



Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu

Wydział Inżynierii Środowiska i Inżynierii Mechanicznej

mgr inż. Mateusz Samson

**Dynamika wymiany CO<sub>2</sub> między torfowiskiem w Rzecinie a atmosferą  
z uwzględnieniem właściwości optycznych powietrza**

Dynamics of CO<sub>2</sub> exchange between the peatland in Rzecin and the atmosphere  
taking into account the optical properties of the air

Rozprawa doktorska w dziedzinie nauk inżyniersko-technicznych  
w dyscyplinie inżynieria środowiska, górnictwo i energetyka  
Doctoral thesis in engineering and technology sciences  
in the environmental engineering, mining and energy discipline

Promotor:

dr hab. Bogdan H. Chojnicki, prof. UPP  
Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu

Promotor pomocniczy:

dr hab. Iwona S. Stachlewska, prof. UW  
Uniwersytet Warszawski

Poznań, 2024



## Oświadczenie promotora(-ów) rozprawy doktorskiej

Oświadczam, że niniejsza rozprawa została przygotowana pod moim/naszym kierunkiem i stwierdzam, że spełnia ona warunki do przedstawienia jej w postępowaniu o nadanie stopnia naukowego.

Data

.....

Podpis

.....

promotora

rozprawy

Podpis promotora / pomocniczego rozprawy

.....



**Oświadczenie autora pracy doktorskiej o jej oryginalności,  
samodzielności jej przygotowania i o nienaruszeniu praw autorskich**

Mateusz Samson

imię i nazwisko doktoranta

Niniejszym oświadczam, że przedłożoną pracę doktorską pt.: „Dynamika wymiany CO<sub>2</sub> między torfowiskiem w Rzecinie a atmosferą z uwzględnieniem właściwości optycznych powietrza”

napisałem samodzielnie, tj.

- nie zleciłem opracowania pracy lub jej części innym osobom,
- nie przepisałem pracy lub jej części z innych opracowań i prac związanych tematycznie z moją pracą,
- korzystałem jedynie z niezbędnych konsultacji,
- wszystkie elementy pracy, które zostały wykorzystane do jej realizacji (cytaty, ryciny, tabele, programy itp.), a nie będące mojego autorstwa, zostały odpowiednio zaznaczone oraz zostało podane źródło ich pochodzenia,
- praca nie była wcześniej podstawą nadania stopnia doktora innej osobie.

Mam świadomość, że złożenie nieprawdziwego oświadczenia skutkować będzie niedopuszczeniem do dalszych czynności przewodu doktorskiego lub cofnięciem decyzji o nadaniu mi stopnia doktora oraz wszczęciem postępowania dyscyplinarnego.

.....  
*data i czytelny podpis autora*



**Oświadczenie autora o zgodności**  
**elektronicznej wersji pracy z jej formą wydrukowaną**

Mateusz Samson  
imię i nazwisko doktoranta

Niniejszym oświadczam, że załączona, wydrukowana wersja mojej pracy doktorskiej pt. „Dynamika wymiany CO<sub>2</sub> między torfowiskiem w Rzecinie a atmosferą z uwzględnieniem właściwości optycznych powietrza” jest zgodna z plikiem w wersji elektronicznej, znajdującym się na załączonym nośniku, przeznaczonym do sprawdzenia w systemie antyplagiatowym.

.....  
*data i czytelny podpis autora*





***Mojej Rodzinie***



## **Podziękowania**

*Serdeczne podziękowania Panu dr. hab. inż. Bogdanowi H. Chojnickiemu, prof. UPP, promotorowi rozprawy, za pomoc w realizacji niniejszej dysertacji, ostateczną korektę tekstu, ogromne wsparcie merytoryczne na wszystkich etapach rozwoju naukowego oraz możliwości zdobycia cennego doświadczenia zawodowego, w szczególności międzynarodowego.*

*Pani dr hab. Iwone Stachlewskiej, prof. UW, promotor pomocniczej, za poszerzenie moich horyzontów i umożliwienie poznania nowych obszarów wiedzy naukowo-badawczej.*

*Panu prof. dr. hab. Januszowi Olejnikowi za wiarę w moje umiejętności i potencjał naukowy od początku realizacji studiów doktoranckich oraz za wszelkie istotne uwagi dotyczące metodologii badań.*

*Panu dr. hab. inż. Markowi Urbaniakowi, za wyjaśnienie wątpliwości związanych z kowariancją wirów, a przede wszystkim za motywację do nauki kodowania i szukania nowatorskich rozwiązań programistycznych.*

*Dr. Damianowi Józefczykowi, dr inż. Marcinowi Stróżeckiemu, mgr. Józefowi Moczko, inż. Jerzemu Roszkiewiczowi za pomoc przy realizacji badań naukowych oraz wspólne wyjazdy terenowe, za stworzenie atmosfery pracowitości i wytrwałości.*

*Prof. dr. hab. Radosławowi Juszcakowi, dr. hab. Jackowi Leśnemu, dr. Romanowi Schefke, dr inż. Klaudii Ziemblińskiej, dr. hab. Anshu Rastogi oraz mgr Subhajit Bandopadhyay za wszelką pomoc, cenne rady i konstruktywną krytykę w pracy naukowo-badawczej oraz dydaktycznej.*

*Pani Oldze Zawitowskiej-Blacha za pomoc przy czynnościach administracyjnych oraz Panu mgr. Stanisławowi Tuchołce za wartościowe porady dotyczące dydaktyki.*

*Doktorantom dr inż. Kamili Harendzie oraz mgr inż. Patrykowi Poczcie, za wspólne konsultacje przy analizie danych oraz miło spędzony czas na studiach w katedrze meteo.*

*Wszystkim obecnym i byłym pracownikom Pracowni Bioklimatologii, dawniej Katedry Meteorologii, za stworzenie przyjaznej atmosfery pracy, w szczególności Panu prof. dr. hab. Andrzejowi Kędziorze za cenne uwagi i dyskusje, również te życiowe, niezwiązane z dysertacją.*

*Dziękuję mojej wspaniałej mamie Genowefie oraz bratu Maciejowi za wytworzenie chęci ciągłego kształcenia i samorealizacji, a także Cioci Hani za ogromne wsparcie duchowe. Całej Rodzinie oraz Przyjaciołom, którzy wierzyli w sukces ukończenia dysertacji.*

*Dziękuję mojej córce Idze, która swoją energią i radością motywuje mnie do założonych życiowych celów.*

*Niniejszą rozprawę doktorską dedykuję mojej Ukochanej Paulinie, za jej ciekawość świata i możliwość jego wspólnego odkrywania. To dzięki Niej i dla Niej. Za wiarę, cierpliwość i nieocenioną pomoc w codziennych życiowych sprawach.*



## Streszczenie

Badania przedstawione w niniejszej rozprawie obejmują dziesięcioletnią serię pomiarową strumieni ditlenku węgla netto wymienianych pomiędzy torfowiskiem a atmosferą z wykorzystaniem metody kowariancji wirów (EC). Dodatkowo dane te zostały przeanalizowane z uwzględnieniem właściwości optycznych atmosfery. Dane pozyskano ze stacji badawczej zlokalizowanej na torfowisku w Rzecinie.

Głównym celem rozprawy było oszacowanie dynamiki wymiany ditlenku węgla ( $\text{CO}_2$ ) dla poszczególnych kompleksów roślinnych z uwzględnieniem właściwości optycznych atmosfery.

Standardowe obserwacje meteorologiczne, m.in. temperatura powietrza i wilgotność względna, fotosyntetyczna gęstość strumienia fotonów (PPFD), zostały przeprowadzone wraz z pomiarami strumienia ditlenku węgla. Uzyskane dane dotyczące strumienia podzielono zgodnie z czterema kierunkami wiatru (sektory N, E, S, W) w celu analizy typów dynamiki wymiany  $\text{CO}_2$  różnych kompleksów roślinności.

Wykazano, że roczna dynamika produktywności  $\text{CO}_2$  zależy od zmienności warunków meteorologicznych, a także występujących w sezonie anomalii pogodowych tj. okresy suszy. Wyższą produktywność roślin zaobserwowano w sektorze północnym, gdzie przeważała roślinność wysoka, tj. pałka wodna i trzcina pospolita, a zmierzone wartości wskaźnika stopnia ulistnienia (LAI) były powyżej 2 [-]. Najniższe istotne średnie wartości współczynnika wykorzystania światła (LUE) zaobserwowano dla sektora południowego 0,016 [-], których głównymi składnikami była niższa roślinność, tj. turzyce oraz mchy.

Zaobserwowano także, że trzcinowisko skuteczniej wykorzystuje warunki promieniowania rozproszonego, ponieważ rośliny wykorzystują wnikające promieniowanie słoneczne pomiędzy ich struktury, co powoduje, że ich produktywność jest wyższa. Z drugiej strony niższa roślinność wystawiona na działanie bezpośredniego promieniowania słonecznego skuteczniej wykorzystuje promieniowanie bezpośrednie. Roślinność zlokalizowana w sektorach E i S wykazuje wyższą średnią wartość LUE (0,004 [-]) podczas czystego nieba niż w warunkach pochmurnych. Powyżej wartości 400 (mikromoli) (PPFD) przy promieniowaniu bezpośrednim dochodzi do przegrzania roślinności mszarnej, co powoduje spadek jej produktywności.

Tym samym badania te potwierdziły dwie założone hipotezy: Kompleksy roślinności reagują odmiennie na rozproszone promieniowanie słoneczne nawet w tych samych warunkach meteorologiczno-wodnych oraz kompleksy roślinności na torfowisku determinują zarówno przestrzenną, jak i czasową zmienność produkcji netto torfowiska w Rzecinie.



## Abstract

The presented study covers long-term 10-year period of continuous observations of the net carbon dioxide fluxes ( $\text{CO}_2$ ) of the peatland using the eddy covariance (EC) technique. Furthermore, the data were analyzed and also taking into account the optical properties of the atmosphere. The long-term data was obtained from research station located on the peatland in Rzecin, Poland.

The main purpose of the dissertation was to estimate the dynamics of  $\text{CO}_2$  exchange for individual plant communities, taking into account the optical properties of the atmosphere.

The standard meteorological observations e.g. air temperature and relative humidity, photosynthetic photon flux density (PPFD) were carried out along with flux measurements. The obtained flux data was divided according to four wind directions (North, East, South, West, sectors) in order to analyze the different vegetation types to understand the  $\text{CO}_2$  exchange dynamics of four wind directions. The study showed that the annual dynamics of  $\text{CO}_2$  productivity depend on the variability of meteorological conditions, i.e. periods of drought and/or high temperature.

There was a higher ecosystem production found in the northern sector, where the plant structure was characterized by leaf area index (LAI) higher than 2 [-]. The lowest significant mean values (0.016 [ ]) of light use efficiency (LUE) were found in the southern sector where the sedges and mosses were the dominant one. Vegetation located in E and S sectors show the higher mean value of LUE (0.004 [-]) during clear sky than under cloudy conditions but this relation occurs only when PPFD is below  $400 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ . Above this threshold, the diffuse radiation always enhances LUE of the plant canopy.

The study concludes that vegetation types react differently to various radiation conditions, in particular, to diffuse solar radiation share in global radiation and the complex structure of vegetation, determine both spatial and temporal variability of the net ecosystem production of the Rzecin peatland.





# Spis treści

<b>1.</b>	<b>WSTĘP .....</b>	<b>9</b>
<b>2.</b>	<b>HIPOTEZY, CELE I ZAKRES ROZPRAWY .....</b>	<b>11</b>
<b>3.</b>	<b>PRZEGLĄD LITERATURY.....</b>	<b>12</b>
3.1.	GLOBALNE ZMIANY PARAMETRÓW OPTYCZNYCH ATMOSFERY .....	12
3.2.	WPLYW WŁAŚCIWOŚCI OPTYCZNYCH ATMOSFERY NA PRODUKTYWNOŚĆ EKOSYSTEMU .....	14
3.3.	BILANS DITLENKU WĘGLA EKOSYSTEMU .....	16
3.3.1.	<i>Metoda kowariancji wirów .....</i>	<i>18</i>
3.3.2.	<i>Inne metody pomiarowe .....</i>	<i>22</i>
3.4.	BADANIA NA OBSZARACH PODMOKŁYCH .....	24
3.5.	GLOBALNE OCIEPLENIE KLIMATU A TORFOWISKA .....	26
<b>4.</b>	<b>OPIS I CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ .....</b>	<b>29</b>
4.1.	POŁOŻENIE GEOGRAFICZNE OBSZARU BADAŃ .....	29
4.2.	FLORA I FAUNA TORFOWISKA .....	30
4.3.	WARUNKI KLIMATYCZNE .....	32
<b>5.</b>	<b>METODYKA .....</b>	<b>34</b>
5.1.	SYSTEM POMIAROWY .....	34
5.1.1.	<i>System pomiarowy metody kowariancji wirów .....</i>	<i>34</i>
5.2.	ANALIZA DANYCH .....	37
5.2.1.	<i>Wstępne przetwarzanie danych .....</i>	<i>37</i>
5.2.2.	<i>Analiza jakościowa strumieni netto CO<sub>2</sub> .....</i>	<i>38</i>
5.2.3.	<i>Analiza pola oddziaływania (footprint) .....</i>	<i>39</i>
5.2.4.	<i>Podział danych wg sektorów kierunku wiatru .....</i>	<i>40</i>
5.2.5.	<i>Uzupełnienie nieciągłości w seriach pomiarowych .....</i>	<i>41</i>
5.2.6.	<i>Wydajność wykorzystania światła LUE .....</i>	<i>44</i>
5.2.7.	<i>Szerokopasmowy wskaźnik wegetacji NDVI (NDVI<sub>b</sub>) .....</i>	<i>44</i>
5.2.8.	<i>Wyznaczenie okresów stacjonarnej produktywności (OSP) .....</i>	<i>45</i>
5.2.9.	<i>Testowanie statystyczne .....</i>	<i>46</i>
<b>6.</b>	<b>WYNIKI .....</b>	<b>47</b>
6.1.	WARUNKI KLIMATYCZNE PODCZAS POMIARÓW .....	47
6.1.1.	<i>Temperatura powietrza .....</i>	<i>47</i>
6.1.2.	<i>Fotosyntetyczna gęstość strumienia fotonów .....</i>	<i>48</i>
6.1.3.	<i>Prędkość i kierunek wiatru .....</i>	<i>49</i>
6.2.	„ZIELONOŚĆ” SZATY ROŚLINNEJ NA TORFOWISKU .....	51
6.3.	WSKAŹNIK STOPNIA ULISTNIENIA TORFOWISKA .....	53
6.4.	DYNAMIKA PRODUKTYWNOŚCI NA TORFOWISKU W RZECINIE .....	54
6.4.1.	<i>Roczna dynamika produktywności całego torfowiska .....</i>	<i>54</i>
6.4.2.	<i>Dynamika produktywności poszczególnych kompleksów roślinnych .....</i>	<i>57</i>
6.4.3.	<i>Współczynnik wykorzystania światła poszczególnych kompleksów roślinnych .....</i>	<i>57</i>
6.4.4.	<i>Promieniowanie rozproszone .....</i>	<i>58</i>
<b>7.</b>	<b>DYSKUSJA .....</b>	<b>63</b>
7.1.	POMIARY WYMIANY NETTO CO <sub>2</sub> .....	63
7.2.	WARUNKI KLIMATYCZNE NA TORFOWISKU W RZECINIE .....	65

7.3.	ZDOLNOŚĆ DO POCHŁANIANIA CO <sub>2</sub> .....	68
7.4.	DYNAMIKA PRODUKTYWNOŚCI TORFOWISKA W RZECINIE .....	69
7.4.1.	<i>Roczna dynamika produktywności</i> .....	69
7.4.2.	<i>Sezonowa dynamika produktywności poszczególnych kompleksów roślinnych</i> .....	73
7.5.	DYNAMIKA PRODUKTYWNOŚCI KOMPLEKSÓW ROŚLINNYCH W KONTEKŚCIE PROMIENIOWANIA ROZPROSZONEGO .....	73
<b>8.</b>	<b>PODSUMOWANIE I WNIOSKI</b> .....	<b>79</b>
<b>9.</b>	<b>SPIS LITERATURY</b> .....	<b>83</b>
<b>10.</b>	<b>SPIS RYCIN</b> .....	<b>99</b>
<b>11.</b>	<b>SPIS TABEL</b> .....	<b>102</b>
<b>12.</b>	<b>WYKAZ SKRÓTÓW I SYMBOLI</b> .....	<b>103</b>
<b>13.</b>	<b>ZAŁĄCZNIKI</b> .....	<b>106</b>

## **1. Wstęp**

Torfowiska to niezwykle wartościowe ekosystemy lądowe, które cechują się olbrzymią różnorodnością biotyczną. Na ich obszarze występują unikalne gatunki fauny i flory oraz zespoły mikroorganizmów (Joosten i Clarke, 2002). Powstawanie i rozwój tych ekosystemów są determinowane przez kompleks warunków termicznych i hydrologicznych. Powstawanie torfowisk (proces torfotwórczy) spowodowało, że stały się drugim, po oceanach, zasobem węgla na Ziemi (Clymo i in., 1998; Gorham, 1991). Na torfowiskach zachodzi szereg procesów biochemicznych, w których szczególną rolę odgrywają związki węgla, są to: wymiana CO<sub>2</sub> z atmosferą, emisja oraz pochłanianie CH<sub>4</sub>, produkcja i eksport rozpuszczonego węgla organicznego (DOC) i inne (Harenda i in., 2018). W efekcie ekosystemy te odgrywają kluczową rolę w kształtowaniu globalnego klimatu poprzez bezpośredni wpływ na stężenia głównie CO<sub>2</sub> i CH<sub>4</sub> w atmosferze (Yu i in., 2010). Ilościowy opis wymiany tych gazów między torfowiskami a atmosferą oraz jakościowy oraz ilościowy opis ich budżetu węglowego stanowi podstawę zrozumienia interakcji tych ekosystemów z atmosferą, a co za tym idzie, planetarnym systemem klimatycznym.

Promieniowanie słoneczne docierające do powierzchni Ziemi wraz z temperaturą otoczenia i wodą są głównymi czynnikami wpływającymi na intensywność procesu fotosyntezy roślin. W ten sposób, dzięki pomiarom prowadzonym w odpowiednich warunkach, parametryzacja zależności między promieniowaniem słonecznym a produktywnością daje podstawy do oszacowania ilości pochłoniętego CO<sub>2</sub> przez ekosystem.

Naukowcy już od dawna obserwują dużą wrażliwość ekosystemów torfowiskowych na sezonowe zmiany warunków klimatycznych (Bubier i in., 1998, Heijmans i in., 2008). Jak zauważył Hirota i in. (2006) związek między strumieniami CO<sub>2</sub> a czynnikami środowiskowymi, takimi jak natężenie światła i temperatura gleby, jest różny w poszczególnych kompleksach roślinnych. Z kolei Leppälä i in. (2011) wykazali, że dynamika wymiany CO<sub>2</sub> w zróżnicowanych zbiorowiskach roślinnych reagowała inaczej na mokry, a inaczej na suchy sezon wegetacyjny. Tak więc wpływ na produktywność torfowisk mają zarówno główne czynniki środowiskowe (temperatura, poziom zwierciadła wody gruntowej) (Acosta i in., 2017), jak i skład gatunkowy roślin znajdujących się na torfowisku (Alm i in., 1997; Lamentowicz i in., 2015).

Jednak należy też wspomnieć, iż produktywność roślinności zależy nie tylko od ilości, ale także od stopnia rozproszenia promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni roślinności (Gu i in., 2002). Promieniowanie rozproszone skuteczniej niż bezpośrednie

penetruje pokrywą roślinną, powodując wzrost wydajności fotosyntetycznej liści znajdujących się w dolnych partiach szaty roślinnej (Harenda i in., 2017). Wspomnieć tu należy, że zarówno ilość docierającego promieniowania do powierzchni ekosystemu, jak i intensywność jego rozpraszania zależą od rodzaju oraz stopień zachmurzenia, a także ilości oraz typu aerozoli atmosferycznych. W ten sposób zmiany parametrów optycznych atmosfery mają bezpośredni wpływ na globalną produktywność roślin (Mercado i in., 2009).

Struktura roślinności torfowiska w Rzecinie jest przestrzennie niejednolita. Wynika to z występowania na tym terenie różnych zespołów roślinnych (Wojterska i in., 2001). Tak zróżnicowana struktura szaty roślinnej pozwala na badania zależności między promieniowaniem (także jego stopniem rozproszenia) a produktywnością określonych różnych zespołów roślinnych jednocześnie.

Do badań wykorzystano 10-letni zbiór danych (lata 2004-2014) składających się m.in. z wartości strumieni netto ditlenku węgla oraz strumieni promieniowania słonecznego (całkowite i rozproszone). Długa seria obserwacyjna pozwala na określenie przestrzennej i czasowej dynamiki wymiany ditlenku węgla między torfowiskiem w Rzecinie a atmosferą. Dodatkowo, badania produktywności różnych zespołów roślinnych w kontekście promieniowania rozporoszonego pozwoliło na oszacowanie wpływu właściwości optycznych atmosfery na wielkość wymiany CO<sub>2</sub> między torfowiskiem rzecińskim a atmosferą.

Uzyskane wyniki pozwalają na oszacowanie produktywności roślinności torfowiskowej w różnych warunkach radiacyjnych. Badania te nabierają szczególnego znaczenia w kontekście obserwowanych długofalowych i globalnych zmian zmętnienia atmosfery, których wpływ na funkcjonowanie torfowisk wymaga oszacowania ilościowego.

## **2. Hipotezy, cele i zakres rozprawy**

Głównym celem rozprawy było oszacowanie dynamiki wymiany CO<sub>2</sub> dla poszczególnych kompleksów (zbiorowisk) roślinnych z uwzględnieniem właściwości optycznych powietrza.

Dla osiągnięcia celu głównego rozprawy wyznaczono trzy cele szczegółowe:

1. Ocena sezonowej dynamiki produktywności poszczególnych kompleksów roślinności.
2. Określenie rocznej sumy pochłaniania netto CO<sub>2</sub> dla poszczególnych kompleksów roślinności w Rzecinie dla wybranych lat.
3. Ocena reakcji wydzielonych kompleksów roślinnych na rozpraszanie promieniowania docierającego do powierzchni.

Kierując się powyższymi celami szczegółowymi, można było zweryfikować następujące hipotezy badawcze:

1. Kompleksy roślinności odmiennie reagują na różne warunki radiacyjne, w szczególności na rozproszone promieniowanie słoneczne.
2. Kompleksy roślinności na torfowisku determinują przestrzenną i czasową zmienność produkcji netto ekosystemu.

W pierwszej części rozprawy tj. rozdziały 1., 2. i 3. opisano wstęp i powody, dla których podjęto tę tematykę rozprawy oraz sformułowano hipotezy badawcze. W części tej przedstawiono także dotychczasowy stan wiedzy dotyczący bilansu węgla oraz aktualną wiedzę nt. metod badawczych. W rozdziale 4. opisany został szczegółowo obszar badań oraz jego charakterystyka. Następnie w rozdziale 5. przedstawiono zastosowaną metodę badawczą oraz wykorzystywany sprzęt pomiarowy jak również zastosowaną w dysertacji analizę statystyczną. W rozdziale 6. zostały opisane wyniki i rezultaty pomiarów przeprowadzonych analiz statystycznych. W ostatniej części rozprawy, w rozdziale 7.i 8. przedstawiono dyskusję w kontekście wyników innych prac badawczych oraz podsumowano uzyskane wyniki i sformułowano wnioski.

### 3. Przegląd literatury

#### 3.1. Globalne zmiany parametrów optycznych atmosfery

Ilość słonecznego promieniowania krótkofalowego (z ang. *incoming shortwave radiation*;  $R_{S_{in}}$ ), która dociera do powierzchni Ziemi, powiązana jest ze zmianą ziemskich parametrów orbitalnych (zmiany w skali czasu geologicznego). Znajdujące się w powietrzu cząstki aerozoli, pyłu, pary wodnej, ditlenku węgla, a także ozonu mogą powodować osłabienie promieniowania słonecznego w efekcie dwóch procesów: absorpcji i rozpraszania (Hoyt, 1978). Podczas gdy aktywność słoneczna (zmiany stałej słonecznej), zawartość pary wodnej oraz wartość grubości optycznej atmosfery (z ang. *aerosol optical depth*; AOD), wpływa na wartość całkowitego promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni Ziemi (Wild, 2009).

Od lat 50-tych ubiegłego wieku zaobserwowano zjawisko nazwane przyciemnieniem (z ang. *dimming*), czyli spadek całkowitego promieniowania słonecznego. Z kolei w latach 80-tych XX w. zaobserwowano odwrotne zjawisko, które nazwano rozjaśnieniem (z ang. *brightening*), związane ze wzrostem całkowitego promieniowania słonecznego. W wielu miejscach na świecie odnotowano stabilizację, a nawet wzrost wartości  $R_{S_{in}}$ , szczególnie w regionach uprzemysłowionych (Sanchez-Lorenzo, 2013).

Najnowsze badania tych dwóch zjawisk wskazują, że fluktuacje wartości  $R_{S_{in}}$  są wywoływane przez zmiany zachmurzenia (Liepert, 2002; Stjern i in., 2009; Chiacchio i Wild, 2010), grubość optyczną chmur (Liepert, 1997; 2002), czy przejrzystość atmosfery (Uscka-Kowalkowska, 2013). Dodatkowo zmienność czasowa i przestrzenna całkowitego promieniowania słonecznego może być skutkiem zmienności emisji aerozoli do atmosfery (Stanhill i in., 1992; 2001).

Parametr opisujący wydajność wykorzystania światła (z ang. *light use efficiency*; LUE) wyraża stosunek ilości pochłoniętego węgla netto przez ekosystem do ilości docierającego promieniowania świetlnego. Początkowo LUE badano w uprawach roślinnych i stwierdzono, że zależy ono od poziomu docierającego promieniowania rozproszonego (Sinclair i in., 1976). Późniejsze badania wykazały, że obecność promieniowania rozproszonego w całości promieniowania docierającego do pokrywy roślinnej podnosi wartość LUE ekosystemu (Sinclair i in., 1992; Hollinger i in., 1994; Choudhury, 2001; Gu i in., 2002; Alton i in., 2007). W swoich badaniach Roderick i in. (2001) zauważyli, że w bezchmurne dni fotosyntetyczna

aktywność liści, na które pada promieniowanie bezpośrednie, jest wyższa, aniżeli liści zaciemnionych (wyższa wartość LUE), które wykazują niedostatek energii promieniowania.

Z drugiej strony, należy pamiętać o efektywności wykorzystania promieniowania (z ang. *radiation use efficiency*; RUE), który definiuje ilość zgromadzonej biomasy na jednostkę przechwyconego promieniowania (Sinclair i in., 1999). Rośliny uprawiane w szklarniach lub w innych miejscach, w których występuje duża część promieniowania rozproszonego, prawdopodobnie będą miały większą efektywność wykorzystania promieniowania (RUE) niż rośliny w przypadku większej ilości docierającego promieniowania bezpośredniego (Sinclair i in., 1992).

Izotropowa struktura promieniowania rozproszonego powoduje penetrację energii promienistej w głąb roślinności, co powoduje zwiększenie ilości energii słonecznej docierającej do liści znajdujących się w niższych warstwach pokrywy roślinnej (zaciemnionych). Niemniej jednak obserwowana temperatura jest niższa na poziomie gruntu przy promieniowaniu rozproszonym, przez co zmniejszone są autotroficzne straty oddechowe (Baldocchi i in., 1997).

Obserwuje się również wpływ promieniowania rozproszonego na inne zjawiska niebędące bezpośrednio powiązane z ilością docierającej energii słonecznej, np. intensywność oddychania heterotroficznego.

### **3.2. Wpływ właściwości optycznych atmosfery na produktywność ekosystemu**

Chmury i aerozole zmieniają proporcję promieniowania rozproszonego w globalnym napromieniowaniu słonecznym docierającym do powierzchni Ziemi. Wiadomym jest, że promieniowanie rozproszone i promieniowanie bezpośrednie różnią się sposobem, w jaki są wykorzystywane przez rośliny i wpływają na sumowanie nieliniowych procesów, takich jak fotosynteza, inaczej niż w przypadku skali pojedynczego liścia (Gu i in., 2002).

Badania wpływu promieniowania rozproszonego na produktywność całego ekosystemu dotychczas przeprowadzano w lasach (Hollinger i in., 1994; Law i in. 2002; Gu i in. 2003; Alton i in. 2007; Mercado i in., 2009; Dengel i Grace, 2010), ponieważ jako ekosystem stanowią bardzo złożoną strukturę. Badania tego typu były prowadzone także dla innych rodzajów ekosystemów np. muraw czy sawann (Sims i in., 2005), podczas gdy prace badawcze nad torfowiskami i ich reakcjami na procesy dyfuzji promieniowania w atmosferze są dość nieliczne (Letts i in., 2005).

Jak twierdzi Gu i in. (2002) nadal potrzebne są badania nad promieniowaniem rozproszonym i bezpośrednim w modelach globalnej produkcji pierwotnej oraz badań nad rolami chmur i aerozoli w globalnym obiegu węgla. Jak powszechnie wiadomo, nadrzędnym czynnikiem środowiskowym wpływającym na fotosyntezę jest promieniowanie słoneczne (Kaufmann, 1976; Zeiger, 1990). Dodatkowo stwierdzono, że zdolność roślinności do pochłaniania CO<sub>2</sub> zależy od poziomu promieniowania rozproszonego, zjawiska początkowo badanego w uprawach roślinnych (Sinclair i in., 1976). Z drugiej strony kilku autorów wykazało, że wymiana gazowa powierzchni czynnej zależy nie tylko od wielkości globalnego promieniowania słonecznego, ale także od właściwości optycznych atmosfery (Gu i in., 2002; 2003; Letts i in., 2005; Urban i in., 2007).

Z dotychczasowych badań wynika, że wysokość warstwy granicznej (Stull, 1988), która może sięgać w pewnych warunkach nawet kilku kilometrów (Aurela, 2005), jak również pionowa zmiana prędkości wiatru i temperatury powietrza, w dużym stopniu wpływają na pionowy rozkład aerozoli optycznych w niższych warstwach troposfery (Zhang i in., 2009, Dörnbrack i in., 2010; Nicolae i in., 2013).

Z drugiej strony rodzaj aerozoli atmosferycznych w niższych warstwach, może powodować ochłodzenie bądź ocieplenie na powierzchni ziemi (Stachlewska i in., 2018). Jednak docelowo efektem netto aerozoli atmosferycznych jest ujemne wymuszenie radiacyjne (Kulmala i in., 2004).



Stwierdzono także wpływ powyższych czynników na koncentrację i rozkład zanieczyszczeń powietrza w dużych miastach (Dieudonné i in., 2017; Stachlewska i in., 2017).

Z kolei wybuch wulkanu Pinatubo w 1991 r. (wybuch stratosferyczny) zmienił warunki radiacyjne na świecie, czego efektem było zmniejszenie globalnej temperatury o 0,5 stopnia w 1992 roku (Holasek i in. 2018). Erupcja ta zmodyfikowała promieniowanie słoneczne poprzez zwiększenie promieniowania rozproszonego w Europie o 43%, podczas gdy globalne promieniowanie zostało zredukowane o niespełna 4% (Alados-Arboledas i in., 1997).

Efekt rozproszenia aerozoli po wybuchu Pinatubo wskazywał na wyższe wartości AOD w warstwie stratosfery, nawet do dwóch lat po jego erupcji. Skutkiem wybuchu było zwiększenie udziału promieniowania rozproszonego w docierającym promieniowaniu słonecznym, a to spowodowało wzrost produktywności ekosystemów lądowych w skali globalnej (Mercado i in., 2009). Tymczasem konsekwencje wybuchu wulkanu znacznie poprawiły pochłanianie CO<sub>2</sub> przez lasy liściaste w warunkach bezchmurnych o 23% w 1992 r. i 8% w 1993 r. (Gu i in., 2003).

Chmury i aerozole wywierają znaczący wpływ na wymianę netto CO<sub>2</sub> pomiędzy ekosystemem a atmosferą, ponieważ zmieniają proporcję promieniowania rozproszonego w globalnym promieniowaniu słonecznym docierającym do powierzchni Ziemi. Powszechnie wiadomo, że promieniowanie rozproszone i bezpośrednie różnią się sposobem, w jaki przenikają przez baldachim roślin i inaczej wpływają na procesy takie jak fotosynteza (Gu i in., 2002; Niyogi, 2004).

Z drugiej strony wpływ aerozoli na wymianę netto CO<sub>2</sub>, może być nawet bardziej znaczący niż ten wywołany chmurami. Zaobserwowano, że pochłanianie CO<sub>2</sub> wzrosło wraz ze wzrostem zawartości aerozolu w powietrzu dla lasów i gruntów uprawnych, a zmniejszyło się dla użytków zielonych. Hipotetycznie przyczyną tych różnic pomiędzy typami roślinności może być ich budowa oraz kształt (Niyogi, 2004).

Niniejsza rozprawa w dużej mierze nawiązuje do tematu aktualnych badań promieniowania słonecznego w kontekście produktywności ekosystemu torfowiskowego.

### 3.3. Bilans ditlenku węgla ekosystemu

W niniejszej rozprawie do opisu bilansu ditlenku węgla wykorzystano koncepcję wymiany netto CO<sub>2</sub> z punktu widzenia ekosystemu. Saldo to jest określane jako produkcja ekosystemu netto (z ang. *net ecosystem production*; NEP) (Law i in., 2002), gdzie mierzony strumień NEP, czyli wartość salda bilansu CO<sub>2</sub> (netto) nad badanym obszarem w danym czasie, jest wynikiem dwóch podstawowych procesów, tj. produkcji brutto ekosystemu oraz oddychania ekosystemu.

Pochłanianie fotosyntetyczne, które jest złożonym procesem biochemicznym (Bryant i Frigaard, 2006), nazywane jest produkcją ekosystemu brutto (z ang. *gross ecosystem productivity/production*; GEP). W literaturze można spotkać również termin używany zamiennie - produkcja pierwotna (z ang. *gross primary production*; GPP) (Ryc. 1).

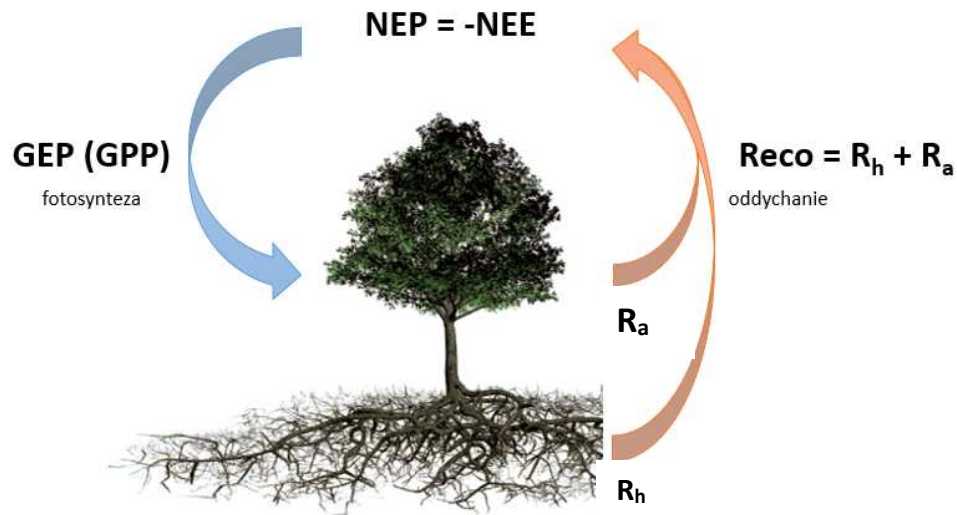
Oddychanie ekosystemu (z ang. *ecosystem respiration*; Reco) zazwyczaj definiowane jest jako suma oddychania heterotroficznego (R<sub>h</sub>) i autotroficznego (R<sub>a</sub>) (Giardina i Ryan 2000; Valentini i in., 2000) (Ryc. 1). W swojej pracy Dorrepaal i in. (2009) wskazują, iż 70% oddychania glebowego pochodzi z oddychania heterotroficznego, m.in. z rozkładu glebowego. Natomiast pozostała część związana jest z oddychaniem roślinności np. poprzez korzenie.

Jeśli torfowiska funkcjonują prawidłowo, to stanowią rezerwuary węgla biosferycznego z ciągłą możliwością jego absorpcji. Jeśli ich funkcje są zaburzone – to stają się źródłami węgla, przyczyniając się do wzrostu zawartości CO<sub>2</sub> w atmosferze.

Mając na uwadze powyższe procesy, należy wspomnieć, że jeśli absorpcja przeważa nad emisją, to mamy do czynienia z „zyskiem” ekosystemu. Powoduje to, że CO<sub>2</sub> znajdujący się w atmosferze zostaje gromadzony przez ekosystem (w tym przypadku torfowisko). Natomiast jeśli ekosystem więcej emituje CO<sub>2</sub> do atmosfery (emisja przeważa nad absorpcją), oznacza to „stratę” dla ekosystemu. W niniejszej rozprawie przyjęto właśnie taki sposób opisu strumieni CO<sub>2</sub> wymienianych między torfowiskiem a atmosferą. Z drugiej strony, wielu badaczy często opisuje powyższe pojęcia, stosując odwrotny punkt widzenia przy określaniu bilansu CO<sub>2</sub>. Używane jest pojęcie wymiany ekosystemu netto (z ang. *net ecosystem exchange*, NEE), które oznacza te same wartości strumienia CO<sub>2</sub> (z ang. *flux*; F<sub>c</sub>), lecz z odwrotnym znakiem przy wartościach (Ryc. 1).

Wszystkie przedstawione powyżej pojęcia można przedstawić następującym równaniem:

$$-NEE = NEP = GEP - Reco \quad (A1)$$



Ryc. 1 Schemat bilansu ditlenku węgla ekosystemu. Niebieska strzałka oznacza pochłanianie CO<sub>2</sub> (fotosyntezę), a brązowe strzałki oznaczają emisję CO<sub>2</sub> (oddychanie) przez ekosystem. NEP - emisja ekosystemu netto; NEE - wymiana ekosystemu netto; GEP produkcja ekosystemu brutto; GPP - produkcja pierwotna; Reco - oddychanie ekosystemu; R<sub>h</sub> - oddychanie heterotroficzne; R<sub>a</sub> - oddychanie autotroficzne

źródło: opracowanie własne, grafika z <https://gcl.com.pl/> (dostęp z dn. 22.08.2022 r.)

Duża ilość prac naukowych poświęcona jest wartościom GEP, które zależą m.in. od wielkości wskaźnika stopnia ulistnienia (LAI) (Lund i in., 2010), warunków meteorologicznych (Bahn i in., 2008; Robroek i in., 2009; Lund i in., 2010; Juszczak i in., 2013; Nijp i in., 2015) oraz długości sezonu wegetacyjnego (Danielewska i in., 2015).

Natomiast głównymi czynnikami warunkującymi Reco są temperatura (Lafleur i in. 2005; Laine i in., 2007; Juszczak i Augustin, 2013; Samson i in., 2018) i wilgotność gleby (Xu i Qi, 2001a).

Na podstawie dotychczasowej wiedzy, która wynika z długoletnich obserwacji wymiany gazowej między ekosystemami a atmosferą, można stwierdzić, że warunki meteorologiczne mają największy wpływ na kształtowanie wartości NEP (Bubier i in., 1999; Valentini i in., 2000; Lindroth i in., 2009; Lund i in., 2010; Samaritani i in., 2011).

Dodatkowo należy wspomnieć, że wartość strumienia NEP (NEE) stanowi strumień turbulencyjny CO<sub>2</sub> (F<sub>c</sub>) oraz tzw. magazynowanie (S<sub>c</sub>). F<sub>c</sub> jest zmierzony nad daną powierzchnią czynną (rozdział 3.3.1), natomiast S<sub>c</sub> określa zmiany ilości ditlenku węgla zalegającego pod urządzeniem pomiarowym w bezwietrznych warunkach. Uwzględniając magazynowanie i obliczony strumień CO<sub>2</sub>, możemy opisać NEP poprzez poniższe równanie:

$$-NEE = NEP = -(F_c + S_c) \quad (A2)$$

gdzie:

$F_c$  - strumień turbulencyjny  $\text{CO}_2$  [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ],

$S_c$  - ilość zmagazynowanego  $\text{CO}_2$  poniżej przyrządów pomiarowych [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ].

