



ŚRODOWISKO GLEBOWE ŚRODKOWEJ WIELKOPOLSKI

Praca zbiorowa pod redakcją
Jolanty Komisarek i Andrzeja Mocka

Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu

ŚRODOWISKO GLEBOWE
ŚRODKOWEJ WIELKOPOLSKI

ŚRODOWISKO GLEBOWE ŚRODKOWEJ WIELKOPOLSKI

Praca zbiorowa pod redakcją
Jolanty Komisarek i Andrzeja Mocka

Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu

KOMITET REDAKCYJNY

Grażyna Czyżak-Runowska, Stanisław Grześ, Ewa Kiryluk-Dryjska, Andrzej Mazur,
Julita Reguła, Jacek Wójtowski (przewodniczący), Anna Zbierska, Lucyna Borowczyk

REDAKTOR Wydziału Inżynierii Środowiska i Inżynierii Mechanicznej
dr inż. Anna Zbierska

RECENZENT

prof. SGGW dr hab. Zbigniew Zagórski

Monografia wydana z okazji 31. Kongresu Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego
w Poznaniu.

Publikacja książki współfinansowana ze środków Lasów Państwowych.

© Copyright by Polskie Towarzystwo Gleboznawcze Oddział Poznański

© Copyright by Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu
Poznań 2023



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

Opracowanie redakcyjne

Paulina Kaczmarek

Projekt, opracowanie graficzne i komputerowe

Stanisław Tuchołka | panbook.pl

Projekt okładki

Exemplum Tomasz Adamski, Marcin Sykuła

ISBN 978-83-67112-54-3 (książka w oprawie miękkiej)

ISBN 978-83-67112-55-0 (on-line pdf)

<https://doi.org/10.17306/p.978-83-67112-55-0>

Wydanie 1. Ark. wyd. 14,4, ark. druk. 12,6

WYDAWNICTWO UNIwersytetu PRZYRODniczego W POZNANIU

ul. Witosy 45, 61-693 Poznań tel. 61 848 7808

e-mail: wydawnictwo@up.poznan.pl

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

Wydrukowano w Zakładzie Graficznym Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu

ul. Wojska Polskiego 67, 60-625 Poznań, e-mail: zakgraf@up.poznan.pl

Wersja elektroniczna dostępna na stronie <https://www.wydawnictwo.up.poznan.pl>
oraz w serwisie <https://www.ibuk.pl/>

Autorzy

Katedra Gleboznawstwa i Mikrobiologii, Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu

Piotr Gajewski
Bartłomiej Glina
Tomasz Kaczmarek
Zbigniew Kaczmarek
Łukasz Mendyk
Andrzej Mocek
Agnieszka Mocek-Płóciniak
Wojciech Owczarzak
Waldemar Spychalski

Instytut Środowiska Rolniczego i Leśnego, Polska Akademia Nauk w Poznaniu

Andrzej Kędziora

Katedra Gleboznawstwa i Rekultywacji, Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu

Mirosława Gilewska
Jolanta Komisarek †
Michał Kozłowski
Krzysztof Otremba

Katedra Botaniki i Siedliskoznawstwa Leśnego, Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu

Władysław Danielewicz
Monika Konatowska
Paweł Rutkowski

SPIS TREŚCI

WSTĘP	9
1. WARUNKI ROZWOJU GLEB ŚRODKOWEJ WIELKOPOLSKI	11
1.1. Rzeźba terenu i uwarunkowania geologiczno-geomorfologiczne	11
1.2. Warunki klimatyczne i bilans wodny	25
1.3. Szata roślinna	47
2. POKRYWA GLEBOWA	58
2.1. Gleby obszarów rolniczych	58
2.1.1. Przestrzenne zróżnicowanie pokrywy glebowej terenów rolniczych	58
2.1.2. Bonitacja gleb i waloryzacja rolniczej przestrzeni produkcyjnej	67
2.1.3. Wybrane właściwości gleb wytworzonych z utworów piaszczystych i glin zwałowych	73
2.1.4. Występowanie, użytkowanie oraz wybrane właściwości gleb organicznych i organiczno-mineralnych	87
2.2. Gleby siedlisk leśnych	95
2.2.1. Przestrzenne zróżnicowanie pokrywy glebowej terenów leśnych	95
2.2.2. Właściwości gleb leśnych	100

3. ANTROPOGENICZNE PRZEKSZTAŁCENIA POKRYWY GLEBOWEJ	109
3.1. Przekształcenia gleb na skutek intensywnego użytkowania rolniczego	109
3.1.1. Gleby mineralne	109
3.1.2. Gleby organiczne i organiczno-mineralne	124
3.2. Przekształcenia gleb leśnych	131
3.3. Przekształcenia gleb na skutek działalności górnictwa odkrywkowego	134
3.3.1. Przekształcenia geomechaniczne i hydrogeologiczne oraz ich wpływ na produktywność gleb terenów objętych działalnością kopalnictwa odkrywkowego węgla brunatnego ...	134
3.3.2. Rekultywacja terenów pokopalnianych	162
LITERATURA	187

WSTĘP

W niniejszej monografii podjęto próbę zaprezentowania aktualnego stanu środowiska środkowej Wielkopolski. Stanowi ona znaczną część (81,3%) powierzchni województwa wielkopolskiego (29 827 km²), utworzonego 1 stycznia 1999 roku. Środkowa Wielkopolska usytuowana jest w prowincji Niżu Środkowoeuropejskiego. Jej północna część obejmuje fragment prowincji Pojezierza Południowo-bałtyckiego, a południowa mieści się w obrębie Niziny Środkowopolskiej.

W opracowaniu w niektórych rozdziałach (warunki klimatyczne, szata roślinna itp.) pojawia się także termin nieco szerszy – Wielkopolska. Nazwa regionu Wielkopolska (*Polonia Major*) jest związana z historyczną dzielnicą Polski położoną w dorzeczu środkowej Warty, będącą terytorium plemiennym Polan, którzy na przełomie IX i X wieku rozpoczęli proces jednoczenia ziem polskich pod dziedziczną władzą Piastów. Późniejsze zmiany obszaru tak pojmowanej Wielkopolski były uwarunkowane względami historyczno-kulturowymi. Precyzyjne ustalenie granic tego regionu nie jest więc łatwe. Uwzględniając wyniki najnowszych dociekań naukowych, można jednak przyjąć, że obejmuje on obecne województwo wielkopolskie oraz okolice Żnina, Mogilna i Kruszwicy położone na lewym brzegu Noteci (obecnie województwo kujawsko-pomorskie), okolice Błaszek i Wieruszowa (województwo łódzkie) oraz rejon Wschowy, Babimostu, Międzyrzecza i Drezdenka (województwo lubuskie), a także okolice Wątcza (województwo zachodniopomorskie) [Łęcki, 2004].

W monografii przedstawiono rzeźbę terenu oraz uwarunkowania geologiczno-morfologiczne, zwracając uwagę szczególnie na czwartorzędowe utwory macierzyste gleb w poszczególnych mezoregionach. Stanowią one bowiem bardzo ważny czynnik glebotwórczy ukształtowanej pokrywy glebowej. Przybliżono także warunki klimatyczne panujące tu w ostatnich 70 latach. Potwierdziły one dynamiczny wzrost średniej temperatury, wyraźnie wyższy w porównaniu

z wcześniejszymi założeniami modeli klimatycznych. Zaprezentowano szatę roślinną, florę i roślinność zgodnie z zasadami przyjętymi w piśmiennictwie geobotanicznym. Uwzględniono również problemy ochrony szaty roślinnej, wskazując najważniejsze obszary chronione (parki, rezerваты itp.).

Największą część monografii poświęcono jednak pokrywie glebowej terenów rolniczych i leśnych. Wskazano dominujące typy glebowe oraz podstawowe właściwości fizyczno-chemiczne odpowiednich jednostek gleb mineralnych i organicznych wraz z ich przestrzennym zróżnicowaniem. Podano bonitację i waloryzację rolniczej przestrzeni produkcyjnej w poszczególnych mezoregionach (a nie jednostkach administracyjnych) oraz scharakteryzowano gleby terenów leśnych środkowej Wielkopolski w ujęciu wymogów siedliskoznawczych. Obok gleb ukształtowanych głównie pod wpływem naturalnych czynników glebotwórczych, zdecydowanie dominujących powierzchniowo na omawianym obszarze, omówiono także grunty przekształcone lub nowo utworzone przez czynnik antropogeniczny. Znajdują się one w większości co prawda jedynie w dwóch powiatach (koniński i turecki), lecz zajmują powierzchnię aż około 6,5 tys. ha, co stawia środkową Wielkopolskę – czy szerzej Wielkopolskę – na pierwszym miejscu w kraju pod względem największych obszarów gruntów zdegradowanych i zdezastrowanych (Karczewska, 2012). Dotyczy to przekształceń geomechanicznych i hydrologicznych wywołanych działalnością przemysłu górniczo-energetycznego, związanego z pozyskiwaniem jednego z najstarszych nośników energetycznych – węgla brunatnego.

*

W trakcie prac nad niniejszą monografią zmarła (po ciężkiej chorobie) główna inicjatorka i współautorka tego opracowania, śp. Jolanta Elżbieta Komisarek. Pani Profesor opublikowała (jako autor i współautor) ponad 160 oryginalnych prac naukowych, w tym wiele monografii. Była cenionym naukowcem i nauczycielem akademickim, a także wychowawcą młodzieży i kadry naukowej.

Odeszła od nas osoba gorącego serca i wielkiej przyjaźni. Straciliśmy wybitnego specjalistę w dziedzinie gleboznawstwa i ochrony gruntów. Jej ziemską przygodę zakończyła się zdecydowanie zbyt wcześnie. Wierzymy jednak, że nieśmiertelna dusza zapewni naszej Koleżance obietnicę wieczności. Twoja postać, Droga Jolu, pozostanie na zawsze w naszych sercach i wdzięcznej pamięci.

Współautorzy

1. WARUNKI ROZWOJU GLEB ŚRODKOWEJ WIELKOPOLSKI

1.1. Rzeźba terenu i uwarunkowania geologiczno-geomorfologiczne

W niniejszym opracowaniu przedstawiono charakterystykę warunków geologiczno-geomorfologicznych wraz z rzeźbą terenu dla mezoregionów wyróżnionych przez Solona i in. (2018). Te jednostki fizjograficzne zostały wydzielone głównie na podstawie cech geomorfologicznych i litogenicznych (Richling i Solon, 2021), stąd też wydaje się uzasadnione zaprezentowanie ww. uwarunkowań na tle mezoregionów, obejmujących analizowany obszar środkowej Wielkopolski. Uwarunkowania geomorfologiczne określono na podstawie mapy geomorfologicznej Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej (Karczewski, 2007), natomiast geologiczne na podstawie mapy geologicznej Polski w skali 1 : 500 000, które uzupełniane były wydzieleniami na mapach geologicznych 1 : 200 000 i 1 : 50 000.

Według podziału Polski na mezoregiony fizycznogeograficzne Solona i in. (2018) analizowany obszar środkowej Wielkopolski leży w prowincji Niż Środkowoeuropejski, przy czym północna część obejmuje podprowincję Pojezierza Południowobałtyckiego, natomiast południowa znajduje się w obrębie Niziny Środkowopolskiej.

Obszar środkowa Wielkopolska powstał w wyniku działalności zlodowaceń skandynawskich, czego konsekwencje widać w równoleżnikowej zmienności rzeźby i jej typów. Efektem ostatniego zlodowacenia, które nie objęło południowo-wschodniej części środkowej Wielkopolski, jest dwudzielność rzeźby tego regionu. Część północna i środkowa, od linii Wschowa-Leszno-Gostyń-Żerków-Konin, charakteryzuje się młodoglacjalną rzeźbą terenu. Występuje tutaj bardziej zróżnicowana rzeźba terenu i więcej rynien, jezior polodowcowych oraz

oczek wytopiskowych, moren czołowych, kemów i ozów. Najmłodszymi formami powierzchni są wydmy zbudowane z piasków wodnolodowcowych na terasach pradolinnych oraz piasków sandrowych. W północnej części analizowanego regionu występuje fragment rozległej Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, reprezentowanej przez Dolinę Środkowej Noteci i Kotlinę Gorzowską (ryc. 1.1). Powstała ona podczas drenażu wód lądolodu spływających z północnego pasa pagórków moren czołowych i powierzchni sandrowych. Na południe od ww. pradoliny charakter rzeźby terenu zmienia się w wysoczyzny morenowe, głównie płaskie i faliste, porozcinane rynnami polodowcowymi o charakterze południowym. Wiele z nich przekształciło się w doliny rzeczne lub też wypełniają je jeziora. W morfologii terenu zaznaczają się też wyraźne pasma moren czołowych. Na linii Międzychód – Pniewy – Poznań – Gniezno – Sempolno przebiega strefa o bardzo urozmaiconej rzeźbie, w obrębie której znaczne powierzchnie zajmują pokrywy sandrowe. Na południe od wysoczyzn morenowych i sandrów rozciąga się równoleżnikowy ciąg dolin Warty i Obry, który stanowi fragment dawnej Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. Na analizowanym terenie środkowej Wielkopolski składa się ona z wielu znacznych rozszerzeń i przewężeń (Kotlina Kargowska, Dolina Środkowej Obry, Kotlina Śremska, Kotlina Konińska i Kotlina Kolska). Nie jest to jednak obszar o jednolitym charakterze, tak jak Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka. Prostopadle do biegu pradolin przebiega łącząca je poprzeczna dolina – Poznański Przełom Warty. Rzeźba terenu na południe od ww. pradoliny związana jest z kolejnym postojem lodowca wzdłuż linii Leszno – Żerków – Września – Konin, sprzyjającym powstaniu powierzchni sandrowych. Procesy zlodowacenia środkowopolskiego ukształtowały rzeźbę wysoczyzn: Kalskiej, Kłodawskiej, częściowo Leszczyńskiej, Tureckiej i Kotliny Kolskiej.

Istotnym czynnikiem rzeźbotwórczym na terenie środkowej Wielkopolski jest działalność antropogeniczna, związana z powstawaniem obszarów osadniczych, ciągów komunikacyjnych, obwałowań przeciwpowodziowych, a także naziemnych składowisk odpadów. Lokalnie (rejon Konina i Turku) duże znaczenie w kształtowaniu morfologii terenu odgrywa odkrywkowa eksploatacja surowców energetycznych, prowadząca do powstania wyrobisk, zwałowisk zewnętrznych i wewnętrznych. W zależności od kierunków rekultywacji na takich terenach powstają sztuczne zbiorniki wód powierzchniowych – w wyrobiskach, a zwałowiska zewnętrzne i wewnętrzne są zagospodarowywane głównie w kierunku rolniczym i leśnym.

W tabeli 1.1 przedstawiono powierzchnię mezoregionów na obszarze środkowej Wielkopolski wraz z zakresem wysokościowym, natomiast na rycinie 1.1 zróżnicowanie rzeźby tego terenu w rozdzielczości 30 m. Na rycinie 1.2 zaprezentowano wydzielenia geologiczne na według mapy geologicznej Polski w skali 1 : 500 000.

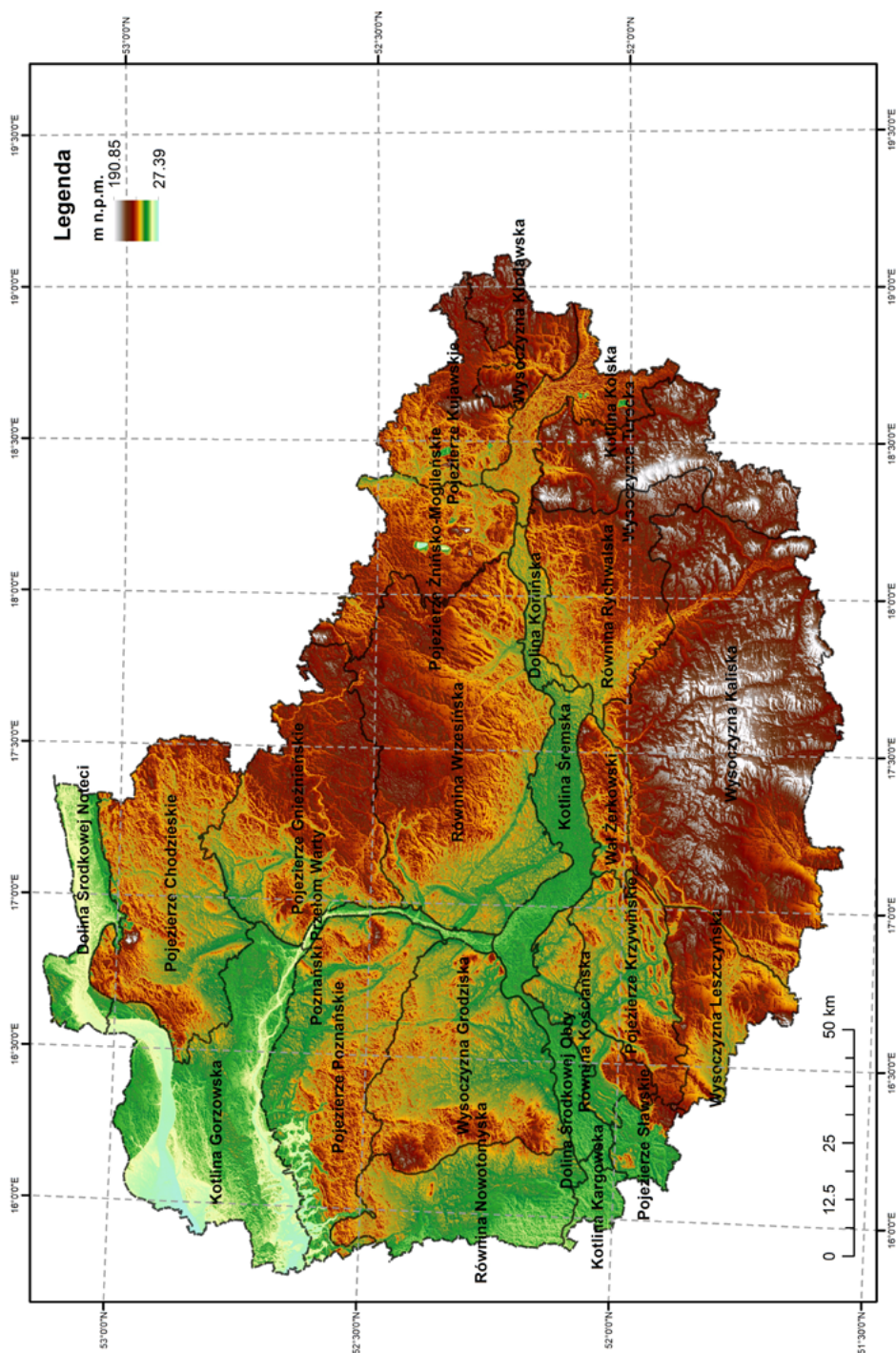
Tabela 1.1. Mezoregionalne jednostki fizjograficzne* na analizowanym terenie środkowej Wielkopolski

Mezoregion	Wyniesienie (m n.p.m.)			Powierzchnia (km ²)	Udział (%)
	min.	maks.	średnia		
Dolina Konińska	71,6	97,0	77,5	179,0	0,7
Dolina Śródkowej Noteci	44,5	119,3	56,0	468,4	1,9
Dolina Śródkowej Obry	59,1	98,0	63,1	230,8	1,0
Kotlina Gorzowska	27,8	98,8	55,5	1833,9	7,6
Kotlina Kargowska	52,7	85,5	59,5	143,5	0,6
Kotlina Kolska	51,6	155,2	96,5	500,3	2,1
Kotlina Śremska	55,9	112,6	67,8	618,0	2,5
Pojezierze Chodzieskie	40,7	187,6	91,2	1617,6	6,7
Pojezierze Gnieźnieńskie	50,9	141,4	100,9	1616,0	6,7
Pojezierze Krzywińskie	64,8	133,1	88,3	795,2	3,3
Pojezierze Kujawskie	57,8	157,9	103,5	693,1	2,9
Pojezierze Poznańskie	32,7	147,6	83,2	1580,4	6,5
Pojezierze Sławskie	59,1	127,3	73,8	220,5	0,9
Pojezierze Żnińsko-Mogileńskie	27,4	165,9	100,9	828,9	3,4
Poznański Przełom Warty	45,7	90,1	59,8	107,6	0,4
Równina Kościańska	60,8	126,0	82,5	460,6	1,9
Równina Nowotomska	50,7	109,3	72,9	954,4	3,9
Równina Rychwalska	76,1	168,8	101,9	1159,1	4,8
Równina Wrzesińska	57,8	134,2	98,5	2687,3	11,1
Wał Żerkowski	63,9	154,6	97,9	305,2	1,3
Wysoczyzna Grodziska	57,9	136,4	86,9	1512,5	6,2
Wysoczyzna Kaliska	79,5	186,2	125,5	3579,8	14,8
Wysoczyzna Kłodawska	93,2	141,1	115,5	471,6	1,9
Wysoczyzna Leszczyńska	72,7	162,8	101,9	695,6	2,9
Wysoczyzna Turecka	66,8	190,9	129,9	998,7	4,1
Suma				24 258,1	100,0

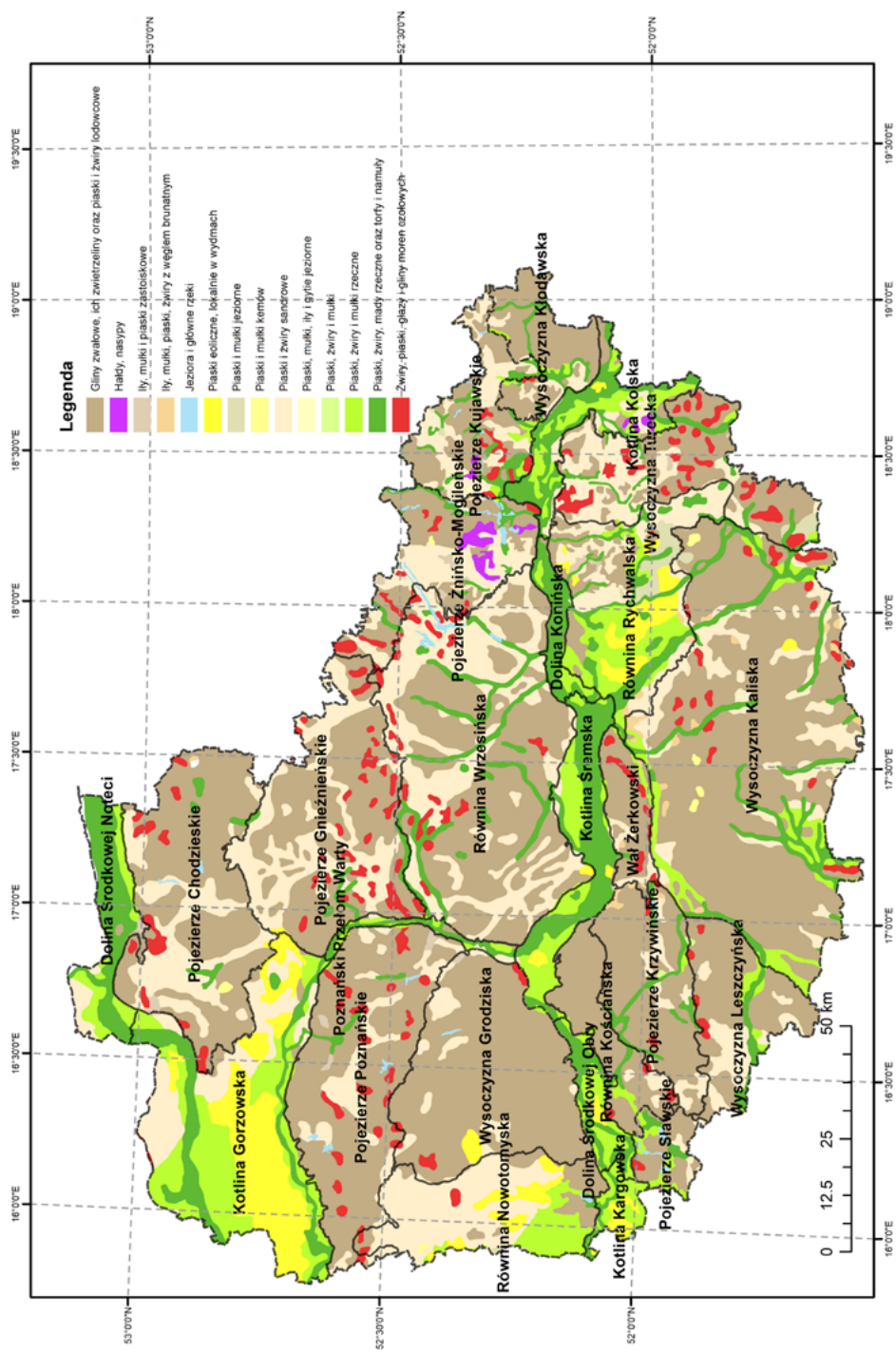
*Na podstawie: Solon i in., 2018.

Dolina Konińska

Pod względem geomorfologicznym w skład mezoregionu Dolina Konińska o powierzchni 179 km² wchodzi: dolina rzeczna z szeroką terasą zalewową oraz wyżej położone terasy pradolinne. Lokalnie występują równiny piasków przewianych oraz pagórki wydmowe. Dno doliny położone jest na wysokości 71–82 m n.p.m., a terasy pradolinne 80–95 m n.p.m. (Macias i in., 2021k). W budowie powierzchniowej tego mezoregionu występują piaski i mułki rzeczne, a lokalnie namuły i namuły piaszczyste den dolinowych, piaski eoliczne, łąki rzeczne i torfy.



Ryc. 1.1. Numeryczny model terenu środkowej Wielkopolski wraz z mezoregionami



Ryc. 1.2. Wydzielenia geologiczne środkowej Wielkopolski (na podstawie mapy geologicznej Polski w skali 1: 500 000)

Dolina Środkowej Noteci

Dolina Środkowej Noteci według wydzielenia Solona i in. (2018) obejmuje 634 km², z czego 230,8 km² znajduje się w obrębie analizowanego obszaru i stanowi jego północną granicę. Stąd też w środkowej Wielkopolsce jej rozciągłość na osi W – E wynosi zazwyczaj 50–55 km, natomiast szerokość jest mocno zróżnicowana i zawiera się w przedziale 2,5–12 km. Dno doliny znajduje się na wysokości około 50–60 m poniżej przyległych wysoczyzn morenowych oraz równin sandrowych (Chmal, 2006). Jest ono w przeważającej części wypełnione holocenijskimi torfami, których miąższość wzrasta z kierunku E na W od 0,5 m do 7,5 m. W morfologii tego rejonu dominują terasy zalewowe o wysokości 0,5–2,0 m n.p. rzeki (sporadycznie z łąkami i mułkami przykrywającymi piaszczyste i żwirowe osady rzeczne oraz pasy równin torfowych) oraz trzy terasy nadzalewowe o wysokości 2,0–12,0 m n.p. rzeki, związane z odpływem połączonych wód fluwialnych i glacyjfluwialnych na zachód (Borecka i Danel, 2020). Piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe dominują na terasach pradolinnych, które lokalnie są pokryte formami eolicznymi i polami piasków przewianych. W północnej części Doliny Środkowej Noteci, na północ od miasta Ujścia dominują piaszczyste powierzchnie sandrowe.

Dolina Środkowej Obrzy

Mezoregion ten, o powierzchni 230,8 km², stanowi płaskie obniżenie słabo zaznaczające się w krajobrazie. Najwyżej położoną formą mezoregionu jest kulminacja kolistego ostańca erozyjnego. Terasę pradolinną urozmaicają równiny piasków przewianych z pagórkami wydmowymi. W budowie powierzchniowej tego obszaru dominują czwartorzędowe piaski i żwiry akumulacji rzecznej oraz namuły i torfy, a wyżej położone tereny pokrywają piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe (pradolinne) oraz piaski eoliczne. W dnie doliny miejscami występuje kreda jeziorna (Macias i in., 2021i). Lokalnie występują gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe oraz piaski i żwiry moren czołowych.

Kotlina Gorzowska

Kotlina Gorzowska stanowi zachodnią część makroregionu Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej i na analizowanym obszarze zajmuje 1833,9 km². Jest to teren zdominowany przez rozległe terasy pradolinne i równiny wodnolodowcowe. Głównym elementem północnej części tego mezoregionu jest dolina Noteci, z terasami zalewowymi i nadzalewowymi oraz terasami pradolinnymi rzeczno-lodowcowymi, które urozmaicają liczne piaszczyste pagórki wydmowe. W terasach zalewowych i nadzalewowych występują analogiczne osady jak w Dolinie Środkowej Noteci, chociaż na tych pierwszych w kierunku zachodnim zmniejsza się udział torfów na rzecz piasków i żwirów, czasami namułów rzecznych. W południowej części Kotliny Gorzowskiej na obszarze równin wodnolodowcowych

i terasów pradolinnych w wyniku intensywnych procesów eolicznych powstały rozległe równiny piasków przewianych z licznymi wydymami. Wysokość względna niektórych wydym dochodzi do około 30 m, a najwyższe wały wydymowe występują na wysokości 85,0–96,0 m n.p.m. Wydmy międzyrzecza warciańsko-noteckiego tworzyły się w okresie od najstarszego dryasu do okresu subborealnego, a główna faza wydymotwórcza miała miejsce 14,0–10,5 ka BP (Nowaczyk, 1976, 1986; Kozarski i Nowaczyk, 1991; Kozarski, 1995). Południową granicę Kotliny Gorzowskiej stanowi dolina rzeki Warty. W obszarze tym występują terasy zalewowe (1,0–4,5 m n.p. rzeki), głównie z holocenijskimi piaskami i żwirami oraz miejscami z mułkami, terasy nadzalewowe (6,0–16,0 m n.p. rzeki) również z dominacją piasków i piasków ze żwirami oraz terasy pradolinne (18,0–23,0 m n.p. rzeki) z plejstoceńskimi piaskami oraz żwirami rzecznyymi i rzeczno-lodowcowymi.

Kotlina Kargowska

Pod względem geomorfologicznym mezoregion ten ma charakter doliny i na analizowanym terenie obejmuje jedynie 143,5 km² spośród 594 km². Ten dolinny charakter związany jest z rzekami Obra i Obrzyc. Kotlinę budują głównie czwartorzędowe piaski oraz żwiry akumulacji rzecznej i rzeczno-wodnolodowcowej, a także holocenijskie torfy i namuły. Na terasach nadzalewowych i pradolinnych występują również piaski eoliczne w formach wydymowych (Macias i in., 2021h).

Kotlina Kolska

Kotlina Kolska obejmuje 1028 km², z których 500,3 km² znajduje się na analizowanym terenie. Pod względem morfologicznym mezoregion ten, w obrębie środkowej Wielkopolski, tworzą dna dolin z terasami zalewowymi, terasy pradolinne, wysoczyzna morenowa płaska i równiny sandrowe. Lokalnie występują równiny piasków przewianych, wydmy, starorzecza, długie stoki, stoki i krawędzie. Ważnym elementem rzeźby terenu są formy antropogeniczne w postaci zwałowisk i wyrobisk, które powstały na potrzeby odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego. Do dominujących typów utworów powierzchniowych dolin z terasami zalewowymi można zaliczyć piaski, mułki i łył rzeczne, namuły torfiaste i torfy. Terasy pradolinne budują piaski i żwiry wodnolodowcowe, lokalnie piaski eoliczne, natomiast równiny morenowe występujące głównie w południowej i wschodniej części analizowanego mezoregionu zbudowane są z glin zwałowych.

Kotlina Śremska

Mezoregion ten, o powierzchni 618,0 km², stanowi obniżenie terenowe, na które składają się terasy pradolinne, terasy nadzalewowe, dna dolin z terasą zalewową i równiny piasków przewianych. Lokalnie występują wydmy, starorzecza, stożki napływowe i ostańce erozyjne. Terasy zalewowe rzek oddzielone są od teras

pradolinnych stromymi stokami. Na terasach zalewowych dominują piaski, mułki i łą akumulacji rzecznej, a miejscami takie utwory jak: torfy, namuły piaszczyste i gytie. Terasy nadzalewowe i pradolinne reprezentowane są głównie przez piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe i rzeczne, a miejscami piaski eoliczne (Macias i in., 2021j).

Pojezierze Chodzieskie

Pojezierze Chodzieskie według wydzielenia Solona i in. (2018) obejmuje 2117 km², z czego 1617,6 km² znajduje się na analizowanym terenie i stanowi jego północno-wschodnią granicę. Pod względem geomorfologicznym dominują tutaj wysoczyzny morenowe faliste, rzadziej płaskie, zbudowane z glin zwałowych i piasków lodowcowych, przy czym te drugie są charakterystyczne dla południowej części mezoregionu. Północną i zachodnią część wysoczyzny urozmaicają moreny czołowe, ozy, kemy i pokrywy piasków rzeczno-lodowcowych. Szczególnie moreny czołowe z piaskami, żwirami i glinami zwałowymi są charakterystycznymi formami morfologii tego północnego terenu. Najokazalsze formy tworzą zwarty łuk wzgórz i wałów o szerokości od około 4 km na zachodzie do około 2 km na wschodzie mezoregionu (Borecka i Danel, 2020). Moreny te, przeważnie spiętrzone, zbudowane z silnie zaburzonych glacitektonicznie osadów plejstocenu oraz miocenu, występują na wysokości 124,0–191,5 m n.p.m. i tworzą strefę czołowomorenową subfazy chodzieskiej (Kozarski, 1962). Środkową część Pojezierza Chodzieskiego zajmują równiny sandrowe rozcięte doliną rzeki Flinty o niewielkiej szerokości (0,2–1,5 km) (Borecka i Danel, 2020). Dolinę wypełniają piaski, żwiry, mułki i łą rzeczne oraz holocenijskie osady organiczne. Piaski i żwiry wodnolodowcowe starszych równin sandrowych pokryte są piaskami eolicznymi.

Pojezierze Gnieźnieńskie

Pojezierze Gnieźnieńskie to mezoregion, którego zasięg prawie w całości położony jest w obrębie analizowanego obszaru środkowej Wielkopolski, zajmując 1616,0 km². W morfologii terenu dominują wysoczyzna morenowa falista i płaska oraz równiny sandrowe. Krajobraz wysoczyzn morenowych urozmaicają rynny polodowcowe ze współczesnymi jeziorami (w tym Rynna Gołaniecko-Wągrowiecka, Rynna Jezior Skockich), pagórki i wzgórze moreny czołowej (Pagórki Poznańskie związane z zasięgiem lądolodu fazy poznańskiej i Pagórki Gnieźnieńskie związane z oscylacją gnieźnieńską) oraz miejscami kemy, wały ozowe (np. między Skokami a Wągrowcem) i wydmy. Kulminację Pojezierza Gnieźnieńskiego stanowi pagórek moreny czołowej w okolicach wsi Kozłowo o wysokości 147,1 m n.p.m. (Macias i in., 2021e). Pod względem geologicznym w powierzchniowej budowie dominują gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe oraz piaski i żwiry

wodnolodowcowe na powierzchniach sandrowych. Lokalnie znajdują się eluwia piaszczysto-pyłowe, piaski eoliczne oraz namuły i torfy.

Pojezierze Krzywińskie

Na Pojezierzu Krzywińskim pod względem morfologicznym dominują takie formy jak: wysoczyzny morenowe płaskie, w mniejszym stopniu faliste i równiny wodnolodowcowe. Lokalnie występują moreny czołowe akumulacyjne, dna dolin z terasą zalewową, terasy nadzalewowe, terasy pradolinne, rynny subglacjalne, równiny piasków przewianych, wydmy, kemy, ozy i inne formy akumulacji szczelinowej, moreny martwego lodu, równiny zastoiskowe oraz długie stoki. Najwyższymi wysokościami na analizowanym mezoregionie charakteryzują się wzgórza moreny czołowej, natomiast najniższymi dna dolin Kanału Kościańskiego, Kanału Przysieka Stara i Racockiego Rowu. W budowie powierzchniowej dominują gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe (w tym moren czołowych) oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe. Lokalnie występują namuły piaszczyste den dolinnych, piaski i żwiry rzeczne, piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe (pradolinne), torfy, gytie, piaski eoliczne, piaski, żwiry i mułki kemów, piaski i żwiry ozów, namuły zagłębień bezodpływowych, piaski, mułki i ily zastoiskowe, kreda jeziorna, a także piaski, żwiry i gliny zwałowe moren martwego lodu (Macias i in., 2021n).

Pojezierze Kujawskie

Pojezierze Kujawskie to mezoregion, którego powierzchnia (2131 km²) w niewielkim stopniu położona jest w obrębie analizowanego obszaru środkowej Wielkopolski, zajmując 693,1 km². Rzeźba tego terenu waha się w zakresie 57,8–157,9 m n.p.m., przy czym najniższe wartości odnoszą się do antropogenicznych form wyrobiskowych powstałych na potrzeby eksploatacji węgla brunatnego. Naturalne zróżnicowanie morfometrii tego terenu jest duże, na co wpływa kilka stref marginalnych z licznymi wzgórzami morenowymi, zwanych pagórkami modzerowskimi i przedeckimi. Stanowią one wschodnią część ciągu morenowego, który ku zachodowi przebiega przez Konin, a następnie od południa otacza Równinę Kleczewską (Ciuk i Mańkowska, 1981). Zbudowane są często z zaburzonych glacitektonicznie utworów glacialnych (gliny morenowe) i glaciofluwialnych (piaski i żwiry). Pomiędzy nimi występują zespoły form powstałych w lodzie stagnującym i martwym, takie jak kemy i ozy. Na omawianym terenie występują również sandry. Na urozmaicenie rzeźby tego mezoregionu wpływa sieć rynien polodowcowych, obecnie wykorzystywanych przez rzeki (Kot i Andrzejewski, 2021). Na wyższych terasach (nadzalewowych) występują piaski i żwiry, natomiast na terasach zalewowych torfy na piaskach i torfy.

Pojezierze Poznańskie

Jest to teren o bardzo zróżnicowanej rzeźbie związanej z procesami akumulacji i egzaracji, zachodzącymi podczas zlodowacenia Wisły. Obejmuje obszar 1580,4 km². W morfologii tego terenu dominują wysoczyzny morenowe płaskie i faliste oraz pagórkowate (na zachodzie), moreny czołowe oraz równiny sandrowe. Lokalnie występują ozy, kemy i wydmy. Kulminacją tego mezoregionu jest Moraska Góra o wysokości 153,8 m n.p.m., stanowiąca wzgórze moreny czołowej stadiału głównego zlodowacenia Wisły. Pod względem geologicznym dominują czwartorzędowe gliny zwałowe moren płaskich i falistych, piaski i żwiry wodnolodowcowe (sandrowe), piaski i żwiry lodowcowe z glinami moren czołowych oraz piaski i żwiry rzecznelodowcowe. Lokalnie występują m.in. namuły i piaski, eluwia piaszczystopyłowate oraz piaski eoliczne (Macias i in., 2021b).

Pojezierze Sławskie

Pojezierze Sławskie według wydzielenia Solona i in. (2018) obejmuje 746 km², z czego 220,5 km² dotyczy analizowanego terenu i stanowi jego zachodnią granicę. Teren pod względem geomorfologicznym i hipsometrycznym jest zróżnicowany, co wynika z występowania wysoczyzn morenowych płaskich i falistych, równin wodnolodowcowych oraz rynien subglacialnych i dolin rzecznych. Lokalnie występują moreny czołowe, kemy, wydmy oraz równiny piasków przewianych (Macias i in., 2021l). W budowie powierzchniowej przeważają gliny zwałowe, piaski i żwiry akumulacji lodowcowej. W dolinach i rynnach subglacialnych występują piaski i żwiry akumulacji rzecznej oraz holocenijskie torfy, gytie i namuły. Lokalnie spotykane są piaski, żwiry i głazy moren czołowych, piaski i żwiry kemów, piaski eoliczne oraz namuły piaszczysto-pyłowate zagłębień bezodpływowych.

Pojezierze Żnińsko-Mogileńskie

Pojezierze Żnińsko-Mogileńskie stanowi wschodnią część makroregionu Pojezierza Wielkopolskiego. Zajmuje 2428 km², z których 828,9 km² znajduje się na analizowanym terenie środkowej Wielkopolski. W morfologii tego obszaru dominują moreny płaskie i faliste. Występują również rynny sublacialne o południkowym ukierunkowaniu oraz moreny czołowe czy moreny martwego lodu, nazywane „sandrem dziurawym” (Stankowski i in., 2018), wyróżniane jako moreny pagórkowate (Badura i Przybylski, 2012). Rynnami sublacialnymi zwykle towarzyszą równiny sandrowe. Ważnym elementem wpływającym na rzeźbę terenu tego mezoregionu jest odkrywkowa eksploatacja surowców energetycznych, w wyniku czego powstają antropogeniczne formy terenu (wyrębiska, zwałowiska). W budowie powierzchniowej dominują gliny morenowe, lokalnie

piaski i żwiry lodowcowe, piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz piaski kemów. Rynny subglacjalne z obecnymi ciekami oraz zagłębienia bezodpływowe pokrywają namuły i torfy, natomiast moreny martwego lodu zbudowane są głównie z piasków i żwirów.

Poznański Przełom Warty

Poznański Przełom Warty to niewielki mezoregion o powierzchni 107,6 km², stanowiący południkowo zorientowany wzdłuż osi północ-południe odcinek doliny Warty, łączący Pradolinę Warszawsko-Berlińską na południu i Pradolinę Toruńsko-Eberswaldzką na północy. Największe znaczenie dla morfologii tego mezoregionu miał stadiał poznański zlodowacenia Wisły, w którym wykształciła się rynna lodowcowa, przekształcona w późniejszym okresie w dolinę rzeczną. Rzeka (Warta) obecnie wykorzystuje dolinę lodowcową (z kilkoma poziomami terasowymi), płynąc jednak w kierunku przeciwnym niż kiedyś rzeka lodowcowa. Obszar budują głównie czwartorzędowe piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe teras zalewowych i nadzalewowych. Lokalnie występują gliny morenowe (na południu miasta Poznań) czy piaski eoliczne, a w obrębie dna doliny Warty również namuły oraz torfy (Macias i in., 2021d).

Równina Kościańska

Równina Kościańska to mezoregion o powierzchni 460,6 km², który pod względem morfologicznym stanowi głównie wysoczyznę morenową płaską, a rzadziej falistą. Jest ona porozcinana dolinami rzecznyymi z łagodnymi zboczami. Obszar ten różnicują moreny czołowe, z koncentracją w zachodniej części mezoregionu, pagórki kemowe, wały ozowe, wydmy i ostańce erozyjne. Lokalnie występują również równiny wodnolodowcowe, równiny piasków przewianych oraz terasy pradolinne. Utwory powierzchniowe stanowią głównie czwartorzędowe gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe, piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe (pradolinne). Miejscami spotyka się piaski i żwiry rzeczne, namuły i namuły piaszczyste, piaski i mułki den dolinnych, torfy, piaski i żwiry wodnolodowcowe, piaski eoliczne, gliny i piaski eluwalne, piaski i żwiry ozów oraz piaski kemów (Macias i in., 2021m).

Równina Nowotomska

Równina Nowotomska według wydzielenia Solona i in. (2018) obejmuje 977 km², z czego większość (954,4 km²) znajduje się na analizowanym terenie. Na równinie tej znajduje się największy w środkowej Wielkopolsce obszar sandrowy – Sandr Nowotomyski z niewielkimi ciekami rynien subglacjalnych, przebiegającymi przeważnie w kierunku bruzdy zbąszyńskiej. Deniwelacje krajobrazu

sandrowego przeważnie są w zakresie 71–76 m n.p.m. Sandrowy charakter Równiny Nowotomyskiej urozmaicają piaski eoliczne, często zdeponowane w wydmach, morena spiętrzona o przebiegu równoleżnikowym oraz kemy. Kulminację (110 m n.p.m.) stanowi pagórek kemowy na wschód od wsi Jabłonka Stara (Macias i in., 2021a). Równinę Nowotomyską budują przede wszystkim czwartorzędowe piaski i żwiry wodnolodowcowe, w mniejszym stopniu piaski eoliczne. W południowej części występują gliny zwałowe oraz piaski i żwiry lodowcowe.

Równina Rychwalska

Równina Rychwalska obejmuje obszar 1159,1 km², który pod względem morfologii terenu stanowi przede wszystkim terasy pradolinne akumulacyjne i erozyjne oraz doliny rzeczne z terasami akumulacyjnymi. Lokalnie terasy pradolinne przykryte są równinami piasków przewianych i wydmachami. Taka morfologia dominuje w zachodniej części mezoregionu. We wschodnim obszarze dominują równiny wodnolodowcowe, głównie sandrowe, lokalnie przykryte równinami piasków przewianych, wysoczyzny morenowe płaskie, miejscami faliste oraz równiny denudacyjne. Formy te porożcinane są dolinami rzecznyymi. W budowie powierzchniowej przeważają piaski, mułki i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe (pradolinne) teras nadzalewowych oraz wodnolodowcowe zalegające na glinie zwałowej, lokalnie gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe, a na terasach pradolinnych piaski eoliczne. Charakter budowy geologicznej przyczynił się do powstania zagłębień bezodpływowych, w których procesy hydrobioakumulacji doprowadziły do wytworzenia utworów organicznych.

Równina Wrzesińska

Równina Wrzesińska to największy mezoregion środkowej Wielkopolski, obejmujący 2687,3 km². W mezoregionie tym dominują bezjeziorne wysoczyzny morenowe płaskie (rzadziej faliste) oraz równiny sandrowe i wodnolodowcowe porożcinane rynnami subglacialnymi i dolinnymi rzek (Macias i in., 2021f). W okolicach Powidza, Skorzęcina i Kórnika znajdują się największe rynny polodowcowe wypełnione jeziorami – Rytna Jeziora Powidzkiego, Rytna Jeziora Skorzęcińskiego i Rytna Kórnicko-Zaniemyska. W części północnej i północno-wschodniej występuje strefa pagórków moreny czołowej o wysokości 137 m n.p.m. Moreny czołowe występują również miejscami na południe i południowy zachód od miasta Września. W budowie powierzchniowej dominują gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe. Lokalnie w rynnach występują mułki i łył jeziorne (np. rytny jezior Skorzęcińskiego i Powidzkiego), namuły torfiaste i piaszczyste wśród zagłębień wytopiskowych między pagórkami moren czołowych i w dolinach cieków. Holocenijskie

osady organiczne wypełniają dna dolin rzecznych i jeziornych oraz zagłębień bezodpływowych.

Wał Żerkowski

Mimo że Wał Żerkowski zajmuje niewielką powierzchnię (305,2 km²), charakteryzuje się zróżnicowaną morfologią terenu i deniwelacjami. Jest to region będący glacictektonicznie spiętrzoną marginalną formą fazy leszczyńskiej zlodowacenia Wisły. W obrębie tego regionu występują zarówno wysoczyzna morenowa falista i płaska, jak i moreny czołowe akumulacyjne i przekształcone. Krajobraz lokalnie różnicują moreny czołowe spiętrzone (moreny wyciśnięcia), równiny wodnolodowcowe, powierzchnie wodnolodowcowe, rynny subglacialne, dna dolin z terasą zalewową, terasy pradolinne, równiny torfowe, wydmy, kemy, ozy, równiny piasków przewianych, dolinki denudacyjne oraz zagłębienia o różnej genezie. W budowie powierzchniowej tego regionu dominują gliny zwałowe, a następnie piaski i żwiry lodowcowe. W zachodnim obszarze mezoregionu licznie występują piaski i żwiry wodnolodowcowe (sandrowe). Lokalnie spotyka się piaski i namuły piaszczyste den dolinnych, piaski i żwiry rzeczne, torfy i namuły torfiaste, piaski eoliczne, pyły i pyły piaszczyste lessopodobne, piaski i gliny deluwialne, piaski i żwiry kemów i ozów, torfy oraz piaski i namuły piaszczyste zagłębień bezodpływowych (Macias i in., 2021p).

Wysoczyzna Grodziska

Wysoczyzna Grodziska o powierzchni 1512,5 km² w większości reprezentowana jest przez morenę płaską i falistą. Wyróżniający element tego mezoregionu stanowi Wał Lwówecko-Rakoniewicki, który powstał podczas kolejnych nasunięć lądolodów skandynawskich. Na obszarze tym występują formy szczelinowe (np. oz bukowsko-mosiński) i przetainowe – kemy i moreny martwego lodu (Pielach i Tomaszczyk, 2020). Oz bukowsko-mosiński jest przykładem najdłuższej tego typu formy w Polsce (37 km), w skład której wchodzi 25 podłużnych pagórków (Macias i in., 2021c). W południowej części wału lokalnie uformowały się pagórki wydmowe, a w okolicach jezior Niepruszewskiego i Lusowskiego – kemy. Część północną Wysoczyzny Grodziskiej wyznacza pas moren czołowych fazy poznańskiej, które w północno-zachodnim obszarze osiągają najwyższe wysokości dla omawianego mezoregionu. Na przedpolu tego pasa morenowego występują sandry. W zachodniej części mezoregionu znajdują się Pagórki Mosińskie, będące moreną czołową. W budowie geologicznej powierzchniowej Wysoczyzny Grodziskiej występują gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe, piaski i żwiry wodnolodowcowe, a w zachodniej części również piaski eoliczne. Lokalnie spotyka się torfy, namuły i eluwia (Macias i in., 2021c).

Wysoczyzna Kaliska

Mezoregion Wysoczyzna Kaliska prawie w całości położony jest na analizowanym terenie. Według Solona i in. (2018) zajmuje 3783 km², z czego 3579,8 km² znajduje się w obrębie środkowej Wielkopolski. To rozległa, stosunkowo płaska, rzadziej falista wysoczyzna morenowa zlodowacenia środkowopolskiego. Lokalnie występują również równiny sandrowe i wodnolodowcowe oraz terasy pradolinne. Ten płaski monotony krajobraz urozmaicają jedynie rozcięcia o głębokości od kilku do kilkunastu metrów, będące efektem działalności erozyjnej niewielkich rzek i cieków. Mezoregion Wysoczyzna Kaliska różnicują wyraźnie zaznaczone w terenie wzgórza i pagóry moreny czołowej w południowej części, na północ od Milicza, zwane Wałem Krotoszyńskim (Przybylski, 2011). Wzgórza i pagóry moreny czołowej występują również w rejonie Kalisza, Ostrowa Wlkp., Jarocina oraz Pleszewa. W obrębie pierwszych dwóch miast Wysoczyzna Kaliska osiąga kulminację wysokościową. W budowie powierzchniowej dominują gliny zwałowe, następnie piaski i żwiry akumulacji lodowcowej oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe przecinanane osadami rzecznyymi (żwiry, piaski i mułki) (Macias i in., 2021r).

Wysoczyzna Kłodawska

Wysoczyzna Kłodawska stanowi wschodnią granicę terenu środkowej Wielkopolski. Mezoregion ten obejmuje 1043 km², z których jedynie 471,6 km² znajduje się na analizowanym obszarze. Deniwelacje wynoszą od 93,2 do 141,1 m n.p.m. Dominuje tutaj starogłacialna wysoczyzna morenowa płaska przeciętna dolinami i rynnami subglacialnymi oraz równiny sandrowe (Macias i in., 2021g). W powierzchniowej budowie geologicznej przeważają gliny zwałowe, piaski gliniaste zwietrzelinowe i piaski lodowcowe na glinach zwałowych, piaski i żwiry wodnolodowcowe, piaski rzeczno-peryglacialne teras nadzalewowych i zalewowych.

Wysoczyzna Leszczyńska

Wysoczyzna Leszczyńska to mezoregion położony w południowo-zachodnim obszarze środkowej Wielkopolski. Obejmuje on powierzchnię 1281 km², z której 695,6 km² znajduje się w obrębie analizowanego terenu. Pod względem geomorfologicznym dominują: wysoczyzna morenowa płaska, równiny sandrowe, powierzchnie wodnolodowcowe, moreny czołowe spiętrzone, dna dolin z terasą zalewową, terasy pradolinne i długie stoki. Miejscami występują moreny czołowe akumulacyjne, równiny torfowe, równiny piasków przewianych, wydmy, kemy, terasy kemowe, ozy, zagłębienia po martwym lodzie, stoki i krawędzie. W budowie powierzchniowej omawianego regionu dominują czwartorzędowe

gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe oraz wodnolodowcowe. Doliny i rynny budują piaski, żwiry, mułki i ropy akumulacji rzecznej. Lokalnie występują torfy, namuły torfiaste oraz piaski eoliczne (Macias i in., 2021o).

Wysoczyzna Turecka

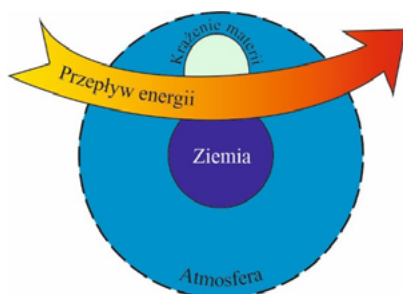
Wysoczyzna Turecka to mezoregion o powierzchni 1326 km², której zdecydowana większość (998,7 km²) znajduje się na obszarze środkowej Wielkopolski. Rzeźba tego terenu jest urozmaicona, co wynika z występowania wysoczyzn morenowych falistych i płaskich, moren czołowych akumulacyjnych i spiętrzonych, dolin rzecznych z terasami zalewowymi i teras nadzalewowych, równin wodnolodowcowych oraz piasków przewianych. Dość licznie występują również wały ostańcowe, moreny martwego lodu i kemy. Lokalnie pojawiają się terasy pradolinne, wydmy, równiny torfowe, moreny czołowe przekształcone, ozy, rynny subglacialne, terasy kemowe, równiny denudacyjne, zagłębienia po martwym lodzie czy równiny zastoiskowe. W morfologii tego mezoregionu występują również lokalnie antropogeniczne formy po odkrywkowej eksploatacji surowców energetycznych w postaci wyrobisk i zwałowisk. W budowie powierzchniowej Wysoczyzny Tureckiej przeważają piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz lodowcowe, gliny zwałowe, piaski i żwiry moren czołowych, piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe i rzeczne oraz piaski eoliczne. Lokalnie występują namuły den dolinnych, torfy, ropy i mułki piaszczyste den dolinnych, piaski, mułki i ropy zastoiskowe, piaski i żwiry ozów, kemów czy moren martwego lodu (Macias i in., 2021s).

1.2. Warunki klimatyczne i bilans wodny

Zasady funkcjonowania ziemskiego systemu klimatycznego

Obecnie podstawowym pojęciem odnoszącym się do warunków klimatycznych na naszym globie jest termin system klimatyczny. Obejmuje on nie tylko charakterystykę warunków meteorologicznych, wyrażaną wartościami średnimi i ekstremalnymi parametrów meteorologicznych oraz cyrkulacją atmosferyczną, ale także interakcje między poszczególnymi elementami systemu ziemskiego, takimi jak atmosfera, hydrosfera, litosfera, kriosfera i biosfera. Uwzględnia również takie zjawiska jak: synergizm, sprzężenia zwrotne i nieliniowość oraz zależności między różnymi elementami i procesami. Pojęcie systemu klimatycznego mieści w sobie jednocześnie interakcję między klimatem i działalnością człowieka (Kędziora, 2008).

Istnieją cztery grupy czynników decydujących o stanie systemu klimatycznego: właściwości fizyczne atmosfery, właściwości chemiczne atmosfery, charakter powierzchni Ziemi i działalność człowieka, szczególnie w ostatnich dwóch wiekach. Czynniki te kształtują strukturę i natężenie trzech głównych procesów klimatotwórczych: przepływu energii słonecznej przez atmosferę ziemską, krążenia wody w tej atmosferze oraz ogólnej cyrkulacji atmosfery i hydrosfery (ryc. 1.3). Wspomniane procesy są ze sobą powiązane i ostateczny kształt klimatu zależy od ich wzajemnego współdziałania. Ilościowym wyrazem tego są bilans cieplny i bilans wodny sporządzany dla powierzchni Ziemi. Do najważniejszych należą strumienie energii i wody przepływające przez układ planeta – atmosfera, a szczególnie strumień energii słonecznej, który stanowi pierwotne źródło energii dla wszelkich procesów zachodzących na kuli ziemskiej. Bardzo ważne jest to ostatnie stwierdzenie, bo gdyby energia tylko krążyła w systemie, to po pewnym czasie nastąpiłoby wyrównanie temperatury i śmierć cieplna systemu. Materia, a szczególnie woda też krąży w systemie (Kędziora, 2008).



Ryc. 1.3. Przepływ energii przez system Ziemia – atmosfera i krążenie materii wewnątrz systemu

W wyniku ewolucji wytworzył się pewien stan stacjonarny przepływu energii. Jest to stan, w którym energia przepływa przez system, ale jego parametry nie ulegają zmianie (ryc. 1.3). Jako przykład stanu stacjonarnego można wyobrazić sobie beczkę z wodą, do której wlewa się tyle samo wody, co się wylewa, ale poziom wody w beczce pozostaje niezmienny. Ilość wody w beczce to energia, poziom wody w beczce to temperatura, powierzchnia wody w beczce to pojemność cieplna wody. Jeżeli założy się stałe natężenie strumienia wody wpływającego do beczki, to przy odpowiedniej średnicy rury odpływowej ustali się pewien poziom wody w beczce (temperatura będzie stabilna). Natomiast jeżeli nieco przykręci się zawór na odpływie i mniej wody będzie się wylewało niż dopływało, to co się stanie? Będzie katastrofa, woda zacznie się wylewać z beczki? Nic takiego się nie

stanie. Zacznie podnosić się poziom wody i będzie rosło ciśnienie hydrostatyczne, a więc tym samym upustem (lekką przykręconym) będzie się wylewać więcej wody i system osiągnie stan równowagi przy wyższym poziomie wody. Tak samo dzieje się z temperaturą systemu ziemskiego. Przy równowadze strumienia energii dopływającej ze Słońca (na który człowiek nie ma wpływu) ze strumieniem wypromieniowanym w kosmos przez układ planeta – atmosfera temperatura jest stabilna. Bowiem zgodnie z prawem Stephana-Boltzmana im wyższa temperatura systemu, tym większe wypromieniowanie energii. Tym, który coraz bardziej przykręca zawór w beczce, jest człowiek, i przez jakiś czas tak może się dziać. Ale tylko do momentu, gdy podnoszący się poziom wody nie przekroczy wysokości beczki. Oznacza to, że temperatura może skokowo podnieść się na taki poziom, na którym wypromieniowanie energii będzie wystarczająco intensywne, aby system zachował stan stacjonarny. Niestety, warunki klimatyczne uniemożliwią życie na Ziemi. Wszelkie działania człowieka przykręcającego zawór na odpływie – wobec ulegającej zmianie ilości energii płynącej ze Słońca – prowadzą do katastrofy klimatycznej.

Najbardziej ogólną w skali globu charakterystyką wymienionych wyżej procesów przepływu energii i krążenia wody jest sporządzenie dla powierzchni Ziemi (powierzchnia czynna) średniego rocznego bilansu ciepłego i bilansu wodnego:

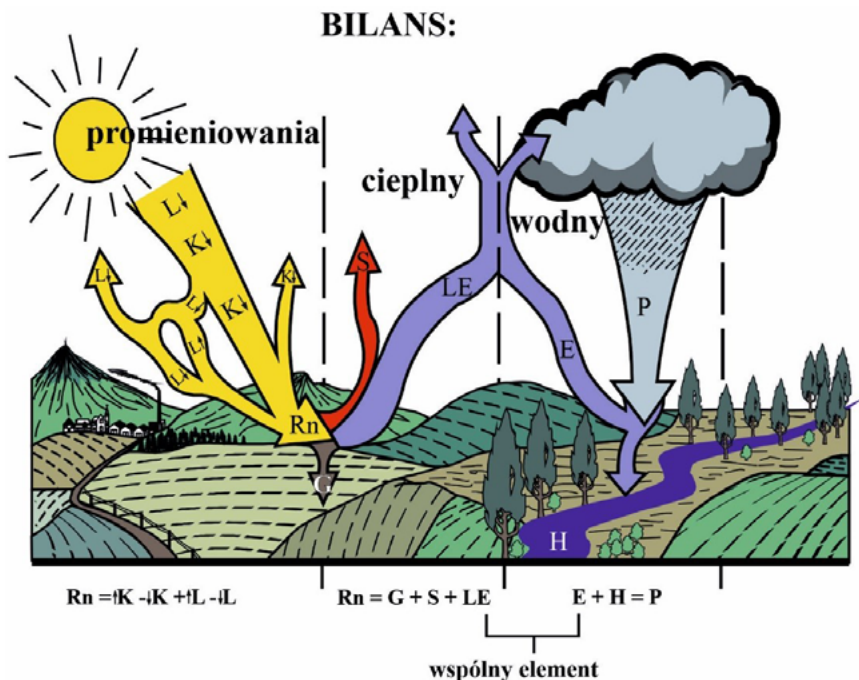
$$R_n + LE + S + G = 0 \quad (1)$$

$$Pr + E + H - \Delta R = 0 \quad (2)$$

gdzie: R_n – bilans promieniowania, LE – utajone ciepło parowania, S – ciepło jawne wykorzystane na ogrzewanie powietrza i G – ciepło wymieniane z podłożem, P – opady, E – parowanie, H – odpływ, ΔR – zmiana wilgotności glebowej.

Wszystkie składniki pierwszego z tych równań przedstawiają gęstości strumienia energii i są wyrażone w $W \cdot m^{-2}$, natomiast składniki drugiego równania wyrażone są w $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ lub w $mm \cdot s^{-1}$ (kg wody rozlany na powierzchni $1 m^2$ tworzy warstewkę o grubości 1 mm). Dla wyliczenia sumy energii dopływającej lub odpływającej od powierzchni albo sumy wyparowującej wody w danym okresie trzeba strumień pomnożyć przez liczbę sekund w badanym okresie (3600 dla godziny, 86 400 dla doby, 31 557 600 dla średniego roku – 365,25 dnia).

Opisane dwa bilanse są ze sobą powiązane strumieniem pary wodnej (E) (ryc. 1.4). Z tego powiązania wynika, że jeśli cokolwiek zmienia się w strukturze jednego z tych bilansów, dzieje się to także w strukturze drugiego. W wyniku zmniejszenia ilości wody dostępnej na parowanie (zmniejsza się wilgotność siedliska, liczba zbiorników wodnych, szata roślinna – strumień E na ryc. 1.4 i w równaniu 2) maleje strumień ciepła utajonego w bilansie cieplnym – LE na ryc. 1.4 i w równaniu 1, więc powiększy się strumień ciepła jawnego – S (R_n się nie zmieniło, a $S = R_n - LE$) oraz wzrośnie temperatura przypowierzchniowych



Ryc. 1.4. Bilans promieniowania, ciepłny i bilans wodny powierzchni Ziemi
 R_n – saldo promieniowania, $L\downarrow$ – promieniowanie długofalowe dochodzące do powierzchni Ziemi, $L\uparrow$ – promieniowanie długofalowe powierzchni ziemi, $K\downarrow$ – promieniowanie krótkofalowe dochodzące do powierzchni ziemi, $K\uparrow$ – promieniowanie krótkofalowe odbite od powierzchni ziemi, S – strumień ciepła jawnego, LE – strumień ciepła utajonego, G – strumień ciepła glebowego, E – strumień pary wodnej, H – odpływ całkowity, P – opady atmosferyczne

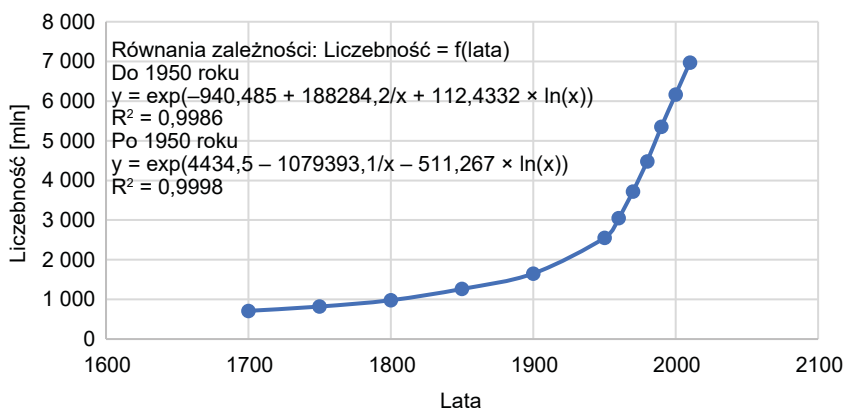
warstw atmosfery, gdyż one w pierwszym rzędzie pochłaniają ten strumień ciepła (Ryszkowski i Kędziora, 1995). Przy tym należy pamiętać, że strumień ciepła utajonego (wykorzystanego na parowanie wody) płynący z powierzchni Ziemi do atmosfery nie powoduje żadnych zmian w termicie atmosfery, dopóki para wodna nie skondensuje, uwalniając energię pobraną na parowanie. Kondensacja pary wodnej zachodzi w wyższych warstwach atmosfery, podnosząc ich temperaturę. Efekt hamowania wzrostu temperatury przypowierzchniowych warstw atmosfery przez proces parowania jest ogromny. Ciepło wykorzystane na wyparowanie 1 kg wody (warstwa 1 mm na powierzchni 1 m²) wystarczy na ogrzanie warstwy 31,5 metra powietrza o 60°C (ciepło parowania wody w temperaturze 20°C wynosi 2 448 000 J·kg, pojemność cieplna powietrza wynosi 1295 J·m⁻³·K⁻¹, więc 2 448 000/1295 = 1890 = 60·31,5). Oczywiście takie zjawisko nie zachodzi

w przyrodzie w pełni, gdyż ogrzana masa powietrza w procesie konwekcji płynie do wyższych warstw. Powyższe wyliczenie obrazuje relacje między strumieniami ciepła jawnego i utajonego.

