.
- Blasing, T. J. (1985). Background: Carbon cycle, climate, and vegetation responses. W: M. R. White (red.), *Characterization of information requirements for studies of CO₂ effects: water resources, agriculture, fisheries, forests and human health* (s. 9–22). Washington, D.C.: U.S. Department of Energy.
- Boudhina, N., Zitouna-Chebbi, R., Mekki, I., Jacob, F., Mechlia, N. Ben, ..., Prévot, L. (2018). Evaluating four gap-filling methods for eddy covariance measurements of evapotranspiration over hilly crop fields. *Geosci. Instrum. Meth.*, 7, 151–167. <http://doi.org/10.5194/gi-7-151-2018>

- Brix, H., Sorrell, B. K., i Lorenzen, B. (2001). Are Phragmites-dominated wetlands a net source or net sink of greenhouse gases? *Aquat. Bot.*, 69(2–4), 313–324. [http://doi.org/10.1016/S0304-3770\(01\)00145-0](http://doi.org/10.1016/S0304-3770(01)00145-0)
- Brooks, P. D., Williams, M. W., Schmidt, S. K. (1996). Microbial activity under alpine snowpacks, Niwot Ridge, Colorado. *Biogeochemistry*, 32(2), 93–113. <http://doi.org/10.1007/BF00000354>
- Burba, G. (2013). Eddy Covariance Method for scientific, industrial, agricultural, and regulatory applications. Lincoln, NE: LI-COR Biosciences. Pobrano z: http://www.licor.com/env/products/eddy_covariance/ec_book.html
- Burba, G. G., McDermitt, D. K., Grelle, A., Anderson, D. J., Xu, L. (2008). Addressing the influence of instrument surface heat exchange on the measurements of CO₂ flux from open-path gas analyzers. *Global Change Biol.*, 14(8), 1854–1876. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01606.x>
- Businger, J. A. (1986). Evaluation of the accuracy with which dry deposition can be measured with current micrometeorological techniques. *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 25(8), 1100–1124. [http://doi.org/10.1175/1520-0450\(1986\)025<1100:EOTAWW>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0450(1986)025<1100:EOTAWW>2.0.CO;2)
- Canadell, J. G., Pataki, D. E., Gifford, R., Houghton, R. A., Luo, Y., Raupach, M. R., ..., Steffen, W. (2007). Saturation of the terrestrial carbon sink. W: J. G. Canadell, D. Pataki, L. Pitelka (red.), *Terrestrial ecosystems in a changing world* (ss. 59–78). Berlin, Heidelberg: Springer. http://doi.org/10.1007/978-3-540-32730-1_6
- Carrara, A., Kowalski, A. S., Neiryneck, J., Janssens, I. A., Yuste, J. C., Ceulemans, R. (2003). Net ecosystem CO₂ exchange of mixed forest in Belgium over 5 years. *Agric. For. Meteorol.*, 119(3–4), 209–227. [http://doi.org/10.1016/S0168-1923\(03\)00120-5](http://doi.org/10.1016/S0168-1923(03)00120-5)
- Carlsaw, D. C., Ropkins, K. (2012). openair – An R package for air quality data analysis. *Environ. Model. Softw.*, 27–28(0), 52–61. <http://doi.org/10.1016/j.envsoft.2011.09.008>
- Chen, B., Black, T. A., Coops, N. C., Hilker, T., Trofymow, J. A., Morgenstern, K. (2009). Assessing tower flux footprint climatology and scaling between remotely sensed and eddy covariance measurements. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 130(2), 137–167. <http://doi.org/10.1007/s10546-008-9339-1>
- Chiesi, M., Maselli, F., Bindi, M., Fibbi, L., Cherubini, P., Arlotta, E., ..., Seufert, G. (2005). Modelling carbon budget of Mediterranean forests using ground and remote sensing measurements. *Agric. For. Meteorol.*, 135(1–4), 22–34. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2005.09.011>
- Chivers, M. R., Turetsky, M. R., Waddington, J. M., Harden, J. W., McGuire, A. D. (2009). Effects of experimental water table and temperature manipulations on ecosystem CO₂ fluxes in an Alaskan rich fen. *Ecosystems*, 12(8), 1329–1342. <http://doi.org/10.1007/s10021-009-9292-y>

- Chojnicki, B. H., Urbaniak, M., Jozefczyk, D., Augustin, J., Olejnik, J., Okruszko, T., ..., Kotowski, W. (2007). Measurements of gas and heat fluxes at Rzecin wetland. W: T. Okruszko, E. Maltby, J. Szatylowicz, D. Swiatek, W. Kotowski (red.), *Wetlands: monitoring, modelling and management* (ss. 125–131). 11 New Fetter Lane, London EC4P 4EE, England: Taylor and Francis. Pobrano z: http://gateway.webofknowledge.com/gateway/Gateway.cgi?GWVersion=2&SrcAuth=ORCID&SrcApp=OrcidOrg&DestLinkType=FullRecord&DestApp=WOS_CPL&KeyUT=WOS:000252067700018&KeyUID=WOS:000252067700018
- Cramer, W., Bondeau, A., Schaphoff, S., Lucht, W., Smith, B., Sitch, S. (2004). Tropical forests and the global carbon cycle: impacts of atmospheric carbon dioxide, climate change and rate of deforestation. *Philos. Trans. Roy. Soc. B*, 359(1443), 331–343. <http://doi.org/10.1098/rstb.2003.1428>
- Curiel Yuste, J., Janssens, I. A., Carrara, A., Ceulemans, R. (2004). Annual Q10 of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature sensitivity. *Glob. Change Biol.*, 10(2), 161–169. <http://doi.org/10.1111/j.1529-8817.2003.00727.x>
- Dancho, M., Vaughan, D. (2018). Anomalize: tidy anomaly detection. Pobrano z <https://cran.r-project.org/package=anomalize>
- Danielewska, A., Urbaniak, M., Olejnik, J. (2015). Growing season length as a key factor of cumulative net ecosystem exchange over the pine forest ecosystems in Europe. *Int. Agrophys.*, 29(2), 129–135. <http://doi.org/10.1515/intag-2015-0026>
- Davison, A. C., Hinkley, D. V. (1997). *Bootstrap methods and their application*. Cambridge: Cambridge Univ. Press. <http://doi.org/10.1017/CBO9780511802843>
- de Rigo, D., Libertà, G., Houston Durrant, T., Artés Vivancos, T., i San-Miguel-Ayanz, J. (2017). Forest fire danger extremes in Europe under climate change: variability and uncertainty. Luxembourg: JRC Science Hub. <http://doi.org/10.2760/13180>
- Demyan, M. S., Ingwersen, J., Funkuin, Y. N., Ali, R. S., Mirzaeitalarposhti, R., Rasche, F., ..., Cadisch, G. (2016). Partitioning of ecosystem respiration in winter wheat and silage maize-modeling seasonal temperature effects. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 224, 131–144. <http://doi.org/10.1016/j.agee.2016.03.039>
- Denman, K. L., Brasseur, G., Chidthaisong, A., Ciais, P., Cox, P. M., Dickinson, R. E., ..., Zhang, X. (2007). Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. W S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, ... H. L. Miller (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* (s. 996). Cambridge, New York, NY: Cambridge Univ.. Press. Pobrano z: <https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg1/ar4-wg1-chapter7.pdf>
- Desai, A. R., Bolstad, P. V., Cook, B. D., Davis, K. J., Carey, E. V. (2005). Comparing net ecosystem exchange of carbon dioxide between an old-growth and mature forest in the upper Midwest, USA. *Agric. For. Meteorol.*, 128(1–2), 33–55. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2004.09.005>