Do oceny ilościowej  $S_c$  najczęściej stosuje się obliczanie różnicy pomiędzy stężeniem  $\text{CO}_2$  na początku i na końcu okresu, w którym to strumień jest uśredniany (Baldocchi i in., 1997; Soegaard i in., 2003), a metoda ta szczegółowo została opisana przez Finnigana (2006). Jednak w przypadku, gdy wykonujemy pomiary nad stosunkowo grubą warstwą atmosfery konieczne jest zastosowanie kilku analizatorów zainstalowanych na różnych wysokościach profilu. Natomiast w przypadku, kiedy mamy do czynienia ze stosunkowo niską roślinnością (np. torfowisko, łąka), stosując tylko jeden analizator gazowy, jesteśmy w stanie określić magazynowanie  $\text{CO}_2$  ze stosunkowo wysoką dokładnością  $\pm 1 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  (Hollinger, 1994; Montagnani i in., 2018).

Problem magazynowania  $\text{CO}_2$  może być pomijalny, jeśli prowadzimy pomiary nad ekosystemami, gdzie przeważa niska roślinność, a okresy uśredniania są krótkie. Jednak w przypadku prowadzenia pomiarów nad wysoką roślinnością np. ekosystemami leśnymi, problem ten staje się istotny i wymaga zastosowania profilu pomiarowego  $\text{CO}_2$  (Baldocchi i in. 2001a). Jednakże, jak zauważył Anthoni i in. (1999), wydłużenie czasu uśredniania strumieni  $\text{CO}_2$  (np. średnia roczna  $F_c$ ) powoduje, że zmagazynowany  $\text{CO}_2$  w warstwie pomiędzy powierzchnią czynną a przyrządem pomiarowym jest w przybliżeniu równy zero i wynikające błędy z obliczania magazynowania można pominąć.

### 3.3.1. Metoda kowariancji wirów

Jedną z wielu mikrometeorologicznych metod do pomiaru wymiany masy i energii między powierzchnią czynną ekosystemu a atmosferą jest metoda kowariancji wirów (z ang. *eddy covariance*, EC). Metoda EC została bardzo dobrze rozpoznana teoretycznie, a przy tym jest jedną z najczęściej stosowanych na świecie (Aubinet i in., 2012).

Za twórcę teoretycznych podstaw tej metody uważa się sir O. Reynoldsa (1895), a pierwsze praktycznie możliwości jej wykorzystania pojawiły się w połowie XX wieku (Swinbank, 1951; Obukhov, 1951). Jednak przełomowy rozwój instrumentów pomiarowych metodą EC nastąpił na przełomie lat 80 i 90-tych XX w. (Aubinet i in., 2012)

Technika EC oparta jest na pomiarach fluktuacji wektora pionowej składowej prędkości wiatru oraz fluktuacji wielkości skalarnej, np. stężenia ditlenku węgla, pary wodnej czy

temperatury powietrza (Baldocchi, 2003). Podczas stosowania pomiarów metodą EC musimy spełnić szereg kryteriów, m.in. pomiary powinny być wykonywane nad płaską i homogeniczną powierzchnią (nad obszarem badanym). Wtedy można przyjąć, że turbulencyjny transport masy i energii pomiędzy powierzchnią czynną a atmosferą jest jednowymiarowy i dokonuje się w kierunku pionowym.

Dzięki dzisiejszej technice i możliwościom zmierzenia wysokoczęstotliwościowych (od 10 do 20 Hz) zmian w stężeniu gazów, a następnie ich zarejestrowaniu (próbkiowania - z ang. *data sampling rate*), jesteśmy w stanie obliczyć całkowity strumień dowolnej wielkości skalarnej (np. masy lub energii) poprzez równanie ogólne, które zaproponował Swinbank (1951):

$$F = \overline{w \cdot \rho} \quad (A3)$$

gdzie:

$F$  – gęstość strumienia substancji wielkości skalarnej (masy [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] lub energii [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ]),

$w$  – wartość pionowej składowej prędkości wiatru z okresu pomiarowego [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ],

$\rho$  – wartość wielkości skalarnej (gęstość substancji [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-3}$ ] dla strumieni masy i temperatura [K] dla energii).

Wszystkie wartości mierzonych parametrów w pewnym czasie uśredniania, tj. temperatura, gęstość danej substancji i prędkość wiatru poddane są ciągłym zmianom. Praktycznie obliczenia ww. strumieni dokonuje się, stosując tzw. dekompozycję Reynoldsa (Reynolds, 1895; Baldocchi i in., 1999). Polega ona na tym, że w momencie uśredniania fluktuacji pionowej składowej prędkości wiatru możliwe jest rozpisanie na sumę jej wartości w czasie uśredniania oraz chwilowych odchyłeń od wartości średniej. Na podstawie tych założeń równanie przyjmuje następującą postać:

$$F = \overline{(w + w')(\bar{\rho} + \rho')} = \overline{w\bar{\rho} + w\rho' + w'\bar{\rho} + w'\rho'} = \underbrace{\overline{w\bar{\rho}}}_I + \underbrace{\overline{w\rho'}}_{II} + \underbrace{\overline{w'\bar{\rho}}}_{III} + \underbrace{\overline{w'\rho'}}_{IV} \quad (A4)$$

gdzie:

$\bar{x}$  - średnia wartość danej wielkości fizycznej,

$x$  - odchylenie chwilowej wartości danej wielkości fizycznej od jej wartości średniej.

Zważając na fakt, że matematycznie średnia wartość z odchylenia od średniej (np.  $\overline{\rho'}$ ) jest równa zero, więc II i III człon powyższego równania są pomijane (A4). Ostatecznie wartość średniego strumienia obliczana jest z poniższego wzoru (Urbaniak i in. 2016):

$$F = \underbrace{\overline{w\rho}}_I + \underbrace{\overline{w'\rho'}}_{IV} \quad (A5)$$

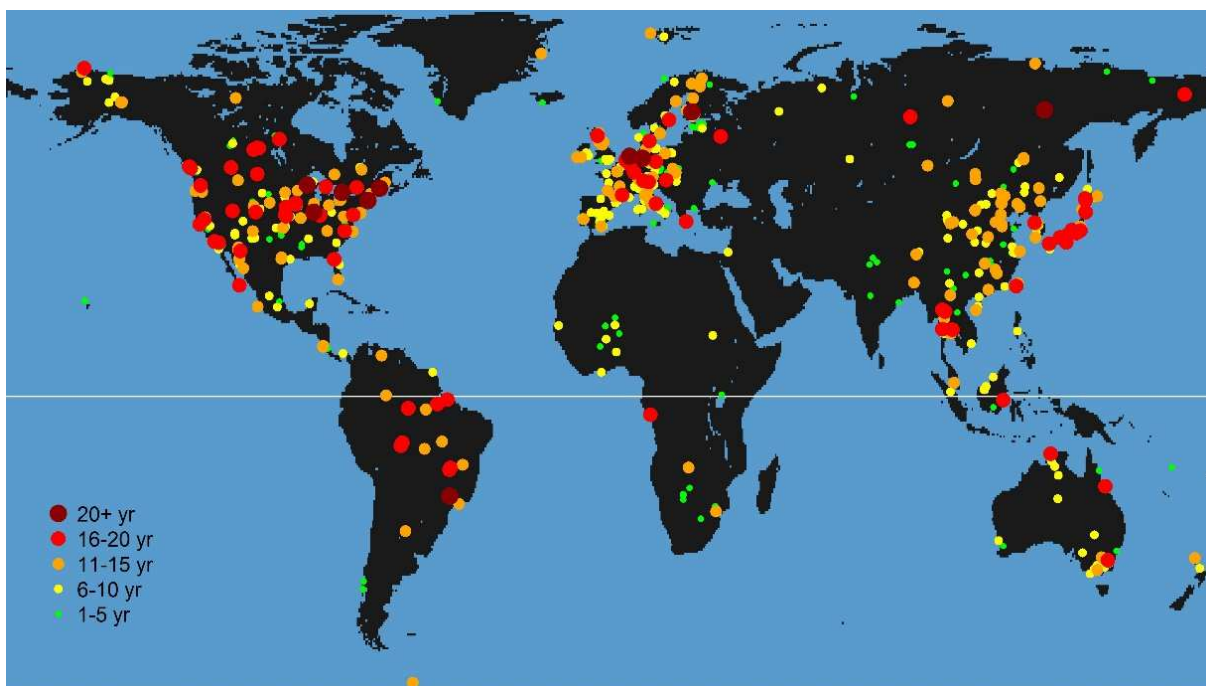
W rezultacie całkowity pionowy strumień każdej wielkości skalarnej jest sumą średniego pionowego przepływu masy i strumienia turbulencyjnego. Pierwszy człon (I) w powyższym równaniu to przepływ masy spowodowany przez pionową (niezerową) składową prędkości wiatru. Natomiast drugi człon (IV) oznacza strumień turbulencyjny (Moncrieff i in., 1997), będący kowariancją pionowej składowej prędkości wiatru i wielkości skalarnej strumienia, który chcemy obliczyć (stąd też wzięła się nazwa metody pomiarowej) (A5).

Praktyczne zastosowanie metody kowariancyjnej wymaga dodatkowych obliczeń i wprowadzenia niezbędnych korekt, które mają na celu sprowadzenie wartości średniej prędkości wiatru do zera, co powoduje, że z powyższego wzoru pozostaje tylko człon drugi (IV) (A5) (Urbaniak, 2006). Dzięki temu, możliwy jest pomiar chwilowych wartości kowariancji pomiędzy ruchami powietrza skierowanymi w górę bądź w dół oraz stężenia mierzonego gazu w tym powietrzu (Aubinet i in., 2000; Baldocchi, 2003).

Głównymi założeniami, które pozwalają na zastosowanie metody EC, jest odpowiednia powierzchnia umożliwiająca prowadzenie pomiarów, a także gwarancja reprezentatywności i stacjonarności mierzonych strumieni. Ponadto urządzenie pomiarowe powinno zostać zainstalowane na wysokości rozwiniętej warstwy granicznej (Aurela, 2005) powyżej badanej powierzchni czynnej. Z reguły jest to 1,5-krotna wartość wysokości roślin, nad którymi zamierzamy umieścić urządzenie pomiarowe, ponieważ tam znajdziemy tzw. warstwę stałego strumienia (Burba, 2013).

Wyniki uzyskane przy zastosowaniu metody EC wiążą się z koniecznością spełnienia licznych warunków, zaimplementowania odpowiednich korekt do pomierzonych sygnałów, a także odpowiedniej analizy jakościowej obliczonych strumieni. W literaturze jest wiele dostępnych prac na ten temat, jak również samej metodologii, kwestii technicznych czy praktycznych zastosowań metody EC (Baldocchi, 2003; Józefczyk, 2005; Urbaniak, 2006; Aubinet i in., 2000; Aubinet i in., 2012; Burba, 2013; Pawlak i Fortuniak, 2016; Urbaniak i in. 2016). Na potrzeby niniejszej rozprawy, pominięto zarówno szczegółowe opisy dotyczące techniki pomiarowej, jak również samej metody EC, które są bogato opisane w przytoczonych powyżej pracach. Jest to zabieg celowy dla zachowania ciągłości i płynności rozprawy.

Bez wątpienia zaletą tej metody jest brak współczynników empirycznych (Chojnicki i in., 2008). Wśród badaczy uważana jest za jedną z najlepszych metod do pomiarów wymiany masy i energii między powierzchnią czynną danego ekosystemu a atmosferą. Z drugiej strony pomimo licznych kryteriów, zainteresowanie pomiarów tą metodą ciągle wzrasta (Ziemblińska, 2017). Ilość miejsc z wieżami pomiarowymi, które stosują metodę EC, przybywa w szybkim tempie. Przedstawiając na poniższej rycinie (Ryc. 2) rozmieszczenie tych wież, które należą do międzynarodowej sieci FLUXNET, zobrazowano, jak szerokie zastosowanie dzisiaj mają pomiary metodą EC.



Ryc. 2 Rozmieszczenie wież pomiarowych na świecie wykorzystujących system kowariancji wirów (EC), stan na rok 2015 - kolorowe kropki. Zielona kropka oznacza pomiary od 1 do 5 lat, żółta kropka - od 6 do 10 lat, pomarańczowa kropka od 11-15 lat, czerwona kropka od 16 do 20 lat, ciemnoczerwona kropka - pomiary powyżej 20 lat

źródło: <https://fluxnet.fluxdata.org/sites/site-summary/> (dostęp z dn. 10.02.2021 r.)

Z danych sieci FLUXNET wynika, że aktualnie na świecie jest ponad 700 wież pomiarowych. Z pewnością pokrycie mogłoby być większe, gdyby nie fakt, że urządzenie pomiarowe powinno być zainstalowane na homogenicznym obszarze, o odpowiedniej powierzchni i braku większych deniwelacji terenu. Przedstawione na powyższej rycinie (Ryc. 2), rozmieszczenie wież pomiarowych na świecie wykorzystujących system kowariancji wirów, z pewnością odzwierciedla zaangażowanie danego państwa w badania naukowe. Polska również partycypuje w tego typu badaniach. Stanowiska pomiarowe, obejmujące różne

ekosystemy, znajdują się w 10 lokalizacjach<sup>1</sup> rozmieszczonych na terenie całego kraju. Dodatkowo względy ekonomiczne, m.in. koszt urządzeń EC, stanowią pewnego rodzaju barierę do powszechnego zastosowania tego systemu. Na ten moment nie ma alternatywnej metody do pomiarów w czasie rzeczywistym, która umożliwi pomiary z wymaganą częstotliwością.

### 3.3.2. Inne metody pomiarowe

Różnorodność i złożoność ekosystemów powoduje, że istniejące modele wymiany masy i energii wymagają odpowiedniej parametryzacji, a to z kolei powoduje potrzebę gromadzenia dużej ilości danych, co jest niemożliwe bez odpowiednio zautomatyzowanego procesu pomiarowego. Jedną z metod, która potrafi sprostać tym wymaganiom, jest metoda EC (rozdział 3.3.1), jednak istnieją inne metody pomiaru, które można z powodzeniem wykorzystać do pomiarów stężenia CO<sub>2</sub>.

Metody komorowe są alternatywą dla pomiarów metodą EC. Jak sama nazwa wskazuje używa się do tego celu komory, która przykrywa daną powierzchnię czynną i zamyka pewną porcję powietrza. Dzięki tej technice możemy zmierzyć zmiany stężenia określonego gazu w powietrzu znajdującym się wewnątrz komory, które wynikają z aktywności badanej powierzchni (Chojnicki i in., 2008). Możemy wyróżnić trzy grupy metod komorowych (Livingston i Hutchinson, 1995), każdą omówiono poniżej.

Pierwsza grupa to komory zamknięte, bez przepływu powietrza. Analizator gazowy znajduje się wewnątrz komory, porcja powietrza jest zamykana na czas pomiaru i dokonywany jest pomiar zmian stężenia danego gazu w komorze. Kolejną grupą są komory zamknięte z przepływem powietrza. W tej metodzie, powietrze jest również zamykane w komorze na czas pomiaru, lecz cyrkuluje w układzie, który składa się z analizatora gazowego i komory gazowej. Obliczany jest strumień, który wynika ze wzrostu bądź spadku stężenia badanego gazu w czasie. Ostatnią metodą są komory otwarte z przepływem powietrza. Powietrze pobierane jest z zewnątrz i przepływa przez komorę. Wielkość strumienia określona jest na podstawie różnicy między stężeniami, które są zmierzone na wejściu i na wyjściu z komory, a także wielkości przepływu powietrza.

Zaletą metod komorowych jest możliwość wykonywania pomiaru w warunkach nocnych, kiedy mamy do czynienia ze znikomym poziomem turbulencji w atmosferze (warunki stałej równowagi atmosfery). Niewątpliwie kolejną zaletą jest stosunkowo mała skala

---

<sup>1</sup> akronimy stanowisk oraz miejscowości: PL-Ans Annoslaw; PL-Bdg Bydgoszcz; PL-Brd Brody; PL-Kpt Kopytkowo; PL-Krk Krakow; PL-Lz1 Lodz1; PL-Lz2 Lodz2; PL-Lz3 Lodz3; PL-wet Rzecin (PolWet); PL-Wlw Wieclawice; źródło: <https://www.europe-fluxdata.eu/home/sites-list> (dostęp z dn. 17.09.2024 r.)



badawcza, ponieważ możemy zbadać np. pojedynczą kępę trawy czy nawet jednego liścia (Gunderson i in., 2002).

Z drugiej strony zastosowanie metod komorowych w badaniach wielkoskalowych może być utrudnione, a dodatkowym problemem może być duża zmienność przestrzenna strumieni, np. emisja metanu na torfowiskach. Kolejną wadą jest brak możliwości pomiaru w warunkach występowania wysokich roślin, np. drzew. Z pierwszą wadą można sobie poradzić poprzez zwiększenie ilości stanowisk pomiarowych, na których wykonuje się pomiary, jednak zwiększa to koszt i czasochłonność tej metody, co generuje kolejne trudności związane np. z organizacją czy logistyką pomiarów.

### 3.4. Badania na obszarach podmokłych

Torfowiska zajmują mniej niż 3% powierzchni lądu na świecie i zawierają około 12% globalnej puli węgla, a przy tym odgrywają ważną rolę w światowym obiegu węgla (Gorham, 1991; Erwin, 2009; Yu i in. 2010; IPCC Working Group 1 i in. 2013). W czasach globalnej zmiany klimatu, torfowiska są uważane za jedną z największych niewiadomych bliskiej przyszłości dotyczącej dynamiki zmian i obiegu tego pierwiastka (Paul i in. 2006), a szacuje się, że ilość węgla (C) zgromadzonego w torfowiskach waha się od 270 do 460 Pg (Clymo i in., 1998; Turunen i in., 2002), a w niektórych opracowaniach nawet do 547 Pg (Yu i in., 2010). Około 30% globalnego węgla w glebie zmagazynowane jest na torfowiskach półkuli północnej (Gorham, 1991; Yu i in., 2010).

Proces akumulacji węgla w środowisku torfowiskowym trwał setki, a nawet tysiące lat, a na wielu obszarach trwa do dzisiaj (Chojnicki i in., 2007). To dzięki procesowi fotosyntezy rośliny znajdujące się na torfowisku pobierają węgiel z atmosfery, który następnie jest wbudowywany w tkanki roślinne. Obumierające szczątki roślinne pozostają w środowisku mocno uwodnionym, beztlenowym, gdzie podlegają konserwacji, tworząc m.in. torf, a roślinność ta nazywana jest roślinnością torfotwórczą (Ilnicki, 2002).

Torfowiska są bardzo czułe na wszelkie zmiany zachodzące w środowisku naturalnym (Swindles i in., 2010), pożary (Strack, 2008), czy gradację owadów (Lamentowicz i in., 2015). Jednak antropogeniczne przekształcenia tj. odwodnienia (Hooijer i in. 2010; Marcisz i in., 2015) i wydobycie torfu (Waddington i Price, 2000) spowodowały, że większość torfowisk jest całkowicie lub w części zdegradowana, przez co torfowiska zamiast akumulować węgiel wydzielają go do atmosfery w postaci CO<sub>2</sub> (Strack, 2008; Turetsky i in., 2015).

Bardzo ważnymi aspektami przy diagnozowaniu mokradeł (w tym torfowisk) są: ich monitoring i badania eksperymentalne, które pozwalają ocenić aktualny stan i funkcjonowanie tych ekosystemów (Delarue i in., 2015). Niestety, badania te są z reguły krótkotrwałe, przez co trudno dokonać dokładnych symulacji co do przyszłości tych środowisk (Lamentowicz i in., 2017). Jednakże badania prowadzone na terenie Polski w projekcie WETMAN (Juszczak i in., 2016; Chojnicki i in. 2017) oraz CLIMPEAT (Lamentowicz i in., 2016) wpisywały się w aktualny trend badań światowych nad globalnym ociepleniem (rozdział 3.5) i reakcją torfowisk na nie. Dlatego niezbędne jest zrozumienie przyczyn w zakłóceniach funkcjonowania torfowisk. Można to osiągnąć poprzez długoletnie badania, które równocześnie wykorzystają potencjał badawczy i teoretyczny wielu dyscyplin naukowych (Lamentowicz i in., 2016).

Ciągłe badania z wykorzystaniem metody EC prowadzone są obecnie na torfowiskach w Rzecinie, (Chojnicki i in., 2007; Kowalska i in., 2013), na Biebrzy (Fortuniak i in., 2017), jak i w Kusowie w województwie zachodniopomorskim (Poczta, 2023).

### 3.5. Globalne ocieplenie klimatu a torfowiska

Od lat 60-tych XX wieku obserwowany jest intensywny wzrost koncentracji ditlenku węgla w atmosferze (Monastersky, 2013) (Ryc. 3). Wzrost stężenia tego gazu w atmosferze z poziomu 320 ppm (z ang. *parts per million* - cząstek na milion) do wartości ponad 400 ppm<sup>2</sup> w tak krótkim czasie, nie pozostawia żadnych wątpliwości co do kierunku przyszłych zmian klimatu (Długokencky i Tans, 2017). Tym bardziej, że w okresie przedindustrialnym (do połowy XVIII wieku) wartość stężenia CO<sub>2</sub> wynosiła niespełna 280 ppm (Joos i Spahni, 2007) i utrzymywała się aż do początku XX wieku.

Powszechnie wiadomo, że gazy, takie jak metan (CH<sub>4</sub>), tlenek diazotu (N<sub>2</sub>O) czy para wodna (H<sub>2</sub>O), pochłaniają promieniowanie długofalowe z odmienną intensywnością, jednak to ditlenek węgla (CO<sub>2</sub>) odgrywa kluczową rolę we wzroście natężenia promieniowania zwrotnego atmosfery (Evans i in., 2006), pomimo iż 75% całkowitego promieniowania podczerwonego jest absorbowane przez najważniejszy gaz cieplarniany - parę wodną (Schmidt i in., 2010). Para wodna jest odpowiedzialna za największe interakcje pomiędzy procesami zachodzącymi w systemie klimatycznym (Soden i Held, 2006). Jednak gdyby usunąć z atmosfery wymienione powyżej gazy i pozostawić tylko parę wodną, to temperatura na Ziemi byłaby niższa o 10 °C (Schmidt i in., 2010).

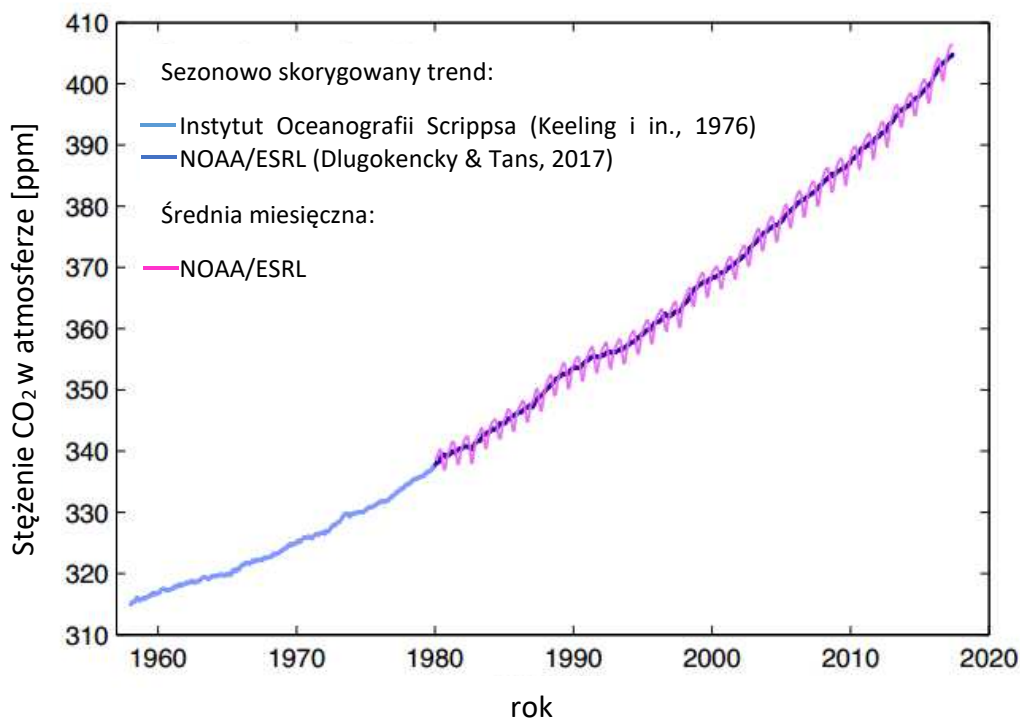
Regularne badania związane z globalnym ociepleniem wskazują, że to działalność antropogeniczna powoduje wzrost koncentracji CO<sub>2</sub> w atmosferze, ponieważ naturalna emisja ditlenku węgla (z oceanów, gleb i roślinności) jest równoważna naturalnemu pochłanianiu tego gazu. Natomiast to spalanie paliw kopalnianych, czy produkcja cementu powodują kumulację tego gazu w atmosferze (Le Quéré i in., 2016). Nawet badania nad izotopami węgla <sup>12</sup>C i <sup>13</sup>C oraz <sup>13</sup>C wskazują na to, że to właśnie działalność antropogeniczna odpowiada za aktualny poziom koncentracji CO<sub>2</sub> w powietrzu (Böhm i in., 2002).

Można zatem wskazać zarówno za naturalne (Erwin, 2009), jak i antropogeniczne (IPCC Working Group 1 i in., 2013) zmiany klimatyczne i powiązać je z szeregiem katastrof związanych z pogodą, w tym z suszami, wichurami, burzami lodowymi i pożarami (raport Canadian University of Waterloo dostęp z dn. 24.08.2024 r.). Co więcej, niektóre zmiany klimatyczne będą miały wpływ zarówno na hydrologię torfowisk (Ferrati i in., 2005), jak i wzrost lokalnej i regionalnej temperatury, zmiany ewapotranspiracji, biogeochemii,

---

<sup>2</sup> średnie miesięczne stężenie CO<sub>2</sub> w atmosferze mierzone przez Obserwatorium Mauna Loa, (Stany Zjednoczone, Hawaje), w sierpniu 2023 r. było równe 419,68 ppm, z kolei w sierpniu 2024 r. wyniosło 422,99 ppm, <https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/> (dostęp z dn. 18.09.2024 r.)

powstawania ognia, utleniania osadów organicznych i fizyczne skutki energii falowej (Burkett i Kusler, 2000; Erwin, 2009; Harenda i in., 2018).



Ryc. 3 Globalnie uśredniony przebieg atmosferycznej stężenia CO<sub>2</sub>; Sezonowo skorygowany trend wg Instytutu Oceanografii Scripps (niebieska linia) oraz NOAA/ESRL (ciemnoniebieska linia). Średnia miesięczna wg NOAA/ESRL - fioletowa linia

źródło: opracowanie własne na podstawie <https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/> (dostęp z dn. 16.08.2022 r.)

Mając na uwadze powyższe informacje, IPCC Working Group 1 i in. (2013) podaje, że w całym okresie 1906-2005 nastąpił już wzrost globalnej temperatury powietrza o około 0,7°C, a ostatnia dekada tego okresu była najcieplejsza w historii. Jak wskazują raporty NASA i NOAA, rok 2016 był najcieplejszym rokiem na świecie (Potter i in., 2017). Ponadto ogólne modele klimatyczne przewidują wzrost temperatury pod koniec XXI wieku o dodatkowe 2-8 °C, w zależności od regionu (Christensen i in. 2007).

Oszacowane globalne utraty węgla z górnego horyzontu glebowego zmieniają się od 30 do 203 GtC do 2050 roku z powodu wzrostu o 1 °C (Crowther i in. 2016). Temperatura ta może indukować globalny wzrost oddychania heterotroficznego o około 0,038 GtC rocznie (Dorrepaal i in. 2009). Co więcej, wielkość globalnej emisji metanu z torfowisk szacuje się na około 0,123 GtC rocznie. Ze względu na to, że na wyższych szerokościach geograficznych temperatura powietrza wzrośnie w większym stopniu, w następnym stuleciu to emisje CH<sub>4</sub> z obszarów północnych (obszary wiecznej zmarzliny) wzrosną nieproporcjonalnie (Bridgham

i in. 2013). Dlatego w przyszłości możemy spodziewać się jeszcze większej utraty węgla w postaci ditlenku węgla czy metanu.

Wszystkie te zmiany w warunkach klimatycznych zmieniają warunki hydrologiczne na torfowiskach i zmodyfikują procesy związane z cyklem węglowym, dlatego tak ważne są badania w tym zakresie.

## **4. Opis i charakterystyka obszaru badań**

### **4.1. Położenie geograficzne obszaru badań**

Wszystkie pomiary niezbędne do realizacji celów niniejszej rozprawy zostały przeprowadzone na torfowisku w Rzecinie<sup>3</sup> (52°45'N, 16°18'E, na wysokości 54 m. n.p.m.), które zlokalizowane jest w zachodniej Wielkopolsce w sąsiedztwie wsi Rzecin w gminie Wronki, około 70 km od Poznania w kierunku północno-zachodnim. Obszar ten znajduje się w południowej części Puszczy Noteckiej, na Pojezierzu Międzychodzko-Sierakowskim, w obszernym obniżeniu między wydrami, które porośnięte są drzewostanem sosnowym (Kiaszewicz i Stańko, 2011; Wołejko i in., 2012). Torfowisko w Rzecinie znajduje się w obrębie Głównego Zbiornika Wód Podziemnych określonego w Rozporządzeniu Rady Ministrów z dnia 27 czerwca 2006 r. w sprawie przebiegu granic obszarów dorzeczy i regionów wodnych: Wykaz zbiorników wód podziemnych przyporządkowanych do obszarów dorzeczy - Subzbiornik Jezioro Bytyńskie Wronki - Trzciel (Dz. U. 2006 r., nr 126, poz. 878).

Torfowisko Rzecińskie ma charakter przejściowy (Wojterska i in., 2001, Samson, 2015) i powstało w wyniku terestrializacji (łądowienia) zbiornika wodnego - Jeziora Rzecińskiego, znajdującego się we wschodniej części badanego obszaru. Jezioro zajmuje powierzchnię około 17 ha. Jest silnie wypłycone i zamulone, co powoduje jego zarastanie w bardzo szybkim tempie. Całe torfowisko odwadniane jest przez Rów Rzeciński, który znajduje się we wschodniej części obiektu (Barabach i Milecka, 2013) (Załącznik 3). Torfowisko zasilane jest przez wody atmosferyczne i leży na terenie rzeczonym Jednolitych Części Wód Płynących określonych w Rozporządzeniu Rady Ministrów z dnia 18 października 2016 r. w sprawie Planu gospodarowania wodami na obszarze dorzecza Odry - Rów Rzeciński (Dz.U. 2016 r. poz. 1967).

---

<sup>3</sup>Torfowisko Rzecińskie - Obszar Natura 2000, specjalny obszar ochrony siedlisk (Dyrektywa Siedliskowa) o łącznej powierzchni 236,36 ha, obszar zatwierdzony Decyzją Komisji Europejskiej, kod obszaru: PLH300019 <http://natura2000.gdos.gov.pl> (dostęp z dn. 22.08.2022 r.)

## 4.2. Flora i fauna torfowiska

Torfowisko Rzeczińskie ma dobrze zachowaną szatę roślinną w całej Wielkopolsce, a także jest jednym z większych tego typu obszarów w województwie. Położenie tego obszaru pomiędzy dwoma wałami wydmy o wysokości 93 i 97 m. n.p.m. sprawia, że obszar ten charakteryzuje się różnorodnością siedlisk spowodowaną różnym poziomem uwilgotnienia. Dodatkowo znajdują się tu różnorodne, regionalnie zagrożone zbiorowiska roślinności (Wojterska i in., 2001). Na badanym obszarze Wojterska i in. (2001) wyróżnili 127 gatunków roślin naczyniowych z 83 rodzajów i 43 rodzin (dokładniej kwadrat nr BC64 w systemie ATPOL), z czego cztery posiadają status wymierający (kategoria "E"). Są to: Turzyca bagienna *Carex limosa*, Turzyca dwupienna *Carex dioica*, Lipiennik Loesela *Liparis loeselii* i Pływacz pośredni *Utricularia intermedia* (Żukowski, Jackowiak 1995). Kolejnych dwanaście taksonów jest narażonych na wymarcie w regionie ("V") np.: Turzyca obła *Carex diandra*, Turzyca dwustronna *Carex disticha*, Rosiczka pośrednia *Drosera intermedia*, Ponikło skąpokwiatowe *Eleocharis quinqueflora*, Żurawina błotna *Oxycoccus palustris*, Koniopłoch łąkowy *Silaum silaus*, czy Kozłek dwupienny *Valeriana dioica* (Górski i Rusińska, 2009; Wojterska i in., 2001). Dookoła Jeziora Rzeczińskiego można wyróżnić zbiorowiska szuwarowe (*Typhetum latifoliae*, *Phragmitetum communis*) oraz zarośla wierzbowe, m.in. *Salicetum auritae*. Natomiast skrajne partie torfowiska zostały przekształcone w łąki i pastwiska.



Ryc. 4 Widok z lotu ptaka na stanowiska pomiarowe na torfowisku w Rzecinie (2018 rok)

foto. materiały własne Pracowni Bioklimatologii



Górski i Rusińska (2009) za najciekawsze fragmenty torfowiska uznają te znajdujące się w zachodniej i południowo-zachodniej części w obniżeniu między wydhami. Zwracają szczególną uwagę na fitocenozy z zespołu *Menyantho-Sphagnetum teretis*, które zajmują znaczny obszar na tym terenie. Większość mchów wyróżnionych przez Wojterską i in. (2001) została pobrana z płatu *Menyantho-Sphagnetum teretis*. Flora mchów to 34 taksony należące do 10 rodzin, z czego najbogatsze w gatunki są *Sphagnaceae* (13 gatunków) oraz *Amblystegiaceae* (11 gatunków). Występują tu m.in. Torfowiec obły *Sphagnum teres*, który jest jednym z najbardziej kalcyfilnych wśród torfowców oraz Torfowiec Warnstorfa *Sphagnum warnstorffii* tworzący niewielkie zgrupowania. Licznie występują także: Błyszczce woskowane *Tomentypnum nitens* i Błotniszek wełnisty *Helodium blandowii*, które stanowią relikty glacialne oraz Mszar nastroszony *Paludella squarrosa* również będący reliktem. Ten ostatni występuje najrzadziej, ale dodatkowo można go zaobserwować w sąsiednich zbiorowiskach *Eleocharitetum pauciflore* czy *Schoenoplectus tabernaemontani* (Wojterska i in. 2001).

Wojterska i in. (2001) zaobserwowali niewielkie fitocenozy szuwaru kłokciowego *Cladietum marisci*, które graniczą z płatami *Menyantho-Sphagnetum teretis*. Wśród nich zauważyli gatunek reliktowy taki jak Drabinowiec mroczny *Cinclidium stygium*, który dodatkowo pojawił się w zbiorowisku turzycowym, m.in. w *Caricetum elata*, gdzie znaleziono Krótkosza Mildego *Brachythecium mildeanum*.

Przebywając na torfowisku, możemy stwierdzić, że fauna tego terenu jest dosyć uboga. Wyjątek stanowi pora letnia, kiedy to spotkamy kolorowe ważki czy chmary komarów. W przeciwieństwie do flory, fauna nie stanowi większego zainteresowania wśród przyrodników, więc nie jest tak dobrze rozpoznana. Jednak wg Tobolskiego i in. (2003) zwierzęta tych ekosystemów stanowią dobrze wykwalifikowane formy, które należą do różnych jednostek taksonomicznych. Rozpoznanie ich wszystkich stanowi ogromne wyzwanie dla badacza.

Torfowisko Rzezińskie zaliczamy do miejsc rozrodu dla populacji ptaków migrujących, dlatego jest to ważny punkt na mapie Europy. Gatunki priorytetowe dla tego obszaru zapisane są w I Załączniku Dyrektywy Ptasiej. Są to m.in. Bocian biały *Ciconia Ciconia* i Żuraw zwyczajny *Grus Grus* (<http://obszary.natura2000.org.pl/>, dostęp z dn. 22.08.2022 r.).

W okolicach Rzecina zlokalizowane są również zimowiska nietoperzy, m.in. Gacka brunatnego *Plecotus auritus*, Nocka Rudego *Myotis daubentonii* czy Nocka Natterera *Myotis nattereri* (<http://obszary.natura2000.org.pl/> dostęp z dn. 22.08.2022 r.).

### 4.3. Warunki klimatyczne

Klimat Wielkopolski związany jest ze swobodnie napływającymi masami powietrza i wynika z braku różnorodności terenu na całym obszarze. Udział czynników lokalnych jest niewielki. W regionie tym dominującymi masami powietrza jest powietrze polarno-morskie (PPm), które decyduje o pogodzie przez prawie 9 miesięcy. Skutkiem tego napływu są chłodniejsze lata oraz łagodniejsze zimy niż w pozostałych częściach kraju. W pozostałych miesiącach na pogodę mają wpływ masy powietrza zwrotnikowego (PZ), polarno-kontynentalnego (PPk) i arktycznego (PA). W Wielkopolsce przeważają wiatry zachodnie - ok. 40%. (Bąk, 2003).

Średnia roczna temperatura powietrza na obszarze zachodniej Wielkopolski to ok.  $+8^{\circ}\text{C}$ , a na granicy z Kujawami ok.  $7,6^{\circ}\text{C}$ . Układ izoterm pokazuje spadek średniej rocznej temperatury w kierunku północno-wschodnim i wzrost w kierunku południowo-zachodnim (Woś, 1994).

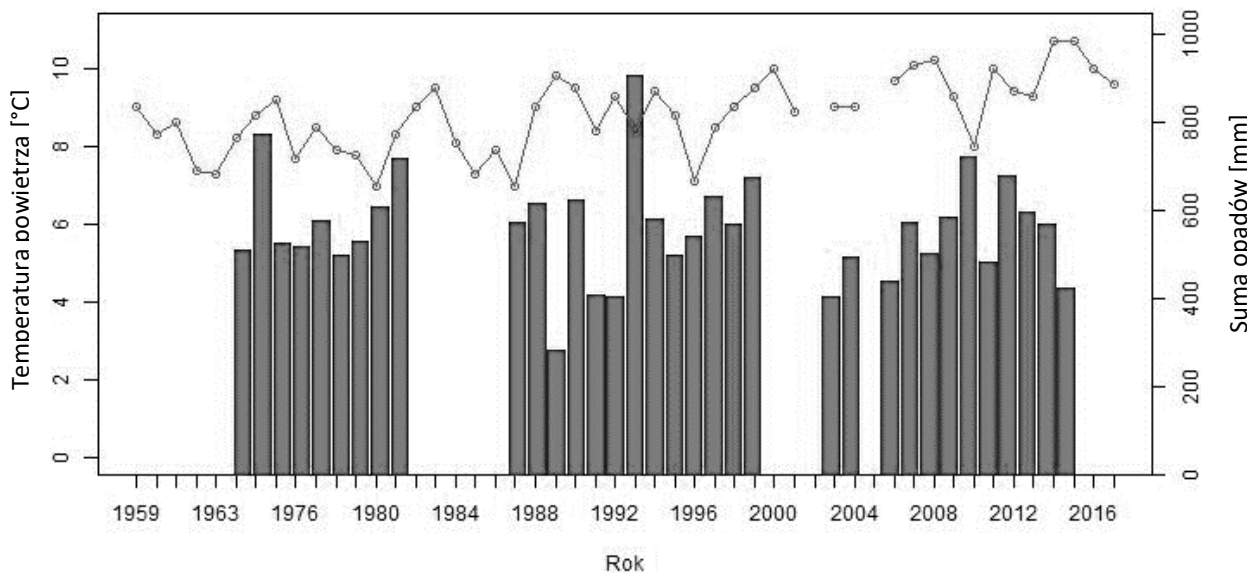
Kujawy oraz region Wielkopolski zaliczane są do obszarów w kraju o względnie niskich opadach. W Wielkopolsce najniższe średnie roczne opady rejestrowane są w okolicach Poznania ok. 510 mm, natomiast najwyższe w obrębie Płocka 550 mm. Cechą charakterystyczną tych dwóch regionów jest to, że nieregularnie, ale stosunkowo często występują tu okresy bezopadowe, które istotnie wpływają na wegetację roślin (Bąk, 2003).