Zmiany globalne mające zasadnicze znaczenia dla zmian klimatycznych

- **Szybki wzrost populacji ludzkiej, głównie w biednych regionach świata**

Na system klimatyczny wpływają bezpośrednio trzy grupy czynników kształtujących wszystkie strumienie energii i materii wymienione w bilansach przedstawionych na ryc. 1.4. W wyniku ewolucji pomiędzy tymi strumieniami wytworzył się stan pewnej równowagi i chociaż zachodziły odchylenia od tego stanu, działa się to w skali milionów lub tysięcy lat dzięki temu, że wszystkie składniki systemu ziemskiego – zarówno biotyczne, jak i abiotyczne – funkcjonowały zgodnie z prawami naturalnymi. Tak było mniej więcej do chwili pojawienia się człowieka, który nie stosował się do tych praw. Początkowo negatywne skutki jego działalności, dzięki temu ich skala była znikoma, a przyroda naprawiała je bez problemu. Ale populacja ludzka i jej możliwości techniczne szybko rosły (ryc. 1.5). Od początku swego istnienia populacja uzyskała liczebność 1 miliarda w 1800 roku. Potem przyrost przyspieszył i w ostatnim wieku tempo to wynosi około 1 mld w okresie 13–14 lat. Jednocześnie nastąpił niezwykły rozwój techniki. To spowodowało, że czynnik ludzki zrównał się w swych możliwościach oddziaływania na system ziemski z siłami natury. Ponadto rozwój wiedzy o podstawowych procesach i powiązaniach między nimi nie poszedł w parze z rozwojem techniki.



Ryc. 1.5. Tempo przyrostu populacji ludzkiej w latach 1600–2020

- **Zmiana chemizmu atmosfery, wzrost stężenia gazów szklarniowych**

Człowiek ma najmniejszy wpływ na właściwości fizyczne atmosfery ziemskiej, natomiast w ostatnim stuleciu znacznie zmienił parametry chemiczne atmosfery. Szczególnie wpłynął na stężenie gazów szklarniowych, takich jak CO₂ i CH₄. Ich zawartość w atmosferze ziemskiej decyduje o ilości promieniowania długofalowego powierzchni Ziemi, które nie płynie w kosmos, ale jest przez atmosferę pochłaniane, podnosząc jej temperaturę. Bezpośrednie oddziaływanie człowieka na chemizm atmosfery wyraża się przez uwalnianie w procesach spalania węgla zgromadzonego przed milionami lat w paliwach kopalnych. W miarę rozwoju technologii i wzrostu dobrobytu rośnie zapotrzebowanie na energię, co pociąga za sobą wzrost emisji ditlenku węgla i innych gazów szklarniowych (tab. 1.2, ryc. 1.6).

Tabela 1.2. Stężenie CO₂ na Mauna Loa w okresie 1800–2020

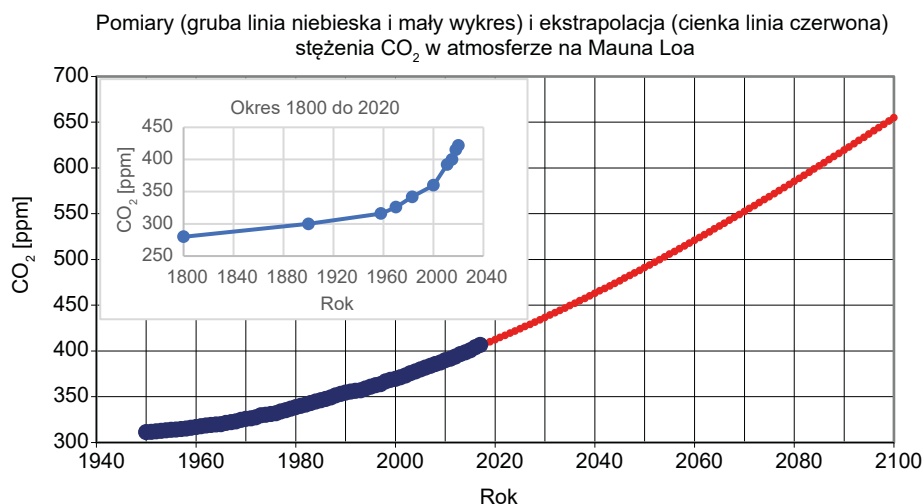
Rok	Stężenie CO ₂ [ppm]	Rok	Stężenie CO ₂ [ppm]	Rok	Stężenie CO ₂ [ppm]
1800	280	1983	342	2015	400
1958	316	2001	353	2018	415
1970	326	2011	392	2020	420

ppm = mg·kg⁻¹

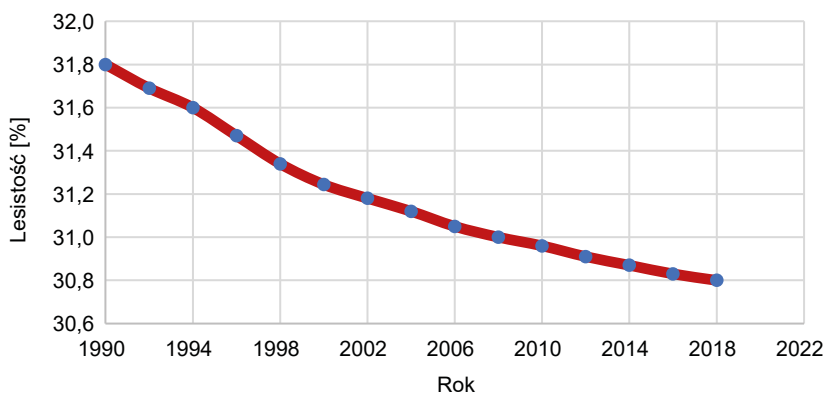
W okresie od 1800 do 1900 roku stężenie CO₂ wzrosło o 23 ppm, czyli 0,23 ppm na rok. Natomiast od 1900 roku do 1960 stężenie CO₂ wzrosło o 15 ppm, czyli średnie tempo wzrostu wynosiło 0,25 ppm na rok. W okresie 1960 do 2020 przyrost stężenia CO₂ wyniósł 104 ppm, a średnie tempo przyrostu 1,73 ppm na rok, czyli było prawie 7 razy większe niż w poprzednim okresie.

Zubożenie szaty roślinnej – wylesienie i uproszczenie struktury szaty roślinnej, głównie w krajobrazie rolniczym

Największe zmiany przyniosła działalność ludzka w charakterze powierzchni Ziemi, przede wszystkim w szacie roślinnej, a szczególnie pod względem lesistości (ryc. 1.7) – albo w wyniku zamiany lasów na pola uprawne, albo też degradacji lasów czy zamierania całych ekosystemów leśnych w efekcie zjawiska kwaśnych deszczy. Rocznie ponad 10 mln ha zwartych lasów tropikalnych jest unieczniana, a drugie tyle bywa zamieniane na inny rodzaj użytkowania (Romans, 1990). Wylesienie kuli ziemskiej powoduje zasadnicze zmiany albedo naszego globu. Powierzchnia lasów ma mniejsze albedo (15–20%) niż powierzchnia gleby, szczególnie w strefie tropikalnej (30%), dlatego zmiany struktury bilansu



Ryc. 1.6. Tempo przyrostu zawartości CO₂ w atmosferze ziemskiej w latach 1945–2022



Ryc. 1.7. Zmiany lesistości ziemi w latach 1990–2016

ciepłego, a przez to także zmiany struktury bilansu wodnego przejawiają się niekorzystnymi wahaniami w rozkładzie czasowym i natężeniu opadów. Drugim niekorzystnym efektem wylesienia jest zwiększenie strumienia CO₂ płynącego z powierzchni łądów ku atmosferze.

Powierzchnia lasów pierwotnych wynosiła 72 mln km², co stanowiło 48,3% powierzchni łądowej, a dzisiaj jest to 45 mln, co stanowi 30,7% powierzchni łądowej Ziemi.

Każdego roku na świecie ubywa 12–15 mln hektarów lasów. W ciągu minuty znika las naturalny o powierzchni równej 36 boiskom do piłki nożnej. Wylesianie odbywa się przez wycinanie drzew lub wypalanie lasów. Co roku ubywa ok. 27 000 km² lasów w Amazonii. W Rosji znika 20 000 km². W latach 1990–2000 powierzchnia lasów w Afryce Środkowej zmalała ok. 9 mln ha. Obecnie tempo wylesiania w tym regionie wynosi 500 000 ha na rok.

Wylesienie tak znacznej powierzchni łądów miało swą przyczynę w konieczności powiększenia terenów rolniczych, niezbędnych do żywienia szybko rosnącej populacji ludzkiej. Obszary rolnicze są ekosystemami najbardziej niestabilnymi z punktu widzenia procesów przepływu energii i obiegu materii, a tym samym najbardziej podatnymi na zmiany klimatyczne (Kędziora, 2010).

- **Zubożenie i degradacja materii organicznej w glebie**

Materia organiczna w glebie decyduje między innymi o jej strukturze i właściwościach wodnych. Im lepsza struktura gleby, tym większa jej pojemność wodna. Takie obszary rolnicze, zatrzymując więcej wody, po opadach zmniejszają jej szybki spływ do rzeki. W efekcie dłużej może trwać proces parowania wody i tym większy będzie strumień ciepła utajonego, a mniejszy jawnego i zarazem większa będzie stabilność klimatyczna regionu.

Powyższe wyjaśnienia powinny być pomocne Czytelnikowi w zrozumieniu zmian klimatycznych w Wielkopolsce, którym poświęcona jest dalsza część niniejszego podrozdziału.

Zmiany klimatyczne w Wielkopolsce

Od kilkudziesięciu lat obserwuje się przyspieszenie tempa zmian klimatycznych na świecie, w tym także w Wielkopolsce. Przejawiają się one głównie wzrostem temperatury, zmianą rozkładu rocznego opadów i wzrostem częstotliwości występowania ekstremów klimatycznych, a także wzrostem zdolności ewaporometrycznej powietrza, a co za tym idzie zwiększonym parowaniem.

Dotychczasowe wyniki badań tak w skali globalnej bądź regionalnej, jak i lokalnej wskazują na nieunikniony wzrost temperatury powietrza na całym globie ziemskim, który w Polsce wyniesie najprawdopodobniej około 2°C w lecie i do 6°C w zimie. Nie ma zgodności co do zmian w opadach. Uznaje się za prawdopodobny wzrost opadów nawet o 20% w skali roku, ale prognozuje się także możliwość ich zmniejszenia w tym samym stopniu. Zmiany te muszą spowodować istotne wahania w strukturze bilansu wodnego i niestety będą one przeważnie niekorzystne dla rolnictwa.

Poniżej przedstawiono wyniki analizy zmian kilku elementów klimatycznych w Wielkopolsce i sąsiedztwie, na podstawie średnich miesięcznych ich wartości

mierzonych w latach 1951–2020: temperatury powietrza, opadów atmosferycznych oraz zdolności ewaporacyjnej powietrza.

Temperatura powietrza

Na obszarze Wielkopolski wybrano kilkanaście stacji z bazy danych IMGW dostępnej na stronie meteomodel.pl o możliwie najdłuższym okresie pomiarów i uwzględniających najwięcej elementów. Ostatecznie wybrano sześć stacji położonych na terenie województwa wielkopolskiego i jego pobrzeży: Chojnice, Gorzów Wlkp., Kołuda Wielka, Kórnik, Kalisz i Namysłów. Współrzędne geograficzne tych stacji podano w tabeli 1.3 oraz na rycinie 1.8.

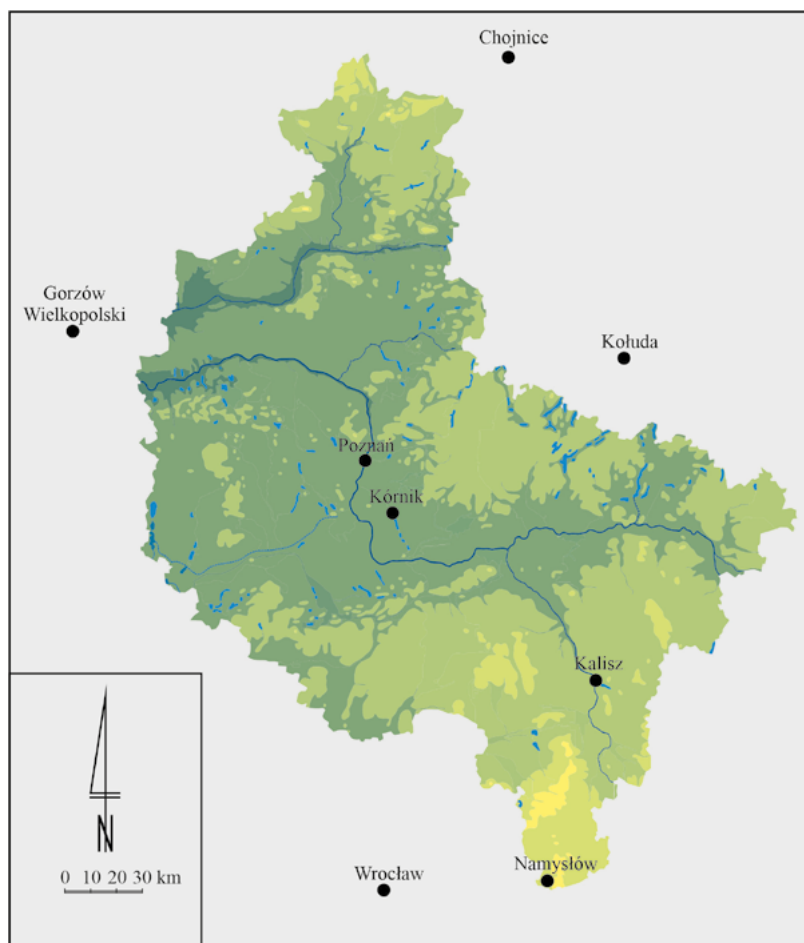
Tabela 1.3. Współrzędne geograficzne wybranych stacji meteorologicznych

Miejscowość	Szerokość geograficzna	Długość geograficzna	Miejscowość	Szerokość geograficzna	Długość geograficzna
Chojnice	53,70159	17,55640	Kórnik	52,25040	17,08694
Gorzów Wkp.	52,75589	15,20278	Kalisz	51,75247	18,06092
Kołuda Wielka	52,73527	18,15112	Namysłów	51,16220	17,77223

Jedynie w Namysłowie brak było danych z okresu 1951–1960. Uzupełniono je metodą korelacyjną przez porównanie ze stacją we Wrocławiu (ryc. 1.9).

Przeanalizowano okres 1951–2020. Najpierw obliczenia prowadzono dla zbiorów średnich miesięcznych wartości zarówno w poszczególnych latach, jak i w odniesieniu do okresów dziesięcioletnich, nazywanych dalej dekadami. Dla każdego roku analizowano wartości średnie roczne oraz średnie sezonowe: wiosna, lato, jesień i zima (średnia z danego roku oraz stycznia i lutego roku następnego). Następnie przeanalizowano zmienność temperatur maksymalnych i minimalnych.

Wyniki obliczeń zamieszczono w tabeli 1.4, a biegi temperatur w poszczególnych miesiącach przedstawiono na ryc. 1.10. Numery dekad oznaczają dziesięcioletnie okresy od 1951 do 2020 roku. Okresy sezonowe to: wiosna – marzec do maja, lato – czerwiec do sierpnia, jesień – wrzesień do listopada, zima – grudzień do lutego następnego roku. Wartości sezonowe obliczono jako średnie z tych 3 miesięcy dla każdego roku, a następnie z tych średnich rocznych wyliczono średnie sezonowe. Spośród uwzględnionych stacji Chojnice reprezentują obszary północne Wielkopolski, Gorzów – regiony zachodnie, Kołuda Wielka – obszary wschodnie, Kórnik i Kalisz – regiony centralne, a Namysłów – obszary południowe.

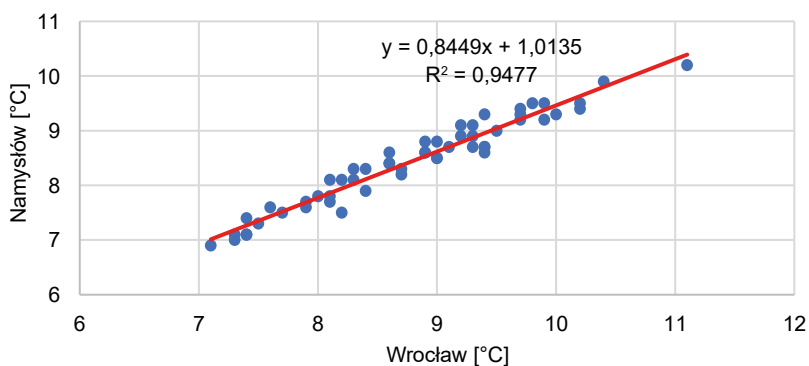


Ryc. 1.8. Lokalizacja stacji meteorologicznych uwzględnionych w pracy

W sezonie wiosennym w latach 1951–1980 temperatura była stabilna. Wzrosła zaledwie o $0,4^{\circ}\text{C}$, czyli $0,014^{\circ}\text{C}/\text{rok}$. Potem nastąpił liniowy wzrost w okresie 1980–2020, wynoszący $0,92^{\circ}\text{C}$, czyli $0,023^{\circ}\text{C}/\text{rok}$ (ryc. 1.10).

W sezonie letnim w okresie 1951–1980 obserwowano powolny spadek temperatury wynoszący $0,59^{\circ}\text{C}$, czyli $0,02^{\circ}\text{C}/\text{rok}$. Natomiast w okresie 1980–2020 wzrost był początkowo coraz szybszy, ale w ostatniej dekadzie wyhamował. W całym okresie 1980–2020 wynosił on $1,88^{\circ}\text{C}$, czyli $0,047^{\circ}\text{C}/\text{rok}$.

W sezonie jesiennym w okresie 1951–1980 następował wolny spadek temperatury wynoszący $0,33^{\circ}\text{C}$, czyli $0,01^{\circ}\text{C}/\text{rok}$. Natomiast w okresie 1980–2020 wzrost temperatury przyspieszył i wyniósł $1,13^{\circ}\text{C}$, czyli $0,03^{\circ}\text{C}/\text{rok}$.



Ryc. 1.9. Współzależność średniej rocznej temperatury powietrza [°C] w Namysławie i we Wrocławiu

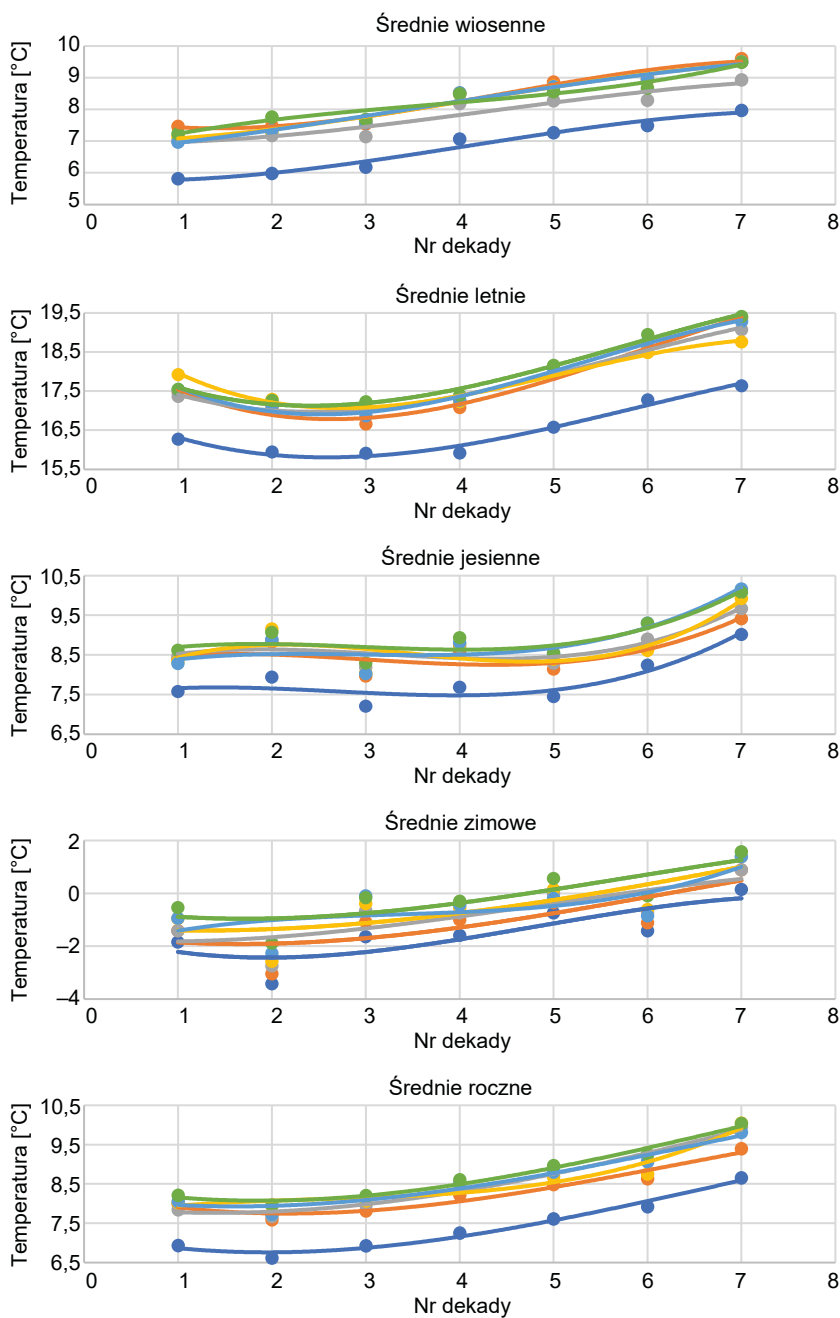
Tabela 1.4. Sezonowe, dziesięcioletnie temperatury powietrza w sześciu stacjach na terenie Wielkopolski w latach 1951–2020 (wiosna III–V, lato VI–VIII, jesień IX–XI, zima XII–II)

Stacja	Wiosna							
	dekady							średnia
	1	2	3	4	5	6	7	
Chojnice	5,81	5,98	6,17	7,07	7,27	7,49	7,97	6,82
Kołuda	7,00	7,17	7,14	8,19	8,27	8,29	8,93	7,86
Kalisz	6,97	7,35	7,59	8,52	8,71	8,94	9,49	8,22
Kórnik	7,14	7,30	7,61	8,51	8,73	8,90	9,50	8,24
Namysłów	7,23	7,76	7,68	8,48	8,56	8,67	9,48	8,27
Gorzów	7,46	7,48	7,54	8,50	8,86	9,00	9,60	8,35
Średnia	6,83	7,11	7,24	8,15	8,31	8,46	9,07	7,88
Stacja	Lato							
	dekady							średnia
	1	2	3	4	5	6	7	
Chojnice	16,27	15,95	15,91	15,92	16,58	17,28	17,64	16,51
Namysłów	17,47	17,10	16,66	17,08	17,94	18,58	19,38	17,74
Gorzów	17,36	17,10	17,07	17,23	17,94	18,66	19,07	17,78
Kołuda	17,93	17,29	17,11	17,23	17,95	18,49	18,76	17,82
Kalisz	17,54	17,15	16,87	17,27	18,06	18,78	19,28	17,85
Kórnik	17,55	17,26	17,23	17,40	18,16	18,95	19,41	17,99
Średnia	17,31	16,92	16,72	16,95	17,70	18,36	18,83	17,54

Stacja	Jesień							
	dekady							średnia
	1	2	3	4	5	6	7	
Chojnice	7,57	7,94	7,21	7,68	7,44	8,24	9,01	7,87
Kołuda	8,40	8,82	7,96	8,54	8,14	8,74	9,41	8,57
Kórnik	8,46	8,87	8,18	8,71	8,28	8,90	9,67	8,72
Namysłów	8,33	9,15	8,04	8,76	8,39	8,61	9,92	8,74
Kalisz	8,28	8,89	8,03	8,80	8,53	9,30	10,16	8,86
Gorzów	8,62	9,06	8,29	8,93	8,55	9,30	10,08	8,98
Średnia	8,21	8,73	7,88	8,50	8,16	8,76	9,63	8,55
Stacja	Zima							
	dekady							średnia
	1	2	3	4	5	6	7	
Chojnice	-1,84	-3,42	-1,64	-1,59	-0,74	-1,42	0,15	-1,50
Kołuda	-1,41	-3,05	-1,09	-1,00	-0,36	-1,12	0,89	-1,02
Kalisz	-1,42	-2,75	-0,65	-0,74	0,00	-0,72	0,89	-0,77
Kórnik	-0,95	-2,57	-0,39	-0,55	0,15	-0,61	1,39	-0,50
Namysłów	-0,95	-2,27	-0,10	-0,44	-0,19	-0,86	1,38	-0,49
Gorzów	-0,54	-1,89	-0,16	-0,29	0,57	-0,09	1,58	-0,12
Średnia	-1,31	-2,81	-0,77	-0,86	-0,23	-0,94	0,94	-0,86
Stacja	Rok							
	dekady							średnia
	1	2	3	4	5	6	7	
Chojnice	6,93	6,61	6,92	7,25	7,61	7,92	8,65	7,41
Kołuda	7,98	7,58	7,82	8,22	8,48	8,63	9,39	8,30
Kalisz	7,84	7,67	7,96	8,46	8,81	9,10	9,95	8,54
Namysłów	8,02	7,94	8,07	8,47	8,67	8,75	10,04	8,57
Kórnik	8,05	7,73	8,16	8,52	8,80	9,06	9,81	8,59
Gorzów	8,21	7,96	8,20	8,60	8,96	9,26	10,03	8,75
Średnia	7,76	7,51	7,78	8,18	8,47	8,69	9,57	8,28

W sezonie zimowym zdecydowanie najzimniejsze były lata 1961–1970, kiedy średnia wartość temperatury dla całej Wielkopolski wyniosła $-2,8^{\circ}\text{C}$ i wykazywała wyraźną zmienność przestrzenną. W Chojnicach, leżących najbardziej na północ, wyniosła $-3,4^{\circ}\text{C}$, podczas gdy w Namysłowie leżącym najdalej na południe $-2,3^{\circ}\text{C}$.

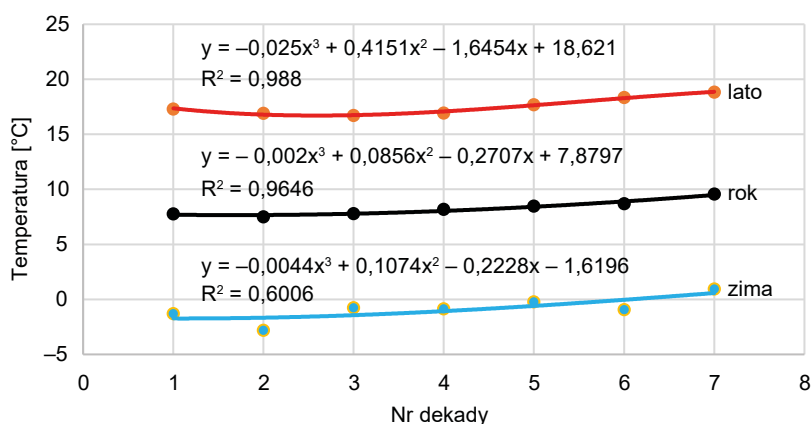
W odniesieniu do całego roku (ryc. 1.10, tab. 1.4) widać, że dekada 1961–1970 była najzimniejsza, a wartość temperatury wynosiła $7,5^{\circ}\text{C}$ i pomijając Chojnice,



Ryc. 1.10. Bieg średnich sezonowych i rocznych temperatur powietrza na sześciu stacjach w latach 1951–2020

mieściła się między 7,58°C w Kołudzie i 7,96°C w Gorzowie. Natomiast w ostatniej dekadzie 2011–2020 średnia wynosiła 9,6°C i pomijając Chojnice, wahała się pomiędzy 9,4°C w Kołudzie a 10,0°C w Gorzowie i Namysłowie. Wzrost temperatury średniej rocznej w latach 1950–2020 wyniósł 2,1°C i przyspieszał (ryc. 1.10).

Bieg średnich sezonowych temperatur dla całej Wielkopolski przedstawiono na ryc. 1.11. Podano równania opisujące te zależności dla lata, całego roku i zimy. Według tych funkcji temperatury w roku 2025 i 2035 będą sięgały odpowiednio: dla lata 19,2 i 19,2; dla roku 10,2 i 10,9; dla zimy 1,2 i 1,9.

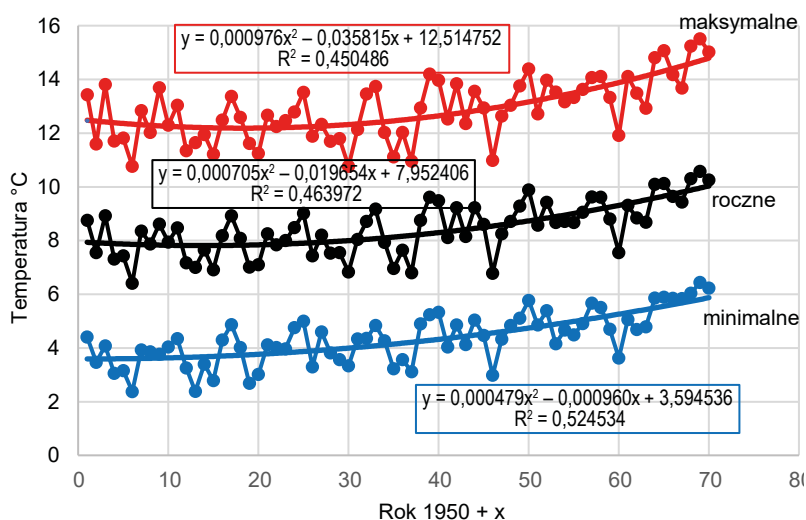


Ryc. 1.11. Biegi średnich dla całej Wielkopolski sezonowych temperatur powietrza w okresie 1951–2020

W odniesieniu do całego okresu i całego obszaru Wielkopolski temperatury powietrza wzrosły o 2,2°C na wiosnę, 2,1°C w lecie, 1,8°C jesienią, 2,3°C zimą i średnio w całym roku o 2,1°C. Jest to znacznie więcej, niż przewidywały modele matematyczne.

Przebieg wieloletni rocznych temperatur maksymalnych, średnich i minimalnych przedstawiono na rycinie 1.12.

Wszystkie te parametry wykazują tendencję wzrostową. Temperatury maksymalne wzrosły o 2,6°C, średnie o 2,2°C, a minimalne o 2,3°C. Wzrost temperatur maksymalnych jest wyraźnie większy niż wzrost temperatur średnich, minimalnych i sezonowych. Ten fakt może świadczyć o coraz większej destabilizacji klimatycznego systemu ziemskiego.



Ryc. 1.12. Średnie temperatury roczne maksymalne, średnie i minimalne dla całego obszaru Wielkopolski w okresie 1951–2020. Średnie maksymalne to w danym roku średnie z maksymalnych temperatur w 12 miesiącach, a nie absolutne maxima w danym roku

Opady atmosferyczne

Sumy miesięczne opadów atmosferycznych dla poszczególnych stacji i dekad (dziesięcioleci) podano w tabeli 1.5, a ich przebiegi przedstawiono na rycinie 1.13. Zarówno w żadnym sezonie, jak i w całym roku nie zauważono tendencji zmian. Największą zmienność wykazywały opady jesienne. Pozostałe sezony charakteryzowały się podobną zmiennością. Różnica 108 mm stanowi 53% sumy średniej letniej dla całej Wielkopolski i całego siedemdziesięciolecia wynoszącego 123 mm.

Dla wiosny odpowiednie liczby wynosiły: maximum w Gorzowie 149 mm w 2. dekadzie, minimum w Kołudzie 87 mm w 1. dekadzie, a różnica wynosząca 62 mm stanowi 53% sumy średniej wiosennej dla całej Wielkopolski i całego siedemdziesięciolecia wynoszącego 118 mm. Maksymalna suma opadów letnich wynosząca 282 mm wystąpiła we Wrocławiu w dziesięcioleciu 1971–1980, podczas gdy najmniejsza – 174 mm, była w Kaliszu w dziesięcioleciu 2011–2020. Dla zimy odpowiednie liczby wynosiły: maximum w Chojnicach 127 mm w 7. dekadzie, minimum we Wrocławiu 71 mm, a różnica wynosząca 56 mm stanowi 58% sumy średniej zimowej dla całej Wielkopolski i całego siedemdziesięciolecia wynoszącej 97 mm. Dla jesieni odpowiednie liczby wynosiły: maximum w Chojnicach 163 mm w 2. dekadzie, minimum w Kołudzie 71 mm w 1. dekadzie,

Tabela 1.5. Sumy opadów atmosferycznych w siedmiu stacjach meteorologicznych w okresie 1951–2020

Średnie dekadowe sumy opadów na siedmiu stacjach (mm)								
Stacje	dekady							średnia dla całego okresu
	1	2	3	4	5	6	7	
Wiosna								
Chojnice	101	129	105	109	139	146	100	118
Gorzów	94	149	117	108	136	126	115	121
Kołuda	87	132	116	107	116	123	96	111
Kórnik	89	147	115	103	135	117	99	115
Kalisz	113	121	102	102	120	122	97	111
Namysłów	128	145	128	123	135	127	105	127
Wrocław	119	140	125	120	129	125	113	124
Średnia	104	137	115	110	130	127	104	118
Lato								
Chojnice	243	224	212	188	187	239	228	217
Gorzów	207	192	195	180	180	188	194	191
Kołuda	211	177	251	178	179	211	204	202
Kórnik	180	189	206	196	209	192	203	196
Kalisz	210	182	217	181	194	191	174	193
Namysłów	207	223	238	214	214	198	189	212
Wrocław	216	229	282	212	206	231	194	224
Średnia	211	202	229	193	196	207	198	205
Jesień								
Chojnice	113	163	147	126	133	161	139	140
Gorzów	107	150	127	114	110	139	122	124
Kołuda	79	135	146	103	107	112	114	114
Kórnik	93	146	131	104	125	122	109	119
Kalisz	93	128	134	108	110	117	115	115
Namysłów	119	147	149	120	120	120	124	128
Wrocław	101	125	155	113	108	114	118	119
Średnia	101	142	141	112	116	126	120	123
Zima								
Chojnice	98	84	89	97	115	126	127	105
Gorzów	106	115	104	106	118	120	115	112
Kołuda	81	91	83	78	83	104	90	87
Kórnik	84	109	109	111	116	124	104	108
Kalisz	90	75	89	84	81	82	80	83
Namysłów	106	103	104	92	101	89	94	98
Wrocław	82	81	95	81	80	91	71	83
Średnia	94	96	96	95	102	108	102	97

Stacje	dekady							średnia dla całego okresu
	1	2	3	4	5	6	7	
Rok								
Chojnice	554	604	549	521	574	670	593	581
Gorzów	516	608	541	512	541	572	558	550
Kołuda	459	537	590	446	483	549	506	510
Kórnik	447	592	558	518	582	554	561	545
Kalisz	506	507	539	479	505	511	465	502
Namysłów	558	618	619	552	566	548	555	574
Wrocław	518	575	658	526	523	561	497	551
Średnia	508	577	579	508	539	566	534	545

a różnica wynosząca 92 mm stanowi 75% sumy średniej zimowej dla całej Wielkopolski i całego siedemdziesięciolecia wynoszącej 123 mm.

Dla jesieni odpowiednie liczby wynoszą: maximum w Chojnicach 163 mm w 2. dekadzie, minimum w Kołudzie 71 mm w 1. dekadzie, a różnica 92 mm stanowi 75% sumy średniej zimowej dla całej Wielkopolski i całego siedemdziesięciolecia wynoszącej 123 mm.

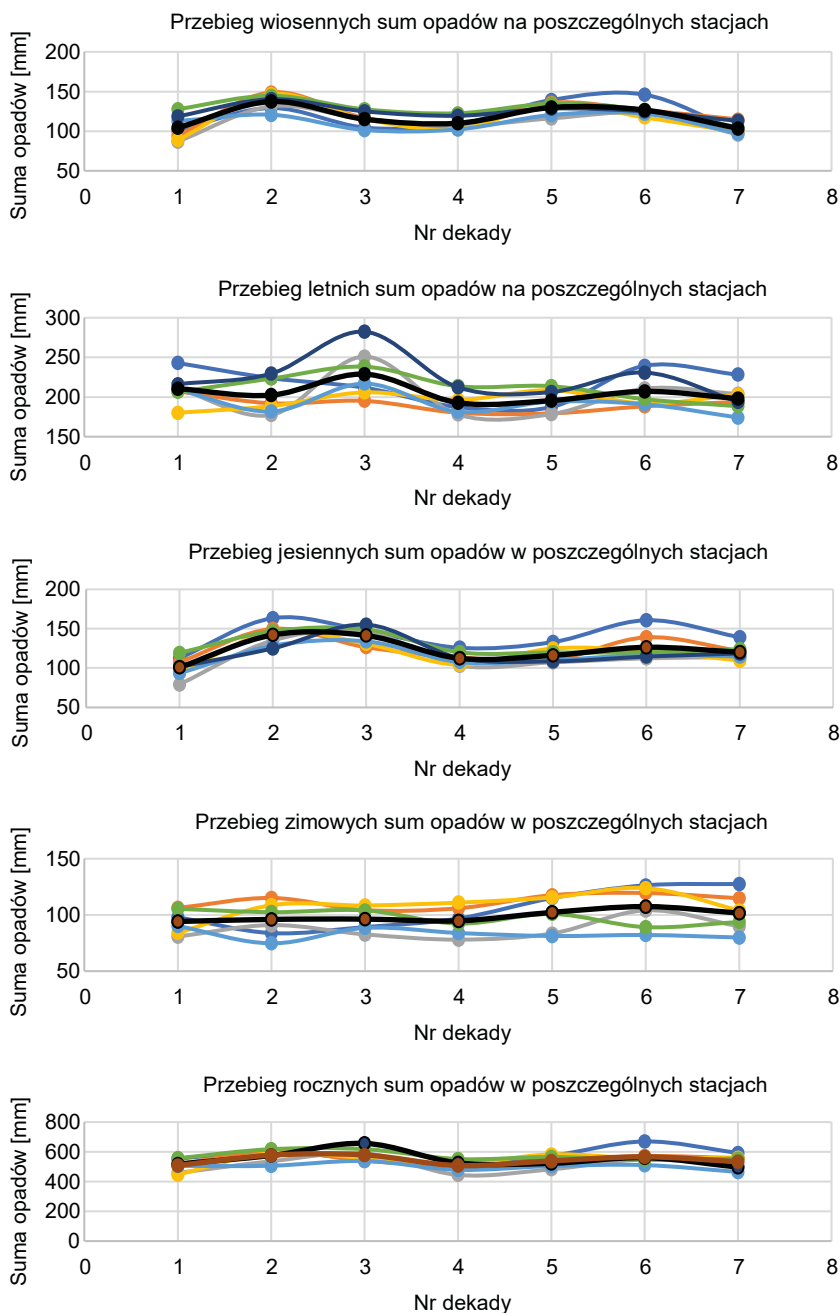
Średnie dekadowe sumy roczne najwyższe wystąpiły w dziesięcioleciu 2001–2010 (6. dekada) w Chojnicach i wyniosły 670 mm, a najmniejsze w Kołudzie w 1. dekadzie i wyniosły 446 mm. Różnica wynosząca 224 mm stanowi 41% średniej rocznej dla całej Wielkopolski i całego okresu pomiarowego.

Średnie siedemdziesięcioletnie wykazują – poza Chojnicami – małe zróżnicowanie (tab. 1.5, ryc. 1.14).

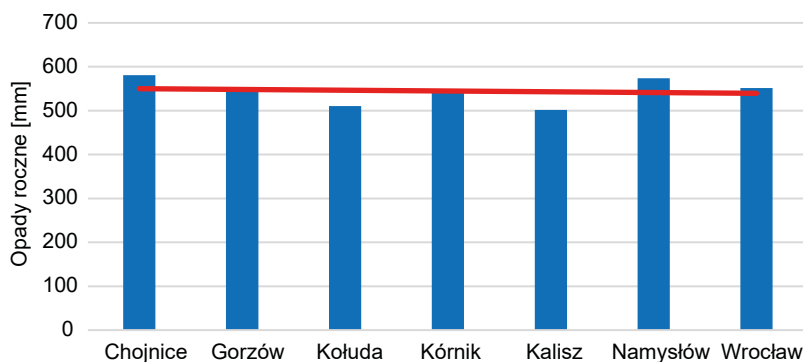
Średnia dla całego obszaru Wielkopolski i dla okresu 1951–2020 wynosiła 545 mm. Najmniejsze wystąpiły w centralnej części obszaru, Kalisz – 502 mm i Kołuda – 510 mm, a największe na północy, Chojnice – 582 mm. W pozostałych stacjach sumy opadów wahały się wokół wartości 550 mm.

Zdolność ewaporacyjna powietrza

Zdolność ewaporacyjna powietrza jest bardzo ważnym parametrem klimatycznym, gdyż stanowi miarę zdolności do wchłaniania pary wodnej przez warstwę atmosfery leżącą ponad powierzchnią parującą. Zdolność ewaporacyjna powietrza zależy tylko od niedosytu wilgotności powietrza i prędkości wiatru. Niedosyt określa ilość pary wodnej, która może się jeszcze zmieścić w danej objętości powietrza (poza tą, która już jest). Natomiast wiatr, zwiewając warstwę powietrza już nasyconą, podtrzymuje proces parowania. Tym samym im większa jest prędkość wiatru, tym grubsza występuje warstwa atmosfery, która może pochłaniać powstającą parę wodną (Kędziora, 2008).



Ryc. 1.13. Przebiegi średnich (sezonowe i roczne) dekadowych sum opadów na siedmiu stacjach meteorologicznych w Wielkopolsce w okresie 1951–2020. Gruba czarna linia przedstawia wartości średnie dla całej Wielkopolski



Ryc. 1.14. Średnie roczne siedemdziesięcioletnie sumy opadów w okresie 1971–2020 dla poszczególnych stacji w Wielkopolsce (średnia dla całego obszaru – linia czerwona)

Zdolność ewaporacyjną powietrza E_a wyliczamy wg wzoru:

$$E_a = 7,44 \cdot (1 + 0,54 \cdot U_2) \cdot d$$

E_a – zdolność ewaporacyjna powietrza [Wm^2]

U_2 – średnia miesięczna prędkość wiatru [m/s]

W bazie danych IMGW nie ma niedosytu wilgotności powietrza, a więc wyliczono go z równania:

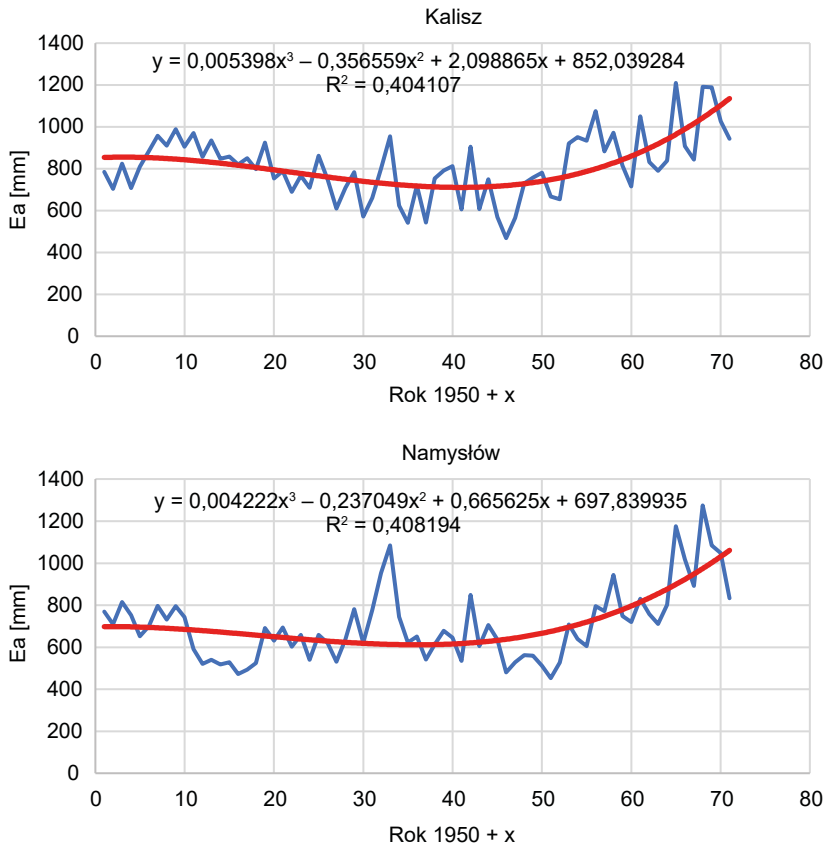
$$d = E_s - e \text{ [hPa]}$$

Es wyliczono z równania: $E_s = 6,1238 \cdot \exp[(17,25 \cdot t) / (t + 237,2)]$

e – średnie miesięczne ciśnienie pary wodnej [hPa].

Im większa zdolność ewaporacyjna powietrza, tym intensywniejsze bywa parowanie, pod warunkiem że dostępna jest energia, którą środowisko może pokryć koszty energetyczne procesu parowania. W analizowanym okresie 1951–2020 (ryc. 1.15) można zaobserwować ciekawe zjawisko. Zdolność ewaporacyjna powietrza we wszystkich trzech stacjach maleje do lat dziewięćdziesiątych, a potem szybko rośnie. Dobrze widać to na rycinie 1.15 przedstawiającej zmienność czasową trendów. W Kaliszu (środkowa Wielkopolska) od roku 1990 do 2020 zdolność ewaporacyjna powietrza wzrosła z 710 mm do 1100, czyli o 390 mm, a więc w tempie 13 mm na rok. W Chojnicach (północna Wielkopolska) od roku 1880 do 2020 zdolność ewaporacyjna wzrosła z 595 mm do 880, czyli w tempie 7 mm na rok, a w Namysłowie (południowa Wielkopolska) od roku 1990 do 2020 z 615 mm do 1030 mm, czyli w tempie 14 mm na rok.

Taki szybki wzrost zdolności ewaporacyjnej powietrza przy nierosnących opadach powoduje intensyfikacja procesu przesuszania środowiska przyrodniczego.



Ryc. 1.15. Przebieg miesięcznych wartości zdolności ewaporacyjnej powietrza (Ea) w okresie 1951–2020 w trzech miejscowościach w Wielkopolsce

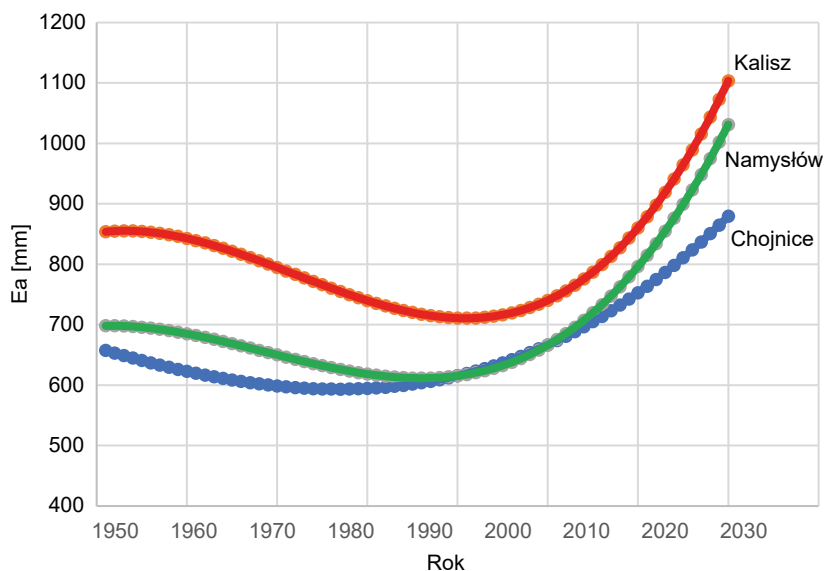
W tabeli 1.6 przedstawiono średnie dekadowe opadów i zdolności ewaporacyjnej powietrza oraz ich stosunek Op/Ea dla siedmiu stacji na terenie Wielkopolski, a na rycinie 1.17 bieg dekadowych wartości tego stosunku dla wybranych przykładów.

W całym okresie 1951–2020 wyraźnie widać, że do lat osiemdziesiątych ubiegłego wieku nie było zagrożenia stosunków wodnych w środowisku. Potem nastąpił szybki proces przesuszenia środowiska.

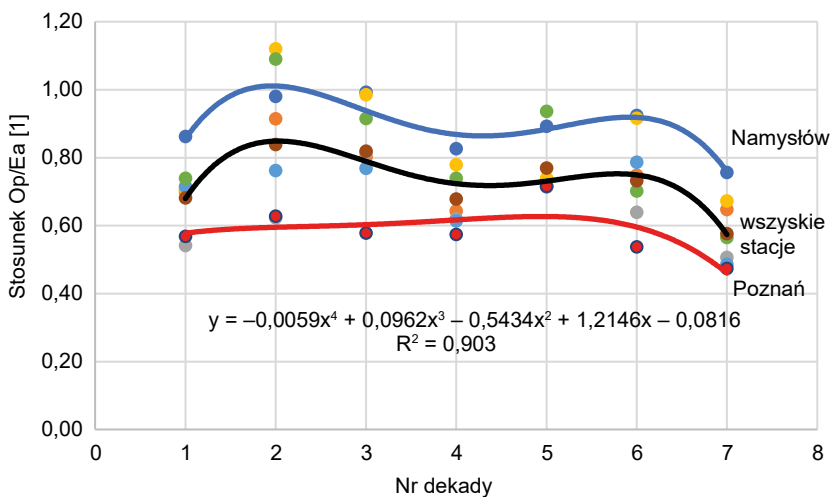
Stacja w Poznaniu położona na terenie lotniska Ławica nie jest reprezentatywna ze względu na otwartą przestrzeń i znacznie większe niż na pozostałych stacjach notowane na niej prędkości wiatru. Średnia prędkość wiatru w badanym okresie w Poznaniu wyniosła 3,7 m/s, podczas gdy w pobliskim Kórniku wyniosła 2,8 m/s, a w Gorzowie 3,0 m/s.

Tabela 1.6. Średnie dekadowe wartości zdolności ewaporacyjnej powietrza E_a , Opadów O_p i stosunek O_p/E_a w siedmiu miejscowościach na terenie Wielkopolski

Średnie dekadowe sumy E_a na siedmiu stacjach								
stacje	dekady							średnia dla całego okresu
	1	2	3	4	5	6	7	
Chojnice	643	616	553	631	643	725	784	656
Gorzów	736	665	674	796	757	764	862	751
Kołuda	848	862	724	720	674	859	998	812
Kórnik	631	528	566	664	788	605	834	659
Kalisz	708	665	701	781	706	650	956	738
Namysłów	754	567	676	747	604	780	982	730
Poznań	858	918	846	832	775	996	1119	906
Średnia	740	689	677	739	707	768	933	750
Średnie dekadowe sumy opadów (O_p) na siedmiu stacjach								
Chojnice	554	604	549	521	574	670	593	581
Gorzów	516	608	541	512	541	572	558	550
Kołuda	459	537	590	446	483	549	506	510
Kórnik	447	592	558	518	582	554	561	545
Kalisz	506	507	539	479	505	511	465	502
Namysłów	558	618	619	552	566	548	555	574
Poznań	488	577	489	478	555	535	530	522
Średnia	504	578	555	501	544	563	538	540
Stosunek opadów do E_a								
stacje	dekady							średnia dla całego okresu
	1	2	3	4	5	6	7	
Chojnice	0,86	0,98	0,99	0,83	0,89	0,92	0,76	0,88
Gorzów	0,70	0,91	0,80	0,64	0,71	0,75	0,65	0,73
Kołuda	0,54	0,62	0,81	0,62	0,72	0,64	0,51	0,63
Kórnik	0,71	1,12	0,99	0,78	0,74	0,92	0,67	0,83
Kalisz	0,71	0,76	0,77	0,61	0,72	0,79	0,49	0,68
Namysłów	0,74	1,09	0,92	0,74	0,94	0,70	0,57	0,79
Poznań	0,57	0,63	0,58	0,57	0,72	0,54	0,47	0,58
Średnia	0,68	0,84	0,82	0,68	0,77	0,73	0,58	0,72



Ryc. 1.16. Linie trendu miesięcznych wartości Ea na trzech wybranych stacjach w Wielkopolsce



Ryc. 1.17. Bieg stosunku Op/Ea dla wybranych przykładów

Podsumowanie

Od lat osiemdziesiątych ubiegłego wieku zaczyna się wyraźny proces zmian elementów klimatycznych na całym świecie, także w Wielkopolsce. Dotyczy to szczególnie wzrostu temperatury powietrza, znacznie szybszego od skali prognozowanej przez różne modele klimatyczne. Nie obserwuje się natomiast wzrostu opadów. Szybkie ocieplenie powoduje zwiększenie zdolności ewaporometrycznej powietrza, co pociąga za sobą wzrost intensywności procesu parowania. Szczególnie w ostatnich dwóch dziesięcioleciach bardzo wyraźnie maleje stosunek opadów do dolności ewaporometrycznej powietrza (Op/Ea). To pociąga za sobą postępujący proces przesuszenia środowiska, przejawiający się zanikaniem małych zbiorników wodnych, zmniejszeniem przepływów rzecznych, a nawet zanikaniem małych strumyków i obniżaniem się poziomu wód gruntowych.

Opisane niekorzystne tendencje klimatyczne stawiają przed społecznością świata wielkie wyzwanie polegające na odwróceniu tych trendów. Niesprostanie im może doprowadzić do załamania się gospodarki światowej, co w konsekwencji zagrozi istnieniu ludzkiej cywilizacji.

1.3. Szata roślinna

Pod względem geobotanicznym Wielkopolska przez wiele lat tradycyjnie była zaliczana do krainy Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej, rozciągającej się od dolin Warty i Noteci na północy po Wał Trzebnicki na południu oraz od dolin Odry i Nysy Łużyckiej na zachodzie po dolinę Wisły i Równinę Kutnowską na zachodzie (Szafer i Pawłowski, 1972). W dotychczasowych regionalnych opracowaniach botanicznych krainę tę uznawano zwykle za synonim Wielkopolski (Latowski, 1999; 2001). Należy wspomnieć, że inną koncepcję regionalizacji geobotanicznej, opartą na analizie mapy potencjalnej roślinności naturalnej Polski oraz na zasadach typologii krajobrazów roślinnych, zaproponował Matuszkiewicz (1993). Autor ten wyróżnił cztery krainy, w zasięgu których znajduje się Wielkopolska w ujęciu Łęckiego (2004): Notecko-Lubuską, Środkowowielkopolską, Kujawską oraz Południowowielkopolsko-Łużycką.

Używane w tym opracowaniu pojęcia: szata roślinna, flora i roślinność są rozumiane tak, jak najczęściej interpretuje się je w polskim piśmiennictwie geobotanicznym. Szata roślinna to roślinny element biosfery, który jest badany i charakteryzowany w dwóch aspektach: flory i roślinności (Kornaś i Medwecka-Kornaś, 2002; Matuszkiewicz, 2002). Ogół taksonów roślinnych występujących na określonym terytorium jest nazywany jego florą, a ogół zbiorowisk – roślinnością.

Flora

Informacje na temat flory obejmującej rośliny naczyniowe Wielkopolski po raz pierwszy zostały zebrane w publikacjach botaników niemieckich (Ritschl, 1850; Pfuhl, 1896). Pierwszym polskim spisem roślin tego regionu była praca Szulczewskiego (1951). Próbę oszacowania bogactwa gatunkowego na podstawie kwerendy licznych publikacji florystycznych z terenu Wielkopolski wraz z ziemią lubuską na początku XXI w. podjął Jackowiak (2001). Zdaniem cytowanego autora bogactwo to można było wtedy określić na poziomie około 1600–1650 gatunków, co stanowiło ponad 60–65% flory Polski. Późniejsza pełna lista wielkopolskich roślin naczyniowych liczyła ponad 2230 gatunków rodzimych, obcych trwale zadomowionych i przejściowo dziczejących (Jackowiak i in., 2013; 2017). Warto wspomnieć, że w opracowaniach lokalnych z różnych części Wielkopolski wykazywano duże bogactwo gatunkowe, np. z Wielkopolskiego Parku Narodowego – 1120 gatunków (Żukowski i in., 1995), z Pojezierza Gnieźnieńskiego 1186 (Chmiel, 1993) czy z Pojezierza Międzychodzko-Sierakowskiego – 1039 (Wojterska, 2003), a ze środkowej Wielkopolski 1576 (Czarna, 2009).

Wśród rodzimych roślin naczyniowych omawianego obszaru przeważają gatunki szeroko rozpowszechnione na półkuli północnej (Jackowiak, 2001), w tym należące do tzw. podelementu środkowoeuropejskiego, np. klon pospolity *Acer platanoides* czy grab pospolity *Carpinus betulus* oraz zaliczane do podelementu euroszyberyjskiego, np. sosna pospolita *Pinus sylvestris* czy brzoza omszona *Betula pubescens*. Na terenie Wielkopolski granice zasięgów osiągają m.in. takie gatunki drzew, jak: świerk pospolity *Picea abies* i jodła pospolita *Abies alba* (granica północna w południowej części regionu) i buk pospolity *Fagus sylvatica* (część granicy wschodniej). Do bardziej znanych, innych gatunków z granicami zasięgów geograficznych w Wielkopolsce należą: szczodrzyk czerniejący *Lembotropis nigricans* (granica północna), pajęcznica liliowata *Anthericum liliago*, kokorycz drobna *Corydalis pumila* (granica wschodnia), wrzosiec bagienny *Erica teralix*, wiciokrzew pomorski *Lonicera periclymenum*, woskownica europejska *Myrica gale*, przygiełka brunatna *Rhynhospora fusca* (granica południowo-wschodnia), przytulia Schultesa *Galium schultesii* i pluskwica europejska *Cimicifuga europaea* (granica zachodnia), szczodrzeniec rozesłany *Chamaecytisus ratisbonensis*, wiśnia karłowata *Prunus fruticosa* i dziewięciślić bezłodygowy *Carlina acaulis* (granica północno-zachodnia), brzoza niska *Betula humilis* (granica południowa), a także wierzba borówkolistna *Salix myrtilloides* (granica południowo-zachodnia). Z reliktywów glacialnych można wymienić skrzyp pstry *Equisetum variegatum*, wierzbę śniadą *Salix starkeana* i grąźel drobny *Nuphar pumila*. Do gatunków górskich należą m.in. trybula lśniaca *Anthriscus nitida*, przytulia okrągłolistna *Galium rotundifolium*, skrzyp olbrzymi *Equisetum telmateia*, kostrzewa leśna *Festuca altissima*, wroniec widlasty *Huperzia selago* i przetacznik górski *Veronica montana*.

Czerwona lista roślin naczyniowych Wielkopolski (Jackowiak i in., 2007) liczy 601 taksonów, w tym 52 gatunki uważane za wymarłe (m.in. z rodziny storczykowatych: ozorka zielona *Coeloglossum viride*, kukułki – bałtycka *Dactylorhiza baltica* i bzowa *D. sambucina*, storzan bezlistny *Epipogium aphyllum*, miodokwiat krzyżowy *Herminium monorchis*, wyblin jednolistny *Malaxis monophyllos*, storczyki – trójzębny *Orchis tridentata* i drobnokwiatowy *O. ustulata*, kręczynka je-sienna *Spiranthes spiralis*, storczyca kulista *Traunsteinera globosa*, a z innych grup systematycznych: szachownica kostkowata *Fritillaria meleagris*, mieczyk błotny *Gladiolus paluster*, pięciornik płonny *Potentilla sterilis*, sasanka zwyczajna *Pulsatilla vulgaris*, skalnica torfowiskowa *Saxifraga hirculus*). Do krytycznie zagrożonych zaliczono 87 gatunków, takich jak: dzwoniecznik wonny *Adenophora liliifolia*, miłek wiosenny *Adonis vernalis*, brzoza niska *Betula humilis*, liczne storczykowane: buławniki – wielkokwiatowy *Cephalanthera damasonium* i mieczolistny *Cephalanthera longifolia*, żłobik koralowy *Corallorhiza trifida*, obuwik pospolity *Cypripedium calceolus*, kukułka krwista żółtawa *Dactylorhiza incarnata* subsp. *Ochroleuca*, kruszczyki – połabski *Epipactis albensis*, rdzawoczerwony *E. atrorubens* i siny *E. purpurata*, wątlík błotny *Hammarbya paludosa*, storczyki – cuchnący *Orchis coriophora*, samczy *O. morio* i błotny *O. palustris*, a poza nimi goździk siny *Dianthus gratianopolitanus*, widlicz cyprysowy *Diphasiastrum tristachyum*, bażyna czarna *Empetrum nigrum*, wrzosiec bagienny *Erica tetralix*, zimozioł północny *Linnaea borealis*, widłaczek torfowy *Lycopodiella inundata*, woskownica europejska *Myrica gale*, sasanki – sasanka otwarta typowa *Pulsatilla patens* subsp. *patens* i wiosenna *P. vernalis* oraz wierzba borówkolistna *Salix myrtilloides*.

Roślinność

Wielkopolska leży w zasięgu lasów liściastych strefy umiarkowanej zrzucających liście na zimę. W związku z przejściowym charakterem regionu w środkowej Europie na tym terenie oprócz zbiorowisk środkowoeuropejskich spotyka się lasy o odmiennych zasięgach geograficznych, do których należą zachodnioeuropejskie, subatlantyckie buczyny i kwaśne dąbrowy oraz północno-wschodnioeuropejskie subkontynentalne bory iglaste (Kasprowicz, 1999).

Na mapie potencjalnej roślinności naturalnej Wielkopolski (Wojterski i in., 1982; Matuszkiewicz i in., 1995) pod względem zajmowanej powierzchni wyróżniają się obszary północne, zachodnie i częściowo południowe z borami sosnowymi oraz borami sosnowymi i dąbrowami, związanymi z siedliskami wydmy i sandrów, natomiast w części środkowej i wschodniej przeważają tereny z lasami dębowo-grabowymi na utworach morenowych (Wojterska, 1990 i 2003). Przez potencjalną roślinność naturalną rozumie się hipotetyczny stan roślinności, opisany fitosocjologicznymi jednostkami zbiorowisk roślinnych, jaki mógłby być osiągnięty na drodze naturalnej sukcesji pierwotnej lub wtórnej, gdyby

oddziaływania człowieka zostały wyeliminowane, a właściwa dla danego regionu roślinność mogła w pełni wykorzystać możliwości stwarzane przez zróżnicowane siedliska (Matuszkiewicz, 2008). Tylko niewielka część lasów Wielkopolski ma charakter zbiorowisk naturalnych lub zbliżonych do naturalnych (Faliński, 1994). Zachowały się one głównie w większych kompleksach leśnych, zwłaszcza w północno-zachodnich i północnych rejonach województwa, gdzie lesistość niektórych powiatów przekracza 50%. Największym kompleksem leśnym jest Puszcza Notecka (ok. 130 tys. ha). Duże obszary leśne znajdują się krańcach południowych regionu (tzw. Dąbrowy Krotoszyńskie), a także w okolicach Grodziska Wielkopolskiego i Nowego Tomyśla oraz koło Poznania (Puszcza Zielonka, Wielkopolski Park Narodowy, lasy czerniejewskie). W najmniej zalesionej wschodniej Wielkopolsce pozostały jedynie nieduże fragmenty dawnych puszczy Kazimierskiej i Puzderskiej.

Roślinność regionu była przedmiotem licznych lokalnych opracowań geobotanicznych oraz monografii niektórych grup zbiorowisk. Na przykład grądy Wielkopolski opisała Krotoska (1966), a roślinność siedlisk aluwialnych w dolinie Warty scharakteryzowały Borysiak (1994) i Ratyńska (2001). Monografię ubogich lasów dębowych opracował Kasprovicz (2010), natomiast rozprawę na temat mezofilnych zbiorowisk zaroślowych opublikowała Wojterska (1990). Opracowania monograficzne dotyczące zbiorowisk nieleśnych opisywały m.in. łąki trzęślicowe (Grynia, 1962), łąki turzycowe (Denisiuk, 1980) i ciepłolubne okrajki (Brzeg, 1988).

Pełny wykaz syntaksonów Wielkopolski zawiera praca Brzega i Wojterskiej (2001). Obejmuje on 428 zespołów ujętych w 87 związków, 41 rzędów i 28 klas. Z dziewięciu formacji roślinnych najliczniej reprezentowane są grupy zbiorowisk: wodnych, bagiennych i torfowiskowych (146), ziołorośli nitrofilnych (65), terofitów segetalnych i ruderalnych (56) oraz leśnych i zarośli krzewiastych (53). Pod względem ilościowym na wymienionej liście wyraźnie przeważają zbiorowiska naturalne (297) nad synantropijnymi (102) i seminaturalnymi. Pod względem częstości występowania najliczniejsze są zbiorowiska określone jako rzadkie (148) i rozpowszechnione (129). Za bardzo rzadkie uznano 84 zespoły, a za pospolite 57 syntaksonów rangi podstawowej. Do wymarłych zaliczono dziewięć asocjacji, w tym np. zarośla wiśni karłowatej *Prunetum fruticosae* i zespół sitniczki pływającej *Scirpetum fluitantis*.

Do częstych i dość częstych elementów roślinności leśnej można zaliczyć olsy *Carici elongatae-Alnetum*, łągi: jesionowo-olszowe *Fraxino-Alnetum* i wiązowo-jesionowe *Quercu-Ulmetum*, grądy środkowoeuropejskie *Galio sylvatici-Carpinetum*, buczyny niżowe: żyzną *Galio odorati-Fagetum* i kwaśną *Luzulo pilosae-Fagetum*, kwaśne dąbrowy: *Calamagrostio-Quercetum* i subatlantyckie świeże bory sosnowe *Leucobryo-Pinetum*. Rzadziej reprezentowane są bory: chrobotkowe *Cladonio-Pinetum*, bagienne *Vaccinio uliginosi-Pinetum* i wilgotne

Molinio-Pinetum, brzeziny bagienne *Vaccinio uliginosi-Betuletum pubescentis*, łągi wierzbowe *Salicetum albae* i topolowe *Populetum albae*, jarzmiankowe *Astrantio-Fraxinetum* i podgórskie łągi jesionowe *Carici remotae-Fraxinetum* oraz świetliste dąbrowy *Potentillo albae-Quercetum*.

Ochrona

Pierwszy na terenie Wielkopolski rezerwat przyrody utworzono w 1907 roku w dolinie Warty koło Czeszewa z inicjatywy Fritza Pfuha, niemieckiego nauczyciela gimnazjum Marii Magdaleny w Poznaniu. Następne rezerваты powstawały dopiero po zakończeniu pierwszej wojny światowej, m.in. „Durowo” koło Wągrowca (1923 r.), „Sieraków” (1929 r.) i „Promno” (1936 r.). Większość obiektów tej formy ochrony przyrody ustanowiono w latach 50., 60., i 70. XX w. Obecnie w województwie wielkopolskim jest 98 rezerwatów przyrody, 79 obszarów Natura 2000, 14 parków krajobrazowych, jeden park narodowy w całości (Wielkopolski Park Narodowy) i jeden transgraniczny (Drawieński Park Narodowy, w większości położony na terenie województw lubuskiego i zachodniopomorskiego). Główną rolę w ochronie szaty roślinnej odgrywają najliczniejsze w regionie rezerваты leśne oraz mniej liczne – florystyczne i torfowiskowe (Danielewicz, 2001; Lamentowicz, 2014; 2016). Zaledwie siedem obiektów to rezerваты faunistyczne.