- Desai, A. R., Richardson, A. D., Moffat, A. M., Kattge, J., Hollinger, D. Y., Barr, A., ..., Stauch, V. J. (2008). Cross-site evaluation of eddy covariance GPP and RE decomposition techniques. *Agric. For. Meteorol.*, 148(6–7), 821–838. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2007.11.012>
- Detwiler, R. P. (1986). Land use change and the global carbon cycle: The role of tropical soils. *Biogeochemistry*, 2, 1, 67–93.
- Dijk, Van A., Moene, A. F., Bruin, H. de (2004). The principles of surface flux physics: Theory, practice and description of the ECPACK library. Internal Rep., 1, 99. Pobrano z http://www.maq.wur.nl/NR/rdonlyres/3C2D48B3-2D23-4EE7-BA70-342863EBF822/60091/ir2004_01_v13.pdf
- Dragoni, D., Schmid, H. P., Grimmer, C. S. B. B., Loescher, H. W. (2007). Uncertainty of annual net ecosystem productivity estimated using eddy covariance flux measurements. *J. Geophys. Res. Atmosph.*, 112(17), 1–9. <http://doi.org/10.1029/2006JD008149>
- Dunn, A. L., Barford, C. C., Wofsy, S. C., Goulden, M. L., Daube, B. C. (2007). A long-term record of carbon exchange in a boreal black spruce forest: means, responses to interannual variability, and decadal trends. *Glob. Change Biol.*, 13(3), 577–590. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01221.x>
- EddyPro® Version 6 (2014). [Computer software]. Lincoln, NE., NE.: LI-COR, Inc. Infrastructure for Measurements of the European Carbon Cycle consortium. Pobrano z: https://www.licor.com/env/products/eddy_covariance/eddypro.html
- Efron, B. (1979). Bootstrap methods: Another look at the jackknife. *Ann. Stat.*, 7(1), 1–26. <http://doi.org/10.1214/aos/1176344552>
- Efron, B., Tibshirani, R. (1986). Bootstrap methods for standard errors, confidence intervals, and other measures of statistical accuracy. *Stat. Sci.*, 1(1), 54–75. <http://doi.org/10.1214/ss/1177013815>
- Ekman, V. W. (1905). On the influence of the Earth's rotation ocean-currents. *Ark. Mat. Astron. Och Fisk.* 2(11), 1–52. Pobrano z <http://empslocal.ex.ac.uk/people/staff/gv219/classics.d/Ekman05.pdf>
- Elbers, J. A., Jacobs, C. M. J. J., Kruijt, B., Jans, W. W. P. P., Moors, E. J. (2011). Assessing the uncertainty of estimated annual totals of net ecosystem productivity: A practical approach applied to a mid latitude temperate pine forest. *Agric. For. Meteorol.*, 151(12), 1823–1830. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2011.07.020>
- EMDAT (2017). OFDA/CRED International Disaster Database, Université catholique de Louvain – Brussels – Belgium. Pobrano 21 grudnia 2018 z: <http://www.emdat.be/>
- Etzold, S., Buchmann, N., Eugster, W. (2010). Contribution of advection to the carbon budget measured by eddy covariance at a steep mountain slope forest in Switzerland. *Biogeosciences*, 7(8), 2461–2475. <http://doi.org/10.5194/bg-7-2461-2010>
- Falge, E., Aubinet, M., Bakwin, P. S., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., ..., Wofsy, S. C. (2017). FLUXNET Research Network Site Characteristics,

- Investigators, and Bibliography, 2016. ORNL Distributed Active Archive Center. <http://doi.org/10.3334/ornl daac/1530>
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., ..., Wofsy, S. (2001). Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Agric. For. Meteorol.*, 107(1), 43–69. [http://doi.org/10.1016/S0168-1923\(00\)00225-2](http://doi.org/10.1016/S0168-1923(00)00225-2)
- Falge, E., Baldocchi, D., Tenhunen, J. (2002). Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements. *Agric. For. Meteorol.*, 113(1–4), 53–74. Pobrano z: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192302001028>
- Farat, R., Mager, P., Pijewska, I. (2004). Atlas klimatu województwa wielkopolskiego. Poznań: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.
- Flohn, H. (1979). On time scales and causes of abrupt paleoclimatic events. *Quat. Res.*, 12(1), 135–149. [http://doi.org/10.1016/0033-5894\(79\)90094-2](http://doi.org/10.1016/0033-5894(79)90094-2)
- Foken, T. (2006). 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 119(3), 431–447. <http://doi.org/10.1007/s10546-006-9048-6>
- Foken, T. (2017). *Micrometeorology* (s. 299–314). Berlin, Heidelberg: Springer. http://doi.org/10.1007/978-3-642-25440-6_7
- Fortuniak, K. (2009). Funkcja śladu i obszar źródłowy strumieni turbulencyjnych – podstawy teoretyczne i porównanie wybranych algorytmów na przykładzie Łodzi. *Pr. Geogr.*, 122, 9–22. Pobrano z: http://www.pg.geo.uj.edu.pl/documents/3189230/4665623/2009_122_9-22.pdf/efada8f-194a-4cc0-ad88-f24b03299175
- Fortuniak, K. (2010). Radiacyjne i turbulencyjne składniki bilansu cieplnego terenów zurbanizowanych na przykładzie Łodzi (t. 1). Łódź: Wyd. Uniw. Łódź. Pobrano z http://www.geo.uni.lodz.pl/~meteo/kf/publikacje_kf_PDF/r2010_KFortuniak_Radiacyjne_i_turbulencyjne_all.pdf
- 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. *Agric. For. Meteorol.*, 232, 306–318. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.08.023>
- Fox, J., Weisberg, S. (2011). *An R companion to applied regression* (second ed.). Thousand Oaks CA: Sage. Pobrano z: <https://socserv.socsci.mcmaster.ca/jfox/Books/Companion>
- Frank, J. M., Massman, W. J., Ewers, B. E. (2013). Underestimates of sensible heat flux due to vertical velocity measurement errors in non-orthogonal sonic anemometers. *Agric. For. Meteorol.*, 171–172, 72–81. Pobrano z: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192312003425>
- Gahagan, A., Giardina, C. P., King, J. S., Binkley, D., Pregitzer, K. S., Burton, A. J. (2015). Carbon fluxes, storage and harvest removals through 60 years of stand