Średni okres wegetacyjny w Wielkopolsce wynosi średnio 220 dni i jest równie istotnym parametrem jak opad atmosferyczny (Woś, 1994). Dodatkowo decydującymi o mikroklimacie torfowisk parametrami są: wilgotność wierzchniej warstwy gleby i szata roślinna (Ilnicki, 2002). Średnia wilgotność względna powietrza na obszarze Wielkopolski wynosi ok. 80%. Najwyższa jest w grudniu około 89%, natomiast najniższa w maju i czerwcu ok. 74%.

Nasłonecznienie w Wielkopolsce waha się od 1500 do ok. 1600 godzin, a różnica w sumie nasłonecznienia dla tego regionu nie przekracza 15 h wiosną (Bąk, 2003).

Dodatkowo w rozprawie określono warunki termiczno-wilgotnościowe na podstawie danych z wielolecia 1958-2017 pozyskanych ze światowego portalu klimatycznego <https://www.tutiempo.net/> (dostęp z dn. 22.08.2022 r.) dla stacji meteorologicznej w Poznaniu (w kierunku południowym, ok. 70 km), Gorzowie Wielkopolskim (w kierunku zachodnim, ok. 100 km) oraz Pile (w kierunku północno-wschodnim, ok. 64 km). Na podstawie średnich rocznych wartości temperatur powietrza oraz rocznych sum opadów wyznaczono średnie dla 60-letniego okresu, które wynoszą  $8,8^{\circ}\text{C}$  i 560 mm dla Poznania ( $n = 48$ ),  $8,9^{\circ}\text{C}$  i 551 mm dla Gorzowa Wlkp. ( $n = 43$ ) oraz  $8,4^{\circ}\text{C}$  i 520 mm dla Piły ( $n = 14$ ). Mając na uwadze powyższe

dane, można stwierdzić, że obszary te są bardziej suche i nieco cieplejsze niż średnia dla obszaru całej Polski. Przebiegi rocznych wartości ww. parametrów dla Poznania przedstawiono na ryc. 5.



Ryc. 5 Warunki termiczno-wilgotnościowe dla Poznania z wielolecia 1958-2017; szara linia - średnie roczne temperatury powietrza, słupki - roczna suma opadów. Dane pochodzą z serwisu internetowego <https://www.tutiempo.net> (dostęp z dn. 22.08.2022 r.)

źródło: opracowanie własne na podstawie danych z <https://www.tutiempo.net> (dostęp z dn. 22.08.2022 r.)

## 5. Metodyka

### 5.1. System pomiarowy

#### 5.1.1. System pomiarowy metody kowariancji wirów

W badaniach wykorzystany został system pomiarowy kowariancji wirów (EC). System ten składa się z dwóch części: anemometru ultradźwiękowego (*R3, Gill Instruments, Lymington, Wielka Brytania*) i spektrometrycznego analizatora gazowego z tzw. zamkniętą ścieżką pomiarową (*model LI-7200, LI-COR Biosciences, Nebraska, USA*), który został zainstalowany na wieży pomiarowej na torfowisku w Rzecinie z początkiem 2004 roku (Ryc. 6). Anemometr ten umożliwia jednoczesny pomiar chwilowych wartości trzech składowych prędkości wiatru (niezależny pomiar składowych poziomych i pionowej) oraz fluktuacji temperatur (Kaimal i Gaylor, 1991). Natomiast chwilowe wartości stężenia ditlenku węgla i pary wodnej w atmosferze zmierzone zostały przy pomocy analizatora gazowego (Instruction Manual LI-7500 2001).

Do analizatora gazowego umieszczonego na wys. 4,5 m, zasysano powietrze za pomocą pompy z regulacją przepływu (z ang. *flow module*) poprzez metrową rurę o średnicy wewnętrznej 6,4 mm, który była połączona bezpośrednio z głowicą (z ang. *sensor head*). Koniec rurki opatrzony był siatką oraz osłonką, która chroniła wlot powietrza przed owadami i większymi zanieczyszczeniami (Ryc. 6). Przepływ powietrza wynosił 15 l/min.

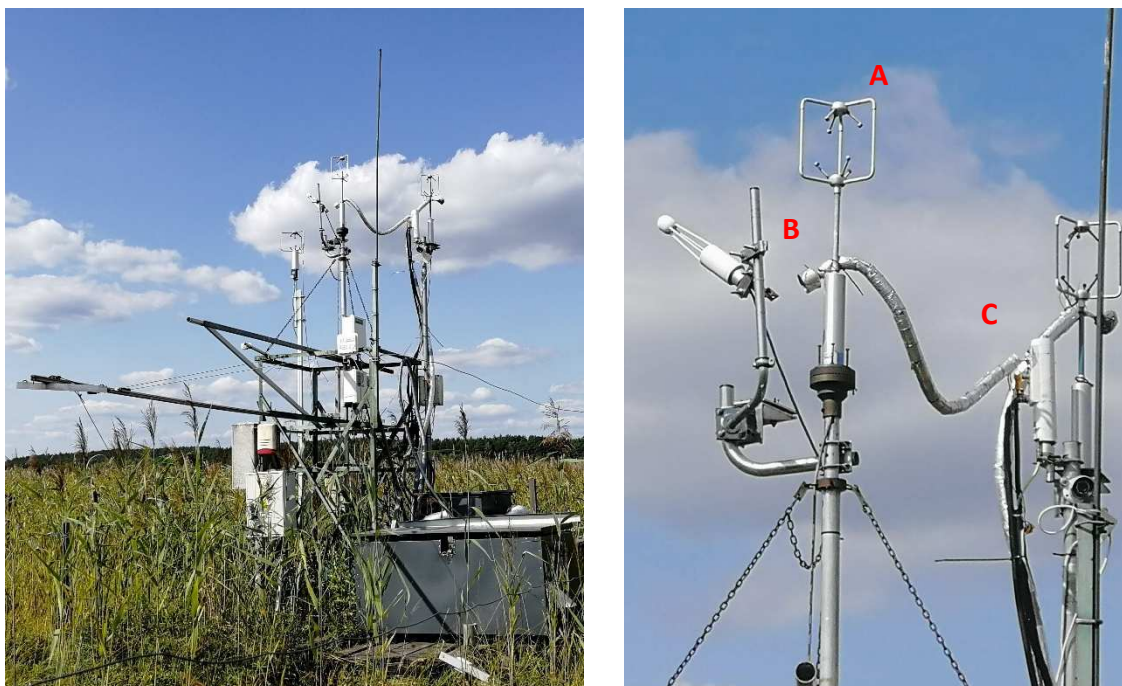
Przy użyciu jednostki głównej (*Analyzer Control Unit*), która była wyposażana w odpowiednie oprogramowanie, rejestrowano aktualne stężenie i następnie wraz z danymi z anemometru zapisywano w pamięci zewnętrznej (z ang. *flash memory*). Skompresowane 30-minutowe pliki były przesyłane przy pomocy sieci bezprzewodowej do lokalnego komputera w Rzecinie. Następnie dane te były archiwizowane na komputerze stacjonarnym w Katedrze Meteorologii w Poznaniu, skąd były pobierane do późniejszej analizy.

Podczas 10-letniego okresu badań regularnie wykonywano serwis urządzeń systemu EC, m.in. czyszczenie ścieżki pomiarowej analizatora gazowego, rury doprowadzającej powietrze do systemu oraz wymianę filtrów i kalibrację systemu EC.

Proces kalibracyjny przeprowadzany był co roku (wiosną) przy użyciu dwóch gazów o znanym stężeniu ditlenku węgla. Pierwszy to czysty azot (stężenie CO<sub>2</sub> równe „0” ppm) oraz dwutlenek węgla zawierający 380 ppm. W celu uzyskania punktu zerowego odczytu CO<sub>2</sub> początkowo do analizatora wprowadzany był azot, następnie przyrząd był cechowany

i wprowadzano drugi gaz. Dzięki temu procesowi uzyskano stabilność systemu EC i poprawność pomiarów bezwzględnych wartości ditlenku węgla.

Zarówno obszar oddziaływania (z ang. *footprint*), jak i wymagana wysokość wieży pomiarowej i jej konstrukcja zostały szczegółowo opisane przez Urbaniak (2006).



Ryc. 6 Wieża meteorologiczna działająca od 2004 roku na torfowisku w Rzecinie wraz z systemem EC (z lewej strony) oraz urządzenia pomiarowe metodą EC (z prawej strony); A - anemometr ultradźwiękowy, B - wlot analizatora gazowego dla powietrza, C - analizator gazowy (z ang. sensor head)

foto. materiały własne

Podczas ciągłych pomiarów systemem EC, dodatkowo na wieży pomiarowej (Ryc. 6) wykonywane były pomiary temperatury ( $T_a$ ) i wilgotności względnej powietrza (RH) (*HMP90Y, Vaisala Helsinki, Finlandia*) na wysokościach 0,50, 1,50, 2,50 i 4,50 m. Do pomiarów temperatury gleby ( $T_s$ ) wykorzystano termometry półprzewodnikowe osadzone na głębokości 0,02, 0,04, 0,06, 0,10, 0,20 i 0,50 m. Pomiary prędkości ( $W_s$ ) i kierunku wiatru ( $W_{dir}$ ) wykonano za pomocą anemometru ultradźwiękowego (*R3 Gill Instruments, Lymington, Wielka Brytania*) na wysokości 4,5 m. Prędkość wiatru zmierzona była w centralnym punkcie torfowiska w Rzecinie w latach 2004-2014.

Na głębokości 0,02 m mierzono strumień ciepła glebowego za pomocą czterech płytek glebowych HFP01SC (*Hukseflux Thermal Sensors, Delft, Holandia*).

Promieniowanie zarówno krótko, jak i długofalowe do wyznaczania bilansu promieniowania powierzchni czynnej wykonano czujnikiem CNR1 (*Kipp&Zonnen, Delft, Holandia*). Czujnikiem CM3 (*Kipp&Zonnen, Delft, Holandia*) mierzono promieniowanie całkowite ( $R_{sin}$ ) oraz saldo promieniowania ( $R_n$ ) (*NRLITE Kipp&Zonnen, Delft, Holandia*). Od 16 lipca 2004 r. prowadzone były także pomiary fotosyntetycznej gęstości strumienia fotonów (PPFD) (*BF3, Delta-T Devices Ltd., Cambridge, Wielka Brytania*). Wszystkie powyższe urządzenia pomiarowe zainstalowane były na wysokości 2,5 m. Brakujące wartości PPFD zostały uzupełnione poprzez podwojenie wartości promieniowania krótkofalowego. Brakujące dane temperatury w 2014 roku zostały uzupełnione przez homogenizację danych z termohigrometru HMP90Y (*Vaisala Helsinki, Finlandia*) oddalonego o kilkadziesiąt metrów na wschód i umieszczonego na wysokości 0,5 m w porównaniu do danych temperatury powietrza ze stacji pomiarowej w Poznaniu.

PPFD wyraża ilość PAR (z ang. *photosynthetic active radiation*) w zakresie promieniowania słonecznego (długość fali od 380 do 710 nm), który rośliny wykorzystują w procesie fotosyntezy (Kędziora 1999). Jest to promieniowanie, które faktycznie dociera do rośliny, inaczej mówiąc liczba fotosyntetycznie aktywnych fotonów, które spadają na daną powierzchnię w każdej sekundzie.

Dane ze wszystkich urządzeń zostały zarejestrowane przez rejestrator danych (z ang. *data logger*) KEST32 (*Kest Electronic, Poznań, Polska*). Z początkiem 2006 roku zastąpiono powyższy rejestrator nowszym urządzeniem CR1000 (*Campbell Scientific Ltd., Leicestershire, Wielka Brytania*). Dane z rejestratora były przesyłane do komputera stacjonarnego za pomocą sieci bezprzewodowej, a następnie zbierane na lokalnym komputerze Katedry Meteorologii.

Dodatkowo w 2018 roku przeprowadzono pomiary wskaźnika stopnia ulistnienia (z ang. *leaf area index, LAI*) z wykorzystaniem sondy SunScan (*Delta-T, Cambridge, Wielka Brytania*) oraz czujnika BF5 (*Delta-T Devices Ltd., Cambridge, Wielka Brytania*). Od wieży pomiarowej wyznaczono 4 transekty w kierunku N, E, S oraz W o długości od 110 do 160 m. Różnice w odległościach różnią się z powodu dostępności terenu. W odstępach co 10 m mierzono LAI w 3 powtórzeniach w różnych pozycjach sondy pomiarowej, a następnie wyznaczono średnią z danego punktu pomiarowego.

## 5.2. Analiza danych

### 5.2.1. Wstępne przetwarzanie danych

Zarejestrowane dane surowe (z ang. *raw data*), które zawierały wyniki pomiarów m.in. fluktuacji składowych prędkości wiatru, temperatury sonicznej ( $T_s$ ) i koncentracji gazów ( $H_2O$  i  $CO_2$ ) wykorzystano do obliczenia gęstości strumieni netto odpowiednio: ciepła jawnego (z ang. *sensible heat*;  $H$ ), ciepła utajonego parowania (z ang. *latent heat*;  $LE$ ) oraz ditlenku węgla ( $F_c$ ). Zastosowano 30-miutowy czas uśredniania, który jest powszechnym standardem w tego typu badaniach (Massman i Lee, 2002). Obliczenia zostały wykonane przy pomocy aplikacji EddyPro<sup>®</sup> (wersja 4.9.2, LI-COR, Inc, Niemcy), która jest dedykowanym oprogramowaniem do obliczeń strumieni masy i energii na podstawie pomiarów realizowanych za pomocą systemu EC.

Fluktuacje gęstości powietrza atmosferycznego wynikają głównie ze zmian temperatury i stężenia pary wodnej (Webb i in. 1980). Dlatego w obliczeniach strumieni zastosowano korektę WPL (Webb i in., 1980), która ma istotne znaczenie w przypadku obliczania strumieni zmierzonych metodą EC (Lee i Massman 2011, Burba 2013). W poprawce tej strumienie turbulencyjne korygowane ze względu na wahania gęstości powietrza, które spowodowane są takimi procesami, jak: parowanie z powierzchni podłoża, termiczne rozprężanie lub kurczenie się przypowierzchniowych warstw powietrza czy zwiększenie ciśnienia (sprężanie) przypowierzchniowej warstwy powietrza na skutek zmniejszenia prędkości spowodowanego tarciem o podłoże (Józefczyk, 2005, Fortuniak, 2016). W związku z tym, fluktuacje te uwzględniane są przy użyciu metody opisaną przez Webb i in. (1980) zarówno przy otwartych, jak i zamkniętych układach pomiarowych (Leuning i Judd, 1996).

Dla anemometru ultradźwiękowego zastosowano potrójną rotację układu współrzędnych (Aurela, 2005), gdzie 30-minutowa średnia kowariancja iloczynu poziomych prędkości wiatru  $u$  i  $v$  wynosi zero. Dodatkowo zastosowano korektę pionowej składowej prędkości wiatru ze względu na kąt natarcia (z ang. *angle-of-attack correction*) strumienia powietrza względem głowicy anemometru (Nakai i in., 2006) powszechnie stosowaną w przypadku anemometrów marki *Gill Instruments*.

Przestrzenna separacja urządzeń systemu EC, które są oddalone od siebie o ok. 40 cm, wymaga oszacowania czasu, w którym analizowana porcja powietrza przemieści się między instrumentami pomiarowymi. Określenie długości tego opóźnienia jest niezwykle ważne, albowiem, jak zauważył Moore (1986) oraz Massman (2000), brak uwzględnienia przesunięcia

czasowego serii pomiarowych podczas obliczeń powoduje zaniżenie obliczonej kowariancji. W związku z tym oprogramowanie standardowo używa metody maksymalizacji wartości kowariancji (Fan i in., 1990). Podczas tej procedury testuje się różne wielkości przesunięcia serii pomiarowych względem siebie, co prowadzi do uzyskania największej wartości kowariancji z analizowanego okresu.

Podczas obliczeń wykorzystano uśrednianie przedziałowe (z ang. *block averaging*) usuwając średnią wartość z szeregów czasowych (z ang. *detrending*). Pozwoliło to na wykorzystanie metody dekompozycji Reynoldsa (średnia wartość fluktuacji wektora lub skalarą w określonym okresie wynosi zero) (Reynolds 1895, Baldocchi i in. 1999).

Zastosowane korekty i ich działanie są szczegółowo opisane w pracach innych autorów (Józefczyk 2005, Urbaniak, 2006, Aubinet, Vesala, & Papale, 2012, Pawlak i Fortuniak, 2016), a także na stronie internetowej firmy LI-COR (<https://www.licor.com/> dostęp z dn. 10.08.2024 r.).

### 5.2.2. Analiza jakościowa strumieni netto CO<sub>2</sub>

Zebrane zbiory wartości średnich 30-minutowych strumieni netto CO<sub>2</sub> zostały poddane procesowi kontroli jakości (z ang. *quality assurance/quality check* – QA/QC).

Zastosowana w niniejszej dysertacji procedura filtracji danych, składała się następujących elementów:

1. **Flagi jakości (z ang. *quality flag*)** – parametry te były obliczane dla wszystkich mierzonych strumieni (ciepło odczuwalne i utajone, pęd, H<sub>2</sub>O i CO<sub>2</sub>). Ostateczne flagi przyporządkowane poszczególnym strumieniom określone były na podstawie kombinacji flag obliczonych w wyniku dwóch testów: stacjonarności oraz rozwinięcia turbulencji. Są one obecnie powszechnie stosowane w analizie tego typu danych, a ich szczegółowy opis można znaleźć w literaturze międzynarodowej (Foken i Wichura, 1996, Göckede i in., 2008; Mauder i Foken, 2015). Taka strategia analizy danych, opisana w dokumentacji oprogramowania TK2 Eddy Covariance (Foken i in., 2004), stanowiła standard projektu CarboEurope i po dziś dzień jest szeroko stosowana przez użytkowników systemów EC np. w europejskiej infrastrukturze badawczej ICOS-ERIC (z ang. *Integrated Carbon Observation System - European Research Infrastructure Consortium*). W tym przypadku przyjmuje się, że flaga o wartości „0” oznacza strumienie najlepszej jakości, „1” to strumienie odpowiednie do ogólnej analizy np. bilanse roczne, a „2” to wartości strumieni, które nie nadają się do dalszej analizy. W niniejszej rozprawie



przyjęto do dalszej analizy średnie 30-minutowe wartości strumieni najlepszej jakości – oznaczone flagą „0”.

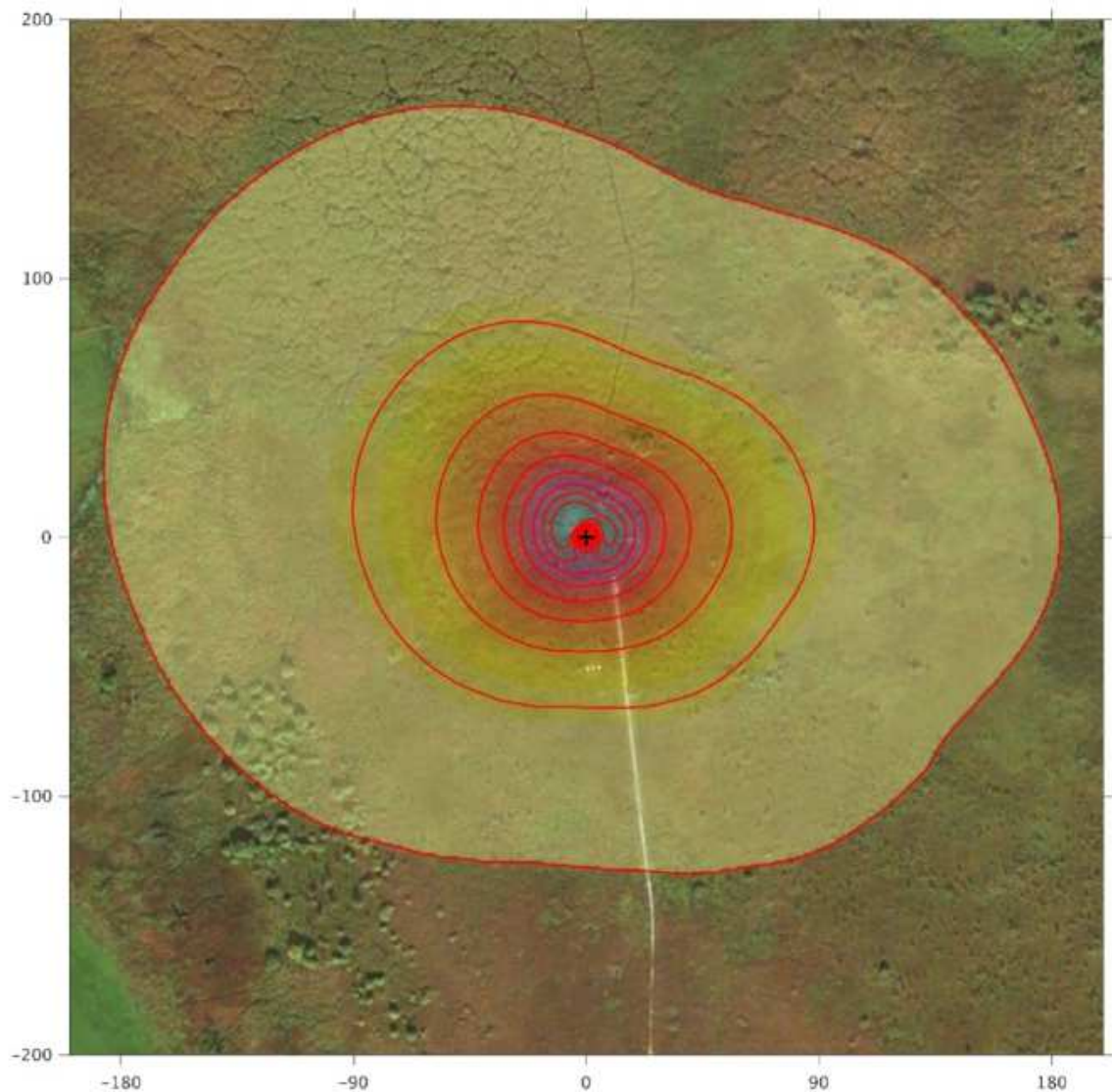
- 2. Prędkość tarciowa (z ang. *friction velocity*;  $u^*$ )** - rozpoznanie warunków o niewystarczającej turbulencji może się także odbyć na podstawie wartości prędkości tarciowej ( $u^*$ ). Podczas stabilnej stratyfikacji atmosfery (np. pora nocna) i braku turbulencji pochodzenia termicznego sprawia, że tylko poziomy ruch powietrza może spowodować odpowiednio silne mieszanie w przyziemnej warstwie atmosfery. Miarą intensywności tego zjawiska jest wartość  $u^*$ , dlatego niezbędne jest określenie minimalnej wartości  $u^*$  (jej przekroczenie będzie gwarantować wystarczającą turbulencję w atmosferze, która zagwarantuje możliwość zastosowania metody EC do oszacowania strumieni). Ten próg jest zwykle ustalany przez odniesienie strumienia nocnego ciepła odczuwalnego do prędkości tarcia, przy czym dodatkowo uwzględnia się temperaturę jako zmienną objaśniającą (tzw. filtrowanie  $u^*$ ). Pomiary w czasie, kiedy wartość  $u^*$  jest zbyt niska, odrzuca się ze zbioru danych, a powstałe w ten sposób luki w zbiorze danych strumieni wypełnia się na podstawie wartości obliczonych na bazie doświadczalnych funkcji (Lloyd i Taylor, 1994, Urbaniak 2006). Wartość  $u^*$  zależy od szorstkości powierzchni oraz warunków meteorologicznych występujących na danym terenie i mieści się w przedziale od 0,1 do 0,6 m·s<sup>-1</sup> (Baldocchi, 2003). W niniejszej dysertacji przyjęto minimalną prędkość tarcia  $u^*$ , która została oszacowana zgodnie z metodą ruchomego punktu opisaną w Papale i in. (2006) podczas korzystania z narzędzia REddyProc Instytutu Maxa do oszacowania brakujących strumieni Planck’a (<https://www.bgc-jena.mpg.de/bgi/index.php/Services/REddyProcWeb> dostęp z dn. 22.08.2024 r.), o których więcej w podrozdziale 5.2.5.

### 5.2.3. Analiza pola oddziaływania (footprint)

Lokalizacja wieży pomiarowej (środkowa część torfowiska) została ustalona przez Urbaniaka (2006) na podstawie stochastycznego modelu Lagrangiana (Kljun, 2002). Wówczas oszacowano zakres oddziaływania w warunkach bezwietrznych do 350 m dla założonej wysokości 4,5 m nad powierzchnią czynną.

Natomiast w celu oszacowania pola oddziaływania (*footprint*) zastosowano dostępne narzędzie online Flux Footprint Prediction (Kljun i in., 2015). Na podstawie pomierzonych wartości uzyskano obszar oddziaływania nie przekraczający 200 m (w warunkach dobrej turbulencji). Taki obszar oddziaływania oraz położenie wieży pomiarowej powoduje,

że do analizy zostały wzięte pod uwagę dane z 90%-owym poziomem efektywności, który obejmuje tylko i wyłącznie teren torfowiska w Rzecinie (Ryc. 7).



Ryc. 7 Obszar oddziaływania (z ang. footprint) dla 2008 roku. Odpowiednio czerwone okręgi oznaczają powierzchnię o procentowo różnym poziomie efektywności oddziaływania na urządzenie pomiarowe; od 10% (centralny czerwony punkt) do 90% efektywności (skrajnie zewnętrzny okrąg)

źródło: opracowanie własne na podstawie Flux Footprint Prediction, grafika z <https://www.google.pl/intl/pl/earth/> (dostęp z dn. 03.06.2021 r.)

#### 5.2.4. Podział danych wg sektorów kierunku wiatru

Znając obszar oddziaływania, postanowiono wydzielić osiem sektorów wg kierunku wiatru po 45° każdy, z których do dalszej analizy wykorzystano następujące sektory:

- I - północny (N; 337,5° - 22,5°),
- II - wschodni (E; 67,5° - 112,5°),

III - południowy (S; 157,5° - 202,5°),

IV - zachodni (W; 247,5° - 292,5°).

Dzięki takiemu podejściu pozostałe cztery strefy oddzieliły przestrzennie analizowane sektory.

### **5.2.5. Uzupelnienie nieciągłości w seriach pomiarowych**

Pomiary systemem EC prowadzone są w sposób ciągły i przy założonym 30-minutowym okresie uśredniania pozwalają na uzyskanie 48 wartości pomierzonych strumieni na dobę. Jednak taka sytuacja ma miejsce jedynie w idealnych warunkach pomiarowych. W warunkach rzeczywistych wspomniana sytuacja zdarza się bardzo rzadko, zarówno warunki techniczne, jak również kryteria ustanowione w procesie filtracji powodują utratę dużej części danych. Tym samym zmniejsza się ilość danych nadających się do dalszej analizy.

#### **Uzupełnianie nieciągłości serii czasowych**

W rozprawie zastosowano wypełnianie braków w ciągłości serii czasowych strumieni EC oraz danych meteorologicznych metodą tablicowania (z ang. *look-up-tables*; LUT), średniego dobowego przebiegu (z ang. *mean diurnal course*; MDC) (Falge i in., 2001; Wutzler i in., 2018) oraz metodę próbkowania z rozkładem krańcowym (z ang. *marginal distribution sampling*; MDS) (Reichstein i in., 2005b). Ta ostatnia metoda wykorzystuje kowariancję strumieni ze zmiennymi meteorologicznymi i ich czasową autokorelację w oparciu o dwie metody LUT i MDC. Jest ona z powodzeniem stosowana do uzupełniania nieciągłości w seriach czasowych oraz oszacowania wartości strumieni Reco i GEP (z ang. *flux partitioning*) w międzynarodowej bazie FLUXNET (Reichstein i in., 2005b).

Technika MDC zastępuje luki w serii czasowej poprzez uzupełnianie ich średnimi wartościami z krótkich okresów czasowych odpowiadających danej porze dnia (np. półgodzina, godzina). Możliwe jest wykorzystanie danych zarówno z przed, jak i po wystąpieniu nieciągłości w serii danych, bazując na średnich obliczonych w oparciu o zbiory danych oddalonych nawet o kilka tygodni od samej nieciągłości. Metoda ta używana jest w przypadku krótkoterminowych braków w serii pomiarowej (od 1 godziny do 2 dni).

Natomiast metoda LUT, nieco bardziej złożona niż metoda MDC, oprócz czasu, dodatkowo uwzględnia warunki meteorologiczne. Podczas uzupełniania luki w danej półgodzinie, w tablicach danych poszukiwane są wartości strumieni pomierzonych w podobnych warunkach metrologicznych. Brane tu są pod uwagę następujące parametry:

promieniowanie całkowite, temperatura powietrza oraz niedosyt ciśnienia pary wodnej (z ang. *vapour pressure deficit*; VPD). Brakująca wartość strumienia jest obliczana jako średnia wartość wyszukanych danych, a jej niepewność szacowana jest na podstawie odchylenia standardowego. Poszukiwanie wartości zgromadzonych w podobnych warunkach meteorologicznych odbywa się w oparciu o powiększanie zakresu czasowego analizowanych danych wokół zaistniałej luki, aż do momentu uzupełnienia określonej nieciągłości (Wutzler i in., 2018).

Ziemblińska (2017) pokazała, że wszystkie powyższe metody są obiektywne poprzez zastosowanie homogenicznych technik (MDC) oraz ujednolicone wykorzystanie zadanych wcześniej przedziałów elementów dodatkowych, tj. parametrów meteorologicznych (LUT).

W niniejszej monografii wykorzystano powszechnie stosowane oprogramowanie online (REddyProc) do uzupełniania nieciągłości w seriach czasowych. Wykorzystuje ono powyżej opisaną metodologię i jest dostępne na stronie internetowej Wydziału Integracji Biogeochemicznej (Department Biogeochemical Integration) Instytutu Maxa Planck'a (<https://www.bgc-jena.mpg.de/bgi/index.php/Services/REddyProcWeb> dostęp z dn. 22.08.2024 r.).

### **Szacowanie wartości strumieni GEP i Reco**

Pomimo tego, że w literaturze do szacowania wartości GEP oraz Reco jest bardziej rozpowszechniony model Reichsteina (Reichstein i in., 2005a), w rozprawie zastosowano model Lasslopa, który bazuje na krzywej odpowiedzi światła, gdzie czynnikiem podstawowym przy podziale strumieni jest wartość promieniowania słonecznego (Lasslop i in., 2010). Model Reichsteina nie uwzględnia terenów podmokłych, takich jak mokradła i torfowiska oraz panujących tam fluktuacji zwierciadła wody, co powoduje, że przy szacowaniu wartości GEP oraz Reco uzyskuje się czasami ujemne wartości, które z definicji są nierealistyczne. Model Reichsteina nie został do tej pory przetestowany dla terenów podmokłych (korespondencja personalna). Ostatecznie w celu oszacowania wartości GEP i Reco na bazie zmierzonych wartości NEP (-NEE) i Reco (nocne wartości) wykorzystano dzienny algorytm partycjonowania wg Lasslop i in. (2010). Wartości strumieni NEE zostały oszacowane za pomocą prostokątnej hiperbolicznej krzywej reakcji na światło (Falge i in., 2001) opisanej wzorem:

$$NEE = \frac{\alpha\beta Rg}{\alpha Rg + \beta} + Reco \quad (A6)$$

gdzie:

NEE - wymiana ekosystemu netto [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ],

$\alpha$  - efektywność wykorzystania światła przez roślinność [ $\mu\text{mol C}\cdot\text{J}^{-1}$ ]; reprezentuje początkowe nachylenie krzywej odpowiedzi na światło

$\beta$  - maksymalna szybkość wychwytywania CO<sub>2</sub> przez roślinność przy nasyceniu światłem,

Reco - oddychanie ekosystemu [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ],

Rs<sub>in</sub> - promieniowanie krótkofalowe dochodzące ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ).

Wartości oddychania ekosystemu (Reco) we wzorze A6 oszacowano na podstawie poniższego równania (Gilmanov i in., 2003; Lloyd i Taylor, 1994):

$$Reco = Reco_{ref}^{E_0 \left( \frac{1}{T_{ref}-T_0} - \frac{1}{T_{air}-T_0} \right)} \quad (A7)$$

gdzie:

Reco - oddychanie ekosystemu [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ],

Reco<sub>ref</sub> - oddychanie w temperaturze referencyjnej [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ],

E<sub>0</sub> - parametr opisujący energię aktywacyjną, [K], (E<sub>0</sub> = 309 K)

T<sub>0</sub> - temperatura progowa dla rozpoczęcia aktywności biologicznej, stały parametr krzywej regresji [K], (T<sub>0</sub> = 227,16 K)

T<sub>air</sub> - temperatura powietrza [K],

T<sub>ref</sub> - temperatura referencyjna [K], (T<sub>ref</sub> = 288,15 K).

Wartości  $\beta$  we wzorze A6 oszacowano za pomocą następującego wzoru (Körner, 1995):

$$\beta = \begin{cases} \beta_0^{(-k(VPD-VPD_0))}, & VPD > VPD_0, \\ \beta = \beta_0, & VPD < VPD_0, \end{cases} \quad (A8)$$

gdzie:

$\beta$  - maksymalna szybkość wychwytywania CO<sub>2</sub> przez roślinność przy nasyceniu światłem,

$\beta_0$  - szybkość wychwytywania CO<sub>2</sub> przez roślinność w warunkach przekroczenia wartości progowej VPD<sub>0</sub>,

k – współczynnik empiryczny oszacowany dla każdego 4-dniowego okresu (okna) danych,

VPD - niedosyt ciśnienia pary wodnej [hPa],

VPD<sub>0</sub> – wartość progowa niedosytu ciśnienia pary wodnej [hPa] (VPD<sub>0</sub> = 10hPa),

Powyższe algorytmy szacowania wartości GEP i Reco zostały szczegółowo opisane w pracy Lasslop i in. (2010).

### 5.2.6. Wydajność wykorzystania światła LUE

Wartości wydajności wykorzystania światła (z ang. *light use efficiency*; LUE) zostały obliczone wg następującego równania (Sinclair i Muchow, 1999):

$$LUE = \frac{NEP}{PPFD} \quad (A9)$$

gdzie:

LUE - wydajność wykorzystania światła [-];

NEP - produkcja ekosystemu netto [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ];

PPFD - fotosyntetyczna gęstość strumienia fotonów [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ].

### 5.2.7. Szerokopasmowy wskaźnik wegetacji NDVI (NDVIb)

Szerokopasmowy znormalizowany różnicowy wskaźnik wegetacji (z ang. *broadband normalized difference vegetation index*; NDVIb) został wykorzystany do oceny stanu rozwoju szaty roślinnej (proxy stanu roślinności ekosystemu). Innymi słowy parametr ten opisuje „zieloność” powierzchni czynnej torfowiska i jest bezpośrednio skorelowany z wartościami NDVI (Tittebrand i in., 2009) uzyskanymi za pomocą technik satelitarnych.

W celu obliczenia NDVIb wszystkie wartości PPFD zostały przeliczone z gęstości strumienia fotonów ( $\mu\text{mol}$  fotonów  $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) na gęstość strumienia energii ( $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ). Do tego celu wykorzystano następującą wartość współczynnika przeliczeniowego  $4,55 \mu\text{mol}$  fotonów  $\text{J}^{-1}$ . Dzięki tej konwersji NDVIb został obliczony wg następującego równania (Huemmrich i in., 1999):

$$NDVIb = \frac{\rho_{RSIR} - \rho_{PPFD}}{\rho_{RSIR} + \rho_{PPFD}} \quad (A10)$$

$$\rho_{PPFD} = \frac{PPFD_{ref}}{PPFD_g} \quad (A11)$$

$$\rho_{RSIR} = \frac{RS_{ref} - PPFD_{ref}}{RS_{in} - PPFD_g} \quad (A12)$$

gdzie:

NDVIb - szerokopasmowy znormalizowany różnicowy wskaźnik wegetacji [-];

$RS_{ref}$  - promieniowanie krótkofalowe odbite [ $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ];

$RS_{in}$  - promieniowanie krótkofalowe dochodzące [ $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ];

$PPFD_{ref}$  - fotosyntetyczna gęstość strumienia fotonów odbitych [ $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ];

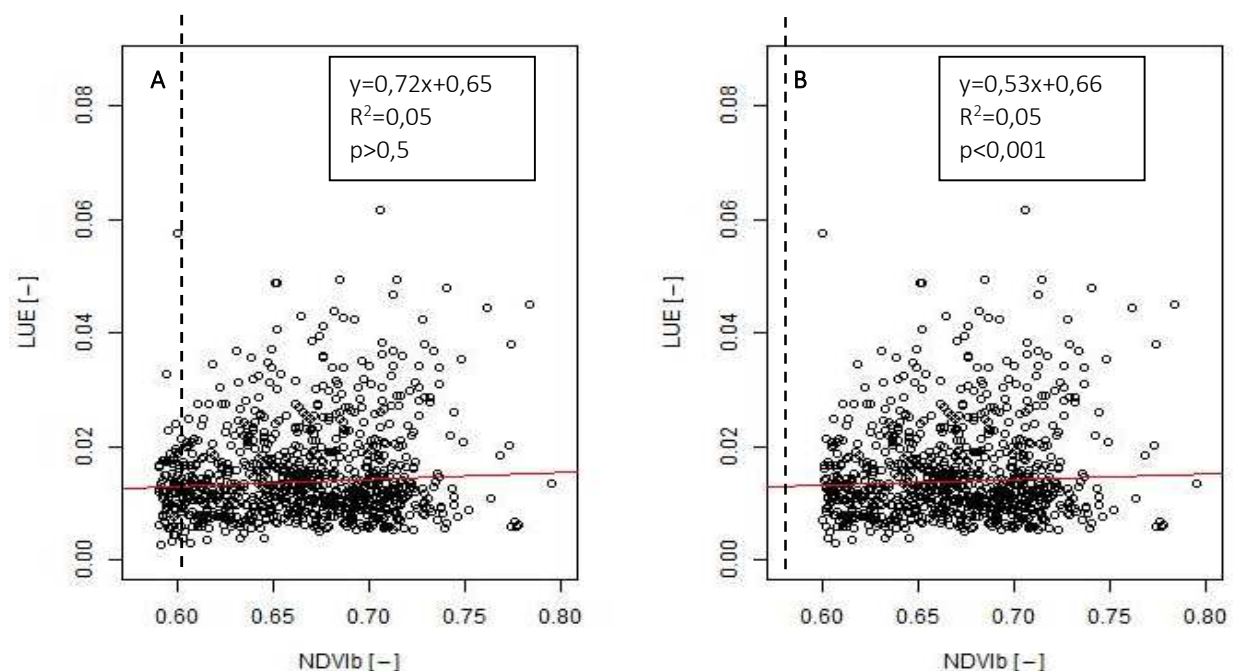
$PPFD_g$  - fotosyntetyczna gęstość strumienia fotonów aktywnej powierzchni [ $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ];

NDVIb był mierzony punktowo (na wieży pomiarowej) jednak założono, że wartość tego parametru jest reprezentatywna dla powierzchni całego torfowiska.

### 5.2.8. Wyznaczenie okresów stacjonarnej produktywności (OSP)

W celu analizy zdolności do pochłaniania CO<sub>2</sub> przez badaną pokrywę roślinną należało wydzielić okresy, w których potencjał szaty roślinnej do pochłaniania CO<sub>2</sub> był stały w czasie (stacjonarny). Do tego celu wyselekcjonowano okresy, w których roślinność znajdowała się w fazie kulminacji. Stan rozwoju pokrywy roślinnej oceniono przy pomocy wartości NDVIb, natomiast do oceny zdolności roślinności do pochłaniania CO<sub>2</sub> wykorzystano wydajność wykorzystania światła (LUE). Przyjęto, że okres, w którym obserwujemy maksymalne wartości NDVIb, jest okresem kulminacyjnym rozwoju szaty roślinnej, a minimalną (progową) wartość NDVIb dla tego okresu wyznacza istnienie istotnej statystycznie zależności między wartościami LUE i NDVIb.

Do wyznaczenia progowej wartości NDVIb posłużono się analizą regresji liniowej pomiędzy uzyskanymi wartościami LUE a NDVIb. Dla wartości NDVIb powyżej 0,6 [-] uzyskano istotną statystycznie ( $p < 0,001$ ) zależność między NDVIb i LUE (Ryc. 8B). Zależność ta staje się nieistotna statystycznie ( $p > 0,5$ ), gdy analizowany zbiór danych jest poszerzony o wartości LUE obliczone w warunkach NDVIb  $< 0,6$  [-] (Ryc. 8A).



