SANDRA SŁOWIŃSKA¹, MICHAŁ SŁOWIŃSKI²

¹*Pracownia Badania Oddziaływań Klimatu
Zakład Geoekologii i Klimatologii
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
Twarda 51/55, 00-818 Warszawa*
²*Zakład Dynamiki Krajobrazów Minionych
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
E-mail: s.slowinska@twarda.pan.pl
michal.slowinski@geopan.torun.pl*

TORFOWISKA MSZARNE STREFY PÓŁNOCNEJ A ZMIANA KLIMATU

O TORFOWISKACH SŁÓW KILKA

Torfowiska są zarówno pod względem morfologicznym, jak i funkcjonalnym umiejscowione pomiędzy zbiornikami wodnymi a lądem. Terminologia dotycząca obszarów mokradlowych bywa często skomplikowana dla przeciętnego odbiorcy i używana niewłaściwie, głównie przez mnogość określeń spowodowaną zarówno różnymi perspektywami wykorzystania tych obszarów, jak też zróżnicowaniem regionalnym, przyrodniczym itp.

Mokradła są utożsamiane z obszarami wodno-błotnymi (ang. wetlands), które według Konwencji Ramsarskiej obejmują „tereny bagien, błot i torfowisk lub zbiorniki wodne, tak naturalne jak i sztuczne, stałe i okresowe, o wodach stojących lub płynących, słodkich, słonawych lub słonych, łącznie z wodami morskimi, których głębokość podczas odpływu nie przekracza sześciu metrów”. Konwencja Ramsarska jest to międzynarodowy układ, zobowiązujący kraje do szczególnej ochrony obszarów wodno-błotnych jako dobra międzynarodowego, gdyż są one regulatorem stosunków wodnych, środowiskiem życia charakterystycznej flory i fauny, a w szczególności ptactwa wodnego. Polska przystąpiła do Konwencji w 1978 r.

O tym czy dany obiekt jest torfowiskiem decyduje kryterium geologiczne, czyli występowanie torfu, a nie kryterium florystyczne czy fitocenologiczne (TOBOLSKI 2012).

Do torfowisk zaliczamy mokradła z obecną w nich warstwą torfu o miąższości co najmniej 30 cm. Zatem nie każde mokradło jest torfowiskiem, ale każde torfowisko jest mokradłem. Torf jest utworem organicznym, który zawiera co najmniej 30% materii organicznej, utworzonej w wyniku niecałkowitego rozkładu, głównie roślin. Jest to wynikiem atmosfery beztlenowej, powstającej w warunkach wysokiego uwilgotnienia, niskiej podatności na rozkład materiału roślinnego i działania innych czynników środowiskowych. Torf na torfowiskach wysokich zbudowany jest przeważnie ze szczątków mchów torfowców, natomiast na niskich - z obumarłych roślin naczyniowych i mchów brunatnych. W procesie tworzenia torfu biorą udział różne materiały roślinne, np. części zdrewniałe, liście, kłaczka, korzenie i wspomniane mszaki (Ryc. 1).

Miąższość osadów poszczególnych obiektów jest zróżnicowana i zależy głównie od intensywności oraz czasu akumulacji masy torfowej i może wynosić nawet kilkanaście metrów, jednak zazwyczaj jest to kilka metrów. Przykładowo, miąższość osadów torfowiska Linje, położonego niedaleko Bydgoszczy, to ponad 10 metrów.

By torfowisko mogło powstać musi współistnieć kilka czynników, z których najważniejszy to odpowiednia ilość wody.

W zależności od typu zasilania w wodę, torfowiska dzielimy na: zasilane opadem atmosferycznym, wodami gruntowymi czy też

Ryc. 1. Profil torfowy z regionu Khanymey, północno-zachodnia Syberia (fot. M. Słowiński).

reprezentujące mieszany typ zasilania, grun-
towo-opadowy. Torfowiska znaleźć można
również w dolinach rzek, a także w stre-
fach oddziaływania zbiorników wodnych,
np. mórz, i wtedy zasilane są głównie przez
wody tych zbiorników. Typ zasilania odpow-
iedzialny jest następnie za chemizm wody
i jego sezonowe wahania. I tak, torfowiska
zasilane opadem atmosferycznym uzależnio-
ne będą głównie od wysokości opadu atmo-
sferycznego oraz jego rocznego przebiegu, jak
również od wielkości ewapotranspiracji, czyli
strat wody z powierzchni torfowiska i roślin,
następujących w wyniku parowania. Zatem
w okresie letnim w naszej szerokości geogra-
ficznej poziom wody na takich torfowiskach
może ulegać znacznym wahaniom, docho-
dzącym nawet do kilkudziesięciu centyme-
trów. Jeżeli natomiast w wyniku działalności
człowieka torfowisko zostanie zdrenowane,
spowoduje to przyspieszony odpływ wody ro-
wami melioracyjnymi, przesuszenie wierz-
chniej warstwy torfowiska, czego następstwem
jest zatrzymanie akumulacji torfu, a nawet
jego rozkład.