- development in red pine plantations and mixed hardwood stands in Northern Michigan, USA. *For. Ecol. Manag.*, 337, 88–97. <http://doi.org/10.1016/J.FORECO.2014.10.037>
- Garratt, J. R. (1975). Limitations of the eddy-correlation technique for the determination of turbulent fluxes near the surface. *Pobrano z: https://link.springer.com/content/pdf/10.1007%2F002153552.pdf*
- Gash, J. H. C. (1986). A note on estimating the effect of a limited fetch on micrometeorological evaporation measurements. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 35(4), 409–413. <http://doi.org/10.1007/BF00118567>
- Giardina, C. P., Coleman, M., Binkley, D., Hancock, J., King, J. S., Lilleskov, E., ..., Trettin, C. (2005). The response of belowground carbon allocation in forests to global change. W: D. Binkley, O. Menyailo (red.), *Tree species effects on soils: Implications for global change.* (s. 119–154). Kluwer Acad. Publ.
- Gilmanov, T. G., Soussana, J. F., Aires, L., Allard, V., Ammann, C., Balzarolo, M., ..., Wohlfahrt, G. (2007). Partitioning European grassland net ecosystem CO₂ exchange into gross primary productivity and ecosystem respiration using light response function analysis. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 121(1–2), 93–120. <http://doi.org/10.1016/j.agee.2006.12.008>
- Gilmanov, T. G., Verma, S. B., Sims, P. L., Meyers, T. P., Bradford, J. A., Burba, G. G., Suyker, A. E. (2003). Gross primary production and light response parameters of four Southern Plains ecosystems estimated using long-term CO₂ -flux tower measurements. *Global Biogeochem. Cycl.*, 17(2), 40–1–40–16. <http://doi.org/10.1029/2002GB002023>
- Goodrich, J. P., Oechel, W. C., Gioli, B., Moreaux, V., Murphy, P. C., Burba, G., Zona, D. (2016). Impact of different eddy covariance sensors, site set-up, and maintenance on the annual balance of CO₂ and CH₄ in the harsh Arctic environment. *Agric. For. Meteorol.*, 228–229, 239–251. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.07.008>
- Gorham, E. (1991). Northern Peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecol. Appl.*, 1(2), 182. <http://doi.org/10.2307/1941811>
- Górecki, T. (2011). *Podstawy statystyki (I)*. Legionowo: Wyd. BTC.
- Greco, S., Baldocchi, D. D. (1996). Seasonal variations of CO₂ and water vapour exchange rates over a temperate deciduous forest. *Glob. Change Biol.*, 2(3), 183–197. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.1996.tb00071.x>
- Grelle, A., Burba, G. (2007). Fine-wire thermometer to correct CO₂ fluxes by open-path analyzers for artificial density fluctuations. *Agric. For. Meteorol.*, 147(1–2), 48–57. <http://doi.org/10.1016/J.AGRFORMET.2007.06.007>
- Gu, L., Falge, E. M., Boden, T., Baldocchi, D. D., Black, T. A., Saleska, S. R., ..., Xu, L. (2005). Objective threshold determination for nighttime eddy flux filtering. *Agric. For. Meteorol.*, 128(3–4), 179–197. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2004.11.006>

- Haeni, M. (2014). Seeing the forest for the trees: Linking tree growth measurements to forest net carbon uptake. ETH-Zürich. Pobrano z: <http://e-collection.library.ethz.ch/view/eth:46950>
- Haeni, M., Zweifel, R., Eugster, W., Gessler, A., Zielis, S., Bernhofer, C., ..., Buchmann, N. (2017). Winter respiratory C losses provide explanatory power for net ecosystem productivity. *J. Geophys. Res.: Biogeosci.*, 122(1), 243–260. <http://doi.org/10.1002/2016JG003455>
- Haslwanter, A., Hammerle, A., Wohlfahrt, G. (2009). Open- vs. closed-path eddy covariance measurements of the net ecosystem carbon dioxide and water vapour exchange: a long-term perspective. *Agric. For. Meteorol.*, 149(2), 291–302. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2008.08.011>
- Hayek, M. N., Wehr, R., Longo, M., Hutyrá, L. R., Wiedemann, K., Munger, J. W., ..., Wofsy, S. C. (2018). A novel correction for biases in forest eddy covariance carbon balance. *Agric. For. Meteorol.*, 250–251 (December 2017), 90–101. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.12.186>
- Hays, J. D., Imbrie, J., Shackleton, N. J. (1976). Variations in the earth's orbit: pace-maker of the ice ages. *Science*, 194(4270), 1121–1132. <http://doi.org/10.1126/science.194.4270.1121>
- Heinemeyer, A., Wilkinson, M., Vargas, R., Subke, J.-A., Casella, E., Morison, J. I. L., Ineson, P. (2012). Exploring the „overflow tap” theory: linking forest soil CO₂ fluxes and individual mycorrhizosphere components to photosynthesis. *Biogeosciences*, 9(1), 79–95. <http://doi.org/10.5194/bg-9-79-2012>
- 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(3), 411–424. <http://doi.org/10.5194/bg-4-411-2007>
- Horst, T. W., Weil, J. C., Horst, T. W., Weil, J. C. (1994). How far is far enough? The fetch requirements for micrometeorological measurement of surface fluxes. *J. Atmosph. Ocean. Technol.*, 11(4), 1018–1025. [http://doi.org/10.1175/1520-0426\(1994\)011<1018:HFIFET>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0426(1994)011<1018:HFIFET>2.0.CO;2)
- Houghton, R. A. (2005). Tropical deforestation as a source of greenhouse gas emissions. W: P. Moutinho, S. Schwartzman (red.), *Tropical deforestation and climate change* (s. 13–21). Washington DC.: Instituto de Pesquisa Ambiental da Amazonia, Belem, and Environmental Defence. Pobrano z https://www.edf.org/sites/default/files/4930_TropicalDeforestation_and_ClimateChange.pdf
- Hov, Ø., Cubasch, U., Fischer, E., Hoppe, P., Iversen, T., Kvamsto, N. G., ..., Ulbrich, U. (2013). Extreme weather events in Europe: preparing for climate change adaptation. Pobrano z: http://real.mtak.hu/8366/1/EASAC_EWWG_Extreme_weather_report.pdf
- Hsieh, C. I., Katul, G., Chi, T. W. (2000). An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Adv. Water Res.*, 23(7), 765–772. [http://doi.org/10.1016/S0309-1708\(99\)00042-1](http://doi.org/10.1016/S0309-1708(99)00042-1)