Ryc. 8 Zależność liniowa pomiędzy LUE a NDVIb dla wartości NDVIb powyżej A - 0,59 oraz B - 0,60 [-]. Czerwone proste wyznaczają proste regresji liniowej. Pionowa przerywana linia wyznacza wartość NDVIb równą 0,60

W ten sposób uzyskano **okresy stacjonarnej produktywności (OSP)**, na bazie których została przeprowadzona dalsza analiza dynamiki wymiany CO<sub>2</sub> między różnymi kompleksami roślinności torfowiska Rzezińskiego a atmosferą.

### 5.2.9. Testowanie statystyczne

Uzyskane zbiory danych poddano analizie z zastosowaniem różnych przedziałów czasowych: 30-minutowych, dobowych, miesięcznych i rocznych. W pierwszej kolejności określono podstawowe parametry statystyczne takie jak: średnia arytmetyczna, mediana, odchylenie standardowe (SD), wartość minimalna, i wartość maksymalna. Uzyskane wyniki pozwoliły na wstępny przegląd zawartości zbiorów danych przed dalszą analizą.

Następnie przeanalizowano rozkład każdej zmiennej meteorologicznej i danych dotyczących strumieni CO<sub>2</sub>. Żadna z analizowanych populacji nie zdała testu normalności Lillieforsa, który jest przystosowany do analizy zbiorów danych o dużej liczebności ( $\geq 5000$ ). Dysponując tak dużymi populacjami, zastosowano testy parametryczne, których moc analizy jest wyższa (Cohen, 2013).

Aby przetestować różnice między populacjami uzyskanymi na bazie wcześniej ustalonych sektorów, użyto jednoczynnikowej analizy wariancji (ANOVA) z progiem istotności  $P \leq 0,05$ . Do analizy wyżej wspomnianych populacji zastawano także test post hoc Tukeya. Wszystkie testy statystyczne przeprowadzono przy użyciu oprogramowania R w wersji 3.1.2. Wykorzystano dostępne online pakiety w R m.in. agricolae, car, doBy, lawstat, FactoMineR, fBasics, flux, nortest, polarPlot, xts, zoo (De Mendiburu, 2014; Jurasinski i in., 2014; R Core Team, 2014; Gastwirth i in., 2015; Gross i Liggers, 2015).



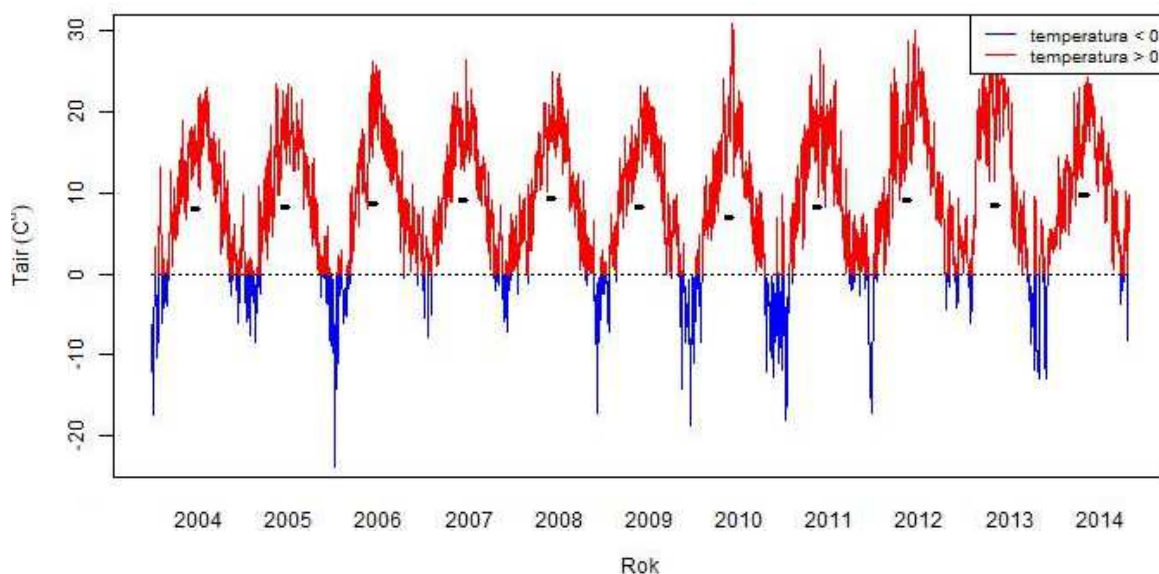
## 6. Wyniki

### 6.1. Warunki klimatyczne podczas pomiarów

Wartości strumieni ditlenku węgla rozpatrywane były w kontekście zmieniających się warunków meteorologicznych. Dlatego przeanalizowano czasową zmienność dwóch podstawowych parametrów meteorologicznych warunkujących wielkości wymiany CO<sub>2</sub> między ekosystemem a atmosferą: temperaturę powietrza (T<sub>air</sub>) oraz fotosyntetyczną gęstość strumienia fotonów (PPFD). W celu określenia wymiany CO<sub>2</sub> między poszczególnymi kompleksami roślinnymi a atmosferą analizie poddano także kierunek (W<sub>dir</sub>) i średnią prędkość wiatru (W<sub>s</sub>).

#### 6.1.1. Temperatura powietrza

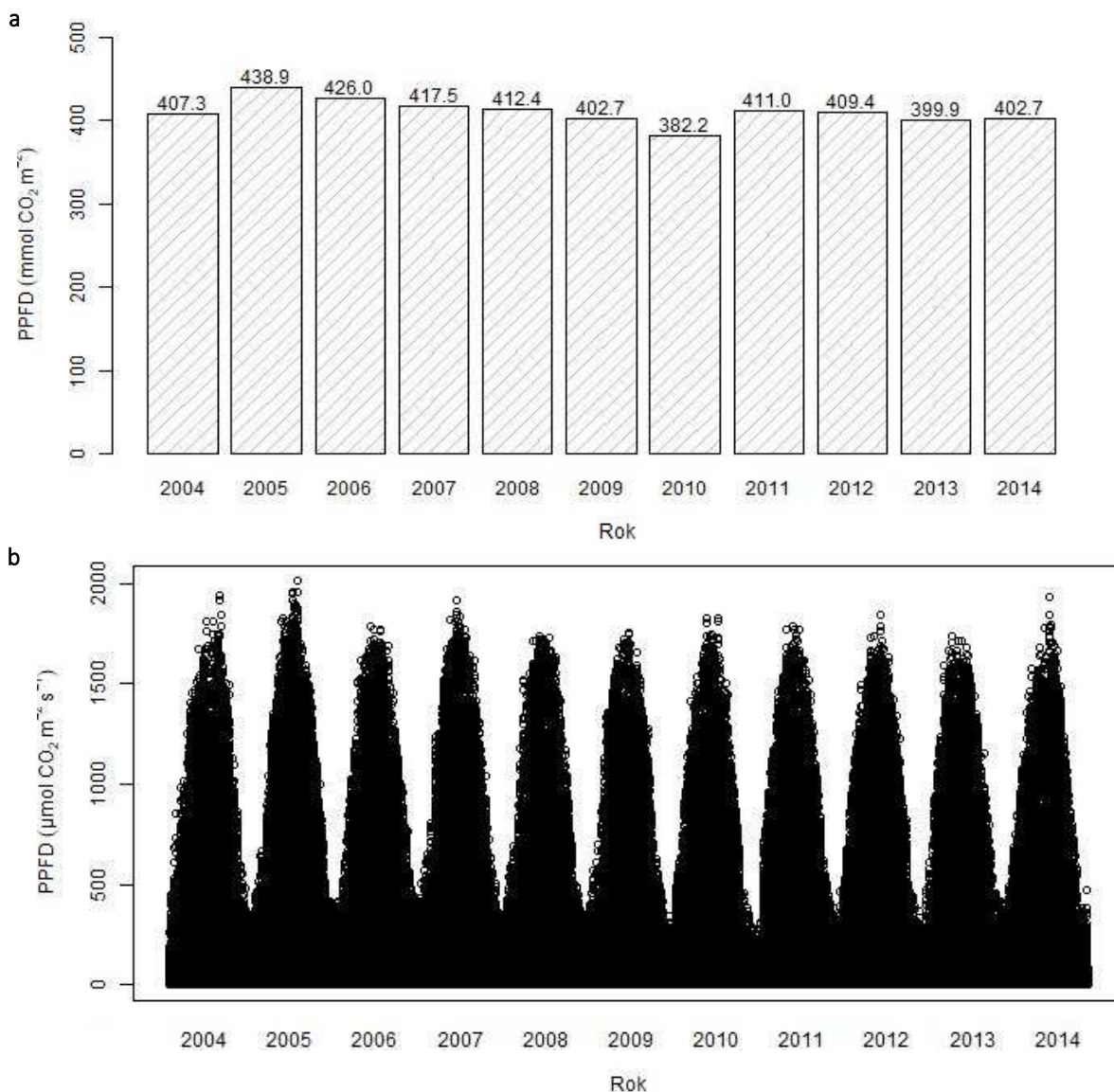
Średnia temperatura powietrza dla całego 10-letniego okresu badawczego wynosiła 8,6 °C (SD = 1,3 °C) (Ryc. 9). Najcieplejszym rokiem był rok 2014 (11,6 °C, SD = 7,0 °C), natomiast najchłodniejszy rok to 2010 (6,9 °C, SD = 9,2 °C). Najwyższą średnią miesięczną temperaturę powietrza zaobserwowano w sierpniu 2012 r. (23,9 °C, SD = 2,9 °C), natomiast najniższą w styczniu 2006 r. (-7,1 °C SD = 6,4 °C). Najwyższą wartość średnią półgodzienną T<sub>air</sub>, która wynosiła 47,0 °C, zaobserwowano o godz. 16:30 w dniu 2-ego sierpnia 2012 r., natomiast najniższą wartość równą -30,5 °C, odnotowano o godz. 08:00 23-ego stycznia 2006 r.



Ryc. 9 Średnie dobowe wartości temperatury powietrza (T<sub>air</sub>) dla torfowiska w Rzecinie od 2004 do 2014 roku. Przerywana pozioma linia wyznacza temperaturę 0 °C. Czarne punkty oznaczają średnie roczne wartości temperatury

### 6.1.2. Fotosyntetyczna gęstość strumienia fotonów

Średnia wartość sum rocznych PPFd dla całego okresu badawczego wynosiła  $410,0 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$  ( $\text{SD}=14,6 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ ). Najwyższa wartość sumy rocznej PPFd została zaobserwowana w 2005 roku ( $438,9 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$   $\text{SD}=162,6 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ ), natomiast najniższa w 2010 roku ( $382,2 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ ,  $\text{SD} = 155,7 \text{ mmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ ).



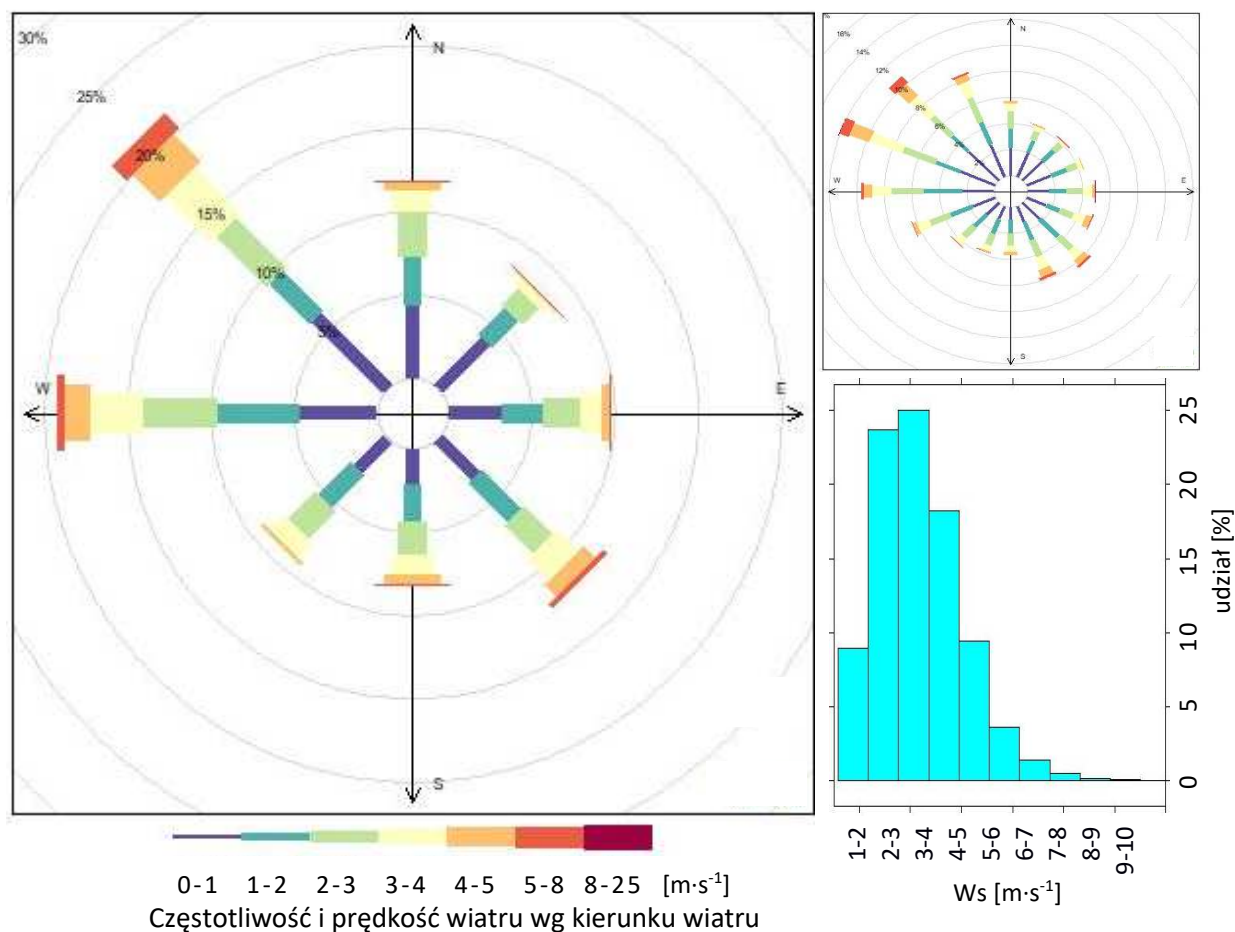
Ryc. 10 Przebiegi wartości fotosyntetycznej gęstości strumienia fotonów (PPFD) na torfowisku w Rzecinie w latach od 2004 do 2014 r. (a- średnie 30-minutowe b - sumy roczne)

Najwyższą sumę miesięczną wartości PPFd równą  $464,3 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mc}^{-1}$  ( $\text{SD} = 186,6 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mc}^{-1}$ ) odnotowano w lipcu 2010 r. Najniższą sumę miesięczną PPFd  $24,5 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$  ( $\text{SD} = 12,3 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mc}^{-1}$ ) stwierdzono w grudniu 2009 r. Na torfowisku w Rzecinie

najwyższa średnia półgodzinna wartość PPFD wyniosła 2009,0  $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  16-ego lipca 2005 o godz. 15:30.

### 6.1.3. Prędkość i kierunek wiatru

Średnia wartość prędkości wiatru obliczona dla okresu 2004-2014 na podstawie średnich 30-minutowych wartości (Ws) była równa  $2,3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (SD= $1,7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) a mediana  $2,1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Najwyższa prędkość wiatru, która wynosiła  $20,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , została zaobserwowana o godz. 12:30 6-ego maja 2013 r. z kierunku południowego (S). Na poniższej róży wiatru zaprezentowano częstotliwość występowania poszczególnych zakresów prędkości wiatru (7 klas; 0-1, 1-2, 2-3, 3-4, 4-5, 5-8, 8-25  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) dla 8 oraz 16 kierunków wiatru (Ryc. 11).

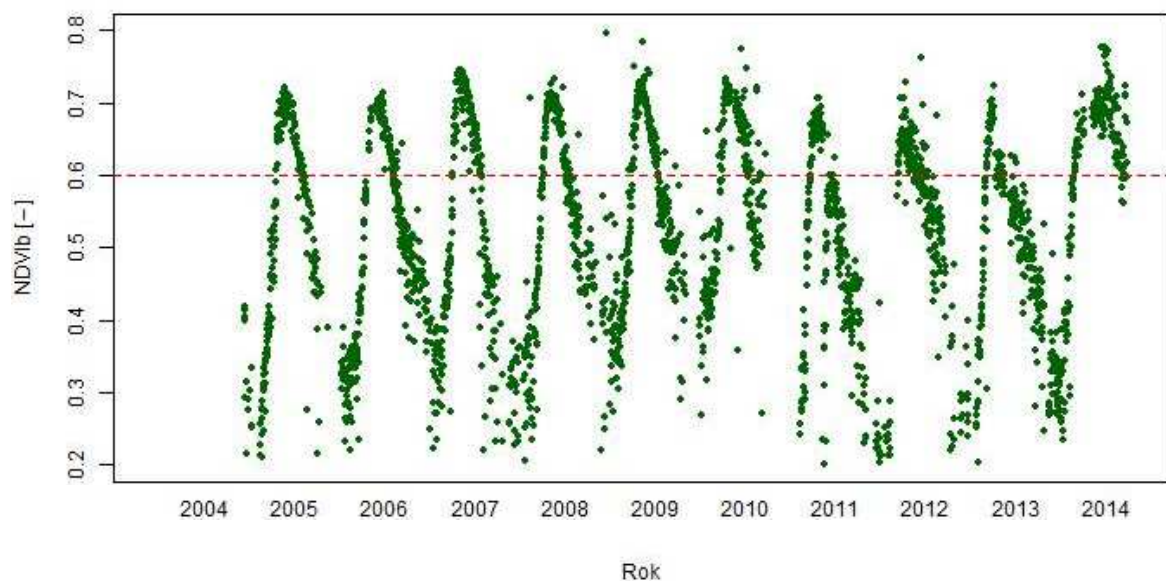


Ryc. 11 Częstotliwość prędkości wiatru (Ws) (7 klas prędkości [ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ]: granatowy 0-1, niebieski 1-2, zielony 2-3, beżowy 3-4, pomarańczowy 5-8 i czerwony 8-25  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) wyrażona procentowo według kierunków wiatru (Wdir) (8 i 16 klas) zaobserwowanych na torfowisku w Rzecinie w latach 2004-2014. Szare okręgi wyznaczają procentowy udział danej klasy prędkości wiatru dla określonego kierunku wiatru (Wdir)

Na obszarze torfowiska odnotowano największy udział wiatrów północno-zachodnich – (NW) 21%. Najmniejszy udział miały wiatry z kierunku północno-wschodniego (NE) – 8%. Natomiast najczęściej wartość prędkości wiatru mieściła się w klasie pomiędzy 2 a 3 m·s<sup>-1</sup>, 24% wszystkich obserwacji (Ryc. 11). W klasie od 0 do 1 m·s<sup>-1</sup> znajdowało się 9% wartości.

## 6.2. „Zieloność” szaty roślinnej na torfowisku

Stan rozwoju, a tym samym potencjał absorpcyjny CO<sub>2</sub> roślin, oszacowano na podstawie analizy szerokopasmowego NDVI (NDVI<sub>b</sub>). Stwierdzono, że średnia wartość NDVI<sub>b</sub> dla wszystkich lat pomiarowych wynosiła 0,51 [-] (SD = 0,14). Najwyższa średnia miesięczna wartość NDVI<sub>b</sub> dla torfowiska w Rzecinie, która wynosiła 0,72 [-] (SD = 0,03), została zmierzona w czerwcu 2007 r., natomiast najniższą stwierdzono w lutym 2012 r. - 0,24 [-] (SD = 0,02). Przebieg 30-minutowych wartości NDVI<sub>b</sub> pokazano na poniższej rycinie (Ryc. 12).



Ryc. 12 Średnie 30-minutowe przebiegi wartości znormalizowanego różnicowego wskaźnika wegetacji (NDVI<sub>b</sub> [-]) dla torfowiska w Rzecinie od 2004 do 2014 roku. Przyjęta granica wartości NDVI<sub>b</sub> powyżej 0,6 (czerwona przerywana linia) wskazuje na okresy stacjonarnej produktywności (OSP)

Analiza wartości NDVI<sub>b</sub> pozwoliła na wyznaczenie okresów stacjonarnej produktywności (OSP) w poszczególnych latach. Najdłuższy OSP stwierdzono w 2014 r. i trwał 207 dni, natomiast najkrótszy OSP był w 2011 roku i wynosił on 98 dni (Tab. 1). Średnia długość OSP dla lat 2005-2014 była równa 160 dni.

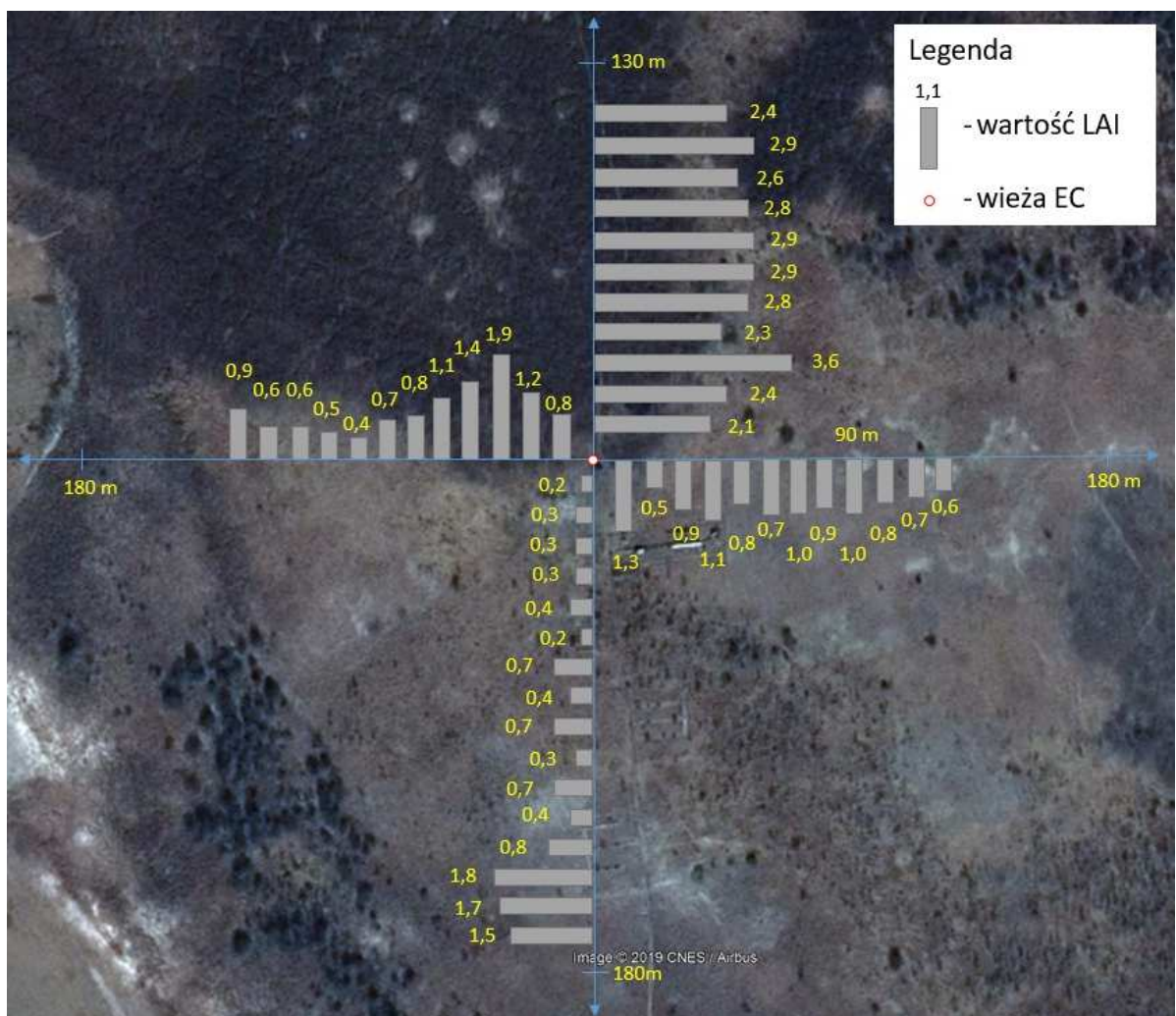
Tab. 1 Przedziały czasowe oraz długości okresów stacjonarnej produktywności (OSP) dla torfowiska w Rzecinie dla każdego roku pomiarowego określone wg parametru NDVI<sub>b</sub>.

<b>terminy OSP</b>		<b>długość</b>
<b>rozpoczęcie</b>	<b>zakończenie</b>	<b>[dni]</b>
<b>[rok/miesiąc/dzień]</b>	<b>[rok/miesiąc/dzień]</b>	
2005/05/30	2005/11/09	164
2006/06/13	2006/10/24	132
2007/05/24	2007/11/23	183
2008/04/07	2008/10/22	197
2009/05/06	2009/10/07	153
2010/05/15	2010/11/24	193
2011/06/01	2011/09/08	98
2012/05/26	2012/11/01	159
2013/05/23	2013/09/13	112
2014/05/24	2014/12/17	207

*źródło: opracowanie własne*

### 6.3. Wskaźnik stopnia ulistnienia torfowiska

Powierzchnia liści wokół wieży pomiarowej wykazywała się znaczną zmiennością w poszczególnych analizowanych sektorach. Najniższe wartości średnie LAI odnotowano w sektorze III, a najwyższe wartości zaobserwowano w sektorze I, odpowiednio 0,2 i 3,6 [-]. Rozkład poszczególnych wartości LAI w każdym z sektorów prezentuje Ryc. 13. Zakres wartości LAI w każdym z sektorów był w przedziale: 2,1 - 3,6 [-] w sektorze N, 0,5 - 1,3 [-] w sektorze E, 0,2 - 1,8 [-] w sektorze S oraz 0,4 - 1,9 [-] w sektorze W. Można zauważyć, że najwyższe średnie wartości przypadają w sektorze I (N) - 2,7 [-], natomiast najniższe są w sektorze III (S) - 0,7.

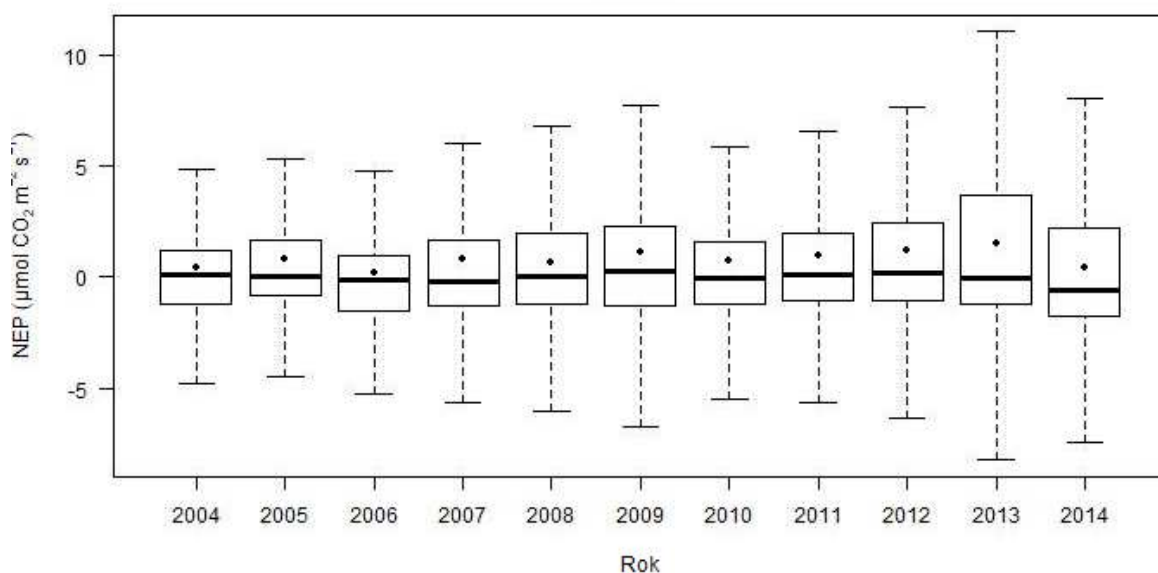


Ryc. 13 Średnie wartości pomierzonego LAI w 2018 roku dla 4 sektorów. Pomiary wykonywane były w linii prostej w odstępnie 10 m dla każdego z kierunku kolejno dla N, E, S oraz W. Czerwonym punktem zaznaczono wieżę pomiarową

## 6.4. Dynamika produktywności na torfowisku w Rzecinie

### 6.4.1. Roczna dynamika produktywności całego torfowiska

W dysertacji poddano analizie produkcję ekosystemu netto (NEP) zarówno pomierzonych wartości, jak i tych uzupełnionych modelem (Reichstein i in., 2005a). Średnia dla całego okresu pomiarowego wyniosła odpowiednio  $2,13 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  ( $\pm 4,71$ ) oraz  $0,78 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  ( $\pm 4,08$ ) dla wartości modelowanych (Ryc. 14). Najwyższa wartość strumienia ditlenku węgla była równa  $29,97 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ , natomiast najniższa wartość Fc to  $-29,93 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ . W 2004 r. średnia roczna wartość Fc była równa  $1,41 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$  ( $\pm 3,73$ ), natomiast w 2012 r. wynosiła równo  $2,75 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$  ( $\pm 5,14$ ). Najwyższa średnia roczna produkcja ekosystemu brutto (GEP) wynosiła  $5,75 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$  ( $\pm 5,51$ ) w 2012 r., natomiast najniższa wartość była równa  $3,51 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$  ( $\pm 4,89$ ) w 2010 r.



Ryc. 14 Wartości NEP [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] dla torfowiska w Rzecinie w poszczególnych latach. Centralne słupki wskazują wartości mediany, punkty oznaczają wartości średnie, granice pola wskazują pierwszy i trzeci kwartył, a wąsy pokazują wartości minimalne i maksymalne

Średnia wartość produkcji pierwotnej brutto (fotosynteza) wynosiła  $2,74 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$  ( $\pm 4,76$ ). Najwyższa średnia miesięczna wartość GEP została odnotowana w czerwcu i lipcu 2013 r. i wynosiła odpowiednio  $8,58$  i  $8,53 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$  ( $\pm 6,21$  i  $5,67$ ). Podobną wartość zaobserwowano w czerwcu 2007 r. równą  $8,52 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$  ( $\pm 6,55$ ).



Dla oddychania ekosystemu (Reco) najniższa roczna średnia wartość była w 2005 r. i wynosiła  $1,16 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$  ( $\pm 1,30$ ), a najwyższa średnia roczna wartość została odnotowana w kolejnym roku pomiarowym i była równa  $2,78 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$  ( $\pm 2,46$ ).

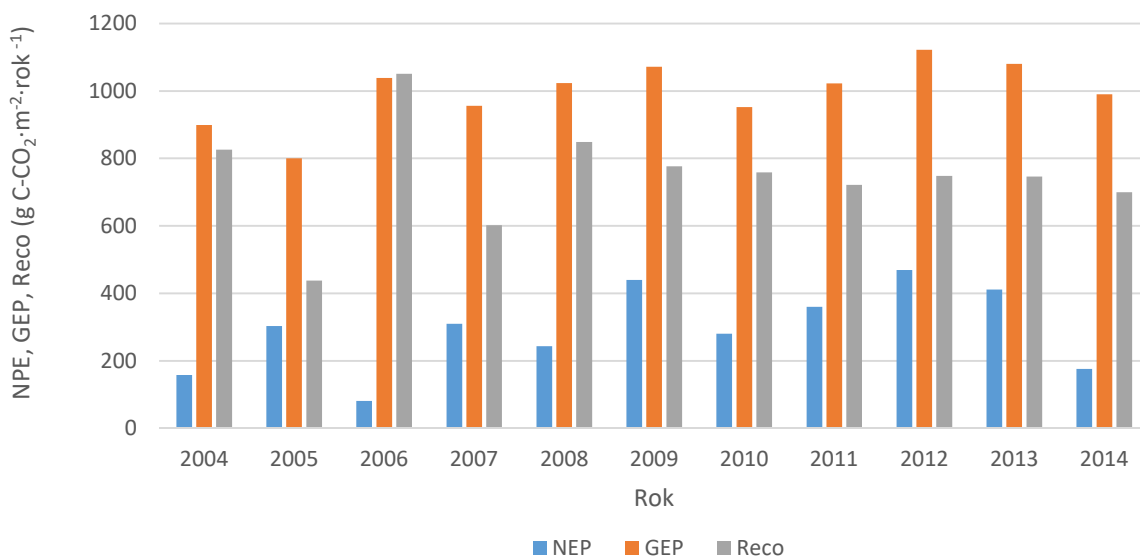
Najwyższą 30-minutową średnią wartość Fc równą  $34,5 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  uzyskano dnia 31 lipca 2006 r. o godz. 13:00 przy średniej temperaturze powietrza  $23,7 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , średniej wilgotności względnej powietrza 81,5% i średniej wartości PPFD równej  $311,6 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  przy wietrze z kierunku W ze średnią prędkością  $0,7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ .

Tab. 2 Kumulowane wartości NEP, GEP i Reco ( $\text{g C}\cdot\text{CO}_2\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ ) dla torfowiska w Rzecinie w latach 2004-2014.

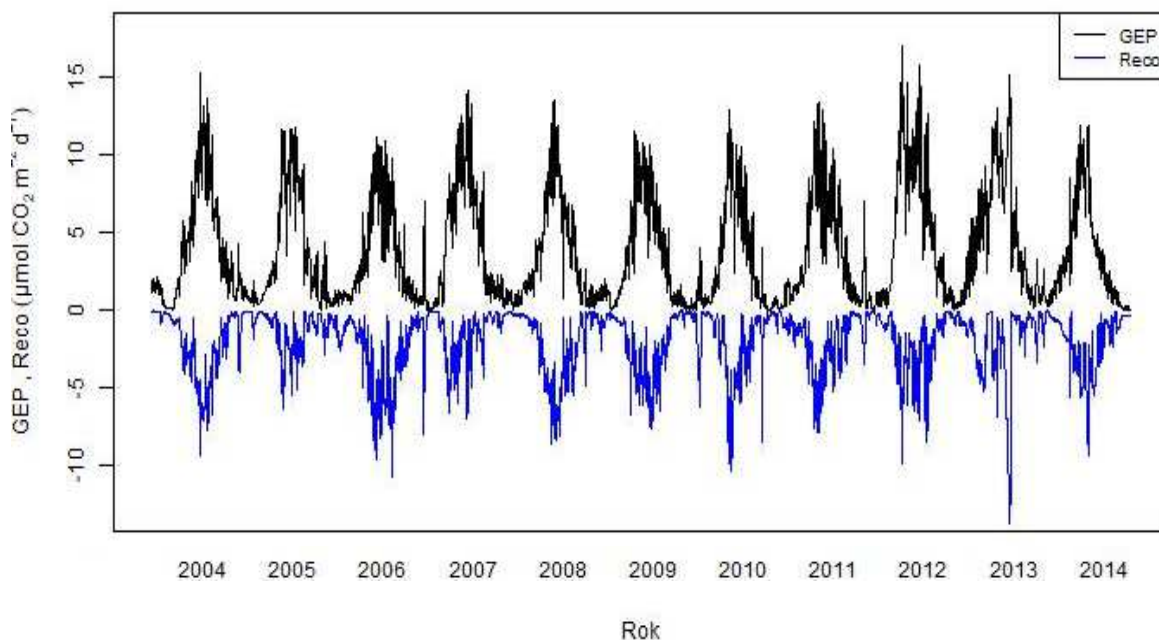
rok	NEP [ $\text{g C}\cdot\text{CO}_2\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ ]	GEP [ $\text{g C}\cdot\text{CO}_2\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ ]	Reco [ $\text{g C}\cdot\text{CO}_2\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{rok}^{-1}$ ]
2004	157,9	899,0	826,4
2005	302,6	800,3	437,8
2006	81,4	1038,6	1050,8
2007	309,2	956,3	602,1
2008	242,9	1023,0	848,9
2009	439,5	1071,8	776,3
2010	280,4	952,0	758,8
2011	360,1	1022,3	721,8
2012	469,5	1121,9	747,7
2013	411,1	1080,0	746,3
2014	176,1	990,1	699,9
średnia dla 2004-2014	293,7	995,9	747,0

źródło: opracowanie własne

Średnia wartość Reco wynosiła  $-2,74 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  ( $\pm 4,76$ ). Najwyższa średnia miesięczna wartość Reco była równa  $-7,36 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mc}^{-1}$  ( $\pm 3,91$ ) i została zaobserwowano w sierpniu 2013 r. W dniu 26-ego sierpnia 2013 roku o godz. 17:00 zanotowano najwyższą 30-minutową średnią wartość oddychania ekosystemu równą  $-16,91 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ .



Ryc. 15 Wartości kumulowane dla NEP i wymodelowanych GEP oraz Reco w latach 2004-2014



Ryc. 16 Przebieg średnich dobowych wartości GEP (czarna linia) oraz Reco (niebieska linia) [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ] dla torfowiska w Rzecinie dla poszczególnych lat

#### **6.4.2. Dynamika produktywności poszczególnych kompleksów roślinnych**

Analizy dla poszczególnych kompleksów roślinnych zostały zrobione na bazie poszczególnych sezonów (Tab. 1). GEP w każdym sezonie pomiarowym uwzględniając podział na 4 sektory kierunku wiatru, z wyjątkiem 2005 roku, wskazywały istotne statystycznie różnice pomiędzy sektorami. Istotne różnice pomiędzy populacjami poszczególnych sektorów dla wartości GEP, które opisane są przez małe litery alfabetu, przedstawia poniższa rycina (Ryc. 17). Dla 2006, 2011, 2013 i 2014 roku wyznaczono dwie grupy (a oraz b), a dla pozostałych lat trzy grupy (a, b oraz c), które różnią się między sobą statystycznie. Sektory, które przynależą do tej samej grupy w poszczególnym roku nie wykazywały statystycznych różnic pomiędzy sektorami.

Od 2006 do 2012 roku populacja w sektorze III (kierunek wiatru S) była różna statystycznie od pozostałych populacji (grupa a). Natomiast w 2013 roku sektor III odnotowano istotne różnice tylko w porównaniu do sektora IV (kierunek wiatru W; grupa b), prawdopodobnie związane to jest z awarią systemu pomiarowego i brakiem znacznej ilości danych na przełomie lat 2013-2014. W 2014 roku sektor III (grupa b) był różny statystycznie od sektora I i II (kierunek wiatru N i E, grupa a), natomiast nie wykazał statystycznych różnic w porównaniu do sektora IV (grupa b). Sektor IV był podobny statystycznie do populacji w sektorze II i III w 2008 oraz I i II w 2012 roku. W latach 2007-2010 sektor I był różny statystycznie od pozostałych sektorów. W roku 2005, 2006, 2008 i 2012 nie wykazano istotnych statystycznie różnic między populacjami sektora II i IV. W sektorze IV odnotowano najwyższe średnie wartości GEP w każdym roku pomiarowym. Wyjątek stanowią lata 2013 i 2014, gdzie zaobserwowano najwyższe średnie wartości GEP dla sektora II.

#### **6.4.3. Współczynnik wykorzystania światła poszczególnych kompleksów roślinnych**

Analiza wartości LUE wykazała, że w każdym roku pomiarowym są istotne statystycznie różnice pomiędzy analizowanymi sektorami. W latach 2005 2009, 2010 i 2012 stwierdzono trzy istotnie statystyczne grupy, natomiast w pozostałych latach tylko dwie. We wszystkich latach najniższe średnie wartości LUE uzyskano w sektorze południowym. W roku 2006, 2009, 2010, 2011, 2012 i 2014 uzyskano istotnie niższą średnią od pozostałych sektorów w danym roku. Natomiast w 2005 sektor południowy jest podobny do sektora

wschodniego. Z kolei w roku 2007 populacja sektora północnego jest podobna do populacji sektora południowego. W roku 2005, 2008 i 2013 średnia wartość LUE sektora zachodniego jest istotnie statystycznie wyższa od innych sektorów. Różnice te pomiędzy populacjami poszczególnych sektorów dla wartości LUE, które opisane są przez małe litery alfabetu, pokazano na Ryc. 18.