Skład chemiczny wody zasilającej torfowi-
sko decyduje o jego żyzności (trofii). Stanowi
to podstawę ekologicznego podziału torfowisk
na: wysokie, niskie i przejściowe. Torfowiska
wysokie uzależnione są od wód opadowych,
a więc są skąpożyźne (oligotroficzne). Cha-

Ryc. 2. Rozmieszczenie torfowisk na świecie (wg LAPPALAINEN 1996).

rakteryzują się dużą pojemnością wodną i niskim pH, przez co stają się środowiskiem życia wyspecjalizowanych grup roślin, w tym przede wszystkim mchów torfowców. Torfowiska niskie są dość szeroko rozpowszechnione, bo zasilane wodami powierzchniowymi i gruntowymi. Cechuje je duża zawartość substancji odżywczych (mogą być eutroficzne, mezotroficzne) i dominacja roślin naczyniowych. Między tymi dwoma typami umiejscawiają się torfowiska przejściowe, które są nieco bogatsze gatunkowo niż torfowiska wysokie, a tym samym charakteryzujące się nieco wyższym pH (RYDIN i JEGŁUM 2013, TOBOLSKI 2012).

Torfowiska na świecie zajmują powierzchnię 4,23 mln km², czyli stanowią ok. 3% powierzchni lądów (XU i współaut. 2018). Największe kompleksy torfowisk na półkuli północnej znajdują się na Nizinie Zachodniosyberyjskiej i Nizinie Hudsonskiej, natomiast w niższych szerokościach geograficznych wyróżniają się tereny Azji Południowo-Wschodniej oraz dorzecza Amazonki i Konga (Ryc. 2).

W Polsce powierzchnia torfowisk wynosi ok. 4% powierzchni kraju (wg „Systemu informacji przestrzennej o mokradłach Polski” sporządzonym przez Instytut Technologiczno-Przyrodniczy). Zatem jest to obszar stosunkowo niewielki, dlatego tak cenny pod kątem zachowania bioróżnorodności.

USŁUGI EKOSYSTEMOWE TORFOWISK

Usługi ekosystemowe torfowisk związane są bezpośrednio z funkcjami, które pełnią. Torfowiska są siedliskiem wyspecjalizowanych gatunków roślin i zwierząt przystosowanych do życia w środowiskach o dużej zawartości wody i zróżnicowanym pH. Poprawiają bilans wodny zlewni (poprzez magazynowanie wody i spowolnienie jej odpływu), jak też jakość wody oraz oddziałują na warunki klimatyczne w otoczeniu.

Zapewniają możliwość edukacji, rekreacji i turystyki. Jednak jedną z najważniejszych ról torfowisk w obecnych czasach wydaje się być funkcja regulacyjna w odniesieniu do klimatu globalnego i obiegu gazów cieplarnianych (KIMMEL i MANDER 2010).

GLOBALNE OCIEPLENIE A TORFOWISKA – NIE DO KOŃCA ZBADANE INTERAKCJE

Między ociepleniem klimatu a torfowiskami zachodzi wiele istotnych dwukierunkowych interakcji, które rozpatrywać należy w kategorii sprzężeń zwrotnych. Są to sprzężenia zwrotne ujemne (działające łagodząco, czyli w tym przypadku chłodząco na klimat),

ale też dodatnie (wzmacniające niekorzystny efekt ocieplenia). Jak w każdym ekosystemie, na każdym poziomie funkcjonowania torfowisk, począwszy od skali mikro do makro, istnieje szereg procesów, w których zmiana jednego elementu pociąga za sobą zmiany kolejnych.

DWUTLENEK WĘGLA – WĘGIEL – DWUTLENEK WĘGLA

Torfowiska są ekosystemami strategicznymi w kontekście łagodzenia zmiany klimatu, gdyż akumulują (zawierają) nieproporcjonalnie dużo węgla w stosunku do zajmowanego obszaru. Szacuje się bowiem, że stanowią one ok. 3% powierzchni lądów, a gromadzą ok. 25% światowego węgla (ok. 600 GtC) zawartego w glebie (GORHAM 1991). W tym torfowiska północne (położone powyżej równoleżnika 40°N w Ameryce Północnej i 50°N w Eurazji) magazynują jego zdecydowaną większość, ok. 500±100 GtC (TURUNEN i współaut. 2002, YU i współaut. 2011). Duże niedoszacowanie wynika głównie z tego, że nie wszystkie obszary z pokładami torfu na świecie są wystarczająco dobrze zbadane. Oprócz niedoszacowania samej ich powierzchni, jeszcze bardziej skomplikowane jest określenie ich głębokości i właściwości fizycznych w skali globalnej, takich jak chociażby gęstość objętościowa torfu.

Wiązanie przez rośliny torfowiskowe atmosferycznego dwutlenku węgla w wyniku procesu fotosyntezy, spowolnione tempo dekompozycji przez znaczne uwilgotnienie powoduje akumulację dużych ilości węgla w osadach torfowych. Przekładając to na cykl węglowy, działa to ochładzająco przez wychwytywanie z atmosfery gazu cieplarnianego jakim jest CO₂ i tym samym zmniejszenie jego stężenia w powietrzu. Jednak należy to rozpatrywać raczej w skali globalnej i w geologicznej skali czasu, aniżeli w skali lokalnej i perspektywie kilku lat, bowiem obieg gazów na torfowiskach ma zmienność sezonową i związaną z tym aktywność fotosyntetyczną, jak również zmienność warunków hydrometeorologicznych w danym roku. Nakładać się na to może korzystna bądź niekorzystna działalność człowieka (melioracje, pozyskanie torfu itp.). Innymi słowy, intensywność akumulacji i ilość zakumulowanego węgla w torfie zależy od wielu czynników, z których najważniejsze to warunki klimatyczne, hydrologiczne i typ roślinności torfotwórczej.