- Ibrom, A., Dellwik, E., Flyvbjerg, H., Jensen, N. O., Pilegaard, K. (2007). Strong low-pass filtering effects on water vapour flux measurements with closed-path eddy correlation systems. *Agric. For. Meteorol.*, 147(3–4), 140–156. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2007.07.007>
- IPCC (2000a). Emissions scenarios. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press. <http://doi.org/92-9169-113-5>
- IPCC (2000b). Land use, land-use change, and forestry. A special report of the IPCC. Cambridge, UK: Cambridge Univ. Press. Pobrano z: https://www.cambridge.org/gb/academic/subjects/earth-and-environmental-science/climatology-and-climate-change/land-use-land-use-change-and-forestry-special-report-intergovernmental-panel-climate-change?format=PB&i_sbn=9780521804950
- IPCC (2014). Climate change 2014: Synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva, Switzerland: IPCC.
- IUSS Working Group WRB (2015). World reference base for soil resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Report. Rome: FAO. Pobrano z: <http://www.fao.org>
- Iwanicki, J., Kindler, J., Kundzewicz, Z. W. (2014). Zagrożenia związane z wodą. *Nauka*, 1, 63–76.
- Janssens, I. A. (2003). Europe's terrestrial biosphere absorbs 7 to 12% of European anthropogenic CO₂ emissions. *Science*, 300(5625), 1538–1542. <http://doi.org/10.1126/science.1083592>
- Janssens, I. A., Kowalski, A. S., Ceulemans, R. (2001). Forest floor CO₂ fluxes estimated by eddy covariance and chamber-based model. *Agric. For. Meteorol.*, 106, 61–69. [http://doi.org/10.1016/S0168-1923\(00\)00177-5](http://doi.org/10.1016/S0168-1923(00)00177-5)
- Järvi, L., Rannik, Ü., Kokkonen, T. V., Kurppa, M., Karppinen, A., Kouznetsov, R. D., ..., Wood, C. R. (2018). Uncertainty of eddy covariance flux measurements over an urban area based on two towers. *Atmosph. Measur. Techn.*, 11(10), 5421–5438. <http://doi.org/10.5194/amt-11-5421-2018>
- Jobbágy, E. G., Jackson, R. B. (2000). The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecol. Appl.*, 10(2), 423–436. [http://doi.org/10.1890/1051-0761\(2000\)010\[0423:TVDOS0\]2.0.CO;2](http://doi.org/10.1890/1051-0761(2000)010[0423:TVDOS0]2.0.CO;2)
- Józefczyk, D. (2005). Dobowy przebieg strumieni dwutlenku węgla i pary wodnej w krajobrazie rolniczym. Rozprawa doktorska. Akademia Rolnicza w Poznaniu.
- Kaimal, J. C., Finnigan, J. J. (1994). Atmospheric boundary layer flows: Their structure and measurement. New York: Oxford Univ. Press.
- Kang, M., Kim, J., Thakuri, B. M., Chun, J., Cho, C. (2018). New gap-filling and partitioning technique for H₂O eddy fluxes measured over forests. *Biogeosciences*, 15, 631–647. <http://doi.org/10.5194/bg-15-631-2018>

- Kantha, L. H., Clayson, C. A. (2000). Small scale processes in geophysical fluid flows. International Geophysics Series (t. 67). Academic Press.
- Kędziora, A. (2008). Podstawy agrometeorologii (wyd. 3). Poznań: PWRiL.
- Kędziora, A., Kępińska-Kasprzak, M., Kowalczak, P., Kundzewicz, Z. W., Miler, A., Pierzgałski, E., Tokarczyk, T. (2014). Zagrożenia związane z niedoborem wody. Nauka, 1, 149–172.
- Kędziora, A., Kujawa, K., Godyn, H., Karg, J., Bernacki, Z., Kujawa, A., ..., Andrusiak, J. (2012). Impact of land-use and climate on biodiversity in an agricultural landscape. W: Gbolagade A. Lameed (red.), Biodiversity enrichment in a diverse world. InTech. <http://doi.org/10.5772/48653>
- Kljun, N., Calanca, P., Rotach, M. W., Schmid, H. P. (2004). A simple parameterisation for flux footprint predictions. Bound.-Lay. Meteorol., 112(3), 503–523. <http://doi.org/https://doi.org/10.1023/B:BOUN.0000030653.71031.96>
- Kljun, N., Calanca, P., Rotach, M. W., Schmid, H. P. (2015). A simple two-dimensional parameterisation for Flux Footprint Prediction (FFP). Geosci. Mod. Develop., 8(11), 3695–3713. <http://doi.org/10.5194/gmd-8-3695-2015>
- Kljun, N., Rotach, M. W., Schmid, H. P. (2002). A three-dimensional backward lagrangian footprint model for a wide range of boundary-layer stratifications. Bound.-Lay. Meteorol., 103(2), 205–226. <http://doi.org/10.1023/A:1014556300021>
- Knorr, W., Kattge, J. (2005). Inversion of terrestrial ecosystem model parameter values against eddy covariance measurements by Monte Carlo sampling. Glob. Change Biol., 11(8), 1333–1351. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.00977.x>
- Kochendorfer, J., Meyers, T. P., Frank, J., Massman, W. J., Heuer, M. W. (2012). How well can we measure the vertical wind speed? Implications for fluxes of energy and mass. Bound.-Lay. Meteorol., 145(2), 383–398. <http://doi.org/10.1007/s10546-012-9738-1>
- Kormann, R., Meixner, F. X. (2001). An analytical footprint model for non-neutral stratification. Bound.-Lay. Meteorol., 99(2), 207–224.
- Körner, C. (1995). Leaf diffusive conductances in the major vegetation types of the globe. W: E.-D. Schulze, M. M. Caldwell (red.), Ecophysiology of photosynthesis (t. 34, s. 463–490). Berlin–Heidelberg: Springer. http://doi.org/10.1007/978-3-642-79354-7_22
- Kowalska, N., Chojnicki, B. H., Józefczyk, D., Urbaniak, M., Juszczak, R., Olejnik, J. (2013). Próba oceny produktywności ekosystemu w warunkach połowych Wielkopolski [An attempt to evaluate the productivity of ecosystems under field conditions of Wielkopolska]. Roczn. Ochr. Środ., 15, 2481–95. Pobrano z: <http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-84889830316&partnerID=MN8TOARS>
- Kowalska, N., Chojnicki, B. H., Rinne, J., Haapanala, S., Siedlecki, P., Urbaniak, M., ..., Olejnik, J. (2013). Measurements of methane emission from a temperate wetland by the eddy covariance method. International Agrophysics, 27(3). <http://doi.org/10.2478/v10247-012-0096-5>