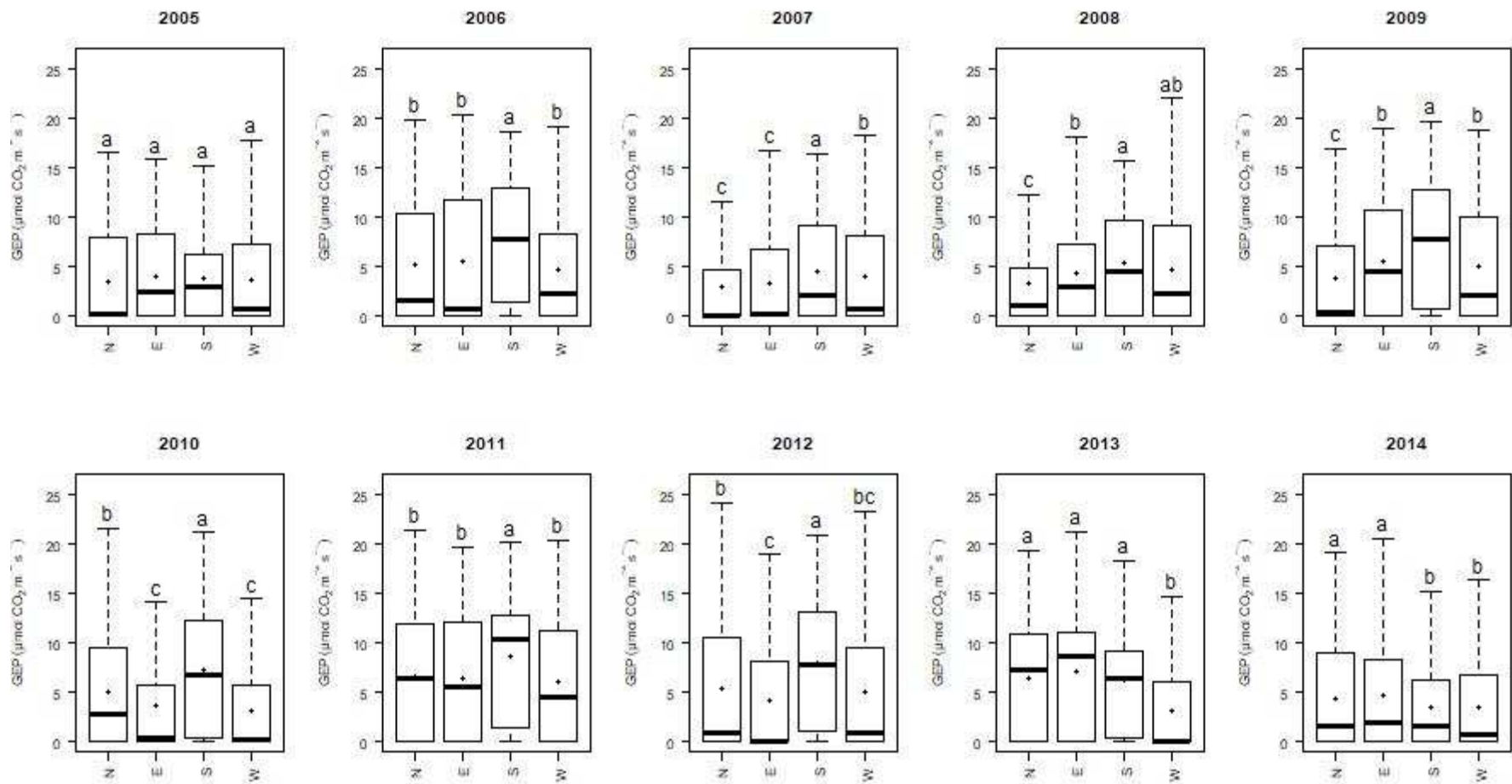
Dodatkowo przeanalizowano wykresy dwuwymiarowe (polarplot) dla każdego sezonu pomiarowego, dla odległości od przyrządu pomiarowego do punktu o maksymalnym względnym wpływie na mierzony strumień CO<sub>2</sub> ( $x_{peak}$ ), z uwzględnieniem współczynnika wykorzystania światła (LUE). Maksymalna odległość dla wartości  $x_{peak}$ , która miała znaczący wpływ na wartość strumienia, nie przekraczała 250 m. Zaobserwowano, że największy wpływ na wartość średniego obliczonego LUE miał sygnał pochodzący z odległości od 40 do 100 m od wieży w kierunku, z którego wieje wiatr (Ryc. 19).

#### **6.4.4. Promieniowanie rozproszone**

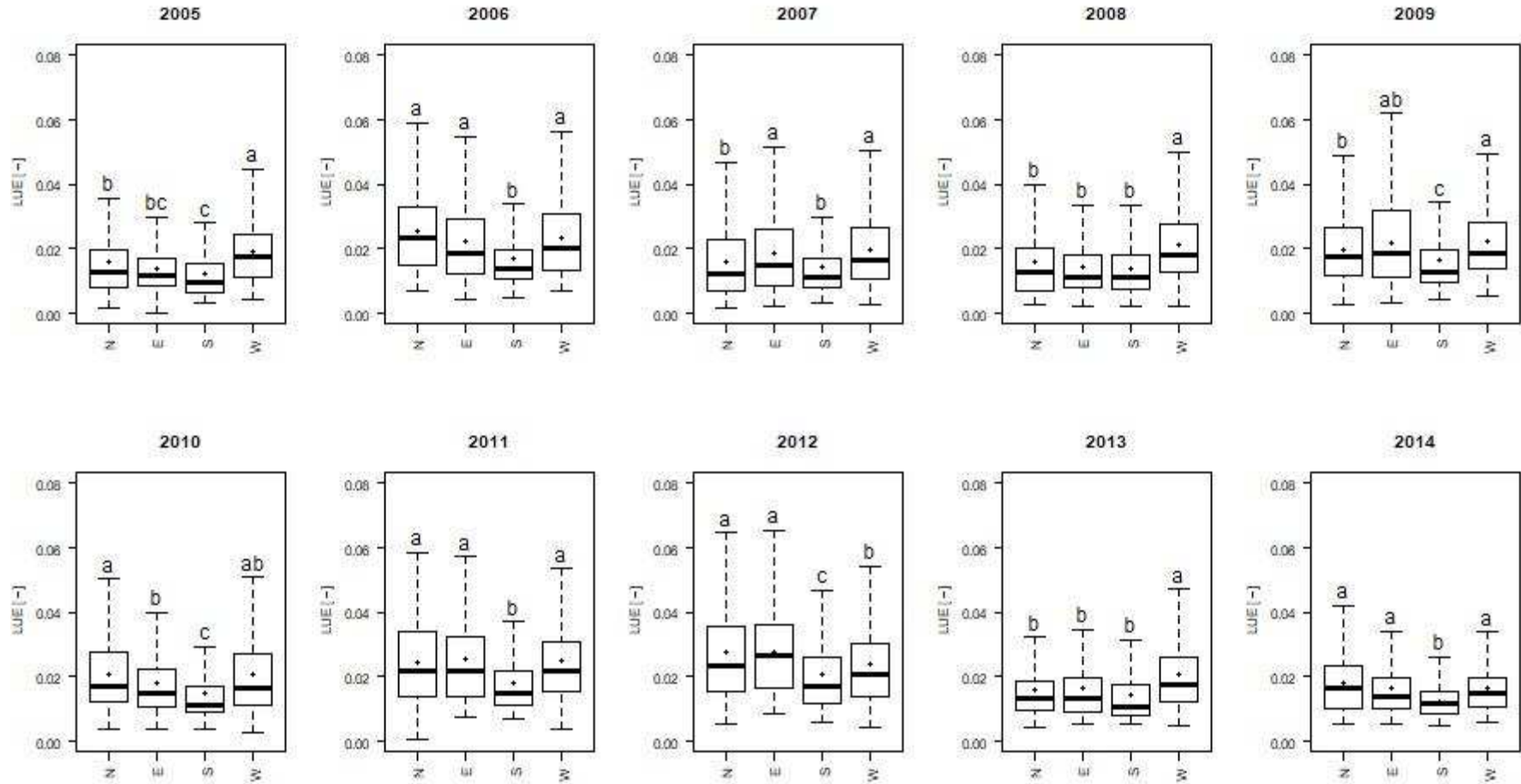
Przeanalizowano współczynnik rozproszenia ( $D^*$ ) dla wszystkich lat w 4 badanych sektorach. Wartości  $D^*$  podzielono na 3 grupy: od 0,0 do 0,3 charakteryzujące brak zachmurzenia, od 0,3 do 0,7 – oznaczające częściowe zachmurzenie oraz od 0,7 do 1,0, które określają całkowite lub prawie całkowite zachmurzenie. Dla całkowitego PPFD docierającego do powierzchni torfowiska powyżej 400  $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  odnotowano istotnie niższe średnie wartości LUE przy braku zachmurzenia, niż przy częściowym bądź całkowitym zachmurzeniu (Ryc. 20).

Przy wartościach PPFD w przedziale od 200-400  $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ , średnie wartości LUE były wyższe przy bezchmurnym bądź częściowo zachmurzonym niebie w sektorze I (N) i IV (W), natomiast dla sektora II (E) i III (S) średnie wartości LUE były istotnie wyższe przy braku zachmurzenia.

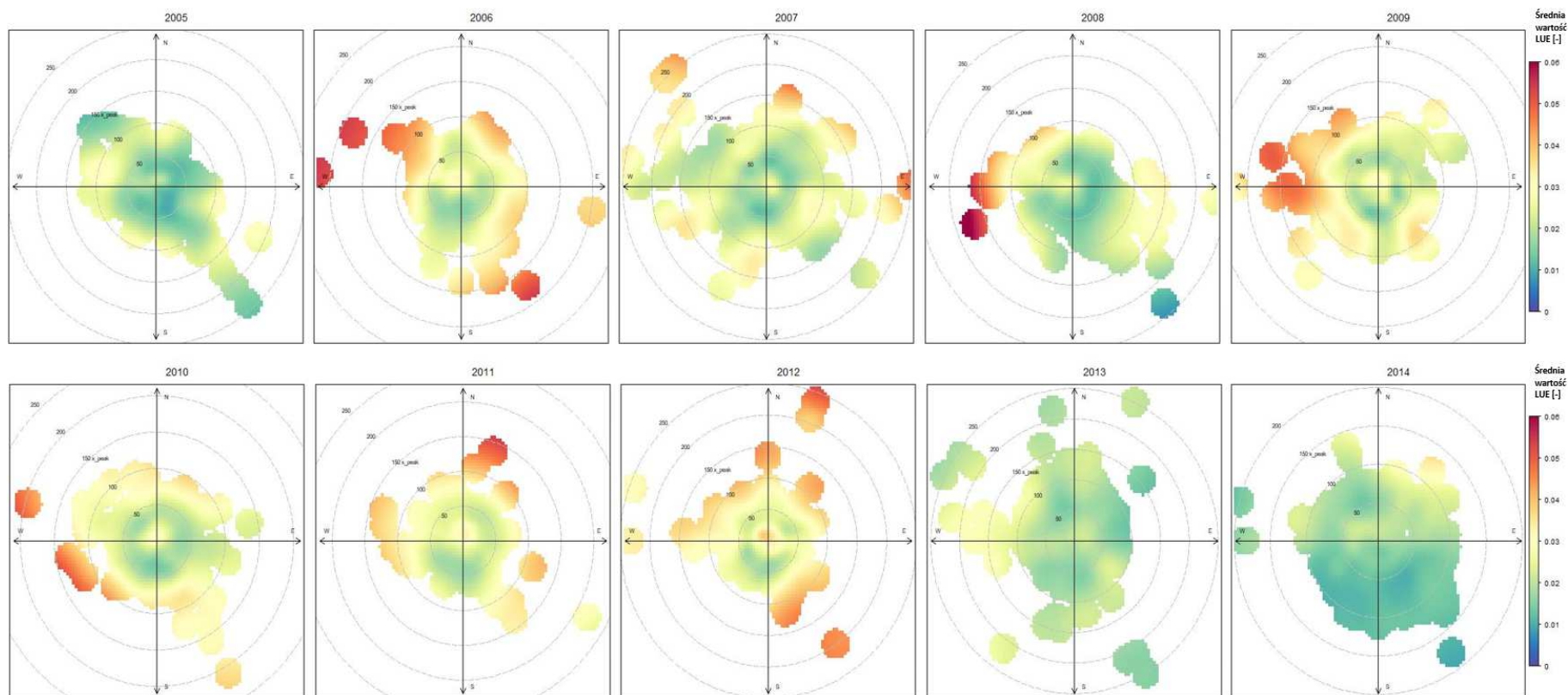
Poniżej wartości PPFD równej 200  $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  dla wszystkich sektorów odnotowano istotnie wyższe średnie wartości LUE przy częściowym zachmurzeniu.



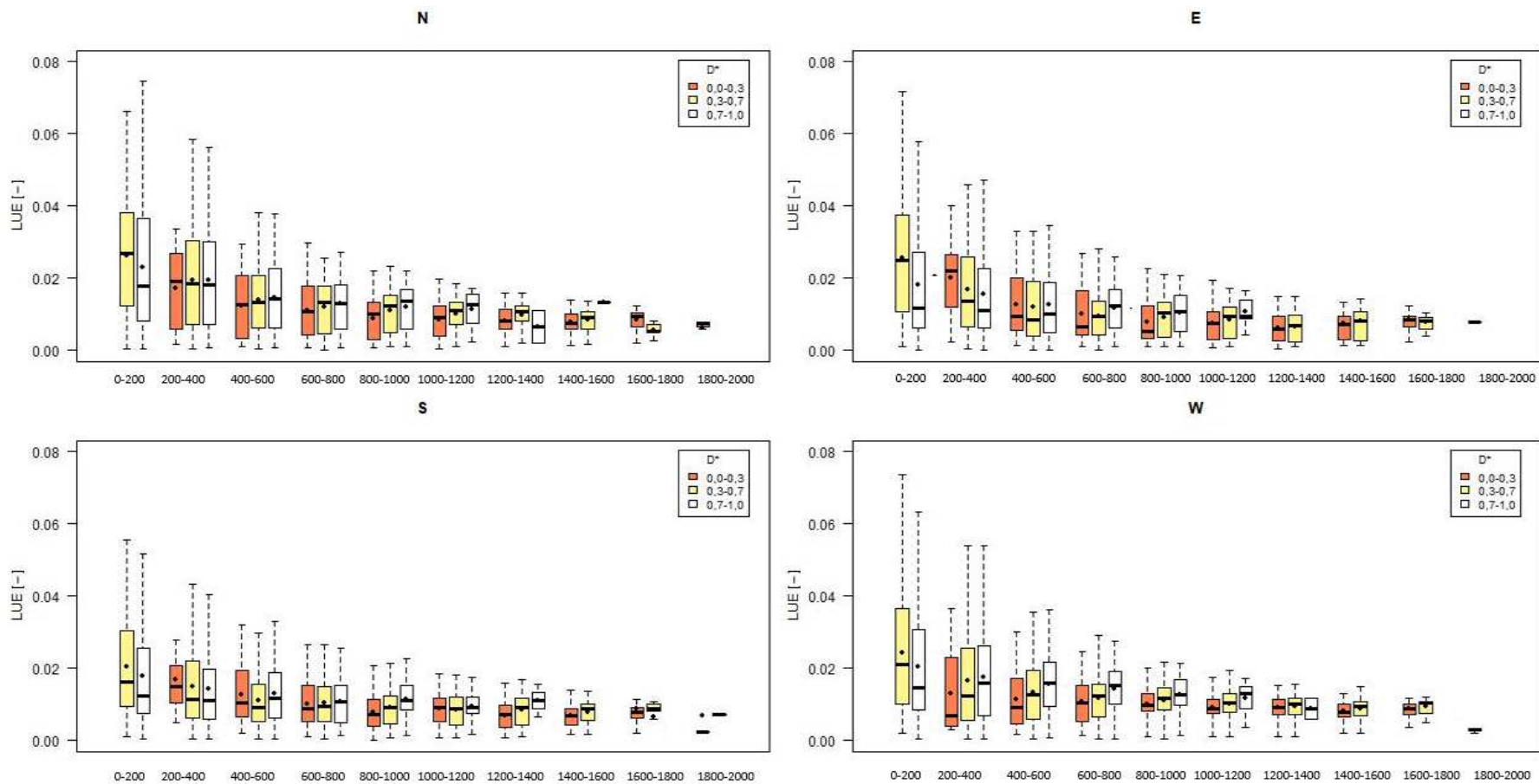
Ryc. 17 Wartości GEP [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] dla każdego roku dla poszczególnych sektorów (kierunków wiatru). Centralne słupki wskazują wartości mediany, punkty oznaczają wartości średnie, granice pola wskazują pierwszy i trzeci kwartyl, a wąsy pokazują wartości minimalne i maksymalne. Małe litery alfabetu wskazują na istotność statystyczną pomiędzy kierunkami



Ryc. 18 Wartości LUE [-] dla każdego roku dla poszczególnych sektorów (kierunków wiatru). Centralne słupki wskazują wartości mediany, punkty oznaczają wartości średnie, granice pola wskazują pierwszy i trzeci kwartył, a wąsy pokazują wartości minimalne i maksymalne. Małe litery alfabetu wskazują na istotność statystyczną pomiędzy kierunkami



Ryc. 19 Dwuwymiarowe wykresy (polarplot) wskazujące na największy względny udział w mierzonym strumieniu ( $x_{peak}$ ) dla każdego roku z uwzględnieniem współczynnika wykorzystania światła (LUE). Środek każdego wykresu reprezentuje  $x_{peak}$  równy zero (wieża pomiarowa), która zwiększa się promieniowo na zewnątrz (szare okręgi). Oś pionowa wyznacza kierunek północ-południe, natomiast oś pozioma wschód-zachód. Wartości LUE pokazane są na skali kolorów



Ryc. 20 Wartości LUE [-] ze względu na wartość PPFD (pozioma oś) z podziałem na ilość promieniowania rozproszonego ( $D^*$ ) docierającego dla poszczególnych sektorów. Centralne słupki wskazują wartości mediany, punkty oznaczają wartości średnie, granice pola wskazują pierwszy i trzeci kwartył, a wąsy pokazują wartości minimalne i maksymalne.  $D^*$ :promieniowanie rozproszone; 0,0 - 0,3 - brak zachmurzenia; 0,3 - 0,7 – częściowe zachmurzenie; 0,7 - 1,0 – całkowite lub prawie całkowite zachmurzenie.



## **7. Dyskusja**

W niniejszej dysertacji analizowano produktywność całego torfowiska w Rzecinie oraz poszczególnych kompleksów roślinności będących elementami składowym szaty roślinnej tego obszaru. Badania te przeprowadzono zarówno w kontekście zmienności warunków meteorologicznych, jak i właściwości optycznych atmosfery.

Wieloaspektowość niniejszej analizy sprawiła, że dyskusja uzyskanych wyników została podzielona na kilka podrozdziałów, w których przedstawiono zagadnienia dotyczące: metodyki prowadzonych pomiarów strumieni netto CO<sub>2</sub>, warunków meteorologicznych na torfowisku, zdolności ekosystemu do pochłaniania CO<sub>2</sub>, rocznej i sezonowej zmienności wymiany netto CO<sub>2</sub> na torfowisku oraz produktywności ekosystemu w kontekście promieniowania rozproszonego.

### **7.1. Pomiary wymiany netto CO<sub>2</sub>**

Metoda EC jest powszechnie wykorzystywana w badaniach produktywności obszarów podmokłych, zarówno w Europie (Aurela i in., 1998, Schrier-uijl i in., 2010), jak i na świecie (Long i in., 2010). Prowadzenie tego typu badań w skali całego torfowiska w Rzecinie, byłoby możliwe np. metodą komorową, jednak wymagałoby dużych nakładów sprzętowych, ludzkich oraz organizacyjnych. Zaletą metody kowariancji jest integrujący w czasie i przestrzeni charakter pomiarów. Ciągłe pomiary realizowane na tym obszarze umożliwiły uzyskanie imponującej ilości danych obejmujących 10 letni okres pomiarowy.

Wartości strumieni CO<sub>2</sub> mierzone metodą kowariancyjną cechuje duża zmienność i jednym z jej powodów jest niejednorodność przestrzenna pokrywy roślinnej torfowiska (Chojnicki in., 2007). Dlatego zastosowano metody statystyczne, które posłużyły do oszacowania wpływu roślinności na wartości zmierzonych strumieni dwutlenku węgla.

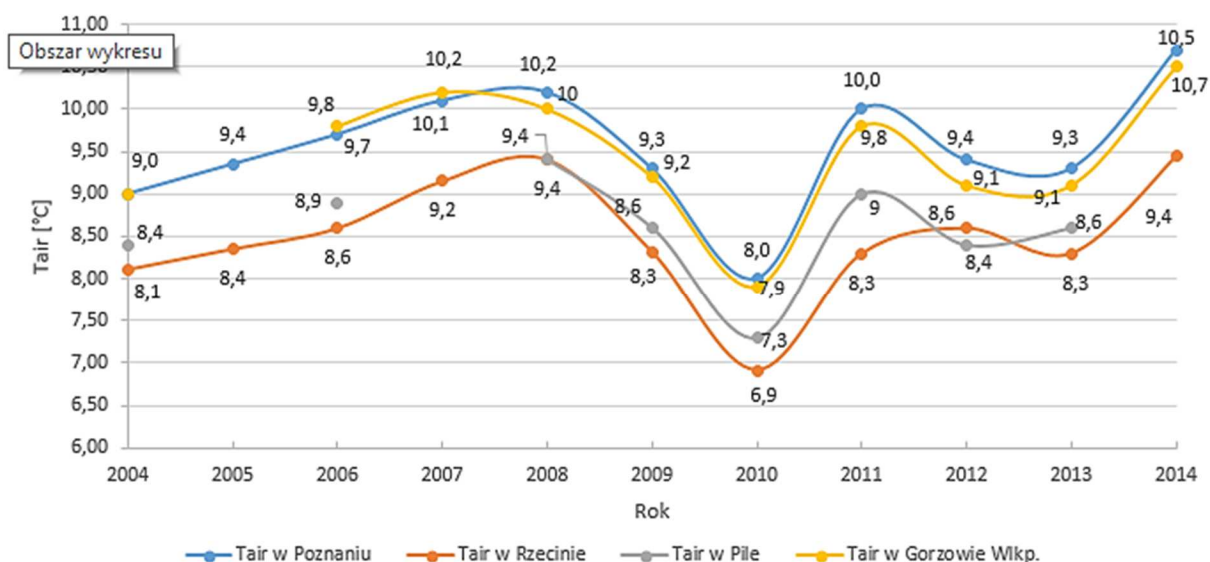
Zastosowano także analizę obszaru oddziaływania tzw. footprint (Burba, 2013), która wykazała, że pola źródłowe pomierzonych wartości strumieni netto CO<sub>2</sub> znajdują się w granicach badanego torfowiska. Zmienność pokrywy roślinnej objawiająca się występowaniem różnych kompleksów roślinnych na powierzchni torfowiska spowodowała, iż dodatkowo przeprowadzono analizę wartości  $x_{peak}$  oraz LUE, co pozwoliło na identyfikację obszarów o różnych wartościach współczynnika wykorzystania światła (Ryc. 19).

Zastosowanie stref oddzielających analizowane przestrzenie ze wzgl. na sektory kierunków wiatru spowodowały, że analizie poddano populacje danych, bezpośrednio związane z polami źródłowymi, znajdującymi się na badanych kompleksach roślinnych. Podział miał arbitralny charakter i był wynikiem analizy lokalizacji kompleksów roślinnych.

## 7.2. Warunki klimatyczne na torfowisku w Rzecinie

Analiza średnich rocznych temperatur powietrza w okresie 2004-2014 wskazuje trend wzrostowy zarówno w Rzecinie, jak i w Poznaniu, Gorzowie Wlkp. czy Pile (Ryc. 21). Obliczony wzrost temperatury w oparciu o regresję liniową w Poznaniu wynosi 4,6 °C na sto lat, podczas gdy w Rzecinie ma on niższą wartość 2,1 °C. Obliczone wartości wzrostu temperatury zostały określone na podstawie 10 letniej serii obserwacji w obu lokalizacjach, a standardowe oszacowania wykonuje się na bazie 30 letnich serii pomiarowych, więc wartości oszacowanych trendów są obarczone niepewnością. Jednak obie serie pomiarowe wykazują wzrostowy charakter trendu oraz wpisują się w ogólny trend wzrostu temperatury globalnej (IPCC Working Group 1 i in. 2013). Prawie wszystkie średnie roczne temperatury w Poznaniu są wyższe lub równe niż średnia temperatura dla Poznania w latach 1951-2000 - 8,3 °C (Woś, 2010). Jedyny wyjątek stanowił rok 2010, w którym zanotowano średnią wartość roczną temperatury na poziomie 8,0 °C.

W Rzecinie nie posiadamy długoterminowych danych klimatycznych, jednak na podstawie analizy temperatury w Poznaniu, można stwierdzić, iż badany okres zawiera w zdecydowanej większości lata ciepłe. Porównując wartości temperatur zmierzonych na torfowisku z obserwacjami w Poznaniu oraz pozostałych miast, możemy zauważyć, że średnie roczne temperatury w Rzecinie są niższe o około 1,0 (±0,1) °C (Ryc. 21).



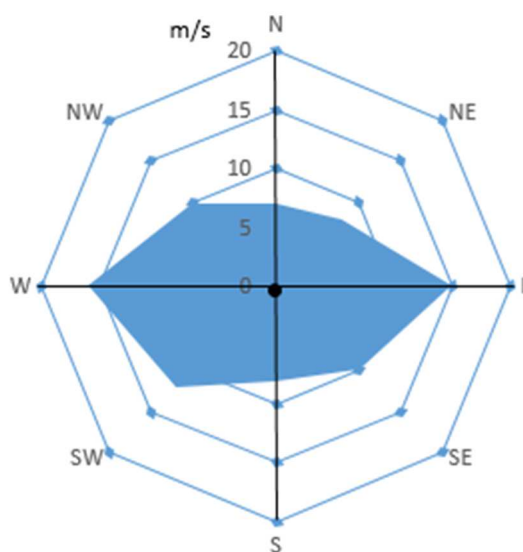
Ryc. 21 Średnie roczne temperatury powietrza (Tair) dla Rzecina oraz Poznania dla lat 2004-2014.

źródło: opracowanie własne na podstawie danych z <https://www.tutiempo.net/> (dostęp z dn. 22.08.2022 r.)

Różnice te mogą wynikać z uwarunkowań lokalnych, a także z faktu, iż w Poznaniu czy Gorzowie Wlkp., dużych aglomeracjach miejskich, obserwowane jest zjawisko miejskiej

wyspy ciepła (MWC). Jednakże należy pamiętać, iż intensywność tego zjawiska z pewnością jest wyższa w centrum miasta (Nowak, 2009). Natomiast w porównaniu ze średnimi rocznymi temperaturami dla Piły, średnie roczne temperatury w Rzecinie są niższe o około  $0,25 (\pm 0,1)$  °C. Wyniki powyższej analizy dotyczą tylko lat o temperaturze wyższej niż średnia z wielolecia 1958-2017.

Kształt róży wiatrów dla torfowiska w Rzecinie jest porównywalny z różą wiatrów dla Poznania (Farat, 2004). Przewaga wiatrów zachodnich, których jest ponad 40%, jest tożsama dla regionu Wielkopolski w latach 1951-1965 (Kozłowski i in., 2003). Występujące na torfowisku w Rzecinie kierunki wiatrów w dużej mierze związane są z wielkoskalowymi uwarunkowaniami cyrkulacyjnymi (Woś, 2010). Z drugiej strony lokalny charakter orograficzny terenu, tj. obniżony (nieckowy) obszar otoczony wydmami, porośnięty lasem sosnowym, modyfikuje kształt róży wiatrów. Pojawia się zwiększony udział wiatrów północno-zachodnich i południowo-wschodnich oraz zmniejsza udział wiatrów południowo-zachodnich (Ryc. 13) w porównaniu z wynikami uzyskanymi przez Farata (2004) dla Szamotuł.



Ryc. 22 Róża wiatrów dla Szamotuł z okresu 1971-2000

źródło: opracowanie własne na podstawie Farat, 2004

Prędkość wiatru uwarunkowana jest przez różne czynniki lokalne tj. rzeźbę terenu, szorstkość powierzchni, ale także wysokość nad powierzchnią gruntu (Stull, 2015). W Rzecinie przeważają wiatry zaliczane do słabych, które nie przekraczają  $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (Farat, 2004). Uzyskana średnia prędkość wiatru dla torfowiska jest podobna do wartości uzyskanych na podstawie długoletnich obserwacji dla Polski, które znajdują się w zakresie między  $2$  a  $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (Woś, 2010).

Płaski monotony obszar torfowiska sprawia, że często spełnione są warunki niezbędne do wykonywania pomiarów metodą EC, w ten sposób uzyskano odpowiednią ilość danych, które pozwoliły oszacować dynamikę wymiany CO<sub>2</sub> poszczególnych kompleksów roślinnych.

### **7.3. Zdolność do pochłaniania CO<sub>2</sub>**

Produktywność siedliska, czyli zdolność do pochłaniania CO<sub>2</sub> skorelowana jest z wartością NDVIb (Chojnicki, 2013). Na bazie tego parametru oszacowano okresy stacjonarnej produktywności (OSP), dla których graniczna wartość NDVIb wyniosła 0,6 [-] (wartość progowa). Po przekroczeniu wartości progowej NDVIb roślinność na torfowisku znajduje się w pełni swojego rozwoju (faza kulminacji), jednocześnie pozostaje niezmienna w czasie (stacjonarna), a kondycja szaty roślinnej nie ulega zmianie. Dzięki wyselekcjonowaniu występujących OSP, usunięto wpływ sezonowości na zdolność wymiany CO<sub>2</sub> torfowiska z atmosferą.

Wartość NDVIb szybko wzrasta na początku sezonu wegetacyjnego, następnie stabilizuje się i po osiągnięciu wartości kulminacyjnej powoli spada (Chojnicki, 2013). Różnica w poszczególnych latach w terminie uzyskania wartości progowej i długości OSP jest podyktowana warunkami środowiskowymi oraz starzeniem się roślinności (Munne-Bosch i Alegre, 2002). Z drugiej strony zdolność do pochłaniania CO<sub>2</sub> przez rośliny uzależniona jest także od terminu rozpoczęcia sezonu wegetacyjnego. Jak twierdzi Aurela (2007) późniejsze rozpoczęcie sezonu wegetacyjnego może spowodować zauważalne zmniejszenie rocznej produktywności ekosystemu. To spostrzeżenie wpisuje się w ogólną zasadę zależności rozwoju roślinności od warunków termicznych (Nieróbca i in., 2013; Żmudzka, 2012).

W literaturze dostępne są prace opisujące zależność między zdolnością pochłaniania CO<sub>2</sub> przez ekosystem a wartościami NDVIb (Tittebrand i in., 2009; Wohlfahrt i in., 2010). Uzyskany wynik wartości progowej koresponduje z wartościami przedstawionymi w innych pracach (Chojnicki, 2013). W czasie, kiedy NDVIb osiąga wartości powyżej określonego progu, NEP ekosystemu stabilizuje się. Możemy w ten sposób przypuszczać, że powierzchnia roślinna osiągnęła swoją maksymalną zdolność do pochłaniania CO<sub>2</sub>. Warto tu wspomnieć, że dodatkowym czynnikiem, który wpływa na zdolność do pochłaniania CO<sub>2</sub> jest stopień rozproszenia promieniowania całkowitego, natomiast współczynnik rozproszenia D\* nie wpływa na pomierzone wartości NDVIb (Tittebrand i in., 2009, B. H. Chojnicki, 2013).

## **7.4. Dynamika produktywności torfowiska w Rzecinie**

### **7.4.1. Roczna dynamika produktywności**

Na fotosyntezę roślinności torfowiskowej ma wpływ nie tylko temperatura, ale także promieniowanie całkowite oraz zmiany głębokości zwierciadła wód gruntowych (Juszczak i in., 2013; Mikhailov i in., 2013). Oddychanie ekosystemu jest uzależnione od dynamicznych zmian temperatury na powierzchni torfu (Silvola i in., 1996; Angelo i in., 2016), a także od wolniejszych zmian temperatury i wilgotności torfu znajdującego się głębiej (Juszczak i in., 2012; 2013). Większość badaczy uważa, że temperatura powietrza, wilgotność gleby i poziom zwierciadła wody są ważnymi czynnikami środowiskowymi, które wpływają na wymianę CO<sub>2</sub> między torfowiskiem a atmosferą (Heijmans, i in., 2013; Samson i in., 2018). Z drugiej strony wahania głębokości zwierciadła wody gruntowej, jak zauważył Lafleur i in. (2005), są istotne tylko wtedy, gdy zachodzą przy powierzchni torfowiska.

Rola zbiorowisk roślinnych, ich skład oraz typ funkcjonalny poszczególnych roślin są równie istotnymi elementami, które mają wpływ na dynamikę wymiany CO<sub>2</sub> (Ward i in., 2009, Kuiper i in., 2014, Robroek i in., 2015). Na zmiany dynamiki węgla wpływa m.in. położenie geograficzne oraz warunki klimatyczne. Natomiast zmiany cyklu węgla w skali lokalnej wynikają głównie ze zróżnicowania reliefu (np. grzbiety, kępy, dolinki) (Alm i in., 1997).

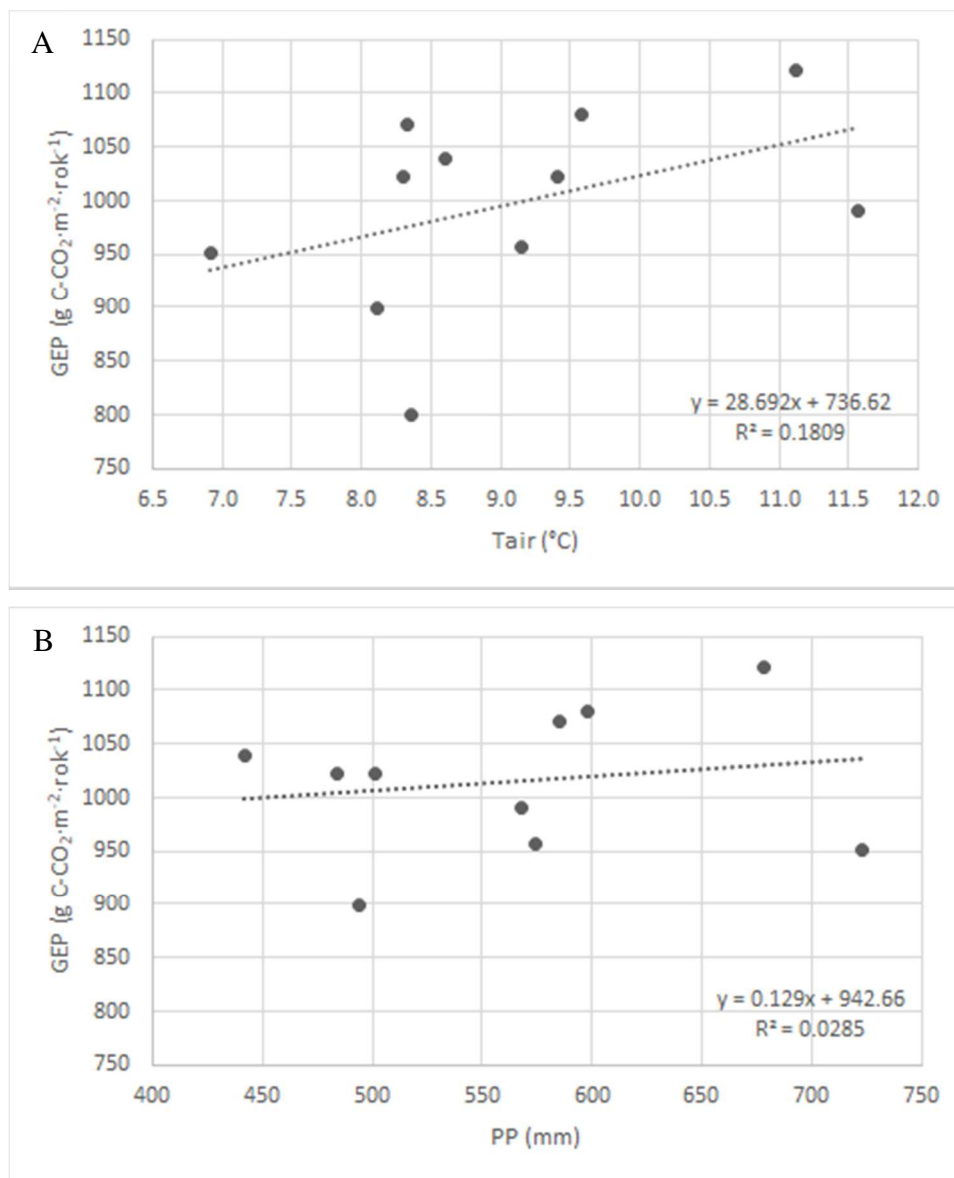
Jak wskazuje Lund i in. (2012) znaczenie okresów suszy nie może zostać pominięte jako regulator międzyrocznej zmienności salda CO<sub>2</sub> torfowisk. Natężenie i czas trwania suszy regulują zarówno dynamikę GEP (Lafleur i in., 2003), jak również wartości Reco (Aurela i in., 2007).

Wstępna analiza rocznych kumulowanych wartości poszczególnych składowych produktywności torfowiska w Rzecinie wskazuje, iż wartości GEP w poszczególnych latach charakteryzują się relatywnie małą zmiennością. Średnia wartość produkcji brutto wynosi 995,9 g C-CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup> rok<sup>-1</sup>, podczas gdy jej wartość minimalna i maksymalna wynoszą odpowiednio 800,3 g C-CO<sub>2</sub> m<sup>-2</sup>·rok<sup>-1</sup> w 2005 i 1121,9 g C-CO<sub>2</sub>·m<sup>-2</sup>·rok<sup>-1</sup> w 2012 roku.

Wartość GEP zdaje się być słabo zależna od temperatury powietrza (R<sup>2</sup>=0,18), jednak zależność ta, choć słaba, może być wyjaśniona poprzez ogólnie obserwowaną zależność między rozwojem szaty roślinnej a warunkami termicznymi otoczenia (Ryc. 23A). Brak jest natomiast zależności między GEP a roczną sumą opadów (R<sup>2</sup>=0,02). Przyczyną braku tej zależności może być wystarczające, z perspektywy roślin naczyniowych, nawodnienie środowiska.

Rośliny naczyniowe, dzięki rozwiniętemu systemowi korzeniowemu, są niezależne od zmienności głębokości zwierciadła wody gruntowej (Bielak 1992). Dodanie wartości SD nie poprawia istotnie wartości  $R^2$ , w związku z tym w celu zachowania czytelności wykresów, nie przedstawiono wartości SD na poniższych rycinach.

Innymi słowy, wraz z obserwowanym wzrostem temperatury powietrza, rośnie także wartość GEP, natomiast ilość wody opadowej nie zmienia wielkości pochłaniania brutto  $\text{CO}_2$  torfowiska.