Rezerваты florystyczne chronią stanowiska takich gatunków, jak: skrzyp olbrzymi *Equisetum telmateia* („Dołęga” nad Wartą k. Obornik), obuwik pospolity *Cypripedium calceolus* („Huby Grzebieniskie” k. Dusznik, ryc. 1.18), goździk siny *Dianthus gratianopolitanus* („Grzybno” k. Mosiny, ryc. 1.19), żywiec dziewięciolistny *Dentaria enneaphyllos* („Żywiec dziewięciolistny” k. Murowanej Gośliny, ryc. 1.20), śnieżyca wiosenna *Leucoium vernum* („Śnieżycowy Jar” nad Wartą k. Murowanej Gośliny, ryc. 1.21), długosz królewski *Osmunda regalis* („Baszaków” k. Krotoszyna, ryc. 1.22 i „Brzeziny” k. Kalisza), pełnik europejski *Trollius europaeus* („Dolinka” k. Leszna) czy jarząb brekinia *Sorbus torminalis* („Kawęczyńskie Brzęki” k. Koła, „Bytyńskie Brzęki” w pow. szamotulskim).

Przedmiotem ochrony w rezerwatach leśnych są także lokalne populacje gatunków rzadkich drzew, np. jarzębu brekinii („Brzęki przy Starej Gajówce” i „Jakubowo” w powiecie szamotulskim) oraz świerka i jodły przy ich północnej granicy zasięgu na południu Wielkopolski („Olbina”, „Pieczyńska”, „Jodły Ostrzeszowskie” i „Majówka”). Najczęściej jednak w tej kategorii obiektów ochroną obejmowano zbiorowiska leśne, głównie fitocenozy grądów i lasów łągowych, rzadziej buczyn, kwaśnych i świetlistych dąbrów oraz olsów. Do rezerwatów, w których zachowały się naturalne lub prawie naturalne lasy grądowe, należą: „Las Liściasty w Promnie” k. Pobiedzisk, „Dębina” k. Wągrowca, „Promenada” k. Rogoźna, „Niwa” k. Mikstatu, „Dwunastak” k. Miłosławia, „Zielona Góra” k. Wyrzyska, „Czmoń” k. Śremu, „Bielawy” k. Czarniejewa (ryc. 1.23) i „Las grądowy nad



Ryc. 1.18. Obuwik pospolity w rezerwacie „Huby Grzebieniskie”



Ryc. 1.19. Goździk siny w rezerwacie „Grzybno”



Ryc. 1.20. Żywiec dziewięciolistny w rezerwacie k. Murowanej Gośliny



Ryc. 1.21. Śnieżyca wiosenna w rezerwacie „Śnieżycowy Jar”



Ryc. 1.22. Długosz królewski w rezerwacie „Baszków”

Mogilnicą k. Pniew. Fitocenozy mało przekształconych łągów wiązowo-jesionowych znajdują się w dużym rezerwacie „Czeszewski Las” nad Wartą (534 ha). Przykładem obiektów specjalnie utworzonych dla ochrony łągu jesionowo-olshowego i bagiennego lasu z olszą czarną są dwa rezerваты położone w powiecie kępińskim, w dolinie jednego strumienia – „Las Łęgowy w Dolinie Pomianki” i „Oles w dolinie Pomianki”.

Zbiorowiska buczyn i monumentalne starodrzewy bukowe są chronione w rezerwach położonych na obszarze: Równiny Waleckiej („Diabli Skok”), Wysoczyzny Wieruszowskiej („Stara Buczyna w Rakowie”), Wysoczyzny Kaliskiej („Buczyna Helenopol”), Pojezierza Międzychodzko-Sierakowskiego („Buki nad Jeziorem Lutomskim”) i Pojezierza Gnieźnieńskiego („Buczyna”, ryc. 1.24). Dwa ostatnie z wymienionych regionów są obszarami, na których buk i lasy bukowe występują przy granicy swego zasięgu geograficznego.

Fitocenozy kwaśnych dąbrów są objęte ochroną m.in. w rezerwach „Złota Góra” i „Bieniszew” k. Konina oraz „Dąbrowa koło Biadek Krotoszyńskich” (ryc. 1.25). Na rezerwatową ochronę w południowej Wielkopolsce zasługują inne miejsca występowania tego typu lasów, np. w nadleśnictwie Włoszakowice – „Kwaśna dąbrowa Mścigniew” i w Nadleśnictwie Krotoszyn – „Trzęślicowa Dąbrowa” (ryc. 1.26), „Miłowiec” czy „Chruszyny” (Danielewicz, 2001; 2016).



Ryc. 1.23. Las grądowy w rezerwacie „Bielawy”



Ryc. 1.24. Żyzna buczyna niżowa w rezerwacie „Buczyna”



Ryc. 1.25. Kwaśna dąbrowa w rezerwacie „Dąbrowa koło Biadek Krotoszyńskich”



Ryc. 1.26. „Trzęślicowa Dąbrowa” w Nadleśnictwie Krotoszyn

Fragmety świetlistych dąbrów zagrożonych w skali regionu i całego kraju, które utrzymały się w niektórych rezerwach, zwykle są reprezentowane przez fitocenozy zubożałe florystycznie, z nielicznymi gatunkami charakterystycznymi i wyróżniającymi. Na ich tle pozytywnie wyróżnia się las w rezerwacie „Świetlista dąbrowa” k. Obrzycka, charakteryzujący się dobrym stanem i pełną zamiennością lokalnosiedliskową.



Ryc. 1.27. Bór chrobotkowy w Puszczy Noteckiej

Bory sosnowe świeże występują w kilku rezerwach, jednak w żadnym nie są głównym przedmiotem ochrony. Bory chrobotkowe (ryc. 1.27) stanowią natomiast przewodni element roślinności na terenie specjalnego obszaru siedlisk „Bory Chrobotkowe Puszczy Noteckiej”, o dużej powierzchni 2300 ha, dzięki czemu inne zbiorowiska borowe z sosną w drzewostanie mogą być objęte tą formą ochrony.

2. POKRYWA GLEBOWA

2.1. Gleby obszarów rolniczych

2.1.1. Przestrzenne zróżnicowanie pokrywy glebowej terenów rolniczych

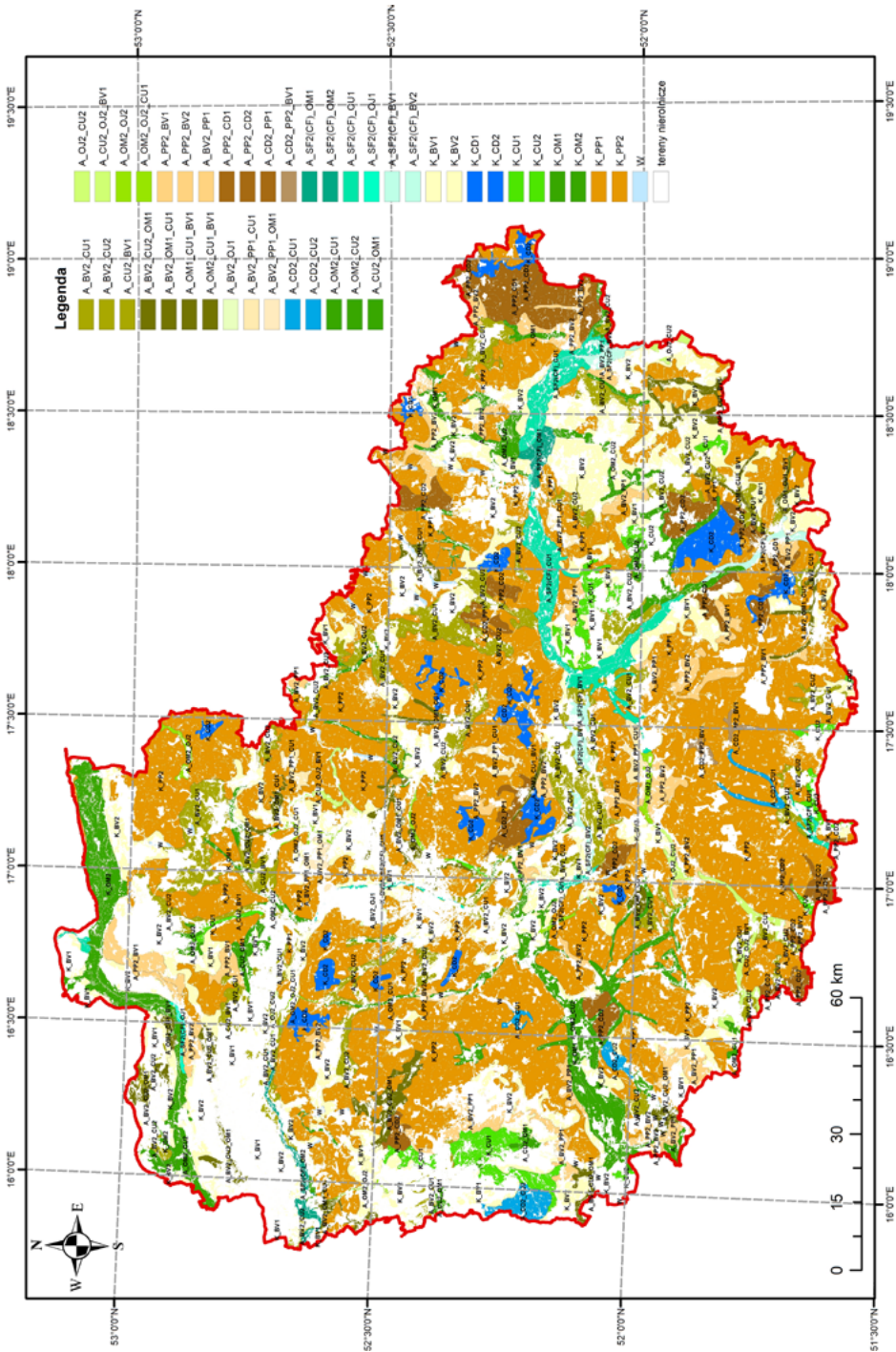
Gleba jest złożonym systemem na powierzchni Ziemi regulującym funkcjonowanie ekosystemów lądowych. Stanowi ona źródło oraz środowisko przetwarzania i magazynowania składników pokarmowych i wody dla roślin, a ponadto jest reaktorem, buforem, filtrem fizycznym, chemicznym i biologicznym dla różnego rodzaju zanieczyszczeń krążących w środowisku przyrodniczym w różnych formach i ilościach (Yaalon, 1996). Ponadto tworzy ona geograficzne układy zorganizowanych jednostek glebowych (polipledonów), których stopień ukształtowania zależy od skomplikowanego procesu wymiany energii i materii między materiałami macierzystymi gleb a całym środowiskiem przyrodniczym. W tworzeniu się gleby bierze udział cała mineralna i organiczna masa, która w procesach fizycznych, chemicznych i biologicznych – wraz z przepływem wody poprzez materiały macierzyste – warunkuje powstanie gleby o określonym składzie chemicznym, budowie morfologicznej i właściwościach. Te procesy przemiany masy glebowej nazywane są procesami glebotwórczymi, których przebieg zależy od czynników glebotwórczych i warunków środowiska, w którym tworzy się dana gleba (Marcinek i in., 1990; Komisarek, 2000). Wszelkie zatem zmiany w układzie elementów środowiska przyrodniczego pociągają za sobą zmianę kompleksu procesów glebotwórczych, a te z kolei ustalają ogólny trend ewolucji pokrywy glebowej. Dana gleba jest więc wypadkowym produktem układu wszystkich czynników glebotwórczych działających w określonych warunkach środowiska geograficznego, na które nakładają się kształtujące ją procesy glebotwórcze. W zależności od układu

czynników glebotwórczych i zespołu procesów glebotwórczych, a także czasu ich trwania materiały macierzyste przetwarzane są w różnym stopniu. Stąd też gleby młode (aluwialne, organiczne) swoje trwałe charakterystyki zawdzięczają przede wszystkim procesom geogenetycznym (wietrzenia, segregacji, depozycji i in.). Natomiast gleby dojrzałe w pełni rozwinięte – procesom pedogenetycznym, które różnicują profil glebowy na poziomy genetyczne w sekwencji pionowej.

Gleby środkowej Wielkopolski ukształtowały się pod wpływem skomplikowanych procesów wymiany materii i przepływu energii w określonych warunkach układu czynników generujących specyficzny przebieg procesów glebotwórczych, w tym procesów eluwalno-iluwalnych modyfikowanych zjawiskami stokowymi i naturalnym drenażem. Aktualnie nie ma mapy, choćby w skali przeglądowej, która przedstawiałaby przestrzenne odwzorowanie pokrywy glebowej w Wielkopolsce, uwzględniającej obecnie postrzegane warunki tworzenia gleb i jej współczesną klasyfikację.

Przestrzenne zróżnicowanie pokrywy glebowej w środkowej Wielkopolsce przedstawiono na zgeneralizowanej mapie, zamieszczonej na ryc. 2.1. Jest to mapa przeglądowa, pokazująca rozmieszczenia konsocjacji i asocjacji typów glebowych, a pomijająca domieszki gleb, które w lokalnych warunkach mogą być jednostkami dominującymi, ale ze względu na skalę i czytelność mapy nie można ich wyróżnić. Mapa ta została sporządzona na podstawie kompilacji dostępnych archiwalnych materiałów kartograficznych, tj. map gleb Polski w skalach 1 : 500 000 i 1 : 300 000, map glebowo-rolniczych w skalach 1 : 25 000 i 1 : 5000 oraz ponad 500 opisanych profili przez pracowników Katedry Gleboznawstwa, Rekultywacji i Geodezji UP w Poznaniu. Pierwotny zarys konturów wyznaczono z mapy 1 : 500 000, a następnie weryfikowano je z zarysami konturów mapy gleb Polski 1 : 300 000. Ostateczny kształt konturów oraz czystość (obecność innych jednostek) dla każdego konturu określono na podstawie map glebowo-rolniczych w skali 1 : 5000 i sporadycznie 1 : 25 000. W obrębie każdego wydzielonego konturu w skali 1 : 500 000 sprawdzano rodzaj oraz ilość jednostek wydzielonych na mapie glebowo-rolniczej, co pozwoliło jednoznacznie określić jednostkę kartograficzną i jej czystość. Jednocześnie taka procedura pozwoliła na weryfikację konturów i wydzielonych w ich obrębie jednostek kartograficznych. Pomimo tak szczegółowej analizy konturów przeglądowa skala wymusza generalizację wydzielonych jednostek kartograficznych. Jednocześnie analiza ta, z wykorzystaniem szczegółowych map glebowo-rolniczych, pozwoliła na „korelację” wydzielonych jednostek na mapie z jednostkami taksonomicznymi wydzielonymi w 6. wydaniu Systematyki gleb Polski (2019), zgodnie z metodyką zaproponowaną przez Kabałą i in. (2022).

Na mapie wydzielono jednostki kartograficzne, którym nadano nazwy odniesione do nazw typów wydzielonych w 6. wydaniu Systematyki gleb Polski (SGP, 2019). Należy mieć jednak pełną świadomość, że jednostki kartograficzne



Ryc. 2.1. Przestrzenne zróżnicowanie pokrywy glebowej w środkowej Wielkopolsce

Tabela 2.1. Legenda do mapy gleb środkowej Wielkopolski

Symbol jednostki kartograficznej	Nazwa jednostki kartograficznej	Powierzchnia [km ²]	Udział [%]
K_BV1	Konsocjacje gleb rdzawych	458,8	2,9
K_BV2		1298,4	8,0
K_PP1	Konsocjacje gleb płowych	246,9	1,5
K_PP2		8075,3	49,7
K_CD1	Konsocjacje czarnych ziem	10,1	0,1
K_CD2		436,5	2,7
K_CU1	Konsocjacje gleb murszowatych	239,4	1,5
K_CU2		59,2	0,4
K_OM1	Konsocjacje gleb murszowych	69,1	0,4
K_OM2		338,7	2,1
A_BV2_CU1	Asocjacje gleb rdzawych i murszowatych	589,0	3,6
A_BV2_CU2		560,6	3,5
A_CU2_BV1		87,5	0,5
A_BV2_CU2_OM1	Asocjacje gleb rdzawych, murszowatych i murszowych	152,1	0,9
A_BV2_OM1_CU1		129,9	0,8
A_OM1_CU1_BV1		31,4	0,2
A_OM2_CU1_BV1		76,6	0,5
A_BV2_OJ1	Asocjacje gleb rdzawych i limnowych	2,0	0,0
A_BV2_PP1_CU1	Asocjacje gleb rdzawych, płowych i murszowatych	87,6	0,5
A_BV2_PP1_OM1	Asocjacje gleb rdzawych, płowych i murszowych	26,6	0,2
A_CD2_CU1	Asocjacje czarnych ziem i gleb murszowatych	35,2	0,2
A_CD2_CU2		76,0	0,5
A_OM2_CU1	Asocjacje gleb murszowych i murszowatych	18,5	0,1
A_OM2_CU2		691,7	4,3
A_CU2_OM1		50,1	0,3
A_OJ2_CU2	Asocjacje gleb limnowych i murszowatych	32,9	0,2
A_CU2_OJ2_BV1	Asocjacje gleb murszowych, limnowych i rdzawych	71,4	0,4
A_OM2_OJ2	Asocjacje gleb murszowych i limnowych	49,6	0,3
A_OM2_OJ2_CU1	Asocjacje gleb murszowych, limnowych i murszowatych	10,6	0,1

Symbol jednostki kartograficznej	Nazwa jednostki kartograficznej	Powierzchnia (km ²)	Udział (%)
A_PP2_BV1	Asocjacje gleb pływowych i rdzawych	150,0	0,9
A_PP2_BV2		413,2	2,5
A_BV2_PP1		259,6	1,6
A_PP2_CD1	Asocjacje gleb pływowych i czarnych ziem	302,1	1,9
A_PP2_CD2		397,0	2,4
A_CD2_PP1		93,9	0,6
A_CD2_PP2_BV1	Asocjacje czarnych ziem, gleb pływowych i rdzawych	22,0	0,1
A_SF2(CF)_OM1	Asocjacje madi i gleb murszowych	39,6	0,2
A_SF2(CF)_OM2		36,1	0,2
A_SF2(CF)_CU1	Asocjacje madi i gleb murszowatych	366,1	2,3
A_SF2(CF)_OJ1	Asocjacje madi i gleb limnowych	12,6	0,1
A_SF2(CF)_BV1	Asocjacje madi i gleb rdzawych	35,1	0,2
A_SF2(CF)_BV2		71,6	0,4
W	Wody	37,0	0,2
Suma		16 247,8	100,0

wydzielane na mapach glebowych nie są tożsame z koncepcyjnymi jednostkami systematycznymi. Różnią się one tym, że jednostka systematyczna (taksonomiczna) dzieli przestrzeń glebową na pojedyncze indywidua, natomiast jednostka kartograficzna odwzorowuje przestrzenne, naturalne rozmieszczenie gleb zgrupowanych w obrębie określonego wydzielenia (Komisarek, 1994).

Współcześnie wydzielenie jednostki kartograficznej oparte jest o procentowy udział na kartowanej powierzchni gleb danej jednostki klasyfikacyjnej (WRB, 2022; Ditzler et al., 2017). Pozwala to na wyróżnienie gleb dominujących czy współdominujących (wiodących) w obrębie analizowanego wydzielenia. Pierwsze z nich zajmują $\geq 50\%$ okonturowanej powierzchni, przy czym mniej niż 25% powierzchni powinny stanowić gleby odrębnej jednostki systematycznej, natomiast drugie (współdominujące) obejmują $< 50\%$ i $\geq 25\%$ areалу. W zależności od skali mapy i stopnia wyróżniania klasyfikacyjnych kategorii glebowych w wydzielonym konturze glebowym może dominować jeden takson gleb bądź też mogą go tworzyć gleby współdominujące, które w danej skali nie mogą występować rozłącznie, natomiast w skalach większych mogą być osobno wydzielone jako jednostka wiodąca. Na potrzeby opracowania mapy pokrywy glebowej środkowej

Wielkopolski wyróżniono jednostki kartograficzne w postaci zespołów gleb nazywanych konsocjacjami lub asocjacjami (Ditzler et al., 2017). Konsocjacje (K) rozumiane są jako jednostki kartograficzne, w obrębie których udział gleb danej jednostki klasyfikacyjnej – dominującej, budującej tę jednostkę – zdominowany jest przez jeden takson zajmujący od $\geq 50\%$ do $< 75\%$ powierzchni (cyfra 1 na końcu oznakowania jednostki, np.: K_Bv1) lub zajmujący $\geq 75\%$ (cyfra 2 na końcu oznakowania jednostki, np.: K_Bv2). Asocjacje (A) natomiast są jednostkami, w obrębie których występują dwa taksony różnych gleb (lub więcej) – współdominujące, przy czym asocjacja z cyfrą 1 na końcu oznaczenia wskazuje, że udział gleb danej jednostki klasyfikacyjnej budującej jednostkę kartograficzną wynosi od $\geq 25\%$ do $< 35\%$ powierzchni, a z cyfrą 2 – udział danej jednostki klasyfikacyjnej budującej jednostkę kartograficzną wynosi od $\geq 35\%$ do $< 50\%$ powierzchni. Takie jednostki kartograficzne w powiązaniu z kategoriami pokrycia konturu przez daną(e) jednostkę(i) klasyfikacyjną(e) dają duże możliwości interpretacyjne z punktu widzenia zmienności gleb danego krajobrazu glebowego, jak również stanowią istotne źródło informacji na temat zasobów glebowych.

Największą powierzchnię w obrębie gruntów ornych i użytków zielonych w środkowej Wielkopolsce (49,7%) zajmuje konsocjacja typu gleb płowych (K-PP2). Gleby te występują w obrębie całego analizowanego obszaru, choć najmniej ich jest w jego wschodniej części. Są to dominujące gleby dla tej szerokości geograficznej i tworzą się najczęściej z glin zwałowych, rzadziej z utworów pyłowych i piasków zwałowych. Zarówno warunki klimatyczne z niedostateczną ilością opadów w sezonie wegetacyjnym, jak i naturalna roślinność sprzyjały w pierwszym etapie procesom wymywania kationów zasadowych, a następnie dyspersji w zakwaszonych poziomach iłu i jego translokację do głębszych partii gleby. Na skutek procesów eluwiacji/iluwiacji frakcji iłu oraz tlenków żelaza i glinu wytworzyły się poziomy diagnostyczne: eluwalny *eluwik* (Et) oraz iluwalny *argik* (Bt), rozpoczynający się nie głębiej niż 100 cm poniżej powierzchni gleby. Gleby te charakteryzują się zarówno zróżnicowaną morfologią, jak i budową, co często wynika z poligenetycznego ich charakteru (SGP, 2019). Budowa gleb płowych typowych na gruntach ornych obejmuje następującą sekwencję poziomów: Ap- Et-Bt- C(k). W 6. wydaniu Systematyki gleb Polski (2019) wydzielono 13 podtypów w obrębie typu gleb płowych (PP). Niestety, w opracowanej przez nas mapie gleb środkowej Wielkopolski nie jesteśmy w stanie rozdzielić chociażby współdominujących podtypów, np. gleb płowych typowych od gleb płowych zaciekowych czy próchnicznych. Gleby płowe zaciekowe posiadają zdegradowany poziom *argik* w stropowej jego części w postaci materiałów *eluwik* wciskających się klinowato w poziom *argik*, a typowa sekwencja obejmuje następującą sekwencję poziomów: Ap-Et, E/B-Bt-C(k). Natomiast gleby płowe próchniczne posiadają próchniczny (dużej miąższości, najczęściej > 30 cm) poziom powierzchniowy, który nie spełnia wszystkich kryteriów diagnostycznych poziomów *mollik* lub

umbrik. Brak wydzielen w podtypów gleb płowych na mapach glebowo-rolniczych, które pochodzą z lat 60. i 70. ubiegłego wieku, a tym bardziej na mapach glebowych związany jest z tym, że w owych czasach nie zdefiniowano jeszcze prawidłowo gleb płowych i nie wyróżniano ich na mapach. Wszystkie gleby, które miały brunatno zabarwiony poziom podpowierzchniowy, klasyfikowano jako gleby brunatne bez względu na ich genezę. Gleby płowe zaczęto wydzielać w Polsce na przełomie lat 70. i 80., a formalnie wydzielono je w IV wydaniu Systematyki gleb Polski (1989). Mimo że wszystkie gleby płowe włączone były do gleb brunatnych, to na podstawie analizy dedukcyjnej map i wielu badań porównawczych można wydzielić na mapach glebowo-rolniczych kontury gleb płowych na podstawie typu gleby, uziarnienia, kompleksu rolniczej przydatności i klasy bonitacyjnej. Na podstawie map glebowo-rolniczych można również oddzielić gleby płowe zerodowane, tworzące się najczęściej na wierzchołkach moren dennych pofalowanych lub moren falistych i czołowych, od gleb płowych dwudzielnych, wydzielanych w 6. wydaniu SGP (2019). Gleby płowe zerodowane na skutek erozji wodnej, antropogenicznej, rzadziej wietrznej pozbawione są pierwotnego poziomu A. Natomiast współczesny poziom Ap tworzy przekształcony podpowierzchniowy poziom *eluwik* (Et), typowa sekwencja poziomów w glebach płowych zerodowanych obejmuje: Ap-Bt-C(k). Najczęściej zaliczane są do III klasy bonitacyjnej, rzadziej do II. Gleby płowe dwudzielne w poziomach próchnicznym oraz *eluwik* mają uziarnienie piasków. Są to pokrywowe piaski najczęściej wodnolodowcowe, rzadko eoliczne o miąższości 50–100 cm, zalegające na glinach zwałowych (SGP, 2019). Gleby te zaliczane są do IV lub V klasy bonitacyjnej, rzadziej do IIIb. Powyższy opis konsocjacji typu gleb płowych wskazuje na ich bardzo duże zróżnicowanie w budowie i morfologii, a kryterium je łączącym jest obecność diagnostycznego poziomu argik. Należy mieć świadomość, że gleby te tworzą się nie tylko z różnych materiałów macierzystych, ale występują w obrębie różnych elementów reliefu.

Kolejną konsocjacją wydzieloną na mapie gleb środkowej Wielkopolski jest konsocjacja typu gleb rdzawych (K_Bv1 i K_Bv2), która zajmuje na gruntach rolnych powierzchnię 10,9%. Gleby te tworzą się z piaszczystych materiałów wodnolodowcowych, przeważnie o dość wysokiej zasobności w składniki pokarmowe, na których pierwotnie rozwijały się lasy mieszane i liściaste (SGP, 2019). Typowa sekwencja poziomów obejmuje: Ap-Bv-C. Na skutek wietrzenia minerałów pierwotnych przebiegającego w warunkach kwaśnego odczynu oraz pedogenicznych przemian jego produktów następuje akumulacja tlenków i hydroksytlenków żelaza w górnej części profilu glebowego, która nadaje glebie charakterystyczne brunatne lub brunatno-rdzawe zabarwienie (SGP, 2019). Efektem ww. procesów jest nieiluwalne wzbogacenie poziomów poduprawnych w związku żelaza i glinu (Bv), które wraz z mało trwałą strukturą pedogeniczną tworzy poziom diagnostyczny *siderik*. W obrębie typu gleb rdzawych wyróżnia

się pięć podtypów, z których na gruntach rolnych dominują tylko dwa, tj.: gleby rdzawe typowe oraz gleby rdzawe próchniczne, mające ponad 30 cm miąższości poziom powierzchniowy, ale niespełniający kryteriów diagnostycznych poziomów: *mollik/umbrik*, *arenimurszik* (SGP, 2019). Należy zwrócić uwagę również na fakt, że całkowita powierzchnia gleb rdzawych w obrębie gleb uprawnych środkowej Wielkopolski jest znacznie większa, bowiem gleby te występują również w asocjacjach z innymi, których ze względu na skalę nie można wydzielić w postaci osobnych jednostek kartograficznych. Gleby rdzawe występują w całej Wielkopolsce, ale największe ich płaty można znaleźć we wschodniej części analizowanego obszaru (powiaty: turecki, pyzderski, jarociński, słupecki) oraz w zachodniej i północnej części.

W obrębie płaskich obniżen terenowych, często podnóży zboczy falistych moren dennych czy obszarów zastoiskowych tworzą się czarne ziemie. Materiałami macierzystymi są utwory o różnej genezie i uziarnieniu, przy czym w Wielkopolsce dominują utwory polodowcowe. Są to gleby poligenetyczne, choć dominującym czynnikiem są niedostateczne warunki drenażu, skutkujące nadmiernym uwilgotnieniem niemal całego profilu glebowego, wyrażonym w jego morfologii w postaci oglejenia gruntowo-glejowego lub rzadziej opadowo-glejowego. Znaczna część tych gleb jest odwodniona. Gleby te mają diagnostyczny poziom *mollik*, rzadziej *umbrik*, które definiowane są na podstawie kryteriów morfologicznych (barwy, struktury) oraz zawartości węgla organicznego, miąższości i stopnia wysycenia kompleksu kationami zasadowymi. Typowa sekwencja poziomów w czarnych ziemiach obejmuje następujące poziomy: Ap-A-AC-C(k, g). W obrębie solum czarnych ziem mogą występować inne poziomy diagnostyczne, takie jak: *kambik*, *argik*, *kalcik* czy *wertik*. W poziomie *kambik* mogą występować węglany różnej genezy oraz właściwości gruntowo-glejowe, rzadziej opadowo-glejowe rozpoczynające się nie głębiej niż 80 cm poniżej powierzchni. Czarne ziemie, zajmujące nieco wyższe położenie w reliefie, z głębiej zalegającym poziomem wód gruntowych, ulegają przesychnaniu, co prowadzi do wymywania kationów zasadowych z wierzchnich poziomów, dyspersji frakcji iłowej, która ulega translokacji do głębszego solum, tworząc poziom *argik* bezpośrednio pod poziomem A. W czarnych ziemiach położonych niżej w reliefie dochodzi do nagromadzenia wtórnych węglanów, w których tworzy się poziom *kalcik*. W obrębie wydzielonych konsocjacji (K_CD1 i K_CD2), zajmujących ok. 2,7% powierzchni, dominują podtypy czarnych ziem typowych i zbrunatniałych (Marcinek i Wiślańska, 1984; Marcinek i in., 1990; Komisarek, 1994, 2004). Ten drugi podtyp charakteryzuje się obecnością dobrze ukształtowanego poziomu *kambik* pod poziomem *mollik*. Czarne ziemie wydzielone w postaci konsocjacji występują w różnych częściach Wielkopolski w postaci płatowej, często przyjmując nazwy zwyczajowe od miejscowości, wokół której występują, np.: czarne ziemie średzkie, krotoszyńskie, wrzesińskie, szamotulskie i in. Ponadto czarne ziemie występują w asocjacjach

z glebami płowymi, które łącznie zajmują ok. 3% analizowanej powierzchni. Tworzą one najczęściej typowe układy topohydrosekwencyjne (katenalne), charakterystyczne dla moren dennych pofalowanych czy falistych (Komisarek, 1994; Marcinek i in., 1990; Komisarek, 2000). Czarne ziemie wytworzone z gliniastych materiałów macierzystych należą do najżyźniejszych gleb w Polsce, zaliczane są do I lub II klasy bonitacyjnej.

Kolejnymi w miarę jednorodnymi jednostkami wydzielonymi na mapie są konsocjacje gleb murszowatych (K_CU1 i K_CU2). Zajmują one łącznie 1,9% powierzchni. Gleby murszowate należą do próchnicznych gleb mineralnych, które mają powierzchniowy poziom diagnostyczny *arenimurszik*. Stanowią one przedostatnie stadium ewolucji płytkich złóż organicznych i powstają na skutek naturalnego lub sztucznego ich odwodnienia, prowadzącego do nieodwracalnych zmian fizycznych, chemicznych i biologicznych w wyjściowym materiale organicznym lub organiczno-mineralnym. Na skutek silnego przesuszenia materia organiczna kurczy się, ulega przyspieszonej mineralizacji, natomiast koloidy organiczne ulegają silnej denaturacji, prowadząc do nieodwracalnych zmian we właściwościach fizykochemicznych i biochemicznych (Marcinek i Komisarek, 1989). Tak przekształcona masa organiczna traci pierwotne zdolności sorpcyjne i wodne. Występujące pod poziomem *arenimurszik* piaszczyste materiały macierzyste na skutek zabiegów agrotechnicznych są z nim mieszane, co morfologicznie wyraża się obecnością wybielonych ziaren kwarcu pomiędzy luźno występującą materią organiczną.

Poza konsocjacjami na mapie gleb środkowowej Wielkopolski wydzielono szereg asocjacji, składających się z dwóch lub więcej taksonów budujących poszczególne jednostki kartograficzne. W terenie gleby rzadko występują jako odrębne indywidua z wyraźnymi granicami. Tworzą one najczęściej kontinuum, a poszczególne jednostki glebowe (taksonomiczne) przenikają się wzajemnie, tworząc pasy gleb przejściowych, w obrębie których przechodzi granica wydzielanych konturów jednostek kartograficznych, rozdzielająca dwa odrębne taksony. Szczegółowe szacunkowe zestawienie wydzielonych asocjacji znajduje się w tabeli 1, stanowiącej legendę do załączonej mapy gleb. Największą powierzchnię pośród asocjacji, wynoszącą 7,6%, zajmują asocjacje gleb rdzawych i murszowatych (A_BV2_CU1, A_BV2_CU1, A_CU2_BV1). Mimo że wytworzyły się z tych samych materiałów macierzystych, o ich genezie i przynależności taksonomicznej decyduje położenie w reliefie, determinujące naturalne warunki drenażu i kierunek przebiegu procesów glebotwórczych.

Drugie pod względem powierzchni są asocjacje gleb płowych i czarnych ziem, zajmujące 4,9%. Są to gleby tworzące typowe układy topohydrosekwencyjne, gdzie na wyniosłościach falistych moren dennych wytworzyły się gleby płowe, a u podnóży stoków czarne ziemie. Ze względu na skalę mapy gleb tych nie można

rozdzielić, choć występują obok siebie i o przynależności taksonomicznej decydują inne kierunki zachodzących w nich procesów glebotwórczych.

Kolejne 4% powierzchni zajmują asocjacje gleb pływych i rdzawych (A_PP2_BV2, A_PP2_BV1, A_BV2_PP1). Są to gleby, które wytworzyły się w podobnych warunkach, a o ich przynależności taksonomicznej zdecydowały materiały macierzyste. Pozostałe asocjacje zajmują niewielkie powierzchnie, dlatego nie przeprowadzono szczegółowej analizy ich rozmieszczenia w środkowej Wielkopolsce. Należy podkreślić, że prezentowana mapa gleb nie wyczerpuje całego spektrum taksonów występujących na analizowanym obszarze. Przedstawiono jedynie te dominujące, które mają jednocześnie największe znaczenie na terenach użytkowanych rolniczo. Wprawdzie w Wielkopolsce dominują gleby płowe, ale nie są to gleby jednorodne pod względem budowy i właściwości, bowiem z jednej strony w poziomach wierzchnich najczęściej dominują utwory piaszczyste różnej miąższości, determinujące ich żyzność i produktywność, z drugiej zaś na pagórkach falistych moren dennych występują gleby płowe zerodowane, które utraciły wierzchnie poziomy, a o ich żyzności i produktywności decyduje stopień zerodowania. Kolejnym czynnikiem ograniczającym przedstawienie szczegółowego rozmieszczenia gleb w Wielkopolsce była bardzo mała skala mapy, która nie pozwala na większą szczegółowość.

2.1.2. Bonitacja gleb i waloryzacja rolniczej przestrzeni produkcyjnej

Wartość gleby jest wyrażana – w zależności od potrzeb – w różny sposób. Klasa bonitacyjna obrazuje jej cechy przyrodniczo-rolnicze, a kompleks rolniczej przydatności – użytkowe, wyrażane przez zdolność zapewnienia komfortowej vegetacji określonym roślinom uprawnym (Mocek i in., 2022). Do charakterystyki większych obszarów – takich jak np. gmina, powiat, województwo lub jednostka fizjograficzna – używa się różnych wskaźników, które w sposób syntetyczny charakteryzują konkretne wydzielenia. Pozwalają one na porównywanie potencjału produkcyjnego dowolnych obiektów, niezależnie od występujących na nich zróżnicowanych warunków geomorfologicznych, glebowych, klimatycznych i wodnych (Mocek, 2015). Stanowią obiektywne narzędzie oceny (lub jego komponent) różnych właściwości terenów rolniczych i wiejskich, takich jak np.: zintegrowany wskaźnik cenności przyrodniczo-turystycznej (WCPT). Mogą też współdecydować o ewentualnym uznaniu terenu za obszar z tzw. ograniczeniami naturalnymi (ONW).

Narzędziem umożliwiającym szczegółową klasyfikację najistotniejszych komponentów środowiska przyrodniczego oraz ich syntetyczne ujęcie jest – opracowany przez IUNG – wskaźnik waloryzacji rolniczej przestrzeni produkcyjnej

(WWRPP; www1). Odzwierciedla on potencjał produkcyjny wynikający z warunków naturalnych decydujących o wydajności, pozwalając na ich ilościową oraz przestrzenną ocenę. WWRPP, będąc wskaźnikiem syntetycznym, jest jednocześnie miarą zintegrowaną, zawierając w sobie ewaluację takich elementów siedliska, jak: jakość i przydatność gleb, stosunki wodne gleb, rzeźba terenu oraz agroklimat. Wycenę poszczególnych elementów przeprowadza się w skali punktowej (19,5–120 pkt.), przyjmując wagi odzwierciedlające ich rangi w kształtowaniu plonu. Najistotniejsze wydają się warunki glebowe (18–95 pkt.). Uznaje się, że sama tylko jakość i przydatność gleb decyduje o zmienności plonów w około 80% (www1). Waloryzacja jakości i przydatności gleb została opracowana na podstawie klas bonitacyjnych oraz kompleksów przydatności rolniczej gleb, a poszczególne powierzchnie ustalono na podstawie danych ewidencji gruntów oraz mapy gleboworolniczej (1 : 25 000). Waloryzację agroklimatu (1–15 pkt.) potraktowano jako funkcję plonu i pomiarów meteorologicznych z wielolecia (opady, temperatura, długość sezonu wegetacyjnego). Waloryzacja reliefu zawiera klasyfikację spadków terenu i typu rzeźby (0–5 pkt.). Stosunki wodne (0–5 pkt.) ocenia się na podstawie zdolności retencyjnych profili glebowych, a więc – pośrednio – składu granulometrycznego oraz miąższości poszczególnych poziomów genetycznych (www1).

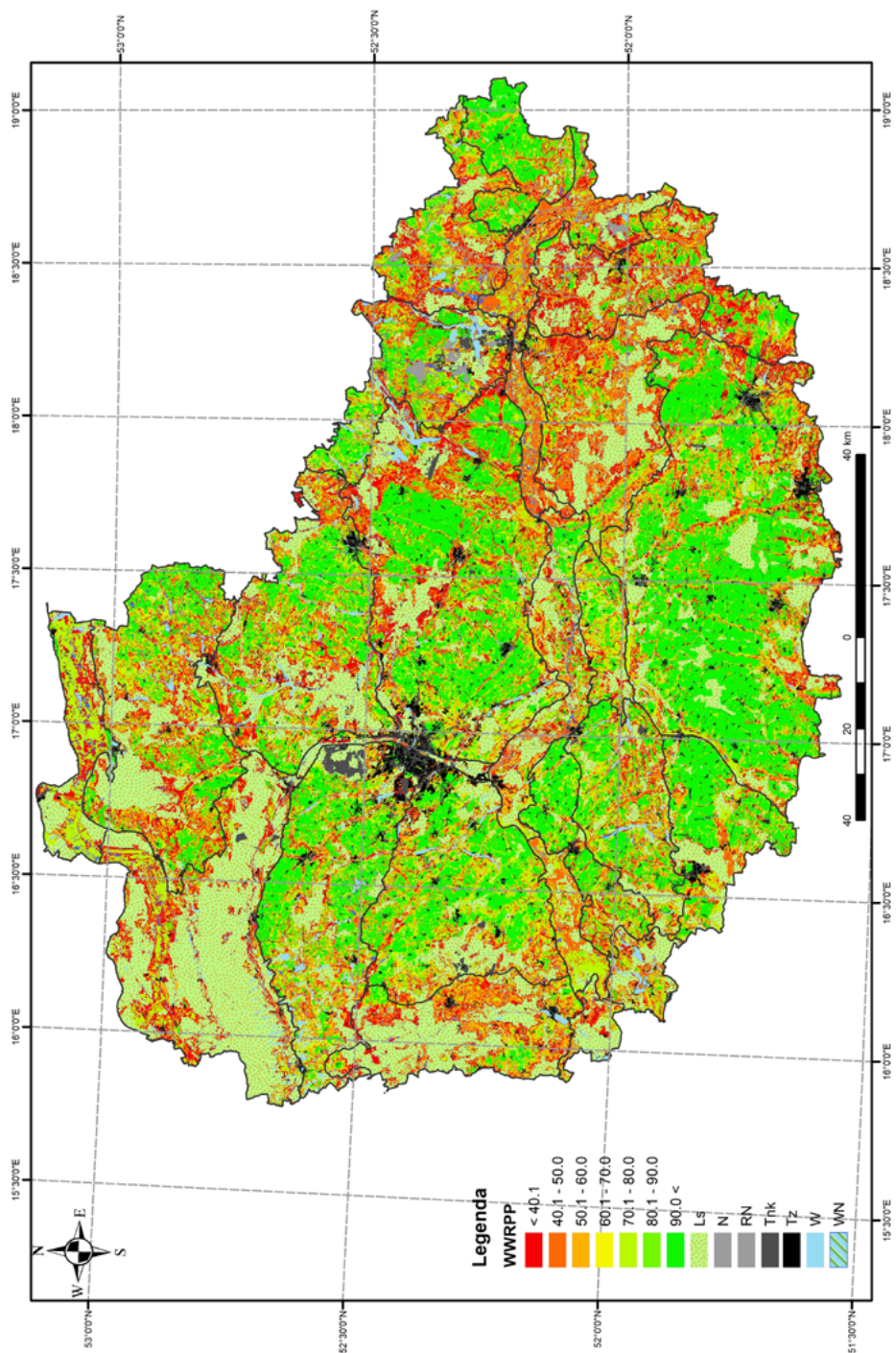
Wymienione czynniki składowe wskaźnika waloryzacji charakteryzujące teren badań zostały szczegółowo opisane we wcześniejszych rozdziałach monografii. Szczegółowe informacje dotyczące WWRPP dla gmin, powiatów, województw i kraju są ogólnodostępne (www1). W niniejszym rozdziale zamieszczono najnowsze dane dotyczące WWRPP, którymi charakteryzowały się poszczególne rozpatrywane w monografii jednostki fizjograficzne (Solon i in., 2018), oraz ich aktualną strukturę użytkowania (z uwzględnieniem powierzchni lasów i tzw. pozostałych gruntów (tab. 2.2, ryc. 2.2). Natomiast w celu porównania ich z danymi źródłowymi (www2) zamieszczone poniżej dane odnoszą się do sumy wszystkich użytków rolnych. Powierzchnia gruntów ornych środkowej Wielkopolski (77,1%) nie odbiegała znacząco od danych dla całego województwa (78,9%). Była natomiast około 12 punktów procentowych większa od ogólnego procentowego udziału tych gruntów w Polsce (66,8%). W przypadku trwałych użytków zielonych zarówno Polska, jak i Wielkopolska również miały niższe udziały (19,8% oraz 13,0%).

Z biegiem lat struktura ta zmienia się z uwagi na przekształcenia w obrębie użytkowania gruntów. Niestety, najczęściej są to zmiany polegające na odrolnieniu gruntów przeznaczanych pod inwestycje. Jest to proces powolny, lecz ciągły (Wasilewski, 2007). W Polsce ogólna powierzchnia gruntów rolnych w poszczególnych latach wynosiła odpowiednio: 1990 r. – 59,1%, 2000 r. – 56,8%, 2010 r. – 49,4%, 2017 r. – 46,6%. Przez 18 lat (2009–2017) powierzchnia ta zmniejszyła się o 21% (w tym gruntów ornych o 24,8%), przy czym w okresie siedmioletnim (2010–017)

Tabela 2.2. Waloryzacja rolniczej przestrzeni produkcyjnej i struktura użytkowania gruntów środkowej Wielkopolski

Jednostka fizjograficzna	WWRPP*		Średni WWRPP dla użytków rolnych	Struktura użytkowania gruntów [%]				
	użytki orne	użytki zielone		użytki orne	użytki zielone	suma dla użytków rolnych	lasy	pozostałe grunty
Dolina Konińska	48,5	46,8	47,4	24,9	50,9	75,8	12,4	11,8
Dolina Środkowej Noteci	56,1	62,8	61,3	13,7	49,7	63,4	22,5	14,1
Dolina Środkowej Obry	51,3	57,8	56,2	17,6	55,3	72,9	22,5	4,6
Kotlina Gorzowska	48,4	57,4	52,4	16,0	12,6	28,6	64,4	7,0
Kotlina Kargowska	42,9	56,8	49,7	19,0	18,3	37,3	53,9	8,8
Kotlina Kolska	56,2	50,1	53,5	40,0	31,7	71,7	14,7	13,6
Kotlina Śremska	60,4	52,9	58,3	39,9	15,4	55,3	33,9	10,8
Pojezierze Chodzieskie	68,8	53,1	67,0	61,7	7,8	69,5	22,3	8,2
Pojezierze Gnieźnieńskie	70,4	53,5	68,7	59,8	6,8	66,6	24,3	9,1
Pojezierze Krzywińskie	71,8	58,0	69,7	64,1	11,6	75,7	15,1	9,2
Pojezierze Kujawskie	60,6	48,6	59,1	63,0	9,3	72,3	18,1	9,6
Pojezierze Poznańskie	75,0	55,0	73,5	61,4	5,0	66,4	17,2	16,4
Pojezierze Sławskie	54,4	60,3	55,9	36,3	12,1	48,4	36,2	15,4
Pojezierze Żnińsko-Mogileńskie	69,9	52,5	68,7	64,6	4,8	69,4	10,4	20,2
Poznański Przełom Warty	55,9	46,1	53,2	16,0	6,0	22,0	40,5	37,5
Równina Kościańska	78,3	61,3	77,1	77,5	5,9	83,4	9,2	7,4
Równina Nowotomska	54,4	51,0	53,8	39,2	8,4	47,6	45,0	7,4
Równina Rychwalska	53,6	47,7	52,4	49,4	12,3	61,7	33,1	5,2
Równina Wrzesińska	74,7	55,7	73,3	68,3	5,6	73,9	15,7	10,4
Wał Żerkowski	68,7	65,1	68,5	72,2	4,4	76,6	18,4	5,0
Wysoczyzna Grodziska	74,7	63,0	73,8	67,9	5,5	73,4	17,6	9,0
Wysoczyzna Kaliska	81,0	61,0	79,3	71,4	6,7	78,1	15,0	6,9
Wysoczyzna Kłodawska	80,5	54,2	78,7	83,3	6,2	89,5	5,8	4,7
Wysoczyzna Leszczyńska	81,9	60,9	79,4	64,2	8,6	72,8	19,9	7,3
Wysoczyzna Turecka	57,0	49,7	56,0	61,8	9,8	71,6	20,9	7,5
Średnia dla badanego regionu	71,1	55,6	68,7	57,0	10,0	67,0	23,8	9,2

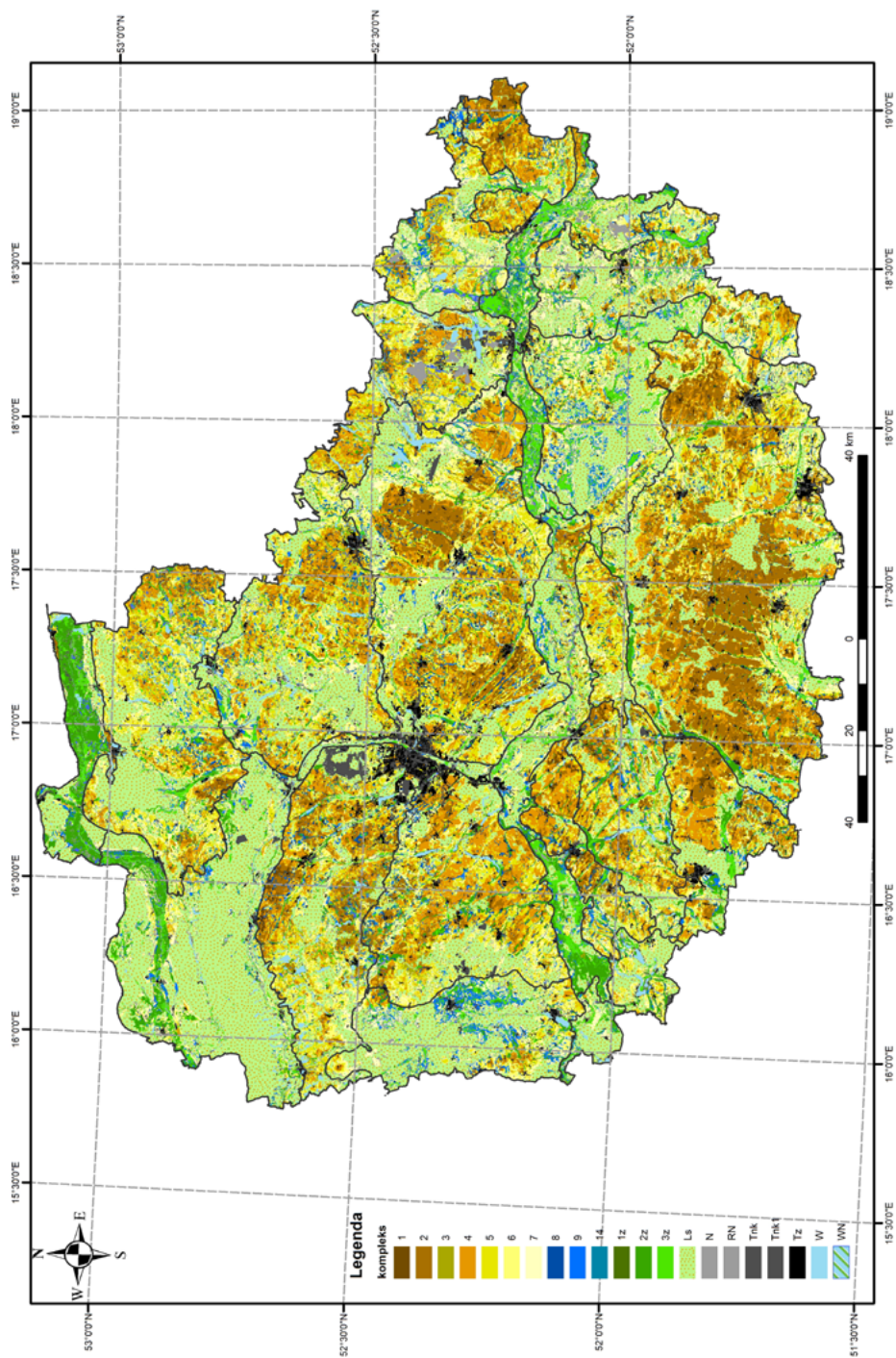
* Wskaźnik waloryzacji rolniczej przestrzeni produkcyjnej.



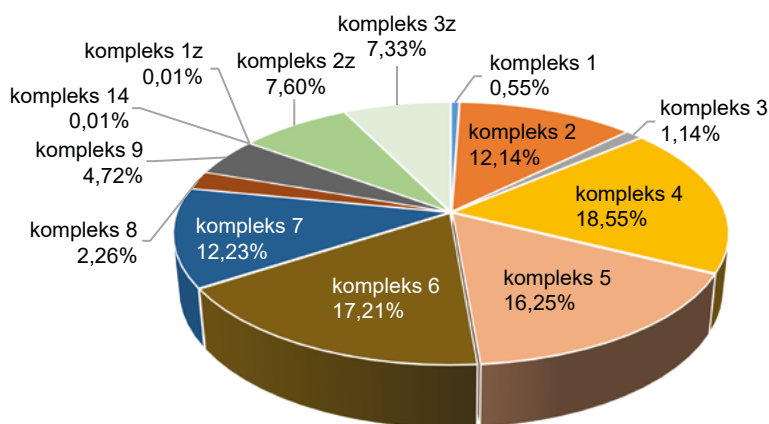
Ryc. 2.2. Waloryzacja rolniczej przestrzeni produkcyjnej gleb środkowej Wielkopolski

ubytek ten wyniósł 5,7%. W wyniku tych zmian modyfikacjom ulegał również WWRPP często nawet o kilka punktów. Warto wspomnieć, że odwrotną sytuację zaobserwowano w przypadku lasów. Lesistość Polski systematycznie wzrasta. W roku 1980 wynosiła ona 25,3%, w 2009 – 29,2%, w 2019 – 29,6% (www3). Według szacunkowych danych wartość ta utrzymuje się obecnie na poziomie około 31%, przy ciągłej tendencji wzrostowej (www4). Następowaly też zmiany w obrębie poszczególnych kategorii gruntów. W ostatnich dekadach można było zaobserwować np.: silny wzrost powierzchni ugorów i odłogów kosztem gruntów ornych (odpowiednio 1,63 mln ha i 1,32 mln ha), którego kulminacja miała miejsce w 2000 r., a następnie dynamiczny spadek po akcesji Polski do Unii Europejskiej (obecnie – około 10% tej powierzchni). Odnotowano też trend zmian jakościowych w obrębie użytków zielonych. Następował systematyczny spadek ogólnej ich powierzchni, który wynikał głównie z likwidacji bądź przekształcania pastwisk (ok. 75%). Jednocześnie powierzchnia łąk nieznacznie rosła (około 12%) (Roszkowska-Mądra, 2020). Pociągało to za sobą wyraźne zmiany w ogólnej strukturze kompleksów przydatności rolniczej. Aktualny ich procentowy udział dla środkowej Wielkopolski z rolniczego punktu widzenia jest korzystny (ryc. 2.3, 2.4). Podobnie jak w przypadku większości obszarów występujących w środkowej Polsce dominują w nim kompleksy żytne (64,2%). Tworzą je przede wszystkim gleby wytworzone z osadów morenowych; rzadziej wodnolodowcowych. Z uwagi na szeroki zasięg przeprowadzonych w przeszłości melioracji, niewiele wydzieł należy do kompleksów 8 i 9 (6,98%). Na uwagę zasługuje znaczny udział gleb kompleksu drugiego (12,1%). Te wyjątkowo cenne gleby to głównie czarne ziemie, występujące w stosunkowo niewielkich, zwartych kompleksach (np.: czarne ziemie gnieźnieńskie, średzkie, wrzesińskie – Dzieciolowski, 1979).

Ogólny wskaźnik waloryzacji rolniczej przestrzeni produkcyjnej (WWRPP) środkowej Wielkopolski (68,7) jest wyższy od średniej waloryzacji zarówno Polski (66,6), jak i Wielkopolski (64,8; www2). Najwyższe uśrednione wartości osiąga ona na terenach wyżej położonych (takich jak Równina Kościańska) oraz Wysoczyzn: Kaliskiej, Kłodawskiej, Leszczyńskiej, a o jego wielkości decyduje czynnik glebowy. Gleby wymienionych jednostek fizjograficznych wykształciły się głównie z gliniastych utworów morenowych, co zadecydowało o uziarnieniu, zasobności i odczynie ich poziomów powierzchniowych. Mezoregiony te wykazują również najwyższe cząstkowe wskaźniki waloryzacji w obrębie gruntów ornych oraz użytków zielonych. Nieco niższe wartości WWRPP stwierdza się na pojezierzach (56,6–61,7). Niskimi wskaźnikami waloryzacji cechowały się kotliny (52,0–58,2), przy czym zdecydowanie najniższą waloryzację wykazała Kotlina Kargowska – mezoregion, w którym gleby wytworzyły się (Dzieciolowski, 1979) głównie z lekkich utworów dyluwalnych i fluwioglacjalnych, charakteryzujący się występowaniem licznych wydm (tab. 2.2, ryc. 2.2).



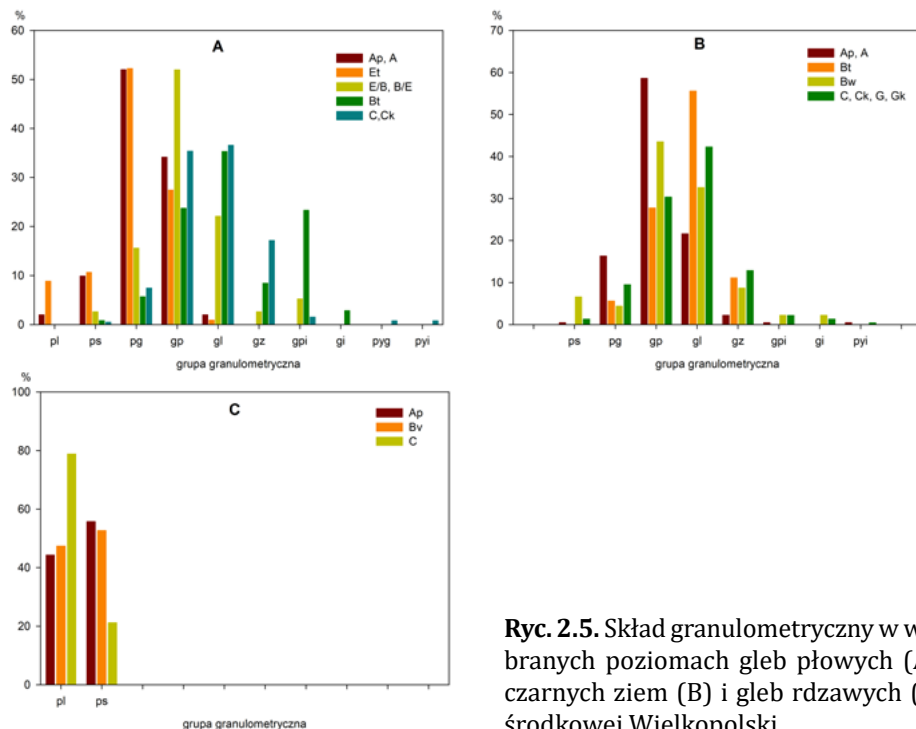
Ryc. 2.3. Kompleksy przydatności rolniczej gleb środkowej Wielkopolski



Ryc. 2.4. Wartość użytkowa gleb środkowej Wielkopolski

2.1.3. Wybrane właściwości gleb wytworzonych z utworów piaszczystych i glin zwałowych

Jedną z istotnych cech materiałów glebowych, mającą duży wpływ na fizyczne, chemiczne, a nawet biologiczne właściwości gleb, jest ich skład granulometryczny. Wyniki analizy składu granulometrycznego dla charakterystycznych gleb terenów rolniczych środkowej Wielkopolski przedstawiono na rycinie 2.5. Poziomy próchniczne oraz *eluwik* gleb płowych wykazują najczęściej uziarnienie piasków gliniastych (52%), następnie glin piaszczystych (34%) i piasków słabogliniastych (10%). Mieszane poziomy E/B i B/E w 52% mają uziarnienie glin piaszczystych, w 22% glin lekkich i 16% piasków gliniastych. W niżej zalegającym poziomie *argik* dominuje glina lekka (35%), następnie glina piaszczysta (24%) i glina piaszczysto-ilasta (23%). Materiały macierzyste gleb płowych środkowej Wielkopolski mają głównie charakter glin lekkich (36%), glin piaszczystych (33%) i glin zwykłych (17%) (ryc. 2.5A). O ile w glebach płowych w poziomie próchnicznym dominowały piaszczyste grupy granulometryczne, o tyle w poziomie *mollik* czarnych ziem najczęściej występuje glina piaszczysta (57%) i glina lekka (22%), a następnie piaski gliniaste (16%) (ryc. 2.5B). Niekiedy w czarnych ziemiach zajmujących nieco niższe położenie w reliefie aniżeli gleby płowe wytworzył się iluwialny poziom *argik*. Są to gleby „przejściowe”, w których z jednej strony zachodzi akumulacja materii organicznej, prowadząca do powstania poziomu *mollik*, natomiast z drugiej w okresie letnio-jesiennym przesycają one na tyle silnie, że umożliwia to powstawanie poziomu *argik* (Marcinek i Wiślańska, 1984; Marcinek i Komisarek, 1991; Marcinek i in., 1998; Komisarek, 2000; Komisarek i in., 2008; Kozłowski i Komisarek, 2011, 2013). Ponadto w części z nich obserwowany jest wyraźny



Ryc. 2.5. Skład granulometryczny w wybranych poziomach gleb płowych (A), czarnych ziemiach (B) i gleb rdzawych (C) środkowej Wielkopolski

poziom *eluwik*. Poziom *argik* zidentyfikowany w czarnych ziemiach środkowej Wielkopolski ma przeważnie uziarnienie gliny lekkiej (56%) i gliny piaszczystej (28%), natomiast poziom *kambik* charakteryzuje się głównie uziarnieniem glin piaszczystych (43%) i glin lekkich (32%). W materiałach macierzystych analizowanych czarnych ziemiach, podobnie jak w przypadku gleb płowych, dominują gliny piaszczyste (30%) i gliny lekkie (42%). Takie zróżnicowanie uziarnienia poziomów powierzchniowych i podpowierzchniowych jest konsekwencją procesów glebotwórczych w powiązaniu z procesami stokowymi i w konsekwencji rozmieszczenia gleb na stokach, nawet tych łagodnie nachylonych. W przypadku analizowanych profili gleb wytworzonych z utworów piaszczystych i zaklasyfikowanych jako gleby rdzawe, zarówno w poziomach próchnicznych, poziomach *side-rik*, jak i materiałach macierzystych dominują piaszki luźne i piaszki słabogliniaste (ryc. 2.5C). Ten piaszczysty charakter gleb rdzawych jest oczywisty z punktu widzenia ich genezy i klasyfikacji SGP (2019). To samo dotyczy gleb murszowatych, zajmujących niżej położone tereny w porównaniu z rdzawymi, gdzie dominują piaszki luźne, a następnie słabogliniaste.

W warunkach środkowej Wielkopolski gleby uprawne charakteryzują się zróżnicowanymi wartościami gęstości objętościowej gleby suchej (ρ_d) zarówno w ujęciu przestrzennym, jak i profilowym. W poziomach próchnicznych gleb płowych

jej wartości kształtują się przeważnie w zakresie 1,52–1,65 Mg·m⁻³, natomiast w czarnych ziemiach 1,35–1,58 Mg·m⁻³ (Marcinek i Komisarek, 2004; Komisarek, 2000; Kozłowski i Komisarek, 2014, 2016a). Zróznicowanie to jest w pełni uzasadnione – gleby płowe i czarne ziemie charakteryzują się innym położeniem w reliefie, dlatego też wykazują inny reżim wodny oraz cykl obiegu i akumulacji materii organicznej, co wpływa na różnicowanie się struktury pod względem wielkości i trwałości agregatów. W poziomach próchnicznych gleb rdzawych wartości ρ_c zawierają się w przedziale 1,45–1,55 Mg·m⁻³ i wzrastają wraz z głębokością, podobnie jak w przypadku gleb płowych i czarnych ziem. Jednak w glebach rdzawych nie są obserwowane tak duże wartości ρ_c w dolnych partiach solum, jakie odnotowuje się w glebach wytworzonych z gliniastych materiałów macierzystych. W glebach płowych i czarnych ziemiach niejednokrotnie przekraczają 1,85 Mg·m⁻³, podczas gdy w rdzawych pedonach zazwyczaj nie są większe niż 1,67 Mg·m⁻³ (Marcinek i Komisarek, 2004; Komisarek, 2000; Kozłowski i Komisarek, 2014; 2016a). Cechą charakterystyczną intensywnie użytkowanych gleb środkowej Wielkopolski jest wyraźny wzrost wartości ρ_c w poziomach poduprawnych (przeważnie głębokość 30–50 cm). Poniżej tej zagęszczonej strefy następuje spadek ρ_c , a następnie jej wzrost wraz z głębokością do wyżej wymienionych wartości (Marcinek i Komisarek, 2004; Kozłowski, 2007). Zagadnienie to omówiono szerzej w podrozdziale 2.1.1.