- Kundzewicz, Z. W., Gromiec, M., Iwanicki, J., Kindler, J., Matczak, P. (2014). Raport o zagrożeniach związanych z wodą – wprowadzenie. *Nauka*, 1, 59–62.
- Lal, R. (2005). Forest soils and carbon sequestration. *For. Ecol. Manag.*, 220(1–3), 242–258. <http://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.08.015>
- Lal, R. (2008). Carbon sequestration. *Philos. Trans. Roy. Soc. B*, 363(1492), 815–830. <http://doi.org/10.1098/rstb.2007.2185>
- Lasslop, G., Reichstein, M., Papale, D., Richardson, A., Arneeth, A., Barr, A., ..., Wohlfahrt, G. (2010). Separation of net ecosystem exchange into assimilation and respiration using a light response curve approach: Critical issues and global evaluation. *Glob. Change Biol.*, 16(1), 187–208. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02041.x>
- Laurila, T., Aurela, M., Tuovinen, J. (2012). *Eddy Covariance. A practical guide to measurement and data analysis*. Dordrecht: Springer. <http://doi.org/10.1007/978-94-007-2351-1>
- Law, B., Falge, E., Gu, L., Baldocchi, D., Bakwin, P., Berbigier, P., ..., Wofsy, S. (2002). Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. *Agric. For. Meteorol.*, 113(1–4), 97–120. [http://doi.org/10.1016/S0168-1923\(02\)00104-1](http://doi.org/10.1016/S0168-1923(02)00104-1)
- Law, B. E., Ryan, M. G., i Anthoni, P. M. (1999). Seasonal and annual respiration of a ponderosa pine ecosystem. *Glob. Change Biol.*, 5(2), 169–182. <http://doi.org/10.1046/j.1365-2486.1999.00214.x>
- Le Quéré, C. (2010). Trends in the land and ocean carbon uptake. *Current Opin. Environ. Sustain.*, 2(4), 219–224. <http://doi.org/10.1016/j.cosust.2010.06.003>
- Le Quéré, C., Andrew, R. M., Canadell, J. G., Sitch, S., Korsbakken, J. I., Peters, G. P., ..., Zaehle, S. (2016). Global carbon budget 2016. *Earth Syst. Sci. Data*, 8(2), 605–649. <http://doi.org/10.5194/essd-8-605-2016>
- Le Quéré, C., Moriarty, R., Andrew, R. M., Peters, G. P., Ciais, P., Friedlingstein, P., ..., Zeng, N. (2014). Global carbon budget 2014. *Earth Syst. Sci. Data Discuss.*, 7(2), 521–610. <http://doi.org/10.5194/essdd-7-521-2014>
- Leclerc, M. Y., Thurtell, G. W. (1990). Footprint prediction of scalar fluxes using a Markovian analysis. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 52(3), 247–258. <http://doi.org/10.1007/BF00122089>
- Lee, X., Finnigan, J., Paw U, K. T. (2005a). Coordinate systems and flux bias error. W: X. Lee, W. Massman, B. Law (red.), *Handbook of micrometeorology* (ss. 33–66). Dordrecht: Kluwer Acad. Publ. http://doi.org/10.1007/1-4020-2265-4_3
- Lee, X., Massman, W., Law, B. (red., 2005b). *Handbook of micrometeorology*. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ. <http://doi.org/10.1007/1-4020-2265-4>
- Lee, X., Wu, H.-J., Sigler, J., Oishi, C., Siccama, T. (2004). Rapid and transient response of soil respiration to rain. *Glob. Change Biol.*, 10(6), 1017–1026. <http://doi.org/10.1111/j.1529-8817.2003.00787.x>

- Lehuger, S., Gabrielle, B., Cellier, P., Loubet, B., Roche, R., Béziat, P., ..., Wattenbach, M. (2010). Predicting the net carbon exchanges of crop rotations in Europe with an agro-ecosystem model. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 139(3), 384–395. <http://doi.org/10.1016/j.agee.2010.06.011>
- LI-COR Biosciences (2015). LI-7500 Open Path CO₂/H₂O Gas Analyzer, Instruction Manual. Pobrano z: www.licor.com/env/distributors
- LI-COR (2014). EddyPro® 5 help and user's guide. LI-COR inc. Pobrano z: https://www.licor.com/env/help/eddypro/topics_eddypro/EddyPro_Home.html
- Lin, G. H., Ehleringer, J. R., Rygielwicz, P. T., Johnson, M. G., Tingey, D. T. (1999). Elevated CO₂ and temperature impacts on different components of soil CO₂ efflux in Douglas-fir terracosms. *Glob. Change Biol.*, 5(2), 157–168. <http://doi.org/10.1046/j.1365-2486.1999.00211.x>
- Liu, H., Liu, C., Piao, S., Zhang, T., Ding, Y., Li, J., ..., Ciais, P. (2010). The impacts of climate change on water resources and agriculture in China. *Nature*, 467(7311), 43–51. <http://doi.org/10.1038/nature09364>
- Liu, H., Peters, G., Foken, T. (2001). New equations for sonic temperature variance and buoyancy heat flux with an omnidirectional sonic anemometer. Pobrano z: <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.462.2419&rep=rep1&type=pdf>
- Lloyd, J., Taylor, J. (1994). On the temperature dependence of soil respiration. *Funct. Ecol.*, 8(3), 315–323. <http://doi.org/10.2307/2389824>
- Majchrzak, L., Sawinska, Z., Natywa, M., Skrzypczak, G., Głowicka-Wołoszyn, R. (2016). Impact of different tillage systems on soil dehydrogenase activity and spring wheat infection. *J. Agric. Sci. Technol.*, 18, 1871–1881. Pobrano z: http://jast-old.modares.ac.ir/article_15784_a85c1e251930cdd0b4849ffe0ce2f8e3.pdf
- Malhi, Y., Nobre, A. D., Grace, J., Kruijt, B., Pereira, M. G. P., Culf, A., Scott, S. (1998). Carbon dioxide transfer over a Central Amazonian rain forest. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, 103(D24), 31593–31612. <http://doi.org/10.1029/98JD02647>
- Mamkin, V., Kurbatova, J., Avilov, V., Mukhartova, Y., Krupenko, A., Ivanov, D., ..., Olchev, A. (2016). Changes in net ecosystem exchange of CO₂, latent and sensible heat fluxes in a recently clear-cut spruce forest in western Russia: results from an experimental and modeling analysis. *Environ. Res. Lett.*, 11(12), 125012. <http://doi.org/10.1088/1748-9326/aa5189>
- Massman, W. (2004). Concerning the Measurement of Atmospheric Trace Gas Fluxes with Open- and Closed-Path Eddy Covariance System: The WPL Terms and Spectral Attenuation. W: X. Lee, W. Massman, B. Law (red.), *Handbook of micrometeorology* (s. 133–160). Dordrecht: Kluwer Acad. Publ. http://doi.org/10.1007/1-4020-2265-4_7
- Massman, W. J., Lee, X. (2002). Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. *Agric. For. Meteorol.*, 113(1–4), 121–144. [http://doi.org/10.1016/S0168-1923\(02\)00105-3](http://doi.org/10.1016/S0168-1923(02)00105-3)