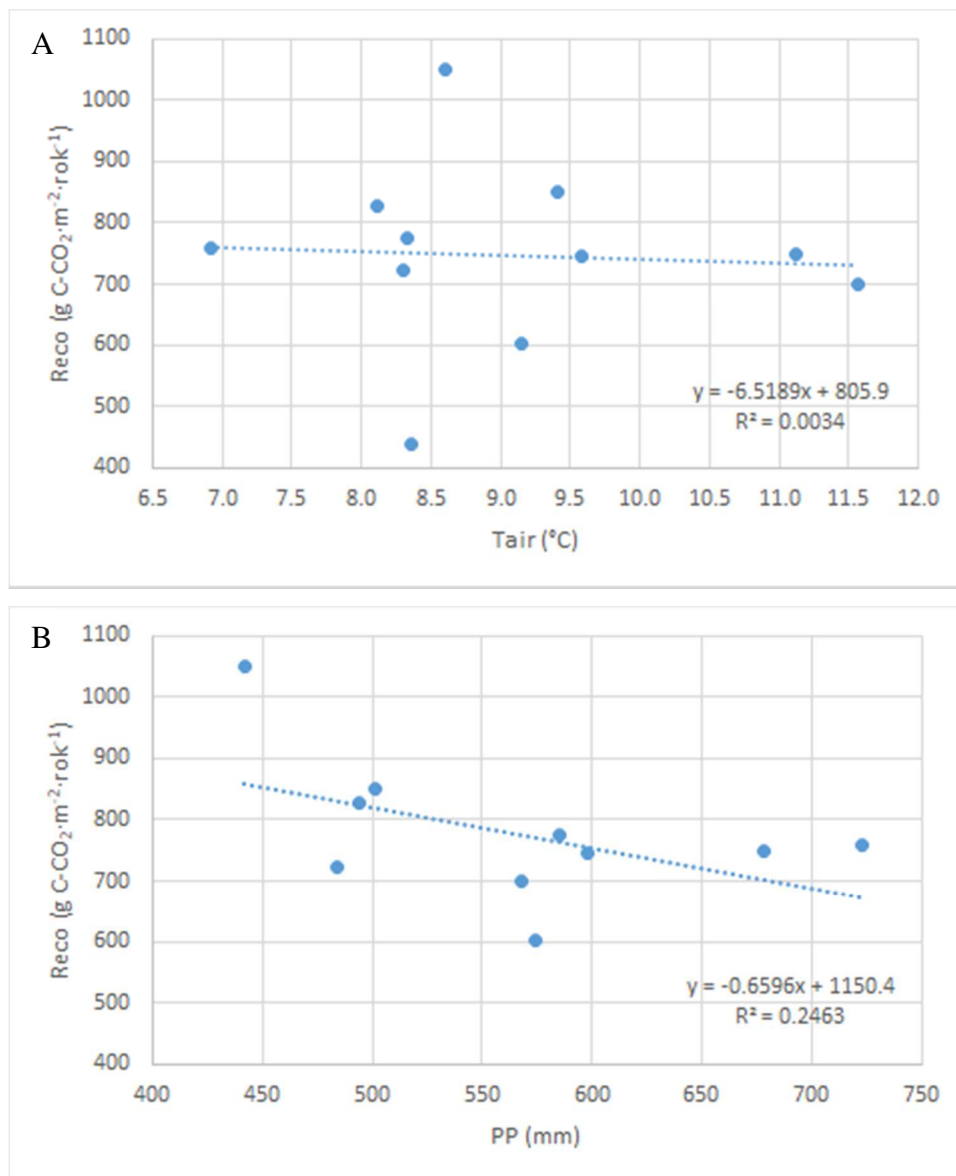


Ryc. 23 Zależność wartości kumulowanych GEP [g C-CO<sub>2</sub>·m<sup>-2</sup>·rok<sup>-1</sup>] od A - średnich rocznych wartości temperatury powietrza - Tair [°C], B - rocznych sum opadów atmosferycznych - PP [mm].

Roczne wartości oddychania ekosystemu (Reco) w badanym okresie charakteryzowały się większą zmiennością czasową niż GEP (Ryc. 17). Średnia roczna wartość tego strumienia wyniosła 747,0 g C-CO<sub>2</sub>·m<sup>-2</sup>·rok<sup>-1</sup>, wartość maksymalną Reco zaobserwowano



w 2006 r. (1050,8 g C-CO<sub>2</sub>·m<sup>-2</sup>·rok<sup>-1</sup>), natomiast najniższą wartość Reco w 2005 r. (437,8 g C-CO<sub>2</sub>·m<sup>-2</sup>·rok<sup>-1</sup>). Analiza zależności między rocznymi wartościami Reco i Tair wskazuje na brak zależności między oddychaniem ekosystemu a termiką środowiska (R<sup>2</sup>=0,00), z drugiej strony zależność między Reco a rocznymi sumami opadów jest zauważalna (R<sup>2</sup>=0,25) (Ryc. 24). W tym przypadku redukcja ilości wody opadowej docierającej do torfowiska zdaje się powodować wzrost emisji CO<sub>2</sub> do atmosfery (Ryc. 25). Innymi słowy roczna wartość Reco determinowana jest wilgotnością środowiska, a nie jego parametrami termicznymi.

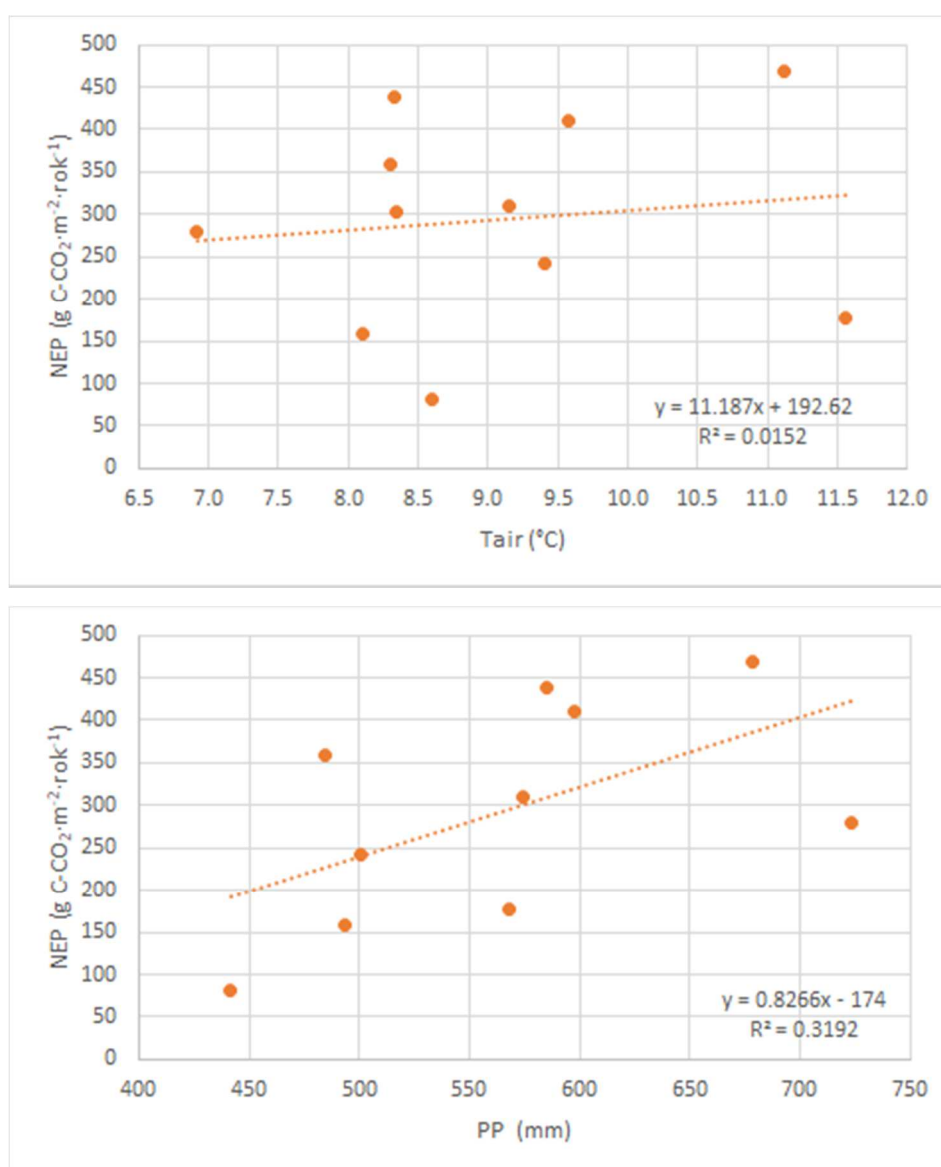


Ryc. 24 Zależność wartości kumulowanych Reco [g C-CO<sub>2</sub>·m<sup>-2</sup>·rok<sup>-1</sup>] od A - średnich rocznych wartości temperatury powietrza - Tair [°C]; B - rocznych sum opadów atmosferycznych - PP [mm].

Z kolei zmienność wartości NEP jest skutkiem zarówno zmienności wartości Reco jak i wartości GEP. Średnia wartość NEP jest równa 293,7 g C-CO<sub>2</sub>·m<sup>-2</sup>·rok<sup>-1</sup>, najwyższą

wartość NEP stwierdzono w 2012 r., która wyniosła  $469,5 \text{ g C-CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$  a najniższą wartość w 2006 r. równą  $81,4 \text{ g C-CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$ . Wartość GEP w 2006 r. była zbliżona do średniej, natomiast odnotowana wartość Reco była najwyższa w całym analizowanym okresie i to sprawiło, że zmierzona wartość NEP w tym roku była najniższa. Podobne wyniki dla 2006 r. stwierdzono na innych obiektach torfowiskowych (Lund i in., 2012).

Efekt suchego i ciepłego lata był również zaobserwowany w 2012 r., kiedy to zaobserwowano najwyższą wartość GEP w badanej serii pomiarowej, podczas gdy wartość Reco była na zbliżonym poziomie do średniej z okresu 2004-2014. To spowodowało, że odnotowano najwyższą wartość NEP w całym zbiorze wartości.



Ryc. 25 Zależność wartości kumulowanych NEP [ $\text{g C-CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$ ] od a - średnich rocznych wartości temperatury powietrza - Tair [ $^{\circ}\text{C}$ ]; b - rocznych sum opadów atmosferycznych - PP [mm].

Podczas analizy zależności NEP od Tair i PP nie stwierdzono zależności między wartościami NEP a Tair ( $R^2=0,02$ ), podczas gdy zależność między NEP i PP była umiarkowana ( $R^2=0,32$ ).

Wyniki przedstawione w rozprawie potwierdzają wcześniejsze obserwacje innych badaczy dotyczące dynamiki CO<sub>2</sub> na torfowiskach i wskazują, iż niedobory wody lub okresy suszy, powodują zmniejszenie pochłaniania netto CO<sub>2</sub> na terenach podmokłych niezależnie od warunków termicznych (Alm i in., 1999).

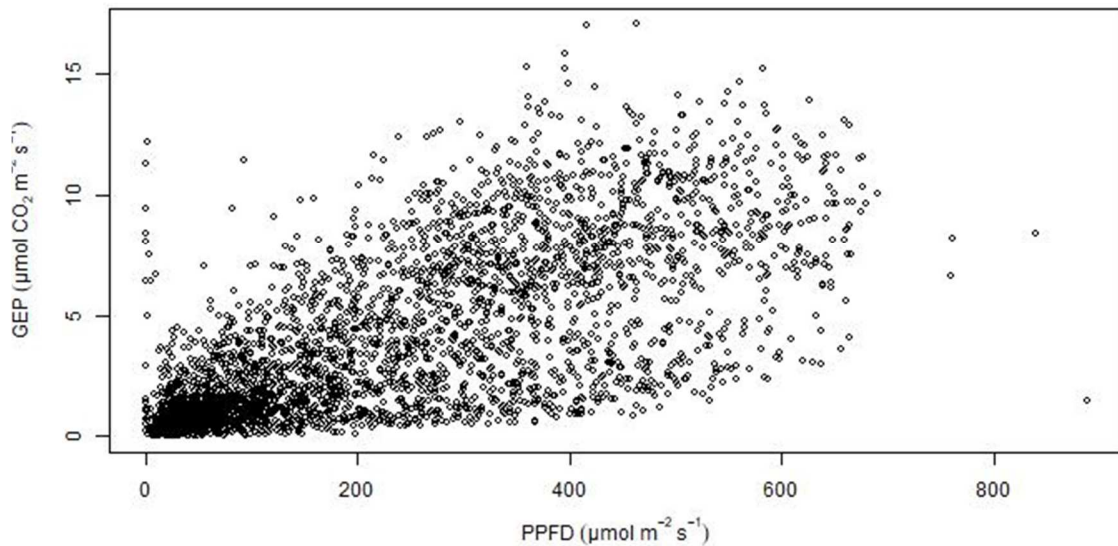
Z drugiej strony dynamika rozwoju roślinności w chłodnym roku będzie ograniczona, jednak w tym przypadku, jak podkreśla Strachan i in. (2015), roczną produktywność netto dla terenów podmokłych określa się przede wszystkim na podstawie wartości Reco z wyłączeniem miesięcy letnich. Dodatkowo występująca w okresie zimowym pokrywa śnieżna odgrywa ważną rolę w kształtowaniu zimowego oddychania ekosystemu, które może zrównoważyć nawet 30-70 % letniego pochłaniania (Lafleur i in., 2003).

#### **7.4.1. Sezonowa dynamika produktywności poszczególnych kompleksów roślinnych**

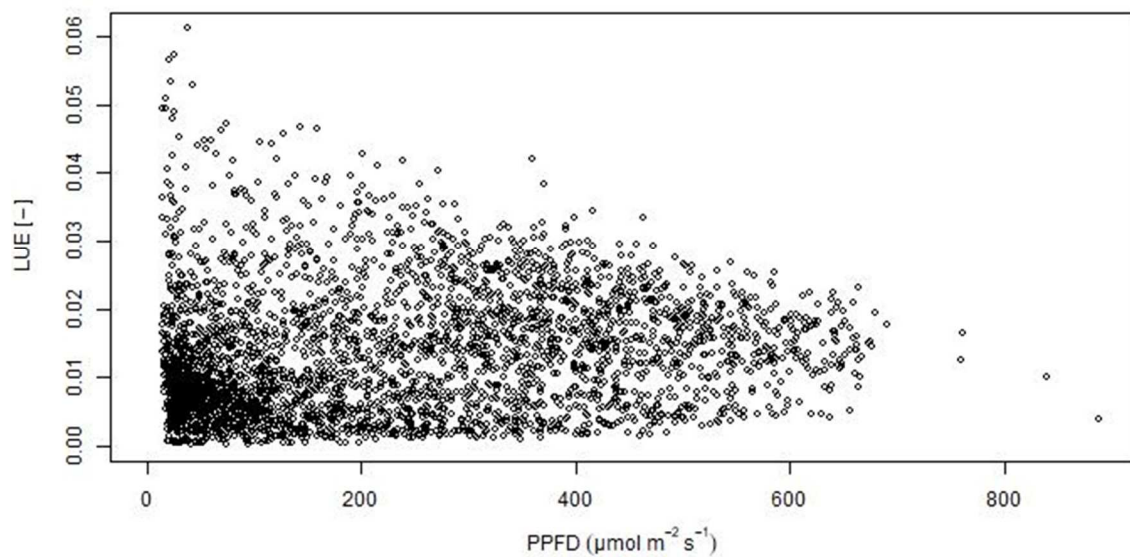
Porównanie poszczególnych kompleksów roślinnych zostało przeprowadzone w okresach stacjonarnej produktywności (OSP), kiedy to roślinność cechowała najwyższą zdolności do pochłaniania CO<sub>2</sub> z atmosfery. Analiza ta wymagała korekty wartości GEP ze względu na ilość docierającego promieniowania słonecznego. W związku z tym zastosowanie współczynnika wydajności wykorzystania światła (LUE) było całkowicie uzasadnione, albowiem ten parametr opisuje faktyczną zdolność do pochłaniania CO<sub>2</sub> przez kompleksy roślinne. Najwyższe wartości GEP odnotowano w sektorze południowym. Zjawisko to było spowodowane obserwowanymi w tym czasie wysokimi wartościami promieniowania docierającego do powierzchni torfowiska (Ryc. 26). Ujednoczenie warunków promieniowania, poprzez zastosowanie parametru LUE, sprawiło, że uzyskano produktywność roślinności rosnącej w poszczególnych sektorach. W ten sposób możliwe było porównanie GEP różnych kompleksów roślinnych w tych samych warunkach promieniowania (Ryc. 27).

Porównanie wartości LUE poszczególnych kompleksów roślinnych z długościami OSP wykazało brak zależności między długością badanego okresu a wartościami LUE poszczególnych kompleksów roślinnych. Analiza LUE wskazuje, iż badane kompleksy roślinne cechują różne wartości tego parametru i zdają się zależeć od typu roślinności.

Sektor zachodni (W) pokryty jest w większości torfowcami. Jednocześnie w bliższej odległości od wieży pomiarowej (do 60 m) przeważa wyższa roślinność naczyniowa złożona głównie z trzciny pospolitej (*Phragmites australis* Cav.) oraz turzyc (*Carex* Sp.). Na tym zbiorowisku roślinnym zaobserwowano najwyższą wartość LUE w całym zbiorze danych równą 0,020 [-] (2011 r.).



Ryc. 26 Zależność średnich dziennych wartości GEP [ $\mu\text{mol CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ] od średnich dziennych wartości PPFD [ $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ] dla torfowiska w Rzecinie dla lat 2004-2014.



Ryc. 27 Zależność średnich dziennych wartości LUE [-] od średnich dziennych wartości PPFD [ $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ] dla torfowiska w Rzecinie dla lat 2004-2014.

Sektor północy (N) pokryty jest w większości przez roślinność wysoką: pałkę wodną (*Typha latifolia* L.) oraz trzcinę pospolitą (*Phragmites australis* Cav.). W 2006, 2012 i 2014 r. w tym sektorze stwierdzono najwyższą wartość LUE równą 0,018 [-].

Na wschód (E) od wieży pomiarowej przeważa roślinność niska – torfowce z niewielką ilością roślin naczyniowych – turzyc (*Carex* L.). W odległości 160 m od aparatury pomiarowej występują zbiorowiska szuwarowe - szuwar szerokopałkowy (*Typhetum latifoliae*) czy zespół trzciny pospolitej (*Phragmitetum communis*), który związany jest z występowaniem pobliskiego zbiornika wodnego. Najwyższą średnią wartość LUE w tym sektorze uzyskano w 2014 r. równą 0,017 [-].

Sektor południowy (S) w sąsiedztwie wieży pomiarowej porośnięty jest w większości torfowcami (*Sphagnum* Sp.), natomiast w odległości powyżej 140 m od aparatury występują turzyce (*Phragmites australis* Cav.) Obszar w kierunku południowym oraz południowo-wschodnim pokryty jest pojedynczymi drzewami sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris* L.), której wysokość nie przekracza 2 m. W związku z tym pola źródłowe sięgają nawet 250 m od wieży pomiarowej. Powodem jest większa szorstkość tego terenu, a wartość  $x_{peak}$  zależy w dużej mierze od szorstkości pokrywy roślinnej (Kowalska, 2015). W tym sektorze najwyższa średnia wartość była równa 0,017 [-] w 2012 r.

Najniższe średnie wartości LUE zostały odnotowane w 2005 r. dla trzech sektorów N - 0,012, E - 0,009 oraz S - 0,008. W sektorze zachodnim najniższą średnią wartość LUE zaobserwowano w 2014 r. i wynosiła ona 0,012 [-].

Sektor południowy jest najmniej produktywny, a najniższe średnie wartości LUE zaobserwowano w każdym roku pomiarowym, z wyjątkiem lat 2006 i 2012 r. (Załącznik 1). Ma to odzwierciedlenie w niskiej roślinności oraz mniejszej powierzchni liści roślin (LAI) znajdującej się na tym obszarze (Bandopadhyay i in., 2019). Znajdujące się tam torfowce oraz turzyce mają małą powierzchnię liści oraz są stosunkowo niskie w porównaniu do trzciny znajdującej się w sektorze północnym. Niską roślinność cechują także niskie wartości LAI (Aurela, 2005). Wydłużone okresy bezopadowe i cieplejsze lata spowodowały niższą produktywność roślin naczyniowych, pomimo swojej struktury (Lund i in., 2012).

Roślinność niska, m.in. torfowce, nie są w stanie konkurować z wysokimi roślinami naczyniowymi. Z drugiej strony wysoka zmienność populacji LUE w sektorze południowym spowodowana jest strumieniem CO<sub>2</sub> pochodzącym od sosny zwyczajnej, która pokrywa południową i południowo-wschodnią część tego sektora. Szczególnie widoczne to jest na mapie pól źródłowych dla 2006, 2010 i 2012 r. (Ryc. 19). Pola te wskazują na pojedyncze

zgrupowania charakteryzujące się wyższą wydajnością wykorzystania światła, jednak w ogólnej ocenie średniej sektora nie mają one znaczącego wpływu.

W 2005 roku OSP rozpoczął się 30 maja i trwał 164 dni. Okres ten charakteryzował się najniższymi wskaźnikami średnimi wartości LUE w całym okresie obserwacji. Najniższe opady w 2006 r. nie wpłynęły znacząco zarówno na wartości obserwowanych LUE, jak i NDVib, ponieważ dostępność wody w tym okresie nie była wystarczająco ograniczona, aby zmodyfikować wzrost liści (Pugh i in 2017). W tym roku odnotowano niskie wiosenne temperatury. Chłodna wiosna przyczyniła się do opóźnienia rozpoczęcia sezonu wegetacyjnego i skrócenie długości OSP do 132 dni. Opóźnienie to jednak nie wpłynęło negatywnie na rozwój szaty roślinnej. Można założyć, że podwyższone wartości Tair latem sprzyjały szybkiemu wzrostowi roślin, a okres bezdeszczowy nie był czynnikiem ograniczającym ich rozwój. Wydłużone okresy bezopadowe i cieplejsze lata spowodowały niższą produktywność roślin naczyniowych (sektor S), pomimo swojej struktury (Lund i in., 2012). Ciepleszy 2012 r. i wysokie sumy opadów atmosferycznych w I połowie lata spowodowały wysoką produktywność w każdym z sektorów. Dzięki tej obserwacji zostało potwierdzone, że warunki wilgotnościowe są kluczowym elementem w analizie produktywności ekosystemu, a poziom zwierciadła wody był odpowiedni dla rozwoju roślinności naczyniowych.

Tab. 3 Średnie wartości LUE [-] dla lat 2005-2014 dla sektorów N, E, S i W. Kolory poszczególnych pól w tabeli opisują relatywne wartości LUE w poszczególnych sektorach (niebieski – wartość najniższa, czerwony – wartość najwyższa)

rok	średnie wartości LUE [-]				
	N	E	S	W	średnia
2005	0,012	0,009	0,008	0,013	0,011
2006	0,018	0,011	0,013	0,014	0,014
2007	0,013	0,014	0,011	0,017	0,014
2008	0,014	0,014	0,011	0,017	0,014
2009	0,016	0,016	0,012	0,018	0,016
2010	0,016	0,011	0,011	0,014	0,013
2011	0,017	0,011	0,011	0,020	0,015
2012	0,018	0,016	0,017	0,019	0,018
2013	0,015	0,013	0,012	0,014	0,014
2014	0,018	0,017	0,012	0,012	0,015
<b>średnia</b>	0,016	0,013	0,012	0,016	

źródło: opracowanie własne

## **7.5. Dynamika produktywności kompleksów roślinnych w kontekście promieniowania rozproszonego**

Zbiorowiska roślinności odmiennie reagują na różne warunki radiacyjne, w szczególności na rozproszone promieniowanie słoneczne. Gdy spada natężenie promieniowania słonecznego zwiększa się udział roślin mszarnych w ogólnym pochłanianiu CO<sub>2</sub>, gdyż rośliny naczyniowe swoją strukturą są przygotowane do działania w warunkach większego natężenia promieniowania słonecznego. Natomiast przy mniejszym natężeniu promieniowania lepiej radzą sobie torfowce (Harenda i in., 2017). W określonym zakresie wartości strumienia promieniowania całkowitego, poniżej wartości 400  $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\text{ s}^{-1}$ , gdzie odnotowano wyższe wartości LAI (sektory N i W), wydajność roślin wzrasta wraz z większym udziałem promieniowania rozproszonego. Wyższe wartości LUE przy takiej samej wartości PPFD wskazują na lepszą wydajność roślin naczyniowych. Rośliny efektywniej wykorzystują warunki wyższego rozproszenia promieniowania słonecznego. Natomiast dla sektora E i S, gdzie zaobserwowano niższe wartości LAI, rośliny są bardziej wydajne w warunkach promieniowania bezpośredniego.

Analizując wartości LAI z 2018 roku, można stwierdzić, że produktywność jest wyższa dla sektorów, gdzie zmierzono wyższe LAI. Prawdopodobnie wynika to ze struktury roślinności tam rosnącej m.in. trzciny pospolitej czy pałki szerokolistnej. Jeśli pod uwagę weźmiemy płaską zieloną powierzchnię np. powierzchnię liści, to możemy stwierdzić, że wpływ promieniowania rozproszonego jest niższy, aniżeli dla roślin, gdzie tych warstw powierzchni płaskich jest więcej (wyższa roślinność). W warunkach czystego nieba część okapu rośliny jest oświetlana przez bezpośrednie promieniowanie słoneczne składające się z jasnych plam słonecznych, a pozostała część tej struktury znajduje się w cieniu (Mercado i in., 2009). Promieniowanie rozproszone wnika w przestrzeń pomiędzy roślinami (liśćmi) i dostarcza energię do powierzchni liści położonych w głębszych warstwach tej struktury (Harenda i in., 2017).

Dodatkowo przenikanie promieniowania rozproszonego do powierzchni podłoża powoduje, że torfowce, które są w cieniu, efektywniej wykorzystują docierające promienie, aniżeli te wystawione na promieniowanie bezpośrednie, ponieważ torfowce nie tolerują nadmiernej ilości promieniowania słonecznego. W eksperymentach polegających na wycinaniu trzciny tworzącej obszary zacienione, przyrost torfowców zmniejszał się. W miejscu, gdzie usunięto trzcinę nie zaobserwowano zmiany wielkości torfowców (Harley i in., 1989). Innymi słowy, okap roślin naczyniowych zapewnia ochronę przed niekorzystnymi skutkami wysokich

temperatur, nadmiernego napromieniowania i zmniejszonej dostępności wody na powierzchni gruntu. Na stanowiskach pozbawionych pokrywy trzciny obserwowano wyraźny wzrost temperatury w wyniku zwiększonej ekspozycji na promieniowanie bezpośrednie. Torfowce w takich warunkach ograniczają wzrost szczególnie latem, kiedy częściej dochodzi do przegrzania powierzchni przy upalnych i suchych okresach, a wysokie natężenie światła może dodatkowo ograniczyć wzrost powodując fotoinhibicję (Harley i in., 1989, Murray i in., 1989). Efekt ten widoczny jest w sektorze południowym, gdzie torfowce wystawione na wyższe promieniowanie słoneczne efektywniej wykorzystują warunki promieniowania rozproszonego.

Struktura trzcinowiska powoduje, że większa ilość energii, promieniowania rozproszonego przenika do dna siedliska trzcinowego, dodatkowo aktywizując torfowce (Harenda i in., 2017). Innymi słowy, w trzcinowisku znajdują się lepsze warunki do funkcjonowania podczas przeważającej ilości promieniowania rozproszonego, ze względu na większą wilgotność względną, niższą temperaturę oraz mniejszą ilość promieniowania słonecznego (Harenda i in., 2015).

Torfowce charakteryzuje zależność liniowa między promieniowaniem PAR w zakresie od 0-300  $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  a fotosyntezą netto  $\text{CO}_2$ . Powyżej tych wartości wydajność fotosyntetyczna mchów zaczyna się stabilizować (Harley i in., 1989). Zbyt duża ilość promieniowania sprawia, że torfowce robią się białe lub brązowieją (obserwacje własne), zasychają wierzchołkowo (wzrost albedo powierzchni) i zaczynają prowadzić fotosyntezę w niższych partiach plechy (Strack i in., 2009). W takich warunkach można także obserwować przewagę procesu oddychania, jeśli poziom zwierciadła wody zostanie znacznie obniżony (Molchanov, 2015). Z pewnością spostrzeżeń tych nie można ujednoclić dla wszystkich gatunków torfowców. Wynika to z faktu, iż poszczególne gatunki tolerują odmienne warunki siedliskowe. Poznanie spektrum warunków wzrostu poszczególnych taksonów jest kluczowe w zrozumieniu funkcjonowania torfowców (Rastogi i in., 2020).

Podsumowując, wyższe wartości LAI promują wyższe wartości LUE. Większa struktura roślinna charakteryzuje się większą liczbą liści, a przy warunkach promieniowania rozproszonego dodatkowo aktywizowane są dolne liście, skutkiem czego jest ich wyższa produktywność. Jednak trzeba wspomnieć, że parametr LUE w niniejszej rozprawie nie pozwala na jednoznaczne rozdzielenie strumieni  $\text{CO}_2$  trzciny i torfowców. Z drugiej strony, należy pamiętać o występowaniu torfowców pod okapem trzcinowiska, a obserwowany nad łanem roślin strumień  $\text{CO}_2$ , jest skutkiem aktywności obu grup roślin występujących na powierzchni.



## **8. Podsumowanie i wnioski**

Uzyskane wyniki wskazują, że torfowisko, z perspektywy funkcjonowania roślin jest wystarczająco nawodnione, dlatego wartość GEP uzależniona jest w dużej mierze od wysokości temperatury, podczas gdy oddychanie ekosystemu podyktowane jest także dostępnością wody w profilu torfowym. Przewidywana zmiana klimatu, polegająca na wzroście temperatury, najprawdopodobniej spowoduje wzrost GEP, jednak wielkość emisji CO<sub>2</sub> z ekosystemu będzie już zależeć od stosunków wodnych w tym środowisku. Działania dążące do zwiększania potencjału retencyjnego badanego obszaru mogą sprawić, że ten ekosystem będzie skutecznym pochłaniaczem netto ditlenku węgla z atmosfery.

Produktywność brutto badanego torfowiska zależy od temperatury otoczenia, jednak występowanie roślin naczyniowych, które poprzez korzenie potrafią sięgnąć po zasoby wodne znajdujące się głębiej w profilu, sprawia, że wartość GEP nie zależy bezpośrednio od stanu wilgotności wierzchniej warstwy torfu. Inaczej kształtuje się wielkość emisji CO<sub>2</sub> do atmosfery (Reco), która to zależy od stanu uwodnienia środowiska, ponieważ większa jest dostępność tlenu w substracie torfowym. Natomiast zdolność do pochłaniania CO<sub>2</sub> netto badanego ekosystemu, zależy od zmienności warunków meteorologicznych, a także okresów z ograniczonymi zasobami wodnymi wynikającymi z braku opadów. Innymi słowy, spodziewany wzrost temperatury wynikający ze zmiany klimatu nie powinien spowodować zwiększenia zdolności do pochłaniania netto CO<sub>2</sub> z atmosfery. Jednak zaburzenie stosunków wodnych w analizowanym środowisku (np. zmniejszone opady) prowadzi do redukcji zdolności do pochłaniania netto CO<sub>2</sub> przez torfowisko w Rzecinie w wyniku wzrostu wielkości oddychania ekosystemu. Te wyniki jednoznacznie wskazują, iż ochrona torfowisk w przyszłości będzie musiała polegać na szczególnej dbałości o stosunki wodne panujące w tych ekosystemach. Jednocześnie wydaje się, że takie działania jak ochrona terenów podmokłych poprzez utrzymanie zwierciadła wody gruntowej na odpowiednio wysokim poziomie może spowodować wzrost znaczenia tego torfowiska jako skutecznego reducenta CO<sub>2</sub> w atmosferze.

Wyniki badań wykazały, że produktywność torfowiska uzależniona jest od występujących zespołów roślinnych, ale także od współczynnika stopnia rozproszenia promieniowania docierającego do powierzchni ekosystemu.

Często w literaturze spotykane jest badanie zjawiska wymiany CO<sub>2</sub> pomiędzy ekosystemami, jednak w większości są to ekosystemy jednorodne, od parametrów roślinności występującej na badanej powierzchni, np. lasy, tereny uprawne czy tereny trawiaste. Z drugiej

strony poszczególne zbiorowiska roślinności występujące na terenach niehomogenicznych (np. torfowiskach) i/lub zmiany w poziomie zwierciadła wody z pewnością determinują przestrzenną i czasową zmienność produkcji ekosystemu netto. Jednak zwykle prowadzone na nich badania były realizowane w oparciu o założenie homogeniczności całego ekosystemu (Gong i in., 2012; Peichl i in., 2014). Zaproponowana metoda rozwiązania problemu oparta jest na metodzie kowariancji wirów oraz na szczegółowej analizie statystycznej strumieni mierzonych w powietrzu poruszającego się z różnych kierunków do czujnika. Jest to nowe spojrzenie na wykorzystanie danych strumieni CO<sub>2</sub> pomiędzy torfowiskiem a atmosferą, ponieważ uwzględnia wpływ zarówno zmienności przestrzennej roślinności, jak i właściwości optycznych atmosfery na wielkość pochłaniania CO<sub>2</sub> przez torfowisko.

Wyniki przedstawione w dysertacji wprowadzają do dziedziny naukowej, zajmującej się funkcjonowaniem torfowisk, nowy sposób wykorzystania danych, uzyskanych dzięki zastosowaniu metody kowariancyjnej w pomiarach heterogenicznych ekosystemów oraz uzupełniają wiedzę na temat wymiany CO<sub>2</sub> różnych kompleksów roślinnych na torfowisku a atmosferą, z uwzględnieniem jej właściwości optycznych. Z pewnością posłuży to lepszemu zrozumieniu funkcjonowaniu zbiorowisk roślinnych, a zwłaszcza zbiorowisk roślinnych na torfowisku w Rzecinie.

Bazując na aktualnej wiedzy, w rozprawie nie wprowadzono do analiz więcej parametrów optycznych, np. grubości optycznej atmosfery (AOD) wykorzystując pomiary satelitarne. Z pewnością byłaby to wartość dodana do dysertacji doktorskiej. Niemniej jednak jest to perspektywa badań na kolejne lata. Z drugiej strony istnieje potrzeba kontynuacji badań wykorzystujących metodę EC (od 2004 r.) oraz dodatkowo naziemnych pomiarów AOD, które są prowadzone w Rzecinie od 2014 r.

W dysertacji zawarto wyniki pomiarów mikrometeorologicznych oraz strumieni CO<sub>2</sub> pomierzonych na torfowisku w Rzecinie w latach 2004-2014. Jest to jeden z unikatowych zbiorów danych dla tego typu ekosystemu zarówno w Polsce, jak i na świecie. W związku z powyższym, wyniki badań oraz analiz statystycznych uzyskanych w niniejszej rozprawie można przedstawić w formie następujących wniosków:

1. Średnia roczna temperatura dla torfowiska w Rzecinie jest niższa o ok. 1°C niż średnia z wielolecia dla Poznania (1958-2017), co wynika z uwarunkowań lokalnych danego obszaru oraz warunków wilgotnościowych i dużego uwilgotnienia środowiska (rozdział 6.1).

2. Na torfowisku w Rzecinie przeważają wiatry północno-zachodnie i jest to w dużej mierze spowodowane ukształtowaniem terenu, a ponad 90% wiatrów wieje z prędkością większą niż  $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , przez co możliwe jest prowadzenie badań metodą kowariancyjną (rozdział 6.1, Ryc. 11).
3. Wykorzystanie w niniejszej rozprawie metody kowariancji wirów (EC) oraz automatycznego systemu zapisu danych, który był udoskonalany przez lata, umożliwił zgromadzenie dużej ilości danych strumieni masy pomiędzy torfowiskiem a atmosferą, będąc jednocześnie unikatowym zbiorem danych dotyczących funkcjonowania dla tego typu środowiska (rozdziały 5.1.1, 7.1).
4. Zastosowanie metody EC oraz partycjonowanie wartości strumieni przy użyciu metody Lasslopa umożliwiło oszacowanie produktywności ekosystemu netto (GEP) oraz oddychania ekosystemu (Reco) środowiska cechującego się wysokim poziomem i dużymi sezonowymi fluktuacjami zwierciadła wody gruntowej (rozdział 5.2.5, 6.4.1, 7.1).
5. Wyznaczając wartość progową dla wartości NDVI<sub>b</sub> równą 0,6 [-], można ustalić okresy stacjonarnej produktywności (OSP), w których to roślinność torfowiska rzecińskiego jest w pełni rozwinięta (rozdział 6.2).
6. Wskaźnik stopnia ulistnienia (LAI) zależy od wysokości i struktury roślinności. Im wyższa wartość LAI, tym struktura ta jest bardziej rozbudowana i złożona z większej ilości powierzchni płaskich - liści (rozdział 6.3).
7. Roczna dynamika produktywności CO<sub>2</sub> zależy od zmienności warunków meteorologicznych, a także występujących w sezonie anomalii pogodowych takich jak okresy z ograniczonymi zasobami wodnymi wynikającymi z braku opadów (rozdział 7.4, 7.4.1).
8. Czynnikiem warunkującym dynamikę produktywności badanego torfowiska w dużym stopniu jest temperatura powietrza, jednakże należy pamiętać o różnorodności roślinnej oraz ich funkcjonalności, która ma istotny wpływ na lokalny obieg węgla (rozdział 6.4.1).

9. Wyższą produktywność zaobserwowano w północnym sektorze badanego torfowiska, na którym występuje bujniejsza roślinność o większej wysokości, a zmierzone wartości LAI pokrywy roślinnej było wyższe od 2 [-] (rozdział 6.4.2).
10. W każdym roku pomiarowym najniższe istotne średnie wartości LUE zaobserwowano w południowym sektorze torfowiska, na którym występują głównie turzyce oraz mchy torfowce. (rozdział 7.4.1).
11. Roślinność wysoka efektywniej wykorzystuje promieniowanie bezpośrednie. Z kolei niższe partie roślinności wysokiej oraz znajdujące się pod ich okapem mchy bardzo dobrze wykorzystują energię słoneczną przenikającą przez pokrywę roślin i docierającą do powierzchni gruntu - powodując wzrost produktywności (rozdział 7.4.1).
12. Niska roślinność, taka jak mchy, wystawiona na promieniowanie słoneczne efektywniej wykorzystuje docierające promieniowanie rozproszone, jednak przy wartości bezpośredniego PPFD powyżej  $400 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  prawdopodobnie dochodzi do przegrzania roślinności mszarnej, co powoduje obniżenie pochłaniania ditlenku węgla (rozdział 6.4.4).