Niestety, torfowiska mogą też uwalniać do atmosfery zgromadzony wcześniej węgiel. Dzieje się to głównie w wyniku odwodnienia, które powoduje nadmierne przesuszenie ich wierzchniej warstwy, a także w wyniku

Ryc. 3. Zdjęcie chmur dymu nad Jakucją wykonane podczas pożarów 8 sierpnia 2021 r. za pomocą MODIS, NASA Aqua (źródło: <https://earthobservatory.nasa.gov/images/148678/an-unusually-smoky-fire-season-in-sakh>).

pożarów, jako konsekwencji spadku wilgotności środowiska. Tych jest coraz więcej w strefie sub- i borealnej. Pożary, które wystąpiły w 2021 r. na Syberii (szczególnie w Jakucji, Rosja) i trwały od lipca do września, uwolniły razem z obszarami w Arktyce ponad 66 mln ton CO_2 (Ryc. 3). Jest to ponad dwa razy więcej niż w ostatnich 19 latach, od kiedy trwa monitoring prowadzony przez Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS). Łącznie emisja węgla z pożarów, które wystąpiły latem 2021 r. wyniosła aż 2,7 mld ton. Pomimo tego, że pożary na obszarze Syberii występowały zawsze, ich intensywność w ostatnich latach daje powody do refleksji. Podkreślić należy, że zmiana klimatu, która manifestuje się nie tylko wzrostem temperatury powietrza, ale też roztopianiem wieloletniej zmarzliny, zwiększeniem wyładowań atmosferycznych, zmianami składu gatunkowego roślinności, sprzyja większej częstotliwości i trwałości pożarów, jak również zwiększeniu obszaru ich oddziaływania (McCARTY i współaut. 2021).

Wieloletnia zmarzlina (czyli warstwa gruntu o różnej grubości, która jest zmrożona minimum 2 lata) topniejąc sprawia, że występujące tam bogate w węgiel pokłady torfu i gleby stają się bardziej podatne na

pożary, szczególnie podczas niekorzystnych warunków meteorologicznych, takich jak susze. Jest to pętla sprzężenia zwrotnego, gdyż torfowiska, uwalniając więcej węgla w wyniku pożarów, przyczyniać się będą do wzrostu temperatury, co z kolei spowoduje rozmrażanie kolejnych obszarów, itd.

Szacuje się, że każdego roku torfowiska osuszone w wyniku mikrobiologicznego utleniania bądź pożarów emitują około 2 mld ton CO_2 , co stanowi ok. 5% emisji wszystkich antropogenicznych gazów cieplarnianych (GHG). Natomiast w latach 2020-2100 może to być 12-41% przy globalnym ociepleniu poniżej $2,0^\circ\text{C}$ (GÜNTHER i współaut. 2020).

Badania wykazały, że ponowne nawodnienie torfowisk poprzez działania restytucyjne, może skutecznie powstrzymać proces emisji CO_2 , jednak zbyt wysoki poziom wody na torfowiskach przyczynia się do emisji metanu, kolejnego gazu cieplarnianego (SØVIK i współaut., 2006).

METAN – POTWÓR Z BAGIEN?

Ze względu na występowanie warunków podmokłych i beztlenowych, torfowiska są źródłem metanu (CH_4), bardzo silnego gazu cieplarnianego. Potencjał tworzenia efektu cieplarnianego (ang. global warming potential, GWP) wyznacza zdolność określonej masy gazu do pochłaniania ciepła, odnosząc to do tej samej masy CO_2 w wyznaczonym horyzoncie czasowym (np. 20 czy 100 lat). Dla CO_2 wartość ta zawsze wynosi 1, niezależnie od przyjętego horyzontu czasowego. Dla metanu GWP (uwzględniając sprzężenia zwrotne cyklu węglowego) wynosi 86 dla 20 lat od emisji, natomiast w ciągu 100 lat spada do 34, zatem ma on zdecydowanie silniejsze działanie w krótkim horyzoncie czasowym. Oznacza to, że emisja jednej tony metanu jest równoważna emisji 34 ton CO_2 , jeśli rozpatruje się wymuszenie radiacyjne spowodowane w atmosferze przez CH_4 na dystansie czasowym 100 lat. W okresie 20 lat oddziaływanie metanu na bilans cieplny atmosfery jest równe oddziaływaniu aż 86 tonom CO_2 (POPKIEWICZ i współaut. 2019). Według Międzynarodowej Agencji Energetycznej (ang. International Energy Agency, IEA) to właśnie zmniejszenie i zapobieżenie emisji metanu będzie miało kluczowe znaczenie dla uniknięcia najgorszych skutków zmiany klimatu. W 2019 r. agencja ta uruchomiła monitoring emisji metanu (www.iea.org/data-and-statistics/charts/sources-of-methane-emissions-3), który obejmuje nowe dane dotyczące dostaw ropy i gazu, a także wybrane dowody z literatury naukowej i kampanii pomiarowych. Z przedstawionych sza-

cunków wynika, że obszary podmokłe są największym naturalnym źródłem metanu.