Właściwości gleb użytkowanych rolniczo ciągle podlegają zmianom na skutek dopływu, odpływu oraz przemieszczania się materii i energii, na które nakładają się zabiegi agrotechniczne. W efekcie końcowym prowadzi to do zmian we właściwościach fizycznych, chemicznych i biologicznych. Jedną z podstawowych właściwości gleb terenów rolniczych jest miąższość poziomu próchnicznego. Na podstawie analizy ponad 500 profili własnych stwierdzono, że w uprawnych glebach płowych – wytworzonych z gliniastych materiałów macierzystych, niejednokrotnie spiaszczonych – miąższość poziomu próchnicznego najczęściej mieści się w zakresie 31,6–33,4 cm, przy czym w 50% gleb miąższość ta wynosi 28–36 cm. Jest ona zbliżona do miąższości tego poziomu w glebach rdzawych (tab. 2.3). Część gleb płowych ulega bowiem erozji wodnej przyspieszonej, stąd też zmniejsza się

Tabela 2.3. Wyniki analizy statystycznej miąższości poziomu próchnicznego w wybranych glebach uprawnych środkowej Wielkopolski

Typ gleb	Miąższość poziomu próchnicznego (cm)						
	średnia	ufność -95,0%	ufność +95,0%	odchylenie standardowe	Q25	mediana	Q75
Gleby płowe	32,5	31,6	33,4	7,2	28,0	30,0	36,0
Gleby rdzawe	31,9	27,5	36,3	10,4	25,0	29,0	35,5
Czarne ziemie	43,6	41,6	45,6	13,9	35,0	40,0	50,0
Gleby murszowate	41,3	26,8	55,7	9,1	33,5	41,5	49,0

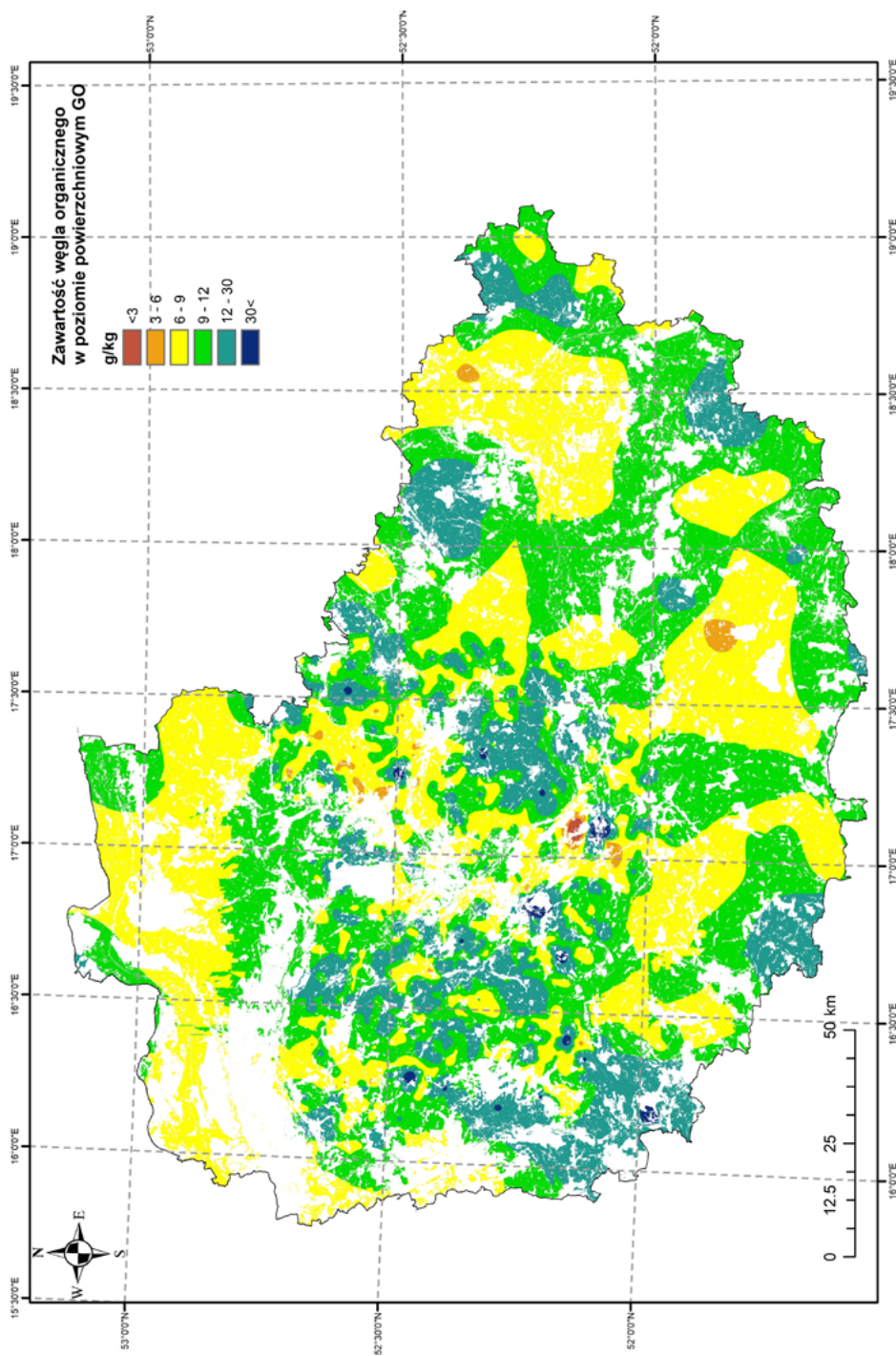
miąższość poziomu próchnicznego, a zdeponowany niżej w reliefie materiał deluwialny dotyczy innych jednostek klasyfikacyjnych – z reguły gleb deluwialnych czarnoziemnych czy czarnych ziem z materiałem deluwialnym o miąższości ≤ 50 cm. W glebach rdzawych 50% próbek wykazuje miąższość poziomu próchnicznego w zakresie 25–35,5 cm. Tak duża miąższość poziomu próchnicznego w glebach rdzawych związana jest z tym, że ich piaszczysty charakter sprzyja głębokiej orce. Ponadto do analizy statystycznej włączono gleby rdzawe zajmujące nieco niższe położenie w reliefie, mające wyraźne nagromadzenia materiału deluwialnego, którego miąższość nie przekraczała 50 cm. Duża miąższość poziomu Ap w glebach płowych i rdzawych środkowej Wielkopolski ma swoje konsekwencje w ich klasyfikacji taksonomicznej, bowiem około 50% z nich spełnia kryteria próchniczności w randze podtypu SGP (2019). Stwarza to pewne trudności przy interpretacji jednostek gleb wyróżnianych na mapach glebowo-rolniczych, jak i glebowych. Ponadto wiele spiaszczonych gleb płowych spełnia jednocześnie kryteria dwudzielności SGP (2019) (Kabała i in., 2022), co powoduje, że wyróżnienie pozostałych podtypów (również w postaci łączonego podtypu) na liście hierarchicznej SGP (2019) staje się możliwe raczej w randze odmiany, a nie podtypu. Dotyczy to również gleb płowych z *zaciekowością eluwialną*, powszechnie wykształconych w środkowej Wielkopolsce w obrębie płaskich, niekiedy falistych moren dennych (Komisarek i Szałata, 2008; Kozłowski i Komisarek, 2014; 2016a; 2016b; Szałata i Komisarek, 2014), które zajmują ostatnią pozycję listy hierarchicznej podtypów gleb płowych w SGP (2019). Gleby te w większości mogą być wyróżnione jedynie w postaci odmiany, choć w klasyfikacji WRB (2022) stanowią odrębną jednostkę referencyjną, hierarchicznie wyższą od tej obejmującej gleby płowe bez *zaciekowości eluwialnej*. Ograniczenie wyróżniania tych gleb skutkuje brakiem możliwości zintegrowania zasobów kartograficznych pokrywy glebowej Polski (nawet tych zreinterpretowanych) z mapami glebowymi innych krajów bazujących na klasyfikacjach WRB (2015, 2022), oddzielających gleby płowe z *zaciekowością eluwialną* (Retisols) od tych bez tej właściwości diagnostycznej (Luvisols). W czarnych ziemiach miąższość poziomu próchnicznego wynosi średnio 43,6 cm, gdzie w 50% analizowanych profili jest w zakresie 35–50 cm (tab. 2.3). W warunkach zróżnicowanego reliefu – w obrębie pedymentów, rzadziej podnóża stoków – czarne ziemie charakteryzują się nagromadzeniem materiału deluwialnego. W glebach murszowatych miąższość poziomu próchnicznego najczęściej mieści się w zakresie 33,5–49 cm. Niestety, miąższość powierzchniowego poziomu arenimurszik, szczególnie odmiany murszowatej, zmniejsza się na skutek przekształcenia tych gleb z użytków zielonych na grunty orne.

Obok miąższości poziomu próchnicznego z punktu widzenia rolniczego, a także innych właściwości gleb ważna jest ilość zgromadzonego w nim węgla. O poziomie ilościowym węgla organicznego w glebach uprawnych decydują w dużej mierze czynniki stabilizujące materię organiczną gleb. Należy do nich przede wszystkim

położenie gleb w reliefie i związana z tym dynamika wody glebowej, uziarnienie i struktura gleb, zawartość wapnia wymiennego i węglanów. Na rycinie 2.6 przedstawiono poglądową mapę zróżnicowania zawartości węgla organicznego w glebach ornym środkowej Wielkopolski. Można zauważyć, że przestrzenne zróżnicowanie zawartości węgla organicznego dobrze koresponduje z rozmieszczeniem materiałów macierzystych gleb. Im bardziej gruboziarnisty materiał występuje w poziomie powierzchniowym oraz im wyższe położenie w reliefie, tym mniejsza zawartość węgla organicznego, bowiem gleby te są suche, mają małe zdolności do retencjonowania wody i charakteryzują się ograniczonymi czynnikami stabilizującymi próchnicę. Analizując zawartość węgla organicznego w poziomie uprawnym gleb środkowej Wielkopolski, należy zauważyć, że gleby płowe zawierają średnio $10,2 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (mediana $9,5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) (zasobność średnia) węgla organicznego, gdzie 50% analizowanych profili charakteryzowała się zakresem $8,2\text{--}11,2 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (tab. 2.4). Dolne granice ww. zakresu są charakterystyczne dla gleb płowych z piaszczystym uziarnieniem poziomu Ap (piaski pokrywowe), a także zerodowanych (Marcinek i Komisarek, 2004). W przypadku 50% analizowanych gleb rdzawych zakres zawartości węgla organicznego mieścił się w przedziale $8,8\text{--}10,8 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ przy średniej wynoszącej $9,4 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (zasobność średnia). Tak duża zawartość węgla organicznego w poziomie próchnicznym gleb rdzawych w porównaniu do gleb płowych, jak wyżej wspomniano, wynika z dużego udziału analizowanych profili gleb rdzawych położonych niżej w reliefie, będących pod wpływem oddziaływania wód gruntowych. W czarnych ziemiach zawartość węgla organicznego w poziomie próchnicznym wynosiła średnio $17,1 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (zasobność wysoka), gdzie w 50% analizowanych profili była w zakresie $12,2\text{--}19,0 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (tab. 3.4). W analizowanych profilach gleb murszowatych średnia zawartość węgla organicznego w poziomie próchnicznym wynosiła $20,5 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (zasobność bardzo wysoka), przy dużej wartości odchylenia standardowego. Otrzymane średnie zawartości węgla organicznego w glebach uprawnych środkowej Wielkopolski są porównywalne z tymi, które podają Siebielec i in. (2020) dla Wielkopolski, biorąc pod uwagę dominujący udział gleb płowych w strukturze użytków rolnych.

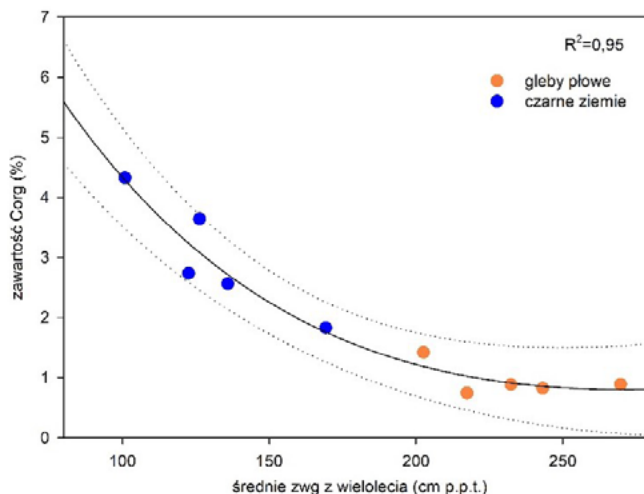
Tabela 2.4. Wyniki analizy statystycznej zawartości węgla organicznego w poziomie próchnicznym wybranych gleb uprawnych środkowej Wielkopolski

Typ gleb	Węgiel organiczny w poziomie powierzchniowym ($\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)						
	średnia	ufność -95,0%	ufność +95,0%	odchylenie standardowe	Q25	mediana	Q75
Gleby płowe	10,2	9,9	10,4	3,4	8,2	9,5	11,2
Gleby murszowate	20,5	19,1	26,6	19,4	13,5	17,0	22,7
Gleby rdzawe	9,4	8,8	9,9	4,3	7,2	8,8	10,8
Czarne ziemie	17,1	15,8	18,4	9,2	12,2	15,3	19,0



Ryc. 2.6. Poglądowa mapa zróżnicowania zawartości węgla organicznego w glebach ornich środkowej Wielkopolski

Przedstawione w tabeli 2.4 dane wyraźnie wskazują na wpływ konfiguracji terenu na zróżnicowanie zawartości węgla organicznego w glebach środkowej Wielkopolski. W reliefie warunki mikroklimatu i drenażu wewnętrznego związane z głębokością zalegania zwierciadła wód gruntowych zadecydowały o akumulacji węgla organicznego w poziomach próchnicznych. Wraz z obniżaniem się położenia gleb w reliefie stopniowo pogarszają się naturalne warunki drenażu, a poprawiają czynniki stabilizujące węgiel organiczny i wzrasta jego zawartość (Marcinek i Komisarek, 2004). Stąd też gleby płowe, zajmujące wyższe położenie w reliefie, charakteryzują się mniejszymi zawartościami węgla organicznego w porównaniu z czarnymi ziemiami wytworzonymi w obrębie niższych partii stoków. Jest to szczególnie charakterystyczne dla młodoglacjalnego krajobrazu glebowego z gliniastymi materiałami macierzystymi (Marcinek i Wiślańska, 1984; Marcinek i in., 1998; Komisarek, 2000; Kozłowski i Komisarek, 2016a; 2018; Kozłowski i in., 2018). To topoohydrosekwencyjne różnicowanie się koncentracji węgla organicznego w poziomie próchnicznym dobrze obrazuje zależność przedstawiona na rycinie 2.7. W glebach płowych głęboko położone zwierciadło wód gruntowych nie ma wpływu na zawartość węgla organicznego lub jest on znikomy. Wyraźny wzrost zawartości węgla organicznego występuje w glebach płowych z właściwościami gruntowo-glejowymi (Marcinek i Komisarek, 2000; Komisarek, 2000; Kozłowski i Komisarek, 2011; 2016a). W porównaniu do gleb



Ryc. 2.7. Zależność pomiędzy średnią z wieloletnia głębokością położenia zwierciadła wód gruntowych a zawartością węgla organicznego w poziomie próchnicznym gleb wytworzonych z gliniastych materiałów macierzystych

plowych zawartość węgla organicznego w poziomie próchnicznym czarnych ziem wytworzonych z podobnych materiałów macierzystych jest ściśle związana z głębokością zalegania zwiędła wód gruntowych. Ten wpływ reliefu jest zauważalny również w glebach piaszczystych, gdzie gleby rdzawe zawierają go znacznie mniej w porównaniu do położonych niżej w terenie gleb murszowatych (tab. 2.4).

Wszystkie analizowane gleby płowe środkowej Wielkopolski wykazują cechy wymycia węglanów wapnia z wierzchnich poziomów. Przemieszczający się wraz z perkolującymi wodami kwaśny węglan wapnia precypituje w postaci CaCO_3 w głębszych poziomach (Komisarek, 2000; Kozłowski i in., 2012; Kozłowski i Komisarek, 2016b; 2017b). W glebach płowych strop poziomu węglanowego występuje najczęściej na głębokości 70–140 cm, wyznaczając jednocześnie strop iluwialnego nagromadzenia pedogenicznych form tego składnika (Marcinek i in., 1998; Komisarek, 2000). W wyróżnionych poziomach materiałów macierzystych gleb płowych zawierających CaCO_3 średnia jego zawartość wynosi 8,2%, przy czym w podpoziomach Ck1, CaCO_3 zazwyczaj jest więcej niż w Ck2. W przypadku 50% analizowanych gleb zawartość ta jest mniejsza od 7,2%, a w 25% poziomów Ck ilość CaCO_3 przekracza 11,6% (tab. 2.5). Czasami koncentracja ta wynosi ponad 15%, spełniając jednocześnie kryteria poziomu *kalci*k. Zdecydowanie wyższe zawartości CaCO_3 występują w poziomach materiałów macierzystych czarnych ziem zajmujących niższe położenie w reliefie, gdzie w 50% z nich zawartość węglanów wapnia wynosi >10,6% (tab. 2.5). W ponad 25% poziomów nagromadzenie CaCO_3 jest większe niż 15%, wymagane przy wyróżnieniu diagnostycznego poziomu *kalci*k. W czarnych ziemiach strop węglanów występuje przeważnie na głębokości około 50–70 cm, obejmując niejednokrotnie poziomy A (Marcinek i Komisarek, 1991; Marcinek i in., 1998). Takie zróżnicowanie głębokości, jak i zawartości CaCO_3 pomiędzy glebami płowymi i czarnymi ziemiami wynika z ich glebowo-geochemicznego charakteru, w którym z gleb szeregu eluwialnego następuje wymywanie węglanów wapnia, a następnie jego nagromadzenie (wytrącanie) w obrębie zagłębień terenowych (Marcinek i in., 1998; Komisarek, 2000; Kozłowski, 2007). Również w obrębie rynien fluwio-glacialnych w piaszczystych

Tabela 2.5. Wyniki analizy statystycznej zawartości CaCO_3 w poziomach materiałów macierzystych gleb uprawnych środkowej Wielkopolski

Poziom	CaCO_3 (%)						
	średnia	ufność -95,0%	ufność +95,0%	odchylenie standardowe	Q25	mediana	Q75
Gleby płowe							
Ck	8,2	7,3	9,1	4,3	4,7	7,2	11,6
Czarne ziemie							
Ck, Gk	11,7	10,5	12,9	6,0	6,8	10,6	16,0

glebach obniżen terenowych obserwowane są nagromadzenia CaCO_3 , pochodzące z jego wymywania z węglanowych równin morenowych.

O wymywaniu wapnia z gleb świadczy ich odczyn. Najczęściej gleby płowe wytworzone z gliniastych materiałów macierzystych charakteryzują się dobrymi warunkami naturalnego drenażu oraz przemywnym reżimem wodnym, sprzyjającymi naturalnej tendencji do obniżania odczynu. Jednak w przypadku gleb uprawnych ta niekorzystna – z punktu widzenia wzrostu i rozwoju roślin – tendencja jest regulowana podczas zabiegów uprawowych. Na podstawie przeanalizowanych kilkuset profili gleb płowych środkowej Wielkopolski średni odczyn poziomu uprawowego wynosi 6,1 pH (lekko kwaśny) (tab. 2.6). W około 50% gleb w poziomie tym odczyn pH jest poniżej 6,1, a niespełna 25% poziomów uprawnych charakteryzuje się odczynem kwaśnym. W ujęciu profilowym gleb płowych najniższe średnie wartości odczynu zaobserwowano poziomach z *zaciekowością eluwialną* (5,7 pH). W poniżej zalegających poziomach *argik* odczyn wzrasta, a następnie w materiałach macierzystych z węglanami przekracza pH 7,0. Poziomy próchniczne czarnych ziem wykazują zdecydowanie wyższe wartości odczynu w porównaniu do gleb płowych (Marcinek i Komisarek, 1998; Komisarek, 2000; Kozłowski i Komisarek, 2016a). W 75% analizowanych profili czarnych ziem odczyn poziomu próchnicznego jest obojętny lub zasadowy (pH > 6,6). Niewiele niższy odczyn występuje z poziomach *argik* i *kambik* tych

Tabela 2.6. Wyniki analizy statystycznej odczynu gleb wybranych gleb uprawnych środkowej Wielkopolski

Poziom	Odczyn (pH_{KCl})						
	średnia	ufność -95,0%	ufność +95,0%	odchylenie standardowe	Q25	mediana	Q75
Gleby płowe							
Ap, A	6,1	5,9	6,3	0,8	5,6	6,1	6,8
Et	6,1	5,9	6,2	0,7	5,7	6,1	6,7
E/B, B/E	5,7	5,4	5,9	0,8	5,1	5,6	6,3
Bt	6,1	5,9	6,1	0,6	5,6	6,0	6,5
Ck	7,3	6,8	7,0	0,4	7,1	7,3	7,5
Czarne ziemie							
Ap, A	6,9	6,8	7,0	0,5	6,6	7,1	7,4
Bt, Bw	6,9	6,7	7,1	0,6	6,5	7,0	7,4
Ck, Gk	7,4	7,3	7,5	0,4	7,2	7,4	7,6
Gleby rdzawe							
Ap	5,0	4,0	6,1	1,1	4,18	4,3	6,2
Bv	4,6	4,0	5,2	0,9	3,9	4,2	5,2
C	5,1	4,5	5,8	0,9	4,1	5,1	6,0

gleb, średnio 6,9 pH (tab. 2.6). Najwyższe wartości pH, podobnie jak w glebach płowych, występują w poziomach materiałów macierzystych zawierających węglany. Te wyraźnie wyższe wartości odczynu solum czarnych ziem w porównaniu do gleb płowych są w pełni zrozumiałe, ponieważ kationy zasadowe wymywane z wyższych partii stoków są akumulowane w ich dolnych odcinkach (Komisarrek, 2000). W środkowej Wielkopolsce najniższe wartości odczynu poziomów próchnicznych dotyczą gleb rdzawych. Połowa analizowanych profili tych gleb charakteryzowała się bardzo kwaśnym odczynem poziomu próchnicznego, jednak należy zaznaczyć, że 25% poziomów miało odczyn powyżej 6,2 pH (tab. 2.6). To duże zróżnicowanie odczynu poziomu Ap w obrębie gleb rdzawych świadczy o różnym stopniu kontrolowania ich wartości, a zaznaczyć trzeba, że są to gleby, z których łatwo są wymywane składniki zasadowe. Biorąc pod uwagę udział kwaśnych i bardzo kwaśnych gleb płowych i rdzawych środkowej Wielkopolski oraz ich powierzchnię w strukturze użytków rolnych (rozdział 3.1.1), otrzymane wyniki są porównywalne do innych ustaleń (Ochal i Smreczek, 2020) – około 40% gleb ma bardzo kwaśne i kwaśne poziomy uprawne.

Kationowa pojemność wymienna (KPW) gleb zależy przede wszystkim od zawartości oraz składu mineralogicznego i organicznego koloidalnej fazy stałej gleby. Dlatego też gleby charakteryzują się zróżnicowaną KWP i to zarówno w poziomach powierzchniowych, jak i w układzie profilowym. W poziomach powierzchniowych gleb płowych KPW wynosi średnio $6,1 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$, przy wysyceniu kompleksu sorpcyjnego zasadami w 90% (tab. 3.7 i 3.8). Wyraźnie niższe wartości KPW dotyczą poziomów *eluwik* (średnio $3,4 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$), natomiast znacznie większa KWP występuje w poziomie *argik* (średnio $10,3 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$) w porównaniu do poziomów wyżej i niżej zalegających. To profilowe zróżnicowanie KPW jest konsekwencją zarówno zawartej w nich materii organicznej, jak i frakcji ilastej. Poziomy uprawne tych gleb zawierają małe ilości frakcji ilastej oraz materii organicznej, stąd też ich zdolności sorpcyjne są niewielkie, ale wyraźnie wyższe od poziomów *eluwik*, które zawierają śladowe ilości materii organicznej. Wprawdzie iluwialne poziomy *argik* również zawierają śladowe ilości materii organicznej, ale charakteryzują się kilkakrotnie większą zawartością frakcji ilastej aniżeli uprawne poziomy – wykazują więc większą KPW. O ile KPW w glebach płowych kształtowana jest w dużej mierze przez zawartość frakcji ilastej, o tyle w czarnych ziemiach dominujący wpływ na profilowe zróżnicowanie wielkości KPW ma zawartość materii organicznej. Jest to szczególnie widoczne w poziomach próchnicznych, w których KPW jest wyraźnie wyższa (średnia, $12,9 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$) niż w poziomach niżej zalegających ($10,6\text{--}10,7 \text{ cmol}(+) \cdot \text{kg}^{-1}$) (tab. 2.7), jak i w porównaniu do poziomów uprawnych gleb płowych. Również stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego zasadami jest wyższy w czarnych ziemiach (>96%) niż w solum gleb płowych (89–95%) (tab. 2.8). Zupełnie inaczej kształtuje się KWP w glebach rdzawych. Ich piaszczysty charakter oraz małe

Tabela 2.7. Wyniki analizy statystycznej kationowej pojemności wymiennej wybranych gleb uprawnych środkowej Wielkopolski

Poziom	Kationowa pojemność wymienna (cmol(+)-kg ⁻¹)						
	średnia	ufność -95.0%	ufność +95.0%	odchylenie standardowe	Q25	mediana	Q75
Gleby płowe							
Ap, A	6,1	5,6	6,6	2,7	4,5	5,7	7,3
Et	3,4	2,9	3,8	2,2	2,1	2,9	4,2
E/B, B/E	6,3	5,3	7,3	2,7	5,0	6,6	7,7
Bt	10,3	9,7	10,8	3,3	8,2	10,3	12,4
Ck	8,1	7,0	9,3	2,8	6,6	8,1	9,9
Czarne ziemie							
Ap, A	12,9	12,1	13,7	3,6	10,7	13,5	14,9
Bt, Bw	10,6	9,4	11,8	1,9	9,7	10,9	12,0
Ck, Gk	10,7	9,2	12,2	3,2	8,8	10,7	12,9
Gleby rdzawe							
Ap	2,1	1,2	2,9	0,7	1,8	1,9	1,9
Bv	0,8	0,5	1,1	0,3	0,6	0,8	1,1
C	0,8	0,4	1,1	0,4	0,4	0,8	1,0

ilości materii organicznej decydują o niskich wartościach KPW, które średnio wynoszą 2,2 cmol₍₊₎·kg⁻¹. Stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi poziomu próchnicznego w tych glebach jest poniżej 50% (tab. 2.8), co rozumiałe przy dominującym bardzo kwaśnym i kwaśnym odczynie. Gleby te pomimo niekorzystnych właściwości dla wzrostu i rozwoju roślin są nadal użytkowane rolniczo, jednak ich udział w strukturze UR (użytki rolne) w warunkach środkowej Wielkopolski systematycznie maleje na rzecz terenów leśnych (rozdział 2.1.2).

Zdolności retencyjne gleb i dynamika ich uwilgotnienia stanowią ważne zagadnienia dla obszaru środkowej Wielkopolski nie tylko w aspekcie pedogenezy gleb, ale również ich rolniczego wykorzystania (Kozłowski, 2021). Gleby omawianego regionu wykazują duże zróżnicowanie zdolności retencyjnych zarówno w obrębie pedonów, jak i pomiędzy nimi, co wynika z ich genezy, jak i materiałów macierzystych, z których się wytworzyły. W glebach płowych poziomy próchniczne i *eluwik* wykazują małe zdolności retencyjne zarówno przy połowej pojemności wodnej (0,185–0,247 m³·m⁻³), jak i wilgotności trwałego wędnięcia (0,038–0,071 m³·m⁻³) (Komisarek, 2000; Kozłowski i Komisarek, 2011; 2013; 2014). Dlatego też retencjonują małe ilości wody potencjalnie dostępnej dla roślin, szczególnie w poziomach wykazujących uziarnienie piasków

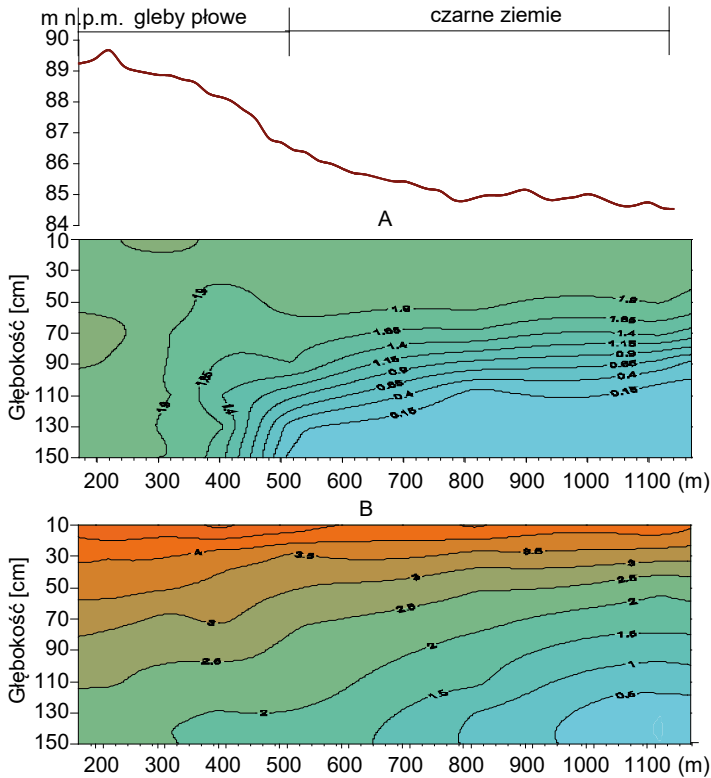
Tabela 2.8. Wyniki analizy statystycznej wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi w wybranych glebach uprawnych środkowej Wielkopolski

Poziom	Wysycenie kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi (%)						
	średnia	ufność -95.0%	ufność +95.0%	odchylenie standardowe	Q25	mediana	Q75
Gleby płowe							
Ap, A	89,8	87,2	92,5	12,8	81,6	96,8	100,0
Et	89,4	86,7	92,1	13,9	83,4	94,5	100,0
E/B, B/E	91,9	88,9	94,9	6,3	90,5	92,9	95,1
Bt	95,0	94,2	95,7	5,3	90,9	95,9	100,0
C	94,4	91,7	97,2	6,6	91,4	96,4	99,3
Ck	97,9	97,0	98,7	3,6	96,5	100,0	100,0
Czarne ziemie							
Ap, A	96,5	95,2	97,7	5,7	95,2	100,0	100,0
Bt, Bw	96,9	93,9	99,9	7,5	97,1	99,5	99,5
Ck, Gk	99,3	98,7	99,8	1,8	99,5	100,0	100,0
Gleby rdzawe							
Ap	42,7	1,5	86,8	35,6	17,9	27,6	54,2
Bv	43,2	24,7	61,6	24,0	26,9	37,0	49,0
C	66,0	32,3	99,6	36,4	28,8	92,0	97,0

słabogliniastych i małą zawartość węgla organicznego. Niekiedy zdolności retencyjne poziomów eluwalnych są jeszcze mniejsze, szczególnie gdy budują je piaski pokrywowe glin (Kozłowski, 2007). W iluwalnym poziomie *argik* wartości połowej pojemności ($0,223-0,296 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), wilgotności trwałego wędnięcia roślin ($0,081-0,131 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) i wody potencjalnie dostępnej dla roślin ($0,132-0,179 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) wyraźnie wzrastają (Komisarek, 2000; Kozłowski i Komisarek, 2011; 2013; 2014). Wynika to z większej zawartości frakcji ilastej i trwałej struktury angularnej i/lub subangularnej poziomu *argik* kształtowanego w procesie lessiważu. W glebach rdzawych zdolności retencyjne są bardzo małe, w poziomach próchnicznych odpowiadają tym, które obserwowane są w glebach płowych o uziarnieniu piasków luźnych i słabogliniastych. W głębiej zalegających poziomach *siderik* i materiałów macierzystych wartości połowej pojemności są zazwyczaj poniżej $0,100 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Większa akumulacja węgla organicznego, trwała struktura gruzełkowa poziomu *mollik* czarnych ziem, jak również wyższa zawartość frakcji ilastej zadecydowały o dużych zdolnościach retencyjnych tego poziomu powierzchniowego w stosunku do gleb płowych. W poziomach *mollik* czarnych ziem zdolności retencyjne przy połowej pojemności wodnej przeważnie są w zakresie $0,261-0,353 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, natomiast przy wilgotności

trwałego wędnięcia wynoszą $0,061\text{--}0,111\text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$. Ilość wody potencjalnie dostępnej dla roślin w tym poziomie próchnicznym z reguły wynosi $0,185\text{--}0,273\text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$. W poziomach materiałów macierzystych tych gleb zdolności retencyjne są wyraźnie mniejsze niż w poziomach powierzchniowych, zarówno przy połowej pojemności wodnej ($0,211\text{--}0,320\text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$), jak i wilgotności trwałego wędnięcia ($0,061\text{--}0,126\text{ m}^3\cdot\text{m}^{-3}$) (Kozłowski, 2021).

Wiele badań poświęconych czasowym zmianom uwilgotnienia gleb uprawnych środkowej Wielkopolski wskazuje na ich sezonowe przesuszenie i nawilżanie, przy czym głębokość silnego przesuszenia i występowanie niedoborów wody dla roślin determinowana jest nie tylko zdolnościami retencyjnymi gleb, ale również położeniem ich w reliefie (Marcinek i in., 1990; 1994; Spychalski, 1998; Marcinek i Komisarek, 2000; Komisarek, 2000; Komisarek i Kozłowski, 2005; Komisarek i in., 2008; Kozłowski i Komisarek, 2014). Spośród gleb wytworzonych z gliniastych materiałów macierzystych najsilniej i najgłębiej przesycają gleby płowe położone najwyżej w reliefie, w których zawartość wody i jej deficyty w okresie wegetacyjnym zależą od opadów atmosferycznych. Małe zdolności retencyjne poziomów próchnicznych i *eluwik* sprawiają, że zawarta w nich woda zostaje szybko wykorzystana przez rośliny, które zmuszone są do jej pobierania z niżej zalegającego poziomu *argik*. W latach normalnych pod względem sumy opadów w glebach tych do głębokości 75–100 cm występują bezwzględne wartości potencjału macierzystego Ψ_m wynoszące 59 kPa, wskazujące na niedobory wody łatwo dostępnej dla roślin. W latach suchych do tych głębokości bezwzględne wartości Ψ_m przekraczają 100 kPa, wskazując na silne przesuszenie poziomu *argik*. Średnia z wielolecia głębokość strefy uwilgotnienia równego połowej pojemności wodnej występuje na głębokości około 150 cm. W przypadku czarnych ziem położonych najniżej w reliefie głębokość ich przesuszenia jest znacznie mniejsza. Przeważnie w sezonie wegetacyjnym wartości (bezwzględne) Ψ_m wynoszące 59 kPa sięgają do głębokości około 50–60 cm, natomiast w latach suchych na tych głębokościach przekraczają 100 kPa. Średnia z wielolecia głębokość strefy uwilgotnienia równego połowej pojemności wodnej występuje na głębokości około 60–70 cm (Komisarek, 2000; Kozłowski i Komisarek, 2014). To płytsze przesuszenie czarnych ziem w porównaniu z glebami płowymi i mniejsze niedobory wody związane są z jednej strony z wodami gruntowymi, których płytkie zaleganie wyraźnie oddziałuje na dynamikę uwilgotnienia ich profilu, natomiast z drugiej z dużymi zdolnościami retencyjnymi poziomów powierzchniowych zasobnych w materię organiczną. Gleby zajmujące środkowe położenie w reliefie, takie jak gleby płowe z *właściami gruntowo-glejowymi*, czarne ziemie z poziomem *argik* czy *kambik* wykazują pośrednie zdolności retencyjne, jak również charakteryzują się pośrednią głębokością przesuszenia. Zagadnienie zróżnicowania reżimu wodnego gleb środkowej Wielkopolski wytworzonych z gliniastych materiałów macierzystych wydaje się dobrze podsumowywać przedstawiony



Ryc. 2.8. Topohydrosekwencyjny rozkład potencjału macierzywego Ψ_m [pF] w okresie nawilżenia (A – 3.04.2006) i przesuszenia (B – 5.07.2006) gleb (Kozłowski, 2007)

na rycinie 2.8 katenalny rozkład potencjału macierzywego wody glebowej (Ψ_m). W okresie dużego uwilgotnienia gleb (ryc. 2.8A) położone najwyższe w reliefie gleby płowe charakteryzują się Ψ_m zbliżonym do wartości -10 kPa w całym profilu, podczas gdy w glebach zajmujące niższe położenie w reliefie występuje wyraźny wzrost wartości Ψ_m wraz z głębokością, co związane jest z wypływaniem się zwierciadła wód gruntowych i jego większym oddziaływaniem na uwilgotnienie profilu glebowego. Potwierdzają to rozkłady izolinii potencjału macierzywego wody glebowej. Także w okresie przesuszenia wyraźnie zaznacza się topohydrosekwencyjny rozkład Ψ_m (ryc. 2.8B), z którego wynika, że gleby płowe kulminacji stoku kształtowane są głównie przez wody opadowe, a wraz z obniżaniem się położenia gleb w reliefie wzrasta oddziaływanie płycej zalegających wód gruntowych na uwilgotnienie profilu (Kozłowski, 2007).

2.1.4. Występowanie, użytkowanie oraz wybrane właściwości gleb organicznych i organiczno-mineralnych

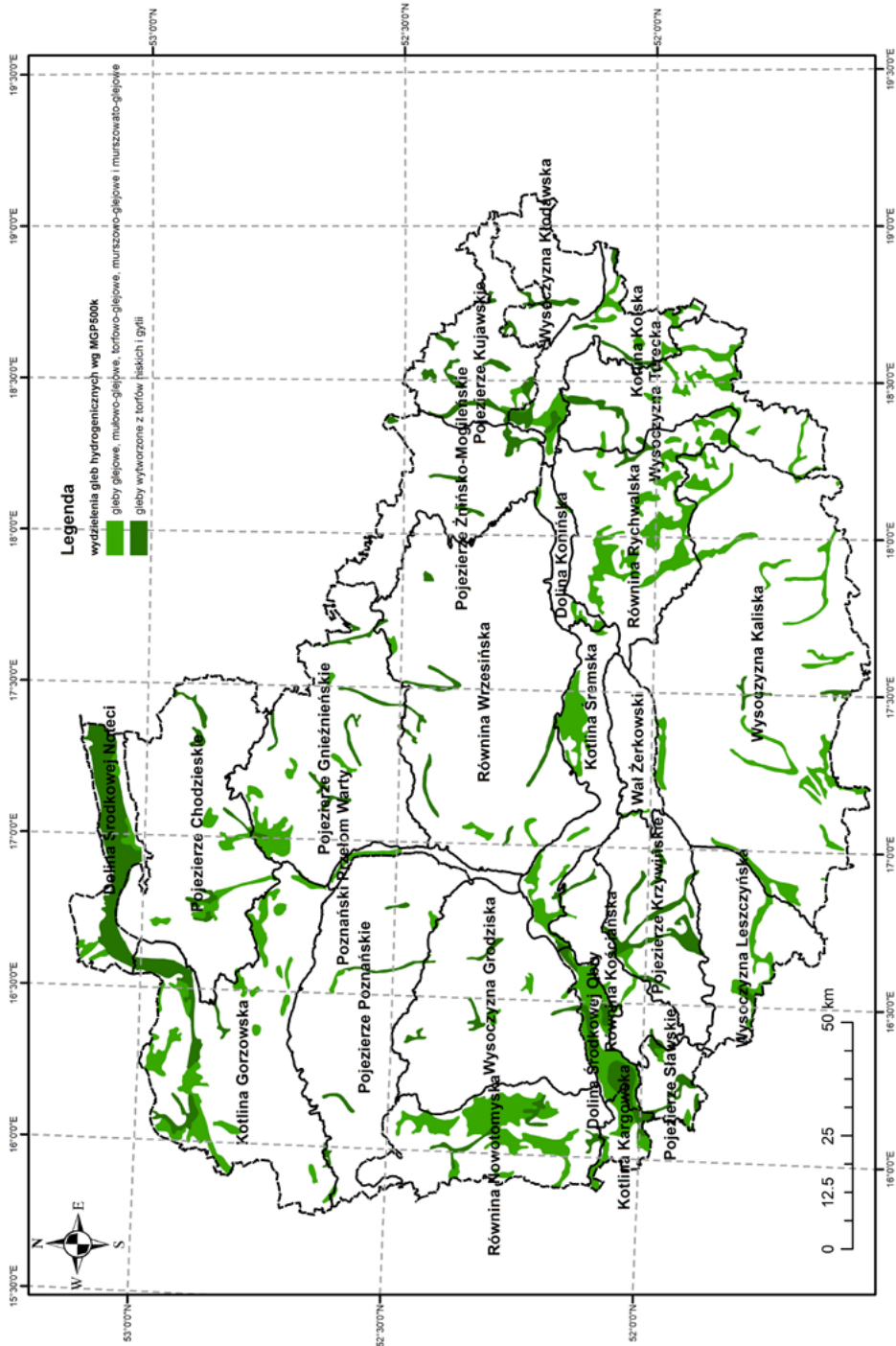
W najnowszym, szóstym wydaniu Systematyki gleb Polski (2019) gleby organiczne są definiowane jako te, w których materiał organiczny zaczyna się nie głębiej niż 30 cm od powierzchni gleb i w obrębie 60 cm ma łączną miąższość przynajmniej 30 cm lub tworzy warstwę o miąższości przynajmniej 10 cm, która zalega bezpośrednio na litej skale lub odłamkach skalnych, wypełniając przestrzeń między nimi do głębokości przynajmniej 30 cm od powierzchni gleby. Z kolei jako materiał organiczny rozumie się taki, który zawiera przynajmniej 12% węgla organicznego, gdy jest nasycony wodą przez minimum 30 dni w ciągu roku lub przynajmniej 20%, gdy okres nasycenia wodą jest krótszy niż 30 dni.

Podczas gdy druga z opisanych powyżej sytuacji dotyczy gleb organicznych ściółkowych, występujących w warunkach Polski przede wszystkim na obszarach górskich, pierwsza z nich dotyczy gleb ukształtowanych z utworów organicznych powstających w warunkach nadmiernego uwilgotnienia, czyli tzw. gleb hydrogenicznych (SGP, 1989; Prusinkiewicz, 1997). Wśród diagnostycznych organicznych materiałów glebowych, powstających w warunkach stałego bądź okresowego zawodnienia, w obrębie Systematyki gleb Polski (2019) wyróżnione zostały: torfy (w zależności od stopnia rozkładu dzielące się dalej na torfy fibrowe, hemowe i saprowe) oraz gytie organiczne i muły (limnetyczne i telmatyczne). Kolejnym organicznym materiałem glebowym – niewyróżnionym jednak jako materiał diagnostyczny – jest mursz, czyli utwór będący efektem pedogenicznych przemian wymienionych wyżej pierwotnych materiałów organicznych w wyniku trwałego odwodnienia (SGP, 2019).

Gleby zbudowane całkowicie lub częściowo z wymienionych wyżej materiałów organicznych reprezentowane są w szóstym wydaniu Systematyki gleb Polski (2019) przede wszystkim przez typy gleb murszowych, torfowych i limnowych w rzędzie gleb organicznych oraz przez gleby gruntowo-glejowe, a konkretnie przez ich torfowe, gytiove, mułowe bądź murszowe podtypy. To właśnie materia organiczna, dominująca objętościowo w utworach organicznych, odgrywa kluczową rolę w kształtowaniu właściwości fizycznych i chemicznych omawianych gleb, warunkując tym samym ich przydatność do rolniczego wykorzystania (Marcinek, 1960).

Występowanie gleb organicznych i organiczno-mineralnych

Na potrzeby niniejszego opracowania obszary o znacznym udziale gleb organicznych i organiczno-mineralnych zostały utożsamione z konturami kompleksu gleb glejowych, mułowo-glejowych, torfowo-glejowych, murszowo-glejowych i murszowato-glejowych oraz kompleksu gleb wytworzonych z torfów niskich i gytii (odpowiednio wydzielienia nr 11 i 12), wyróżnionymi na mapie gleb Polski w skali 1 : 500 000 (Dobrzański i in., 1972).



Ryc. 2.9. Rozmieszczenie gleb organicznych i organiczno-mineralnych

Digitalizacja konturów reprezentujących wymienione wyżej wydzielenia na terenie środkowej Wielkopolski pozwoliła na analizę rozmieszczenia obszarów z glebami organicznymi i organiczno-mineralnymi (ryc. 2.9, tab. 2.9) na tle obowiązujących granic regionów fizyczno-geograficznych (Solon i in., 2018). Kontury gleb hydromorficznych (Dobrzański i in., 1972) w obrębie środkowej Wielkopolski zajmują łącznie powierzchnię 2970,4 km², co stanowi 12,2% całkowitej powierzchni tego obszaru (24258,1 km²), przy czym na wydzielenie 11 przypada 1871,8 km², a na 12 – 1098,6 km² (odpowiednio 7,7% i 4,5% całkowitej powierzchni).

Największym stosunkowym udziałem omawianych gleb (w odniesieniu do całkowitej powierzchni danej jednostki), w porównaniu z pozostałymi makroregionami wchodzącymi w skład obszaru środkowej Wielkopolski (tab. 2.9), charakteryzują się Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka oraz Pradolina Warciańsko-Odrzańska (odpowiednio 26,9% i 41,6%). Powstanie obu tych pradolin, reprezentujących krajobrazy młodoglacjalne, związane jest odpowiednio z fazą pomorską i poznańską ostatniego zlodowacenia (Marks, 2012; Marks i in., 2022). Gleby torfowe i murszowe z pewnym udziałem mad dominują w rozległych płaskich dnach tych form (Kot i Andrzejewski, 2021; Macias i in., 2021t). W obrębie tych części obu wymienionych makroregionów, które zawierają się w granicach omawianego obszaru, duży udział gleb organicznych jest szczególnie widoczny

Tabela 2.9. Powierzchnia konturów gleb hydromorficznych* na obszarze środkowej Wielkopolski

Makroregion		km ²	%
315.3 Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka	cał. pow.**	2 302,3	100
	11***	264,8	11,5
	12****	354,9	15,4
315.5 Pojezierze Wielkopolskie	cał. pow.	11 597,8	100
	11	460,5	4,0
	12	376,6	3,2
315.6 Pradolina Warciańsko-Odrzańska	cał. pow.	992,3	100
	11	323,5	32,6
	12	89,5	9,0
315.8 Pojezierze Leszczyńskie	cał. pow.	1 781,5	100
	11	46,0	2,6
	12	143,4	8,0
318.1 Nizina Południowowielkopolska	cał. pow.	7 584,1	100
	11	777,0	10,2
	12	134,3	1,8

*Na podstawie: Dobrzański i in., 1972; Solon i in., 2018.

**Całkowita powierzchnia wybranego mezorejonu zawierająca się w obszarze środkowej Wielkopolski.

***Gleby glejowe, mułowo-glejowe, torfowo-glejowe, murszowo-glejowe i murszowato-glejowe.

****Gleby wytworzone z torfów niskich i gytii.

w przypadku wschodniego fragmentu Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (Dolina Środkowej Noteci, R) oraz zachodniego fragmentu Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej, stanowiącej w istocie fragment Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej (Kotlina Kargowska i Dolina Środkowej Obry). W pozostałych makroregionach, tj. na Pojezierzu Wielkopolskim, Pojezierzu Leszczyńskim oraz Nizinie Południowowielkopolskiej udziały te są dużo mniejsze (7,2–12,0%).

Kontury te są tam również wyraźnie mniejsze i bardziej rozproszone, z wyjątkiem względnie zwartej obszaru występowania gleb hydrogenicznych zlokalizowanego we wschodniej części środkowej Wielkopolski, obejmującego zachodnią część Kotliny Kolskiej wraz z przyległymi do niej fragmentami sąsiadujących mezoregionów (ryc. 2.9). Bardziej równomierne rozmieszczenie konturów gleb organicznych na obszarach morenowych i sandrowych w porównaniu z obszarami pradolinowymi, związane z występowaniem w lokalnych obniżeniach terenu i rynnach pradolinowych, jest w tym przypadku tożsame z tym opisanym dla mezoregionów położonych na północ i północny wschód od omawianego obszaru środkowej Wielkopolski (Sykuła, 2020).

Należy jednak wyraźnie podkreślić, że obszary te należy traktować – jak wspomniano powyżej – raczej jako tereny ze znaczącym udziałem gleb organicznych i organicznomineralnych niż zwarte ich areale. Wynika to przede wszystkim z dużego tempa ich ewolucji (degradacji) w porównaniu z glebami mineralnymi, a co za tym idzie – stosunkowo szybkiej dezaktualizacji informacji o zasięgach tych gleb zawartych na istniejących materiałach kartograficznych (Sykuła, 2020; Kabała i in., 2022).



Ryc. 2.10. Łąki na glebach murszowych w Dolinie Środkowej Noteci – krajobraz typowy dla najniższych partii pradolinnych

Użytkowanie gleb organicznych i organiczno-mineralnych

W celu omówienia sposobu użytkowania gleb organicznych i organiczno-mineralnych na obszarze środkowej Wielkopolski określono udział poszczególnych form pokrycia terenu wg projektu Corine Land Cover 2018. Został on sfinansowany ze środków Unii Europejskiej i zrealizowany przez Instytut Geodezji i Kartografii. Wyniki projektu pozyskano ze strony internetowej Głównego Inspektoratu Ochrony Środowiska: clc.gios.gov.pl. Dane te charakteryzują się co prawda dużym stopniem generalizacji wynikającej ze skali materiałów źródłowych (Mapa gleb Polski: 1 : 500 000; CLC 2018: 1 : 250 000, min. pow. 25 ha i 100 m dokładności w położeniu), jednak analiza uzyskanych wyników już na pierwszy rzut oka pozwala stwierdzić wybitnie rolniczy charakter obszaru środkowej Wielkopolski, również w odniesieniu do gleb hydromorficznych (tab. 2.10).

Tabela 2.10. Powierzchnia zajmowana przez wybrane formy pokrycia terenu wg Corine Land Cover 2018 w obrębie konturów gleb hydromorficznych na obszarze środkowej Wielkopolski

Forma pokrycia terenu wg CLC 2018	11*		12**		11+12***	
	ha	%	ha	%	ha	%
1.1 zabudowa miejska	5 872,2	3,14	2 462,2	2,24	8 334,4	2,81
1.2 tereny przemysłowe, handlowe i komunikacyjne	831,1	0,44	308,0	0,28	1 139,1	0,38
1.3 kopalnie, wyrobiska i budowy	777,9	0,42	636,4	0,58	1 414,3	0,48
1.4 tereny zielone i wypoczynkowe	88,9	0,05	159,3	0,14	239,1	0,08
2.1 grunty orne	69 657,4	37,2	28 152,8	25,6	97 809,2	32,9
2.2 uprawy trwałe	26,1	0,01	-	-	26,1	0,01
2.3 łąki i pastwiska	46 081,9	24,6	49 786,7	45,3	95 898,6	32,3
2.4 obszary upraw mieszanych	11 379,7	6,08	4 881,19	4,44	16 260,9	5,47
3.1 lasy	49 302,3	26,3	16 478,2	15,0	65 780,5	22,2
3.2 zespoły roślinności krzewiastej i drzewiastej	2 041,5	1,09	1 701,3	1,55	3 742,8	1,26
3.3 tereny otwarte, pozbawione roślinności lub z rzadkim pokryciem roślinnym	1,8	<0,01	-	-	1,8	<0,01
4.1 śródłądowe obszary podmokłe	445,4	0,24	1 997,0	1,82	2 442,4	0,82
5.1 obszary wodne	672,4	0,36	3 308,9	3,01	3 981,2	1,34

*Powierzchnia wybranych form pokrycia terenu w obrębie konturów gleb glejowych, mułowo-glejowych, torfowo-glejowych, murszowo-glejowych i murszowato-glejowych.

**Powierzchnia wybranych form pokrycia terenu w obrębie konturów gleb wytworzonych z torfów niskich i gytii.

***Powierzchnia wybranych form pokrycia terenu w obrębie łącznej powierzchni konturów gleb hydromorficznych.

Biorąc pod uwagę ich całkowitą powierzchnię, bez podziału na kompleksy gleb organiczno-mineralnych (glejowych, mułowo-glejowych itd.) oraz organicznych (wytworzonych z torfów niskich i gytii), dominującym typem użytkowania w 2018 roku były grunty orne, stanowiące prawie 33% ich powierzchni. Kolejna pod względem udziału forma pokrycia terenu to łąki i pastwiska, zajmujące podobną powierzchnię – ok. 32%. Wspomniane wyżej rolnicze formy użytkowania stanowiły łącznie 2/3 całkowitej powierzchni tych konturów. W odniesieniu do obszarów torfowiskowych reprezentowanych przez kontury gleb wytworzonych z torfów niskich i gytii wyróżniono trzy główne typy: łąki kośne, pastwiska oraz grunty orne. Spośród wymienionych typów zdecydowanie dominują użytki zielone (ok. 45% powierzchni tych konturów), natomiast wyraźnie najmniej obszarów zajmują grunty orne (24% powierzchni). W tym miejscu należy zwrócić uwagę na tendencję zmian w użytkowaniu obszarów gleb hydromorficznych. Na terenie środkowej Wielkopolski zostało to udokumentowane np. dla Doliny Grójeckiej leżącej na wschód od Konina. Udział gruntów ornych w stosunku do całkowitej powierzchni badanego obszaru wzrósł tam z 9,4% w roku 1981 do 18,7% w roku 2012 (Glina i in., 2019b). Jest to trend obserwowany także na innych rolniczo użytkowanych obszarach torfowiskowych w Polsce (Sykuła, 2020; Kotowski, 2021). Określone zmiany w strukturze użytkowania mają również przełożenie na sposób gospodarowania przestrzenią, a co za tym idzie na finanse publiczne – przez niezgodne ze stanem faktycznym naliczanie podatku rolnego (Sykuła, 2020). Kolejnym dowodem na wysoki stopień antropopresji, jakiej poddane są na obszarze środkowej Wielkopolski tereny zajmowane przez gleby organiczne i organiczno-mineralne, jest znikomy udział śródlądowych obszarów podmokłych (tab. 2.10). Stanowi on zaledwie 0,24% w odniesieniu do powierzchni konturów gleb glejowych, mułowo-glejowych, murszowo-glejowych, torfowo-glejowych i murszowato-glejowych oraz 1,82% łącznej powierzchni konturów gleb wykształconych z torfów niskich i gytii (średnio 0,82% łącznej powierzchni wszystkich konturów gleb hydromorficznych). Z drugiej strony Ilnicki i in. (2004) opisali proces ekstensyfikacji użytkowania łąk i pastwisk lub nawet wyłączenia z rolniczego użytkowania części dużych torfowisk (np. w Dolinie Noteci), wskazując jednak na wzrost powierzchni użytkowanych jako grunty orne w przypadku torfowisk zanikających (Ilnicki i in., 2004; 2017a).

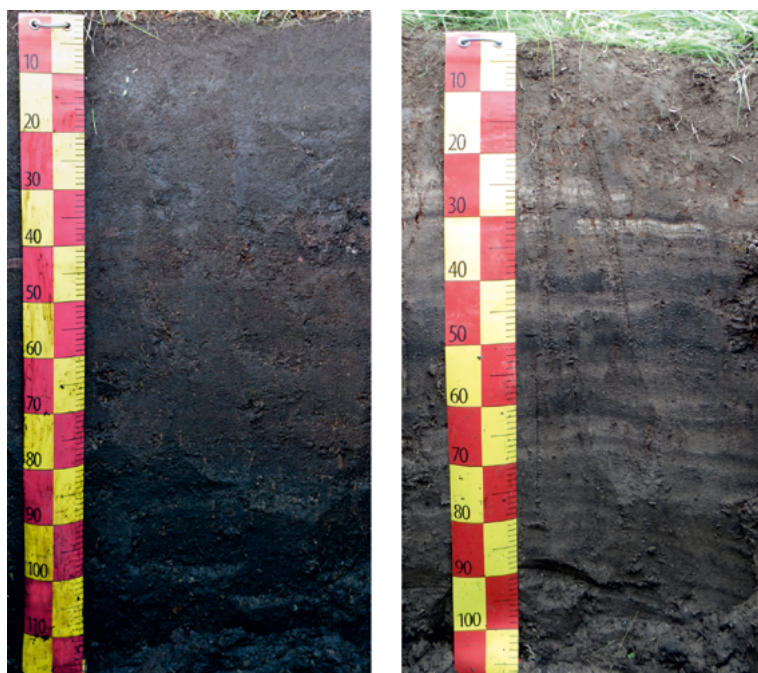
Wybrane właściwości gleb organicznych i organiczno-mineralnych

Badania gleb hydromorficznych na terenie środkowej Wielkopolski dotyczyły przede wszystkim dużych, stosunkowo zwartych konturów, związanych z takimi formami rzeźby terenu jak dna wspomnianych już wcześniej pradolin i rynien subglacialnych. W obrębie największej ze wspomnianych form, czyli Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, badania gleb organicznych i organiczno-mineralnych

prowadzone były w bardzo szerokim ujęciu. W jej środkowej części, na obszarze Kotliny Gorzowskiej i przy jej styku z Doliną Środkowej Noteci badane były przede wszystkim relacje między glebami organicznymi i porastającymi je zbiorowiskami roślinnymi. Były to przede wszystkim średniogłębokie i głębokie gleby murszowe, wytworzone z torfów saprowych i hemowych (m. in. Kaczmarek i in., 2010; Grzelak i in., 2011; 2013; Kaczmarek i in., 2017). Cechowały się one zmienną zawartością materii organicznej zarówno w poziomach powierzchniowych (mursze i materiały murszowate: ok. 90–600 g·kg⁻¹), jak i podpowierzchniowych (torfy niskie, często zamulone: 200–850 g·kg⁻¹). W profilach, w których materiały organiczne miały miąższość mniejszą niż 150 cm, były one podścielone piaskiem luźnym o genezie aluwialnej. Gleby te cechowały się najczęściej odczynem lekko kwaśnym do obojętnego. Gleby hydromorficzne centralnej części Doliny Środkowej Noteci były badane w ubiegłym już stuleciu w kontekście składu chemicznego substancji organicznej (Marcinek, 1960) oraz oceny ich genezy i ewolucji (Marcinek i Komisarek, 1989). W ostatnich latach gleby organiczne tego obszaru były przedmiotem badań pracowników i doktorantów Katedry Gleboznawstwa i Mikrobiologii UP w Poznaniu (materiały nieopublikowane). Gleby tej części Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej – w porównaniu z jej zachodnią częścią zawierającą się w granicach środkowej Wielkopolski – cechowały się mniej zróżnicowaną zawartością materii organicznej, zarówno w poziomach powierzchniowych, najczęściej zmurszałych (od około 500 do ponad 900 g·kg⁻¹), jak i podpowierzchniowych (650–920 g·kg⁻¹), zbudowanych z torfów niskich o różnym stopniu rozkładu oraz miejscowo z utworów gytiowych o stosunkowo wysokiej zawartości węgla wapnia (ryc. 2.11). Gleby te charakteryzowały się najczęściej odczynem obojętnym.

Kolejnym obszarem o istotnej liczbie prac dotyczących gleb organicznych i organicznomineralnych jest położona bardziej na południe Dolina Obry. Wybrane profile gleb torfowych tego regionu badano – podobnie jak opisane powyżej gleby Doliny Noteci – pod względem chemizmu substancji organicznych (Marcinek, 1960). Były to gleby wytworzone z silnie rozłożonych torfów olesowych i utworów mułowych (Terespol) oraz słabo rozłożonych torfów turzycowych (Wielichowo), bez oznak zmurszenia, o zawartości materii organicznej wynoszącej odpowiednio 293–741 i 426–767 g·kg⁻¹ oraz odczynie lekko kwaśnym do zasadowego. Z tego obszaru pochodzą również badania dotyczące degradacji gleb organicznych po ich odwodnieniu (Marcinek i Spychalski, 1998) oraz badania płytkich gleb murszowych i gruntowo-glejowych murszowych powstałych w wyniku przemian pedogenicznych zachodzących w płytkich utworach organicznych (Marcinek i Spychalski, 1976).

Kotlina Kolska, podobnie jak jednostki wymienione powyżej, jest mezoregionem o dobrze udokumentowanej badaniami pokrywie gleb organicznych. Płytkie, wyraźnie zmurszałe gleby wytworzone z torfów i utworów mułowych były



Ryc. 2.11. Profile glebowe reprezentujące gleby organiczne Doliny Noteci. Po lewej – gleba murszowa hemowa, po prawej – gleba gytowa murszowa

badane m.in. pod kątem ich właściwości wodnych (Owczarzak i in., 2003), budowy morfologicznej (Gajewski, 2005) oraz wpływu długotrwałego odwodnienia na zasoby materii organicznej (Glina i in., 2016; Glina i in., 2019a). Poza wspomnianą już mniejszą miąższością utworów organicznych charakteryzowały się one – w porównaniu z glebami uprzednio omawianych mezoregionów – mniejszą zawartością materii organicznej, nieprzekraczającą na ogół $450 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$. Wśród pozostałych prac dotyczących gleb organicznych większych dolin rzecznych uwagę zwraca pozycja dotycząca relacji między glebami murszowymi a porastającymi je zbiorowiskami roślinnymi w dolinie Warty w rejonie Poznania. Gajewski i in. (2018) badali na tym obszarze średniogłębokie i głębokie gleby murszowe utworzone z torfów hemowych o wyraźnie wyższej zawartości materii organicznej niż gleby Doliny Grójeckiej, tj. wynoszącej $321\text{--}756 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$.

Właściwości gleb organicznych obszarów pojeziernych środkowej Wielkopolski nie skupiały się wokół żadnego obszaru w takim stopniu jak te dotyczące terenów dolin rzecznych. Cierniewski (1981) udokumentował zmienność przestrzenną gleb organicznych w Dolinie Cybiny na Równinie Wrzesińskiej.

Opisywał on dla tego obszaru głębokie gleby organiczne wytworzone z silnie rozłożonych torfów turzycowiskowych, średnio rozłożonych torfów turzycowisko-mechowiskowych oraz wykształcone z utworów gytiovych. We wschodniej części regionu Jakubus (2015) podejmowała badania dotyczące udziału różnych form fosforu w glebach organicznych i organiczno-mineralnych Pojezierza Kujawskiego.

Osobną grupę stanowią prace dotyczące nie tyle samych gleb, co obszarów torfowiskowych Wielkopolskich Parków Krajobrazowych. W Puszczy Zielonka (Ilnicki i in., 2017b) dominowały torfowiska niskie, którym towarzyszyły nieliczne torfowiska przejściowe (zbudowane przede wszystkim z torfów szuwarowych i turzycowiskowych). Średnia miąższość torfu wynosiła ok. 1,5 m i często był on podścielony gytią. W Sierakowskim Parku Krajobrazowym (Ilnicki i in., 2017c) opisywano niewielkie torfowiska niskie, głównie o powierzchni poniżej 5 ha (tylko 10 obiektów w tym parku przekraczało 30 ha). W budowie tych torfowisk dominowały torfy: olesowy, mechowiskowy, turzycowo-szuwarowy i turzycowiskowy. Materiały torfowe zalegały bezpośrednio na gytii wapiennej lub ilastej o miąższości 1,7–2,5 m. Podobnie jak poprzednio, niewielkie torfowiska niskie (o pow. nieprzekraczającej 5 ha) występowały również w obrębie Rogalińskiego Parku Krajobrazowego (Ilnicki i in., 2017a). Były to turzycowo-mechowiskowe, olesowe (silnie rozłożone) oraz turzycowiskowe płytkie torfy (do ok. 1 m) podścielone gytią detrytusową. Na obszarze Powidzkiego Parku Krajobrazowego (Ilnicki i in., 2017d) udokumentowano 146 torfowisk o łącznej powierzchni 1169 ha oraz gytioviska o powierzchni 103,25 ha. Dominowały wśród nich torfowiska niskie, zasilane przez eutroficzne wody gruntowe o średniej miąższości złoża wynoszącej nieco ponad 1 m. Złoża torfu turzycowiskowego, turzycowo-mechowiskowego, turzycowo-szuwarowego, olesowego podścielone były głównie przez gytie wapienną, organiczno-wapienną i ilasto-wapienną. Najgłębsze torfowiska (3,5–7 m) znajdowały się na południe od Powidza. Natomiast największe gytiovisko (pow. 68 ha) znajdowało się nad jeziorem Skorzęcińskim.

2.2. Gleby siedlisk leśnych

2.2.1. Przestrzenne zróżnicowanie pokrywy glebowej terenów leśnych

Gleby leśne Wielkopolski nie doczekały się dotychczas syntetycznego opracowania. Częstkowe informacje o ich przestrzennym zróżnicowaniu, udziale poszczególnych typów i podtypów oraz właściwościach można natomiast znaleźć w opracowaniach siedliskowych wykonywanych dla poszczególnych nadleśnictw, zgodnie z metodyką opisaną w instrukcjach wyróżniania i kartowania siedlisk

leśnych, właściwych dla danego roku sporządzania opracowań siedliskowych (IUL, 1981; 2003; 2012). Na przestrzeni lat prace te były nazywane w różnoraki sposób (prace glebowe, glebowosiedliskowe, glebowo-siedliskowe, siedliskowe). Zmieniały się też kryteria opisu gleb wraz z kolejnymi wydaniem klasyfikacji gleb leśnych (KGL, 1948; 1969; 1973; 2000), ale istotą tych prac był zawsze typ siedliskowy lasu – abstrakcyjna jednostka grupująca lasy o podobnej produktywności. W określaniu typu siedliskowego lasu (TSL) gleba jest tylko jednym z elementów – obok składu gatunkowego runa i cech drzewostanu – służącym ocenie TSL, przy czym nie zawsze stanowi element najważniejszy.

W pracach siedliskowych od ponad 20 lat obowiązuje Klasyfikacja gleb leśnych Polski (KGL, 2000), co teoretycznie zapewnia porównywalność opisywanych jednostek glebowych w badaniach, które z założenia mają być powtarzane co 30 lat. W praktyce interpretację wyników utrudniają zmieniające się kryteria zapisu wyników prac siedliskowych, co opisali Konatowska i Rutkowski (2022). Z punktu widzenia interpretacji danych dotyczących zróżnicowania pokrywy glebowej obszarów leśnych należy zwrócić uwagę na rodzaj oraz gęstość punktów badań zakładanych w pracach siedliskowych, w których wyróżnia się trzy rodzaje powierzchni badawczych: pomocniczą, podstawową i wzorcową. Zgodnie z IUL (2012) powierzchnia pomocnicza w zakresie opisu gleby to płytko odkrywka glebowa – do 0,5 m, pogłębiona wierceniem do 2,0 m w utworach luźnych, a w utworach zwięzłych do 1,5 m. Powierzchnia podstawowa i wzorcowa to głęboko odkrywka glebowa – do 2,0 m w utworach luźnych, a w utworach zwięzłych do 1,5 m, pogłębiona wierceniem do 2,0 m. Powierzchnie te różnią się także zakresem wykonywanych analiz glebowych, co opisano w rozdziale 2.2.2 „Właściwości gleb leśnych”.