## 9. Spis literatury

- Alados-Arboledas, L., Olmo, F. J., Ohvriil, H. O., Teral, H., Arak, M., & Teral, K. (1997). Evolution of solar radiative effects of Mount Pinatubo at ground level. *Tellus B*, 49(2), 190-198
- Acosta, M., Juszczak, R., Chojnicki, B., Pavelka, M., Havránková, K., Lesny, J., Krupková, L., Urbaniak, M., Macháčová, K. & Olejnik, J. (2017). CO<sub>2</sub> fluxes from different vegetation communities on a peatland ecosystem. *Wetlands*, 37(3), 423-435
- Alm, J., Schulman, L., Walden, J., Nykänen, H., Martikainen, P. J., & Silvola, J. (1999). Carbon balance of a boreal bog during a year with an exceptionally dry summer. *Ecology*, 80(1), 161–174. [https://doi.org/10.1890/0012-9658\(1999\)080\[0161:CBOABB\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/0012-9658(1999)080[0161:CBOABB]2.0.CO;2)
- Alm, J., Talanov, A., Saarnio, S., Silvola, J., Ikkonen, E., Aaltonen, H., Nykänen H. & Martikainen, P. J. (1997). Reconstruction of the carbon balance for microsites in a boreal oligotrophic pine fen, finland. *Oecologia*, 110(3), 423–431. <https://doi.org/10.1007/s004420050177>
- Alton, P. B., North, P. R., & Los, S. O. (2007). The impact of diffuse sunlight on canopy light-use efficiency, gross photosynthetic product and net ecosystem exchange in three forest biomes. *Global Change Biology*, 13(4), 776-787
- Angelo, B. D., Gogo, S., & Laggoun-défarge, F. (2016). Agricultural and Forest Meteorology Soil temperature synchronisation improves representation of diel variability of ecosystem respiration in Sphagnum peatlands. *Agricultural and Forest Meteorology*, 223, 95–102. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.03.021>
- Anthoni, P. M., Law, B. E., & Unsworth, M. H. (1999). Carbon and water vapor exchange of an open-canopied ponderosa pine ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology*, 95(3), 151-168
- Aubinet, M., Vesala, T., & Papale, D. (2012). *Eddy Covariance A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*-. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-2351-1>
- Aubinet M., Grelle A., Ibrom A., Rannik Ü., Moncrieff J., Foken T., Kowalski A.S., Martin P.H., Berbigier P., Bernhofer Ch., Clement R., Elbers J., Granier A., Grünwald T., Morgenstern K., Pilegaard K., Rebmann C., Snijders W., Valentini R. & Vesala T. (2000). Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. In *Advances in ecological research* (Vol. 30, pp. 113-175). Academic Press.
- Aurela, M., Riutta, T., Laurila, T., Tuovinen, J. P., Vesala, T., Tuittila, E. S., Rinne J., Sami Haapanala S. & Laine, J. (2007). CO<sub>2</sub> exchange of a sedge fen in southern Finland - The impact of a drought period. *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 59(5), 826–837. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2007.00309.x>
- Aurela, M. (2005). *CO<sub>2</sub> exchange in subarctic ecosystems measured by a micrometeorological technique*
- Aurela, M., Tuovinen, J., & Laurila, T. (1998). Carbon dioxide exchange in a subarctic peatland ecosystem in northern Europe measured by the eddy covariance technique were conducted from about the days of September they, 103, 289–301
- Bahn, M., Rodeghiero, M., Anderson-Dunn, M., Dore, S., Gimeno, C., Drösler M., Williams M., Ammann C., Berninger F., Flechard C., Jones S., Balzarolo M., Kumar S., Newesely

- C., Priwitzer T., Raschi A., Siegwolf R., Susiluoto S., Tenhunen J., Wohlfahrt G. & Cernusca, A. (2008). Soil respiration in European grasslands in relation to climate and assimilate supply. *Ecosystems*, 11(8), 1352–1367. <https://doi.org/10.1007/s10021-008-9198-0>
- Bala, G., Duffy, P. B., & Taylor, K. E. (2008). Impact of geoengineering schemes on the global hydrological cycle, 2008
- Baldocchi D.D. (2003): Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology* 9: 479-492
- Baldocchi D.D., Falge E., Lianhong G., Olson R., Hollinger D., Running S., Anthoni P., Bernhofer Ch., Davis K., Evans R., Fuentes J., Goldstein A., Katul G., Law B., Lee X., Malhi Y., Meyers T., Munger W., Oechel W., Paw U K.T., Pilegaard K., Schmid H.P., Valentini R., Verma S., Veselaq T., Wilson K. & Wofsy S. (2001a): FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities, *Bulletin of the American Meteorology Society*, Vol. 82, No 11, November 2001
- Baldocchi D.D., Bolle H.-J., Dümenil L., Eugster W., Meixner F.X., Olejnik J., Pilke R.A., Tenhunen J.D., Valentini R. (1999): How is the atmospheric coupling of land surface affected by topography, complexity in landscape patterning, and the vegetation mosaic?, in *Integrating Hydrology, Ecosystems Dynamics, and Biogeochemistry in Complex Landscapes*, edited by J.D. Tenhunen and P. Kabat, John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 177-197
- Baldocchi D.D., Hick B.B., Meyers T.P. (1998): Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases with Micrometeorological Methods. *Ecology*, Vol. 69, No 5: 1331-1340
- Baldocchi D.D., Vogel C., Hall B. (1997): Seasonal variation of carbon dioxide exchange rates above and below a boreal Jack pine forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 83: 147-170
- Bandopadhyay, S., Rastogi, A., Rascher, U., Rademske, P., Schickling, A., Cogliati, S., Julitta T., Mac Arthur A., Hueni A., Tomelleri E., Celesti M., Burkart A., Stróżecki M., Sakowska K., Gąbka M., Rosadziński S., Sojka M., Iordache M. D., Reusen I., Van Der Tol Ch., Damm A., Schuettemeyer D. & Juszczak, R. (2019). Hyplant-derived Sun-induced fluorescence - A new Opportunity to disentangle complex vegetation signals from diverse vegetation types. *Remote Sensing*, 11(14), 1691. <https://doi.org/10.3390/rs11141691>
- Barabach, J., & Milecka, K. (2013). Anthropogenic transformations of Rzecin peatland recorded on aerial photographs. (Polish Title: Przekształcenia antropogeniczne torfowiska Rzecin zaobserwowane na zdjęciach lotniczych). *Archives of Photogrammetry, Cartography and Remote Sensing, special issue" Measurement Technologies in Surveying"*, 2013, pp. 11-22, 23, 11-22
- Bąk, B. (2003). Warunki klimatyczne Wielkopolski i Kujaw. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 3. IMUZ, Falenty
- Bielak, Z. (1992). Związek między wodami gruntowymi a glebami i zbiorowiskami roślinnymi na terenach nadmiernie uwilgotnionych w Nadleśnictwie Głogów. *Sylwan*, 136(09), 81-88
- Bridgham, S. D., Cadillo-Quiroz, H., Keller, J. K., & Zhuang, Q. (2013). Methane emissions from wetlands: biogeochemical, microbial, and modeling perspectives from local to global

- scales. *Global change biology*, 19(5), 1325-1346
- Bryant, D. A., & Frigaard, N. U. (2006). Prokaryotic photosynthesis and phototrophy illuminated. *Trends in microbiology*, 14(11), 488-496
- Böhm, F., Haase-Schramm, A., Eisenhauer, A., Dullo, W.-C., Joachimski, M. M., Lehnert, H., & Reitner, J. (2002). Evidence for preindustrial variations in the marine surface water carbonate system from coralline sponges. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(3), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2001GC000264>
- Bubier, J. L., Frohling, S., Crill, P. M., & Linder, E. (1999). Net ecosystem productivity and its uncertainty in a diverse boreal peatland. *Journal of Geophysical Research*, 104(D22), 27683. <https://doi.org/10.1029/1999jd900219>
- Bubier J.L., Crill P.M., Moore T.R., Savage K., Varner R.K. (1998) Seasonal patterns and controls on net ecosystem CO<sub>2</sub> exchange in a boreal peatland complex. *Global Biogeochemical Cycles* 12:703–714
- Burba, G. (2013). Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural and regulatory applications: A field book on measuring ecosystem gas exchange and areal emission rates. LI-COR Biosciences
- Burkett, V., & Kusler, J. (2000). Climate change: potential impacts and interactions, 36(2).
- Chiacchio, M., & Wild, M. (2010). Influence of NAO and clouds on long-term seasonal variations of surface solar radiation in Europe. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D10)
- Christensen, J. H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, R., ... & Magaña Rueda, V. (2007). Regional climate projections. In *Climate Change, 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, University Press, Cambridge, Chapter 11 (pp. 847-940)
- Chojnicki, B. H., Harenda, K. M., Samson, M., Słowińska, S., Słowiński, M., Lamentowicz, M., Barabach J., Zielińska, M., Jassey, V.E.J., Buttler, A., Stróżecki, M. Leśny, J., Urbaniak, M., Józefczyk, D. & Juszczak, R. (2017). Eksperyment manipulacyjny jako narzędzie oceny wpływu zmian klimatycznych na emisję CO<sub>2</sub> z torfowiska. *Studia i Materiały Centrum Edukacji Przyrodniczo-Leśnej*, 19(2 [51])
- Chojnicki, B. H. (2013). Spectral estimation of wetland carbon dioxide exchange. *International Agrophysics*, 27, 1–5. <https://doi.org/10.2478/v10247-012-0061-3>
- Chojnicki, B. H., Michalak, M., Acosta, M., Juszczak, R., Augustin, J., Drösler, M., & Olejnik, J. (2010). Measurements of carbon dioxide fluxes by chamber method at the Rzecin wetland ecosystem, Poland. *Polish Journal of Environmental Studies*, 19(2)
- Chojnicki, B. H., Urbaniak, M., Leśny, J., Juszczak, R., & Olejnik, J. (2008). Nowoczesne metody pomiaru wymiany masy i energii pomiędzy podłożem a atmosferą. *Przegląd Naukowy, Inżynieria i Kształtowanie Środowiska*, 31, 91–97
- Chojnicki, B. H., Urbaniak, M., Józefczyk, D., Augustin, J., & Olejnik, J. (2007). Measurements of gas and heat fluxes at Rzecin wetland. In *Wetlands Monitoring Modeling and Management*
- Choudhury, B. J. (2001). Modeling radiation-and carbon-use efficiencies of maize, sorghum, and rice. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106(4), 317-330
- Clymo, R. S., Turunen, J., & Tolonen, K. (1998). Carbon Accumulation in Peatland. *Oikos*,

- 81(2), 368–388. <https://doi.org/10.2307/3547057>
- Cohen, J. (2013). *Statistical power analysis for the behavioral sciences*. Routledge
- Crowther, T. W., Todd-Brown, K. E., Rowe, C. W., Wieder, W. R., Carey, J. C., Machmuller, M. B., ... & Blair, J. M. (2016). Quantifying global soil carbon losses in response to warming. *Nature*, 540(7631), 104. <https://doi.org/10.1038/nature20150>
- 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. *International Agrophysics*, 29(2). <https://doi.org/10.1515/intag-2015-0026>
- De Mendiburu, F. (2014). *Agricolae: statistical procedures for agricultural research. R package version, 1(1)*
- Delarue, F., Buttler, A., Bragazza, L., Grasset, L., Jassey, V. E., Gogo, S., & Laggoun-Défarge, F. (2015). Experimental warming differentially affects microbial structure and activity in two contrasted moisture sites in a Sphagnum-dominated peatland. *Science of the Total Environment*, 511, 576-583
- Dengel, S., & Grace, J. (2010). Carbon dioxide exchange and canopy conductance of two coniferous forests under various sky conditions. *Oecologia*, 164(3), 797-808
- Dieudonné, E., Chazette, P., Marnas, F., Totems, J., & Shang, X. (2017). Raman lidar observations of aerosol optical properties in 11 cities from France to Siberia. *Remote Sensing*, 9(10), 1–29. <https://doi.org/10.3390/rs9100978>
- Dlugokencky E. & Pieter Tans P. 2017, NOAA/ESRL ([www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/)) dostępny z dnia 26.01.2017 r
- Dörnbrack, A., Stachlewska, I. S., Ritter, C., & Neuber, R. (2010). Aerosol distribution around Svalbard during intense easterly winds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(4), 1473-1490. <https://doi.org/10.5194/acp-10-1473-2010>
- Dorrepaal, E., Toet, S., van Logtestijn, R. S., Swart, E., van de Weg, M. J., Callaghan, T. V., & Aerts, R. (2009). Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic. *Nature*, 460(7255), 61, <https://doi.org/10.1038/nature08216>
- EddyPro® (Version 4.9.2) [Computer software]. 2014. Lincoln, NE. LI-COR, Inc; Infrastructure for Measurements of the European Carbon Cycle consortium
- Erwin, K. L. (2009). Wetlands and global climate change: The role of wetland restoration in a changing world. *Wetlands Ecology and Management*, 17(1), 71–84. <https://doi.org/10.1007/s11273-008-9119-1>
- Evans, W. F. J., Puckrin, E., & Defense, R. (2006). MEASUREMENTS OF THE RADIATIVE SURFACE FORCING OF CLIMATE at. *18th Conference on Climate Variability and Change*, 1–8
- Falge E., Baldocchi D., Tenhunen J., Aubinet M., Bakwind P., Berbigier P., Bernhofer Ch., Burba G., Clement R., Davis K.J., Elbers J. A., Goldstein A.H., Grelle A., Granier A., Gudmundsson J., Hollinger D., Kowalski A.S., Katul G., Lawq B.E., Malhi Y., Meyers T., Monson R.K., Mungert J.W., Oechel W., Paw U K.T., Pilegaard K., Rannik U., Rebmann C., Suyker A., Valentini R., Wilson K. & Wofsy S. (2002). Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113(1-4), 53-74
- Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba G., Ceulemans R., Clement R., Dolman H., Granier A., Gross P., Grünwald T., Hollinger D.,



- Jensen N., Katul G., Keronen P., Kowalski A. & Wofsy, S. (2001). Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange *ϕ*, 107, 43–69
- Fan, S. M., Wofsy, S. C., Bakwin, P. S., Jacob, D. J., & Fitzjarrald, D. R. (1990). Atmosphere-biosphere exchange of CO<sub>2</sub> and O<sub>3</sub> in the central Amazon forest. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 95(D10), 16851 - 16864. <https://doi.org/10.1029/JD095iD10p16851>
- Farat, R. (2004). *Atlas klimatu województwa wielkopolskiego*. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Wydawnictwo IMGW, Warszawa
- Ferrati, R., Canziani, G. A., & Ruiz Moreno, D. (2005). Esteros del Ibera: Hydrometeorological and hydrological characterization. *Ecological Modelling*, 186(1 SPEC. ISS.), 3–15. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2005.01.021>
- Finnigan, J. (2006). The storage term in eddy flux calculations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 136(3-4), 108-113
- Foken, T., Göckede, M., Mauder, M., Mahrt, L., Amiro, B., & Munger, W. (2004). Post-field data quality control. In *Handbook of micrometeorology* (pp. 181-208). Springer, Dordrecht
- Foken, T., & Wichura, B. (1996). Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and forest meteorology*, 78(1-2), 83-105
- Fortuniak, K. (2016). Wymiana metanu i dwutlenku węgla pomiędzy powierzchnią Ziemi a atmosferą na terenach bagiennych—przegląd opublikowanych wyników pomiarów bezpośrednich i oszacowań. In *Wybrane problemy pomiarów wymiany gazowej pomiędzy powierzchnią ziemi a atmosferą na terenach bagiennych. Doświadczenia trzyletnich pomiarów w Biebrzańskim Parku Narodowym*; Katedra Meteorologii i Klimatologii WNG UŁ
- Fortuniak, K., Pawlak, W., Bednorz, L., Grygoruk, M., Siedlecki, M., & Zieliński, M. (2017). Methane and carbon dioxide fluxes of a temperate mire in Central Europe. *Agricultural and Forest Meteorology*, 232, 306–318. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.08.023>
- Frolking, S. E., Bubier, J. L., Moore, T. R., Ball, T., Bellisario, L. M., Bhardwaj, A., Carroll P., Crill M., Lafleur P.M., McCaughey J. H., Roulet N. T., Suyker A. E., Verrna S. B., Waddington J. M. & G. J. Whiting (1998). Relationship between ecosystem productivity and photosynthetically active radiation for northern peatlands. *Global Biogeochemical Cycles*, 12(1), 115-126
- Gastwirth, J. L., Gel, Y. R., Hui, W. W., Lyubchich, V., Miao, W., & Noguchi, K. (2015). lawstat: Tools for biostatistics, public policy, and law. *R package version*, 3
- Gerlach, T. M., Westrich, H. R., & Symonds, R. B. (1996). Preeruption vapor in magma of the climactic Mount Pinatubo eruption: Source of the giant stratospheric sulfur dioxide cloud. *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, 415, 33
- Giardina, C. P., & Ryan, M. G. (2000). Evidence that decomposition rates of organic carbon in mineral soil do not vary with temperature. *Nature*, 404(6780), 858
- Gilmanov, T. G., Johnson, D. A., & Saliendra, N. Z. (2003). Basic and Applied Ecology Growing season CO<sub>2</sub> fluxes in a sagebrush-steppe ecosystem in Idaho : bowen ratio / energy balance measurements and modeling, 183, 167–183
- Göckede, M., Foken, T., Aubinet, M., Aurela, M., Banza, J., Bernhofer, C., Yakir, D. (2008). Quality control of CarboEurope flux data - Part 1: Coupling footprint analyses with flux data quality assessment to evaluate sites in forest ecosystems. *Biogeosciences*, 5(2), 433–

450. <https://doi.org/10.5194/bg-5-433-2008>
- Gong, J., Wang, K., Kellomäki, S., Zhang, C., Martikainen, P. J., & Shurpali, N. (2012). Modeling water table changes in boreal peatlands of Finland under changing climate conditions. *Ecological Modelling*, 244, 65–78. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2012.06.031>
- Gorham, E. (1991). Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probably responses to climate warming. *Ecological Applications*. <https://doi.org/10.2307/1941811>
- Górski, P., & Rusińska, A. (2009). Mszaki torfowiska przejściowego nad Jeziorem Rzeciąskim koło Wronek. *Zróżnicowanie Briofl Ory Borów i Torfowisk Puszczy Noteckiej. Przewodnik Sesji Terenowych Sekcji Brio- Logicznej Polskiego Towarzystwa Botanicznego. 1-4 Maja 2008*
- Gross, J., Ligges, U., & Ligges, M. U. (2015). Package ‘nortest’. *Five omnibus tests for testing the composite hypothesis of normality*
- Gu, L., Baldocchi, D. D., Wofsy, S. C., Munger, J. W., Michalsky, J. J., Urbanski, S. P., & Boden, T. A. (2003). Response of a deciduous forest to the Mount Pinatubo eruption: Enhanced photosynthesis. *Science*, 299(5615), 2035-2038
- Gu, L., Baldocchi, D., Verma, S. B., Black, T. A., Vesala, T., Falge, E. M., & Dowty, P. R. (2002). Advantages of diffuse radiation for terrestrial ecosystem productivity. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 107(D6), ACL-2. <https://doi.org/4050Artn4050>
- Gunderson, C. A., Sholtis, J. D., Wullschleger, S. D., Tissue, D. T., Hanson, P. J., & Norby, R. J. (2002). Environmental and stomatal control of photosynthetic enhancement in the canopy of a sweetgum (*Liquidambar styraciflua* L.) plantation during 3 years of CO<sub>2</sub> enrichment. *Plant, Cell & Environment*, 25(3), 379-393
- Harenda, K. M., Lamentowicz, M., Samson, M., & Chojnicki, B. H. (2018). The Role of Peatlands and Their Carbon Storage Function in the Context of Climate Change In *Interdisciplinary approaches for sustainable development goals* (pp. 169-187). Springer, Cham
- Harenda K. M., Chojnicki B. H., Samson M., Juszczak R., Józefczyk D., Urbaniak M., Markowicz K. M., Stachlewska I. S., MacArthur A, (2017). Wpływ właściwości optycznych atmosfery na pochłanianie CO<sub>2</sub> przez torfowisko w Rzecinie, *III Krajowa Konferencja Sieci Badawczej Poland-AOD*, Warszawa
- Harenda, K., Piątyśzek, M., & Chojnicki, B. H. (2015). Reed canopy transparency under different levels of diffuse radiation. *Acta Agrophysica*, 22(4)
- Harley, P. C., Tenhunen, J. D., Murray, K. J., & Beyers, J. (1989). Irradiance and temperature effects on photosynthesis of tussock tundra Sphagnum mosses from the foothills of the Philip Smith Mountains, Alaska. *Oecologia*, 79(2), 251-259
- Heijmans, M. M., Mauquoy, D., Van Geel, B., & Berendse, F. (2008). Long-term effects of climate change on vegetation and carbon dynamics in peat bogs. *Journal of Vegetation Science*, 19(3), 307-320
- Heijmans, M. M. P. D., Van der Knaap, Y. A. M., Holmgren, M., & Limpens, J. (2013). Persistent versus transient tree encroachment of temperate peat bogs: Effects of climate warming and drought events. *Global Change Biology*, 19(7), 2240–2250. <https://doi.org/10.1111/gcb.12202>

- Held, I. M., & Soden, B. J. (2000). WATER VAPOR FEEDBACK AND GLOBAL WARMING 1
- Hirota M., Tang Y., Hu Q., Hirata S., Kato T., Mo W., Mariko S. (2006) Carbon dioxide dynamics and controls in a deep-water wetland on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Ecosystems* 9 (4):673–688
- Holasek, R. E., Ronnie, I., Torres, C., & I, A. J. K. (2018). The Atmospheric Impact of the Mount Pinatub, 1
- Hollinger, D. Y., Kelliher, F. M., Byers, J. N., Hunt, J. E., McSeveny, T. M., & Weir, P. L. (1994). Carbon dioxide exchange between an undisturbed old-growth temperate forest and the atmosphere. *Ecology*, 75(1), 134-150
- Hooijer, A., Page, S., Canadell, J. G., Silvius, M., Kwadijk, J., Wosten, H., & Jauhiainen, J. (2010). Current and future CO<sub>2</sub> emissions from drained peatlands in Southeast Asia. *Biogeosciences*
- Hoyt, D. V. (1978). A model for the calculation of solar global insolation. *Solar energy*, 21(1), 27-35
- Huemrich, K. F., Black, T. A., Jarvis, P. G., & Mccaughey, J. H. (1999). High temporal resolution NDVI phenology from micrometeorological radiation sensors, (June 2014). <https://doi.org/10.1029/1999JD900164>
- Ilnicki, P. (2002). *Torfowiska i torf*. Wydawnictwo Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego.
- IPCC Working Group 1, I., Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., ... 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. *IPCC, AR5*, 1535
- Joos, F., & Spahni, R. (2007). Rates of change in natural and anthropogenic radiative forcing over the past 20 , 000 years. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 105(5), 1425–1430. <https://doi.org/10.1073/pnas.0707386105>
- Joosten, H., & Clarke, D. (2002). Wise use of mires and peatlands. *International Mire Conservation Group and International Peat Society*, 304. Finland
- Józefczyk, D. (2005). Dobowy przebieg strumieni ditlenku węgla i pary wodnej w krajobrazie rolniczym. Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu
- Jurasinski G, Koebsch F, Guenther A, Beetz S (2014) Flux rate calculation from dynamic closed chamber measurements, wersja 0.3-0. dostępny z dnia 03.05.2016 r. <https://cran.r-project.org/web/packages/flux/>
- Jurasinski, G., Koebsch, F., Guenther, A., & Beetz, S. (2012). Flux rate calculation from dynamic closed chamber measurements. *R package*, 0-2
- Juszczak, R., Chojnicki, B., Urbaniak, M., Lesny, J., Silvennoinen, H., Lamentowicz, M., Łuców, D., Józefczyk D., Hoffmann M., & Olejnik J. (2016, April). Short term response of a peatland to warming and drought–climate manipulation experiment in W Poland. w *Geophysical Research Abstracts* (Vol. 18)
- Juszczak, R., Augustin, J., 2013. Exchange of the greenhouse gases methane and nitrous oxide between the atmosphere and a temperate peatland in Central Europe. *Wetlands* 33, 895-907
- Juszczak R., Acosta, M., & Olejnik, J. (2012). Comparison of daytime and nighttime

- ecosystem respiration measured by the closed chamber technique on a temperate mire in Poland. *Polish Journal of Environmental Studies*, 21(3), 643–658
- Juszczak, R., Humphreys, E., Acosta, M., Michalak-Galczevska, M., Kayzer, D., & Olejnik, J. (2013). Ecosystem respiration in a heterogeneous temperate peatland and its sensitivity to peat temperature and water table depth. *Plant and Soil*, 366(1–2), 505–520. <https://doi.org/10.1007/s11104-012-1441-y>
- Kaufmann, M. R. (1976). Stomatal response of Engelmann spruce to humidity, light, and water stress. *Plant Physiology*, 57(6), 898–901
- Kaimal, J. C., & Gaylor, J. . (1991). Another look at sonic thermometry, (1983), 401–410.
- Kędziora A. (1999): Podstawy agrometeorologii. PWRiL, Poznań. 9
- Kiaszewicz, K., & Stańko, R. (2011). Regionalny program ochrony torfowisk alkalicznych (7230) w województwie wielkopolskim, (7230), 1–22
- Kljun, N., Calanca, P., Rotach, M. W., & Schmid, H. P. (2015). A simple two-dimensional parameterisation for Flux Footprint Prediction (FFP). *Geoscientific Model Development*, 8(11), 3695–3713
- Kljun, N., Rotach, M. W., & Schmid, H. P. (2002). A three-dimensional backward Lagrangian footprint model for a wide range of boundary-layer stratifications. *Boundary-Layer Meteorology*, 103, 205–226
- Kowalska, N., Chojnicki, B. H., Rinne, J., Haapanala, S., Siedlecki, P., & Urbaniak, M. (2013). Measurements of methane emission from a temperate wetland by the eddy covariance method, *International Agrophysics*, 27(3), 283–290. <https://doi.org/10.2478/v10247-012-0096-5>
- Kowalska, N. (2015) Ocena zmienności strumieni metanu mierzonych metodą kowariancji wirów, *Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu*, 26
- Koźmiński, C., Michalska, B., & Nidzgorzka-Lencewicz, J. (2003). Warunki meteorologiczne kształtujące uwilgotnienie gleby pod ziemniakiem w stacji agrometeorologicznej w Lipkach w latach 1998 i 1999. *Acta Agrophysica*, 84, 75–93
- Körner, C. (1995). Leaf diffusive conductances in the major vegetation types of the globe. In *Ecophysiology of photosynthesis* (pp. 463–490). Springer, Berlin, Heidelberg
- Kuiper, J. J., Mooij, W. M., Bragazza, L., & Robroek, B. J. M. (2014). Plant functional types define magnitude of drought response in peatland CO<sub>2</sub> exchange. *Ecology*, 95(1), 123–131. <https://doi.org/10.1890/13-0270.1>
- Kulmala, M., & Aalto, P. (2004). and Physics A new feedback mechanism linking forests , aerosols , and climate, 557–562. <https://doi.org/10.5194/acp-4-557-2004>
- Lafleur, P. M., Moore, T. R., Roulet, N. T., & Frolking, S. (2005). Ecosystem respiration in a cool temperate bog depends on peat temperature but not water table. *Ecosystems*, 8(6), 619–629. <https://doi.org/10.1007/s10021-003-0131-2>
- Lafleur, Peter M., Roulet, N. T., Bubier, J. L., Frolking, S., & Moore, T. R. (2003). Interannual variability in the peatland-atmosphere carbon dioxide exchange at an ombrotrophic bog. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(2), <https://doi.org/10.1029/2002gb001983>
- Laine, A., Byrne, K. A., Kiely, G., & Tuittila, E. S. (2007). Patterns in vegetation and CO<sub>2</sub> dynamics along a water level gradient in a lowland blanket bog. *Ecosystems*, 10(6), 890–905

- Lamentowicz, M., Słowińska, S., Słowiński, M., Marcisz, K., Buttler, A., Chojnicki, B. H., Jassey, V.E.J., Juszczak, R., Kajukało, K., Kołaczek, P., Lamentowicz, Ł., Łuców, D., Reczuga M. K., Samson, M., Zielińska, M., Harenda K. M., Barabach, J., Tobolski, K. & Gałka, M. (2017) Znaczenie badań interdyscyplinarnych dla zrozumienia zaburzeń torfowisk w lasach. *Studia i Materiały CEPL*, 77-92
- Lamentowicz, M., Słowińska, S., Słowiński, M., Jassey, V. E. J., Chojnicki, B. H., Reczuga, M. K., Zielińska M., Marcisz K., Barabach J., Samson M., Kołaczek P. & Buttler A. (2016). Combining short-term manipulative experiments with long-term palaeoecological investigations at high resolution to assess the response of Sphagnum peatlands to drought, fire and warming. *Mires and Peat*, 18(1), 17
- Lamentowicz, M., Mueller, M., Gałka, M., Barabach, J., Milecka, K., Goslar, T., & Binkowski, M. (2015). Reconstructing human impact on peatland development during the past 200 years in CE Europe through biotic proxies and X-ray tomography. *Quaternary international*, 357, 282-294
- Lasslop, G., Reichstein, M., & Papale, D. (2010). Separation of net ecosystem exchange into assimilation and respiration using a light response curve approach: critical issues and global evaluation, 187–208. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02041.x>
- Law, B. E., Falge, E., Gu, L. V., Baldocchi, D. D., Bakwin, P., Berbigier, P., Davis, K.; Dolman, A. J.; Falk, M.; Fuentes, J. D.; Goldstein, A.; Granier, A.; Grelle, A.; Hollinger, D.; Janssens, I. A.; Jarvis, P.; Jensen, N. O.; Katul, G.; Mahli, K.; Matteucci, G.; Meyers, T.; Monson, R.; Munger, W.; Oechel, W.; Olson, R.; Pilegaard, K.; Paw U, K. T.; Thorgeirsson, H.; Valentini, R.; Verma, Shashi; Vesala, T.; Wilson, K. & Wofsy, S., (2002). Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113(1-4), 97-120
- Le Quéré, C., Andrew, R. M., Canadell, J. G., Sitch, S., Ivar Korsbakken, J., Peters, G. P., ... Zaehle, S. (2016). Global Carbon Budget 2016. *Earth System Science Data*, 8(2), 605–649. <https://doi.org/10.5194/essd-8-605-2016>
- Lee, X., & Massman, W. J. (2011). A perspective on thirty years of the Webb, Pearman and Leuning density corrections. *Boundary-layer meteorology*, 139(1), 37-59
- Letts, M. G., Lafleur, P. M., & Roulet, N. T. (2005). On the relationship between cloudiness and net ecosystem carbon dioxide exchange in a peatland ecosystem. *Ecoscience*, 12(1), 53-69
- Leppälä, M., Laine, A. M., Seväkivi, M. L., & Tuittila, E. S. (2011). Differences in CO<sub>2</sub> dynamics between successional mire plant communities during wet and dry summers. *Journal of Vegetation Science*, 22(2), 357-366
- Leuning, R. A. Y., & Judd, M. J. (1996). The relative merits of open-and closed-path analysers for measurement of eddy fluxes. *Global Change Biology*, 2(3), 241-253
- Liepert, B. G. (1997). Recent changes in solar radiation under cloudy conditions in Germany. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 17(14), 1581-1593
- Liepert, B. G. (2002). Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990. *Geophysical research letters*, 29(10), 61-1
- Lindroth, A., Lund, M., Nilsson, M., Aurela, M., Christensen, T. R., Laurila, T., Rinne J., Riutta T., Sagerfors J., Lena Ström J., Tuovinen J. & Vesala, T. (2009). Environmental controls

- on the CO<sub>2</sub> exchange in north European mires. *Meddelanden Fran Lunds Universitets Geografiska Institutioner, Avhandlingar*, (183), 812–825. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2007.00310.x>
- Livingston, G. P., & Hutchinson, G. L. (1995). Enclosure-based measurement of trace gas exchange: applications and sources of error. *Biogenic trace gases: measuring emissions from soil and water*, 51, 14-51
- Lloyd, J., & Taylor, J. (1994). On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology*, 8, 315–323. <https://doi.org/10.2307/2389824>
- Long, K. D., Flanagan, L. B., & Cai, T. (2010). Diurnal and seasonal variation in methane emissions in a northern Canadian peatland measured by eddy covariance, 2420–2435. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02083.x>
- Lund, M., Christensen, T. R., Lindroth, A., & Schubert, P. (2012). Effects of drought conditions on the carbon dioxide dynamics in a temperate peatland. *Environmental Research Letters*, 7(4), 1–7. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/4/045704>
- Lund, M., Lafleur, P. M., Roulet, N. T., Lindroth, A., Christensen, T. R., Aurela, M., Bogdan H. Chojnicki B. H., Flanagan L. B., Humphreys E. R., Laurila T., Oechel W. C., Olejnik J., Rinne J., Schubert P. & Nilsson, M. B. (2010). Variability in exchange of CO<sub>2</sub> across 12 northern peatland and tundra sites. *Global Change Biology*, 16(9), 2436–2448. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02104.x>
- Marcisz, K., Tinner, W., Colombaroli, D., Kołaczek, P., Słowiński, M., Fiałkiewicz-Kozieł, B., Łokas, E. & Lamentowicz, M. (2015). Long-term hydrological dynamics and fire history over the last 2000 years in CE Europe reconstructed from a high-resolution peat archive. *Quaternary Science Reviews*, 112, 138-152
- Massman, W. J., & Lee, X. (2002). Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges. *Agricultural and Forest Meteorology*, 113(1–4), 121–144. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(02\)00105-3](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(02)00105-3)
- Massman, W. J. (2000). A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems. *Agricultural and Forest Meteorology*, 104(3), 185-198
- Mauder, M., & Foken, T. (2015). Documentation and instruction manual of the eddy covariance software package TK3. *Bayreuth, Abt. Mikrometeorol., ISSN*, 3(26), 1614–89166. <https://doi.org/10.5281/zenodo.20349>
- Mercado, L. M., Bellouin, N., Sitch, S., Boucher, O., Huntingford, C., Wild, M., & Cox, P. M. (2009). Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink. *Nature*, 458(7241), 1014-1017
- Mikhailov, O. A., Zagirova, S. V., Miglovets, M. N., & Wille, C. (2013). Carbon Dioxide Fluxes in the Ecosystem of Meso Oligotrophic Peatland during the Transition Period from Autumn to Winter, 6(2), 143–148. <https://doi.org/10.1134/S1995425513020108>
- Molchanov, A. G. (2015). Gas exchange in sphagnum mosses at different near-surface groundwater levels. *Russian Journal of Ecology*, 46(3), 230-235
- Monastersky, R. (2013). Global carbon dioxide levels near worrisome milestone. *Nature*, 497(7447), 13–14. <https://doi.org/10.1038/497013a>
- Moncrieff, J. B., Massheder, J. M., De Bruin, H., Elbers, J., Friborg, T., Heusinkveld, B., Kabat P., Scott S., Soegaard H. & Verhoef, A. (1997). A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide. *Journal of Hydrology*, 188,

589-611

- Montagnani, L., Grunwald, T., Kowalski, A., Mammarella, I., Merbold, L., Metzger, S., ... & Siebicke, L. (2018). Estimating the storage term in eddy covariance measurements: the ICOS methodology. *International Agrophysics*, 32(4)
- Moore, C. J. (1986). Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Boundary-Layer Meteorology*, 37(1), 17-35. <https://doi.org/10.1007/BF00122754>
- Munné-Bosch, S., & Alegre, L. (2002). Plant aging increases oxidative stress in chloroplasts. *Planta*, 214(4), 608-615, <https://doi.org/10.1007/s004250100646>
- Murray, K. J., Tenhunen, J. D., & Kummerow, J. (1989). Limitations on Sphagnum growth and net primary production in the foothills of the Philip Smith Mountains, Alaska. *Oecologia*, 80(2), 256-262
- Nakai, T., Van Der Molen, M. K., Gash, J. H. C., & Kodama, Y. (2006). Correction of sonic anemometer angle of attack errors. *Agricultural and Forest Meteorology*, 136(1-2), 19-30. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2006.01.006>
- Nicolae, D., Nemuc, A., Müller, D., Talianu, C., Vasilescu, J., Belegante, L., & Kolgotin, A. (2013). Characterization of fresh and aged biomass burning events using multiwavelength Raman lidar and mass spectrometry. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118(7), 2956-2965. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50324>
- Nieróbca, A., Kozyra, J., Mizak, K., & Wróblewska, E. (2013). Zmiana długości okresu wegetacyjnego w Polsce. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 13(2), 81-94
- Nijp, J. J., Limpens, J., Metselaar, K., Peichl, M., Nilsson, M. B., van der Zee, S. E. A. T. M., & Berendse, F. (2015). Rain events decrease boreal peatland net CO<sub>2</sub> uptake through reduced light availability. *Global Change Biology*, 21(6), 2309-2320. <https://doi.org/10.1111/gcb.12864>
- Niyogi, D. (2004). Direct observations of the effects of aerosol loading on net ecosystem CO<sub>2</sub> exchanges over different landscapes. *Geophysical Research Letters*, 31(20), L20506. <https://doi.org/10.1029/2004GL020915>
- Nowak, Anna. "Analiza miejskiej wyspy ciepła na obszarze Poznania." *Prace Geograficzne* 122 (2009): 99-110.
- Obukhov, A. M. (1951). Investigation of the micro-structure of the wind in the near-surface layer of the atmosphere. *Izvestia AN SSSR, seria Geofizika*, 3, 49ff
- Obukhov, A.M., 1951. Charakteristiki mikrostruktury vetra v prizemnom sloje atmosfery (Characteristics of the micro-structure of the wind in the surface layer of the atmosphere) *Izv ANSSSR ser Geofiz.* 3, 49-68. 2016-10-30
- Papale D, Reichstein M, Aubinet M, Canfora E, Bernhofer C, Kutsch W, Longdoz B, Rambal S, Valentini R, Vesala T, Yakir D (2006) Towards a standardized processing of net ecosystem exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation. *Bio- geosciences* 3(4):571-583
- Paul, S., Küsel, K., & Alewell, C. (2006). Reduction processes in forest wetlands: tracking down heterogeneity of source/sink functions with a combination of methods. *Soil Biology and Biochemistry*, 38(5), 1028-1039
- Pawlak, W., & Fortuniak, K. (2016). Eddy covariance measurements of the net turbulent methane flux in the city centre-results of 2-year campaign in Lodz, Poland. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(13), 8281-8294. <https://doi.org/10.5194/acp-16-8281-2016>

- Peichl, M., Sonnentag, O., & Nilsson, M. B. (2014). Bringing Color into the Picture: Using Digital Repeat Photography to Investigate Phenology Controls of the Carbon Dioxide Exchange in a Boreal Mire. *Ecosystems*, 18(1), 115-131. <https://doi.org/10.1007/s10021-014-9815-z>
- Poczta, P., Harenda, K., Lamentowicz, M., & Chojnicki, B. (2023). Baltic raised bog carbon dioxide balance dynamics and its biophysical determinants-Kusowo case study. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (pp. EGU-11939) <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-11939>
- Potter S., Cabbage M., Leslie M. (2017). Title of subordinate document. In: NASA, NOAA Data Show 2016. Warmest year on record globally. Available via DIALOG. <https://www.nasa.gov/press-release/nasa-noaa-data-show-2016-warmest-year-on-record-globally>. dostępny z dnia 26.01.2018 r.
- Pugh, C. A., Reed, D. E., Desai, A. R., & Sulman, B. N. (2017). Wetland flux controls: how does interacting water table levels and temperature influence carbon dioxide and methane fluxes in northern Wisconsin *Biogeochemistry*. <https://doi.org/10.1007/s10533-017-0414-x>
- Rastogi, A., Antala, M., Gąbka, M., Rosadziński, S., Stróżecki, M., Brestic, M., & Juszczak, R. (2020). impact of warming and reduced precipitation on morphology and chlorophyll concentration in peat mosses (*Sphagnum angustifolium* and *S. fallax*). *Scientific Reports*, 10(1), 1-9
- Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Gilmanov, T., Granier, A., Grünwald, T., Havrankova, K., Ilvesniemi, H., Janous, D., Knohl, A., Laurila, T., Lohila, A., Loustau, D., Mat-teucci, G., Meyers, T., Miglietta, F., Ourcival, J.-M., Pumpanen, J., Rambal, S., Rotenberg, E., Sanz, M., Tenhunen, J., Seufert, G., Vaccari, F., Vesala, T., Yakir, D., & Valentini, R. (2005a). On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. *Global Change Biology*, 11(9), 1424-1439
- Reichstein, M., Kätterer, T., Andren, O., Ciais, P., Schulze, E. D., Cramer, W., Papale, D. & Valentini, R. (2005b). Temperature sensitivity of decomposition in relation to soil organic matter pools: critique and outlook. *Biogeosciences*, 2(4), 317-321. <https://doi.org/10.5194/bg-2-317-2005>
- Reynolds, O. (1895). IV. On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. *Philosophical transactions of the royal society of london. (a.)*, (186), 123-164
- Robroek, B. J. M., Jassey, V. E. J., Kox, M. A. R., Berendsen, R. L., Mills, R. T. E., Cécillon, L., Jérémy Puissant J., Meima-Franke M., Bakker P. A.H. M. & Bodelier, P. L. E. (2015). Peatland vascular plant functional types affect methane dynamics by altering microbial community structure. *Journal of Ecology*, 103(4), 925–934. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12413>
- Robroek, B. J. M., Schouten, M. G. C., Limpens, J., Berendse, F., & Poorter, H. (2009). Interactive effects of water table and precipitation on net CO<sub>2</sub> assimilation of three co-occurring *Sphagnum* mosses differing in distribution above the water table. *Global Change Biology*, 15(3), 680–691. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01724.x>
- Roderick, M. L., Farquhar, G. D., Berry, S. L., & Noble, I. R. (2001). On the direct effect



- of clouds and atmospheric particles on the productivity and structure of vegetation. *Oecologia*, 129(1), 21-30
- Rozporządzeniu Rady Ministrów z dnia 27 czerwca 2006 r. w sprawie przebiegu granic obszarów dorzeczy i regionów wodnych: Wykaz zbiorników wód podziemnych przyporządkowanych do obszarów dorzeczy (Dz. U. 2006 r., nr 126, poz. 878)
- Rozporządzeniu Rady Ministrów z dnia 18 października 2016 r. w sprawie Planu gospodarowania wodami na obszarze dorzecza Odry (Dz.U. 2016 poz. 1967)
- Samaritani, E., Siegenthaler, A., Yli-Petäys, M., Buttler, A., Christin, P. A., & Mitchell, E. A. (2011). Seasonal net ecosystem carbon exchange of a regenerating cutaway bog: How long does it take to restore the C-sequestration function?. *Restoration Ecology*, 19(4), 480-489, <https://doi.org/10.1111/j.1526-100X.2010.00662.x>
- Samson, M., Słowińska, S., Słowiński, M., Lamentowicz, M., Barabach, J., Harenda, K., Małgorzata Zielińska M., Robroek B. J. M., Jassey V. E. J., Buttler A. & Chojnicki, B. H. (2018). The Impact of Experimental Temperature and Water Level Manipulation on Carbon Dioxide Release in a Poor Fen in Northern Poland. *Wetlands*, 38(3), 1–13. <https://doi.org/10.1007/s13157-018-0999-4>
- Samson M., (2015). Ocena zawartości węgla i azotu organicznego w profilu torfowym z torfowiska w Rzecinie (Puszcza Notecka) w ZAGADNIENIA AKTUALNIE PORUSZANE PRZEZ MŁODYCH NAUKOWCÓW 1(2), 538-541
- Sanchez-Lorenzo, A., Wild, M., & Trentmann, J. (2013). Validation and stability assessment of the monthly mean CM SAF surface solar radiation dataset over Europe against a homogenized surface dataset (1983–2005). *Remote sensing of environment*, 134, 355-366
- Saxena, V. K., Yu, S., & Anderson, J. (1997). Impact of stratospheric volcanic aerosols on climate: Evidence for aerosol shortwave and longwave forcing in the southeastern U.S. *Atmospheric Environment*, 31(24), 4211–4221. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(97\)00244-6](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(97)00244-6)
- Schmidt, G. A., Ruedy, R. A., Miller, R. L., & Lacis, A. A. (2010). Attribution of the present - day total greenhouse effect. *Journal of Geophysical Research*, 115(20106), 1–23. <https://doi.org/10.1029/2010JD014287>
- Schrier-uijl, A. P., Kroon, P. S., Hensen, A., Leffelaar, P. A., Berendse, F., & Veenendaal, E. M. (2010). Agricultural and Forest Meteorology Comparison of chamber and eddy covariance-based CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emission estimates in a heterogeneous grass ecosystem on peat. *Agricultural and Forest Meteorology*, 150(6), 825–831. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.11.007>
- Silvola, J., Alm, J., Ahlholm, U., Nykanen, H., & Martikainen, P. J. (1996). CO<sub>2</sub> fluxes from peat in boreal mires under varying temperature and moisture conditions. *Journal of Ecology*, 84(2), 219–228. <https://doi.org/10.2307/2261357>
- Sims, D. A.; Rahman, A. F.; Cordova, V. D.; Baldocchi, D. D.; Flanagan, L. B.; Goldstein, A. H.; Hollinger, D. Y.; Misson, L.; Monson, R. K.; Schmid, H. P.; Wofsy, S. C. & Xu, L. (2005). Midday values of gross CO<sub>2</sub> flux and light use efficiency during satellite overpasses can be used to directly estimate eight-day mean flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, 131(1-2), 1-12
- Sinclair, T. R., & Muchow, R. C. (1999). Radiation use efficiency. In *Advances in agronomy*