Od początku ery industrialnej (1750 r.) poziom metanu w atmosferze wzrósł o ok. 160% (z 722 ppm do 1892 ppm w grudniu 2020 r.), jednak nie był to wzrost jednostajny. Najszybszy wzrost koncentracji metanu w atmosferze nastąpił w latach 1984-1999 ($8,4 \pm 0,6$ ppm na rok), kolejny przypada na okres obecny, począwszy od 2007 r. ($7,3 \pm 0,6$ ppm na rok w latach 2007-2019). To, czy ponowny wzrost jest spowodowany emisją ze źródeł antropogenicznych, naturalnych, z procesów zachodzących w atmosferze, czy też jest połączeniem wszystkich trzech czynników, pozostaje nierozstrzygnięte. Poza tym, szacunki emisji metanu, jak i jego pochłaniania w zależności od przyjętej skali i kierunku analizy różnią się. Dlatego badania nad dynamiką metanu w środowisku pozostają nadal gorącym tematem wśród naukowców.

Pewne jest natomiast, że na obszarach podmokłych w wyniku ocieplenia klimatu będzie się zwiększać aktywność drobnoustrojów, które przekształcają materię organiczną w metan, jednak te sprzężenia zwrotne są niestety poza kontrolą człowieka, w przeciwieństwie do antropogenicznych źródeł jego emisji (NISBET i współaut. 2019).

ODPOWIEDŹ EKOSYSTEMÓW TORFOWISKOWYCH NA ZMIANY KLIMATYCZNE – BADANIA PALEOEKOLOGICZNE

W okresie holocenu, który rozpoczął się około 11 700 BP (ang. before present, BP; przed rokiem 1950, który został przyjęty jako referencyjny początek skali wieku, wykorzystywany w geologii, archeologii i pokrewnych dyscyplinach naukowych), wraz z końcem ostatniego zlodowacenia zaczęły się na półkuli północnej tworzyć torfowiska. Tempo ich powstawania różniło się. Wyniki datowań torfów bazalnych wskazują, że rozwój torfowisk zachodniej Syberii nastąpił w okresie ok. 12 000–8 000 BP, w Finlandii nastąpiło to zaraz po zlodowaceniu z przyspieszonym rozwojem 4500 BP, natomiast inicjacja torfowisk w zachodniej Kanadzie rozpoczęła się około 10 000 BP i rozwijały się one w miarę stałym tempie do okresu 3000 BP (FROLKING i współaut. 2007). Okres holocenu charakteryzował się gwałtownymi zmianami klimatu, co miało bezpośredni wpływ na tempo akumulacji torfu. Jako główny czynnik wskazuje się na temperaturę, która sterowała akumulacją węgla na torfowiskach północnych. Ocieplenie przyczyniało się bowiem do wzrostu produktywności roślin i akumulowania torfu w niektórych

regionach, ale mogło też powodować zwiększony rozkład i utratę węgla w innych. Dlatego, by doszło do akumulacji, istotny jest drugi czynnik, czyli dodatni bilans wilgotności, który spowalnia proces dekompozycji, czyli rozkładu materii organicznej. Eksperci uważają również, że występowanie wieloletniej zmarzliny przyczynia się do niższych wskaźników akumulacji węgla w porównaniu do obszarów, gdzie ona nie występuje (LOISEL i współaut. 2021).

TORF A RETROSPEKCJA

Co ma torf do retrospekcji? Otóż dla paleoekologów zajmujących się analizami rdzeni torfowych (naturalnym archiwum przyrody) to właśnie obraz torfu, jego składu i pozostałych w nim szczątków jest jak powrót do przeszłości. W torfowiskach dochodzi do aktywnej akumulacji osadów biogenicznych (RYDIN i JEGLUM 2013). Proces ten nazywamy sedimentacją (TOBOLSKI 2000). Różni się on od sedymentacji tym, iż materia organiczna jest akumulowana bezpośrednio w miejscu, w którym powstaje. Jest to efekt corocznego przyrostu występujących tam roślin torfotwórczych. To właśnie dzięki nim powstaje torf, a w wyniku utrzymywania się wysokiego poziomu wody proces dekompozycji powstałej materii organicznej jest ograniczony. Zatem przyrost netto masy torfowej jest skutkiem dwóch procesów: akumulacji szczątków roślin na powierzchni (przychód) i ich dekompozycji (rozkład). W ten sposób powstaje torfowisko (złoże), a jego miąższość (grubość) jest silnie uzależniona od warunków hydrologicznych, klimatycznych i intensywności rozwoju roślin. W związku z tym, że przyrost torfowiska, czyli akumulacja materii organicznej w postaci torfu (obumarłych roślin), w naszych szerokościach geograficznych zachodzi w cyklu rocznym, torfowiska, a tym samym torf tam gromadzony, jest bardzo dobrym archiwum przyrodniczym dokumentującym zachodzące w przeszłości zmiany środowiskowe (CHARMAN 2002).

Wykorzystując indykacyjne gatunki roślin budujących osady torfowe, czy szczątki zwierząt i mikroorganizmów współwystępujących na torfowiskach, możemy rekonstruować warunki klimatyczne, hydrologiczne i edaficzne (troficzne) jakie panowały w przeszłości (Ryc. 4) (BIRKS i BIRKS 1980). To właśnie dzięki rekonstrukcjom paleoklimatycznym pochodzącym ze stanowisk terestrycznych, takich jak osady torfowiskowe czy jeziorne dokumentujące historię holocenu wiemy o tym, że okres ten charakteryzował się gwałtownymi zmianami klimatu. Oczywiście czynniki indukujące te wahania klimatyczne były różne.