- Mauder, M., Cuntz, M., Drüe, C., Graf, A., Rebmann, C., Schmid, H. P., ... Steinbrecher, R. (2013). A strategy for quality and uncertainty assessment of long-term eddy-covariance measurements. *Agric. For. Meteorol.*, 169, 122–135. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.09.006>
- Mauder, M., Foken, T. (2006). Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure. *Meteorol. Z.*, 15(6), 597–609. <http://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0167>
- Mauder, M., Zeeman, M. J. (2018). Field intercomparison of prevailing sonic anemometers. *Atmos. Meas. Tech.*, 11, 249–263. <http://doi.org/10.5194/amt-11-249-2018>
- McDonald, J. H. (2015). *Handbook of biological statistics*. Baltimore, Maryland: Sparky House Publ. Pobrano z: <http://udel.edu/~mcdonald/statintro.html>
- Millennium Ecosystem Assessment (2005). *Ecosystems and human well-being: Synthesis*. DC. Pobrano z: www.islandpress.org
- Mitsch, W. J., Bernal, B., Nahlik, A. M., Mander, Ü., Zhang, L., Anderson, C. J., ..., Brix, H. (2013). Wetlands, carbon, and climate change. *Landscape Ecol.*, 28(4), 583–597. <http://doi.org/10.1007/s10980-012-9758-8>
- Moderow, U., Feigenwinter, C., Bernhofer, C. (2011). Non-turbulent fluxes of carbon dioxide and sensible heat – A comparison of three forested sites. *Agric. For. Meteorol.*, 151(6), 692–708. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2011.01.014>
- Moffat, A. M., Papale, D., Reichstein, M., Hollinger, D. Y., Richardson, A. D., Barr, A. G., ..., Stauch, V. J. (2007). Comprehensive comparison of gap-filling techniques for eddy covariance net carbon fluxes. *Agric. For. Meteorol.*, 147(3–4), 209–232. <http://doi.org/10.1016/J.AGRFORMET.2007.08.011>
- Monastersky, R. (2013). Global carbon dioxide levels near worrisome milestone. *Nature*, 497(7447), 13–14. <http://doi.org/10.1038/497013a>
- Moncrieff, J. B. B., Massheder, J. M. M., De Bruin, H., Elbers, J., Friborg, T., Heusinkveld, B., ..., Verhoef, A. (1997). A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *J. Hydrol.*, 188–189(1–4), 589–611. [http://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03194-0](http://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03194-0)
- Monin, A. S., Obuchow, A. M. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, 24(19604), 163–187. Pobrano z: http://mcnaughty.com/keith/papers/Monin_and_Obukhov_1954.pdf
- Montgomery, R. B. (1948). Vertical eddy flux of heat in the atmosphere. *J. Meteorol.*, 5(6), 265–274. [http://doi.org/10.1175/1520-0469\(1948\)005<0265:VEFOHI>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0469(1948)005<0265:VEFOHI>2.0.CO;2)
- Moore, C. J. (1986). Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 37(1–2), 17–35. <http://doi.org/10.1007/BF00122754>
- Morgenstern, K., Andrew Black, T., Humphreys, E. R., Griffis, T. J., Drewitt, G. B., Cai, T., ..., Livingston, N. J. (2004). Sensitivity and uncertainty of the carbon balance

- of a Pacific Northwest Douglas-fir forest during an El Niño/La Niña cycle. *Agric. For. Meteorol.*, 123(3–4), 201–219. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2003.12.003>
- Nakai, T., Shimoyama, K. (2012). Ultrasonic anemometer angle of attack errors under turbulent conditions. *Agric. For. Meteorol.*, 162–163(163), 14–26. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2012.04.004>
- Nakai, T., van der Molen, M. K., Gash, J. H. C., Kodama, Y. (2006). Correction of sonic anemometer angle of attack errors. *Agric. For. Meteorol.*, 136(1–2), 19–30. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.01.006>
- Obuchow, A. M. (1971). Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 2(1), 7–29. <http://doi.org/10.1007/BF00718085>
- Olejnik, J. (1994). Projekt kompleksowego monitoringu środowiska leśnego „BOREAS”. *Przeegl. Geofiz.*, 4(39), 375–383.
- Olejnik, J. A. (1988). The empirical method of estimating mean daily and mean ten-day values of latent and sensible-heat fluxes near the ground. *J. Appl. Meteorol.*, 27(12), 1359–1368. [http://doi.org/10.1175/1520-0450\(1988\)027<1359:TEMOEM>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0450(1988)027<1359:TEMOEM>2.0.CO;2)
- Olejnik, J., Kedziora, A. (1991). A model for heat and water balance estimation and its application to land use and climate variation. *Earth Surf. Proc. Land.*, 16(7), 601–617. <http://doi.org/10.1002/esp.3290160705>
- Paltridge, G. W. (1979, czerwiec 14). Climate and thermodynamic systems of maximum dissipation. *Nature*, 279, 630–631. <http://doi.org/10.1038/279630a0>
- Pan, Y., Birdsey, R. A., Fang, J., Houghton, R., Kauppi, P. E., Kurz, W. A., ..., Hayes, D. (2011). A large and persistent carbon sink in the world's forests. *Science*, 333, 988–993. <http://doi.org/10.1126/science.1201609>
- Papale, D., Agarwal, D. A., Baldocchi, D., Cook, R. B., Fisher, J. B., Ingen Van, C. (2012). Database maintenance, data sharing policy, collaboration. W: M. Aubinet, T. Vesala, D. Papale (red.), *Eddy covariance* (s. 399–424). Dordrecht: Springer. <http://doi.org/10.1007/978-94-007-2351-1>
- Papale, D., Reichstein, M., Aubinet, M., Canfora, E., Bernhofer, C., Kutsch, W., ..., Yakir, D. (2006). Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation. *Biogeosciences*, 3(4), 571–583. <http://doi.org/10.5194/bg-3-571-2006>
- Papale, D., Valentini, R. (2003). A new assessment of European forests carbon exchanges by eddy fluxes and artificial neural network spatialization. *Glob. Change Biol.*, 9(4), 525–535. <http://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2003.00609.x>
- Pimentel, D., Zuniga, R., Morrison, D. (2005). Update on the environmental and economic costs associated with alien-invasive species in the United States. *Ecol. Econ.*, 52(3), 273–288. <http://doi.org/10.1016/J.ECOLECON.2004.10.002>

- Portner, H., Bugmann, H., Wolf, A. (2010). Temperature response functions introduce high uncertainty in modelled carbon stocks in cold temperature regimes. *Biogeosciences*, 7(11), 3669–3684. <http://doi.org/10.5194/bg-7-3669-2010>
- Post, W. M., Kwon, K. C. (2000). Soil carbon sequestration and land-use change: processes and potential. *Glob. Change Biol.*, 6(3), 317–327. <http://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2000.00308.x>
- R Core Team (2014). R: A language and environment for statistical computing. Vienna, Austria. Pobrano z: <http://www.r-project.org/>
- Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., ..., Valentini, R. (2005). On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: Review and improved algorithm. *Glob. Change Biol.*, 11(9), 1424–1439. <http://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.001002.x>
- 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* (s. 263–289). Dordrecht: Springer. *Eddy Covariance*,. <http://doi.org/10.1007/978-94-007-2351-1>
- Reineman, B. D., Lenain, L., Statom, N. M., Melville, W. K. (2013). Development and testing of instrumentation for UAV-Based flux measurements within terrestrial and marine atmospheric boundary layers. *J. Atmosph. Oceanic Technol.*, 30(7), 1295–1319. <http://doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00176.1>
- Reynolds, O. (1895). On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. *Philos. Trans. Roy. Soc. A*, 186, 123–164. <http://doi.org/10.1098/rsta.1895.0004>
- Riederer, M., Pausch, J., Kuzyakov, Y., Foken, T. (2015). Partitioning NEE for absolute C input into various ecosystem pools by combining results from eddy-covariance, atmospheric flux partitioning and ¹³CO₂ pulse labeling. *Plant Soil*, 390(1–2), 61–76. <http://doi.org/10.1007/s11104-014-2371-7>
- Robinson, M., Kile, G. (2007). Forests, wood and Australia's carbon balance. Report for Forest and Wood Products Research and Development Corporation and CRC for Greenhouse Accounting. Australian Government, Forest and Wood Products Research and Development Corporation; Cooperative Research Centre for Greenhouse Accounting. Pobrano z: <https://www.firewood.asn.au/images/downloads/forestswoodcarbonbalance.pdf>
- Rodrigo, J. S., Cantero, E., García, B., Borbón, F., Irigoyen, U., Lozano, S., ..., Chávez, R. A. (2015). Atmospheric stability assessment for the characterization of offshore wind conditions. *J. Physics, Conf. Ser.*, 625(1). <http://doi.org/10.1088/1742-6596/625/1/012044>
- Rosenzweig, C., Liverman, D. (1992). Predicted effects of climate change on agriculture: A comparison of temperate and tropical regions. W: S. K. Majumdar (red.), *Global*