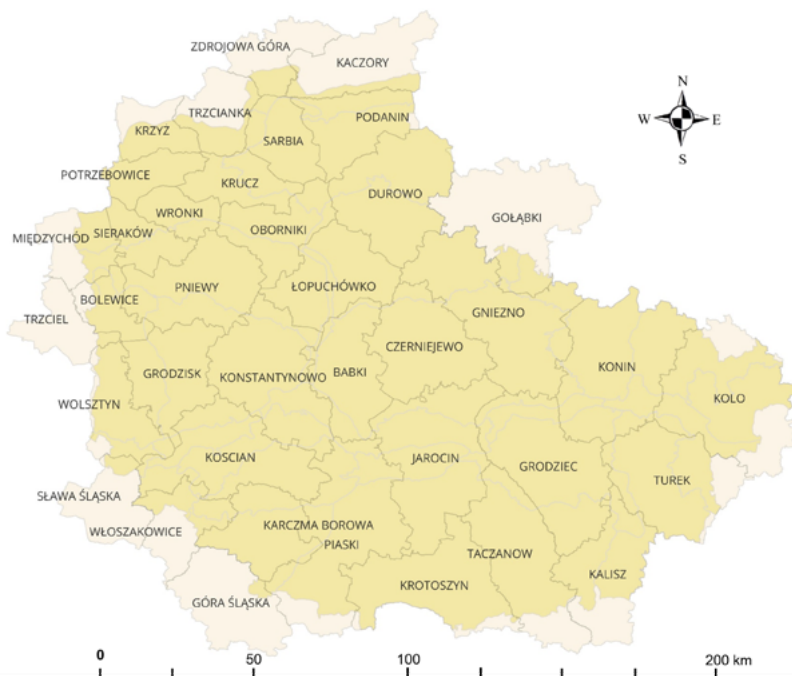
W pracach siedliskowych stosuje się cztery stopnie zagęszczenia sieci punktów badań, w zależności od zróżnicowania warunków siedliskowych. Charakterystykę stopni zagęszczenia oraz orientacyjny obszar, na jaki powinna przypadać jedna typologiczna powierzchnia siedliskowa przy sporządzaniu map w skali 1 : 5000, podano w tabeli 2.11 (wg IUL, 2012).

Dane zawarte w tabeli 2.11 przytoczono w celu zobrazowania wagi prac siedliskowych w rozpoznaniu pokrywy glebowej obszarów leśnych. Przy tak skonstruowanej siatce zagęszczenia punktów badawczych można przyjąć, że zróżnicowanie typów i podtypów gleb, ich skład granulometryczny ustalany organoleptycznie oraz podawany na tej podstawie utwór geologiczny dokumentowane są za pomocą powierzchni pomocniczych z dokładnością 1 punktu na 4–12 ha. Szerszy zakres danych, obejmujący analizy laboratoryjne opisane w rozdziale 2.2.2, dostępny jest z powierzchni podstawowych, z których jedna przypada na 20–80 ha. Pełny zakres analiz obowiązujący w pracach siedliskowych dotyczy powierzchni wzorcowych, wybieranych w przybliżeniu z co trzeciej powierzchni podstawowej.

Tabela 2.11. Stopnie zagęszczenia dla typologicznych powierzchni siedliskowych w zależności od zróżnicowania warunków siedliskowych oraz liczby i wielkości kompleksów leśnych

Stopnie zagęszczenia	Charakterystyka terenu	Obszar w ha przypadający na powierzchnię typologiczną	
		podstawową	pomocniczą
I – obszary o małym zróżnicowaniu	duże powierzchnie dawnych teras akumulacyjnych, rozległe obszary sandrowe rozciągające się na dalekim przedpolu moren czołowych; tereny górskie o jednolitej budowie geologicznej (struktury płytowe i płaszczynowe), płaskowyże i rozległe stoki	60–80	8–12
II – obszary o średnim zróżnicowaniu	tereny teras akumulacyjnych wykazujące mozaikowaty układ gleb i siedlisk, np. występowanie bagien i siedlisk wilgotnych pośród siedlisk świeżych, sandry w strefie przyległej do moreny czołowej, płaskie powierzchnie moreny dennej, większość obszarów górskich	40–60	6–8
III – obszary o dużym zróżnicowaniu	niejednorodne glebowo wzgórza młodoglacjalnych moren czołowych, urozmaicone tereny wyżynne i górskie	20–40	4–6
IV – obszary o dużej liczbie małych kompleksów leśnych	tereny (nadleśnictwa) obejmujące bardzo dużo małych kompleksów leśnych	kompleks powyżej 20	w ramach kompleksu leśnego w każdym wydzieleniu siedliskowym

Biorąc pod uwagę podane wcześniej zastrzeżenia, poniżej zaprezentowano udział typów i podtypów gleb opisanych w toku prac siedliskowych oraz ich przestrzenne rozmieszczenie dla obszaru środkowej Wielkopolski. Przytoczone w tabelach i na rycinach dane opracowano na podstawie materiałów uzyskanych z Banku Danych o Lasach, udostępnionych za zgodą Dyrektora Generalnego Lasów Państwowych przez Biuro Urządzania Lasu i Geodezji Leśnej wg stanu na 2022 r. Dane uzyskano w postaci warstwy geometrycznej lasów pozostających w zarządzie Państwowego Gospodarstwa Leśnego Lasy Państwowe wraz z bazą danych w formatach: .prj, .sbn, .sbn i .shx. Uzyskane dane zostały przetworzone w programie ArcGIS 10.1 zgodnie z umową licencyjną (E203 24.04.2012) pomiędzy Uniwersytetem Przyrodniczym w Poznaniu a Environmental System Research Institute, Inc. (ESRI). Wyniki opracowano w formie graficznej oraz w postaci tabeli atrybutów zapisanej w ArcGIS jako plik .dbf. Ostatecznie tabela atrybutów została wyeksportowana do Excela, gdzie sporządzono zestawienia prezentowane w pracy.



Ryc. 2.12. Nadleśnictwa obszaru objętego opracowaniem

Lasy objęte opracowaniem wchodzą w skład pięciu Regionalnych Dyrekcji Lasów Państwowych (ryc. 2.12):

- RDLP Piła (nadleśnictwa: Durowo, Kaczory, Krucz, Krzyż, Podanin, Potrzebowice, Sarbia, Trzcianka, Wronki, Zdrojowa Góra);
- RDLP Poznań (nadleśnictwa: Babki, Czarniejewo, Gniezno, Grodziec, Grodzisk, Jarocin, Kalisz, Karczma Borowa, Koło, Konin, Konstantynowo, Koscian, Łopuchówko, Oborniki, Piaski, Pniewy, Sieraków, Taczanów, Turek, Włoszakowice, Krotoszyn);
- RDLP Szczecin (nadleśnictwa: Bolewice, Międzychód, Trzciel);
- RDLP Toruń (Nadleśnictwo Gołąbki);
- RDLP Zielona Góra (nadleśnictwa Sława Śląska, Wolsztyn).

Na przynależność obszaru objętego opracowaniem do pięciu Regionalnych Dyrekcji Lasów Państwowych zwrócono uwagę ze względu na różny stopień zaawansowania prac siedliskowych w poszczególnych RDLP oraz zróżnicowany sposób przedstawiania wyników prac siedliskowych przez wykonawców wyłanianych w ramach danej RDLP. Rozproszenie to utrudnia także dostęp do

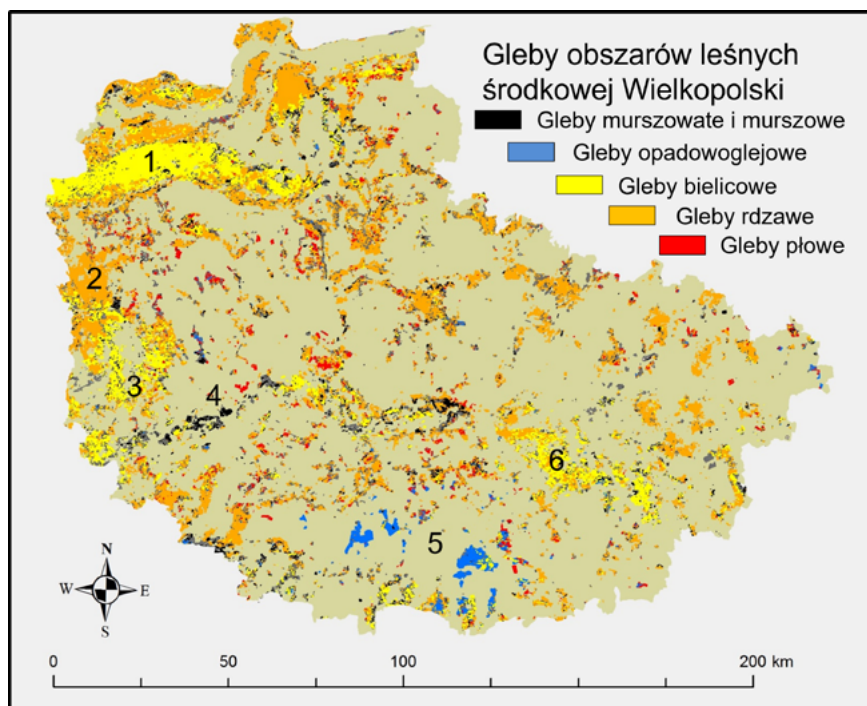
Tabela 2.12. Udział powierzchniowy (ha) i procentowych typów gleb w obszarze objętym opracowaniem

Typ gleby (KGLP 2000)	Symbol	Powierzchnia [ha]	Udział procentowy
Rdzawe	RD	237 133,29	48,14
Bielicowe	B	122 130,96	24,79
Murszowate i murszowe	M	22 416,03	4,55
Płowe	PŁ	22 422,68	4,55
Gruntowoglejowe	G	16 993,34	3,45
Brunatne	BR	16 226,35	3,29
Opadowoglejowe	OG	15 588,31	3,16
Arenosole	AR	10 919,73	2,22
Torfowe	T	7 403,23	1,50
Czarne ziemie	CZ	6 573,66	1,33
Mady	MD	4 376,43	0,89
Kulturoziemne	AK	3 811,47	0,77
Deluwialne	D	2 766,34	0,56
Gleby industrio- i urbanoziemne	AU	1 858,4	0,38
Mułowe	MŁ	1 164,6	0,24
Pararędziny	PR	330,93	0,07
Czarnoziemy	C	263,85	0,05
Ochrowe	OC	177,08	0,04
Rędziny*	R*	80,3	0,02
Suma końcowa		492 636,98	100,00

*Obecność rędzin w obszarze Wielkopolski może wynikać z błędu w bazie danych, gdzie zamiast gleb rdzawych (RD) wpisano symbol R.

materiałów źródłowych będących w posiadaniu RDLP lub wykonawców. Niemniej Bank Danych o Lasach, który zbiera informacje z poszczególnych nadleśnictw, pozwala na syntezę podstawowych danych, przedstawioną w dalszej części opracowania. Na tej podstawie w tabeli 2.12 podano udział typów gleb wyróżnionych w opracowaniach siedliskowych, a na ryc. 2.13 przestrzenne zróżnicowanie typów gleb terenów leśnych w obszarze objętym opracowaniem.

Jak wynika z danych przedstawionych w tabeli 2.12 oraz na ryc. 2.13 w lasach środkowej Wielkopolski dominują gleby rdzawe, rozproszone po całym obszarze objętym opracowaniem. Drugie pod względem udziału gleby bielicowe koncentrują się w rejonach Puszczy Noteckiej oraz w nadleśnictwach Grodzisk i Grodziec. Na tle mapy Wielkopolski wyróżniają się też gleby opadowoglejowe związane z Płytą Krotoszyńską, opisane przez Rutkowskiego (2016). Zaznacza się także znaczący udział gleb murszowatych i murszowych w Nadleśnictwie Kościan, w kompleksach leśnych położonych między północnym i południowym Kanałem Obrzy.



Ryc. 2.13. Przestrzenne zróżnicowanie typów gleb terenów leśnych w obszarze objętym opracowaniem; z uwagi na drobnopowierzchniowy udział pozostałych typów w legendzie uwzględniono tylko dominujące typy gleb

2.2.2. Właściwości gleb leśnych

Jak wspomniano w rozdziale 2.2.1, dane dotyczące gleb zawarte w pracach siedliskowych dokumentowane są trzema rodzajami punktów badawczych: powierzchniami pomocniczymi, podstawowymi i wzorcowymi. Powierzchnie pomocnicze nie mają danych pochodzących z analiz laboratoryjnych. Opisu gleby dokonuje się organoleptycznie, podając typ i podtyp gleby, jej uziarnienie oraz utwór geologiczny. Za pomocą kwasomierza Helliga określa się odczyn gleby, a przy $\text{pH} > 6.0$ sprawdza się także zawartość CaCO_3 z wykorzystaniem HCl . Dla powierzchni podstawowych oznacza się laboratoryjnie pH , określa zawartość CaCO_3 metodą Scheiblera oraz analizuje się skład granulometryczny gleby zgodnie z normą PN-R-04032:1998. Pełny zestaw analiz określany Instrukcją urzędowania lasu (2012) wykonuje się dla powierzchni wzorcowych. Liczba analizowanych w ten sposób próbek wynosi odpowiednio: dla nadleśnictw o powierzchni do 16 tys. ha – około 400, a w obiektach o powierzchni powyżej 16 tys. ha – około 500 (z tolerancją $\pm 5\%$).

Tabela 2.13. Udział powierzchniowy (ha) i procentowy utworów geologicznych w obszarze objętym opracowaniem

Utwór geologiczny	Symbol	Powierzchnia [ha]	Udział procentowy
Piaski wodnolodowcowe	Qfgp	150 988,55	30,65
Piaski rzeczne	Qfp	101 264,69	20,55
Piaski zwałowe	Qp	86 356,78	17,53
Piaski eoliczne	Qep	45 644,18	9,26
Gliny zwałowe	Qg	41 738,10	8,47
Piaski wydmore	Qwp	30 058,75	6,10
Mursze	Qms	14 113,46	2,86
Piaski jeziorne	Qlip	7 517,02	1,53
Torfy	Qt	6 281,68	1,27
Utwory deluwialne	Qd	2 997,11	0,61
Mady rzeczne	Qmd	2 367,15	0,48
Iły zastoiskowe	Qbi	751,90	0,15
Piaski stożków napływowych	Qsp	513,57	0,10
Gytie	Qgy	226,50	0,05
Namuły	Qn	26,92	0,01
Brak danych	b.d.	1 865,58	0,38
Suma końcowa		492 711,94	100,00

Właściwości gleb leśnych obszaru objętego opracowaniem wiążą się z budową geologiczną środkowej Wielkopolski. Tworzą je na ogół utwory piaszczyste różnego pochodzenia (tab. 2.13). Mapę utworów geologicznych przedstawiono na ryc. 2.14.

Z utworami geologicznymi podanymi w tabeli 2.13 skorelowane jest uziarnienie gleb leśnych. Z uwagi na duże zróżnicowanie w siedliskoznawstwie leśnym uziarnienie gleb grupuje się w jednostkę zwaną gatunkiem gleby. Grupy i podgrupy granulometryczne utworów organicznych i mineralnych służące do określania gatunków gleb leśnych w pracach siedliskowych oraz ich symbole zawarte są w Instrukcji urządzania lasu (IUL, 2012). W zapisie gatunku podaje się od jednej do trzech podgrup granulometrycznych, rozdzielonych ukośnikami oznaczającymi zmiany uziarnienia z uwzględnieniem następujących przedziałów głębokości:

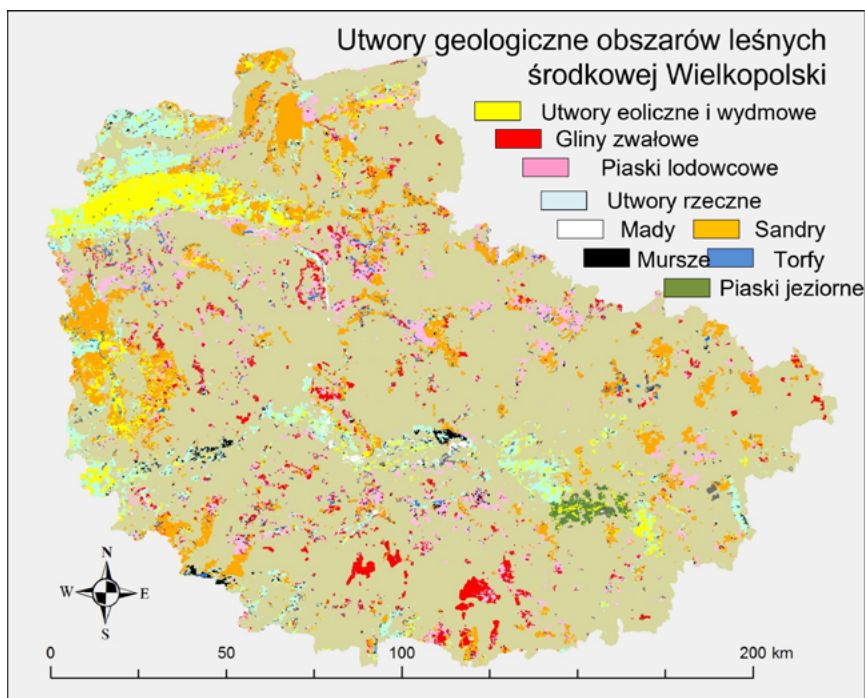
- w utworach mineralnych

/ - do 40 cm,

// - od 41 do 80 cm,

/// - od 81 do 160 cm,

//// - poniżej 160 cm;



Ryc. 2.14. Rozmieszczenie powierzchniowych utworów geologicznych

- w utworach organicznych

/ - do 80 cm,

// - od 81 do 130 cm,

/// - poniżej 130 cm.

Przykładowy zapis gatunku gleby może być następujący: pg/pl///gp, co oznacza: piasek gliniasty (do 0,4 m) zalegający na piasku luźnym (do 1,6 m), podścielony gliną piaszczystą.

Zgodnie z takim systemem zapisu uziarnienia gleb leśnych w obszarze objętym opracowaniem wyróżniono 1770 gatunków gleb. W tabeli 2.14 podano dominujące jednostki.

Jak wspomniano w rozdziale 2.2.1, zawartość elaboratów siedliskowych, stanowiących syntezę opracowań sporządzanych dla każdego z nadleśnictw w Polsce, różni się pod względem dostępnych danych zależnie od wykonawcy opracowania. W tabeli 2.15 podano sposób opisu opracowany przez poznański oddział Biura Urządzania Lasu i Geodezji Leśnej (BULiGL, 2005) dla Nadleśnictwa Sieraków oraz zakres właściwości dla dominujących w nadleśnictwie gleb rdzawych.

Tabela 2.14. Udział procentowy gatunków gleb leśnych w obszarze objętym opracowaniem

Gatunek gleby	Symbol	Udział procentowy
Piasek luźny całkowity	pl	52,1
Piasek słabogliniasty (do 0,4 m) na piasku luźnym	ps/pl	7,6
Piasek gliniasty	pg	6,1
Piasek słabogliniasty (do 0,8 m) na piasku luźnym	ps//pl	5,3
Piasek słabogliniasty	ps	4,5
Piasek luźny i słabogliniasty	pls	2,6
Mursz	ms	1,8
Torf niski	tn	0,7
Piasek luźny z przewarstwieniami lub gniazdami utworów zwięźlejszych	plm	0,7
Gлина piaszczysta (do 0,4 m) na glinie piaszczysto-ilastej	gp/gpi	0,5
Pozostałe		18,1
Suma końcowa		100,0

Tabela 2.15. Zestawienie zbiorcze analitycznych elementów gleby dla gleb rdzawych w Nadleśnictwie Sieraków (BULiGL, 2005)

Jednostki siedliskowe		RD	RDb	RDw	RDbR
		średnio (min-max)			
liczba pow.		26	10	6	10
Odczyn gleby pH w H ₂ O	O	3,1-3,9	3,1-3,7	3,5-3,9	
	A	3,8-5,2		4,1-5,1	3,8-5,2
	AEes	3,7-4,8	3,7-4,8		
	BhfeBv	4,7-4,8	4,7-4,8		
	BbrBv	4,5-5,7			4,5-5,7
	B	4,4-5,7	4,4-5,4	4,7-5,3	5,2-5,7
	C	4,6-6,8	4,6-6,4	5,0-6,5	5,1-6,8
	C2	5,0-5,8			5,0-5,8
	Cca	7,1-8,6			7,1-8,6
	C2ca	7,5-7,5			7,5-7,5
Odczyn gleby pH w KCl	O	2,6-3,2	2,6-2,9	2,8-3,2	
	A	3,3-4,2		3,5-4,2	3,3-4,2
	AEes	3,1-4,1	3,1-4,1		
	BhfeBv	4,0-4,4	4,0-4,4		
	BbrBv	3,8-4,4			3,8-4,4
	B	4,2-4,5	4,2-4,5	4,3-4,5	4,3-4,4
	C	4,3-5,5	4,3-4,7	4,5-5,1	4,3-5,5
	C2	4,1-4,9			4,1-4,9

Jednostki siedliskowe		RD	RDb	RDw	RDbR	
		średnio (min-max)				
liczba pow.		26	10	6	10	
CaCO ₃ (%)	Cca	6,8-8,2			6,8-8,2	
	C2ca	7,2-7,2			7,2-7,2	
	Cca	3,8 (0,3-8,1)			3,8 (0,3-8,1)	
	C2ca	2,9 (0,2-5,6)			2,9 (0,2-5,6)	
Hh Kwasowość hydrolit. me/100 g gleby	O	102,05 (48,60-126,60)	113,29 (86,40-126,60)	79,58 (48,60-114,90)		
	A	5,52 (3,00-8,21)		5,25 (3,00-7,84)	5,69 (3,49-8,21)	
	AEes	9,71 (3,60-13,50)	9,71 (3,60-13,50)			
	BhfeBv	4,49 (2,89-6,08)	4,49 (2,89-6,08)			
	BbrBv	2,92 (2,03-4,01)			2,92 (2,03-4,01)	
	B	2,57 (1,84-3,83)	2,83 (2,29-3,83)	2,43 (1,99-2,85)	2,08 (1,84-2,51)	
	C	1,14 (0,68-1,58)	1,26 (0,90-1,58)	0,92 (0,83-1,05)	1,15 (0,68-1,50)	
	C2	1,28 (1,01-1,54)			1,28 (1,01-1,54)	
	Cca	0,77 (0,45-1,58)			0,77 (0,45-1,58)	
	C2ca	0,81 (0,68-0,94)			0,81 (0,68-0,94)	
	K+ - Potas Kationy wymienne me/100 g gleby	O	0,594 (0,300-0,820)	0,635 (0,470-0,820)	0,513 (0,300-0,670)	
		A	0,059 (0,030-0,130)		0,047 (0,030-0,080)	0,066 (0,030-0,130)
		AEes	0,052 (0,030-0,070)	0,052 (0,030-0,070)		
		BhfeBv	0,030 (0,020-0,040)	0,030 (0,020-0,040)		
BbrBv		0,038 (0,020-0,060)			0,038 (0,020-0,060)	
B		0,028 (0,020-0,040)	0,027 (0,020-0,030)	0,030 (0,020-0,040)	0,030 (0,020-0,040)	
C		0,027 (0,010-0,080)	0,023 (0,020-0,030)	0,020 (0,010-0,030)	0,044 (0,030-0,080)	
C2		0,027 (0,020-0,030)			0,027 (0,020-0,030)	
Cca		0,066 (0,030-0,150)			0,066 (0,030-0,150)	

Jednostki siedliskowe		RD	RDb	RDw	RDbR	
		średnio (min-max)				
liczba pow.		26	10	6	10	
Na+ - Sód Kationy wymienne me/100 g gleby	C2ca	0,070 (0,030-0,110)			0,070 (0,030-0,110)	
	O	0,433 (0,110-0,900)	0,475 (0,190-0,900)	0,350 (0,110-0,500)		
	A	0,053 (0,020-0,080)		0,053 (0,020-0,080)	0,053 (0,020-0,070)	
	AEes	0,060 (0,030-0,080)	0,060 (0,030-0,080)			
	BhfeBv	0,040 (0,020-0,060)	0,040 (0,020-0,060)			
	BbrBv	0,043 (0,020-0,070)			0,043 (0,020-0,070)	
	B	0,046 (0,020-0,060)	0,051 (0,020-0,060)	0,040 (0,020-0,050)	0,040 (0,030-0,050)	
	C	0,043 (0,010-0,080)	0,044 (0,020-0,080)	0,040 (0,010-0,060)	0,046 (0,030-0,070)	
	C2	0,047 (0,030-0,060)			0,047 (0,030-0,060)	
	Cca	0,112 (0,050-0,240)			0,112 (0,050-0,240)	
	C2ca	0,100 (0,040-0,160)			0,100 (0,040-0,160)	
	Ca++ - Wapń Kationy wymienne me/100 g gleby	O	6,661 (2,230-9,630)	6,503 (4,170-8,690)	6,978 (2,230-9,630)	
		A	0,341 (0,040-0,910)		0,140 (0,040-0,300)	0,462 (0,270-0,910)
		AEes	0,274 (0,060-1,050)	0,274 (0,060-1,050)		
BhfeBv		0,035 (0,030-0,040)	0,035 (0,030-0,040)			
BbrBv		0,156 (0,100-0,230)			0,156 (0,100-0,230)	
B		0,060 (0,020-0,210)	0,040 (0,020-0,120)	0,063 (0,030-0,210)	0,113 (0,060-0,170)	
C		0,197 (0,020-1,660)	0,092 (0,020-0,270)	0,118 (0,040-0,420)	0,500 (0,080-1,660)	
C2		0,540 (0,300-0,760)			0,540 (0,300-0,760)	
Cca		28,348 (7,660-52,120)			28,348 (7,660-52,120)	
C2ca		32,590 (5,130-60,050)			32,590 (5,130-60,050)	

Jednostki siedliskowe		RD	RDb	RDw	RDbR	
		średnio (min-max)				
liczba pow.		26	10	6	10	
Mg++ - Magnez Kationy wymienne me/100 g gleby	O	0,991 (0,380-1,450)	1,003 (0,610-1,220)	0,968 (0,380-1,450)		
	A	0,069 (0,020-0,190)		0,042 (0,020-0,070)	0,086 (0,050-0,190)	
	AEes	0,048 (0,020-0,110)	0,048 (0,020-0,110)			
	BhfeBv	0,020 (0,010-0,030)	0,020 (0,010-0,030)			
	BbrBv	0,032 (0,020-0,060)			0,032 (0,020-0,060)	
	B	0,021 (0,010-0,050)	0,020 (0,010-0,030)	0,020 (0,010-0,050)	0,023 (0,020-0,030)	
	C	0,051 (0,010-0,390)	0,034 (0,010-0,100)	0,033 (0,010-0,130)	0,108 (0,020-0,390)	
	C2	0,093 (0,070-0,120)			0,093 (0,070-0,120)	
	Cca	0,636 (0,300-1,540)			0,636 (0,300-1,540)	
	C2ca	0,460 (0,250-0,670)			0,460 (0,250-0,670)	
	Suma kationów me/100 g gleby	O	8,68 (3,02-12,10)	8,62 (6,48-10,64)	8,81 (3,02-12,10)	
		A	0,52 (0,12-1,30)		0,28 (0,12-0,50)	0,67 (0,42-1,30)
		AEes	0,43 (0,19-1,28)	0,43 (0,19-1,28)		
BhfeBv		0,13 (0,08-0,17)	0,13 (0,08-0,17)			
BbrBv		0,27 (0,18-0,41)			0,27 (0,18-0,41)	
B		0,15 (0,08-0,35)	0,14 (0,08-0,21)	0,15 (0,10-0,35)	0,21 (0,15-0,26)	
C		0,32 (0,08-2,20)	0,19 (0,08-0,44)	0,21 (0,09-0,64)	0,70 (0,18-2,20)	
C2		0,71 (0,45-0,96)			0,71 (0,45-0,96)	
Cca		29,16 (8,24-54,05)			29,16 (8,24-54,05)	
C2ca		33,22 (5,45-60,99)			33,22 (5,45-60,99)	
Kompleks sorpcyjny me/100 g gleby		O	110,73 (51,62-136,56)	121,90 (93,34-136,56)	88,38 (51,62-124,76)	
		A	6,04 (3,12-8,99)		5,53 (3,12-8,27)	6,35 (3,91-8,99)

Jednostki siedliskowe		RD	RDb	RDw	RDbR	
		średnio (min-max)				
liczba pow.		26	10	6	10	
Ws kat (%)	AEes	10,15 (4,16-14,53)	10,15 (4,16-14,53)			
	BhfeBv	4,61 (2,97-6,25)	4,61 (2,97-6,25)			
	BbrBv	3,19 (2,21-4,23)			3,19 (2,21-4,23)	
	B	2,72 (1,99-4,04)	2,97 (2,43-4,04)	2,58 (2,09-3,20)	2,28 (1,99-2,77)	
	C	1,46 (0,95-3,70)	1,46 (1,00-1,83)	1,13 (0,95-1,47)	1,85 (1,30-3,70)	
	C2	1,98 (1,73-2,25)			1,98 (1,73-2,25)	
	Cca	29,93 (9,82-54,76)			29,93 (9,82-54,76)	
	C2ca	34,03 (6,39-61,67)			34,03 (6,39-61,67)	
	O	8,0 (5,0-14,4)	7,1 (5,0-9,6)	9,8 (5,9-14,4)		
	A	8,6 (3,3-14,7)		5,2 (3,3-10,0)	10,6 (6,9-14,7)	
	AEes	4,7 (1,8-13,5)	4,7 (1,8-13,5)			
	BhfeBv	2,7 (2,7-2,7)	2,7 (2,7-2,7)			
	BbrBv	8,8 (5,2-14,0)			8,8 (5,2-14,0)	
	B	5,7 (3,2-10,9)	4,7 (3,2-5,8)	5,7 (4,1-10,9)	9,0 (7,5-10,0)	
	C	18,3 (4,8-59,5)	12,7 (4,8-24,8)	17,2 (8,2-43,5)	30,8 (13,7-59,5)	
	C2	35,4 (26,0-48,7)			35,4 (26,0-48,7)	
	Cca	95,4 (83,9-98,7)			95,4 (83,9-98,7)	
	C2ca	92,1 (85,3-98,9)			92,1 (85,3-98,9)	
	Węgiel (%)	O	33,36 (11,29-42,89)	37,17 (28,36-42,89)	25,76 (11,29-35,19)	
		A	1,04 (0,40-1,77)		0,88 (0,43-1,34)	1,13 (0,40-1,77)
	AEes	1,77 (0,39-2,64)	1,77 (0,39-2,64)			
Próchnica	O	57,52 (19,46-73,94)	64,08 (48,89-73,94)	44,41 (19,46-60,67)		

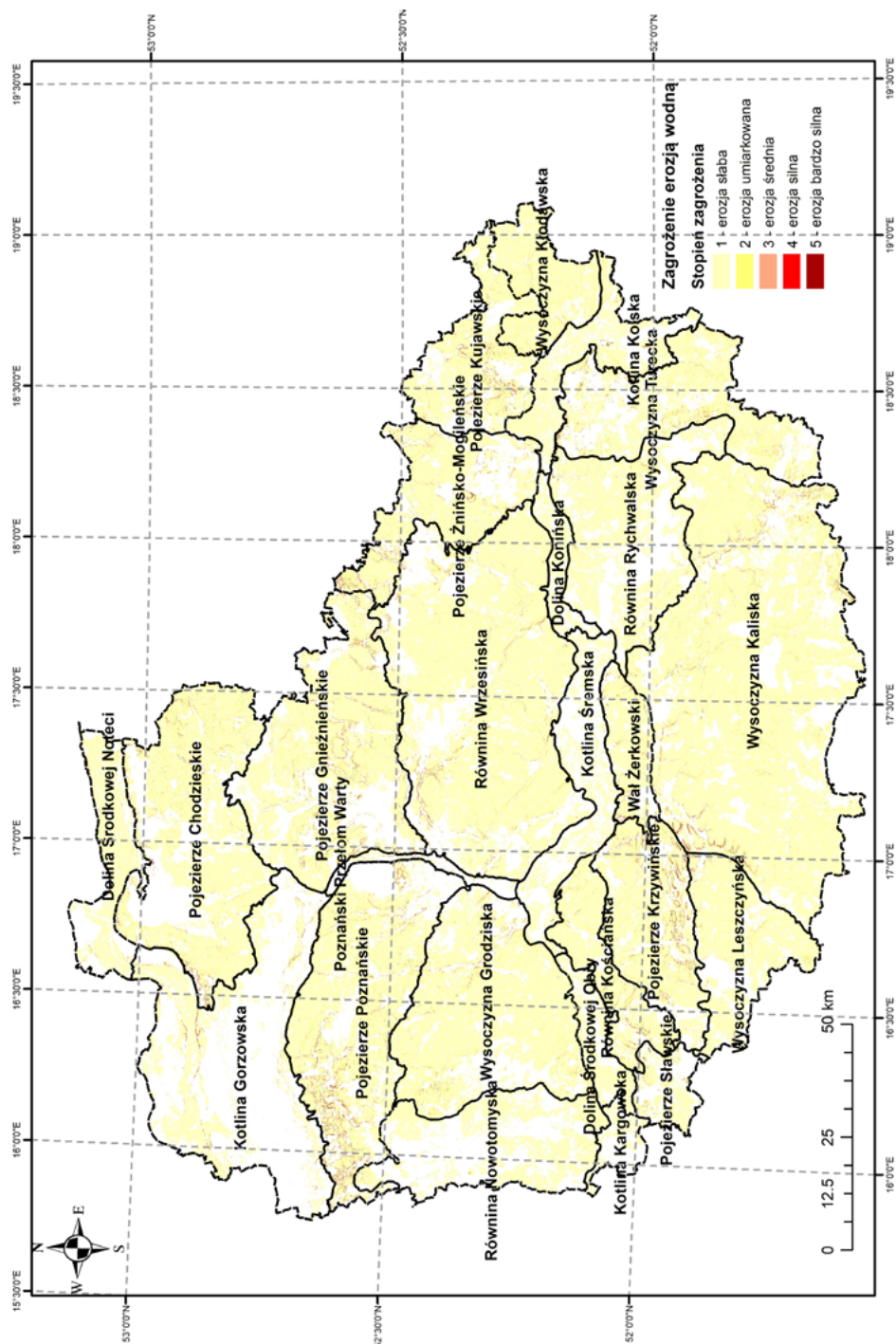
Jednostki siedliskowe		RD	RDb	RDw	RDbR
		średnio (min-max)			
liczba pow.		26	10	6	10
Azot ogólny	A	1,79 (0,69-3,04)		1,52 (0,75-2,31)	1,95 (0,69-3,04)
	AEes	3,06 (0,68-4,55)	3,06 (0,68-4,55)		
	O	1,210 (0,679-1,414)	1,272 (1,015-1,414)	1,084 (0,679-1,278)	
C/N	A	0,081 (0,033-0,147)		0,065 (0,033-0,105)	0,091 (0,038-0,147)
	AEes	0,099 (0,033-0,147)	0,099 (0,033-0,147)		
C/N	O	27,1 (16,6-31,0)	29,1 (25,5-31,0)	22,9 (16,6-27,9)	
	A	12,9 (10,3-16,1)		13,7 (11,0-16,1)	12,5 (10,3-15,1)
	AEes	17,2 (11,9-19,1)	17,2 (11,9-19,1)		

3. ANTROPOGENICZNE PRZEKSZTAŁCENIA POKRYWY GLEBOWEJ

3.1. Przekształcenia gleb na skutek intensywnego użytkowania rolniczego

3.1.1. Gleby mineralne

Człowiek w ostatnich kilkuset latach odegrał istotną rolę w kształtowaniu właściwości gleb uprawnych. Dlatego też wszystkie gleby, w których przerwano naturalne procesy glebotwórcze na skutek włączenia ich do uprawy, w mniejszym lub większym stopniu uległy przeobrażeniom antropogenicznym (Marcinek i Komisarz, 2004). Choć Wielkopolskę wylesiono w znacznym stopniu w XIII wieku, to największe zmiany zaczęto obserwować z momentem stopniowego wprowadzania rolnictwa konwencjonalnego od XIX wieku (Głodowska i Gałązka, 2018). Od tego czasu rozpoczęło się gwałtowne przekształcanie wielu właściwości gleb, a warunki powietrzno-wodno-termiczne dostosowywano do wymagań roślin uprawnych. Zwiększono głębokość orki, wprowadzono intensywne nawożenie mineralne i organiczne, nawodnienia wodami niosącymi zawiesiny oraz rozpoczęto na szeroką skalę regulację stosunków powietrzno-wodnych (odwodnienie gleb), co spowodowało zwiększenie areału gleb uprawnych oraz możliwości wprowadzenia szerszej gamy roślin uprawnych. Takie zabiegi przyczyniły się do powstania nowego układu procesów glebotwórczych i zmian kierunków ich ewolucji, przede wszystkim w obrębie gleb organicznych i czarnoziemnych. Intensyfikacja rolnictwa prowadzi najczęściej do wzrostu żyzności i produktywności gleb, ale na obszarach wrażliwych przyczynia się do znacznych przekształceń we właściwościach fizycznych, chemicznych, biologicznych i morfologii gleb. Skutkuje to pogorszeniem ich jakości i obniżeniem produktywności, a w niektórych



Ryc. 3.1. Zagrożenie erozją wodną powierzchniową gleb użytków rolnych środkowej Wielkopolski

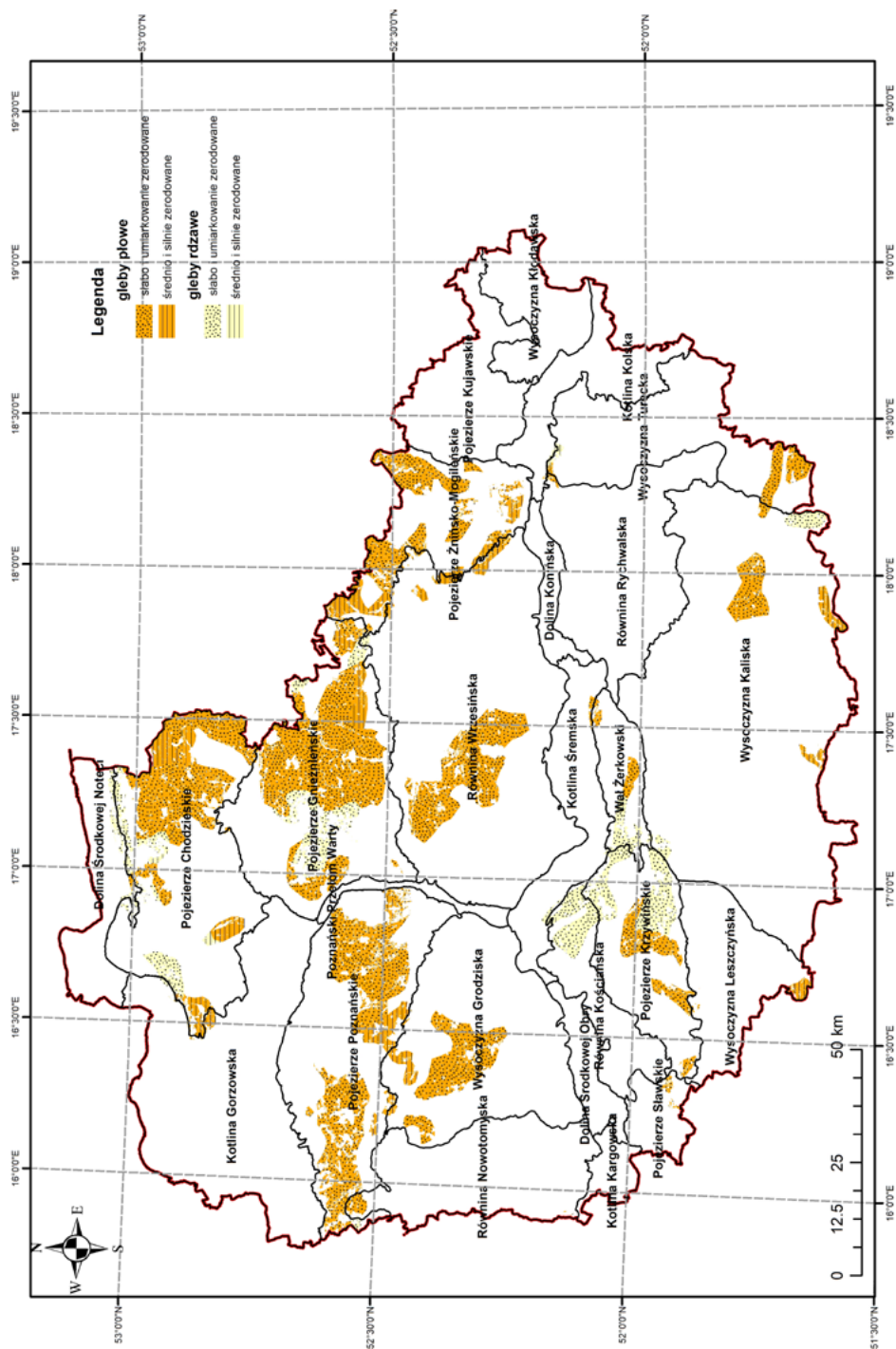
przypadkach – ich degradacją. Choć degradacja postrzegana jest jako suma oddziaływań na gleby czynników geologicznych, klimatycznych i biologicznych, to od połowy XIX wieku dominującym czynnikiem jest gospodarcza działalność człowieka, która prowadzi do degradacji fizycznej, chemicznej i biologicznej potencjalnych zasobów glebowych (Marcinek, 1994). Analizując przekształcenia gleb uprawnych lub ich degradację, należy mieć świadomość złożoności tych zjawisk w ujęciu czasoprzestrzennym.

Jednym z czynników degradujących gleby, niejednokrotnie prowadzącym do zaniku ich solum, jest „denudacja antropogeniczna” (Sinkiewicz, 1990), która potęguje zjawisko określane mianem erozji wodnej powierzchniowej lub erozji przyspieszonej. W warunkach środkowej Wielkopolski erozja ta dotyczy przede wszystkim gleb terenów falistych i pagórkowatych, ale może zachodzić także na stokach bardzo słabo pochylonych (1–2%) (Marcinek i Komisarek, 2004). Na rycinie 3.1 przedstawiono mapę zagrożenia erozją wodną powierzchniową gleb uprawnych środkowej Wielkopolski, opracowaną na podstawie metodyki przedstawionej przez Józefaciuk i in. (1985) oraz Józefaciuk i Józefaciuk (1992) lub jej brak. Przeprowadzone analizy w środowisku GIS wykazały, że na około 93% obszaru analizowanego terenu rolniczego występuje zagrożenie erozją słabą lub jej brak. Erozja umiarkowana dotyczy 6% gleb użytków rolnych, erozja średnia ponad 1%, a erozja silna i bardzo silna niespełna 1% (tab. 3.1). Ilościowe oszacowanie erozji wodnej powierzchniowej określane jest z wykorzystaniem metod modelowania przestrzennego. W tym celu szeroko stosowany jest model USLE (Universal Soil Loss Equation) opracowany w latach 70. (Wischmeier i Smith, 1978) lub jego modyfikacje (RUSLE, Revised Universal Soil Loss Equation).

Stan erozji wodnej powierzchniowej i stopnie zerodowania gleb określane są również na podstawie ich budowy morfologicznej, tj. tego, w jakim rozmiarze gleby utraciły poziomy genetyczne w wyniku denudacji (Marcinek, 1994; Marcinek i Komisarek, 2004; Świtoniak i Bednarek, 2014). Do oszacowania tego zjawiska

Tabela 3.1. Zagrożenie erozją wietrzną i wodną powierzchniową gleb użytków rolnych środkowej Wielkopolski w stopniach od 1 do 5

Stopień zagrożenia erozją	Erozja wietrzna		Erozja wodna powierzchniowa	
	km ²	%	km ²	%
0	79,0	0,49	890,4	5,48
1	636,9	3,93	14 322,4	88,2
2	2 375,8	14,6	743,3	4,57
3	5 821,8	35,8	200,2	1,23
4	6 069,1	37,4	61,6	0,38
5	1 264,4	7,78	29,9	0,18
Suma	16 247,8	100,0	16 247,8	100,0



Ryc. 3.2. Stan erozji wodnej przyspieszonej gleb środkowej Wielkopolski

przyjęto cztery stopnie zerodowania gleb, które zostały opisane w poprzednich pracach (Marcinek, 1994; Marcinek i Komisarek, 2001; 2004). Stopnie te nawiązują do kryteriów stosowanych w Soil Survey Division Staff (1993) czy Soil Taxonomy (van Wambeke i Forbes, 1986) i zostały zweryfikowane w badaniach własnych. Również Świtoniak i Bednarek (2014) na podstawie budowy morfologicznej analizowali stopnie zerodowania gleb Brodnickiego Parku Krajobrazowego. Poniżej podano główne charakterystyki czterech stopni erozji wodnej gleb płowych i rdzawych środkowej Wielkopolski.

Stopień 1: gleby słabo zerodowane – zaliczono tutaj obszary, w których gleby utraciły średnio mniej niż 25% pierwotnego poziomu A lub/i Et albo wierzchniej 20 cm warstwy pierwotnego poziomu A lub/i Et (lub Bv), gdy te ostatnie mają miąższość mniejszą niż 20 cm. Na większości terenu miąższość poziomu wierzchniego znajduje się w granicach normalnej zmienności gleb niezerodowanych.

Stopień 2: gleby umiarkowanie zerodowane – zaliczono tutaj obszary, w których gleby utraciły średnio 25–75% pierwotnego poziomu A i/lub Et albo 20 cm wierzchniej warstwy pierwotnego poziomu A lub/i Et (lub Bv), gdy te ostatnie mają miąższość mniejszą niż 20 cm. Na większości terenów poziom uprawny (Ap) składa się z mieszaniny pierwotnego poziomu A oraz materiałów zalegających głębiej (E lub Bv). Pewne obszary mogą mieć mozaikowaty obraz powierzchni, złożonej z gleb zupełnie niezerodowanych i gleb zerodowanych bardzo silnie.

Stopień 3: gleby średnio zerodowane – zaliczono tutaj obszary, w których gleby utraciły 75% lub więcej pierwotnego poziomu A i/lub Et bądź wierzchnich 20 cm gleby, gdy miąższość pierwotnego poziomu A i/lub Et była mniejsza niż 20 cm. Materiały z poziomów głębszych (Bt lub Bv) wychodzą na powierzchnię, tak że w poziomach uprawnych występuje przewaga tych materiałów.

Stopień 4: gleby silnie zerodowane – zaliczono tutaj obszary, w których gleby utraciły cały pierwotny poziom A i/lub E bądź wierzchnie 20 cm gleby, gdy poziom A i/lub E miały miąższość mniejszą niż 20 cm oraz ponad 50% poziomu Bt lub Bv. W glebach tych poziom powierzchniowy Ap uformował się w całości z materiałów poziomów głębszych (B lub C). Gleby pierwotne występują jedynie sporadycznie na niewielkich pojedynczych płatach.

Na rycinie 3.2 przedstawiono stany erozji wodnej przyspieszonej gleb środkowej Wielkopolski według stopnia zerodowania. W zależności od dokładności badań kartograficzno-gleboznawczych (Marcinek i Komisarek, 2004), w skalach mniejszych (przeładowych) jednostki stopnia zerodowania mogą być agregowane w klasy ogólniejsze celem poprawy przejrzystości i czytelności map. Dlatego przy opracowywaniu poglądowej mapy stanu erozji wodnej gleb środkowej Wielkopolski zastosowano pewne uproszczenia, które przedstawiono w tabeli 3.2. Z przedstawionej mapy (ryc. 3.2) oraz danych zamieszczonych

Tabela 3.2. Stan zerodowania gleb uprawnych środkowej Wielkopolski (Marcinek i Komisarek 2001, zmodyfikowane)

Typ gleby	Stopień zerodowania	Powierzchnia [km ²]	Udział % UR
Gleby płowe	słaby i umiarkowany	2 735,5	16,8
	średni i silny	558,1	3,44
	suma	3 293,6	20,2
Gleby rdzawe	słaby i umiarkowany	786,3	4,84
	średni i silny	34,2	0,21
	suma	820,5	5,05

w tabeli 3.2 wynika, że na obszarze użytków rolnych środkowej Wielkopolski (16 247,8 km²) gleby przeobrażone przez przyspieszoną erozję wodną zajmują powierzchnię 4114,1 km², co stanowi 25,2% rozpatrywanego obszaru. Gleby płowe wykazujące cechy zerodowania obejmują 3293,6 km² (20,2%), w tym słabo i umiarkowanie zerodowane pokrywają 2735,5 km² (16,8%), a zerodowane średnio i mocno 2332 km² (5,7%).

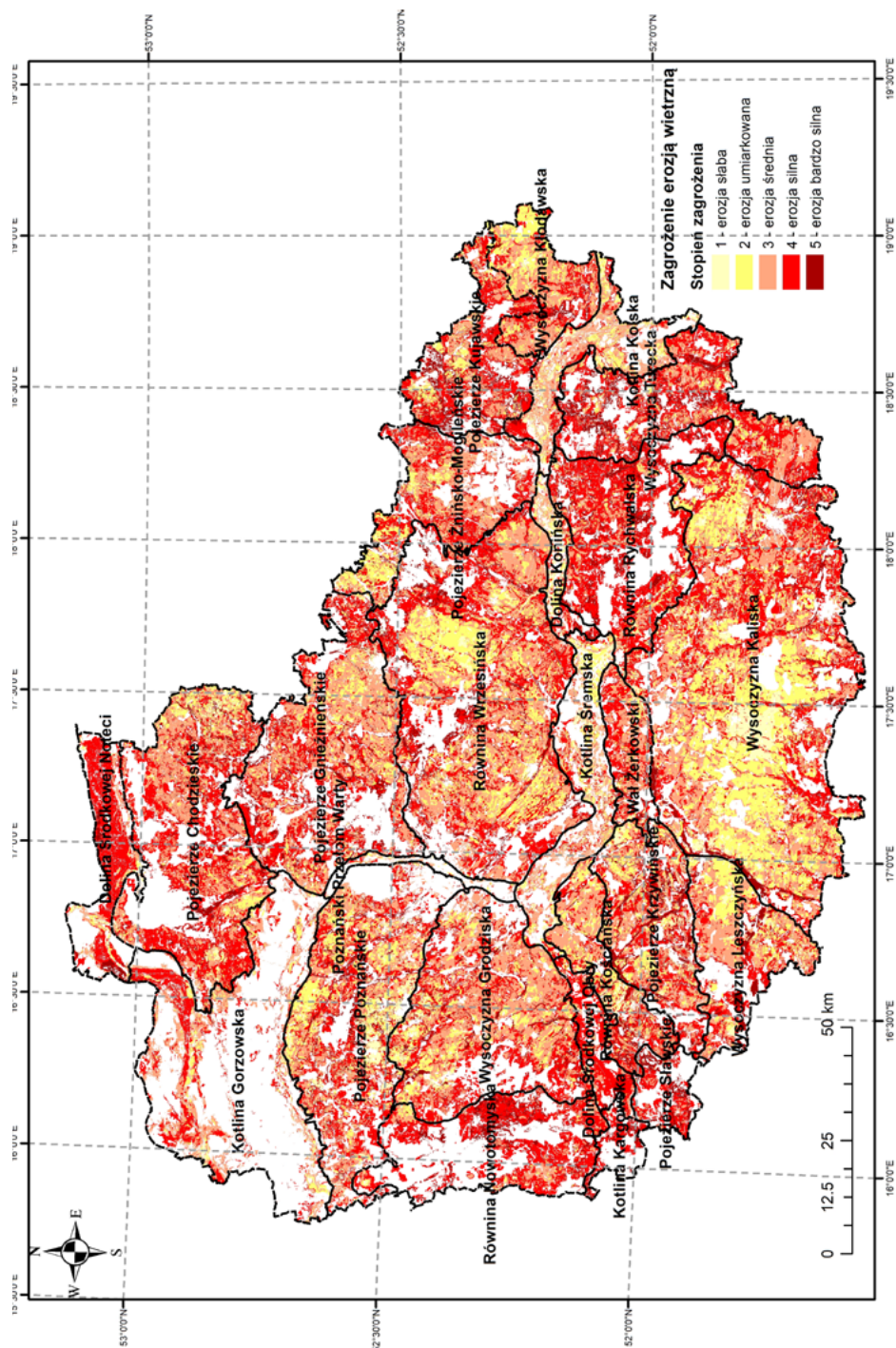
Przy bliższej analizie gleb zerodowanych omawianego regionu można zauważyć, że słabej i umiarkowanej erozji uległy gleby płowe wytworzonych z glin w obrębie falistych wysoczyzn morenowych. Gleby średnio i silnie zerodowane występują przeważnie w obrębie pagórków wysoczyzn morenowych, stromych stoków falistych wysoczyzn i stref marginalnych, wałów morenowych i ostańców wzgórz strefy marginalnej, a ponadto na ozach przykrytych gliną zwałową. W terenach falistych i pagórkowatych najczęściej kulminacje stoków i zbocza zajmują gleby płowe zerodowane bez poziomów Et (Ap-Bt-Ck, Ap-B/E-Bt-Ck, AB-Bt-Ck). Poziom Ap wytworzył się całkowicie z poziomu Et i częściowo z Bt. Na ogół wszystkie gleby zaklasyfikowane w latach 1956–1989 w kartografii gleboznawczej i glebowo-rolniczej do gleb brunatnych, należą faktycznie do gleb płowych zerodowanych (ogłowionych). Niekiedy solum pierwotnych gleb płowych jest całkowicie zerodowane (Ap-Ck lub AC-Ck), a powstała gleba z poziomów Ck stanowi zupełnie odmienną jednostkę taksonomiczną. Gleby te zajmują niewielkie powierzchnie kulminacji stoków, stąd też mogą być wydzielone tylko na mapach wielkoskalowych. Na łagodnych zboczach wklęsłych pozostały gleby płowe o budowie profilu Ap-Et-Bt-Ck (Ap-Et-E/B(B/E)-Bt-Ck), czasami ze szczątkowym poziomem Et lub/i z właściwościami gruntowo-glejowymi w dolnym odcinku zbocza stoku. Gleby płowe z właściwościami gruntowo-glejowymi występujące w obrębie pedymentów, w jego górnym odcinku, przechodzą w czarne ziemie, najczęściej z poziomem *kambik* (czasami *argik*). Gleby pedymentu często zawierają naniesiony materiał deluwialny, co niekiedy daje podstawy do kwalifikowania ich do typu gleb deluwialnych. U podnóża stoków, w zależności od warunków drenażowych gleb, występują czarne ziemie z poziomem *kambik*, czarne ziemie

z poziomem *calcik*, czarne ziemie typowe czy podmokłe. Ta prawidłowość denudacyjna gleb w mniejszym stopniu dotyczy stoków zbudowanych z lżejszych glin zwałowych, często spiaszczonych, gdzie gleby płowe kulminacji stoków i zboczy mają zachowany poziom Et oraz dobrze wykształconą zaciekowość eluwialną (Kozłowski i Komisarek, 2016), która jest bardziej charakterystyczna dla gleb płowych płaskich moren dennych (Marcinek i in., 1998; Komisarek, 2000; Komisarek i Szalata, 2008; Szalata i Komisarek, 2014). Jednak obecnie ta swoista dla gleb płowych środkowej Wielkopolski zaciekowość eluwialna rzadko wyrażona jest w klasyfikacji w randze podtypu (również łączonego) ze względu na spełnienie diagnostycznych cech podtypów wymienionych wyżej na liście hierarchicznej SGP (2019). Warto podkreślić, że w obszarze środkowej Wielkopolski w warunkach płaskich wyniesień dennomorenowych, gdzie spadki terenu nie przekraczają 1%, sporadycznie spotykane są również gleby płowe ze szczątkowym poziomem Et lub jego brakiem. Dotyczy to gleb wytworzonych z cięższych glin zwałowych, co może świadczyć o niewielkiej miąższości pierwotnie wytworzonego poziomu *eluwik*, który został włączony do poziomu Ap w wyniku głębokiej orki. Gleby te obecnie są klasyfikowane jako płowe zerodowane, a na mapach glebowo-rolniczych oznaczone symbolem B (gleby brunatne). Jednak ich przynależność systematyczna do tego podtypu gleb płowych nie jest związana ze spłyceniem solum powodowanym procesami erozji wodnej powierzchniowej.

Znacznie mniejszą powierzchnię w porównaniu do gleb płowych zajmują erodowane gleby rdzawe (820,5 km², 5,0%), i to w stopniu słabym oraz umiarkowanym (4,8%) (tab. 3.2). Jest to spowodowane mniejszym udziałem w użytkach rolnych środkowej Wielkopolski gleb wytworzonych z materiałów piaszczystych. Te, które pozostały w uprawie rolniczej, dotyczą głównie płaskich terenów sandrowych. Jednak w obrębie stromych zboczy stoków moren czołowych, kemów czy piaszczystych rynien fluwioglacjalnych procesy erozji wodnej powierzchniowej, potęgowane denudacją antropogeniczną, prowadzą do stopniowego zaniku poziomu *siderik* i przekształcenia gleb rdzawych w arenosole.

Większość gleb wykazujących cechy zerodowania występuje na Pojezierzu Chodzieskim, Gnieźnieńskim, Poznańskim, Żnińsko-Mogileńskim, wysoczyźnie Grodzkiej i Wrzesińskiej. Erozji uległy głównie gleby płowe, w mniejszym stopniu gleby rdzawe. Należy jednak podkreślić, że procesy erozji wodnej przyspieszonej wzmagane uprawą rolniczą znacznie deformują pokrywę glebową środkowej Wielkopolski (Marcinek i in., 1998).

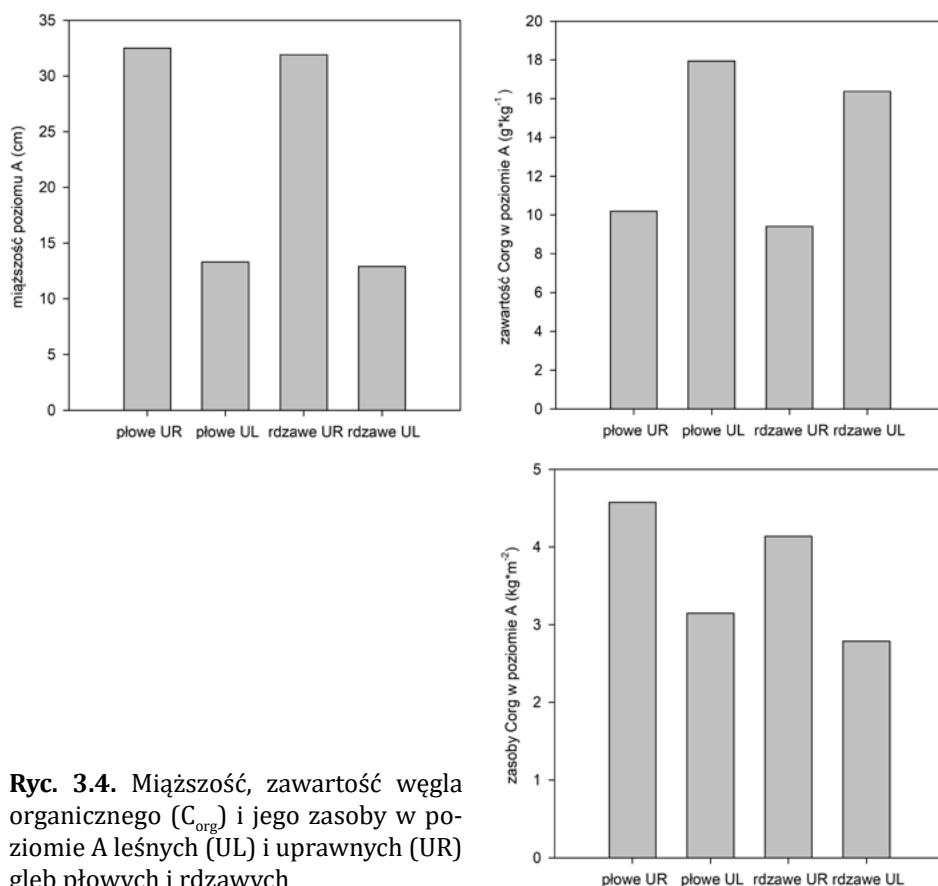
Poza wodną powierzchnią również erozja wietrzna może być intensyfikowana działalnością rolniczą. Jak podają Wawer i Nowocień (2018), erozja eoliczna występuje powszechnie i ma największy spośród innych rodzajów erozji zasięg przestrzenny na obszarze Polski, a jej rzeczywiste rozmiary nie są jeszcze całkowicie rozpoznane. Na rycinie 3.3 przedstawiono mapę zagrożenia erozją wietrzną terenów rolniczych środkowej Wielkopolski opracowaną na podstawie



Ryc. 3.3. Zagrożenie erozją wietrzną gleb użytków rolnych środkowej Wielkopolski

metodyki przedstawionej przez Józefaciuk i Józefaciuk (1979). Przeprowadzone analizy wykazały, że tylko na około 4,5% analizowanego obszaru rolniczego występuje zagrożenie erozją wietrzną w stopniu słabym lub jej brak (tab. 3.1). Erozja umiarkowana może dotyczyć 14,6% gleb użytków rolnych, natomiast potencjalne zagrożenie w stopniu średnim i silnym kolejno 35,8% i 37,4% (tab. 3.1).

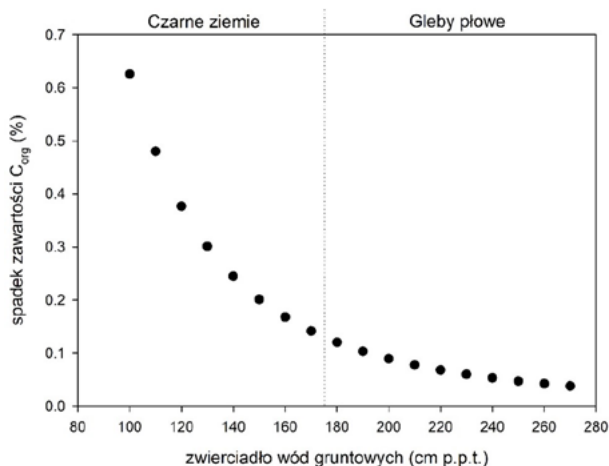
Konsekwencją rolniczego użytkowania gleb jest nie tylko potęgowanie procesów denudacyjnych pokrywy glebowej, ale również zmiany w ich właściwościach, szczególnie w poziomie próchnicznym. Na podstawie analizy ponad 500 profili można stwierdzić, że poziom próchnicznym w uprawianych rolniczo glebach płowych ma znacznie większą miąższość (32,5 cm) w porównaniu do gleb płowych leśnych (13,3 cm) (ryc. 3.4). Podobna zależność dotyczy gleb rdzawych, co świadczy o wydatnym wpływie uprawy rolniczej na kształtowanie się miąższości poziomów próchnicznych. Jednocześnie obserwuje się wyraźnie



Ryc. 3.4. Miąższość, zawartość węgla organicznego (C_{org}) i jego zasoby w poziomie A leśnych (UL) i uprawnych (UR) gleb płowych i rdzawych

niższą zawartość węgla organicznego w poziomach próchnicznych gleb uprawnych w porównaniu do leśnych. Zaznaczyć jednak należy, że zasoby węgla organicznego w poziomie próchnicznym są większe w przypadku uprawnych gleb płowych i rdzawych niż w analogicznych typach gleb użytków leśnych. Nie tylko zmiana sposobu użytkowania gleb środkowej Wielkopolski w kierunku rolniczym przyczyniła się zmniejszenia zawartości węgla organicznego, ale również sama intensyfikacja uprawowa, zwłaszcza czarnych ziem. Gleby te utraciły około 1,5% materii organicznej (Marcinek i Komisarek, 2004), co spotęgowały melioracje regulujące stosunki powietrzno-wodno-termiczne dla potrzeb poprawy warunków wzrostu i rozwoju roślin uprawnych (Marcinek, 1976). W środkowej Wielkopolsce ponad 60% użytków rolnych zostało zmeliorowanych przez obniżenie zwierciadła wód gruntowych powodujące zmianę klimatu glebowego i jednocześnie ustalenia się na innym poziomie dynamicznej równowagi między dopływem materii organicznej do gleb a jej akumulacją. Z danych zamieszczonych na rycinie 3.4 wynika, że zawartość węgla organicznego w poziomie próchnicznym jest ściśle powiązana z reliefem i zwierciadłem wód gruntowych (Marcinek i in., 1998; Marcinek i Komisarek, 1991; 1993; Komisarek, 2000; Kozłowski i Komisarek, 2016b; Kozłowski i Komisarek, 2018). Oznacza to, że każde trwałe obniżenie zwierciadła wody gruntowej powoduje straty węgla organicznego gleb. Na podstawie kilkudziesięcioletnich badań hydropedologicznych w układach katenalnych gleb płowych i czarnych ziem na obszarze środkowej Wielkopolski (Marcinek i in., 1994; Spychalski, 1998; Marcinek i Spychalski, 1997; Marcinek i Komisarek, 2000; Komisarek, 2000; Komisarek i Kozłowski, 2005; Kozłowski i Komisarek, 2011; 2013; 2014, 2018) stwierdzono, że straty węgla organicznego na każde 10 cm obniżenia zwierciadła wody gruntowej są największe w czarnych ziemiach (ryc. 3.5). W glebach płowych z właściwościami gruntowo-glejowymi, stopniowo przechodzącymi w czarne ziemie, straty te mogą sięgać jeszcze około 0,1%, podczas gdy w najwyższych partiach stoków są mało istotne. W aspekcie zmian klimatycznych obserwowanych w Polsce (Kędziora, 2011; Kundzewicz i Matczak, 2012; Okoniewska i Szumińska, 2020) i obniżania się głębokości zalegania wód gruntowych, zwłaszcza w czarnych ziemiach (Kozłowski i Komisarek, 2017a) istnieje duże prawdopodobieństwo zwiększania strat węgla organicznego.