Ryc. 4. Fazy mokre i suche torfowiska na stanowisku Rąbień, w porównaniu z innymi stanowiskami w północnej Europie podczas minimum Homera około 800 lat p.n.e. A) Zróżnicowanie wilgotności stanowisk, B) Porównanie wybranych proxy z różnych zbiorów danych: pyłków, makroszcątków roślin, wioślarek, danych geochemicznych i ilościowej rekonstrukcji głębokości zwierciadła wody (DWT), opartej o analizy występowania ameb skorupkowych (SŁOWIŃSKI i współaut. 2016).

Jednak dzięki wielu opracowaniom paleoekologicznym pochodzącym z różnych stanowisk można przeanalizować przestrzenny obraz wpływu poszczególnych zdarzeń klimatycznych na zmiany szaty roślinnej, hydrologię czy na dawne społeczności funkcjonujące wokół badanych torfowisk (ŁAMENTOWICZ i współaut. 2019).

Niewątpliwie dobrym przykładem są przekształcenia ekosystemów torfowiskowych jakie zaszły w trakcie epizodu klimatycznego nazywanego „event 2.8 BP”. Przyczyną zmian klimatycznych, które nastąpiły około 800 lat przed naszą erą była zmieniająca się aktywność słońca (MARTIN-PUERTAS i współaut. 2012). Wtedy bowiem, między 800-600 p.n.e. (2800 a 2550 cal BP), miało miejsce wielkie minimum słoneczne zwane minimum Homera, w czasie którego doszło do krótkotrwałej zmiany klimatycznej. Jednak wyniki rekonstrukcji paleoklimatycznych, opierające się na wielu stanowiskach europejskich wskazują, iż zakres przestrzenny i wpływ tego minimum na zmiany klimatu w Europie był zróżnicowany. Rekonstrukcje ukazały, iż zachodnia Europa w trakcie minimum Homera charakteryzowała się wzrostem wilgotności, natomiast odwrotna sytuacja była we wschodniej części Europy, gdzie dochodziło do susz (Ryc. 5) (SŁOWIŃSKI i współaut. 2016). Zmiany klimatu jakie wówczas zaszły,

miały dalekosiężne skutki dla ówczesnych cywilizacji, doprowadzając je do kryzysów i upadków (DEGROOT i współaut. 2021).

Jak ukazuje wiele publikacji, bezpośredni wpływ na ekosystemy torfowiskowe miały również dawne społeczności. Człowiek, nie tylko przez melioracje odwadniające, ale również zmianę sposobu użytkowania gruntów w zlewni, wpływa bezpośrednio na zmiany warunków ekohydrologicznych panujących na torfowiskach, co sprawia, że w ekosystemach tych dochodzi do zaburzeń funkcjonowania. W zależności od mocy i czasu trwania tej presji, a także od działań samoregulacyjnych, obiekty te powracają do stanu sprzed zakłócenia albo zmieniają swoją trajektorię rozwoju i dostosowują się do powstałych warunków.

MONITORING I BADANIA EKSPERYMENTALNE – TORFOWISKO LINJE

Monitorowanie i obserwowanie jak reaguje torfowisko na zmiany warunków środowiskowych (temperaturę powietrza, opady, zanieczyszczenie itd.), jest z góry zaplanowanym wieloletnim procesem. Długoterminowy monitoring elementów środowiska przyrodniczego jest wymagający i trudny. Trudność polega nie tyle na skomplikowanych pomia-

Ryc. 5. Osady biologiczne torfowiska Trzechowskiego (Bory Tucholskie, Północna Polska). Fotografia dokumentuje gwałtowne przejście między osadami jeziornymi (gytiami) a osadami torfowymi.

rach (choć czasami również) czy wymagających obserwacji, ale na utrzymaniu pewnych standardów takiego monitoringu przez długi okres, nawet kilkudziesięcioletni. Czasami zebrane informacje nawet z dekady pomiarów nie pozwalają do końca odpowiedzieć na niektóre pytania badawcze. Dlatego w badaniu reakcji ekosystemów stosuje się również eksperymenty, zarówno terenowe, jak i laboratoryjne, polegające na sztucznym zmienianiu m.in. warunków termiczno-wilgotnościowych torfowiska.

W przypadku torfowisk i ich reakcji na szybko obecnie wzrastającą temperaturę i zdarzenia ekstremalne, jakimi są chociażby susze, ważna jest integracja wielu poziomów i perspektyw badawczych. Wyniki analiz paleoekologicznych pozwalają prześledzić, jak dane torfowisko reagowało na zmiany klimatu i inne zaburzenia (odwodnienia, ekstrakcję torfu) w przeszłości. Umożliwiają również

określenie stanu pierwotnego obiektu, gdyż nie zawsze to co widzimy obecnie odzwierciedla pierwotny stan i funkcjonowanie torfowiska w okresie przed wpływem człowieka. Uzyskujemy w ten sposób opis obiektu będący „punktem odniesienia”.