- climate change: Implications, challenges, and mitigation measures (s. 342–361). Harrisburg: Pennsylv. Acad. Sci.
- Rotmans, J. (1990). *Image: An integrated model to assess the greenhouse effect* (t. 1). Dordrecht: Springer Netherlands. <http://doi.org/10.1007/978-94-009-0691-4>
- Ryszkowski, L., Kędziora, A. (1993). *Rolnictwo a efekt szklarniowy*. *Kosmos*, 42(1), 123–149.
- Schimel, J. P., Kielland, K., Chapin III, F. S. (1996). Nutrient availability and uptake by tundra plants. W: J. F. Reynolds, J. D. Tenhunen (red.), *Landscape function and disturbance in arctic tundra BT – ecological studies*. Berlin–Heidelberg: Springer. <http://doi.org/10.1007/978-3-662-01145-4>
- Schmidt, M., Reichenau, T. G., Fiener, P., Schneider, K. (2012). The carbon budget of a winter wheat field: An eddy covariance analysis of seasonal and inter-annual variability. *Agric. For. Meteorol.*, 165, 114–126. <http://doi.org/10.1016/J.AGRFORMET.2012.05.012>
- Schuepp, P. H., Leclerc, M. Y., MacPherson, J. I., Desjardins, R. L. (1990). Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 50(1–4), 355–373. <http://doi.org/10.1007/BF00120530>
- Serrano-Ortiz, P., Kowalski, A. S., Domingo, F., Ruiz, B., Alados-Arboledas, L. (2008). Consequences of uncertainties in CO₂ density for estimating net ecosystem CO₂ exchange by open-path eddy covariance. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 126(2), 209–218. <http://doi.org/10.1007/s10546-007-9234-1>
- Sogachev, A., Lloyd, J. (2004). Using a one-and-a-half order closure model of the atmospheric boundary layer for surface flux footprint estimation. *Pobrano z: https://link.springer.com/content/pdf/10.1023%2FB%3ABOUN.0000030664.52282.ee.pdf*
- Soloway, A. D., Amiro, B. D., Dunn, A. L., Wofsy, S. C. (2017). Carbon neutral or a sink? Uncertainty caused by gap-filling long-term flux measurements for an old-growth boreal black spruce forest. *Agric. For. Meteorol.*, 233, 110–121. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.11.005>
- Soussana, J. F., Allard, V., Pilegaard, K., Ambus, P., Amman, C., Campbell, C., ..., Valentini, R. (2007). Full accounting of the greenhouse gas (CO₂, N₂O, CH₄) budget of nine European grassland sites. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 121(1–2), 121–134. <http://doi.org/10.1016/J.AGEE.2006.12.022>
- Staebler, R. M., Fitzjarrald, D. R. (2004). Observing subcanopy CO₂ advection. *Agric. For. Meteorol.*, 122(3–4), 139–156. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2003.09.011>
- Steinfeld, G., Raasch, S., Markkanen, T. (2008). Footprints in homogeneously and heterogeneously driven boundary layers derived from a lagrangian stochastic particle model embedded into large-eddy simulation. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 129(2), 225–248. <http://doi.org/10.1007/s10546-008-9317-7>
- Stella, P., Lamaud, E., Brunet, Y., Bonnefond, J., Loustau, D., Irvine, M. (2009). Simultaneous measurements of CO₂ and water exchanges over three agroecosystems in South-West France. *Biogeosciences*, 6(12), 2957–2971.

- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., ..., Midgley, P. M. (2013). IPCC, 2013: 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, UK and New York, USA: Cambridge Univ. Press.
- Stuart, S. N., Chanson, J. S., Cox, N. A., Young, B. E., Rodrigues, A. S. L., Fischman, D. L., Waller, R. W. (2004). Status and trends of amphibian declines and extinctions worldwide. *Science*, 306(5702), 1783–1786. <http://doi.org/10.1126/science.1103538>
- Stull, R. (2017). Practical meteorology: An algebra-based survey of atmospheric science – version 1.02b. Vancouver: University of British Columbia. Pobrano z: https://www.eoas.ubc.ca/books/Practical_Meteorology/
- Sulzman, E. W., Brant, J. B., Bowden, R. D., Lajtha, K. (2005). Contribution of above-ground litter, belowground litter, and rhizosphere respiration to total soil CO₂ efflux in an old growth coniferous forest. *Biogeochemistry*, 73, 231–256. <http://doi.org/10.1007/s10533-004-7314-6>
- Sun, Z., Gebremichael, M., Ardö, J., de Bruin, H. A. R. (2011). Mapping daily evapotranspiration and dryness index in the East African highlands using MODIS and SEVIRI data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15(1), 163–170. <http://doi.org/10.5194/hess-15-163-2011>
- Swinbank, W. C. (1951). The measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. *J. Meteorol.*, 8(3), 135–145. [http://doi.org/10.1175/1520-0469\(1951\)008<0135:TMOVTO>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0469(1951)008<0135:TMOVTO>2.0.CO;2)
- Szwed, M., Karg, G., Pińskwar, I., Radziejewski, M., Graczyk, D., Kędziora, A., Kundzewicz, Z. W. (2010). Climate change and its effect on agriculture, water resources and human health sectors in Poland. *Nat. Hazard. Earth Sys. Sci.*, 10(8), 1725–1737. <http://doi.org/10.5194/nhess-10-1725-2010>
- Tanner, C. B., Thurtell, G. W. (1969). Anemoclinometer measurements of Reynolds tress and heat transport in the atmospheric surface layer. Final report. Fort Huachuca: The Laboratory.
- Taufarová, K., Havránková, K., Dvorská, A., Pavelka, M., Urbaniak, M., Janouš, D. (2014). Forest ecosystem as a source of CO₂ during growing season: relation to weather conditions. *Int. Agrophys.*, 28(2). <http://doi.org/10.2478/ntag-2014-0013>
- Taylor, G. I. (1938). The spectrum of turbulence. *Proc. Roy. Soc. A: Mathem. Physic. Eng. Sci.*, 164(919), 476–490. <http://doi.org/10.1098/rspa.1938.0032>
- The World Bank (2016). Forest area (% of land area). Pobrano 21 grudnia 2018 z: <https://data.worldbank.org/indicator/AG.LND.FRST.ZS?end=2015&start=1990&view=chart>
- Tóta, J., Fitzjarrald, D. R., Staebler, R. M., Sakai, R. K., Moraes, O. M. M., Acevedo, O. C., ..., Manzi, A. O. (2009). Amazon rain forest subcanopy flow and the carbon budget: Santarém LBA-ECO site. *J. Geophys. Res., Biogeosci.*, 114(1), 1–15. <http://doi.org/10.1029/2007JG000597>