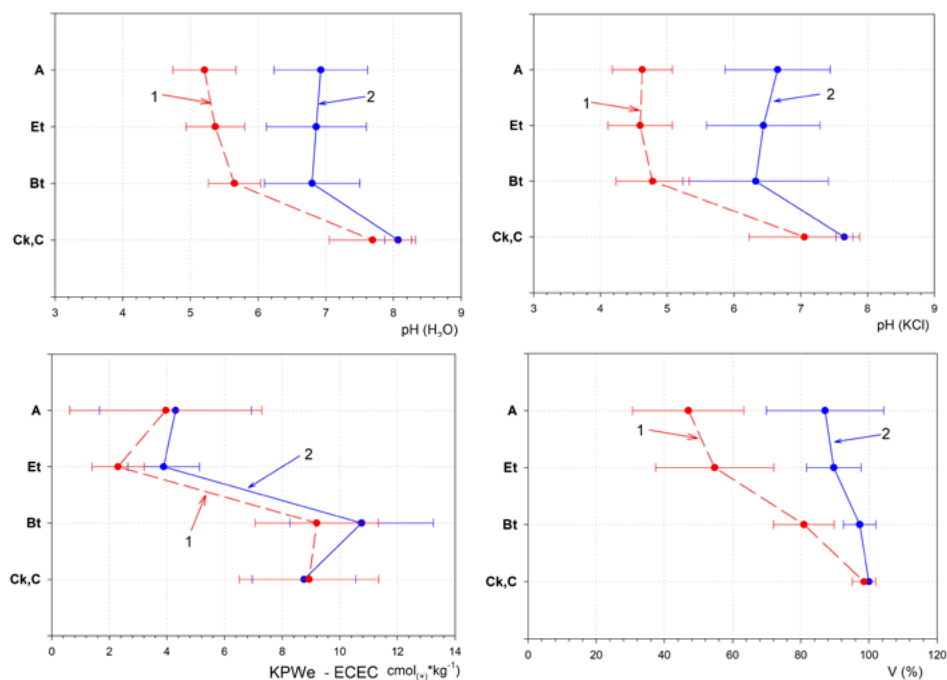
Wprawdzie przez intensywne nawożenie organiczne zasoby węgla organicznego w glebie mogą być okresowo zwiększone, jednak po pewnym czasie – przy stosowaniu niezmiennego zespołu uprawek – wracają one do stanu zrównoważonego w danych warunkach klimatu glebowego. Sama zmiana użytkowania gleby z ornej na użytek zielony powoduje modyfikację klimatu glebowego i istotny wzrost zawartości węgla organicznego w poziomie próchnicznym. Jak wykazały badania przeprowadzone przez Marcinka i Komisarek (2001) na pastwisku wykorzystywanym przez 10 lat, rozwój w tym czasie poziomu



Ryc. 3.5. Spadek zawartości węgla organicznego (C_{org}) na każde trwałe 10 cm obniżenie zwierciadła wód gruntowych w glebach płowych i czarnych ziemiach układów katenalnych (obliczenia na podstawie danych przedstawionych na ryc. 3.4)

darniowego spowodował wydatny wzrost zawartości materii organicznej zarówno w słabopróchnicznych glebach płowych, jak i czarnych ziemiach. Jednak w warunkach środkowej Wielkopolski obserwowany jest spadek powierzchni użytków zielonych na rzecz gruntów ornych. Obecnie ze względu na ochronę gleb i zwiększenie sekwestracji glebowego węgla organicznego, ograniczenie zużycia energii i przeciwdziałanie zmianom klimatycznym światowy trend w uprawie gleb dotyczy maksymalnego uproszczenia uprawy (Pörtner i in., 2022). Można więc spodziewać się wzrostu zawartości węgla organicznego w glebach Wielkopolski poddanych takim zmianom uprawowym, przy założeniu niezmiennych warunków reżimu wodnego.

Do właściwości gleb zmieniających się średniookresowo pod wpływem użytkowania rolniczego należą odczyn i skład kationów wymiennych kompleksu sorpcyjnego. Gleby leśne – analogiczne typologicznie do tych, które zostały poddane użytkowaniu rolniczemu – wykazują niskie pH, a wśród kationów zadsorbowanych przez kompleks sorpcyjny duży udział mają kationy H^+ i Al^{3+} . Na rycinie 3.6 przedstawiono pH, stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami o charakterze zasadowym (V) oraz efektywną kationową pojemność wymienną (KPWe) gleb leśnych oraz gleb przekształconych przez działalność rolniczą. Między glebami leśnymi i uprawnymi istnieje duża rozbieżność w wartościach odczynu i stopniu wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami



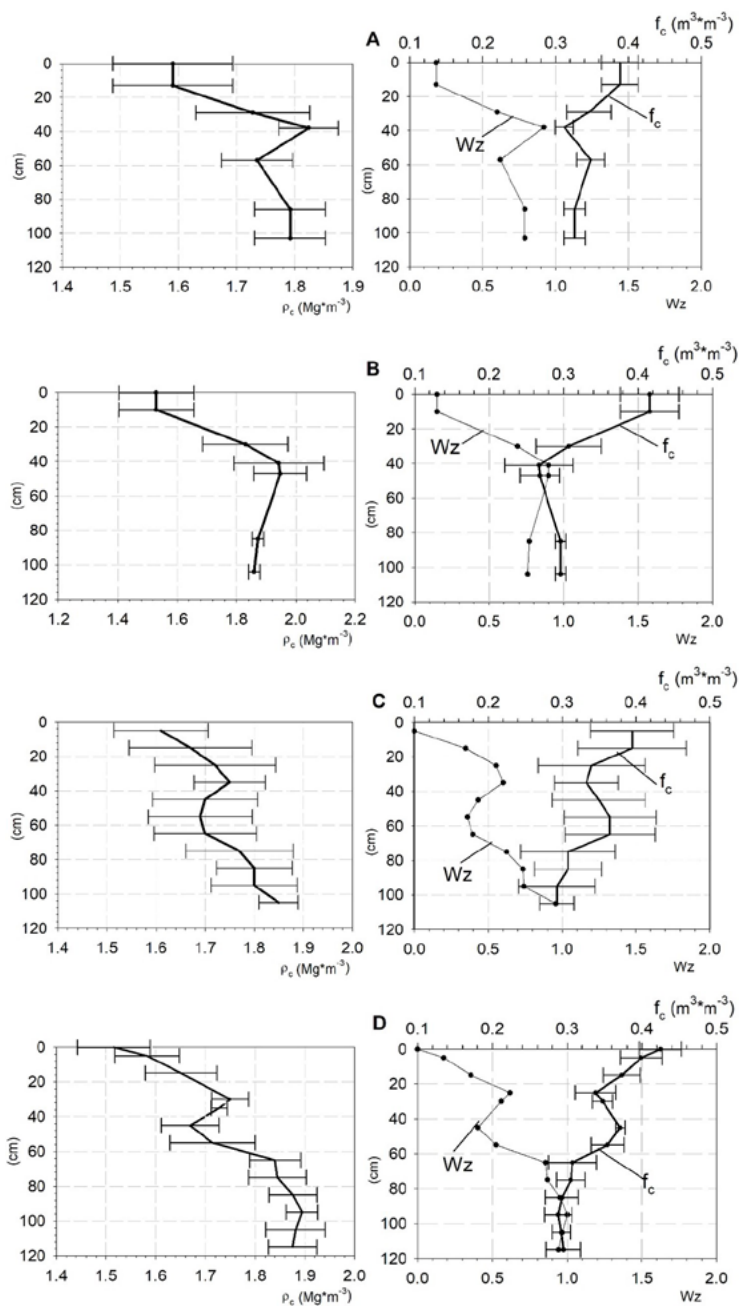
Ryc. 3.6. Zmiana podstawowych właściwości chemicznych gleb płowych na skutek ich rolniczego użytkowania. 1 – gleby leśne, 2 – gleby uprawne (Marcinek i Komisarz, 2004)

zasadowymi, przy czym w glebach rdzawych jest ona większa niż w przypadku gleb płowych. Różnice te dotyczą nie tylko poziomów powierzchniowych, ale również tych głębiej zalegających. Efektywna kationowa pojemność wymienna (KPWe) jest minimalnie większa w glebach rolniczych w porównaniu do gleb leśnych. Z danych tych (ryc. 3.6) można wnioskować o kierunku zmian właściwości chemicznych gleb zachodzących w następstwie ich rolniczego wykorzystania.

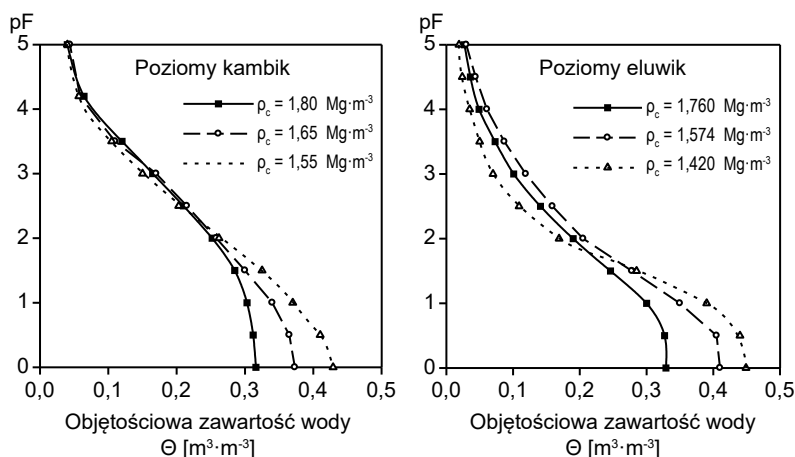
Obok erozji denudacyjnej, zmniejszania zasobów węgla organicznego i zmian właściwości chemicznych gleb intensywnie użytkowanych rolniczo narastającym problemem w skali światowej jest zagęszczenie poduprawnych poziomów gleb. Główną przyczyną zagęszczenia gleb jest nacisk pojazdów i narzędzi rolniczych podczas intensyfikacji uprawy. Zagęszczenie poziomów powierzchniowych nawet w wyniku uproszczenia uprawy jest odwracalne i na ogół nie przekracza granic ich elastyczności (Hakanson i Voorhees, 1998). W przypadku poduprawnych poziomów jest długotrwałe i ani procesy kurczenia – pęcznienia, ani zamarzania – odmarzania nie niszczą zupełnie warstw zagęszczonych.

W glebach średnio- i gruboziarnistych środkowej Wielkopolski wydaje się ono permanentne. Zagęszczenie poziomów poduprawnych zmienia takie podstawowe właściwości gleb jak całkowitą objętość por glebowych i ich rozkład oraz ciągłość makropor glebowych, a ponadto właściwości funkcyjne, takie jak retencję wody glebowej, przepływ wody w strefie nienasyconej oraz przepływ powietrza i ciepła (Marcinek i in., 1995; Marcinek i Komisarek, 2004).

Do oceny stanu zagęszczenia gleb wykorzystuje się wyniki oznaczeń gęstości objętościowej gleby suchej (ρ_c , $\text{Mg}\cdot\text{m}^{-3}$) oraz współczynnik porowatości ogólnej (f_c , $\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$). Parametry te mają jednak ograniczone znaczenie wówczas, gdy zamierza się określić stan zagęszczenia gleb różnych typów i podtypów. Znacznie szersze zastosowanie, szczególnie na obszarach intensywnie użytkowanych rolniczo, ma wskaźnik względnego zagęszczenia gleb (W_z) (Marcinek i in., 1995). Profilowe zróżnicowanie gęstości objętościowej (ρ_c), współczynnika porowatości ogólnej (f_c) oraz wskaźnika zagęszczenia (W_z) dla wybranych gleb środkowej Wielkopolski przedstawiono na rycinie 3.7. W glebach płowych zagęszczenie poziomów poduprawnych występuje na głębokości 30(35)–50(55) cm, które wykazują ρ_c najczęściej w granicach 1,75–1,82 $\text{Mg}\cdot\text{m}^{-3}$ i W_z 0,5–1,0. Współczynnik porowatości ogólnej f_c wynosi w tych zagęszczonych warstwach 0,31–0,34 $\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$. Sporadycznie spotykane są wartości f_c poniżej 0,295 $\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$, przy wartościach ρ_c zbliżonych do 1,9 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Tak duże wartości gęstości objętościowej w spiaszczonych poziomach eluwalnych osiągają graniczne wartości oporności gleby, co może znacznie ograniczać penetrację korzeni roślin uprawnych, a przez to i plony roślin (Daddow, 1983). W piaskach gliniastych górna granica gęstości objętościowej, przy której korzenie roślin mogą się rozwijać, wynosi 1,75 $\text{Mg}\cdot\text{m}^{-3}$, natomiast w piaskach i piaskach słabogliniastych graniczna wartość ρ_c wynosi 1,85 $\text{Mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Daddow, 1983). Czarne ziemie wykazują największe zagęszczenie na podobnej głębokości co gleby płowe (30–50 cm), przy czym w czarnych ziemiach z mięszym poziomem A, a także w glebach deluwalnych czarnoziemnych zagęszczenie jest mniejsze w porównaniu do czarnych ziem z płytszym poziomem A, pod którym zalegają poziomy *kambik* czy materiały macierzyste. Gleby rdzawe wykazują również znaczne zagęszczenie na głębokości 30–50 cm przy $\rho_c = 1,75 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$, $W_z = 0,75$ i $f_c = 0,35$. O ile zagęszczenie w piaszczystych poziomach eluwalnych gleb płowych i w poziomach *siderik* gleb rdzawych zbliżone jest do wartości krytycznych oporności gleb, o tyle w drobnoziarnistych poziomach poduprawnych czarnych ziem wartości krytyczne są znacznie przekroczone (Marcinek i Komisarek, 2004). W glebach uprawnych środkowej Wielkopolski w poziomach i warstwach występujących powyżej oraz poniżej stref zagęszczonych gęstość objętościowa gleby suchej (ρ_c) wykazuje mniejsze wartości, a współczynnik porowatości ogólnej (f_c) – większe. Takiej prawidłowości nie zaobserwowano w odpowiadających typologicznie glebach terenów leśnych (poza porolnymi).

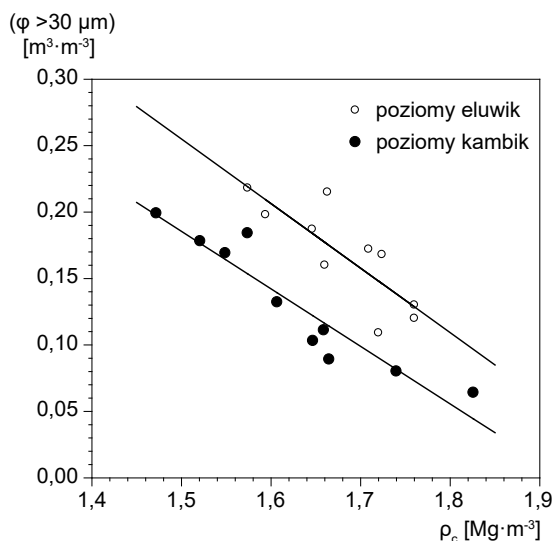


Ryc. 3.7. Profilowy rozkład gęstości objętościowej (ρ_c), względnego zagęszczenia (W_z) oraz współczynnika porowatości całkowitej (f_c) w glebach pławowych (A–B) i czarnych ziemiach (C–D) (Marcinek i Komisarek, 2004)



Ryc. 3.8. Wpływ zagęszczenia gleby na przebieg krzywej retencyjno-wodnej w poziomach *eluwik* gleb płowych i *kambik* czarnych ziem (Marcinek i Komisarek, 2004)

Konsekwencją zagęszczenia poziomów poduprawnych intensywnie użytkowanych rolniczo gleb środkowej Wielkopolski są zmiany ich zdolności retencyjnych. Zjawisko to dobrze obrazują przykładowe krzywe wodnej retencyjności dla zagęszczonych poziomów poduprawnych gleb płowych oraz czarnych ziem (ryc. 3.8). Z zamieszczonych krzywych wynika, że w poziomach zagęszczonych występuje niedostateczna pojemność drenażowa (zawartość makro- i mezopor, > 30 μm), ograniczająca ilość powietrza glebowego. Jest ona odwrotnie proporcjonalna do gęstości objętościowej gleby suchej. Dla optymalnego wzrostu i plonowania roślin minimalna ilość powietrza glebowego przy górnej granicy wody dostępnej dla roślin powinna wynosić 0,10–0,15 m³·m⁻³ (Marcinek i in., 1999; Reynolds i in., 2009). Przy niższych wartościach potencjału macierzystego zagęszczenie nie ma już tak dużego wpływu na ilość wody retencionowanej w glebie. Podobny wpływ gęstości na retencję wody w glebie obserwowali w innych regionach Polski Miatkowski i Cieśliński (1991), Marcinek i in. (1999). Z danych zamieszczonych na rycinie 3.9 wynika, że w poziomach poduprawnych czarnych ziem występuje znacznie mniejsza objętość por drenażowych aniżeli w glebach płowych. Z jednej strony wynika to z większego uwilgotnienia czarnych ziem w okresie wiosennym, czyli wówczas, gdy wykonywane są zabiegi agrotechniczne, co sprzyja zagęszczeniu, natomiast z drugiej z faktu, że czarne ziemie najczęściej wykazują drobniejsze uziarnienie w porównaniu do spiaszczonych, eluwialnych poziomów gleb płowych.



Ryc. 3.9. Wpływ zagęszczenia gleby na zawartość makro- i mezoporów ($\phi > 30 \mu\text{m}$) w poziomach *eluwik* gleb płowych i *kambik* czarnych ziem (Marcinek i Komisarek, 2004)

3.1.2. Gleby organiczne i organiczno-mineralne

Rolnicze użytkowanie terenów mokradłowych wymaga regulacji stosunków wodnych przez wykonanie zabiegów melioracyjnych. Najczęściej stosowane metody polegają na wykopaniu kanałów i rowów melioracyjnych lub instalacji sączków drenarskich w glebie. Pozwala to odprowadzić nadmiar wody poza obszar torfowiska (Okruszko, 1976). W Polsce proces odwadniania torfowisk, a więc i gleb organicznych rozpoczął się już w XVIII w. i trwał aż do lat 80. XX wieku. Zdecydowanie największe nasilenie prac melioracyjnych obserwowano w dwóch okresach, tj. na przełomie XIX i XX wieku oraz w latach 50.–70. XX wieku (Komisarek, 2018). W przypadku obszarów torfowiskowych zlokalizowanych na terenach atrakcyjnych turystycznie (bliskość jezior i rzek) odwodnienie może być potęgowane przez rozbudowę struktury osiedli letniskowych oraz studni głębinowych, co zwiększa pobór lokalnych wód głębinowych (Ilnicki i Szajdak, 2016). Efekt działalności człowieka związany z prowadzonymi w przeszłości pracami melioracyjnymi w ostatnich latach dodatkowo potęgowany jest przez zachodzące zmiany klimatu. W tym miejscu należy wymienić przede wszystkim wzrost temperatury powietrza, wyższą ewapotranspirację oraz anomalie w rozkładzie opadów atmosferycznych, co bezpośrednio wpływa na procesy zachodzące

w powierzchniowych poziomach gleb torfowiskowych (Fenner i Freeman, 2011). Odwodnienie gleb organicznych prowadzi do przerwania procesu akumulacji biomasy organicznej (proces bagienny/torfotwórczy), a zapoczątkowuje proces decesji (proces murszenia), który przez rozkład i mineralizację masy organicznej prowadzi do zmian właściwości fizycznych, chemicznych i biologicznych gleb (Okruszko, 1991). W wyniku ewolucji (spadek miąższości warstw organicznych) mogą one przekształcić się w gleby organiczno-mineralne i dalej w gleby mineralne na skutek całkowitego zaniku warstw organicznych (Bieniek i Łachacz, 2012). Jak wykazał Sykuła (2020) na podstawie badań w krajobrazie młodoglacjalnym, proces ten prowadzi do drastycznego zmniejszenia areálu występowania gleb organicznych na rzecz gleb murszowatych i murszastych, które są uznawane za gleby końcowego etapu zanikania torfowisk.

Przemiany właściwości fizycznych

Jednym z pierwszych efektów odwodnienia gleb organicznych, który najintensywniej zachodzi zaraz po wykonaniu melioracji, jest osiadanie powierzchni terenu. Wynika to z zaniku wyporu wody w powierzchniowych warstwach gleb oraz kurczenia się i wzrostu gęstości objętościowej materiałów organicznych (Jurczuk, 2000). Proces osiadania najczęściej opisywany jest w kontekście powierzchni torfowisk, stąd w literaturze można znaleźć doniesienia, że wielkość osiadania stanowi wypadkową takich zmiennych jak: gęstość objętościowa torfu, miąższość złoża torfu, głębokość odwodnienia oraz sposób użytkowania (Okruszko, 1991). Innym zjawiskiem podnoszonym w literaturze jest wpływ mineralizacji materii organicznej, która bezpośrednio powoduje spadek zawartości węgla oraz zwiększa tempo osiadania gleb organicznych (Leifeld i in., 2011). Przyjmuje się, że proces ten jest szczególnie istotny w kontekście osiadania torfowiska po upływie 10 lat od pierwszego odwodnienia (Ilnicki i Szajdak, 2016). Pierwsze badania dotyczące tempa osiadania odwodnionych torfowisk na obszarze Wielkopolski przeprowadził Ilnicki (1972), który analizował torfowiska niskie w dolinie rzeki Noteci na odcinku Kanał Ślesiński – Krzyż, będące w długotrwałym (1854–1969) użytkowaniu łąkowym. W pracy wykazano znaczący wpływ intensywności odwodnienia na tempo osiadania. W pobliżu płytkich rowów melioracyjnych zarejestrowane osiadanie powierzchni torfowiska wyniosło rocznie około 0,33 cm, w przypadku średnio głębokich rowów było to rocznie około 0,58 cm. Najwyższe roczne tempo osiadania wynoszące 1,12 cm stwierdzono w pobliżu głębokich rowów melioracyjnych. Ponadto wspomniany autor wykazał większe tempo osiadania torfowiska w miejscach, gdzie złoża torfu zalegały bezpośrednio na gytii. Tym samym potwierdził wpływ rodzaju utworów organicznych na proces osiadania powierzchni torfowiska. Ponadto Ilnicki (1971), badając gytiewisko w Objezierzu koło Poznania, oszacował roczne tempo osiadania tego obiektu na

około 1,1 cm. Jedne z ostatnich badań dotyczących osiadania torfowisk na obszarze środkowej Wielkopolski opublikował Głina i in. (2019a). W przytoczonym opracowaniu wykazano, że średnie roczne tempo osiadania torfowisk niskich z obszaru Doliny Grójeckiej w okresie 2005–2015 wyniosło około 1,5 cm. Opiswane obserwacje zostały przeprowadzone blisko 70 lat od pierwszych prac melioracyjnych, które miały umożliwić użytkowanie rolnicze (łąki, pastwiska i pola orne) oraz lokalne wydobycie torfu (Głina i in., 2019b). Ponadto autorzy wykazali, że tempo osiadania na terenach znajdujących się w obrębie leja depresji (efekt działalności górnictwa odkrywkowego węgla brunatnego) było zdecydowanie większe i wyniosło ponad 3,0 cm rocznie. Wraz ze wzrostem gęstości objętościowej utworów organicznych oraz opisanym wyżej osiadaaniem powierzchni torfowiska/gytiowiska zachodzi także utrata pierwotnej struktury (włóknistej, gąbczastej, kawałkowej, amorficznej). Przemiany te – zachodzące w wierzchnich partiach profilu glebowego – są efektem nieodwracalnego procesu murszenia, który polega na transformacji materii organicznej przez procesy mineralizacji i humifikacji w warunkach tlenowych (Ilnicki i Szajdak, 2016). W wyniku naprzemiennego kurczenia i pęcznienia (zmienne warunki wilgotnościowe), a także okresowego zamarzania i odmarzania gleby (ryc. 3.10a) dochodzi do rozpadu masy torfowej i wytworzenia się struktury agregatowej murszu (ryc. 3.10b), która w wyniku dalszego przeobrażenia może przejść w strukturę ziarnistą do koksikowej (Okruszko, 1991). W przypadku utworów murszowych wytworzonych z materiałów gytiowych (głównie gytii detrytusowej) występuje charakterystyczna struktura płytkowa (ryc. 3.11). Na podstawie miąższości poziomu murszowego gleby organiczne lub mineralno-organiczne można klasyfikować zgodnie z podziałem zaproponowanym przez Okruszkę (1979), który wydzielił następujące stadia zaawansowania procesu murszenia: gleby słabo zmurszałe – Mt I (miąższość warstwy murszowej do 20 cm), gleby średnio zmurszałe Mt II (miąższość warstwy murszowej 20–30 cm) oraz gleby silnie zmurszałe Mt III



Ryc. 3.10. a) szczytki lodowe w materiale murszowym, b) struktura agregatowa murszu wytworzonego z torfu niskiego turzycowego



Ryc. 3.11. Struktura płytkowa murszu gytowego

(miąższość warstwy murszowej powyżej 30 cm). Badania przeprowadzone w 1960 roku przez Marcinka na łąkowo użytkowanych torfowiskach doliny Noteci wykazały występowanie poziomu murszowego o miąższości od kilku do maksymalnie 20 centymetrów miąższości (Marcinek, 1960).

Badając gleby torfowo-murszowe na wysokości Kanału Ślesięńskiego i miejscowości Frydrychowo (dolina Noteci), ten sam autor (Marcinek, 1976) zaobserwował miąższość poziomów murszowych zawierającą się w przedziale 10–40 cm. W cytowanym opracowaniu najmniejszą miąższość warstwy murszowej (ok. 10 cm) zarejestrowano w glebach organicznych wytworzonych z torfu mszystego zaledwie 6 lat po zmeliorowaniu. Ostatnie badania na obszarze Doliny Środkowej Noteci (wyniki niepublikowane) przeprowadzone przez Katedrę Gleboznawstwa i Mikrobiologii Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu w latach 2018–2020 wykazały, że miąższość poziomów murszowych występujących w powierzchniowej warstwie gleb torfowych, gytowych oraz murszowych wynosi 20–40 cm, co pozwala zaklasyfikować te gleby jako średnio i silnie zmurszałe. W innych opracowaniach dotyczących rolniczo użytkowanych gleb organicznych z obszaru środkowej Wielkopolski, tj. Dolina Obry (Marcinek i Sychalski, 1998), Dolina Grójecka (Gajewski, 2005; Głina i in., 2016) autorzy raportowali dobrze wykształcone poziomy murszowe, których miąższość wahała się od 15 do nawet 40 cm. Wskazuje to na średni i silny stopień zmurszenia analizowanych gleb. W przytoczonych wyżej opracowaniach materiał murszowy najczęściej charakteryzował się dobrze wykształconą strukturą gruzełkową oraz ziarnistą, co pozwala zaklasyfikować badane utwory jako mursz próchniczny (Z_2) oraz mursz właściwy (Z_3), zgodnie z podziałem Okruszki (1976). Warto dodać, że poziomy murszowe na obszarze Doliny Grójeckiej zgodnie z podziałem zaproponowanym przez Gawlika (2000) zostały zaliczone do klasy silnego stopnia wtórnego

przeobrażenia (Glina i in., 2019a), co jest efektem nałożenia się długotrwałego użytkowania rolniczego oraz odwodnienia wywołanego bliskością odkrywkowego górnictwa węgla brunatnego.

Właściwości wodne

Długoletnie użytkowanie rolnicze gleb organicznych, którego nieodłącznym elementem jest odwodnienie, wpływa także na właściwości wodne tych utworów. Będący efektem wtórnego przeobrażenia (proces decesji) materiał murszowy charakteryzuje się znacznie gorszymi parametrami wodnymi w porównaniu z utworami torfowymi (Ilnicki i Szajdak, 2016). Do podstawowych właściwości wodnych rozpatrywanych w kontekście rolniczego użytkowania torfowisk, a tym samym zdolności retencyjnych gleb oraz dostępności wody dla roślin należą: połowa pojemność wodna, współczynnik filtracji, przewodnictwo kapilarne oraz podsiąk kapilarny. Obserwowane w utworach murszowych niekorzystne zmiany właściwości wodnych są bezpośrednim efektem przemian fizycznych (głównie przemiany struktury i wzrostu gęstości objętościowej), które warunkują rozkład i rodzaj porów glebowych (Brandyk i in., 2007). Przeobrażenie odwodnionych torfów w mursz zdecydowanie obniża potencjalną retencję użyteczną (PRU), co determinowane jest spadkiem zawartości mezoporów odpowiedzialnych za zatrzymywanie wody dostępnej dla roślin (Okruszko, 1976). Wspomniane różnice są najbardziej widoczne przy porównywaniu torfów z murszami o średnim i silnym stopniu przeobrażenia, co potwierdza wpływ stopnia odwodnienia gleb organicznych na omawiane parametry (Ilnicki i Szajdak, 2016). Wykazane zależności znalazły potwierdzenie w badaniach właściwości gleb organicznych użytkowanych rolniczo na terenie środkowej Wielkopolski. Prace przeprowadzone przez Kaczmarską i in. (2010) oraz Gajewskiego i in. (2015a) na ekologicznych trwałych użytkach zielonych w okolicy wsi Radolin oraz Marianowo (dolina Noteci) wykazały spadek porowatości ogólnej, retencji wody oraz zawartości wody dostępnej dla roślin wraz z postępującym procesem decesji. Podobne wyniki zostały opublikowane dla gleb organicznych z obszaru Doliny Grójeckiej (Owczarzak i in., 2003), w których wykazano niską zawartość wody łatwo dostępnej dla roślin w poziomach murszowych. Obserwowany fakt autorzy tłumaczyli niekorzystnym układem wielkości porów glebowych, wśród których przeważają makro- i mikropory, natomiast tylko niewielki procent stanowią mezopory odpowiedzialne za retencionowanie wody dostępnej dla roślin.

Właściwości chemiczne i biochemiczne

Poza opisanymi wyżej przemianami fizycznymi w odwodnionych glebach organicznych następują intensywne zmiany właściwości chemicznych i biochemicznych. Przekształcenia materii organicznej w wyniku mineralizacji i humifikacji

bezpośrednio przekładają się na zmianę jej składu chemicznego – wyraźnie wzrasta zawartość kwasów fulwowych przy jednoczesnym spadku zawartości pochodnych lignini i substancji bitumicznych (Szajdak, 2016). Badania przeprowadzone przez Marcinka (1960) na obszarze Doliny Obry i Noteci wykazały, że postępujące przesuszenie gleb torfowych prowadzi do wzrostu zawartości humin i brunatnych kwasów huminowych. Z drugiej strony obserwowano spadek zawartości celulozy, hemicelulozy i białek w powierzchniowych poziomach gleb zbudowanych z utworów murszowych. Podwyższenie stosunku kwasów fulwowych do huminowych uważane jest za jeden ze wskaźników procesu murszenia (Szajdak, 2016). Kolejnym istotnym efektem wpływu procesu decesji na jakość materii organicznej, szczególnie w przypadku trwałych użytków zielonych, jest mineralizacja organicznych związków azotu. W wyniku tego procesu biochemicznego obserwuje się zdecydowany wzrost azotu w aminocukrach (formy mineralne – azot dostępny dla roślin) przy jednoczesnym zmniejszeniu zawartości azotu aminowego – formy organiczne (Szajdak, 2016). Wzrost dostępności form mineralnych azotu na obszarach gleb rolniczo użytkowanych pozytywnie wpływa na wzrost i plonowanie roślin oraz ograniczenie nawożenia azotem. Z drugiej strony w strukturze powstałych aminokwasów zdecydowanie dominują te o charakterze hydrofobowym, które wpływają na zwilżalność wodną omawianych gleb (Szajdak, 2016). Jest to aspekt szczególnie istotny w kontekście uwilgotnienia powierzchniowych poziomów glebowych. Obecność powierzchniowej warstwy hydrofobowej w głęboko odwodnionych glebach organicznych, pozbawionych kontaktu ze zwierciadłem wód gruntowych, skutecznie utrudnia infiltrację wód opadowych w głąb profilu glebowego.

Przemiany chemiczne oraz biochemiczne wpływają bezpośrednio na straty materii organicznej przez emisję do atmosfery gazów cieplarnianych (CO_2 , CH_4 , N_2O) lub wymywanie labilnych form organicznych (DOC i DON) do wód powierzchniowych. Wielkość emisji zależy od głębokości odwodnienia, sposobu użytkowania (np. orka znacząco zwiększa mineralizację torfu i w efekcie emisję CO_2) oraz temperatury (emisje z odwodnionych torfowisk są najwyższe w okresach wysokich temperatur, czyli latem). Ponadto jednym z kluczowych elementów w tym procesie jest struktura oraz aktywność mikroorganizmów glebowych, które są odpowiedzialne za jego przebieg (de Jong i in., 2020). Zjawisko emisji gazów cieplarnianych z rolniczo użytkowanych torfowisk jest niezwykle istotne w kontekście zachodzących zmian klimatu (Joosten i in., 2016). Szacuje się, że obniżenie powierzchni torfowiska o 1 cm prowadzi do straty około $15,5 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ materii organicznej (Piaścik i Gotkiewicz, 1995).

Brak doniesień dotyczących emisji gazów cieplarnianych z torfowisk rolniczych z obszaru środkowej Wielkopolski. Niemniej jednak na potrzeby tego opracowania zostały wyestymowane wartości potencjalnych emisji osobno dla gleb organicznych będących w użytkowaniu ornym oraz tych użytkowanych jako łąki.

Powierzchnie zajmowane przez grunty orne oraz łąki zostały przyjęte na podstawie danych opisanych w rozdziale 2.1.4. Obliczeń dokonano przy wykorzystaniu emisji gazów cieplarnianych z odwodnionych torfowisk zaproponowanych przez Międzynarodowy Panel ds. Zmian Klimatu (IPCC, 2014) (tab. 3.3).

Tabela 3.3. Zestawienie wartości współczynników rocznej emisji gazów cieplarnianych z odwodnionych torfowisk wg IPCC (2014) w strefie umiarkowanej

Kategoria użytkowania gruntów	CO ₂	CH ₄	N ₂ O
	t·ha ⁻¹	kg·ha ⁻¹	
Grunty orne	29,0	58,3	20,4
Łąki zasobne w biogeny, głęboko odwodnione	22,4	73,5	12,9
Łąki zasobne w biogeny, płytko odwodnione	13,2	63,4	2,50

CO₂ – dwutlenek węgla, CH₄ – metan, N₂O – tlenek azotu.

Na podstawie przeprowadzonych obliczeń wykazano, że rocznie z gleb organicznych i organiczo-mineralnych na gruntach ornym (97 809 ha) emitowane jest ok. 2,84 Mt CO₂, 5702 t CH₄ oraz 1995 t N₂O. Na potrzeby kalkulacji łąki i pastwiska zaliczono do łąk zasobnych w biogeny, jako że ten typ użytkowania na obszarze środkowej Wielkopolski występuje przede wszystkim na torfowiskach niskich (minero- i eutroficznym). Ponadto dokonano podziału na łąki głęboko odwodnione (112 130 ha) oraz płytko odwodnione (1766 ha). W przypadku gleb użytkowanych jako łąki głęboko odwodnione obliczono roczną emisję na poziomie 2,51 Mt CO₂, 8242 t CH₄ oraz 1446 t N₂O. Podczas gdy dla terenów zaliczonych do łąk płytko odwodnionych roczna emisja została oszacowana na poziomie 0,02 Mt CO₂, 112 t CH₄ oraz 4,42 t N₂O. Emisje gazów cieplarnianych z odwodnionych torfowisk mogą być potęgowane przez pożary (ryc. 3.12). Odwodnione oraz silnie przesuszone gleby organiczne stosunkowo łatwo ulegają pożarom w wyniku zjawisk atmosferycznych (burze) lub celowych podpałek.

Wgłębne pożary złóż organicznych mogą powodować znaczące jednorazowe emisje dwutlenku węgla (CO₂), tlenku węgla (CO) oraz metanu (CH₄) (Joosten i in., 2016). Na terenie środkowej Wielkopolski jednym z historycznych pożarów na torfowisku użytkowanym rolniczo był ten opisany w dolinie Kanału Grójeckiego w latach 1982 i 1983 (Ilnicki i Borowski, 1985). Jak podają autorzy, występujące tutaj łąki turzycowe i turzycowo-trawiaste zostały celowo podpalone. Torfowisko paliło się od lata 1982 do późnej jesieni 1983 roku, a pogorzeliśko objęło obszar blisko 90 ha. Jednym z efektów pożaru było obniżenie powierzchni torfowiska średnio o 0,4 m. Została ona przykryta popiołem o grubości około 5 cm i pH 8,3, ponadto zaobserwowano wzrost popielności nawet o 60% oraz



Ryc. 3.12. Miejsce po pożarze torfowiska niskiego – Dolina Grójecka

gęstości objętościowej z 0,2 do 0,3 g·cm⁻³. Przyjmując założenia podane przez Międzynarodowy Panel ds. Zmian Klimatu (IPCC, 2014), że w wyniku pożaru torfowiska w klimacie umiarkowanym z 1 ha ubywa około 336 t suchej masy torfu (1 kg spalonego torfu to emisja do atmosfery ok. 362 g CO₂ i 207 g CO), należy przyjąć, że w wyniku pożaru opisanego na obszarze Doliny Grójeckiej w 1982 roku straty mogły wynieść blisko 30 000 t suchej masy torfu, a emisja ok. 10,9 Mt CO₂ i 6,2 Mt CO.

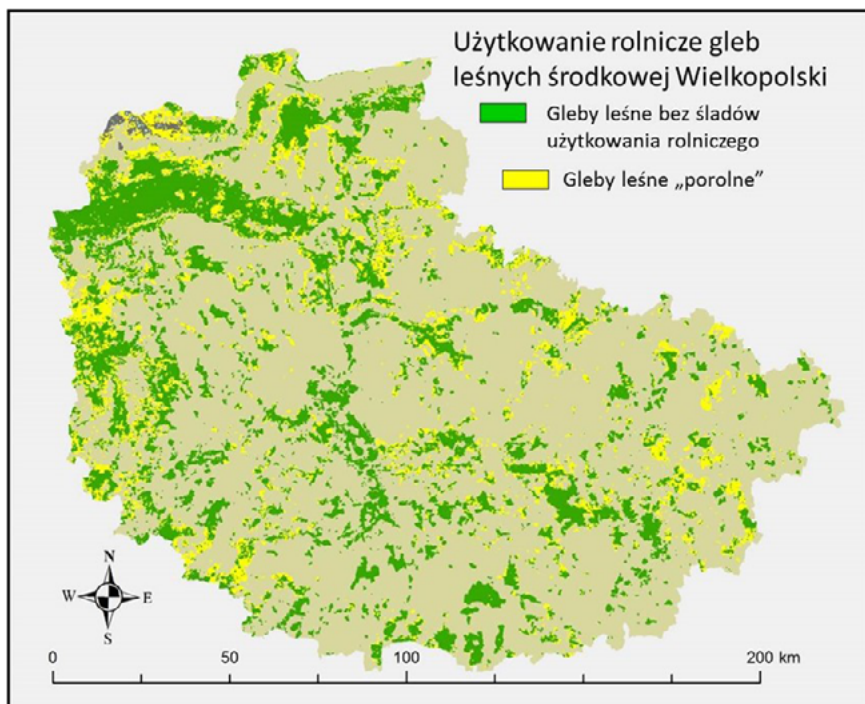
3.2. Przekształcenia gleb leśnych

Do głównych przekształceń gleb porośniętych obecnie lasami należą:

- użytkowanie rolnicze,
- odwodnienie,
- przekształcenie wierzchniej warstwy pokrywy glebowej w następstwie przygotowania gleby pod uprawy leśne.

Ślady użytkowania rolniczego w obszarze objętym opracowaniem nosi 25,8% gleb porośniętych obecnie lasami. W siedliskoznawstwie gleby takie nazywane są porolnymi. Ich rozmieszczenie przedstawiono na rycinie 3.13.

Zgodnie z Instrukcją zarządzania lasu (IUL, 2012) cechą porolności odnotowuje się w pracach siedliskowych wtedy, gdy w glebie widoczna jest warstwa płużna (na ogół 20–30 cm) co najmniej przez 1–2 pokolenia drzewostanu. Nie zawsze



Ryc. 3.13. Udział gleb leśnych bez śladów użytkowania rolniczego oraz gleb porolnych w obszarze środkowej Wielkopolski

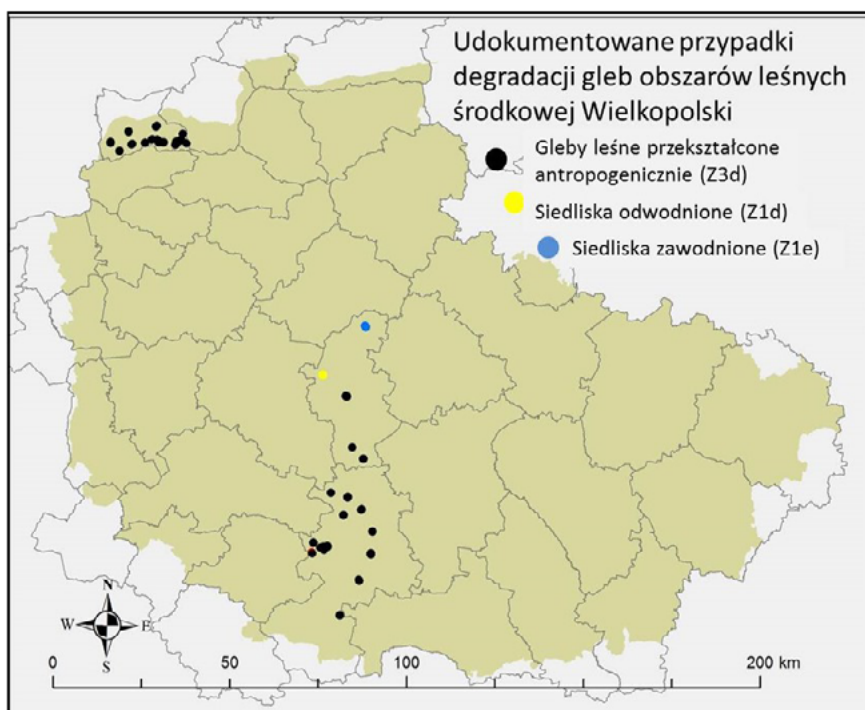
cecha ta jest jednoznaczna i przez różnych wykonawców prac siedliskowych bywa różnie interpretowana i opisywana. W Nadleśnictwie Doświadczalnym Zielonka (Rutkowski, 2002) jako porolne opisywano i kartowano gleby o wyraźnym, ostro odcinającym się poziomem płuźnym. Ze względów gospodarczych zróżnicowano przy tym gleby porolne z pierwszym pokoleniem lasu lub jeszcze niezalesione (gleby takie opisywano na mapach przez dodanie litery „p” za podtypem gleby – np. RDwp) oraz gleby porolne z drugim pokoleniem lasu (gleby takie opisywano na mapach przez dodanie symbolu „p2” za podtypem gleby – np. RDwp2). Gleby z nieostрым bądź niejednolitej barwy poziomem płuźnym definiowano jako „krótkookresowo użytkowane rolniczo” lub też „gleby, które mogły być użytkowane rolniczo krótkotrwale lub bardzo dawno” i opisywano je na mapach przez dodanie symbolu „(p)” za podtypem gleby – np. RDw(p).

W Nadleśnictwie Jarocin (Kosakowski, 1998) gleby opisywano jako porolne na podstawie widocznej warstwy płuźnej w budowie profilu glebowego, zapisu w opisie taksacyjnym stwierdzającym porolność gleby lub w przypadku udokumentowania porolności mapami historycznymi. Udział gleb porolnych (25,8%) oraz dane przedstawione na ryc. 3.13 przyjęto nad podstawie danych z Banku

Danych o Lasach wg stanu na rok 2022. Dane te mogą jednak w niektórych przypadkach różnić się od stanu faktycznego. Należy dodać, że w siedliskoznawstwie leśnym nie wyróżnia się praktycznie zalesionych gleb „połakowych” ani „popaństwiskowych”. Przekształcenia gleb leśnych związane z użytkowaniem rolniczym notowane są zatem wyłącznie tam, gdzie gleby noszą ślady orki.

Odwodnienie stanowi jedną z form zniekształcenia siedliska leśnego, opisaną w Instrukcji urządzania lasu (2012) jako Z1d. Oprócz tej formy zniekształcenia wyróżnia się inne, spośród których w obszarze objętym opracowaniem występują także siedliska zawodnione (Z1e) oraz gleby przekształcone antropogenicznie (Z3d). Występowanie tych form w środkowej Wielkopolsce przedstawiono na ryc. 3.14. Ich łączna powierzchnia wynosi 5690,67 ha, w tym:

- Z3d – 5057,75 ha,
- Z1e – 425,65 ha,
- Z1d – 207,27 ha.



Ryc. 3.14. Odnotowane w Banku Danych o Lasach formy zniekształceń na tle konturów nadleśnictw oraz obszaru objętego badaniami. Kolorem oliwkowym oznaczono obszar objęty badaniami, a zaznaczone punkty powiększono poza naturalny zasięg występowania.

Formy zniekształceń siedlisk leśnych w tym ujęciu wyróżniane są od 2012 r., nie wszystkie nadleśnictwa zostały zatem przebadane pod tym kątem. Bez wątpienia znacznie większy udział mają gleby odvodnione, o czym świadczyć może udział murszu wśród utworów geologicznych środkowej Wielkopolski podany w tabeli 3.13 (14 113,46 ha). Problematyka diagnozowania leśnych gleb odvodnionych pozostaje więc otwarta.

3.3. Przekształcenia gleb na skutek działalności górnictwa odkrywkowego

3.3.1. Przekształcenia geomechaniczne i hydrogeologiczne oraz ich wpływ na produktywność gleb terenów objętych działalnością kopalnictwa odkrywkowego węgla brunatnego

Zmiany zachodzące w środowisku glebowym, które przekraczają oddziaływanie czynników naturalnych, a wywołane są presją człowieka, prowadzą do degradacji. Ich zakres, trwałość oraz opracowanie sposobów rekultywacji gleby jest sprawą bardzo złożoną, a niekiedy ekonomicznie nieuzasadnioną. Rozwiązywanie tych zagadnień wymaga ciągłych specjalistycznych, a przede wszystkim interdyscyplinarnych badań naukowych (Lal, 1998). Degradacja gleb stanowi bowiem sumę oddziaływania na glebę czynników geologicznych, klimatycznych, biologicznych oraz gospodarczej działalności człowieka. Prowadzą one do przekształceń zasobów glebowych, a tym samym stanowią zagrożenie dla bioróżnorodności i przeżycia społeczności ludzkiej (FAO, 1993).

Rozwój gospodarczy kraju powoduje, że konieczne staje się przeznaczenie części użytków rolnych – w mniejszym stopniu leśnych – na cele nierolnicze. Wyłączone grunty służyły i służą głównie pod zabudowę mieszkaniową, budowę dróg i szlaków komunikacyjnych oraz stanowią tzw. użytki kopalne. Te ostatnie tereny odgrywały do chwili obecnej bardzo ważną rolę, szczególnie ze względu na pozyskiwanie materiałów budowlanych (żwirownie, piaskownie) i energetycznych (węgiel brunatny, węgiel kamienny, torf). Kopaliny energetyczne dotyczą zarówno górnictwa głębinowego w odniesieniu do węgla kamiennego, jak i kopalnictwa odkrywkowego w przypadku węgla brunatnego.

W środkowej Wielkopolsce wyłączenie znacznych areałów użytkowanych rolniczo na cele nierolnicze związane było – poza lokalnymi wyrobiskami surowców mineralnych – przede wszystkim z eksploatacją węgla brunatnego skumulowaną w rejonie konińskiego-tureckiego (aktualnie są to powiaty koniński i turecki, w mniejszym stopniu kolski), czyli na stosunkowo niewielkim obszarze województwa

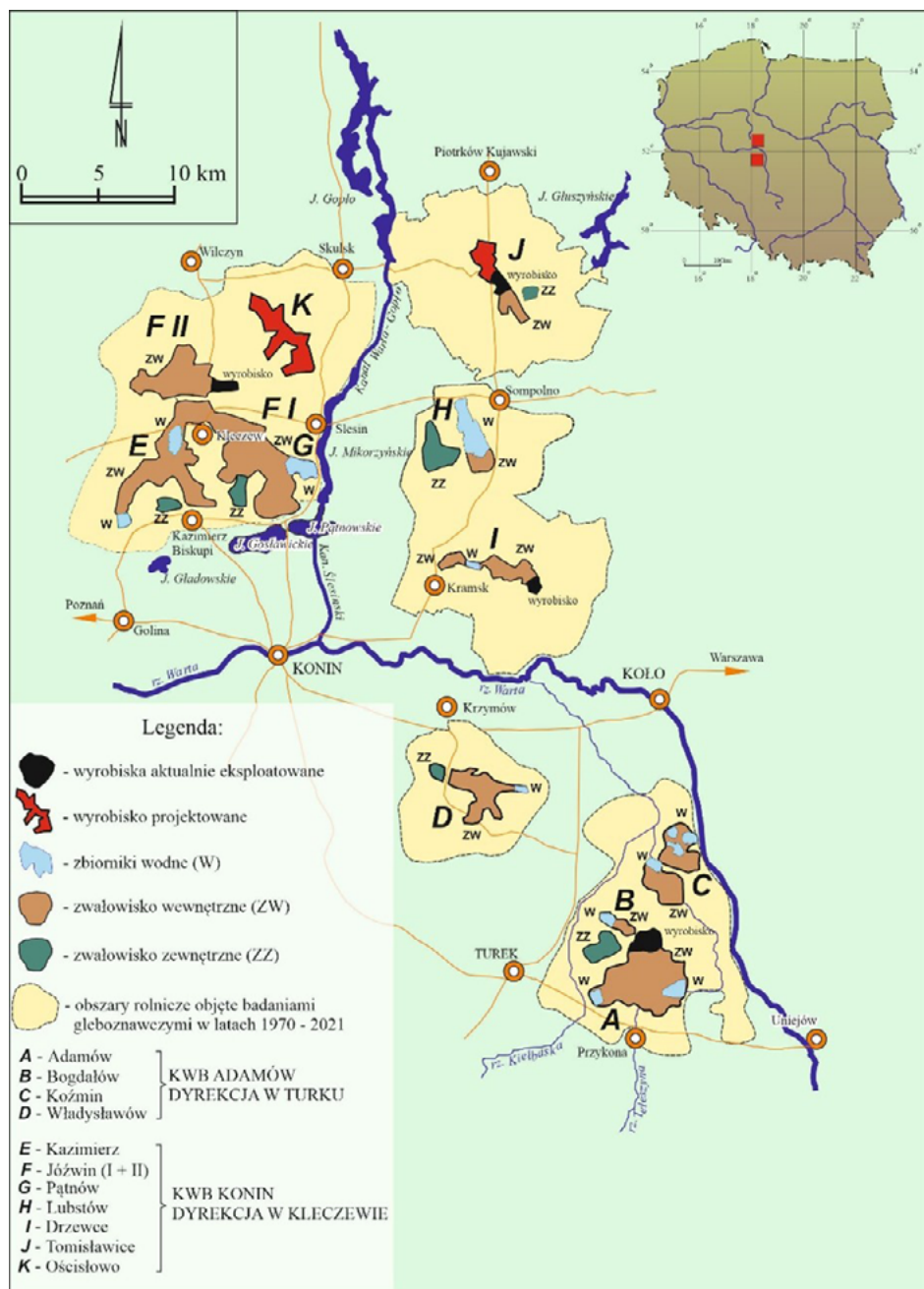
wielkopolskiego. Niemniej spowodowało to, że w jego granicach występuje znacznie więcej gleb antropogenicznie zdegradowanych bądź zdewastowanych (około 9,6 tys. ha) aniżeli w dolnośląskim (około 6,0 tys. ha) czy śląskim (około 4,4 tys. ha) (Nowicki, 1993; Karczewska, 2012).

Powstawanie odkrywek węgla brunatnego wywołało wiele zmian w lokalnym krajobrazie. Przekształcenia geomechaniczne spowodowane różnego rodzaju pracami ziemnymi doprowadziły nie tylko do całkowitego zniszczenia części pokrywy glebowej (wyrobiska), ale także do zajęcia znacznych terenów związanych z tworzeniem zwałowisk zewnętrznych, zbiorników retencyjnych oraz składowisk materiałów towarzyszących (wtórnych), takich jak piaski, gliny i ropy, stanowiących cenne materiały do przetwórstwa w innych gałęziach przemysłu. Powstało zatem wiele nowych antropogenicznych form w rzeźbie powierzchni.

Poza zmianami geomechanicznymi konieczne odwodnienie pokładów złóż węgla brunatnego – przez odwodnieniowe bariery utworzone wokół wyrobisk – następowało także przez transformację warunków hydrologicznych na terenach sąsiadujących z odkrywkami. Dotyczyło to zarówno czerpania głębinowych wód paleogeńsko-neogeńskich usytuowanych pod złożem węgla brunatnego, jak i płytkich wód czwartorzędowych. Te ostatnie, jeśli w przeszłości znajdowały się w zasięgu profili glebowych (do 1,5–2,0 m), na skutek działalności górniczej uległy obniżeniu, co doprowadziło do pogorszenia warunków powietrzno-wodnych gleb, a tym samym do obniżenia ich produktywności. Spowodowało to nasilenie konfliktów pomiędzy dyrekcjami kopalń a lokalnymi rolnikami, których użytki sąsiadowały z wyrobiskami. Rozstrzyganiem tych sporów, szczególnie po 1995 roku (Dz. U. 1994), zajmowały się sądy rejonowe lub okręgowe. Zlecały one specjalistyczne ekspertyzy, w których wielokrotnie brali udział – jako eksperci – pracownicy Katedry Gleboznawstwa i Ochrony Gruntów Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu. Wyniki wieloletnich badań tego problemu, rozpoczętych już w 1970 roku, pozwoliły na wypracowanie merytorycznych, prawnych i formalnych podstaw rozwiązywania problemu odwodnieniowej degradacji produktywności gleb w rejonie konińskiego-tureckim (Rząsa i in., 1999).

Obszary górnicze i teren badań gleboznawczych

Specjalistyczne badania gleboznawcze dotyczące problemu degradacji gleb na skutek działalności kopalnictwa odkrywkowego węgla brunatnego koncentrowały się wokół obszarów górniczych: Kopalni Węgla Brunatnego ADAMÓW (Dyrekcja w Turku) i Kopalni Węgla Brunatnego KONIN (Dyrekcja w Kleczewie). Lokalizacje eksploatowanych odkrywek oraz obszarów badań gleboznawczych, począwszy od 1970 roku, zilustrowano na zamieszczonej mapie poglądowej (ryc. 3.15). Ponadto w tabeli 3.4 podano wykaz odkrywek, wielkość obszaru badań w rejonach poszczególnych odkrywek kopalnianych i gmin, zakres badań



Ryc. 3.15. Lokalizacja odkrywek węgla brunatnego w Konińsko-Tureckim Zagłębiu Węglowym oraz obszarów badań gleboznawczych prowadzonych w latach 1970–2017

terenowych zrealizowanych w okresach badawczych (tj. w latach 1970–2021 w rejonie wyrobisk kopalnianych KWB ADAMÓW i w latach 1992–2021 na terenach przyległych do odkrywek KWB KONIN), a także aktualny stan zagospodarowania zwałowisk i wyrobisk końcowych.

Specjalistycznymi badaniami gleboznawczymi objęty został obszar o łącznej powierzchni 87 685 ha (tab. 3.4). W trakcie badań terenowych wykonano 755 odkrywek glebowych i 3070 wierceń glebowych, z których pobrano ponad 14 500 próbek gleb – zarówno o strukturze nienaruszonej, jak i naruszonej – do szczegółowych analiz laboratoryjnych. Ponadto w wydzieleniach gleb usytuowanych w obszarach najniżej położonych, z początkowo wysoko zalegającymi poziomami wód glebowo-gruntowych, zainstalowano 504 studzienki piezometryczne do 4- lub 5-krotnego w ciągu roku pomiaru zmienności ich zalegania. W latach 70. i 90. ubiegłego wieku, a więc jeszcze w okresie występowania wód gruntowych stosunkowo płytko, prowadzono również pomiary zmienności zalegania tych wód w 283 studniach gospodarskich.

Dane zestawione na rycinie 3.15 i w tabeli 3.4 wskazują jednoznacznie, iż kończy się eksploatacja węgla brunatnego w Zagłębiu Konińsko-Tureckim (stan na lipiec 2022 r.). W końcowych etapach robót górniczych znajdują się wyrobiska odkrywek Drzewce – Pole B, Józwin IIB i Tomisławice w KWB KONIN oraz odkrywka Adamów w KWB ADAMÓW. Wszystkie eksploatowane odkrywki kopalniane były sukcesywnie zazwałowywane, a następnie rekultywowane. Powstały zwałowiska zewnętrzne (ZZ) i zwałowiska wewnętrzne (ZW), które w zależności od rodzaju materiału nadkładu węgla brunatnego ulegały zagospodarowywaniu (rekultywacji) w kierunku rolniczym (RR), leśnym (RL) lub specjalnym (RS). Wyrobiska końcowe, z braku możliwości zasypania ich urobkiem z nadkładu, rekultywowane są w kierunku wodnym (RW).

Brak nowych odkrywek węgla brunatnego wyeliminował również konieczność wykonywania specjalistycznych badań gleboznawczych, z wyjątkiem monitorowania zmian zalegania wód gruntowych w tzw. obszarach mokradłowych w rejonie odkrywki Tomisławice. Ostatnie badania gleboznawcze na obszarze około 10 tys. ha przeprowadzono w latach 2016–2019 na terenach przyległych do projektowanej wówczas odkrywki Ościsłowo. W związku z coraz silniejszymi tendencjami odchodzenia od wydobycia kopalin na cele energetyczne KWB KONIN nie uzyskała zatem koncesji na eksploatację złoża węgla brunatnego Ościsłowo.

Zarys historyczny badań

W ponad 50-letnim udziale Katedry Gleboznawstwa (następnie Katedry Gleboznawstwa i Ochrony Gruntów oraz obecnie Katedry Gleboznawstwa i Mikrobiologii) Uniwersytetu Przyrodniczego w Poznaniu nad rozwiązywaniem

Tabela 3.4. Wykaz odkrywek węgla brunatnego, powierzchni badań gleboznawczych w poszczególnych gminach, liczby punktów badawczych oraz aktualnego stanu zagospodarowania zwałowisk i wyrobisk końcowych

Odkrywka węgla brunatnego	Gmina	Powierzchnia badań gleboznawczych [ha]	Liczba punktów badawczych				Aktualny stan zagospodarowania: ZZ, ZW, RR, RL, RW (zb), RS
			profile	wiercenia	zaleganie zw. wody gruntowej		
					w studzienkach piezometrycznych	w studniach gospodarskich	
KWB ADAMÓW (Turek)							
O/Adamów	Przykona	6 073	117	490	86	46	ZZ (RL), ZW w tym: RR, RL i RW wyrobisku końcowym
	Turek	1 394	20	56	14	15	
O/Bogdatów O/Koźmin, Janiszew, Głowy, Kwiatków	Brudzew	324	10	24	8	7	ZW, w tym: RL i RW
		11 880	112	428	118	100	ZW, w tym: RR, RL i RW RW – w realizacji
O/Władysławów	Władysławów	2 956	76	304	73	33	ZZ (RL), ZW, w tym: RR i RL i RW – w realizacji
	Krzymów	796	16	134	10	1	
Razem		23 423	351	1 436	309	202	
KWB KONIN (Kleczew)							
O/Kazimierz Płd.	Golina	629	3	43	1	3	ZZ (RR, RL), lotnisko ZW, w tym: RR i RW – w wyrobisku końcowym
	Kazimierz Biskupi	4 951	68	365	16	8	

O/Kazimierz Płn O/Ióźwin	Kłeczew	7 750	45	186	10	6	ZZ (RL) ZW, w tym RR i RL i RS oraz RW – w wyrobisku końcowym
O/Pątnów	Ślesin	5 860	68	285	32	6	ZW, w tym: RR i RW w wyrobisku końcowym
O/Lubstów	Sompolno	2 209	34	159	12	5	ZZ (RR, RL), RW w tym: RR i RW – w realizacji
O/Drzewce	Kramsk (+Osiek Mały)	4 416	31	142	12	6	ZW, w tym: RR i RL, RW – w wyrobisku końcowym Pola Bilczew i Pola B (w realizacji)
O/Tomisławice + monitoring mokradeł	Wierzbinek (+Piotrków Kujawski)	14 126	62	216	60	33	ZZ – formowanie, planowane ZW, w tym: RR i RW – w wyrobisku końcowym (po 2024 roku)
O/Ościśłowo (projektowana)	Natura 2000 – jez. Gopło	12 150	35	108	25	8	pomiary zmienności zalegania wód gruntowych (2014–2026)
Razem		347	13	26	13	–	aktualnie brak koncepcji na eksploatację
		11 824	45	104	14	6	
		64 262	404	1 634	195	81	
Ogółem KWB ADAMÓW + KWB KONIN		87 685	755	3 070	504	283	

ZZ – zwałowisko zewnętrzne, ZW – zwałowisko wewnętrzne, RR – rekultywacja rolnicza, RL – rekultywacja leśna, RW – rekultywacja wodna (zb – zbiorniki wodne), RS – rekultywacja specjalna (tereny rekreacyjne, lotnisko i in.)

problemów degradacji produktywności gleb wywołanej działalnością kopalnictwa odkrywkowego, w obrębie wymienionych wcześniej odkrywek węgla brunatnego, należy wyróżnić trzy zasadnicze okresy. Podział ten wynika ze zmieniających się uwarunkowań prawnych oraz zakresu decyzyjności jednostek administracji państwowej i przedsiębiorstw zlecających prowadzenie specjalistycznych badań.

Okres I to przedział czasowy pomiędzy początkiem lat 70. a rokiem 1994, w którym sprawy sporne (odszkodowawcze) pomiędzy kopalniami a rolnikami rozstrzygała Komisja ds. Szkód Górniczych we Wrocławiu. To na mocy jej tzw. postanowień dyrekcje kopalń zobowiązane były do zlecenia jednostkom naukowym badań w zakresie sformułowanym w wymienionych postanowieniach. W tym okresie prowadzone były głównie specjalistyczne badania gleboznawcze, uzupełnione jedynie analizami materiałów archiwalnych z zakresu geologii, hydrografii i klimatu zawartymi głównie w ocenach oddziaływania na środowisko, które opracowywał POLTEGOR-PROJEKT (1993, 1994, 1995a–e). Z powodu braku informacji o stanie środowiska glebowego przed bezpośrednim rozpoczęciem robót górniczych dla oceny zmian w produktywności gleb wywołanych przekształceniami geomechanicznymi i hydrologicznymi stosowano metodę oceny ewolucyjnego rozwoju gleb w połączeniu z metodą weryfikacji klas bonitacyjnych gruntu (Rząsa i in., 1999) oraz z uwzględnieniem metody hydrogeologiczno-glebowej (Krajewski i in., 1969; Siarkiewicz, 1972). Wyniki badań gleboznawczych odnoszono do rezultatów badań zawartych w aneksach do map ewidencyjnych w skali 1 : 5000 opracowanych w latach 60. ubiegłego wieku przez Wojewódzkie Biura Geodezji i Urzędów Rolnych. Mapy te do dziś stanowią obiektywne, urzędowe, zaakceptowane przez rolników i administrację państwową dokumenty, w których wszelkie istotne zmiany w klasach bonitacji gruntów – zachodzące pod wpływem melioracji czy degradacji warunków naturalnej produktywności gleb – są w odpowiedni sposób zgłaszane i na nie wprowadzane.

Okres II przypada na lata 1994–1999, a więc od momentu opublikowania nowego prawa geologicznego i górniczego (Dz. U. 1994) do momentu opublikowania podręcznika, w którym zaprezentowano nowe zasady rozwiązywania problemów odwodnieniowej degradacji gleb uprawnych w wyniku działalności kopalnictwa odkrywkowego (Rząsa i in., 1999).

Od 1994 roku wspomniane roszczenia czy sprawy były i są rozstrzygane według zasad zawartych w Prawie geologicznym i górniczym (Dz. U. 1994). Najważniejsze postanowienia tej ustawy są następujące:

„Art. 95.1. Jeśli nie jest możliwe przywrócenie stanu poprzedniego lub koszty tego przywrócenia przekraczałyby wielkość poniesionej szkody, naprawienie szkody następuje przez zapłatę odszkodowania”.

„Art. 97.1. W sprawach o naprawianie szkód uregulowanych przepisami niniejszego działu orzekają sądy powszechne”.

„Art. 97.3. W sprawach, o których mowa w ust. 1, powód nie ma obowiązku uiszczenia kosztów sądowych. Postanowienie toczy się na koszt przedsiębiorcy, chyba że roszczenie okaże się oczywiście bezzasadne”.

Najistotniejszym jednak postanowieniem tej ustawy jest „Art. 91.3. przedsiębiorca odpowiada za szkodę według zasad określonych w Kodeksie Cywilnym”.

Rozstrzygnięcie przez sądy powszechne spraw roszczeniowych o odszkodowania z tytułu niekorzystnego oddziaływania kopalnictwa odkrywkowego różnych kopalni na przylegające do wyrobisk kopalnianych grunty orne i użytki zielone spowodowało, iż konieczne i niezbędne stało się opracowanie prostych i jednoznacznych kryteriów oceny stopnia degradacji różnych utworów glebowych znajdujących się w bliskim i dalszym sąsiedztwie wyrobisk kopalnianych (Rząsa i in., 1999).

Podstawowym dokumentem prawnym zarówno w przeszłości, jak i po ukazaniu się nowego prawa geologicznego i górniczego były i są mapy ewidencji gruntów w skali 1 : 5000 (mapy kastralne). Każda klasa bonitacyjna gruntów wydzielona zasięgiem na mapach ewidencji charakteryzuje się możliwością uzyskania z jej powierzchni określonego średniego (przeciętnego) plonu i dochodowości, ustalonych dla kraju, województwa i gminy.

W tym okresie Katedra Gleboznawstwa AR w Poznaniu wykonała wiele ekspertyz na zlecenia Sądów Rejonowych w Koninie i Turku oraz Sądu Okręgowego w Koninie, z których najważniejsza była obszerna ekspertyza obejmująca zasięgiem obszar 48 wsi zlokalizowanych w zasięgu oddziaływania wyrobisk kopalnianych KWB KONIN (Rząsa i in., 1997). W tej ekspertyzie na potrzeby rozstrzygnięć sądowych w ponad 1200 pozwach rolników wobec KWB KONIN w Kleczewie przedstawiono autorskie, nowe merytoryczne i formalne zasady rozstrzygnięcia spraw o odszkodowanie z tytułu niekorzystnego oddziaływania kopalnictwa odkrywkowego różnych kopalni na przylegające do wyrobisk kopalnianych środowisko glebowe.

Okres III datuje się od 2000 roku, a więc po opublikowaniu nowych merytorycznych zasad zarówno prowadzenia specjalistycznych badań hydrogeologiczno-glebowo-klimatycznych, jak i formalnych zasad wydzielania stref degradacji oraz naliczania odszkodowań z tytułu szkód ponoszonych przez rolników w produktywności gruntów rolnych.