Natomiast wieloletni monitoring pozwala ocenić reakcję ekosystemu na międzyroczne i sezonowe zmiany, np. warunków hydrometeorologicznych, depozycję zanieczyszczeń, odporność na zaburzenia antropogeniczne, itp. Działania te pozwalają także na określenie momentu, w którym zarządzający takimi obiektami powinni wdrożyć działania ochronne. Podejście eksperymentalne, polegające na manipulacji, pozwala ocenić w teraźniejszości wpływ (projekcja reakcji) zmiany klimatu na funkcjonowanie ekosystemu. Stanowi ono zatem coś w rodzaju kapsuły czasu. W przypadku badania reakcji torfowisk na wyższą temperaturę stosuje się przede wszystkim otwarte mini-szklarnie (ang. open top chambers, OTC), które w sposób pasywny manipulują temperaturą, ale też aktywne podgrzewanie za pomocą lamp na podczerwień czy gruntowych kabli grzewczych. Eksperymenty takie wykonywano i wykonuje się w różnych miejscach na świecie, m.in. w USA (projekt SPRUCE), w Wielkiej Brytanii (projekt PEATBOG), w Rosji (projekt CLIMireSiber) i we Francji (projekt PEATWARM) (LAMENTOWICZ i współaut. 2017). W Polsce eksperymenty takie wykonano na dwóch torfowiskach: Rzecin (gdzie manipulowano temperaturą, jak też ilością opadu atmosferycznego; projekt WETMAN) i na wspomnianym wcześniej torfowisku Linje (projekt CLIMPEAT), położonym niedaleko Bydgoszczy.

Monitoring warunków hydrometeorologicznych na torfowisku Linje, który prowadzony jest od ponad 15 lat pozwala zauważyć, że obiekt ten gwałtownie reaguje na okresy bezopadowe, szczególnie w ciepłym półroczu (SŁOWIŃSKA i współaut. 2010). Na warunki wodne negatywnie wpływają niskie opady zimowe, kiedy torfowisko powinno uzupełniać zasoby wodne uszczuplone poprzez wysokie parowanie w okresie wegetacji. Utrzymujący się długo niski poziom wody gruntowej skutkuje wkraczaniem na torfowisko drzew, przez co ulegają zmianie m.in. warunki mikrosiedliskowe. Obserwowane było to na przestrzeni lat 2012-2017, kiedy nastąpiły epizody suszy (Ryc. 6). Drzewa (tzw. nalot) są sukcesywnie usuwane w ramach działań będących elementem aktywnej formy ochrony torfowiska.

Celem projektu CLIMPEAT było zbadanie reakcji torfowiska na ocieplenie klimatu połączone z osuszeniem. W tym celu dokonano manipulacji powierzchnią torfowiska i

Ryc. 6. Zarastanie torfowiska w wyniku niekorzystnych warunków wodnych, przede wszystkim niskich opadów atmosferycznych.

zastosowano system mini-szklarni (OTC). W ciągu dnia na poletkach z OTC maksymalna dobowa temperatura powietrza w warstwie przygruntowej osiągała wartości o ok. 2°C wyższe niż otoczenie, a bywały dni, kiedy różnice te sięgały niemal 4°C (Ryc. 7). W projekcie wykonano zaawansowane badania meteorologiczne i szereg analiz: roślinności, mikroorganizmów, rozkładu materii organicznej, przyrostu mchów torfowców oraz aktywności enzymatycznej (LAMENTOWICZ i współaut. 2016). Dzięki badaniom udało się określić głębokość poziomu wody, która jest tzw. punktem zwrotnym (ang. tipping point). Kiedy poziom wody obniża się poniżej tego punktu, następują znaczące zmiany w respiracji ekosystemu oraz zbiorowiskach grzybów roślinnych i glebowych. Dodatkowo wskazano, że na tego typu torfowiskach susze powodować mogą utratę węgla, zamiast jego akumulacji (SAMSON i współaut. 2018). Uzyskane wyniki stanowią wskazówki dla zarządzania takimi ekosystemami w warunkach obecnej zmiany klimatu.

NAWADNIANIE OSUSZONYCH TORFOWISK NADZIEJĄ NA SPOWOLNIENIE OCIEPLENIA?

Osuszone torfowiska są emiterami netto węgla do atmosfery w postaci dwutlenku węgla. Ponowne ich nawadnianie skutecznie redukuje wielkość tej emisji, ale może także przywrócić bądź spowodować emisję metanu. Ważne jest zatem, aby w ramach działań służących ochronie/odbudowie torfowiska uzyskać właściwy poziom nawodnienia w odpowiednim czasie oraz kontrolować jego skutki. Istotna jest także perspektywa czasowa w jakiej chcemy osiągnąć efekt, bowiem CH_4 , w odróżnieniu od CO_2 , jest silnym, ale

krótkotrwałym gazem cieplarnianym. Jednak ocena dokonana przez GÜNTHERA i współaut. (2020) wskazuje, że ponowne nawadnianie osuszonych torfowisk natychmiast prowadzi do korzyści klimatycznych, w porównaniu z utrzymaniem *status quo*. W swych analizach uwzględnili oni czas pozostania w atmosferze (tzw. długość życia) cząstek $\text{CO}_2/\text{N}_2\text{O}$ vs CH_4 i zastosowali to do pięciu scenariuszy dla 2100 r.: (i) więcej zdrenowanych torfowisk niż obecnie, (ii) tyle samo co obecnie, (iii) ponowne nawodnienie wszystkich tor-

Ryc. 7. Dobowy przebieg temperatury powietrza w warstwie przygruntowej na torfowisku Linje na poletku ogrzewanym za pomocą mini szklarni (OTC) oraz na poletku kontrolnym, bez manipulacji (CTL), 5 maja 2013 r.

fowisk w latach 2020-2040, (iv) ponowne nawodnienie połowy z nich w latach 2020-2040, (v) ponowne nawodnienie wszystkich torfowisk, ale w latach 2050-2070. Pomimo tego, że ogólny efekt klimatyczny ponownego nawilżenia torfowisk jest rzeczywiście silnie zdeterminowany przez wymuszenie radiacyjne utrzymującej się emisji CH_4 , to ze względu na znikomą lub nawet ujemną emisję netto $\text{CO}_2/\text{N}_2\text{O}$ z ponownie nawodnionych torfowisk i krótki czas życia CH_4 w atmosferze, całkowite antropogeniczne wymuszenie radiacyjne wszystkich trzech gazów cieplarnianych razem wziętych szybko osiąga poziom plateau (wyplaszczenie) po ponownym nawilżeniu. Zatem najlepszy efekt „ochładzający” miałoby ponowne nawodnienie wszystkich torfowisk w latach 2020-2040. Niestety nie możemy być pewni, że samo nawodnienie wystarczy, by przywrócić aktywną akumulację torfu na wszystkich obiektach. Najgorszym scenariuszem będzie sytuacja, gdy zdrenowanych torfowisk będzie nadal przybywać.