- Urbaniak, M. (2006). Ocena sezonowej zmienności strumieni dwutlenku węgla i pary wodnej na terenach podmokłych metodą kowariancji wirów. Rozprawa doktorska. Akademia Rolnicza im. Augusta Cieszkowskiego w Poznaniu.
- Urbaniak, M., Chojnicki, B. H., Juszcak, R., Augustin, J., Leśny, J., Ziemlińska, K., ..., Olejnik, J. (2016). Measuring major components of the terrestrial carbon balance. W: L. Mueller, A. K. Sheudshen, F. Eulenstein (red.), *Novel methods for monitoring and managing land and water resources in Siberia* (s. 401–423). Cham: Springer. http://doi.org/10.1007/978-3-319-24409-9_17
- USGCRP (2017). *Climate science special report: Fourth national climate assessment*. Vol. 1. U.S. Global Change Research Program, Washington, DC, USA. Pobrano z: <http://doi.org/10.7930/J0J964J6>
- van der Molen, M., Gash, J. H., i Elbers, J. (2004). Sonic anemometer (co)sine response and flux measurement. *Agric. For. Meteorol.*, 122(1–2), 95–109. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2003.09.003>
- van Gorsel, E., Leuning, R., Cleugh, H. A., Keith, H., Kirschbaum, M. U. F., Suni, T. (2008). Application of an alternative method to derive reliable estimates of nighttime respiration from eddy covariance measurements in moderately complex topography. *Agric. For. Meteorol.*, 148(6–7), 1174–1180. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2008.01.015>
- Verma, S. B., Dobermann, A., Cassman, K. G., Walters, D. T., Knops, J. M., Arkebauer, T. J., ..., Walter-Shea, E. A. (2005). Annual carbon dioxide exchange in irrigated and rainfed maize-based agroecosystems. *Agric. For. Meteorol.*, 131(1–2), 77–96. <http://doi.org/10.1016/J.AGRFORMET.2005.05.003>
- Vesala, T., Hari, P., Räisänen, J. (2008). From processes and transport to trees, ecosystems and atmosphere. W: P. Hari, L. Kulmala (red.), *Boreal forest and climate* (s. 281–423). Dordrecht: Springer. http://doi.org/10.1007/978-1-4020-8718-9_7
- Vickers, D., Mahrt, L. (1997). Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *J. Atmosph. Oceanic Technol.*, 14(3), 512–526. [http://doi.org/10.1175/1520-0426\(1997\)014<0512:QCAFSP>2.0.CO;2](http://doi.org/10.1175/1520-0426(1997)014<0512:QCAFSP>2.0.CO;2)
- von Kármán, T., Howarth, L. (1938). On the statistical theory of isotropic turbulence. *Proc. Roy. Soc. Lond. Ser. A*, 164(917), 192–215. <http://doi.org/10.1098/rspa.1938.0013>
- Wang, W., Davis, K. J. (2008). A numerical study of the influence of a clearcut on eddy-covariance fluxes of CO₂ measured above a forest. *Agric. For. Meteorol.*, 148(10), 1488–1500. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2008.05.009>
- Wang, X., Wang, C., Bond-Lamberty, B. (2017). Quantifying and reducing the differences in forest CO₂-fluxes estimated by eddy covariance, biometric and chamber methods: A global synthesis. *Agric. For. Meteorol.*, 247(July), 93–103. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.07.023>
- Watson, R. T., Zinyowera, M. C., Moss, R. H., Dokken, D. J. (1997). Summary for Policymakers. W: *The regional impacts of climate change: An assessment of*

- vulnerability. The World Bank, Zimbabwe Meteorological Services Battelle, Pacific Northwest National Laboratory. A special Report of IPCC Working Group II. Pobrano z: <https://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/spm/region-en.pdf>
- Webb, E. K., Pearman, G. I., i Leuning, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 106(447), 85–100. <http://doi.org/10.1002/qj.49710644707>
- Wheeler, T., Braun von, J. (2013). Climate change impacts on global food security. *Science*, 341(6145), 508–513. <http://doi.org/10.1126/science.1239402>
- Whittaker, R. H., Likens, G. E. (1973). Carbon in the biota. *Brookhaven Sym. Biol.*, (30), 281–302. Pobrano z: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/4807341>
- Wilczak, J. M., Oncley, S. P., Stage, S. A. (2001). Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Bound.-Lay. Meteorol.*, 99(1), 127–150.
- Wofsy, S. C., Goulden, M. L., Munger, J. W., Fan, S.-M. M., Bakwin, P. S., Daube, B. C., ..., Bazzaz, F. A. (1993). Net exchange of CO₂ in a mid-latitude forest. *Science (New York, N.Y.)*, 260(5112), 1314–1317. <http://doi.org/10.1126/science.260.5112.1314>
- Wutzler, T., Lucas-Moffat, A., Migliavacca, M., Knauer, J., Sickel, K., Šigut, L., ..., Reichstein, M. (2018a). Basic and extensible post-processing of eddy covariance flux data with REddyProc. *Biogeosciences*, 15(16), 5015–5030. <http://doi.org/10.5194/bg-15-5015-2018>
- Wutzler, T., Reichstein, M., Moffat, A. M., Migliavacca, M. (2018b). EddyProc. Pobrano z: <https://www.bgc-jena.mpg.de/bgi/index.php/Services/REddyProcWeb>
- Zhang, Q., Lei, H.-M., Yang, D.-W. (2013). Seasonal variations in soil respiration, heterotrophic respiration and autotrophic respiration of a wheat and maize rotation cropland in the North China Plain. *Agric. For. Meteorol.*, 180, 34–43. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.04.028>
- Ziemblińska, K., Urbaniak, M., Chojnicki, B. H., Black, T. A., Niu, S., Olejnik, J. (2016). Net ecosystem productivity and its environmental controls in a mature Scots pine stand in north-western Poland. *Agric. For. Meteorol.*, 228–229, 60–72. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.05.022>
- Ziemblińska, K., Urbaniak, M., Merbold, L., Black, T. A., Jagodziński, A. M., Herbst, M., ..., Olejnik, J. (2018). The carbon balance of a Scots pine forest following severe windthrow: Comparison of reforestation techniques. *Agric. For. Meteorol.*, 260–261(June), 216–228. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2018.06.012>