Najważniejszą z merytorycznego, a w konsekwencji również prawnego i formalnego punktu widzenia jest kwestia obiektywnego ustalenia przyczyn faktycznego odwodnienia gleb. Ocena taka jest możliwa przy umiejętnym, popartym argumentami naukowymi rozgraniczeniu zmian w stosunkach wilgotnościowych gleb (typach gospodarki wodnej), które odnotowano w zachodzących procesach glebotwórczych i glebowych przez ostatnie 50–60 lat, czyli od momentu określenia ówczesnego stanu środowiska glebowego, przedstawianego na mapach ewidencyjnych w skali 1 : 5000 i opisanego w aneksach do tych map, szczególnie

dotyczących właściwości wodnych gleb, a przede wszystkim zalegania poziomów wód glebowo-gruntowych. Wiadomo bowiem, że w tym okresie niekorzystne zmiany w stosunkach wilgotnościowych gleb zachodziły pod wpływem trzech rodzajów czynników (Mocek i Owczarzak, 2006):

- naturalnych, spowodowanych udowodnionymi niekorzystnymi warunkami klimatycznymi, głównie wzrostem średnich temperatur rocznych i niekorzystną ilością, a przede wszystkim zmiennym rozkładem opadów w ciągu roku,
- antropogenicznych w rozumieniu działalności rolniczej (zmiany w agrotechnice, wzrost zapotrzebowania na wodę w wyniku znacznego zwiększenia plonowania roślin itp.), w tym również przeprowadzonych melioracji, głównie odwadniających,
- industrio- i urbanistycznych, zwiększających z jednej strony odpływy wód opadowych, a z drugiej – obniżających poziomy wód gruntowych, jak w przypadku kopalnictwa odkrywkowego.

Określenie zatem roli i zakresu oddziaływania wymienionych czynników na zmiany w typach gospodarki wodnej gleb w sąsiedztwie wyrobisk górniczych jest niesłychanie ważne, gdyż kopalnie mogą ponosić konsekwencje finansowe za ewentualne szkody w środowisku glebowym wywołane jedynie swoją działalnością przemysłową (Mocek i Owczarzak, 2003; 2006; Owczarzak i in., 2008; Owczarzak i Mocek, 1999).

Aby taki wpływ jednoznacznie udowodnić, na zlecenie Dyrekcji Kopalń podjęto badania dwuetapowe, sprawdzające aktualny stan środowiska glebowego przed rozpoczęciem działalności górniczej, a następnie w trakcie eksploatacji odkrywek lub bezpośrednio po ich zakończeniu. Umożliwiło to obiektywną ocenę zmienności czynników edaficznych (zespół właściwości fizykochemicznych i biologicznych gleby, miąższość poziomu próchnicznego i zawartości w nim związków organicznych, stosunki powietrzno-wodne gleby) oraz czynników agrotechnicznych (uprawa roli, nawożenie mineralno-organiczne, właściwy płodozmian, odpowiedni materiał siewny i termin siewu oraz ochrona roślin), kształtujących plonowanie roślin uprawnych i rozdzielenie ich wpływu od ewentualnego wpływu na produktywność gleb działalności górniczej. Efektem powyższych badań oraz szczegółowych analiz warunków geologiczno-klimatycznych i glebowych było stopniowe przekonywanie rolników o niesłuszności większości roszczeń wobec kopalń i wygaszanie sporów w kolejnych latach.

Badania gleboznawcze

W ponad 50-letniej praktyce badań gleboznawczych w rejonach kopalnictwa odkrywkowego węgla brunatnego realizowane były one w różnym zakresie i na kilku poziomach szczegółowości, wynikających przede wszystkim z uwarunkowań

podawanych przez poszczególnych zleceniodawców. Niezależnie jednak od tych uwarunkowań specjalistyczne badania gleboznawcze prowadzone w latach 1970–2022 realizowane były zawsze w czterech podstawowych etapach: prace wstępne, badania terenowe, badania laboratoryjne i prace kameralne.

Podczas prac terenowych posługiwano się mapami topograficznymi i geologicznymi w różnych skalach, ale przede wszystkim mapami ewidencji gruntów w skali 1 : 5000 i mapami glebowo-rolniczymi w skali 1 : 5000, będącymi jedynym prawnym dokumentem, w którym zarejestrowano stan gleb w okresie wykonywania tych map, do treści których można odnieść aktualny stan gleb z ich zmiennością, jaka dokonana się w ciągu ostatnich 50–60 lat ich użytkowania.

Badania laboratoryjne prowadzono według metod powszechnie stosowanych w gleboznawstwie (Lityński i Jurkowska, 1982; Mocek i in., 1997). Na pobranych w terenie próbkach glebowych oznaczono właściwości fizyczne (skład granulometryczny, wilgotność, gęstość gleby, gęstość objętościową, porowatość) i właściwości chemiczne (odczyn gleby, węglan wapnia, zawartość: węgla organicznego, azotu i przyswajalnych form potasu, fosforu i magnezu). Szczególną uwagę poświęcono oznaczeniu niektórych właściwości wodnych, takich jak: pojemność higroskopowa, kapilarna, połowa i pełna pojemność wodna, zdolności retencyjne gleb czy współczynnik filtracji (Gajewski i in., 2007; 2008; 2015b; Kaczmarek i in., 2000).

Natomiast kwintesencją prac kameralnych były zawsze opracowania kartograficzne:

- map zalegania wód gruntowych z określeniem typów gospodarki wodnej gleb,
- map stref gleb podlegających i niepodlegających trwałej odwodnieniowej ich degradacji na podkładach map glebowo-rolniczych w skali 1 : 5000 i 1 : 10 000,
- map sytuacyjnych z lokalizacją wszystkich obiektów i punktów pomiarowych (glebowych, fitosocjologicznych i hydrologicznych) oraz ze stanowiskami fotograficznymi poszczególnych obiektów.

Badania siedliskowo-florystyczne

W obrębie oddziaływania odkrywek węgla brunatnego w rejonie Konina i Turku przeprowadzono w sezonach wegetacyjnych 1993–2022 wieloaspektowe badania siedliskowo-florystyczne użytków zielonych, mające na celu:

- ocenę ich aktualnego stanu florystycznego,
- określenie walorów użytkowych i przyrodniczych,
- określenie prawdopodobnych przekształceń w składzie florystycznym fitocenozy łąkowych w związku z odwadniającym oddziaływaniem wyrobisk kopalnianych.

Badania florystyczne obejmowały:

- wykonanie zdjęć fitosocjologicznych metodą Brauna-Blanqueta w punktach badawczych w rejonach profili glebowych i stanowisk piezometrycznych wytypowanych na podstawie badań gleboznawczych,
- analizę składu florystycznego, zdjęć fitosocjologicznych oraz wydzielenie zbiorowisk zgodnie z systemem fitosocjologicznym według Matuszkiewicza (2002), dla których sporządzono tabele syntetyczne,
- określenie walorów przyrodniczych wyróżnianych zbiorowisk na podstawie metody Oświta (2000),
- ocenę wartości użytkowej runi łąk i pastwisk z wykorzystaniem metody Filipka (1973).

Badania siedliskowe przeprowadzono metodami fotoindykacji na podstawie wskaźników Ellenberga i in. (1992), gdzie dokonano oceny uwilgotnienia siedlisk (F), odczynu gleby (R) i zawartości azotu w glebach (N). Ocenę aktualnego stanu badanych użytków zielonych przedstawiono, opisując każde wydzielone zbiorowisko ze wskazaniem miejsc jego występowania naniesionych na mapach glebowo-rolniczych w skali 1 : 5000 lub 1 : 10 000 (Kryszak, 2010; 2011; 2019; 2021; Grynia i Kryszak, 1999).

Badania plonowania roślin uprawnych

Plonowanie roślin uprawnych do 1995 roku było dokumentowane licznymi zdjęciami fotograficznymi, wykonywanymi podczas terenowych badań gleboznawczych. Ilustrowano plonowanie wielu roślin uprawnych oraz łąk i pastwisk w różnych okresach wegetacji, na odmiennych klasach bonitacyjnych, przeważnie w bezpośrednim sąsiedztwie lub w pobliżu odkrywek kopalnianych.

Po raz pierwszy standardowe badania oceny wegetacji i plonowania roślin uprawnych wykonano w ramach zlecenia Sądu Rejonowego w Koninie (Rzasa i in., 1997). Badania prowadzili doświadczeni specjaliści z Katedry Uprawy Roli i Roślin Akademii Rolniczej w Poznaniu. Plon roślin uprawnych na wytypowanych klasach bonitacji i w kompleksach przydatności rolniczej oceniono metodą szacunkową (bezpośrednio w terenie) przed zbiorem plonów oraz metodą analityczną na wybranych powierzchniach próbnych, z których pobrano biomasa roślin zbożowych, wymłócono, zważono i przeliczono na areał 1 ha (Rzasa i in., 1997).

Szacunkową ocenę plonowania zarówno roślin zbożowych, jak i pastewnych przeprowadzono podczas 3-letnich specjalistycznych badań gleboznawczych, obejmujących obszar około 10 tys. ha wokół projektowanej odkrywki węgla brunatnego Ościsłowo (Piechota, 2019). Ocenę stanu wegetacji roślin prowadzono 2–3 krotnie w sezonie wegetacyjnym (wschody, wzrost, zbiór), odnosząc ją do możliwości produkcyjnych poszczególnych klas bonitacji, analiz zasobności gleb

w składniki pokarmowe oraz zaleceń nawozowych opracowanych przez Instytut Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa w Puławach.

Badania hydrologiczno-klimatyczne

Zakres badań hydrologicznych obejmował wieloletnie oraz sezonowe obserwacje zmiany wód powierzchniowych w sieciach hydrograficznych obszarów badawczych. W uzasadnionych przypadkach dokonywano również pomiarów przepływów w ciekach wodnych oraz pomiarów wahań lustra wody w zbiornikach wodnych (jeziorach), a także analizę warunków klimatycznych na podstawie danych ze stacji meteorologicznych w Kole, Turku i Koninie oraz posterunków meteorologicznych w Kleczewie i Sompolnie (Kędziora, 2011b; Marszelewski, 2010; 2019; 2021; Marszelewski i Skowron, 2011). W analizie uwzględniono również wieloletnie pomiary zmienności zalegania wód glebowo-gruntowych wykonane podczas badań gleboznawczych oraz dane z monitorowania zmienności zalegania wód gruntowych mierzonych 4–5-krotnie w roku w sieci studzienek piezometrycznych.

Szczególnej analizie poddawano trzy podstawowe elementy bilansu wodnego rejonu odkrywek kopalnianych, a mianowicie: opad, parowanie i odpływ. W obliczeniach bilansu wodnego posługiwano się metodami Iwanowa i Penmana (Kędziora, 2008).

Fizjografia obszaru badań

Z podziału fizjograficznego byłego województwa konińskiego (Kondracki, 1980) na tle podziału administracyjnego, w granicach którego znajduje się Konińsko-Tureckie Zagłębie Węglowe, wynika, że wymienione w tabeli 3.4 gminy i znajdujące się w ich obszarach odkrywki kopalniane występują na Pojezierzu Kujawskim (KWB KONIN) oraz na Wysoczyźnie Tureckiej i częściowo w Kotlinie Kolskiej (KWB ADAMÓW).

Pojezierze Kujawskie (315.57), stanowiące wschodnią część Pojezierza Wielkopolskiego, leży między rynną goplańską a Kotliną Płocką. Południową granicę wyznacza linia najdalszego zasięgu ostatniego zlodowacenia, z wyraźnie zaznaczoną granicą krajobrazową. Istotną częścią tego krajobrazu są liczne, chociaż stosunkowo niewielkie jeziora.

Kotlina Kolska (319.14) znajduje się w rozszerzeniu doliny Warty w miejscu zmiany kierunku jej biegu z południkowego na równoleżnikowy u wylotu Pradoliny Bzury-Neru.

Wysoczyzna Turecka (319.17) charakteryzuje się bardzo urozmaiconym krajobrazem z wysokimi wzgórzami morenowymi (do 189 m n.p.m.). Położona jest pomiędzy doliną Warty (Dolina Konińska, Kotlina Kolska) od wschodu i północy oraz od zachodu Doliną Rychwalską.

Warunki hydrogeologiczne

Charakterystyczną cechą budowy geologicznej okolic Konina jest istnienie zmiennej co do miąższości ciągłej pokrywy luźnych osadów czwartorzędowych i paleogeńsko-neogeńskich (trzeciorzędowych). Budowa geologiczna oraz wzajemne relacje między paleografią a rzeźbą współczesną znajdują wyraz w wielu opracowaniach specjalistycznych, syntetyzujących oraz cytowanych w licznych pozycjach bibliograficznych (Kozacki, 1972; Kłysz, 1981; Stankowski, 1986). Z gleboznawczego punktu widzenia najistotniejsza jest budowa utworów czwartorzędowych, szczególnie warstw przypowierzchniowych stanowiących skały macierzyste gleb.

Budowa geologiczna skał glebotwórczych i podłoża w obrębie bezpośredniego i pośredniego oddziaływania odkrywek KWB ADAMÓW jest na ogół silnie zróżnicowana, szczególnie w warstwach przypowierzchniowych. Dotyczy to przede wszystkim osadów holocenijskich, które występują na znacznych obszarach, zwłaszcza w rozległej dolinie i pradolinie rzeki Warty (Rząsa i in., 1999; Mocek i in., 2000; 2002).

Zdecydowanie odmienną budową geologiczną charakteryzują się obszary wokół odkrywek KWB KONIN. Miąższość utworów czwartorzędowych wynosi około 35–45 m. W budowie profilowej wydzielić można cztery poziomy glin morenowych rozdzielonych cienkimi (0,5–5,0 m) warstwami piasków (Stankowski i Krzyszkowski, 1991).

W rejonie odkrywek KWB ADAMÓW występowanie wód podziemnych związane jest z osadami piaszczysto-żwirowymi wieku czwarto- i trzeciorzędowego. Zasobna w wodę jest tu stropowa, spękana i szczelinowata partia margli kredowych mająca podłoże mezozoiczne. Występująca nieciągłość warstw nieprzepuszczalnych powoduje, że poszczególne formacje geologiczne pozostają we wzajemnym kontakcie hydraulicznym. W obszarze tym wyróżnia się dwa główne kompleksy wodonośne (Kaniecki, 1991): nadkładowy, związany z utworami wodonośnymi czwartorzędu i trzeciorzędowego nad pokładem węgla i podwęglowy, związany z drobnziarnistymi piaskami paleogeńsko-neogeńskimi występującymi pod złożem węgla.

Budowa geologiczna i warunki hydrogeologiczne w rejonie odkrywek KWB KONIN są na ogół zbliżone z uwagi na występowanie tych złóż w jednym wspólnym basenie sedymentacyjnym (Przybyłek, 2010; 2011; 2019). Warunki hydrogeologiczne tego obszaru określają trzy poziomy wodonośne: kredowy, wodonośny miocenijski (trzeciorzędowy) i wodonośny czwartorzędowy. Poziomy wodonośne: kredowy i miocenijski mają charakter poziomów ciągłych, regionalnych i decydują o zawadnianiu odkrywek. Poziomy wodonośny czwartorzędowy nie wykazuje charakteru ciągłego i ustabilizowanego poziomu wodonośnego. Występowanie wód jest związane z horyzontami wodonośnymi nieciągłymi,

izolowanymi, o niewielkim rozprzestrzenieniu poziomym i względnie małej miąższości. Wyróżniane są w tym kompleksie trzy horyzonty wodonośne: pod gliną zwałową, nad gliną zwałową i horyzont przypowierzchniowy.

Hydrografia terenu

Budowa geologiczna, geneza i właściwości osadów czwartorzędowych, rzeźba terenu i ukształtowanie nieprzepuszczalnego podłoża oraz warunki klimatyczne zadecydowały zarówno o hydrogeologii, jak i hydrografii analizowanego obszaru.

Na stosunki wodne terenu objętego badaniami w rejonie KWB ADAMÓW decydujący wpływ wywiera rzeka Warta i jej lewobrzeżne dopływy: Teleszyńska, Kiełbaska (gm. Turek, Przykona, Brudzew) oraz Topiec (gm. Władysławów i Krzymów), a także zbiornik retencyjny Jeziorsko. Najniższe stany wód w rzekach notuje się w miesiącach letnich: w lipcu i w sierpniu, a najwyższe w marcu. W lutym i marcu zdarzają się powodzie roztopowe i zatorowe, powodujące zalewanie terasy zalewowej.

Odminną hydrografią charakteryzuje się obszar, w obrębie którego zlokalizowane są odkrywki KWB KONIN (Marszelewski, 2010; 2019; 2021). W terenie ukształtowanym przez zlodowacenie bałtyckie znajdują się ciągi jezior rynnowych. Obszar KWB KONIN, a także wytypowany do badań teren położone są w zlewni szczytowego stanowiska Kanału Warta-Gopło (Kanał Ślesiński). Przepływają tam dwie rzeki: Struga Kleczewska i Struga Biskupia. Obydwie strugi wprowadzają wody do jeziora Gosławskiego o powierzchni około 0,52 km². Sieć hydrograficzną w rejonie odkrywki Lubstów tworzy jezioro Lubstowskie, z którego wody odprowadzane są do Kanału Grójeckiego, wykorzystywanego do nawodnień środkowej i południowej części Doliny Grójeckiej. Natomiast w rejonie odkrywki Drzewce główną sieć hydrograficzną tworzy rzeka Warcica z bocznymi dopływami, głównie rowami melioracyjnymi.

W wyniku dotychczasowej działalności górniczej nastąpiły czasowe lub okresowe przekształcenia w sieci hydrograficznej obszarów przyległych do wyrobisk kopalnianych. Sieć hydrograficzna ulegała znacznemu przeobrażeniu w okresach przygotowywania złóż do eksploatacji i polegała głównie na:

- przełożeniu koryt cieków poza granice terenu objętego eksploatacją węgla,
- przebudowie koryt w celu dostosowania ich przekrojów dla przyjęcia dopływów wód kopalnianych i przeciwpowodziowego zabezpieczenia wyrobisk górniczych,
- budowie nowych rowów i kanałów w ramach systemów odwodnienia terenów przyległych do wyrobisk górniczych oraz do odprowadzania wód kopalnianych z obszaru górniczego.

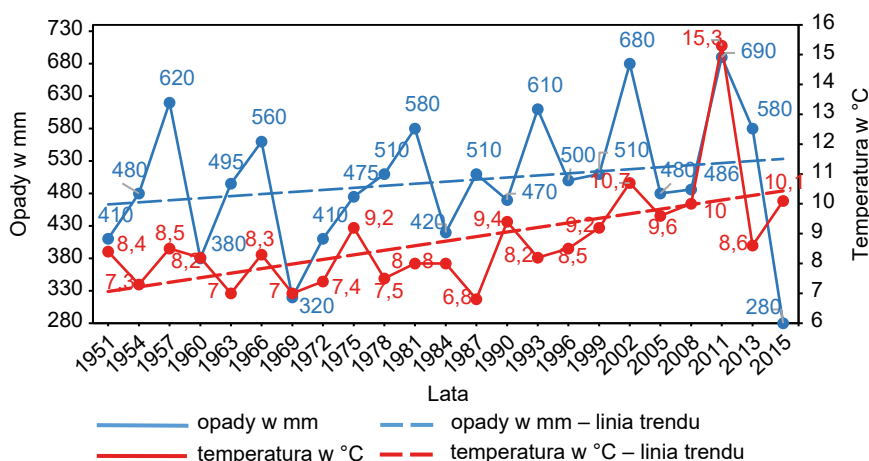
Warunki klimatyczne

Klimat terenu badań i obszarów przyległych zaliczany jest, według podziału Romera (1949), do Krainy Gnieźnieńsko-Kaliskiej w obszarze „Krainy Wielkich Dolin” charakterystycznej dla Niżu Środkowopolskiego. Cechą charakterystyczną tego obszaru jest ścinanie się wilgotnych mas powietrza polarnomorskiego i suchego – kontynentalnego, co powoduje dużą zmienność warunków pogodowych.

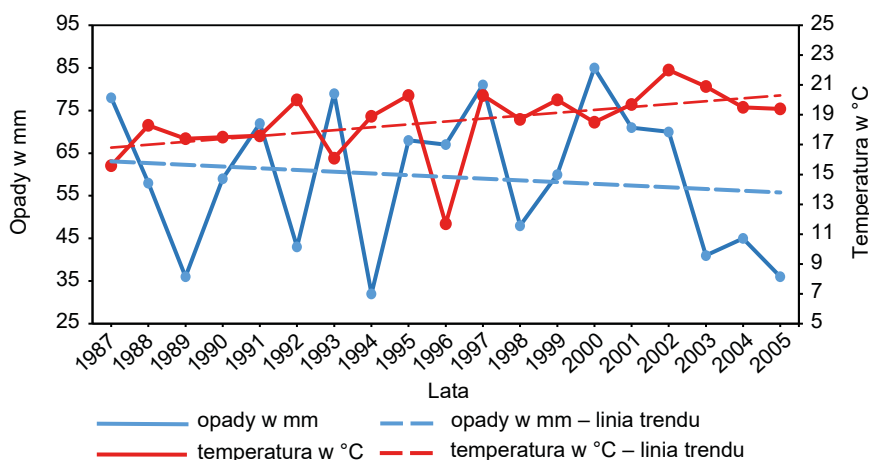
Warunki klimatyczne w rejonie Sompolna, Kleczewa, Koła i Turku były wielokrotnie przedmiotem analiz szczegółowych przygotowywanych ekspertyz, opinii i opracowań naukowych (Rzasa i in., 1999; Mocek i in., 2006; Woś, 2000; Kędziora, 2011; Marszelewski, 2019). Z wielu czynników charakteryzujących warunki klimatyczne najistotniejsze z rolniczego punktu widzenia są opady atmosferyczne (w tym szczególnie ich rozkład w ciągu roku, gdyż stanowią główne źródło wody glebowej niezależnie od typu gospodarki wodnej) oraz wielkość i rozkład temperatur, głównie w okresie wegetacyjnym, kształtujących warunki ewapotranspiracji. Wielkość i rozkład opadów atmosferycznych w poszczególnych miesiącach czy latach oraz ich przestrzenne zróżnicowanie decydują o plonowaniu zarówno roślin uprawnych, jak i użytków zielonych. Z dotychczasowych analiz warunków klimatycznych wysnuć można kilka prawidłowości dla badanego terenu.

Średnia miesięczna suma opadów w wieloleciu 1951–2015 kształtowała się na poziomie 511 mm, przy czym w okresie wegetacyjnym (IV–IX) średnie sumy opadów osiągnęły zaledwie wartość 297 mm, przy retencji pozimowej na poziomie 214 mm. W poszczególnych latach tego okresu wystąpiły wyraźne różnice (ryc. 8.18) w rozkładzie rocznym opadów atmosferycznych (Marszelewski, 2019).

Szczegółowa analiza średnich miesięcznych opadów atmosferycznych wskazuje również na bardzo duże różnice w poszczególnych miesiącach, które są niekiedy krotnościami ilości opadów, np. 232 mm – sierpień 2006 roku, przy średniej z wielolecia dla tego miesiąca na poziomie 59,3 mm. Na rycinie 3.16 przedstawiono przykładowo przebieg średnich rocznych temperatur powietrza i średnich rocznych opadów atmosferycznych w latach 1951–2015 (wg danych stacji meteorologicznej w Kole). Z przedstawionych wykresów wynika, że w analizowanym 64-letnim okresie zarysowuje się wyraźna tendencja wzrostu zarówno średnich rocznych opadów, jak i średniej rocznej temperatury, przy czym wzrost temperatury następuje proporcjonalnie szybciej od wzrostu opadów, co jest zjawiskiem niekorzystnym. Zdecydowanie bardziej niekorzystne zmiany w warunkach meteorologicznych wykazała analiza średnich miesięcznych sum opadów i temperatury w okresach wegetacyjnych 1987–2005 (czerwiec–sierpień), w których istnieje największe zapotrzebowanie roślin na wodę (ryc. 3.17). Z tego wykresu wynika, że średnia temperatura powietrza wzrosła z około 17°C



Ryc. 3.16. Średnie roczne temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w latach 1951–2015 na podstawie danych ze stacji meteorologicznej w Kole



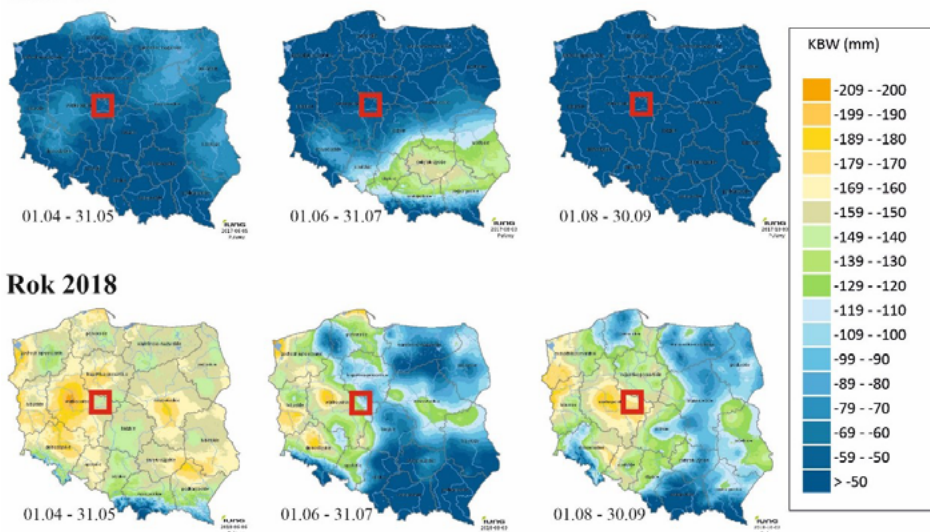
Ryc. 3.17. Średnie z miesięcy letnich (czerwiec, lipiec, sierpień) sumy opadów atmosferycznych i temperatury w okresie 1987–2005 w rejonie odkrywki węgla brunatnego Józwin na podstawie danych z posterunku pomiarowego w Kleczewie (Owczarzak i Mocek, 2004)

w 1987 roku do około 21°C w roku 2003, natomiast średnia wielkość opadów stopniowo malała, średnio z około 60 mm do około 54 mm. Szczególnie duży dysonans między średnimi temperaturami a opadami wystąpił w ostatnich latach (2001–2005) tego okresu, co niewątpliwie spowodowało obniżenie poziomów

nie tylko wód gruntowych, ale także wody w ciekach i jeziorach. Kolejnym przykładem zmian klimatycznych w obrębie badanego terenu jest analiza opadów atmosferycznych w latach 2017 i 2018, wykonana w ramach opracowania dla odkrywki Ościsłowo (Marszelewski, 2019). W tych latach średnie roczne sumy opadów atmosferycznych były znacznie zróżnicowane (o prawie 200 mm) i wyniosły odpowiednio 677 oraz 482 mm. W porównaniu do wartości średniej wieloletniej (1971–2000) wynoszącej 525 mm rok 2017 można uznać za wilgotny (129% wartości średniej), a rok 2018 za suchy (91% wartości średniej). Duże zróżnicowanie wystąpiło również w ilości opadów w okresach wegetacyjnych tych lat. W 2017 roku ilość opadów w okresie kwiecień–wrzesień wyniosła 428 mm, natomiast w tym samym okresie w 2018 roku była niższa i kształtowała się na poziomie 298 mm.

Warunki hydroklimatologiczne w głównych okresach 2017 oraz 2018 roku w rejonie odkrywki Ościsłowo dobrze odzwierciedlają również mapy klimatycznego bilansu wodnego (ryc. 3.18). W 2017 roku były one zbliżone do warunków występujących w większości regionów Polski (oprócz części południowo-wschodniej w czerwcu i lipcu). Rozpoczęła się powolna odbudowa zasobów wodnych, chociaż deficyt wody z roku poprzedniego (2016) i wysoka temperatura powietrza przyczyniły się do wyraźnego spowolnienia tego procesu.

Rok 2017



Ryc. 3.18. Klimatyczny bilans wodny (KBW) w trzech głównych okresach 2017 i 2018 roku. Czerwony kwadrat oznacza orientacyjne położenie analizowanego obszaru (Marszelewski, 2019)

W 2018 roku warunki wodne były początkowo zbliżone do przeciętnych i podobne do występujących w innych regionach środkowej części Polski. Jednak od drugiej połowy wiosny zaznaczył się wzrost ujemnych wartości klimatycznego bilansu wodnego w środkowej części Pojezierza Wielkopolskiego, który następnie rozszerzał się w kierunku południowo-wschodnim i północno-wschodnim. W drugiej połowie lata centralna część Wielkopolski wyróżniała się na tle całej Polski silnym ujemnym klimatycznym bilansem wodnym, chociaż ekstremalnie niskie wartości występowały nieco na zachód od analizowanego obszaru. W efekcie w okresie od lipca do września 2018 roku najwięcej gmin zagrożonych suszą stwierdzono w województwie wielkopolskim, w tym zwłaszcza w jego środkowej części. Uprawami najbardziej zagrożonymi suszą były: burak cukrowy, rzepak i rzepik (wg danych IUNG-PIB w Puławach).

Uwarunkowania glebowe

Opisane w poprzednich rozdziałach czynniki środowiska geograficznego, takie jak: położenie, budowa geologiczna i warunki klimatyczne spowodowały powstanie na analizowanym terenie gleb różnorodnych tak pod względem typologicznym, jak i pod względem użytkowym (klasy bonitacyjne i kompleksy przydatności rolniczej).

Zdecydowanie dominujące na badanych obiektach gleby mineralne wytworzyły się z osadów polodowcowych, w przeważającej większości z glin moreny dennej stadiału leszczyńskiego, z glin lokalnych moren czołowych (akumulacyjnych), z piasków gliniastych zwałowych, a także piasków wodnolodowcowych (fluwioglacjalnych), głównie zandrowych. Gleby wytworzone z utworów organogenicznych (bagiennych) zajmują około 10–12% badanej powierzchni i w większości występują pod trwałymi użytkami zielonymi. Wśród tych utworów wyróżniono osady organogeniczne płytkie – zalegające na podłożu mineralnym oraz średnio głębokie i głębokie. Na skutek zmiany stosunków wilgotnościowych (osuszenia naturalnego oraz melioracji) wymienione osady uległy od powierzchni procesowi murszenia. Według przyjętej w latach 60. ubiegłego wieku klasyfikacji oraz symboli stosowanych na mapach glebowo-rolniczych w skali 1 : 5000 w obrębie badanego obszaru ukształtowały się różne typy i podtypy gleb wykazane w tabeli 3.5.

Duże zróżnicowanie wśród badanych gleb występuje także pod względem ich klasyfikacji użytkowych (Ministerstwo Rolnictwa, 1963; IUNG, 1986). W rejonie KWB ADAMÓW zdecydowanie przeważały klasy bonitacyjne V, VI i VI Rz (od około 95% w gminie Krzymów do około 78% w gminie Brudzew), natomiast w rejonie KWB KONIN przeważały wyższe klasy bonitacyjne gruntów ornych, bo IVa, IVb, a nawet IIIb (od około 45% w gminie Sompolno do około 68% w gminie Kleczew). W przypadku użytków zielonych nie ma aż tak istotnych różnic

Tabela 3.5. Typy i podtypy gleb badanego terenu według Systematyki gleb Polski (1989)

Dział i rząd	Typ	Podtyp
I. Gleby litogeniczne I.A. Gleby mineralne bezwęglanowe, słabo wykształcone	I.A.5. Gleby słabo wykształcone ze skał luźnych (arenosole)	a/ właściwe
II. Gleby autogeniczne II.B. Gleby brunatnoziemne	II.B.1. Gleby brunatne właściwe	a/ typowe b/ brunatne oglejone
	II.B.2. Gleby brunatne kwaśne	a/ typowe b/ oglejone
	II.B.3. Gleby płowe	a/ typowe d/ opadowo-glejowe e/ gruntowo-glejowe
II.C. Gleby bielicoziemne	II.C.1. Gleby rdzawe	a/ właściwe
	II.C.2. Gleby bielicowe	a/ właściwe
III. Gleby semihydrogeniczne III.B. Czarne ziemie	III.B.1. Czarne ziemie	a/ glejowe b/ właściwe e/ zdegradowane f/ murszaste
IV. Gleby hydrogeniczne IV.A. Gleby bagienne IV.B. Gleby pobagienne	IV.A.1. Gleby mułowe	b/ torfowo-mułowe
	IV.A.2. Gleby torfowe	a/ torfowisk niskich
	IV.B.1. Gleby murszowe	a/ torfowo-murszowe b/ mułowo-murszowe
	IV.B.2. Gleby murszowate	a/ mineralno-murszowate b/ właściwe c/ murszaste
V. Gleby napływowe V.A. Gleby aluwialne V.B. Gleby deluwialne	V.A.1. Mady rzeczne	a/ właściwe b/ próchniczne c/ brunatne
	V.B.1. Gleby deluwialne	a/ właściwe b/ próchniczne c/ brunatne
VII. Gleby antropogeniczne VII.B. Gleby industrio- i urbanoziemne	VII.B.1. Gleby antropogeniczne o niewykształconym profilu	-----

w klasach bonitacyjnych między gminami w obrębie oddziaływania obydwu kopalń; dominującą jest klasa V (44–58%), a następnie klasa IV (23–40%). Na podkreślenie zasługuje ogólna powierzchnia użytków zielonych, gdyż one w głównej mierze podlegają degradacji (zarówno grunty, jak i porost roślinny) w wyniku odwadniającego oddziaływania odkrywek kopalnianych. Wokół wyrobisk KWB

ADAMÓW powierzchnia użytków zielonych na terenie gmin objętych badaniami wyniosła ponad 6200 ha, a wokół wyrobisk KWB KONIN ponad 6900 ha. W gruntach ornym badanego terenu zdecydowanie dominują gleby kompleksów żytnich (4–7), przy czym w rejonie KWB ADAMÓW przeważają kompleksy żytnie słabe i bardzo słabe (6 i 7), natomiast w rejonie KWB KONIN większe powierzchnie stanowią kompleksy żytnie bardzo dobre i dobre (4 i 5). Grunty pod użytkami zielonymi należą w większości (51–76%) do kompleksu 3z, a więc do użytków zielonych słabych i bardzo słabych (IUNG, 1986). Wszystkie gleby kompleksu 3z miały niekorzystne stosunki wilgotnościowe utrudniające właściwe zagospodarowanie; zbyt mokre wymagały melioracji, a zbyt suche – nawodnienia lub zmiany sposobu użytkowania.

Merytoryczne i formalne podstawy wyznaczania stref degradacji gleb

Rozwiązywanie problemów degradacji hydrologicznej gleb jest zagadnieniem bardzo złożonym. Wynikało to w przeszłości z braku merytorycznie opracowanych i sprawdzonych na szeroką skalę metod badawczych. Ten problem został w dużej mierze rozwiązany w wyniku obszernych badań gleboznawczych, wykonanych w latach 1994–1996 na zlecenie Sądu Rejonowego w Koninie (Rząsa i in., 1997). Wyniki tych badań, przeprowadzonych na obszarze ponad 15 tys. ha – poszerzone o rezultaty badań wcześniej wykonanych w innych rejonach kopalnictwa odkrywkowego i uzupełnione propozycją nowych rozwiązań metodycznych – znalazły swój wyraz w obszernym opracowaniu monograficznym (Rząsa i in., 1999). Podkreślić jednak należy, że każdy obiekt badań jest inny zarówno pod względem budowy geologicznej, warunków klimatycznych, jak i pokrywy glebowej oraz poziomu agrotechniki. Kolejne trudności wynikają także z przepisów prawnych dotyczących rozwiązywania spraw spornych pomiędzy rolnikami i kopalniami, a także z braku badań dotyczących stanu pokrywy glebowej w otoczeniu planowanego wyrobiska bezpośrednio przed rozpoczęciem instalacji bariery odwodnieniowej.

Kopalnictwo odkrywkowe różnych surowców mineralnych, w tym szczególnie węgla brunatnego, oprócz zasadniczych przekształceń typu geomechanicznego (głębokie wyrobiska) wywołuje przekształcenia w hydrologii i hydrografii obszarów przyległych. Zasięg tego wpływu na otaczające środowisko przyrodnicze zależy głównie od usytuowania wyrobisk w geomorfologii terenu (Rząsa i in., 1999; Owczarzak i Mocek, 2007; Owczarzak i in., 2009). Z eksploatacją odkrywek węgla brunatnego nieuchronnie związane są przeobrażenia stosunków wodnych, a więc zarówno zmiany układu wód powierzchniowych, jak i podziemnych (Kaniecki, 1991). Dotyczy to przede wszystkim zmian uwilgotnienia w warstwach powierzchniowych litosfery. Zmiany reżimu wodnego w nadkładzie nie muszą jednak zawsze wywierać negatywnych skutków w uwilgotnieniu gleb,

stanowiących zaledwie 1–2-metrowy pokład w wierzchniej warstwie skorupy ziemskiej (Mocek i Owczarzak, 2003; Mocek i in., 2000).

W analizowaniu wpływu kopalnianego odwodnienia obszarów przyległych do wyrobisk górniczych należy wyraźnie zaznaczyć dwie podstawowe kwestie: odwodnienie terenu i odwodnienie gleb (Mocek i Owczarzak, 2003; 2006; Mocek i in., 2002). Intensywność zarówno jednego, jak i drugiego odwodnienia zależy głównie od ilości wód zmagazynowanych w warstwach wodonośnych, przepuszczalności tych warstw, spadku hydraulicznego, długości drogi filtracji itp. (Owczarzak i in., 2000; 2003; Rząsa i in., 1998; Gajewski i in., 2007). Podstawowym jednak warunkiem dla osączenia i odwadniania terenu jest zawsze egzystencja tzw. wody wolnej – odciekającej pod wpływem sił grawitacji. Jest to więc woda wolna, której stan ilościowy przewyższa naturalną, trwałą pojemność wodną różnych utworów, warstw i poziomów geologicznych (Rząsa i in., 1999; Owczarzak i in., 1998; Kaczmarek i in., 2000; Gajewski i in., 2008, 2015b).

Wyniki uzyskane z ponad 50-letnich badań przedmiotowego zagadnienia umożliwiły opracowanie nowych szczegółowych zasad ustalania skali degradacji odwodnieniowej (przesuszenia) gleb przyległych do odkrywek kopalnianych. Badania prowadzono zawsze z zastosowaniem tzw. dwuetapowej metody oceny pokrywy glebowej (Mocek i Owczarzak, 2003; Rząsa i in., 2000). Etap pierwszy realizowano w większości przypadków przed uruchomieniem bariery odwodnieniowej, tj. na dwa lata przed tzw. wkopem wyrobiska otwierającego. Prace terenowe polegały na aktualizacji wydzieleni jednostek glebowych, które znajdują się na mapach glebowo-rolniczych. Poza sprawdzeniem zasięgów poszczególnych typów bądź podtypów skonfrontowano ich przynależność taksonomiczną zgodnie z obowiązującą w danym czasie Systematyką gleb Polski (1989, 2011) oraz aktualnymi kryteriami określonymi dla wielu właściwości fizyczno-chemicznych, w tym szczególnie składu granulometrycznego (PTG, 2008). W trakcie badań analizowane były podstawowe parametry fizyczne i chemiczne próbek pobranych z reprezentatywnych wydzieleni zarówno z profili, jak i wierceń glebowych. Uwzględniono także plonowanie i stan roślin w okresie wegetacji na użytkach rolnych (gruntach ornych i użytkach zielonych) na tle warunków klimatycznych i poprawności agrotechniki.

Drugi etap polegał na monitorowaniu zmian zalegania wód glebowo-gruntowych podczas eksploatacji węgla brunatnego wraz z przesuującym się frontem prac górniczych. Dotyczyło to szczególnie gleb położonych w terenach obniżonych, które wykazują typ gospodarki gruntowo-wodnej. W przypadku zakończenia eksploatacji monitorowano odtwarzanie się stosunków powietrzno-wodnych we wcześniej zainstalowanych na obiekcie studzienkach kontrolnych.

Poza opisem glebowym wybranych reprezentatywnych odkrywek pobierano z nich próbki do oznaczeń podstawowych parametrów podanych w metodyce, według metod obowiązujących w gleboznawczych analizach laboratoryjnych.

Zgromadzony bardzo obszerny materiał umożliwił wydzielenie trzech stref (I–III) i odpowiednich podstref (III-A, III-B, III-C i III-D) zróżnicowanej podatności gleb różnych użytków rolnych na tzw. degradację odwodnieniową (tab. 3.6). Poniżej zaprezentowano ich krótką charakterystykę.

Strefa I obejmuje gleby, które nie miały i nie mają wody gruntowej w zasięgu profilu glebowego. Tym samym nie mogą one podlegać kopalnianej degradacji odwodnieniowej. Plony roślin będą zależały głównie od stosowanej agrotechniki i klasy bonitacyjnej gleby oraz warunków klimatycznych. Jedynym źródłem wody dostępnej dla roślin będzie suma i rozkład opadów atmosferycznych, szczególnie w okresie wegetacyjnym (Owczarzak i Mocek, 2004). Gleby tej strefy wykazują typ gospodarki opadowo-retencyjnej (opadowo-wodnej). Roszczenia związane z obniżeniem plonów na skutek przesuszenia gleb wywołanego oddziaływaniem wyrobiska kopalnianego są całkowicie bezzasadne.

Strefa II obejmuje gleby, które nie miały i nie mają w zasięgu profilu glebowego poziomu wody gruntowej, natomiast mogą wykazywać okresową, najczęściej wczesnowiosenną (po śnieżnych zimach) naglinową i śródglinową wodę wolną osączalną lub strefę lokalnego nasycenia wodą w piaskach gliniastych naglinowych i w żyłach spiaszczenia wśród glin. Plonowanie tych gleb zależy głównie od klasy bonitacyjnej, zabiegów agrotechnicznych oraz od przebiegu warunków klimatycznych, w tym przede wszystkim od ilości i rozkładu opadów w okresie wegetacyjnym. Podobnie jak gleby strefy I wykazują one typ gospodarki opadowo-wodnej, a zatem odszkodowania za przesuszenie gleb są także bezzasadne.

Strefa III obejmuje gleby, które mają lub miały w ostatnich kilkudziesięciu latach poziom wody gruntowej w zasięgu profilu glebowego lub poziom ten został istotnie obniżony. Podstawowy warunek – obecność zwierciadła wody gruntowej w zasięgu profilu – został spełniony. W glebach tych należy w następnym etapie rozpatrzyć dwa przypadki, od których zależy możliwość ich odwodnienia, tj. odpowiedni kontakt i spadek hydrauliczny. Na tej podstawie w strefie III wyróżniono następujące podstrefy: III-A, III-B, III-C i III-D.

Podstrefa III-A obejmuje gleby, które mają poziom właściwej wody gruntowej, jednak wobec braku kontaktu i spadku hydraulicznego (albo obu warunków łącznie) kopalniane odwodnienie czy obniżenie poziomu wody gruntowej jest niemożliwe. Należą tu przeważnie nieużytki rolnicze (bagna, zarastające zbiorniki wodne), występujące w rynnach polodowcowych przebiegających w odległości powyżej 1 km od odkrywek bądź w bezodpływowych obniżeniach, otoczonych gliniastymi wyniesieniami morenowymi. Poziom wody gruntowej na tych terenach utrzymuje się od wielolecia na ogólnie stałym poziomie, wykazując sezonowe czy okresowe wahania zależne głównie od opadów atmosferycznych w zlewni. Nie zachodzi zatem kopalniane odwodnienie, a tym samym roszczenia o odszkodowanie za przesuszenie gleb są bezzasadne.

Podstrefa III-B obejmuje gleby pobagiennie, które powstały jako rezultat kopalnianego lub melioracyjnego odwodnienia zabagnionych nieużytków. Zajmują one bardzo małe powierzchnie o znikomym praktycznym znaczeniu. Obszary te stanowią najczęściej tzw. użytki ekologiczne, czyli są miejscem bytowania gadów i płazów oraz owadów i ptaków. Z tego powodu ich likwidację na skutek odwodnienia należy uznać za ujemne zjawisko środowiskowe, mimo że odszkodowanie w świetle przepisów jest nieuzasadnione.

Podstrefa III-C obejmuje gleby orne należące do typu gleb murszastych bądź czarnych ziem zdegradowanych, przeważnie „połakowe” V i VI klasy bonitacyjnej, w różnym stopniu zdegradowanych na skutek naturalnego i kopalnianego odwodnienia przez odkrywki i zmiany warunków wodnych związane z różnego rodzaju kanałami, rowami itp. Gleby te mają wyraźnie obniżony poziom wód gruntowych, powodujący decesję materii organicznej (wzmoczone procesy anaerobowe) prowadzącą do nieodwracalnych strat składników biogenych (przede wszystkim azotu) i przeciwdziałają sekwestracji węgla. Prowadzi to do obniżki plonów. Efektem jest spadek wartości rolniczej gleby o jedną klasę bonitacyjną ($V \rightarrow VI$; $VI \rightarrow VI_{Rz}$). Plon roślin zbożowych może obniżyć się około $1 \text{ Mg} \cdot \text{ha}^{-1}$.

Podstrefa III-D obejmuje gleby pod trwałymi użytkami zielonymi (łąkami i pastwiskami). Nastąpił tu także proces obniżenia zwierciadła wód gruntowych pod wpływem naturalnego bądź kopalnianego odwodnienia, powodując zróżnicowaną degradację gleby oraz porostu (runi łąkowej). Procesy degradacji są podobne jak w przypadku gleb zaliczonych do podstrefy III-C, aczkolwiek mogą obejmować także gleby IV klasy bonitacyjnej.

Podstrefa dotyczy gleb o dość dużej zawartości materii organicznej o charakterze torfowym bądź murszowym, będącej w różnym stopniu mineralizacji. Część tych gleb może być aktualnie zagospodarowana jako grunty orne. Degradacja najczęściej nie przekracza jednej klasy bonitacyjnej, choć w przypadku użytków zielonych może być niekiedy większa. Obok odszkodowania za degradację gleby należy uwzględnić także wyraźną niekiedy degradację runi łąkowej. W takiej sytuacji naturalną roślinność bagienną powinno się zastąpić bardziej szlachetnymi gatunkami traw, co wymaga nakładów na podsiew i inne zabiegi pratotechniczne. Kopalnie powinny pokryć także koszty regeneracji porostu.

Szczegółowe zasady ustalania odszkodowań

Szczegółowe zasady ustalania zmian zachodzących w glebach gruntów ornych i użytków zielonych dla poszczególnych stref i podstref zaprezentowano w tabeli 3.6. Uwzględniono zarówno symbolikę jednostek typologicznych i uziarnienia stosowane na mapach glebowo-rolniczych w skali 1 : 5000, jak i taksonomię aktualnie obowiązującą w gleboznawstwie polskim.

Podane w tabeli 3.6 możliwości degradacji odwodnieniowej gleb zaliczonych do podstref III-C i III-D ułatwiają czytelne i obiektywne oszacowanie wysokości odszkodowań należnych rolnikom z powodu obniżki plonów. Zaproponowano, aby obliczenie wysokości odszkodowania za trwałą degradację produktywności (Qtdp) gleb ornych zaliczonych do podstrefy III-C było iloczynem następujących czynników:

$$Qtdp = a \cdot b \cdot c$$

gdzie:

- a – aktualna cena 1 ha gruntu określonej klasy bonitacyjnej w gminie;
- b – % degradacji podany w tabeli, wartość należy podawać w liczbach niemianowanych (np. 10% = 0,1 itp.);
- c – powierzchnia gruntów (ha).

Obliczona kwota stanowi wartość odszkodowania w złotych, którą należy wypłacić jednorazowo za straty zasze i aktualnie stwierdzone. Identycznie należy liczyć wartość odszkodowań za trwałą odwodnieniową degradację gleb, które znalazły się w podstrefie III-D, użytkowanej jako łąki bądź pastwiska (użytek zielony). Na tych użytkach zachodzi także widoczna niekiedy wyraźnie degradacja runi łąkowej, gdyż roślinność trawiasta reaguje szybko nawet na niewielkie obniżenie poziomu wody gruntowej, dlatego należy obliczyć odpowiednią kwotę na tzw. kultywację. Polegać ona będzie na odnowieniu runi użytków zielonych, właściwego podsiewu, nawożenia i pielęgnacji, czyli serii zabiegów agrotechnicznych związanych ze zmodyfikowaną pratotechniką. Koszty te zależą od zakresu przyjętych zabiegów i ich corocznej wyceny. Zatem w przypadku użytków zielonych całkowite odszkodowanie będzie sumą kwot obliczonych za degradację odwodnieniową gleby oraz kwoty na tzw. kultywację runi łąkowej. Przyjmowane w przeszłości zasady ustalania odszkodowań stosowane przez tzw. Komisje ds. Szkód Górniczych (lata 1960–1990), określone w różnych Rozporządzeniach Rady Ministrów bądź Prezesa Wyższego Urzędu Górniczego, opierały się głównie na zgłoszeniach rolników o uszkodzeniu gruntu bądź spadku plonowania (Siarkiewicz, 1972; Bernhardt i in., 1991). Często nie były one poparte badaniami ani obserwacjami terenowymi. Spadki plonów podawane przez rolników będących w sporze z dyrekcjami kopalń nie zawsze wynikały z działalności tych ostatnich, lecz także – a niekiedy przede wszystkim – ze złej agrotechniki, polegającej głównie na braku wapnowania i ograniczonym nawożeniu. Niezbędne jest określenie w każdym przypadku podstawowych parametrów fizyczno-chemicznych gleb podanych w metodyce niniejszego artykułu. Często bowiem na polach oddzielonych tylko miedzą, a należących do różnych rolników, spotykano plony tych samych roślin zbożowych (owsa i żyta) różniące się około 20–50%. Pomimo tej samej klasy bonitacyjnej i uziarnienia stwierdzano wyraźne różnice

Tabela 3.6. Szczegółowe zasady ustalania podstaw do odszkodowań za kopalnianą odwodnieniową degradację gleb

Strefy podatności gleb na odwodnienie	Kompleksy	Typy i podtypy gleb		Skład granulometryczny		Lokalizacja wydzienienia	Możliwość degradacji odwodnieniowej naturalnej i kopalnianej
		na mapach 1:5 000	SGP, 2011	na mapach 1:5 000	PTG 2008		
I	6, 7	B/(A) – gleby bielicoziemne (rdzawe, arenosole)	RW – gleby rdzawe SL – arenosole	ps : pl	ps : pl	niezależnie od odkrywki	nie podlegają żadnej degradacji odwodnieniowej
II	2, 3, 4, 5	A – gleby płowe B – gleby brunatne	PW – gleby płowe PA – gleby płowe zaciekowe	pg./:gl pgm./:g	pg./:gl(gp) pg./:gl(gp)		
III A	Różne kompleksy gleb ornyczych i użytków zielonych w dalszej odległości od odkrywki – warunki wodne niezmiennione przez działalność górnictwa						
III B (grunty orne – R)	8 9	D (Dz) – czarne ziemie Dz	CZ – czarne ziemie	pgm:gl pgl:gl	pg:gl(gp) pg:ggl(gp)	ponad 300 (500) m od odkrywki	odwodnienie melioracyjne (naturalne lub kopalniane)
III B (użytki zielone – Ł, Ps)	2z 3z	Dz – czarne ziemie zdegradowane	CZ – czarne ziemie	pgm:gl pgl:gl	pg:gl(gp) pg:ggl(gp)	ponad 300 (500) m od odkrywki	odwodnienie melioracyjne (naturalne lub kopalniane), degradacja runi łąkowej (koszt kultywacji – tabela 3.7)
III C (grunty orne – R)	6, 7 6 5	Bw – brunatne wyługowane Dz – cz. ziemie zdegrad. Dz	RW – gleby rdzawe CZ – czarne ziemie	ps:pl ps:pl pgl:gl	ps:pl ps:pl pg:ggl(gp)	w sąsiedztwie użytków zielonych, w obniżeniach terenu	10% kopalnianej degradacji odwodnieniowej gleb, zmiana gospodarki wodnej z gruntowej (GG) na przemianą (GP) lub opadową (GO)
	4, 5, 6 8 6	Dz – czarne ziemie zdegrad. Dz – czarne ziemie zdegrad., F – mady Bw – gleby brunatne wyługowane (rdzawe)	CZ – czarne ziemie SF – mady właściwe RW – gleby rdzawe	pgm/pgm:gl pgl/pgm:gl ps:pl	pg:gl(gp) pg:ggl(gp) ps:pl	przeważnie do 300 (500) m od odkrywki lub na granicy z odkrywką	10% kopalnianej degradacji odwodnieniowej gleb, zmiana gospodarki wodnej z gruntowej (GG) lub przemiennej (GP) na opadową (GO)

9 6	Dz – czarne ziemie zdegrad., F – mady M – murszowate	CZ – czarne ziemie SF – mady właściwe CW – gleby murszaste	pgl:gl ; pgl-pl/-gl ps./:pl	pg:gl(gp); pg:gl(gp) ps./:pl	w sąsiedztwie użytków zielonych w obniżeniach terenu	20% kopalnianej degradacji odwodnieniowej gleb, zmiana gospodarki wodnej z gruntowej (GG) i przemiennej (GP) na opadową (GO)
2z	Dz – czarne ziemie zdegrad.	CZ – czarne ziemie	pgl/pgm-pl	pg:gl(gp)		10% kopalnianej degradacji odwodnieniowej gleb, degradacja runi łąkowej (koszt kultywacji – tabela 3.7)
3z	Dz – czarne ziemie zdegrad., F – mady M – gleby murszowe T – gleby torfowe	CZ – czarne ziemie SF – mady właściwe OM – gleby org.-min. OT – gleby torfowe	pgl:gl pgl-pl -----	pg:gl(gp); pg-pl -----	w rynnach polodowcowych	20% kopalnianej degradacji odwodnieniowej gleb, degradacja runi łąkowej (koszt kultywacji – tabela 3.7)
2z, 3z 2z	Dz – czarne ziemie zdegrad. F – mady rzeczne	CZ – czarne ziemie SF – mady właściwe CF – mady czarnoziemne	pgl:pl	pg-pl		30% kopalnianej degradacji odwodnieniowej gleb, degradacja runi łąkowej (koszt kultywacji – tabela 3.7)
Nie użytki (N, NW)	M – gleby murszowe, T – gleby torfowe, Etm – gleby mułowo-torfowe, Etm – gleby torfowo-mułowe	OM – gleby organiczne, murszowe OT – gleby organiczne torfowe	-----	-----	niezależnie od odległości od odkrywki	-----

Objaśnienia do tabeli 3.6. (wg oznaczeń na mapach glebowo-rolniczych w skali 1:5000)

Rodzaj użytku: R – grunty orne, Ł – łąki, Ps – pastwiska, N – nieużytki, WN – wody nieużytki.

Kompleksy przydatności rolniczej: 4 – żytni bardzo dobry (pszemno-żytni), 5 – żytni dobry, 6 – żytni słaby, 7 – żytni bardzo słaby (żytnio-tubinowy), 8 – zbożowo-pastewny mocny, 9 – zbożowo-pastewny słaby, 2z – użytki zielone średnie, 3z – użytki zielone słabe.

Typy i podtypy gleb: A – płowe lub arenosole, Bw – gleby brunatne wylugowane i kwaśne lub rdzawe, D – czarne ziemie właściwe, Dz – czarne ziemie zdegradowane, F – mady rzeczne, M – gleby murszowo-mineralne i murszowate, T – gleby torfowe i murszowate, Etm – gleby mułowo-torfowe, Etm – gleby torfowo-mułowe.

Rodzaje i gatunki gleb: pl – piaski luźne, ps – piaski słabo gliniaste, pgl – piaski gliniaste lekkie, pgm – piaski gliniaste mocne, gl – gliny lekkie.

w odczynie i zawartościach podstawowych makroskładników mających istotny wpływ na plonowanie. Przyjęcie zatem jako kryterium do ustalenia wysokości odszkodowania jedynie plonu faktycznego bądź podawanego przez rolników faworyzowałoby właściciele gruntów o niskich nakładach, czyli popełniających niekiedy podstawowe błędy bądź zaniedbania agronomiczne. Ponadto należy zwrócić uwagę, że w wielu przypadkach w ostatnich dziesięcioleciach następuje naturalne pogorszenie stosunków wilgotnościowych gleb na Niżu Środkowopolskim. Większość czarnych ziem wydzielonych na mapach glebowo-rolniczych jeszcze w latach 60. ubiegłego stulecia wykazywała cechy degradacji na skutek obniżenia się poziomu wód gruntowych (Gajewski i in., 2008; Kaczmarek i in., 2000). Jednocześnie określone i opisane w tamtych latach płytkie bądź średnio głębokie gleby torfowe są aktualnie objęte zaawansowanymi procesami murszenia. Procesy te zachodzą niezależnie od odległości od odkrywek kopalnianych. W wielu przypadkach należy zatem rozpatrywać nałożenie się na procesy naturalnego przesuszania gleb dodatkowego wpływu kopalnianego ich odwodnienia (przesuszenia). Tereny byłego województwa konińskiego, poza słabą pod względem wartości i przydatności rolniczej pokrywą glebową, charakteryzują się także jednymi z najgorszych stosunków wodnych w Polsce (IUNG, 1986). Średni wskaźnik bonitacji warunków wodnych gleb tego obszaru w skali 10-punktowej wynosi około 2,5 pkt i należy tym samym do najmniejszych w kraju.

Odnawianie zdegradowanej runi użytków zielonych

Na użytkach zielonych w naturalnych uwarunkowaniach klimatyczno-glebowych coraz częściej obserwuje się postępujący proces florystycznej degradacji runi. W rejonach działalności kopalnictwa odkrywkowego węgla brunatnego procesy te potęgowane są, szczególnie w glebach hydrogenicznych, przez szybkie odwodnienie terenu, a więc obniżanie poziomu wód gruntowych. Proces degradacji runi łąkowo-pastwiskowej polega przede wszystkim na ustępowaniu z niej gatunków wartościowych gospodarczo, a zwiększaniu udziału roślin dziko rosnących oraz ziół i chwastów (Grynia i Kryszak, 1996). Do podstawowych przyczyn degradacji runi użytków zielonych można zaliczyć: niskie opady atmosferyczne, zmiany w warunkach siedliskowych, niewłaściwe melioracje, przesuszenie terenu z procesem grądowienia, znikomy udział wartościowych traw, pojawienie się uciążliwych chwastów, brak nawożenia lub niewłaściwy dobór nawozów, a także błędy w użytkowaniu i pielęgnowaniu łąk oraz pastwisk.

Przed przystąpieniem do odnowy runi należy uwzględnić stopień jej degradacji, skład botaniczny, stan darni i deniwelacje powierzchni, rodzaj wody i stosunki wodne w okresie wegetacji. Od stopnia degradacji runi, sytuacji finansowej gospodarstwa oraz wyposażenia w maszyny do uprawy gleby zależy dobór właściwej metody renowacji, a więc: metody racjonalnego nawożenia, pielęgnowania

i użytkowania łąk i pastwisk, metody selektywnego zwalczania chwastów w zbiorowiskach trawiastych, metody podsiewów trawami szlachetnymi przy trzy-, czterokrotnym zbronowaniu powierzchni lub metody pełnej uprawy przez orkę z zastosowaniem pługa łąkowego. W wielu opracowaniach zagranicznych i krajowych preferuje się trzy pierwsze, czyli tzw. powierzchniowe sposoby odnawiania runi. Obok aspektów oszczędnościowych charakteryzują się one wysoką skutecznością. W przypadku pogłębionej degradacji użytków zielonych, wywołanej działalnością odwodnieniową wyrobisk kopalnianych, zaleca się również metodę podsiewu trawami szlachetnymi po uprzednim zniszczeniu darni glebogryzarką lub broną talerzową albo z wykorzystaniem agregatu uprawowego. Technologię wykonania takiej renowacji przedstawiono w poniższej tabeli.

Koszty rekultywacji użytków zielonych począwszy od 2000 roku były co-rocennie aktualizowane w zależności od wzrostu kosztów środków produkcji (tab. 3.7). W roku 2000 koszty materiałów, koszty pracy maszyn i robocizny kształtowały się na poziomie 1177 zł/ha i wzrastały stopniowo do 2020, osiągając wartość 1940 zł/ha, a więc uległy prawie podwojeniu. Po 2020 roku – w wyniku gwałtownego wzrostu cen, szczególnie nośników energii – bardzo znacząco wzrosły koszty produkcji nawozów i koszty pracy maszyn. Spowodowało to, że koszt renowacji użytków zielonych w II półroczu 2022 roku osiągnął rekordową wysokość 4269 zł/ha lub 3896 zł/ha, w zależności do rodzaju zastosowanego nawożenia mineralnego.

Tabela 3.7. Koszty odnawiania użytków zielonych przez podsiew – z uwzględnieniem niszczenia starej darni w sposób mechaniczny z jednoczesnym stosowaniem herbicydów (opracowali: J. Kryszak, A. Klarzyńska i W. Zielewicz)

Lp.	Wyszczególnienie	Koszt w 2000 r. [zł/ha]	Koszt w 2020 r. [zł/ha]	Koszt w 2022 r.* [zł/ha]
1.	Koszty materiałów, w tym:	702	1 434	2 319/1 946**
	– środki ochrony roślin – herbicydy (np. Aminopielik D 450SL, Roundup 360 SL – wg potrzeb)	138	160	392
	Nawożenie mineralne:	354	674	1 127/754
	– nawozy azotowe – saletra amonowa albo saletrzak,			
	– nawozy fosforowe – np. superfosfat,			
	– nawozy potasowe – sól potasowa.			
	Dawki nawozów w czystym składniku w roku zasiewu:	260	600	800
	N – ok. 80 kg·ha ⁻¹ ,			
	P ₂ O ₅ – 46 kg·ha ⁻¹ ,			
	K ₂ O – 60 kg·ha ⁻¹ .			
	Mieszanka nasion gatunków i odmian traw oraz roślin motylkowatych – 40 kg·ha ⁻¹ .			

Lp.	Wyszczególnienie	Koszt w 2000 r. [zł/ha]	Koszt w 2020 r. [zł/ha]	Koszt w 2022 r.* [zł/ha]
2.	Koszty pracy maszyn związane ze zniszczeniem starej darni, siewem i zbiorem runi, w tym: – niszczenie darni, glebogryzarką albo broną talerzową albo z wykorzystaniem agregatu uprawowego, – wykonanie uprawek przygotowujących glebę do siewu, – wysiew mieszanki nasion, – zabiegi posiewne – bronowanie, wałowanie, koszenie odchwaszczające, – zbiór runi, – wysiew nawozów, przed i po siewie.	320	350	1 680
3.	Koszty robocizny	105	180	270
Razem poz. 1+2+3		1 177	1 940	4 269/3 896
Przewidywany plon siana: 7–8 t·ha ⁻¹				

*Ceny i koszty usług w 2022 r. ustalono na podstawie: notowań cen WODR Poznań, notowań usług TOP AGRAR Polska 2022 r., Cennika nawozów i ŚOR – Napena Szamotuły, cennika nasion Barenbruk DSV, cennika Centrali Nasiennej w Wielkopolsce.

**Przy alternatywnym wyborze superfosfatu NPK 5-12-24 w ilości 350 kg/ha (3220 zł/tona) lub saletry amonowej 34% N w ilości 200 kg/ha (3770 zł/tona).

3.3.2. Rekultywacja terenów pokopalnianych

Pozyskiwanie kopalin metodą odkrywkową wiąże się z daleko idącą ingerencją w środowisko. Skutkiem są przekształcenia geomechaniczne i wywołane nimi przekształcenia hydrologiczne. Odkrywkowa eksploatacja węgla brunatnego w Wielkopolsce południowo-wschodniej rozpoczęła się w 1944 roku. Przez ponad 75 lat działało na tym terenie 14 odkrywek węgla brunatnego, w tym 10 należących do KWB Konin i cztery do KWB Adamów. Rozproszone były one na obszarze dziewięciu gmin: Konin, Ślesin, Kleczew, Kramsk, Sompolno, Wierzbinek, Władysławów, Brudzew i Przykona w obrębie dwóch powiatów – Konin i Turek. Ich łączna powierzchnia wynosiła ponad 16 km². Eksploatację zakończono już na 12 odkrywkach. W połowie 2022 roku zakończono zdejmowanie nadkładu na najstarszej i największej odkrywce Józwin. Odkrywka ta, czynna od 1971 roku, należy od 2013 roku do ZE PAK S.A. W ramach tego przedsiębiorstwa węgiel brunatny wydobywany jest jeszcze w odkrywce Tomisławice uruchomionej w 2010 roku, której koniec działalności planuje się na rok 2030. Zostanie jednak prawdopodobnie zamknięta już w 2024 roku.

Żywot wymienionych 14 odkrywek był bardzo różny (tab. 4.8) i trwał od 8 do 57 lat, średnio 25 lat. Zróżnicowana była również powierzchnia odkrywek – od 118 do 2991 hektarów, a także ich głębokość – od 15 do 105 metrów.

Eksplloatowane złoża należały do złóż soczewkowych, powstających w nieckach sedimentacyjnych, niekiedy erozyjnych. Węgiel w złożach zalegał w formie płatów o powierzchni od kilku do kilkudziesięciu km². Początkowo eksploatowano złoża węgla zalegające płytko, o stosunku N:W¹ wynoszącym od 1,53 do 2,25. W miarę postępu technologii wydobywania znacznie wzrosła głębokość i powierzchnia odkrywek. Złoża zalegały na głębokości od 32 do 54,9 m, a stosunek N:W kształtował się od 1,60 do 8,00. Przez ponad 75 lat wydobyto około 872 mln t węgla brunatnego i zdeponowano na zwałowiskach 4963,66 tys. m³ nadkładu. Powierzchnia gruntów geomechanicznie przekształconych wynosi około 16 657 ha. Dla wydobywania 1 mln t węgla niezbędne było zajęcie około 24 ha i zdjęcie oraz przemieszczenie na zwałowiska około 8,3 m³ nadkładu. W krajobrazie Wielkopolski południowo-wschodniej pojawiły się nowe i najczęściej trwałe formy terenu – zwałowiska zewnętrzne, wewnętrzne i wyrobiska końcowe. Jest ich 50, w tym 8 zwałowisk zewnętrznych, 18 wewnętrznych oraz 24 wyrobiska końcowe, z których 21 jest lub będzie wypełnionych wodą. Różnią się one powierzchnią, wysokością, morfometrią i wykorzystaniem gospodarczym.