W skali lokalnej torfowiska strefy umiarkowanej mogą w sensie dosłownym działać również ochładzająco na otoczenie (SŁOWIŃSKA i współaut. 2022). Ma to ogromne znaczenie w adaptacji do zmiany klimatu. Dlatego tak ważna jest ochrona i renaturyzacja torfowisk. a także innych obszarów podmokłych. By pełniły one swą funkcję, muszą być wilgotne.

Streszczenie

Torfowiska zajmują ok. 3% powierzchni lądów, a magazynują aż ok. 25% zawartego w glebie węgla. Są więc ekosystemami szczególnej uwagi ze względu na ich udział w globalnym cyklu węglowym. Torfowiska o niezaburzonych stosunkach wodnych akumulują węgiel w torfie, co działa ochładzająco na atmosferę w skali globalnej w dłuższym okresie (przez wychwytywanie CO_2 z powietrza, który jest gazem cieplarnianym). Odwrotnie dzieje się, gdy dochodzi do obniżenia poziomu wód gruntowych, bo wtedy torfowiska stają się emiterami netto CO_2 . Z drugiej jednak strony, utrzymujący się długo zbyt wysoki poziom wody przyczynia się do wzmożonej emisji metanu (CH_4), kolejnego gazu cieplarnianego. Ważne jest zrozumienie mechanizmów funkcjonowania torfowisk w warunkach gwałtownie zmieniającego się klimatu. W tym celu stosuje się wiele analiz, zarówno w odniesieniu do skali przestrzennej, jak i czasowej, poczynając od analiz paleoekologicznych, aż po badania eksperymentalne. Ich integracja powinna stać się priorytetowym celem określenia punktów zwrotnych i trajektorii zmian dla torfowisk.

LITERATURA

- BIRKS H. J. B., BIRKS H. H., 1980. *Quaternary palaeoecology*. Edward Arnold, Londyn.
- CHARMAN D., 2002. *Peatlands and environmental change*. Wiley.
- DEGROOT D., ANCHUKAITIS K., BAUCH M. i współaut., 2021. *Towards a rigorous understanding of societal responses to climate change*. Nature 591, 539-550.
- FROLKING S., ROULET N. T., 2007. *Holocene radiative forcing impact of northern peatland carbon accumulation and methane emissions*. Global Change Biol. 13, 1079-1088.
- GORHAM E., 1991. *Northern Peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming*. Ecol. Appl. 1, 182-195.
- GÜNTHER A., BARTHELMES A., HUTH V., JOOSTEN H., JURASINSKI G., KOEBSCH F., COUWENBERG J., 2020. *Prompt rewetting of drained peatlands reduces climate warming despite methane emissions*. Nat. Comm. 11, doi.org/10.1038/s41467-020-15499-z.
- KIMMEL K., MANDER Ü., 2010. *Ecosystem services of peatlands: Implications for restoration*. Progr. Physical Geogr. Earth Environ. 34, 491-514.
- LAMENTOWICZ M., SŁOWIŃSKA S., SŁOWIŃSKI M., JASSEY V. E. J., CHOJNICKI B. H., RECZUGA M. K., ZIELIŃSKA M., MARCISZ K., LAMENTOWICZ Ł., 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 Peat 18, doi: 10.19189/MaP.2016.OMB.
- 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., HARENDĄ K., BARABACH J., TOBOLSKI K., GAŁKA M., 2017. *Znaczenie badań interdyscyplinarnych dla zrozumienia zaburzeń torfowisk w lasach*. Studia i materiały Centrum Edukacji Przyrodniczo-Leśnej, 19, 77-92.
- LAMENTOWICZ M., GAŁKA M., MARCISZ K., SŁOWIŃSKI M., KAJUKAŁO-DRYGALSKA K., DAYRAS M. D., JASSEY V. E. J., 2019. *Unveiling tipping points in long-term ecological records from Sphagnum-dominated peatlands*. Biol. Lett. 15, doi.org/10.1098/rsbl.2019.0043.
- LAPPALAINEN E., 1996. *Global Peat Resources*. International Peat Society, Saarijärvi.
- LOISEL J., GALLEGOSALA A. V., AMESBURY M. J. i współaut., 2021. *Expert assessment of future vulnerability of the global peatland carbon sink*. Nat. Clim. Change 11, 70-77.
- MARTIN-PUERTAS C., MATTHES K., BRAUER A., MUSCHELER R., HANSEN F., PETRICK C., ALDAHAN A., POSSNERT G., VAN GEEL B., 2012. *Regional atmospheric circulation shifts induced by a grand solar minimum*. Nat. Geosci. 5, 397-401.
- MCCARTY J. L., AALTO J., PAUNU V.-V., ARNOLD S. R., ECKHARDT S., KLIMONT Z., FAIN J. J., EVANGELIOU N., VENÄLÄINEN A., TCHEBAKOVA N. M., PARFENOVA E. I., KUPIAINEN K., SOJA A. J., HUANG L., WILSON, S., 2021. *Reviews and syntheses: Arctic fire regimes and emissions in the 21st century*. Biogeosciences 18, 5053-5083.
- NISBET E. G., MANNING M. R., DLUGOKENCKY E. J., FISHER R. E., LOWRY D., MICHEL S. E., ET AL., 2019. *Very strong atmospheric methane growth in the 4 years 2014-2017: Implications for the Paris Agreement*. Global Biogeochem. Cycles 33, 318-342.
- POPKIEWICZ M., KARDAS A., MALINOWSKI SZ., 2019. *Nauka o klimacie*. Wydawnictwo Sonia Draga, Nieoczywiste, Katowice.
- RYDIN H., JEGLUM J. K., 2013. *The Biology of Peatlands*. Oxford University Press, Oxford.