- (Vol. 65, pp. 215-265). Academic Press
- Sinclair, T. R., Murphy, C. E., & Knoerr, K. R. (1976). Development and evaluation of simplified models for simulating canopy photosynthesis and transpiration. *Journal of Applied Ecology*, 813-829
- Sinclair, T. R., Shiraiwa, T., & Hammer, G. L. (1992). Variation in crop radiation-use efficiency with increased diffuse radiation. *Crop Science*, 32(5), 1281-1284
- Soden, B. J., & Held, I. M. (2006). An Assessment of Climate Feedbacks in Coupled Ocean – Atmosphere Models. *Journal of Climate*, 19(2003), 3354–3360. <https://doi.org/10.1175/JCLI9028.1>
- Soegaard, H., Jensen, N. O., Boegh, E., Hasager, C. B., Schelde, K., & Thomsen, A. (2003). Carbon dioxide exchange over agricultural landscape using eddy correlation and footprint modelling. *Agricultural and Forest Meteorology*, 114(3-4), 153-173.
- Stachlewska, I. S., Samson, M., Olga, Z., Harenda, K. M., Janicka, L., Poczta, P., Szczepanik D., Heese B., Wang D., Borek K., Tetoni E., Proestakis E., Siomos N., Nemuc A., Chojnicki B H. Markowicz K. M., Pietruczuk A., Szkop A., Althausen D., Stebel K., Schuettemeyer D., & Claus Zehner C., (2018). Modification of Local Urban Aerosol Properties by Long-Range Transport of Biomass Burning Aerosol. *Remote Sensing*, 1–29. <https://doi.org/10.3390/rs10030412>
- Stachlewska, I., Zawadzka, O., & Engelmann, R. (2017). Effect of Heat Wave Conditions on Aerosol Optical Properties Derived from Satellite and Ground-Based Remote Sensing over Poland. *Remote Sensing*, 9(12), 1199. <https://doi.org/10.3390/rs9111199>
- Stanhill, G., & Moreshet, S. (1992). Global radiation climate changes: The world network. *Climatic Change*, 21(1), 57-75
- Stanhill, G., & Cohen, S. (2001). Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. *Agricultural and forest meteorology*, 107(4), 255-278
- Stjern, C. W., Kristjánsson, J. E., & Hansen, A. W. (2009). Global dimming and global brightening—An analysis of surface radiation and cloud cover data in northern Europe. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 29(5), 643-653
- Strachan, I. B., Nugent, K. A., Crombie, S., & Bonneville, M. C. (2015). Carbon dioxide and methane exchange at a cool-temperate freshwater marsh. *Environmental Research Letters*, 10(6). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/6/065006>
- Strack, M. (2008). Peatlands and climate change. *International Peat Society, Finland*, 227
- Strack, M., Waddington, J. M., Lucchese, M. C., & Cagampan, J. P. (2009). Moisture controls on CO<sub>2</sub> exchange in a Sphagnum-dominated peatland: results from an extreme drought field experiment. *Ecohydrology: Ecosystems, Land and Water Process Interactions, Ecohydrogeomorphology*, 2(4), 454-461
- Stull, R. B. (1988). An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands, 680 pp
- Stull, R. (2015). Practical meteorology. *An algebra-based survey of atmospheric science. University of British Columbia, Columbia*
- Swinbank, W. C. (1951). The measurement of vertical transfer of heat and water vapor

- by eddies in the lower atmosphere. *Journal of Meteorology*, 8(3), 135-145
- Swindles, G. T., Blundell, A., Roe, H. M., & Hall, V. A. (2010). A 4500-year proxy climate record from peatlands in the North of Ireland: the identification of widespread summer 'drought phases'?. *Quaternary Science Reviews*, 29(13-14), 1577-1589
- Tittebrand, A., Spank, U., & Bernhofer, C. H. (2009). Comparison of satellite- and ground-based NDVI above different land-use types. *Theoretical and Applied Climatology*, 98(1-2), 171–186. <https://doi.org/10.1007/s00704-009-0103-3>
- Tobolski, K. (2003). Torfowiska na przykładzie Ziemi Świeckiej. Wydawnictwo Towarzystwo Przyjaciół Dolnej Wisły, Świecie, ss. 255
- Turetsky, M. R., Benscoter, B., Page, S., Rein, G., Van Der Werf, G. R., & Watts, A. (2015). Global vulnerability of peatlands to fire and carbon loss. *Nature Geoscience*, 8(1), 11
- Turunen, J., Tomppo, E., Tolonen, K., & Reinikainen, A. (2002). Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland – application to boreal and subarctic regions. *The Holocene*, 12(1), 69–80. <https://doi.org/10.1191/0959683602hl522rp>
- U.S. DOE. (2008). Carbon Cycling and Biosequestration: Integrating Biology and Climate Through Systems Science; Report from the March 2008 Workshop, DOE/SC-108, U.S. Department of Energy Office of Science ([genomicscience.energy.gov/carboncycle/](http://genomicscience.energy.gov/carboncycle/)). dostępny z dnia 20.02.2018 r.
- Urban, O., Janouš, D., Acosta, M., Czerný, R., Marková, I., Navrátil, M., Pavelka M., Pokorný R., Šprtová M., Zhang R., Špunda V., Grace J. & Michal v. Marek (2007). Ecophysiological controls over the net ecosystem exchange of mountain spruce stand. Comparison of the response in direct vs. diffuse solar radiation. *Global Change Biology*, 13(1), 157-168
- Urbaniak, M., Chojnicki B. H., Juszczak R., Augustin J., Leśny J., Ziemblińska K., Sakowska K., Siedlecki P. & Olejnik J. (2016). Measuring major components of the carbon balance. In: Mueller L, Sheudshen AK, Eulenstein F, w Novel methods for monitoring and managing land and water resources in siberia. Cham: *Springer Water*, 2016 <https://doi.org/10.1007/978-3-319-24409-9>
- Urbaniak, M. (2006). Ocena sezonowej zmienności strumieni dwutlenku węgla i pary wodnej na terenach podmokłych metodą kowariancji wirów. Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu
- Uscka-Kowalkowska, J. (2013). An analysis of the extinction of direct solar radiation on Mt. Kasprowy Wierch, Poland. *Atmospheric research*, 134, 175-185
- Valentini, R., Matteucci, G., Dolman, A. J., Schulze, E. D., Rebmann, C., Moors, E. J., Granier A., Gross P., Jensen N. O., Pilegaard K., Lindroth A., Grelle A., Bernhofer C., Grünwald T., Aubinet M., Ceulemans R., Kowalski A. S., Vesala T., Rannik Ü., Berbigier P., Loustau D., Guðmundsson J., Thorgeirsson H., Ibrom A., Morgenstern K., & Clement, R. (2000). Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature*, 404(6780), 861–865. <https://doi.org/10.1038/35009084>
- Waddington, J. M., & Price, J. S. (2000). Effect of peatland drainage, harvesting, and restoration on atmospheric water and carbon exchange. *Physical geography*, 21(5), 433-451.
- Wandinger, U. (2005). Introduction to lidar. In *Lidar* (pp. 1-18). Springer, New York, NY
- Ward, S. E., Bardgett, R. D., McNamara, N. P., & Ostle, N. J. (2009). Plant functional group

- identity influences short-term peatland ecosystem carbon flux: Evidence from a plant removal experiment. *Functional Ecology*, 23(2), 454–462. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2435.2008.01521.x>
- Webb, E. K., Pearman, G. I., & Leuning, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(447), 85–100, <https://doi.org/10.1002/qj.49710644707>
- Wild, M. (2009). Global dimming and brightening. *Global Environmental Change*, 114(November 2008), 39–47. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-5784-4\\_27](https://doi.org/10.1007/978-94-007-5784-4_27)
- Wohlfahrt, G., Pilloni, S., Hörtnagl, L., & Hammerle, A. (2010). Estimating carbon dioxide fluxes from temperate mountain grasslands using broad-band vegetation indices. *Biogeosciences*, 7(2), 683–694. <https://doi.org/10.5194/bg-7-683-2010>
- Wojterska, M., Stachnowicz, W., & Melosik, I. (2001). Szata roślinna Wielkopolski i Pojezierza Południowopomorskiego
- Wolejko, L., Stańko, R., Pawlikowski, P., Jarzombkowski, F., Kiaszewicz, K., Chapiński, P., Bregin M., Kozub Ł., Krajewski Ł. & Szczepański, M. (2012). *Krajowy program ochrony torfowisk alkalicznych (7230)*. Wydawnictwo Klubu Przyrodników
- Woś, A. (2010). *Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku*. Wydawnictwo Naukowe UAM- Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza
- Woś, A. (1994). *Klimat niziny wielkopolskiej*. Wydawnictwo Naukowe UAM
- Wutzler, T., Lucas-Moffat, A., Migliavacca, M., Knauer, J., Sickel, K., Šigut, L., Menzer, O. & Reichstein, M. (2018). Basic and extensible post-processing of eddy covariance flux data with REddyProc. *Biogeosciences*, 15(16), 5015–5030
- Xu, M., and Y. Qi, Soil-surface CO<sub>2</sub> efflux and its spatial and temporal variations in a young ponderosa pine plantation in northern California, *Global Change Biology*, 7, 667–677, 2001a
- Yu, Z., Loisel, J., Brosseau, D. P., Beilman, D. W., & Hunt, S. J. (2010). Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophysical Research Letters*, 37(13), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2010GL043584>
- Zeiger, E. (1990). Light perception in guard cells. *Plant, Cell & Environment*, 13(7), 739–744.
- Zhang, Q., Ma, X. C., Tie, X., Huang, M., & Zhao, C. (2009). Vertical distributions of aerosols under different weather conditions: Analysis of in-situ aircraft measurements in Beijing, China. *Atmospheric Environment*, 43(34), 5526–5535. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.05.037>
- Ziemblińska, K. (2017). Wpływ różnych metod odnowienia powierzchni leśnych zniszczonych przez tornado na wymianę ditlenku węgla. Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu
- Żmudzka, E. (2012). Wieloletnie zmiany zasobów termicznych w okresie wegetacyjnym i aktywnego wzrostu roślin w Polsce. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 12, 377–389.
- Żukowski W., Jackowiak B. (1995). Ginące i zagrożone rośliny naczyniowe Pomorza Zachodniego i Wielkopolski. *Prace Zakładowe Taksonomii Roślin Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu*, 3: 9–141

## 10. Spis rycin

- Ryc. 1 Schemat bilansu ditlenku węgla ekosystemu. Niebieska strzałka oznacza pochłanianie CO<sub>2</sub> (fotosyntezę), a czerwone strzałki oznaczają emisję CO<sub>2</sub> (oddychanie) przez ekosystem. NEP - emisja ekosystemu netto; NEE - wymiana ekosystemu netto; GEP produkcja ekosystemu brutto; GPP - produkcja pierwotna; Reco - oddychanie ekosystemu; R<sub>h</sub> - oddychanie heterotroficzne; R<sub>a</sub> - oddychanie autotroficzne.....17
- Ryc. 2 Rozmieszczenie wież pomiarowych na świecie wykorzystujących system kowariancji wirów (EC) - kolorowe kropki. Zielona kropka oznacza pomiary od 1 do 5 lat. Żółta kropka od 6 do 10 lat. Pomarańczowa kropka od 11-15 lat. Czerwona kropka od 16 do 20 lat. Ciemnoczerwona kropka - pomiary powyżej 20 lat .....21
- Ryc. 3 Globalnie uśredniony przebieg atmosferycznej koncentracji CO<sub>2</sub>; Sezonowo skorygowany trend wg Instytutu Oceanografii Scripps (niebieska linia) oraz NOAA/ESRL (ciemno niebieska linia). Średnia miesięczna wg NOAA/ESRL - fioletowa linia.....27
- Ryc. 4 Widok z lotu ptaka na stanowiska pomiarowe na torfowisku w Rzecinie (2018 rok). .....30
- Ryc. 5 Warunki termiczno-wilgotnościowe dla Poznania z wielolecia 1958-2017; szara linia - średnie roczne temperatury, słupki - roczna suma opadów. Dane pochodzą z serwisu internetowego.....33
- Ryc. 6 Wieża meteorologiczna działająca od 2004 roku na torfowisku w Rzecinie wraz z systemem EC (z lewej strony) oraz urządzenia pomiarowe metodą EC (z prawej strony); A - anemometr ultradźwiękowy, B - wlot analizatora gazowego dla powietrza, C - analizator gazowy (z ang. *sensor head*).....35
- Ryc. 7 Obszar oddziaływania (z ang. *footprint*) dla 2008 roku. Odpowiednio czerwone okręgi oznaczają powierzchnię o procentowo różnym poziomie efektywności oddziaływania na urządzenie pomiarowe; od 10% (centralny czerwony punkt) do 90% efektywności (skrajnie zewnętrzny okrąg).....40
- Ryc. 8 Zależność liniowa pomiędzy LUE a NDVI<sub>b</sub> dla wartości NDVI<sub>b</sub> powyżej A - 0,59 oraz B - 0,60 [-]. Czerwone proste wyznaczają proste regresji liniowej. Pionowa przerywana linia wyznacza wartość NDVI<sub>b</sub> równą 0,60. ....45
- Ryc. 9 Średnie dobowe wartości temperatury powietrza (T<sub>air</sub>) dla torfowiska w Rzecinie od 2004 do 2014 roku. Przerywana pozioma linia wyznacza temperaturę 0 °C. Czarne punkty oznaczają średnie roczne wartości temperatury.....47
- Ryc. 10 Przebiegi wartości fotosyntetycznej gęstości strumienia fotonów (PPFD) na torfowisku w Rzecinie w latach od 2004 do 2014 r. (a- średnie 30-minutowe b - sumy roczne). .....48

- Ryc. 11 Częstotliwość prędkości wiatru (WS) (7 klas prędkości) wyrażona procentowo według kierunków wiatru (Wdir) (8 i 16 klas) zaobserwowanych na torfowisku w Rzecinie w latach 2004-2014. Szare okręgi wyznaczają procentowy udział danej klasy prędkości wiatru dla określonego kierunku wiatru (Wdir).....49
- Ryc. 12 Średnie 30-minutowe przebiegi wartości znormalizowanego różnicowego wskaźnika wegetacji (NDVIb [-]) dla torfowiska w Rzecinie od 2004 do 2014 roku. Przyjęta granica wartości NDVIb powyżej 0,6 (czerwona przerywana linia) wskazuje na okresy stacjonarnej produktywności (OSP).....51
- Ryc. 13 Średnie wartości pomierzonego LAI w 2018 roku dla 4 sektorów. Pomiar wykonywane były w linii prostej w odstępach 10 m dla każdego z kierunku N, E, S, W. Czerwonym punktem zaznaczono wieżę pomiarową.....53
- Ryc. 14 Wartości NEP [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] dla torfowiska w Rzecinie w poszczególnych latach. Centralne słupki wskazują wartości mediany, punkty oznaczają wartości średnie, granice pola wskazują pierwszy i trzeci kwartył, a wąsy pokazują wartości minimalne i maksymalne.....54
- Ryc. 15 Wartości kumulowane dla NEP i wymodelowanych GEP oraz Reco w latach 2004-2014.....56
- Ryc. 16 Przebieg średnich dobowych wartości GEP (czarna linia) i Reco (niebieska linia) [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ] dla torfowiska w Rzecinie dla poszczególnych lat.....56
- Ryc. 17 Wartości GEP [ $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ] dla każdego roku dla poszczególnych sektorów (kierunków wiatru). Centralne słupki wskazują wartości mediany, punkty oznaczają wartości średnie, granice pola wskazują pierwszy i trzeci kwartył, a wąsy pokazują wartości minimalne i maksymalne. Małe litery alfabetu wskazują na istotność statystyczną pomiędzy kierunkami .....59
- Ryc. 18 Wartości LUE [-] dla każdego roku dla poszczególnych sektorów (kierunków wiatru). Centralne słupki wskazują wartości mediany, punkty oznaczają wartości średnie, granice pola wskazują pierwszy i trzeci kwartył, a wąsy pokazują wartości minimalne i maksymalne. Małe litery alfabetu wskazują na istotność statystyczną pomiędzy kierunkami.....60
- Ryc. 19 Dwuwymiarowy wykresy (polarplot) wskazujące na największy względny udział w mierzonym strumieniu ( $x_{\text{peak}}$ ) dla każdego roku z uwzględnieniem współczynnika wykorzystania światła (LUE). Środek każdego wykresu reprezentuje  $x_{\text{peak}}$  równy zero (wieża pomiarowa), która zwiększa się promieniowo na zewnątrz (szare okręgi). Oś pionowa wyznacza kierunek północ-południe, natomiast oś pozioma wschód-zachód. Wartości LUE pokazane są na skali kolorów. ....61

- Ryc. 20 Wartości LUE [-] ze względu na wartość PPFD (pozioma oś) z podziałem na ilość promieniowania rozproszonego (D\*) docierającego dla poszczególnych sektorów. Centralne słupki wskazują wartości mediany, punkty oznaczają wartości średnie, granice pola wskazują pierwszy i trzeci kwartył, a wąsy pokazują wartości minimalne i maksymalne. D\*promieniowanie rozproszone; 0,0 - 0,3 - brak zachmurzenia; 0,3 - 0,7 – częściowe zachmurzenie; 0,7 - 1,0 – całkowite lub prawie całkowite zachmurzenie.....62
- Ryc. 21 Średnie roczne temperatury powietrza (Tair) dla Rzecina oraz Poznania dla lat 2004-2014. ....65
- Ryc. 22 Róża wiatrów dla Szamotuł z okresu 1971-2000.....66
- Ryc. 23 Zależność wartości kumulowanych GEP [g C-CO<sub>2</sub>·m<sup>-2</sup>·rok<sup>-1</sup>] od A - średnich rocznych wartości temperatury powietrza - Tair [°C], B - rocznych sum opadów atmosferycznych - PP [mm]. ....70
- Ryc. 24 Zależność wartości kumulowanych Reco [g C-CO<sub>2</sub>·m<sup>-2</sup>·rok<sup>-1</sup>] od A - średnich rocznych wartości temperatury powietrza - Tair [°C]; B - rocznych sum opadów atmosferycznych - PP [mm].....71
- Ryc. 25 Zależność wartości kumulowanych NEP [g C-CO<sub>2</sub>·m<sup>-2</sup>·rok<sup>-1</sup>] od a - średnich rocznych wartości temperatury powietrza - Tair [°C]; b - rocznych sum opadów atmosferycznych - PP [mm].....72
- Ryc. 26 Zależność średnich dziennych wartości GEP [μmol CO<sub>2</sub>·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup>] od średnich dziennych wartości PPFD [μmol·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup>] dla torfowiska w Rzecinie dla lat 2004-2014. ....74
- Ryc. 27 Zależność średnich dziennych wartości LUE [-] od średnich dziennych wartości PPFD [μmol·m<sup>-2</sup>·s<sup>-1</sup>] dla torfowiska w Rzecinie dla lat 2004-2014. ....74

## **11. Spis tabel**

Tab. 1 Przedziały czasowe oraz długości okresów stacjonarnej produktywności (OSP) dla torfowiska w Rzecinie dla każdego roku pomiarowego określone wg parametru NDVIb. ....52

Tab. 2 Kumulowane wartości NEP, GEP i Reco ( $\text{g C-CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$ ) dla torfowiska w Rzecinie w latach 2004-2014.....55

Tab. 3 Średnie wartości LUE [-] dla lat 2005-2014 dla sektorów N, E, S i W. Kolory poszczególnych pól w tabeli opisują relatywne wartości LUE w poszczególnych sektorach (niebieski – wartość najniższa, czerwony – wartość najwyższa) .....76



## 12. Wykaz skrótów i symboli

Symbol	Jednostka	Opis
<sup>12</sup> C		izotop 12 ditlenku węgla
<sup>13</sup> C		izotop 13 ditlenku węgla
ATPOL		siatka geometrycznych pól podstawowych o kształcie kwadratów (Atlas of Poland)
AOD	[-]	grubość optyczna atmosfery ( <i>aerosol optical depths</i> )
β		maksymalna szybkość wychwytywania CO <sub>2</sub> przez roślinność przy nasyceniu światłem,
CDIAC		Carbon Dioxide Information Analysis Center
CH <sub>4</sub>	[ppb]	metan
CLIMPEAT		akronim projektu badawczego <i>Climate change in peatlands: Holocene record, recent trends and related impacts on biodiversity and sequestered carbon</i>
CO <sub>2</sub>	[ppm]	ditlenek węgla
E <sub>0</sub>	[K]	parametr opisujący energię aktywacyjną równy 309 K
EC		system, metoda kowariancji wirów ( <i>eddy covariance</i> )
ESA		europejska agencja kosmiczna ( <i>European Space Agency</i> )
ERBS		Satelita badawczy NASA ( <i>The Earth Radiation Budget Satellite</i> )
F	[μmol·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup> ]; [W·m <sup>-2</sup> ]	gęstość strumienia substancji wielkości skalarnej masy lub energii
F <sub>c</sub>	[μmol·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	strumień CO <sub>2</sub> netto ( <i>carbon flux</i> )
GEP	[μmol CO <sub>2</sub> ·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	produkcja ekosystemu brutto ( <i>gross ecosystem productivity</i> )
GPP	[μmol CO <sub>2</sub> ·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	produkcja pierwotna ( <i>gross primary production</i> )
H <sub>2</sub> O		para wodna
IPCC		naukowe i międzyrządowe ciało doradcze utworzone w 1988 na wniosek członków ONZ ( <i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i> )
k	[-]	4-dniowe okno danych w celu oszacowania odpowiedzi maksymalnego wychwyty węgla na VPD,
LAI	[-]	wskaźnik stopnia ulistnienia ( <i>leaf area index</i> )

<b>Symbol</b>	<b>Jednostka</b>	<b>Opis</b>
<b>LUE</b>	[-]	współczynnik wykorzystania światła ( <i>light use efficiency</i> )
<b>LUT</b>		metoda tablicowania (z ang. <i>look-up-tables</i> )
<b>N<sub>2</sub>O</b>		tlenek diazotu
<b>MDC</b>		metoda średniego dobowego przebiegu ( <i>mean diurnal course</i> )
<b>MDS</b>		metoda próbkowania z rozkładem krańcowym ( <i>marginal distribution sampling</i> )
<b>NASA</b>		Narodowa Agencja Aeronautyki i Przestrzeni Kosmicznej ( <i>National Aeronautics and Space Administration</i> )
<b>Natura 2000</b>		program sieci obszarów objętych ochroną przyrody na terytorium Unii Europejskiej
<b>NDVI<sub>b</sub></b>	[-]	szerokopasmowy znormalizowany różnicowy wskaźnik wegetacji ( <i>broadband normalized difference vegetation index</i> )
<b>NOAA</b>		amerykańska instytucja rządowa zajmująca się prognozowaniem pogody ( <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i> )
<b>NEE</b>	[ $\mu\text{mol CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	wymiany ekosystemu netto ( <i>net ecosystem exchange</i> )
<b>NEP</b>	[ $\mu\text{mol CO}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ]	produkcja ekosystemu netto ( <i>net ecosystem production</i> )
<b>SAGE II</b>		instrument satelitarny czwartej generacji zaprojektowanym do obserwacji długoterminowego stanu jakości górnej atmosfery ( <i>Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II</i> )
<b>PA</b>		powietrze arktyczne
<b>PPFD</b>	[ $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ];	fotosyntetyczna gęstość strumienia fotonów ( <i>photosynthetic photon flux density</i> )
<b>PPFD<sub>g</sub></b>	[ $\text{Jm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ];	fotosyntetyczna gęstość strumienia fotonów aktywnej powierzchni ( <i>photosynthetic photon flux density</i> )
<b>PPFD<sub>ref</sub></b>	[ $\text{Jm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ];	fotosyntetyczna gęstość strumienia fotonów odbitych ( <i>reflected photosynthetic photon flux density</i> )
<b>PP</b>	[mm]	opad atmosferyczny dla stacji meteorologicznej w Poznaniu
<b>PPk</b>		powietrze polarno-kontynentalne
<b>PPm</b>		powietrze polarno-morskie
<b>POLIMOS</b>		akronim projektu badawczego <i>Technical assistance for Polish Radar and Lidar Mobile Observation System</i>

<b>Symbol</b>	<b>Jednostka</b>	<b>Opis</b>
<b>PZ</b>		powietrze zwrotnikowe
<b>Q<sub>10</sub></b>	[-]	współczynnik szybkości reakcji chemicznych
<b>R<sup>2</sup></b>	[-]	współczynnik korelacji
<b>R<sup>2</sup><sub>adj</sub></b>	[-]	poprawiony współczynnik korelacji
<b>R<sub>a</sub></b>		oddychanie autotroficzne ( <i>autotrophic respiration</i> )
<b>Reco</b>	[μmol CO <sub>2</sub> ·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	oddychanie ekosystemu ( <i>ecosystem respiration</i> )
<b>Reco<sub>noc</sub></b>	[μmol CO <sub>2</sub> ·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	wartości nocne oddychania ekosystemu
<b>Reco<sub>ref</sub></b>	[μmol CO <sub>2</sub> ·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	oddychanie w temperaturze referencyjnej
<b>R<sub>h</sub></b>		oddychanie heterotroficzne ( <i>heterotrophic respiration</i> )
<b>Rs<sub>in</sub></b>	[Jm <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	promieniowanie krótkofalowe dochodzące ( <i>incoming shortwave radiation</i> )
<b>Rs<sub>ref</sub></b>	[Jm <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	promieniowanie krótkofalowe odbite ( <i>reflected shortwave radiation</i> )
<b>RUE</b>	[-]	efektywność wykorzystania promieniowania ( <i>radiation use efficiency</i> )
<b>Sc</b>	[μmol·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	magazynowany ditlenek węgla
<b>T<sub>0</sub></b>	[K]	temperatura progowa dla rozpoczęcia aktywności biologicznej, stały parametr krzywej regresji równa 227,16 K
<b>T<sub>air</sub></b>	[K] lub [°C]	temperatura powietrza ( <i>air temperature</i> )
<b>T<sub>ref</sub></b>	[K],	temperatura referencyjna równa 288,15 K
<b>u*</b>	[m·s <sup>-1</sup> ]	prędkość tarciova ( <i>friction velocity</i> )
<b>VPD</b>	hPa	niedosyt ciśnienia pary wodnej ( <i>vapour pressure deficit</i> )
<b>VPD<sub>0</sub></b>	hPa	niedosyt ciśnienia pary wodnej przy ciśnieniu 10hPa
<b>w</b>	[m·s <sup>-1</sup> ]	wartość pionowej składowej prędkości wiatru
<b><math>\bar{w}</math></b>	[m·s <sup>-1</sup> ]	średnia wartość pionowej składowej prędkości wiatru
<b>WETMAN</b>		akronim projektu badawczego <i>Central European Wetland Ecosystem Feedbacks to Changing Climate – Field Scale Manipulation</i>
<b>ρ</b>	[μmol·m <sup>-3</sup> ] lub [K]	wartość wielkości skalarnej
<b><math>\bar{\rho}</math></b>	[μmol·m <sup>-3</sup> ] lub [K]	średnia wartość wielkości skalarnej

## **13. Załączniki**

Załącznik 1. Tabela średnich rocznych wartości oraz odchyłeń standardowych (SD) dla warunków meteorologicznych oraz średnich rocznych strumieni CO<sub>2</sub> i średnich rocznych wartości LUE dla każdego roku pomiarowego z poszczególnych kierunków wiatru;

\* - wartości obliczone dla OSP

zmienna	Wdir	Tair	SD	PPFD	SD	Ws	SD	NEP	SD	GEP	SD	Reco	SD	LUE *	SD									
jedn.	[-]	[°C]		[mmol·m <sup>-2</sup> ]		[m·s <sup>-1</sup> ]		[μmol CO <sub>2</sub> ·m <sup>-2</sup> ·y <sup>-1</sup> ]						[-]										
rok																								
2004	N	8,1	7,3	407,3	145,0	2,3	0,4	1,42	3,59	4,71	4,38	2,18	2,15	0,019	0,012	0,95	4,80	2,39	3,34	4,76	2,45	0,021	0,014	
	NE															0,88	4,27	2,20	3,37	4,77	2,44	0,020	0,014	
	E															1,14	4,70	2,41	3,09	4,28	2,19	0,019	0,012	
	SE															1,46	4,87	2,11	3,05	4,30	2,13	0,016	0,010	
	S															1,86	4,37	2,02	3,34	4,14	2,10	0,018	0,012	
	SW															2,07	5,22	2,45	3,73	4,49	2,23	0,018	0,012	
	W															1,26	5,01	2,35	3,96	4,33	1,99	0,020	0,012	
	NW															1,56	5,19	2,36	3,69	4,48	2,19	0,020	0,012	
2005	N	8,4	7,4	438,9	162,6	2,2	0,5	1,92	4,10	4,26	4,14	1,16	1,30	0,011	0,010	1,99	4,69	1,37	4,92	4,21	1,49	0,012	0,011	
	NE															1,82	3,81	1,05	4,17	3,95	1,27	0,010	0,009	
	E															1,51	3,75	1,03	3,78	3,85	1,19	0,009	0,010	0,008
	SE															2,66	4,48	1,15	3,54	3,83	1,33	0,008	0,007	
	S															2,13	3,61	1,06	2,89	3,56	1,30	0,008	0,007	

zmienna	Wdir	Tair	SD	PPFD	SD	Ws	SD	NEP	SD	GEP	SD	Reco	SD	LUE *	SD																
jedn.	[-]	[°C]		[mmol·m <sup>-2</sup> ]		[m·s <sup>-1</sup> ]		[μmol CO <sub>2</sub> ·m <sup>-2</sup> ·y <sup>-1</sup> ]						[-]																	
	SW								2,05		3,78		1,07		3,26		3,73		1,30		0,009		0,008								
	W								1,29		4,01		1,02		4,23		4,23		1,14		0,013		0,011								
	NW								2,14		4,41		1,23		4,66		4,44		1,35		0,012		0,010								
2006	N	8,6	8,7	426,0	170,1	2,1	0,2	1,53	3,90	3,76	4,80	2,78	2,47	0,014	0,012		1,80		4,50		3,43		4,89		5,42		2,74		0,018		0,013
	NE																1,90		3,79		3,22		5,03		5,32		2,64		0,016		0,014
	E																2,00		3,97		2,85		4,02		5,32		2,69		0,011		0,011
	SE																2,11		4,31		3,13		3,26		5,09		2,86		0,014		0,011
	S																2,30		4,53		2,95		3,27		5,14		2,78		0,013		0,010
	SW																1,92		3,77		2,53		3,53		4,65		2,25		0,013		0,010
	W																0,80		2,78		2,26		3,54		3,95		2,06		0,014		0,012
	NW																0,74		3,42		2,64		3,86		4,44		2,19		0,015		0,013
2007	N	9,2	6,7	417,5	160,1	2,4	0,5	2,18	4,76	4,53	4,61	1,59	1,84	0,014	0,012		1,42		4,33		1,51		4,65		4,63		1,66		0,013		0,011
	NE																0,98		4,48		1,93		4,29		4,32		1,88		0,015		0,012
	E																1,62		4,44		1,72		4,57		4,58		2,03		0,014		0,012
	SE																2,73		4,27		1,44		4,30		4,76		1,90		0,014		0,012
	S																3,13		5,34		1,70		4,03		4,50		2,06		0,011		0,009
	SW																3,08		4,79		1,50		4,48		4,65		1,78		0,014		0,011

zmienna	Wdir	Tair	SD	PPFD	SD	Ws	SD	NEP	SD	GEP	SD	Reco	SD	LUE *	SD								
jedn.	[-]	[°C]		[mmol·m <sup>-2</sup> ]		[m·s <sup>-1</sup> ]		[μmol CO <sub>2</sub> ·m <sup>-2</sup> ·y <sup>-1</sup> ]						[-]									
	W							1,92	4,69	1,60	5,27	4,84	1,83	0,017	0,013								
	NW							2,12	4,08	1,36	4,95	4,30	1,51	0,013	0,011								
2008	N	9,4	6,6	412,4	166,9	2,3	0,4	2,14	4,00	4,09	4,80	2,24	2,37	0,015	0,011	1,69	3,64	2,25	4,16	4,37	2,29	0,014	0,011
	NE															1,84	3,65	2,42	4,33	4,43	2,13	0,016	0,011
	E															2,07	4,47	2,76	3,80	4,59	2,46	0,014	0,010
	SE															2,17	3,93	1,95	2,83	4,33	2,17	0,013	0,009
	S															2,57	3,66	1,76	3,23	4,11	2,19	0,011	0,009
	SW															2,83	4,17	2,14	4,20	4,86	2,29	0,013	0,010
	W															1,79	3,96	2,25	4,03	4,96	2,41	0,017	0,013
	NW															2,13	4,62	2,27	4,48	5,44	2,52	0,016	0,012
2009	N	8,3	7,6	402,7	163,4	2,1	0,3	2,55	4,96	3,85	5,01	2,05	1,99	0,015	0,012	1,83	2,99	2,14	4,81	4,25	1,88	0,016	0,011
	NE															2,05	3,54	2,44	5,33	4,94	2,04	0,017	0,013
	E															1,58	3,80	1,92	4,59	4,67	2,01	0,016	0,013
	SE															2,05	3,25	1,71	3,98	4,66	2,06	0,015	0,011
	S															3,36	3,98	1,96	4,61	4,95	2,14	0,012	0,010
	SW															3,24	4,41	2,00	4,97	5,29	1,98	0,015	0,011
	W															2,19	3,80	2,11	5,28	5,10	1,91	0,018	0,012

zmienna	Wdir	Tair	SD	PPFD	SD	Ws	SD	NEP	SD	GEP	SD	Reco	SD	LUE *	SD									
jedn.	[-]	[°C]		[mmol·m <sup>-2</sup> ]		[m·s <sup>-1</sup> ]		[μmol CO <sub>2</sub> ·m <sup>-2</sup> ·y <sup>-1</sup> ]								[-]								
	NW								3,35		4,94		2,42		5,26		5,68		2,09		0,017		0,011	
2010	N	6,9	9,2	382,2	155,8	2,2	0,2	2,06		2,15		4,70		2,65		4,90		5,40		2,57		0,016		0,013
	NE									1,01		2,72		1,85		4,46		4,43		2,45		0,014		0,013
	E									1,46		2,47		1,48		3,93		4,46		2,22		0,011		0,011
	SE									1,79		3,94		2,38		3,82		5,01		2,61		0,015		0,013
	S									3,81		5,21		2,95		4,22		5,68		3,18		0,011		0,010
	SW									3,17		4,16		2,13		4,57		5,28		2,51		0,015		0,013
	W									1,25		2,80		1,73		4,37		4,14		2,07		0,014		0,013
	NW									2,19		3,38		1,90		5,01		4,70		2,07		0,013		0,012
2011	N	8,3	8,3	411,0	151,6	2,3	0,4	2,45		2,97		4,99		2,36		5,07		5,40		2,03		0,017		0,014
	NE									2,96		4,78		2,30		5,01		5,93		2,22		0,017		0,013
	E									1,27		3,10		1,66		3,50		4,15		1,73		0,011		0,012
	SE									1,70		3,42		1,46		4,21		4,02		1,52		0,014		0,012
	S									3,76		4,84		1,79		4,64		5,00		1,84		0,011		0,009
	SW									3,45		4,86		1,74		4,79		5,18		1,76		0,014		0,010
	W									2,12		4,21		1,95		5,07		5,02		1,69		0,020		0,012
	NW									2,32		4,07		2,13		4,69		4,75		1,74		0,016		0,011



zmienna	Wdir	Tair	SD	PPFD	SD	Ws	SD	NEP	SD	GEP	SD	Reco	SD	LUE *	SD								
jedn.	[-]	[°C]		[mmol·m <sup>-2</sup> ]		[m·s <sup>-1</sup> ]		[μmol CO <sub>2</sub> ·m <sup>-2</sup> ·y <sup>-1</sup> ]								[-]							
2012	N	11,1	8,5	409,4	157,4	2,1	0,4	2,79	4,80	5,75	5,51	1,97	2,06	0,017	0,015	3,64	5,95	2,32	5,95	5,84	2,19	0,018	0,017
	NE															2,79	5,03	2,07	5,99	5,54	2,00	0,019	0,018
	E															2,60	5,39	2,07	4,80	5,48	2,01	0,016	0,015
	SE															2,11	4,65	1,75	3,35	4,73	1,93	0,017	0,015
	S															3,65	6,47	2,04	3,83	5,53	2,23	0,017	0,013
	SW															3,31	5,91	2,11	4,34	5,44	2,32	0,016	0,014
	W															2,10	5,52	1,92	4,78	5,61	2,12	0,019	0,014
	NW															2,74	5,50	1,85	5,13	5,64	1,99	0,015	0,014
2013	N	9,6	9,7	399,9	164,6	3,4	1,7	2,62	4,83	5,53	4,75	1,97	2,41	0,014	0,009	5,77	7,08	1,67	5,77	4,76	1,93	0,015	0,009
	NE															4,35	5,29	1,50	6,06	4,25	1,72	0,015	0,010
	E															2,69	3,83	1,28	4,89	4,33	1,59	0,013	0,008
	SE															2,99	5,77	2,19	4,55	4,94	2,53	0,014	0,010
	S															3,62	6,44	1,76	4,23	4,38	1,94	0,012	0,008
	SW															3,07	4,55	1,29	3,74	3,76	1,35	0,011	0,007
	W															0,49	3,24	1,13	3,29	3,40	1,18	0,014	0,009
	NW															5,02	6,35	1,73	5,62	4,61	1,70	0,015	0,009
2014	N	11,6	7,0	402,7	154,1	2,7	1,3	2,38	3,10	4,39	4,81	3,42	2,86	4,31	4,98	1,85	4,85	1,80	1,84	0,012	0,018	0,008	0,009

zmienna	Wdir	Tair	SD	PPFD	SD	Ws	SD	NEP	SD	GEP	SD	Reco	SD	LUE *	SD
jedn.	[-]	[°C]		[mmol·m <sup>-2</sup> ]		[m·s <sup>-1</sup> ]		[μmol CO <sub>2</sub> ·m <sup>-2</sup> ·y <sup>-1</sup> ]						[-]	
	NE							0,76	4,27	2,86	4,53	4,81	1,88	0,018	0,009
	E							1,83	4,88	2,80	4,74	5,38	1,98	0,017	0,009
	SE							2,02	3,09	1,60	3,71	4,34	1,60	0,013	0,007
	S							2,74	3,83	1,98	3,66	4,30	1,90	0,012	0,006
	SW							3,10	3,66	1,67	3,97	4,41	2,01	0,010	0,007
	W							1,72	3,28	1,66	4,08	4,07	1,70	0,012	0,009
	NW							3,72	4,98	2,85	5,17	4,95	1,83	0,016	0,009