- SAMSON M., SŁOWIŃSKA S., SŁOWIŃSKI M., LAMENTOWICZ M., BARABACH J., HAREŃDA K., ZIELIŃSKA M., ROBRZEK B. J. M., JASSEY V. E. J., BUTTLER A., CHOJŃICKI B. H. M., 2018. *The impact of experimental temperature and water level manipulation on carbon dioxide release in a poor fen in northern Poland*. *Wetlands* 38, 551-563.
- SŁOWIŃSKA S., SŁOWIŃSKI M., LAMENTOWICZ M., 2010. *Relationships between local climate and hydrology in Sphagnum mire: implications for palaeohydrological studies and ecosystem management*. *Pol. J. Environ. Stud.* 19, 779-787.
- SŁOWIŃSKA S., SŁOWIŃSKI M., MARCISZ K., LAMENTOWICZ M., 2022. *Long-term microclimate study of a peatland in Central Europe to understand microrefugia*. *Int. J. Biometeorol.*, w druku.
- SŁOWIŃSKI M., MARCISZ K., PŁOCIENNIK M., OBREMSKA M., PAWŁOWSKI D., OKUPNY D., SŁOWIŃSKA S., BORÓWKA R., KITTEL P., FORYSIĄK J., MICHCZYŃSKA D.J., LAMENTOWICZ M., 2016. *Drought as a stress driver of ecological changes in peatland - A palaeoecological study of peatland development between 3500 BCE and 200 BCE in central Poland*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoeco.* 461, 272-291.
- SØVIK A. K., AUGUSTIN J., HEIKKINEN K. i współaut., 2006. *Emission of the greenhouse gases nitrous oxide and methane from constructed wetlands in Europe*. *J. Environ. Qual.* 35, 2360-2373.
- TOBOLSKI K., 2000. *Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych*. [W:] *Vademecum Geobotanicum*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- TOBOLSKI K., 2012. *Ochrona europejskich torfowisk*. [W:] *Wybrane problemy ochrony mokradel*. ŁACHACZ A. (red.). *Współczesne Problemy Kształtowania i Ochrony Środowiska*, Olsztyn, 17-56.
- TURUNEN J., TOMPPA E., TOLONEN K., REINIKAINEN A., 2002. *Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland-application to boreal and subarctic regions*. *Holocene* 12, 69-80.
- XU J., MORRIS P. J., LIU J., HOLDEN J., 2018. *PEATMAP: Refining estimates of global peatland distribution based on a meta-analysis*. *Catena* 160, 134-140.
- YU Z., BEILMAN D. W., FROLKING S., MACDONALD G. M., ROULET N. T., CAMILL P., CHARMAN D. J., 2011. *Peatlands and their role in the global carbon cycle*. *Eos Transact. Am. Geophys. Union* 92, doi.org/10.1029/2011EO120001.

KOSMOS Vol. 70, 4, 569–578, 2021

SANDRA SŁOWIŃSKA¹, MICHAŁ SŁOWIŃSKI²

¹Climate Impacts Laboratory, Department of Geoecology and Climatology, Institute of Geography and Spatial Organization PAS, 51/55 Twarda Str., 00-818 Warszawa, ²Past Landscape Dynamics Laboratory, Institute of Geography and Spatial Organization PAS, 51/55 Twarda Str., 00-818 Warszawa, E-mail: s.slowinska@twarda.pan.pl, michal.slowinski@geopan.torun.pl

NORTHERN PEATLANDS AND CLIMATE CHANGE

Summary

Peatlands cover approximately 3% of the land surface and store approximately 25% of terrestrial carbon. Therefore, they are ecosystems of special attention due to their role in the global carbon cycle. Undisturbed peatlands accumulate carbon in peat, which has a cooling effect on the atmosphere globally (by capturing CO₂ from the air, which is a greenhouse gas). The peatlands become net emitters of CO₂ when the level of groundwater decreases. On the other hand, the sustained high level of groundwater contributes to increased emissions of methane (CH₄), also the greenhouse gas. It is important to understand the mechanisms of functioning of peatlands in a rapidly changing climate. For this purpose, many perspectives are used, both in terms of spatial and temporal scales of analyzes, ranging from palaeoecological analyzes to experimental studies. The integration of all these approaches should become a priority action to identify tipping points and trajectories of peatland changes.

Key words: carbon dioxide, climate change, methane, paleoecology, peatlands