Tabela 3.8. Odkrywki węgla brunatnego w Zagłębiu Konińsko-Tureckim

Odkrywka	Początek budowy [rok]	Działalność [lata]	Okres działalności [lata]	Średnia miąższość nadkładu [m]	Średnia miąższość węgla [m]	N:W	Średnia głębokość odkrywki (m)	Powierzchnia odkrywki [ha]
Morzysław	1945	1945–1953	8	9,5	5,5	1,73	15	118
Niesłusz	1946	1953–1961	8	14,5	9,5	1,53	24	315
Gostawice	1953	1958–1974	16	18,7	8,3	2,25	27	956
Pątnów	1957	1962–2000	38	50,5	8,8	5,74	60	1 540
Kazimierz	1962	1965–2013	47	48	8,8	5,45	52	2 380
Józwin	1965	1971–2003	32	47,9	9	5,32	62	1 775
Józwin II B	1998	2002–2022	20	54,9	6,8	8,3	61,7	1 556
Lubstów	1979	1982–2007	25	46,1	28,8	1,6	105	1 173
Drzewce	2003	2005–2023	18	32	6,9	4,64	42	718
Tomisławice	2008	2010–2024	14	40,7	6,5	6,9	46,1	1 025
Adamów	1959	1964–2021	57	42,6	5,5	8	48,1	2 991
Bogdałów	1975	1977–1991	14	33,6	7	4,8	40,6	498
Władysławów	1976	1977–2012	35	36,5	8,6	4,24	45,1	817
Koźmin	1989	1991–2016	25	33,4	5,2	6,4	38,6	795
Σ								16 657

¹ N – ilość nadkładu (m³); W – ilość węgla (Mg)

Rekultywacja

Badania nad rekultywacją w Polsce, w tym również w regionie południowo-wschodniej Wielkopolski, rozpoczęły się w połowie lat 50. ubiegłego wieku. Pierwsze związane były z litologią i właściwościami skał nadkładowych towarzyszących złożom eksploatowanych kopalni, technologią deponowania tych skał i metodami odtwarzania gleb na zwałowiskach (Skawina, 1969a; 1969b). Przez ponad 75 lat badania te ewoluowały i zostały rozszerzone o właściwości gleb rozwijających się na zwałowiskach, ilość i jakość wyprodukowanej biomasy czy właściwości biologiczne (Bender i Gilewska, 1988; Gilewska, 1991; Gilewska i Otremba, 2004b; 2007a; 2007b; 2013; Gilewska i Płóciniczak, 2009; Otremba i in. 2020, 2021; Kozłowski i in., 2022).

Zrodziły się nowe kierunki rekultywacji, takie jak: wodna, rekreacyjna czy gospodarcza, utożsamiane z rewitalizacją. Duży wkład w rozwój tych badań wniosła Konińska Szkoła Rekultywacji, której inicjatorem był Bender (1979, 1995). Zgodnie z jego założeniami człowiek nie powinien być postrzegany tylko jako dewastator użytków rolnych i leśnych, lecz jako kreator nowych wartości i funkcji terenów powydobywczych.

Koncepcja gatunków docelowych Bendera (Model PAN)

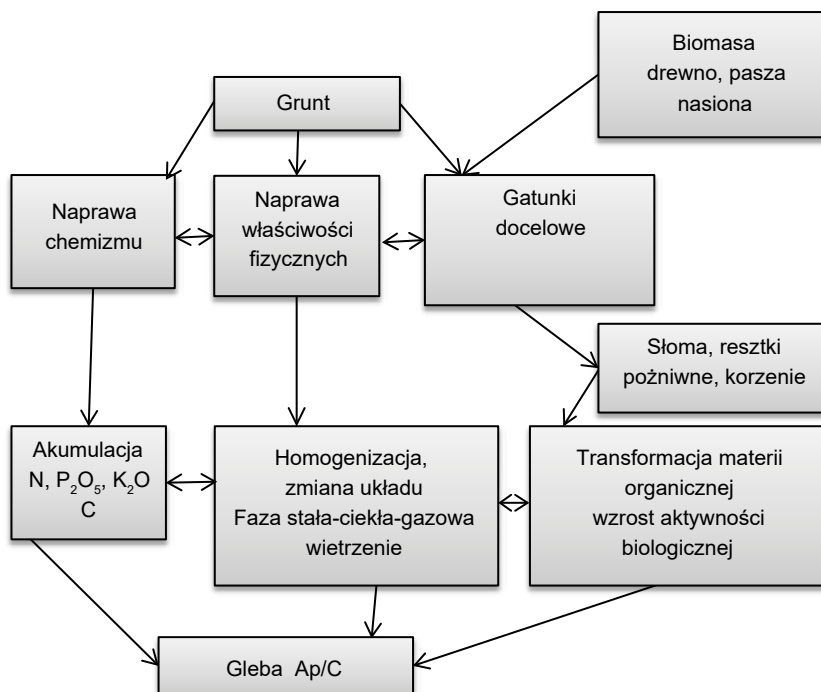
W połowie lat 70. XX wieku powstała koncepcja rekultywacji rolniczej i leśnej, określana jako koncepcja gatunków docelowych Bendera lub Model PAN. Technologia rekultywacji biologicznej oparta na tej koncepcji zakłada wprowadzenie na grunty pogórnice bezpośrednio po wyrównaniu powierzchni (rekultywacji technicznej) roślin uprawnych lub gatunków lasotwórczych. Warunkiem ich prawidłowego rozwoju i wzrostu jest naprawa wadliwego chemizmu gruntu – skały, co umożliwia nawożenie mineralne. Wielkość tego nawożenia jest zależna od właściwości fizyczno-chemicznych, zdolności retencyjnej rekultywowanego gruntu, a przede wszystkim od wymagań pokarmowych roślin.

Drugim koniecznym zabiegiem rekultywacyjnym jest naprawa właściwości fizycznych, którą osiąga się przez system uprawy mechanicznej, stymulującej procesy wietrzenia i homogenizującej masy ziemnej, które są konglomeratem glin zwałowych zlodowacenia Warty i Wisły, piasków czwartorzędowych, iłów poznańskich i sporadycznie piasków miocenijskich. Skały te występują w nadkładzie złóż węgla brunatnego eksploatowanych w Zagłębiu Konińsko-Tureckim.

Spełnienie tych dwóch warunków stwarza możliwość skutecznego włączenia roślin uprawnych lub gatunków lasotwórczych w stymulację procesu glebotwórczego i kształtowanie produktywności ekosystemów tworzonych na gruntach pogórnich. Koncepcja zakłada, że rośliną pionierską może być każda lub prawie każda roślina: zboża, rzepak, lucerna bądź gatunki lasotwórcze: dęby, jesion, modrzew, sosna. Określenia „prawie każda” użyto, ponieważ nie wszystkie gatunki gwarantują stabilne plony oraz pożądany wzrost drzewostanów.

W tej koncepcji materiał macierzysty, jakim jest urobek górniczy, bezpośrednio po wykonaniu rekultywacji technicznej wchodzi w uprawną fazę rozwoju. Przez system odpowiednio dobranych i zastosowanych zabiegów rekultywacyjnych czynnik antropogeniczny – wiodący czynnik glebotwórczy w tej koncepcji – przystosowuje ten specyficzny substrat glebowy do wymagań roślin uprawnych. Realizowane są dwa ważne cele gospodarcze jednocześnie – przekształcenie gruntu-skały w produktywną glebę oraz produkcja gospodarczo użytecznej biomasy. Już w pierwszych latach rolniczej rekultywacji plony roślin uprawnych są porównywalne z plonami uzyskanymi na glebach uprawnych III klas bonitacyjnych (Bender i Gilewska, 1988).

W krótkim czasie – około 10 lat – powstaje gleba. Istotę koncepcji gatunków docelowych oddaje definicja: „Rekultywacja jest zespołem czynności inżynierskich i agrotechnicznych oraz procesów biogeochemicznych kształtujących nową i jednocześnie pożądaną strukturę biocenotyczną industrioziemnej gleby. Jest to zorganizowane współdziałanie czynników abiotycznych i biotycznych, umożliwiające w możliwie krótkim czasie i przy zaangażowaniu możliwie najmniejszych środków wytworzenie z gruntu-skały produktywnej gleby” (Gilewska, 1991). Graficzne przedstawienie koncepcji roślin docelowych Bendera zawiera ryc. 3.19.



Ryc. 3.19. Schemat koncepcji roślin docelowych Bendera (Model PAN)

Prace badawcze nad uproduktywaniem gruntów pogórnich powstałych w Wielkopolsce w wyniku eksploatacji węgla brunatnego prowadzone były i nadal są w pełnym cyklu – od założeń teoretycznych, przez doświadczenia polowe, analizy gruntów i roślin, po opracowanie rozwiązań empirycznych i ich zastosowanie w praktyce rekultywacyjnej. Podstawą badań jest założone w 1978 roku na zwałowisku Pątnów pole doświadczalne, obejmujące statyczne doświadczenia polowe w następujących układach:

- 1) **zróznicowany system uprawy** – stosowane są dwa warianty: orka płytka na głębokość do 15 cm i orka głęboka do 25 cm, z trzema kombinacjami nawożenia mineralnego – 0 NPK, 1 NPK i 2 NPK. Uprawiane są przemienne trzy gatunki roślin ozimych – rzepak, pszenica i żyto. Słoma i resztki roślinne są przyorywane;
- 2) **system paszowo-zbożowy**, polegający na uprawie przez 4 kolejne lata lucerny z trawami, a następnie przez 2 lata pszenicy ozimej. Czynnikiem różnicującym jest nawożenie mineralne – 0 NPK, 1 NPK, 2 NPK;
- 3) **system zbożowy** – w tym systemie stosuje się zróznicowane nawożenie azotowe – 100, 200 i 300 kg·ha⁻¹. Nawożenie potasowo-fosforowe jest jednakowe dla wszystkich kombinacji i zgodne z prawem zwrotu. Słoma i resztki roślinne są corocznie przyorywane;
- 4) **system rzepakowo-zbożowy**, w którym przemienne uprawiane są: rzepak ozimy i zboża (pszenica ozima). Zróznicowane nawożenie mineralne obejmuje trzy kombinacje nawozowe – 0 NPK, 1 NPK i 2 NPK. Słoma i resztki roślinne są także corocznie przyorywane;
- 5) **wpływ poszczególnych makroelementów** i ich połączeń na plonowanie roślin i tempo procesu glebotwórczego badany jest w układzie: 0, NPK, N, P, K, NK, NP, PK;
- 6) **ważnym – głównie z gleboznawczego punktu widzenia – jest następujący układ: ugór czarny, ugór zielony, monokultura żyta, monokultura lucerny z trawami, sukcesja naturalna (spontaniczna)**. W tym układzie stosowane są trzy kombinacje nawożenia mineralnego – 0 NPK, 1 NPK, 2 NPK.

To jedyny w Europie tak zorganizowany obiekt badawczy. Jest on szczególnie cenny zarówno dla nauki, jak i praktyki oraz celów dydaktycznych. Badaniami ścisłymi objęto 30 kombinacji uprawowych i nawozowych. Od ponad 40 lat śledzone są procesy glebotwórcze, plonowanie roślin w różnych warunkach agrotechnicznych i co najważniejsze, znane są podstawowe właściwości fizyczne, chemiczne i wodne tych terenów w momencie rozpoczęcia badań.

Wierzchnia jednometrowa warstwa gruntów pogórnich, na której zlokalizowane jest pole doświadczalne, zbudowana była ze skał znajdujących się w nadkładzie odkrywki Pątnów, tj. glin zwałowych szarych i żółtych, iłów poznańskich oraz piasków czwartorzędowych. Zaliczone zostały do glin lekkich

bądź piaszczystych, zawierających około 13% iłu. Ich gęstość objętościowa kształtowała się w przedziale $1,56\text{--}2,04\text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (Gilewska i Otremba, 2008a). Gęstość ta w znaczącej większości przypadków była zatem często większa od wartości uznanej za graniczną dla roślin uprawnych.

Odczyn gruntów był zasadowy i wynosił $7,2\text{--}8,0$ w $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ i $6,8\text{--}7,6$ pH_{KCl} . Zawartość węglanów wapnia kształtowała się w granicach $0,0\text{--}14,33\%$, a szeroki przedział dotyczący zawartości CaCO_3 spowodowany był zmieszaniem skał zasobnych w ten związek: glin zwałowych szarych i żółtych ze skałami ubogimi w ten składnik, głównie łami poznańskimi.

W szerokich granicach wartości liczbowych $1,2\text{--}10,9\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ mieściła się zawartość węgla organicznego. Był on obecny w przekroju całego profilu glebowego; jego średnia ilość dla poziomu wierzchniego wynosiła $3,70\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, a poziomów głębszych $4,2\text{--}4,4\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$. Był to efekt obecności wkładek węgla brunatnego w masie ziemnej. Obecnie ten węgiel jest określany jako węgiel geogeniczny. Z badań prowadzonych na powierzchni pola doświadczalnego wynika, że zawartość azotu w gruntach wynosiła $0,23\text{--}0,51\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ gleby. Średnia zawartość azotu utrzymywała się na poziomie $0,28\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, stosunek C : N wahał się w przedziale $17 : 1\text{--}33 : 1$.

Grunty pogórniczne były ubogie także w przyswajalne formy fosforu i ich ilość wynosiła $0,0\text{--}66\text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$. Średnia zawartość fosforu kształtowała się w granicach $7,3\text{--}18,9\text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$, a średnia zawartość przyswajalnych form potasu $83,7\text{--}97,3\text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$.

Pojemność sorpcyjna gruntów pogórnicznych wynosiła od $4,51$ do $23,73\text{ cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$, a wartość średnia około $8\text{ cmol}\cdot\text{kg}^{-1}$. Stopień wysycenia zasadami był wysoki i mieścił się w przedziale $93,5\text{--}97,2\%$.

Właściwości gleb rozwijających się z gruntów pogórnicznych

Nawożenie mineralne, dopływ biomasy (słomy i innych resztek roślinnych) oraz uprawa mechaniczna przyspieszają tempo procesów glebotwórczych w gruntach zwałowiskowych i w ciągu 10 lat następuje przemiana gruntu – skały w ożywiony twór, jakim jest słabo ukształtowana gleba (Gilewska, 1991; 2001; Gilewska i Otremba, 2004b).

Geneza skały macierzystej, stosowane zabiegi rekultywacyjne, gatunek wprowadzonej rośliny i zachodzące pod ich wpływem procesy glebotwórcze wywierają piętno na budowie morfologicznej gleb rozwijających się w procesie rekultywacji. Na obecnym etapie procesu glebotwórczego analizowane gleby zaklasyfikowano jako typ gleb technogenicznych, podtypu *industriosoli* (SGP, 2019), a według klasyfikacji WRB (IUSS Working Group WRB, 2015) do *Spo-litic Technosols* (Hypereutric, Pantoloamic, Pantocalcaric, Katodensic, Ochric). Mają one poziom próchniczny, który pod względem struktury, barwy i konsystencji różnicuje się na dwa podpoziomy Ap1 i Ap2. W Ap1 struktura gleby jest

przeważnie subangularna, mało trwała, która rozpadała się na gruzełkową. Poza subangularną strukturą obserwowano gruzełkową, której udział zwiększa się wraz z nawożeniem. Podpoziom Ap2 cechuje się angularną i subangularną strukturą. Podpoziom Ap1 jest kruchy, natomiast Ap2 kruchy lub zbity w stanie wilgotnym. Pod względem diagnostycznym poziom Ap spełniał kryteria poziomu Ochric według IUSS Working Group WRB (2015). W nieciągłym litologicznie profilu glebowym, w którym przeważa glina zwałowa zlodowacenia Warty, poziom próchniczny Ap ma miąższość 20–28 cm, zależnie od głębokości wykonywanej orki. Z wpływem lat poziom Ap tej gleby upodobnia się pod względem morfologicznym, fizycznym i chemicznym do poziomu ornego gleb płowych opadowo-glejowych wytworzonych z gliny zwałowej. Jednak skład elementarny kwasów huminowych w „młodej glebie” i gleby uprawnej wyraźnie różni się pod względem zawartości azotu. W technosolach jest ona o połowę niższa i waha się od 2,6 do 2,9% (Gilewska, 1998).

Wybrane właściwości chemiczne poziomu próchnicznego, powstającego w procesie rekultywacji, ilustrują dane zamieszczone w tabeli 3.9. Wynika z nich,

Tabela 3.9. Wpływ systemu użytkowania na właściwości gleb rozwijających się na terenach pogórniczych

Zawartość	Kombinacja nawozowa	System	
		rzepakowo-zbożowy	paszowo-zbożowy
C_{org} [g·kg ⁻¹]	0 NPK	5,15	6,35
	1 NPK	7,01	8,00
	2 NPK	8,00	9,20
	Średnia	6,72	7,83
	NIR _{0,05} dla:	S – 0,33; N – 0,26; S x N – 0,75	
$N_{ogółem}$ [g·kg ⁻¹]	0 NPK	0,42	0,66
	1 NPK	0,59	0,77
	2 NPK	0,72	0,85
	Średnia	0,58	0,76
	NIR _{0,05} dla:	S – 0,03; N – 0,02; S x N – 0,06	
P [mg·kg ⁻¹]	0 NPK	28,60	27,15
	1 NPK	118,40	64,12
	2 NPK	140,10	78,65
	Średnia	95,4	56,64
	NIR _{0,05} dla:	S – 5,53; N – 4,32; S x N – 12,48	
K [mg·kg ⁻¹]	0 NPK	73,05	66,80
	1 NPK	122,85	90,00
	2 NPK	190,93	108,30
	Średnia	128,94	88,36
	NIR _{0,05} dla:	S – 3,014; N – 2,46; S x N – 7,10	

że od kombinacji nawozowej oraz systemu użytkowania zależą akumulacja materii organicznej oraz zasobność w związku fosforu i potasu. Znaczący wzrost zawartości węgla organicznego i azotu ogółem odnotowano dla płodozmianu paszowego. Obok danych zamieszczonych w tabeli 3.9 zauważalny jest również, choć nie zawsze, istotny statystycznie spadek zawartości CaCO_3 w Ap. W tym poziomie większą zasobnością w materię organiczną oraz przyswajalne formy fosforu i potasu charakteryzuje się podpoziom wierzchni Ap1 niż Ap2 (Otremba i in., 2020; 2021).

Kombinacja nawożenia mineralnego i system użytkowania wpływają także na wyraźny, statystycznie istotny w poziomie Ap wzrost stężenia rozpuszczalnych w wodzie jonów, takich jak K^+ , NH_4^- , PO_4^{3-} , i Cl^- (tab. 3.10). Największą ich koncentrację stwierdzono w glebie spod płodozmianu rzepakowo-zbożowego i kombinacji nawozowej 2 NPK. Stężenie kationów rozpuszczalnych w wodzie niezależnie od płodozmianu tworzyło szereg malejący $\text{Ca}^{2+} > \text{K}^+ > \text{NH}_4^+ > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+}$, podobnie jak anionów $\text{Cl}^- > \text{NO}_3^- > \text{PO}_4^{3-}$ (Spychalski i in., 2008).

Tabela 3.10. Zawartość wybranych składników chemicznych rozpuszczalnych w wodzie (mg dm^{-3})

Płodozmian	Nawożenie	pH	K^+	Mg^{2+}	Na^+	Ca^{2+}	N-NH_4^+	N-NO_3^-	P-PO_4^{3-}	Cl^-
		Rzepakowo-zbożowy I	2 NPK	8,28	25,20	3,29	5,7	57,68	23,78	16,36
	1 NPK	8,26	20,55	2,97	8,5	57,30	18,35	11,62	1,89	55,85
	0 NPK	8,23	13,72	2,94	1,3	40,20	12,04	5,85	1,25	39,89
Paszowy	2 NPK	8,14	21,77	3,53	5,56	57,56	20,66	8,85	1,92	65,50
	1 NPK	8,20	18,75	4,21	5,95	55,15	18,53	10,34	1,43	68,56
	0 NPK	8,18	15,92	3,97	5,42	50,20	18,77	6,53	0,84	45,65
$\text{NIR}_{\alpha=0,05}$			4,2	0,8	r.n.	11,1	4,1	6,8	0,43	13,6

r.n. – różnica nieistotna.

Specjacja fosforu i potasu w glebach tworzących się z gruntów pogórnich

Wprowadzony do rekultywowanej gleby fosfor i potas ulegają transformacji przez sorpcję, tworząc powiązania z różnymi elementami fazy stałej gleby. Badania dotyczące form potasu prowadzono na poletkach z płodozmianem rzepakowo-zbożowym oraz paszowo-zbożowym, na których stosowano oprócz kontroli (0 NPK) dawkę 1 NPK oraz dawkę podwójną – 2 NPK (Spychalski i in., 2005a). Badano także w tym systemie wpływ różnych kombinacji nawożenia mineralnego na zawartość form fosforu (Spychalski i in., 2005b). Prowadzono również badania dotyczące wpływu zabiegów agrotechnicznych – głębokiej

i płytkiej orki na zawartość form potasu (Spsychalski i in., 2007). Kolejne badania obejmowały wpływ poszczególnych makroelementów na zawartość w glebie różnych form potasu. W pobranych próbkach glebowych oznaczono następujące formy potasu definiowane jako: K-wodnorodnopuszczalny ($K-H_2O$), K-aktywny ($K-CaCl_2$), K-przyswajalny (K-DL- Egner-Riehm), K-wymienny ($K-CH_3COONH_4$), K-uwsteczniowy (K-HCl), K-rezerwowy ($K-HNO_3$) oraz K-całkowity (K-HF). Badania przeprowadzone przy zastosowaniu metod analizy ekstrakcji pojedynczej umożliwiły poznanie losów potasu nawozowego wprowadzonego do gleb tworzących się z gruntów pogórnicych. Po trzydziestu latach prowadzenia doświadczenia w następstwie zastosowanych czynników agrotechnicznych nastąpiło wyraźne zróżnicowanie właściwości chemicznych badanych gleb oraz istotne ilościowe zróżnicowanie form analizowanego pierwiastka. Spsychalski i in. (2007) stwierdzili, że zastosowane w doświadczeniu nawożenie mineralne w tzw. dawce 1 NPK wywarło statystycznie istotny wpływ na zawartość następujących form potasu: wodnorodnopuszczalnego, aktywnego, przyswajalnego oraz wymiennego. W przypadku wspomnianych form wpływ ten uwidocznił się zarówno w wariancie z orką płytką, jak i głęboką. Podwojenie dawki nawożenia mineralnego nie spowodowało dalszego (statystycznie istotnego) wzrostu zawartości wymienionych form potasu w obu wariantach orki. Dawka nawożenia mineralnego – 1 NPK zastosowana w wariancie z orką płytką spowodowała statystycznie istotny wzrost zawartości trudniej dostępnych dla roślin form potasu, takich jak: uwsteczniowy, rezerwowy i całkowity. Ponadto stwierdzono wysokie współczynniki korelacji, szczególnie między formami potasu łatwo przyswajalnymi dla roślin. Na uwagę zasługują stosunkowo małe różnice występujące w zawartościach form potasu aktywnego i przyswajalnego.

W badaniach przeprowadzonych przez Spsychalskiego i in. (2005a) wykazano, że obok poziomu nawożenia stosowany płodozmian rekultywacyjny miał wpływ na ilościowe zróżnicowanie form potasu. Mniejsze ilości potasu stwierdzono na poletkach z płodozmianem paszowo-zbożowym, gdzie główną rośliną uprawną była lucerna, w porównaniu do gleb pobranych spod płodozmiaru rzepakowo-zbożowego (uprawa na przemian po sobie rzepaku i pszenicy). Przypuszczać można, że przyczyną było znacznie większe pobranie potasu z plonem lucerny niż z innymi roślinami. Stwierdzono też, że przy dodatnim bilansie niewykorzystane nadwyżki potasu tworzą rezerwy tego pierwiastka w postaci jego form trudniej przyswajalnych dla roślin – potas uwsteczniowy w procesie fiksacji.

Kolejnymi badaniami prowadzonymi przez Spsychalskiego i in. (2016) na terenach pogórnicych było określenie zawartości form potasu w doświadczeniu, w którym czynnikami były następujące kombinacje nawożenia mineralnego: N, P, NK, NP, K, PK, NPK oraz kontrola – brak nawożenia. W wymienionym doświadczeniu uprawiano pszenicę oraz rzepak. Uzyskane wyniki zamieszczono w tabelach 3.11 i 3.12.

Tabela 3.11. Zawartość form potasu ($\text{mg K}\cdot\text{kg}^{-1}$) w analizowanych próbkach glebowych pobranych z warstwy 0–30 cm

Kombinacja nawożenia	K-H ₂ O	K-CaCl ₂	K-DI	K-CH ₃ COONH ₄	K-HCl	K-HNO ₃
0	10,3a	119,2a	126,2a	119,1a	285,1a	744,5a
N	16,2b	146,6b	150,8b	176,7b	334,7b	720,6a
P	17,2b	153,2b	154,4b	180,4b	355,9bc	869,3b
NK	26,6d	177,5c	190,5c	244,7cd	445,6d	944,8bc
NP	20,7c	188,5cd	195,6c	217,1c	382,4c	910,7b
K	23,4cd	197,9de	200,8c	247,6cd	433,4d	1 020,7cd
PK	24,2d	211,9ef	203,9c	254,5d	440,1d	1 053,3d
NPK	34,7e	225,2f	245,0d	311,0e	490,8e	1 087,8d

Wartości oznaczone tymi samymi literami nie różnią się istotnie.

Źródło: Spychalski i in., 2016.

Tabela 3.12. Zawartość form potasu ($\text{mg K}\cdot\text{kg}^{-1}$) w analizowanych próbkach glebowych pobranych z warstwy 30–60 cm

Kombinacja nawożenia	K-H ₂ O	K-CaCl ₂	K-DI	K-CH ₃ COONH ₄	K-HCl	K-HNO ₃
0	9,77a	100,1a	115,6a	109,3a	235,4a	679,7a
N	12,8b	128,6b	119,3a	138,2b	276,3a	723,8a
P	12,7b	137,2b	128,6a	143,3b	292,1a	830,8b
NK	20,8d	162,6c	188,4c	210,1c	410,6b	933,8b
NP	17,2c	187,2d	154,5b	187,6c	373,6b	897,1bc
K	17,9c	194,8d	166,8b	201,40c	421,00b	916,56c
PK	22,2d	188,4d	159,1b	189,8c	398,0b	932,8c
NPK	29,2e	170,6c	188,9c	205,8c	410,3b	951,5c

Wartości oznaczone tymi samymi literami nie różnią się istotnie.

Źródło: Spychalski i in., 2016.

W tym przypadku również wykazano statystycznie istotny wpływ stosowanych w doświadczeniu kombinacji nawożenia mineralnego na zawartość analizowanych form potasu zarówno w warstwie 0–30 cm, jak i z 30–60 cm. Zaobserwowano, że największy wzrost zawartości nastąpił w przypadku potasu wodnorozpuszczalnego oraz wymiennego na powierzchni, na której stosowano kombinację NPK. Ta kombinacja nawożenia mineralnego spowodowała dodatkowo najkorzystniejsze zmiany innych właściwości chemicznych tworzących się gleb.

Drugim bardzo ważnym składnikiem nawozowym stosowanym w procesie rekultywacji gruntów pogórnich był fosfor. Mimo że pierwiastek ten – podobnie

jak potas – należy do makroskładników, jego zatrzymywanie i transformacja przebiegają odmiennie. Jest to składnik pokarmowy, który występuje w różnych powiązaniach, a za najłatwiej przyswajalną dla roślin uważana jest forma anionowa $H_2(PO_4)^-$. Należy podkreślić, że pierwiastek ten podlega silnej sorpcji chemicznej zarówno w warunkach odczynu kwaśnego, jak i zasadowego. Wyniki badań dotyczące różnych jego form, które wydzielono za pomocą ekstrakcji sekwencyjnej według Changa i Jacksona, zostały opublikowane przez Spychalskiego i in. (2005a). Analizowane próbki glebowe pochodziły z doświadczenia dwuczynnikowego opisanego przy potasie. Według tej metody wydzielono takie formy fosforu jak: P-labilny, P-związany z glinem, P-związany z żelazem, P-związany z wapniem oraz P-w okludowanych połączeniach z glinem i żelazem. Na podstawie uzyskanych wyników stwierdzono, że zastosowane czynniki – takie jak nawożenie oraz płodozmian – wpłynęły również w tym przypadku na istotne zmiany zawartości analizowanych form fosforu. Podobnie jak w przypadku potasu, mniej fosforu stwierdzono w glebie pobranej spod płodozmiaru paszowo-zbożowego w porównaniu do analogicznej kombinacji, na której zastosowany był płodozmian rzepakowo-zbożowy. Fosfor stosowany w procesie rekultywacji gruntów pogórnicznych w postaci nawozów mineralnych (łatwo dostępna forma dla roślin) ulegał silnej sorpcji chemicznej i przechodził głównie w połączenia z wapniem, które stanowiły przeszło 60% całkowitej jego zawartości. Po trzydziestu latach prowadzenia doświadczenia w analizowanych glebach dominowały jego mineralne połączenia (80% fosforu ogólnego), a wśród nich przeważały (60%) połączenia fosforu z wapniem. Na poletkach kontrolnych (0 NPK) około 7% stanowiły trudno rozpuszczalne związki fosforu z glinem i żelazem, a tym samym mało dostępne dla roślin. Ich udział w przypadku zastosowanych dawek 1 NPK i 2 NPK był wyższy i wynosił 15–17%. Ilość labilnych form fosforu wzrastała w analizowanych glebach wraz ze wzrostem zastosowanej dawki nawożenia mineralnego. Badania dotyczące fosforu i jego połączeń przeprowadzono także po następnych 10 latach prowadzenia tego doświadczenia, a wyniki zostały opublikowane przez Spychalskiego i in. w 2016 roku. Frakcjonowanie fosforu w tych badaniach przeprowadzono wg procedury Hedleya (procedura ta jest zalecana dla gleb zawierających węglan wapnia), a wyniki zamieszczono w tabeli 3.13. Na podstawie uzyskanych wyników potwierdzono wcześniejsze rezultaty. W tym przypadku stwierdzono dalszy wzrost jego zawartości w analizowanych glebach, a pierwiastek ten występował głównie w połączeniach z wapniem, a jego średni udział w stosunku do zawartości ogółem wynosił 75%.

Badania nad składem chemicznym gleb powstających w procesie rekultywacji (Spychalski i in., 2008) dowiodły, że jest on wypadkową litologii skał nakładu i technologii robót górniczych, decydujących o wymieszaniu i rozmieszczeniu w masie ziemnej utworów towarzyszących złożom węgla brunatnego. Dominuje w nich – podobnie jak w glebach mineralnych wytworzonych z glin zwałowych

Tabela 3.13. Zawartość form fosforu ($\text{mg P}\cdot\text{kg}^{-1}$) w analizowanych próbkach glebowych pobranych z warstwy 0–30 cm

Płodozmiian (A)	Poziom NPK (B)	P – H ₂ O	P – NaHCO ₃	P – NaOH	P – HCl	P – rezydualny	P – suma frakcji
Paszowo- zbożowy	0 NPK	8,0	5,7	6,7	257,4	75,1	352,9
	1 NPK	8,3	13,5	15,3	329,1	93,0	459,2
	2 NPK	11,5	24,7	26,5	434,6	90,1	587,4
Zbożowo- rzepakowy	0 NPK	11,8	13,4	13,8	381,2	65,0	485,2
	1 NPK	17,5	37,1	27,3	480,8	83,5	646,1
	2 NPK	23,9	47,9	35,5	643,9	91,2	842,3
NIR B/A		1,48	1,5	4,2	2,1	9,2	73,9
NIR A/B		1,21	1,2	3,4	1,7	7,5	60,6

Źródło: Spychalski i in., 2015.

i samych glinach – tlenek krzemu, a następnym składnikiem jest tlenek glinu. Badane utwory zawierają znacznie więcej, w stosunku do klasycznych gleb, a mniej w porównaniu z glinami, tlenków wapnia, fosforu i magnezu.

Całkowita zawartość Cu, Zn, Mn, Cd, Pb, Ni, Co, Fe i Al, z wyjątkiem Fe, Al, Cr, była niska i nie odbiegała od tła geochemicznego (tab. 3.14; Spychalski i Gilewska, 2007). Ilość glinu była silnie skorelowana z zawartością żelaza, niklu i chromu. Wysoką zawartość glinu można wiązać ze składem mineralogicznym.

Analiza składu mineralogicznego dowiodła, że głównym minerałem ilastym w analizowanych glebach jest smektyt i illit. Obecne są także minerały mieszanopakietowe, illit-smektyt, a także kaolinit, chloryt, kalcyt, kwarc i skalenie (Otremba i Gilewska, 2013).

Tabela 3.14. Całkowita zawartość metali w badanych glebach

Wartości	Cu	Zn	Mn	Cr	Cd	Pb	Ni	Co	Fe	Al
	$\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$								%	
Min.	7,95	29,2	216,28	23,45	0,05	10,50	12,45	3,73	1,208	2,51
Max	12,9	55,5	257,50	31,43	0,55	14,00	16,50	6,65	1,537	3,57
Średnia	9,66	40,6	232,73	27,0	0,31	12,57	14,65	4,68	1,397	3,08
Tłó	7,1	30,0	289,0	27,0	0,18	9,8	10,2	4,0		

W ocenie właściwości powstających gleb Gilewska i Płóciniczak (2009) wykorzystały wskaźnik żyzności EAN oparty na aktywności 5 enzymów – dehydrogenaz, katalazy, proteazy, fosfatazy, amylazy. Jest on syntezą informacji o stanie biologicznym gleby oraz jej zasobności w składniki pokarmowe i ich dostępności.

Tabela 3.15. Wskaźnik stabilności strukturalnej (SI), gęstość objętościowa (BD), gęstość fazy stałej (PD), porowatość (SP) i makropory (AFP) industriosołu w 1978 roku i po 42 latach uprawy lucerny (na podstawie Kozłowski i in., 2022)

Rok	Kombinacja nawożenia	Poziom genetyczny	Głębokość [cm]	SI	BD	PD	SP	AFP
				[m ³ ·m ⁻³]				
2020	0 NPK (kontrola)	Ap1	10–11	5,47	1,79	2,61	0,31	0,07
		Ap2	9–15	4,82	1,76	2,63	0,33	0,12
		Cd1	24–31	3,17	1,93	2,63	0,26	0,05
		Cd2	31–32	2,58	1,93	2,63	0,26	0,05
	1 NPK	Ap1	12–13	6,03	1,60	2,60	0,38	0,12
		Ap2	11–16	5,81	1,61	2,62	0,39	0,15
		Cd1	20–21	2,79	1,86	2,64	0,30	0,09
		Cd2	32–35	2,19	1,95	2,64	0,26	0,06
	2 NPK	Ap1	11–12	7,70	1,57	2,60	0,40	0,12
		Ap2	12–13	6,72	1,67	2,62	0,36	0,13
		Cd1	26–28	2,99	2,02	2,64	0,27	0,03
		Cd2	28–31	2,90	2,00	2,64	0,24	0,04
1978	0 NPK	C1	25	2,00	1,74	2,64	0,34	0,11
		C2	25	1,54	1,81	2,65	0,31	0,10
		C3	25	1,74	1,74	2,64	0,34	0,12

Tabela 3.16. Polowa pojemność wodna (FC), woda dostępna dla roślin (PAWC), potencjalna pojemność wodna (RFC), indeks jakości fizycznej gleby Dexter (S index) w 1978 roku i po 42 latach uprawy lucerny (na podstawie Kozłowski i in., 2022)

Rok	Kombinacja nawożenia	Poziom genetyczny	Głębokość [cm]	FC	PAWC	RFC	S index
				[m ³ ·m ⁻³]			
2020	0 NPK (kontrola)	Ap1	10–11	0,22	0,16	0,77	0,03
		Ap2	9–15	0,21	0,14	0,66	0,04
		Cd1	24–31	0,21	0,13	0,80	0,02
		Cd2	31–32	0,21	0,12	0,80	0,02
	1 NPK	Ap1	12–13	0,25	0,18	0,67	0,05
		Ap2	11–16	0,22	0,15	0,60	0,04
		Cd1	20–21	0,20	0,12	0,69	0,03
		Cd2	32–35	0,20	0,13	0,78	0,03
	2 NPK	Ap1	11–12	0,25	0,18	0,67	0,05
		Ap2	12–13	0,23	0,15	0,64	0,04
		Cd1	26–28	0,20	0,12	0,87	0,02
		Cd2	28–31	0,21	0,12	0,85	0,02
1978	0 NPK	C1	25	0,21	0,12	0,66	0,03
		C2	25	0,20	0,12	0,65	0,03
		C3	25	0,21	0,13	0,64	0,03

Najwyższą wartość uzyskano dla gleb, gdzie stosowano kombinację 2 NPK i systemu paszowego, którego podstawą jest lucerna. Badania (Otremba i in., 2015; Otremba i in., 2021; Kozłowski i in., 2022) świadczą, że roślina ta odgrywa znaczącą rolę w poprawie właściwości fizycznych, w tym struktury i właściwości wodnych (tab. 3.15 i 3.16). Maleje gęstość objętościowa gleby, a wzrasta jej porowatość. Znacznie korzystniejszymi właściwościami charakteryzuje się gleba spod kombinacji z nawożeniem mineralnym. Udział brył i bryłek charakterystyczny dla gruntów pogórnicznych wyraźnie maleje (Gilewska, 1995). Zmniejsza się również ich wielkość. Właściwości fizyczne i wodne nie dorównują jednak jeszcze glebom uprawnym o tym samym uziarnieniu.

Plonowanie roślin

Dowodem potwierdzającym słuszność koncepcji gatunków docelowych, obok przedstawionych wyżej właściwości gleb powstających w procesie rekultywacji, są plony roślin uprawnych. Dane przedstawione w tabeli 3.17 dotyczą plonów roślin uzyskiwanych w warunkach pola doświadczalnego na przestrzeni 36 lat. Już w pierwszych latach plony zbóż na kombinacjach nawozowych 1 NPK i 2 NPK wynosiły średnio 28 dt·ha⁻¹, rzepaku były nieco niższe. Na kombinacji nawozowej 0 NPK – kombinacji, na której nie wykonano naprawy chemizmu – plony rzepaku w pierwszych i dalszych latach były zerowe. Plony zbóż natomiast powoli wzrastały. W bardzo szerokim przedziale wartości liczbowych (13–47 dt·ha⁻¹) mieściły się plony rzepaku i pszenicy z poletek, na których zastosowano na kombinacjach 1 i 2 NPK.

Tabela 3.17. Plonowanie roślin w procesie rolniczej rekultywacji gruntów pogórnicznych (dt·ha⁻¹)

Roślina	Kombinacja nawozowa	Rok rekultywacji				
		1	10	20	36	44
Rzepak ozimy	0 NPK	0,0	0,0	0,4	0,2	0,0
	1 NPK	21,0	13,0	16,5	15,5	27,2
	2 NPK	27,8	17,0	21,5	16,2	29,4
Pszenica ozima	0 NPK	0,0	3,6	6,5	4,1	10,0
	1 NPK	27,0	23,0	47,0	33,5	36,9
	2 NPK	31,2	23,5	37,3	39,0	46,0
Żyto ozime	0 NPK	0,0	3,0	4,1	10,2	6,2
	1 NPK	22,0	24,0	28,3	12,9	48,9
	2 NPK	22,1	28,0	24,0	29,0	48,7
Lucerna z trawami	0 NPK	26,0	44,0	88,0	80,0	33,5
	1 NPK	52,0	72,0	124,0	120,0	45,5
	2 NPK	58,0	79,0	131,0	130,0	66,5

Na szczególną uwagę zasługuje plonowanie lucerny. Na kombinacji bez nawożenia średni plon lucerny przekraczał $54 \text{ dt} \cdot \text{ha}^{-1}$. Na kombinacjach z nawożeniem mineralnym był o 40% wyższy. Te plony są wyższe od uzyskiwanych na glebach uprawnych. Z wielkością plonów wiąże się ilość materii organicznej wprowadzanej do gruntu, a następnie gleby w formie słomy resztek poźniwnych i korzeniowych. Jest to bowiem jedyne źródło powstawania związków próchnicznych (Bender i Gilewska, 2004; Gilewska i Otremba, 2007b).

Lucerna jest rośliną wieloletnią i wielokośną, wyróżniającą się głębokim i silnym systemem korzeniowym oraz zdolnością symbiozy z bakteriami brodawkowymi. Stanowi podstawę najczęściej stosowaną w rolniczej praktyce rekultywacyjnej systemu paszowego, nazywanego również płodozmianem paszowym. O jego wykorzystaniu zdecydowały cechy biologiczne lucerny, jej wartość paszowa, a także właściwości gruntów pogórnich. Jej uprawa umożliwia naprawę chemizmu i właściwości fizycznych gruntu na drodze biologicznej.

W siewie czystym lub w mieszance z trawami lucerna jest na ogół pierwszą rośliną wprowadzaną na grunty pogórnice. W rolniczej praktyce rekultywacyjnej, obok płodozmianu paszowego, stosowane są: płodozmian zbożowy – oparty na uprawie czterech zbóż ozimych, płodozmian rzepakowo-zbożowy i konserwacja – polegająca na ekstensywnej i wieloletniej uprawie lucerny.

Obok poziomu nawożenia mineralnego dla plonowania roślin istotne są ilość i rozkład opadów, a także przebieg temperatury w okresie wiosenno-letniej wegetacji (Gilewska i Otremba, 2008b). Rekultywacja rolnicza w Konińsko-Tureckim Zagłębiu Węgla Brunatnego stanowi kierunek dominujący i obejmuje docelowo obszar 6738 ha gruntów pogórnich (tab. 3.18).

Tabela 3.18. Kierunki rekultywacji (ha)

KWB	Rolny	Leśny	Wodny	Inny	Rekreacja	Ogółem
Adamów	2 654	1 146	1 228	29	5	5 062
Konin	4 084	2 800	3 134	998	579	11 595
Łącznie	6 738	3 946	4 362	1 027	584	16 657

Zalesionych zostanie ponad 3946 ha gruntów pogórnich. W leśnej praktyce rekultywacyjnej, której integralną częścią jest także naprawa chemizmu, do gatunków preferowanych na grunty spoiste należą: dąb szypułkowy (*Quercus pedunculata* Ehrh.), dąb bezszypułkowy (*Quercus petraea* (Matt.) Liebl.), modrzew europejski (*Larix decidua* Mill.), lipa drobnolistna (*Tilia cordata* Mill.), klon zwyczajny (*Acer platanoides* L.) i klon jawor (*Acer pseudoplatanus* L.). Na grunty piaszczyste: sosna zwyczajna (*Pinus sylvestris* L.), brzoza brodawkowata (*Betula pendula* Roth), dąb bezszypułkowy (*Quercus petraea* (Matt.) Liebl.)

Prowadzone przez ponad 40 lat obserwacje i uzyskane efekty wzrostowe drzew umożliwiają wyznaczenie typu siedliskowego. Na gruntach spoistych jest to siedlisko zbliżone do lasów świeżych z domieszką modrzewia. Tworzy go drzewostan mieszany. Głównymi gatunkami lasotwórczymi są: dąb szypułkowy, klon jawor, modrzew europejski, buk zwyczajny. Gatunki domieszkowe stanowią lipa drobnolistna (*Tilia cordata* Mill.), grab pospolity *Carpinus betulus* L.), klon zwyczajny (*Acer platanoides* L.) i klon jawor (*Acer pseudoplatanus* L.). Gatunkami pomocniczymi są leszczyna zwyczajna (*Corylus avellana* L.), głóg dwuszyjkowy (*Crataegus oxyacantha* L.), wawrzynek wilczełyko (*Daphne mezereum* L.), karagana syberyjska (*Caragana arborescens* Lam.), ligustr pospolity (*Ligustrum vulgare* L.), i czeremcha amerykańska (*Prunus serotina* Ehrh.). W składzie runa obok traw wyróżnić można kokoryczkę wielokwiatową (*Polygonatum multiflorum* L.), a także storczyka kukawkę (*Orchis militaria* L.). Na gruntach piaszczystych tworzą się siedliska boru świeżego i boru mieszanego świeżego.

Rekultywacja wodna obejmuje 4362 ha, a rekreacyjna i inna 1611 ha. Największy zbiornik powstanie w wyrobisku końcowym odkrywki Józwin IIB i będzie miał ponad 840 ha powierzchni. Około 10% powierzchni zwałowisk stanowią wtórne nieużytki powstające w wyniku osiadania, zabagniania terenu, a także porzucania ziemi przez użytkowników. W wielu miejscach występują oczka wodne (hydrotopy), których genezą są niecki osiadania. Towarzyszą im zespoły zaroślowe, prowadzące do renaturyzacji krajobrazu. Na powierzchniach niektórych zwałowisk występują piętna toksyczne, pozbawione szaty roślinnej.

Część wyrobisk górniczych przeznaczona została na składowiska odpadów elektrowniowych. W regionie Konińsko-Tureckim łączna powierzchnia tych składowisk przekracza 800 ha. Są to obiekty, które nie mają odpowiednika w przyrodzie. Rekultywacja jest bardzo trudna ze względu na ich genezę i specyficzne właściwości (Gilewska i in., 2020). Badania nad rekultywacją składowisk suchego i mokrego odpopielania odpadów pochodzących z elektrowni ZE PAK S.A. zostały rozpoczęte w roku 1993 przez Bendera i Gilewską (Gilewska, 1997). Zgodnie z koncepcją Bendera (1995) podstawowym zabiegiem rekultywacyjnym była także naprawa chemizmu skały popiołowej. Obok naprawy chemizmu istotną rolę odgrywał dobór gatunków drzew i krzewów. Gatunkami warunkującymi rozwój i wzrost w tych specyficznych warunkach siedliskowych są gatunki kalcyfilne: jesion wyniosły (*Fraxinus excelsior*), jesion pensylwański (*Fraxinus pensylvanica*), klon zwyczajny (*Acer platanoides*), klon jesionolistny (*Acer negundo*), oliwnik wąskolistny (*Elaeagnus angustifolia*), robinia akacjowa (*Robinia pseudoacacia*), karagana syberyjska (*Caragana arborescens*), tamaryszek drobnokwiatowy (*Tamarix parviflora*).

Konieczne są także zabiegi rekultywacyjne mające na celu poprawę warunków siedliskowych. Obok nawożenia składowiska mokrego odpopielania niezbędne jest pokrycie powierzchni lub wypełnienie dołków pod każdą sadzonkę materiałem żyznym (Gilewska i Otremba, 2010).

Klasycznym przykładem składowiska suchego odpopielania popiołów elektrownianych jest obiekt usytuowany w pobliżu elektrowni Adamów. Kształtujące się tam gleby w wyniku rekultywacji biologicznej powstały z popiołów i żużli elektrownianych i należą do Spolic Technosols (WRB 2015), a wg klasyfikacji gleb leśnych do typu gleb industrioziemnych (KGL 2000). Były one obiektem szczegółowych badań w latach 2012–2015 (Mocek-Płóćiniak, 2018). Materiały macierzyste wspomnianych gleb charakteryzują się ilościowo i jakościowo odmiennym składem mineralogiczno-chemicznym w porównaniu do scharakteryzowanych wyżej pokopalnianych gleb zwałowisk zewnętrznych i wewnętrznych. W ich składzie mineralogicznym stwierdzono zdecydowaną dominację kwarcu SiO_2 , niewielkie ilości krzemianów i glinokrzemianów (skaleni) oraz domieszki minerałów żelazistych, głównie hematytu (Fe_2O_3) lub getytu $\text{FeO}(\text{OH})$. Dowiedziono także obecność kalcytu (CaCO_3) i gipsu ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) oraz śladowe ilości kaolinitu $\text{Al}_4[(\text{OH})_8\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ i serpentynu $\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$. Skład mineralogiczny popiołów pochodzących ze składowiska odpadów elektrownianych nie odbiegał zatem od składu innych popiołów z węgla brunatnego.

Pod względem chemicznym w analizowanych popiołach dominował ditlenek krzemu (SiO_2). Jego zawartość wahała się w granicach 51–83% (średnio 65,9%). W mniejszych ilościach występowały tlenki: glinu (Al_2O_3 , średnio 20,65%), wapnia (CaO , średnio 8,00%), żelaza (Fe_2O_3 , średnio 3,47%) oraz magnezu (MgO , średnio 1,28%). Zawartości K_2O , P_2O_5 i Na_2O nie przekraczały 0,5% (tab. 3.19). Na podstawie tzw. modułu tlenkowego (Rosik-Dulewska, 2015) badane popioły na składowisku w Turku można zaliczyć do rodzaju krzemowo-glinowych (KG), gdyż moduł tlenkowy (MT) wynosił średnio 6,78. Zaznaczyć jednak należy, że składowisko powstało w latach 1964–1974 i do roku 1993 podlegało wpływom atmosferycznym, a od 1993 dodatkowym czynnikiem wpływającym na ich skład chemiczny była szata roślinna i inne zabiegi rekultywacyjne stosowane zgodnie z koncepcją gatunków docelowych. Popioły powstające ze spalania węgla brunatnego zaliczane są bowiem najczęściej do krzemianowo-wapniowych. Zawierają 39–63% SiO_2 , 28–36% CaO (Gilewska, 1997; 2004a). Duża zawartość związków wapnia była powodem do wykorzystania popiołów w rolnictwie jako nawozów wapniowych. Skład chemiczny gleb technogenicznych – kształtujących się z popiołów energetycznych – nie odbiegał zatem od składu chemicznego samych popiołów, które były przeanalizowane przed rekultywacją zapoczątkowaną w 1993 roku (Gilewska, 1997; 2004a). Obecnie zawierają one tylko wyraźnie mniejsze ilości CaO , MgO i Na_2O , co mogło wynikać z podatności tych związków na wietrzenie czy wymywanie.

Do podstawowych właściwości chemicznych gleb należą zawartość węgla organicznego i azotu ogólnego. W analizowanym materiale zawartość węgla organicznego wahała się od około 22 do $164 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ gleby. Nie stwierdzono jednak tendencji spadku jego zawartości wraz z głębokością pobrania próbek glebowych,

Tabela 3.19. Skład chemiczny (formy ogółem, %)

Nr profilu	Głębokość [cm]	SiO ₂ *	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O
2012									
1	0–5	75,97	16,63	2,40	0,21	3,92	0,63	0,14	0,10
	5–15	72,73	18,42	2,55	0,30	4,86	0,86	0,10	0,18
	30–60	51,70	36,29	3,62	0,46	5,25	1,20	0,06	1,42
	80–100	60,21	23,82	4,07	0,27	9,68	1,43	0,03	0,50
2	0–5	68,19	21,74	3,72	0,34	4,66	1,13	0,12	0,10
	5–15	69,56	20,13	2,64	0,36	5,82	1,26	0,09	0,14
	30–60	64,58	24,17	3,12	0,48	6,15	1,33	0,04	0,19
	80–100	58,57	27,59	4,00	0,40	6,44	1,41	0,05	1,54
3	0–5	83,72	6,07	3,05	0,26	5,67	1,01	0,10	0,12
	5–15	75,72	12,22	3,56	0,30	6,75	1,18	0,06	0,21
	30–60	57,33	23,63	4,39	0,23	12,46	1,76	0,02	0,18
	80–100	65,50	21,15	4,64	0,26	7,21	1,11	0,02	0,11
4	0–5	72,79	19,14	3,50	0,19	3,44	0,72	0,09	0,13
	5–15	66,29	22,16	3,61	0,34	6,26	1,13	0,06	0,15
	30–60	67,03	20,33	3,26	0,29	7,60	1,38	0,01	0,10
	80–100	63,52	22,41	4,17	0,18	8,12	1,44	0,02	0,14
5	0–5	70,92	13,52	3,08	0,21	10,34	1,60	0,15	0,18
	5–15	66,12	17,16	3,22	0,40	11,28	1,56	0,10	0,16
	30–60	54,86	22,31	3,30	0,36	17,16	1,77	0,04	0,20
	80–100	53,26	24,13	3,45	0,24	16,94	1,74	0,02	0,22

* SiO₂ – wyliczono jako różnicę (100 – Σ oznaczonych tlenków).

jak ma to miejsce w przypadku gleb „naturalnych”. Wynika to bowiem z obecności w popiołach paleniskowych wkładek niecałkowicie spalonych części węgla brunatnego, tzw. czarnego węgla. W znacznie mniejszych ilościach występował azot ogólny (0,60–7,91 g·kg⁻¹ gleby). Konsekwencją tak znikomych zawartości azotu były bardzo szerokie stosunki C:N, wahające się od 11,2 do 92,9.

Wszystkie analizowane próbki wykazywały odczyn zasadowy. Wartości tego parametru oznaczone w wodzie destylowanej (pH_{H₂O}) wahały się w przedziale 7,5–9,3, a w elektrolicie 1-molowego KCl (pH_{KCl}) odpowiednio od 7,2 do 8,5. Wynika to z obecności w nich znacznej ilości wodorotlenków metali alkalicznych i węglanów wapnia.

Odmienne jest skład chemiczny tych gleb pod względem ilości pierwiastków śladowych, reprezentowanych głównie przez metale ciężkie (Mocek-Płóciński, 2018). Zawartości miedzi (Cu) we wszystkich próbkach glebowych wahały się w przedziale 21,3–38,6 mg·kg⁻¹ gleby, nie wykazując jednoznacznie ani wzrostu, ani spadku zawartości w poszczególnych profilach wraz ze wzrostem

głębokości ich pobrania. Średnia ilość Cu w całym analizowanym materiale wynosiła $30,1 \text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ gleby i tym samym była średnio 4–5-krotnie większa aniżeli oznaczana w glebach piaszczystych Polski (Kabata-Pendias i Pendias, 2001). Niemniej według wytycznych IUNG-PIB w Puławach dla gleb o zbliżonym uziarnieniu i odczynie zasadowym nie są to wartości wywołujące zanieczyszczenie i tym samym negatywnie wpływające na wzrost i rozwój roślin oraz organizmów żywych (Kabata-Pendias i in., 1995). Podobne prawidłowości stwierdzono w przypadku Pb, Ni, Cr i Cd zarówno co do wahań w zawartościach tych metali, jak i ich wartości średnich (tab. 3.20).

Tabela 3.20. Średnie zawartości oznaczonych metali ciężkich w próbkach glebowych ze składowiska (2012 rok) ($\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$)

Cu	Pb	Zn	Mn	Ni	Cr	Cd
30,1	19,8	44,4	728	23,8	31,0	0,20

W analizowanym materiale glebowym zdecydowanie najwyższe zawartości obserwowano w przypadku manganu. Jednak dopuszczalna zawartość tego pierwiastka w glebach uprawnych waha się $1500\text{--}3000 \text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ (Kabata-Pendias i Pendias, 2001), a więc w żadnym przypadku nie została przekroczona w glebach tworzących się na składowisku popiołów. Porównując uzyskane wyniki do zawartości metali ciężkich oznaczonych przez innych badaczy w popiołach paleniskowych powstałych z węgla brunatnego z elektrowni konińskich, można jednoznacznie stwierdzić, że były one generalnie nieco niższe. Odnosi się to szczególnie do zawartości niklu, chromu i kadmu. Ich rozpuszczalność, mobilność i biodostępność dla roślin przy wysokich wartościach pH (odczynie zasadowym) jest niewielka (Brake i in., 2004; Gilewska, 2004a). Zatem pierwiastki te zakumulowane w tworzywie glebowym badanych technosoli nie powinny oddziaływać toksycznie na rośliny, a wiele z nich – pełniąc rolę niezbędnych mikroelementów dla ich wzrostu i rozwoju – może wpływać korzystnie. W celu określenia szerszego spektrum pierwiastków śladowych określono dodatkowo ponad 40 pierwiastków w średnich próbkach glebowych pochodzących z 2012 roku. Uzyskane wartości na tle ich udziału w węglach oraz glebach Polski zaprezentowano w tabeli 3.21.

Jedynie w przypadku kilku pierwiastków można stwierdzić, że ich ilości przekraczały średnie zawartości w glebach Polski. Dotyczyło to głównie arsenu, baru i indu oraz w mniejszym stopniu selenu, cyny czy strontu.

Tabela 3.21. Zawartość pierwiastków śladowych (mg·kg⁻¹)

Głębokość [cm]	As	B	Ba	Bi	Be	Ce	Co	Dy	Er	Eu	Ga
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
0-5	453	170	2 042	7,49	1,38	42,76	1,19	3,76	2,97	0,67	<0,01
5-15	1 437	38	594	<0,01	0,18	11,61	0,39	0,70	0,38	0,34	<0,01
30-60	1 232	385	2 332	<0,01	1,29	49,09	2,64	2,94	3,24	0,69	<0,01
80-100	486	241	2 509	2,22	1,74	52,03	1,92	4,36	2,96	1,00	<0,01
Zawartość w węglach	5-15	50-75	150-500	0,7-4	2-3	7,7-11,5	5-40	~2,2	0,3-0,6	0,4-0,7	~7
Zawartość w glebach Polski	2-13	10-25	230-350	0,2-1,5	10-15	2-7,5	5-8	1-5	0,2-2	do 1,5	3-12
Głębokość [cm]	Gd	Ge	Hf	Hg	Ho	In	La	Li	Lu	Mo	Nd
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
0-5	4,77	<0,01	0,77	<0,01	<0,01	58,02	22,83	18,08	<0,01	19,35	21
5-15	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	6,40	3,93	<0,01	<0,01	7
30-60	6,81	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	67,78	26,74	13,54	<0,01	1,89	26
80-100	5,85	<0,01	0,37	<0,01	<0,01	78,51	27,49	27,46	<0,01	0,36	23
Zawartość w węglach	0,2-1,5	0,7-5	0,06-1	0,01-1	0,1-0,3	~0,2	~20	20-65	0,07-0,08	3-5	3,7-4,7
Zawartość w glebach Polski	0,7-5	0,8-1,6	2-20	0,05-0,2	0,2-1	0,01-0,5	1,5-40	9-20	0,05-0,45	10-70	1-30
Głębokość [cm]	Os	Pd	Pr	Rb	Re	Rh	Ru	Sb	Sc	Se	Sn
	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
0-5	58	<0,01	8,0	71	0,02	<0,01	7,06	<0,01	7,48	39	70
5-15	22	0,09	4,13	30	0,35	<0,01	14,60	<0,01	1,17	60	25
30-60	75	<0,01	13,47	44	<0,01	<0,01	9,68	<0,01	9,87	217	60
80-100	66	<0,01	13,40	41	<0,01	<0,01	27,04	<0,01	9,95	32	72
Zawartość w węglach	-	<0,2	2,2-2,7	3-16	<10	<0,02	3-16	1-3	3-5	3-4,1	1,6-3,0
Zawartość w glebach Polski	0,06-50	<0,03	1,5-9,0	30-50	-	-	30-50	0,05-2	2-6	0,2-0,4	1-2
Głębokość [cm]	Sr	Ta	Tb	Te	Ti	Tl	Tm	V	Y	Yb	Zr
	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
0-5	854	4,74	<0,01	<0,01	2080	1,24	8,88	55,39	13,17	2,06	25
5-15	36	1,31	<0,01	<0,01	334	8,59	0,96	8,23	3,24	0,55	9
30-60	2 075	5,22	<0,01	<0,01	2253	2,46	9,92	58,34	18,35	2,55	67
80-100	1 421	4,41	<0,01	<0,01	2048	0,85	8,82	71,11	15,41	2,29	50
Zawartość w węglach	~300	-	0,1-0,3	0,2-2	500-800	~0,1	~0,07	20-25	~10	0,5-1	<30
Zawartość w glebach Polski	45-80	0,2-3,8	0,05-1	0,5-37	1700-3500	0,01-0,4	0,3-0,5	15-60	5-12	0,07-2,5	90-200

As – arsen, B – bor, Ba – bar, Bi – bizmut, Be – beryl, Ce – cer, Co – kobalt, Dy – dysproz, Er – erb, Eu – europ, Ga – gal, Cd – gadolin, Ge – german, Hf – hafn, Hg – rtęć, Ho – holm, In – ind, La – lantan, Li – lit, Lu – lutet, Mo – molibden, Nd – neodym, Os – osm, Pd – pallad, Pr – prazeodym, Rb – rubid, Re – ren, Rh – rod, Ru – ruten, Sb – antymon, Sc – skand, Se – selen, Sn – syna, Sr – stront, Ta – tantal, Tb – terb, Te – tellur, Ti – tytan, Tl – tal, Tm – tul, V – wanad, Y – itr, Yb – iterb, Zr – cyrkon.

W tworzeniu gleby oraz jej funkcjonowaniu biorą udział organizmy, do których oprócz drobnoustrojów należą również rośliny, zwierzęta oraz czynnik antropogeniczny – człowiek. Występowanie mikrobioty w glebie wiąże się jednak z dostępem składników pokarmowych (materii organicznej – C i N), makro- i mikroelementów, odpowiedniej wilgotności, odczynu, temperatury czy właściwych warunków tlenowych. Drobnoustroje glebowe decydują o zachodzących w glebie procesach biologicznych, warunkujących tzw. homeostazę w środowisku. Aktywność drobnoustrojów wpływa na funkcjonowanie ekosystemu glebowego, a także na produktywność biologiczną (nie tylko gleb uprawnych) czy detoksykację i tempo procesów rekultywacyjnych. Liczebność poszczególnych grup mikroorganizmów jest bowiem jednym z powszechnie stosowanych wskaźników aktywności biologicznej gleby oraz szacowania zmian zachodzących w glebie pod wpływem czynników środowiskowych (pogoda, lokalizacja gleby, obecność roślin) i może pośrednio świadczyć o jakości warunków glebowych (Russel i in., 2006; Wielgosz i Szember, 2006). W literaturze przedmiotu brakuje kompleksowych badań, ujmujących oddziaływanie różnych czynników na zmiany aktywności mikrobiologicznej gruntów antropogenicznych. Dlatego też podjęto próbę zweryfikowania liczebności podstawowych grup mikroorganizmów występujących na zreultywowanym składowisku „Adamów” w Turku. Wyniki wielozmiennej analizy wariancji dla klasyfikacji pojedynczej, uwzględniając średnie liczebności drobnoustrojów w poszczególnych latach badań, profilach i głębokościach pobrania próbek glebowych, zaprezentowano w tabeli 3.22. Średnie liczebności bakterii heterotroficznych i promieniowców określone w próbkach glebowych pochodzących z 2012 roku różniły się istotnie od liczebności tych grup drobnoustrojów, jakie stwierdzono w latach 2013–2015. W przypadku grzybów nie zaobserwowano istotnych różnic dotyczących średniej liczebności w próbkach pobranych w latach 2012–2014. Istotną różnicę stwierdzono jedynie w liczebności grzybów, jakie wystąpiły w próbkach glebowych pochodzących z 2015 roku. Średnie liczebności azotobaktera, jakie określono w próbkach pobranych w 2012 i 2013 roku, nie różniły się istotnie statystycznie. Wyraźnie odbiegały od nich (różnice istotne) średnie zawartości bakterii z rodzaju *Azotobacter*, jakie oznaczono w latach 2014 i 2015.

Znacznie większym podobieństwem charakteryzowały się liczebności badanych mikroorganizmów określone w poszczególnych profilach. W przypadku heterotroficznych bakterii oraz bakterii z rodzaju *Azotobacter* nie dostrzeżono także istotnych różnic w liczebności tych drobnoustrojów w próbkach pochodzących z profili 1–4. Analizując liczebność grzybów, nie stwierdzono istotnych różnic w przypadku materiału glebowego pobranego z profili 2 i 3 oraz 4 i 5. Wyraźnie odbiegała od nich średnia liczebność grzybów, jaką określono w profilu 1. Średnie liczebności promieniowców w poszczególnych profilach były bardzo wyrównane (brak istotnych różnic).

Tabela 3.22. Porównanie istotności różnic średnich liczebności mikroorganizmów glebowych

	Drobnoustroje			
	Bakterie heterotroficzne [10 ⁵ jtk·g ⁻¹ s.m. gleby]	Promieniowce [10 ⁵ jtk·g ⁻¹ s.m. gleby]	Grzyby [10 ³ jtk·g ⁻¹ s.m. gleby]	Azotobacter [jtk·g ⁻¹ s.m. gleby]
Lata				
2012	48,61a	38,01a	15,40b	23,00a
2013	19,56b	6,54b	4,08b	30,70a
2014	6,63b	2,52b	2,58b	7,59b
2015	10,55b	0,68b	120,13a	16,94ab
Profile				
1	16,01b	7,91b	21,04b	17,01b
2	16,51b	8,30b	41,88a	10,16b
3	13,76b	7,50b	41,30a	11,72b
4	25,03b	20,31b	9,81c	21,28b
5	48,47a	27,21b	8,11c	45,97a
Głębokości (cm)				
0–5	31,86a	24,86a	79,90a	29,79a
5–15	37,71a	14,43a	15,61b	29,09a
30–60	12,03b	9,85b	7,08b	11,38b
80–100	8,54b	3,61b	2,01b	9,14b

Wyraźnie większe różnice zaobserwowano w średnich liczebnościach wszystkich grup mikroorganizmów w próbkach pochodzących z różnych głębokości (tab. 3.22). Niemal we wszystkich przypadkach badanych grup drobnoustrojów ich liczebności w poziomach wierzchnich istotnie różniły się od liczebności odpowiednich grup w poziomach mało zmienionych skał macierzystych (30–100 cm). Generalnie stwierdzono silne zróżnicowanie liczebności badanych grup mikroorganizmów w analizowanych glebach między wytypowanymi profilami glebowymi (punkty badawcze) i w ich obrębie, zarówno w zależności od grupy drobnoustrojów, jak i od terminu pobierania próbek. Wartości współczynnika CV we wszystkich przypadkach były bardzo wysokie (bakterie 149,22%; promieniowce 203,28%; grzyby 316,87%; *Azotobacter* 156,03%), co potwierdza dużą zmienność, a także świadczy o znacznym zróżnicowaniu przestrzennym (Łomnicki, 2010). Zarówno krótkotrwałe, jak i roczne fluktuacje liczebności drobnoustrojów w glebach związane są m.in. z takimi czynnikami jak: temperatura, wilgotność, wegetacja, dopływ do gleby świeżej materii organicznej (Craine i in., 2010; Liu i in., 2010), a także z indywidualną wrażliwością poszczególnych

grup mikroorganizmów na aktualne warunki istniejące w środowisku glebowym (Borowik i in., 2011a; 2011b; 2011c). Właściwości fizyczno-chemiczne gleb, ze wszystkimi ich abiotycznymi i biotycznymi elementami, wraz z szatą roślinną współdecydują o występowaniu określonych mikroorganizmów.

Innym bardzo ważnym parametrem obrazującym stan środowiska biologicznego gleb jest aktywność enzymatyczna. Można ją traktować jako funkcję aktywności podstawowych populacji przedstawionych wyżej grup mikroorganizmów glebowych oraz wydzielin korzeniowych bytujących roślin. Średnie wartości aktywności enzymów poddano wielozmiennej analizie wariancji dla klasyfikacji pojedynczej, uwzględniając aktywności w poszczególnych latach, profilach czy głębokościach pobrania próbek glebowych (tab. 3.23). Przeprowadzona analiza wariancji dowodzi, że w poziomie aktywności poszczególnych enzymów podczas 4 lat badań wystąpiły dość znaczne różnice. Aktywność dehydrogenaz była istotnie wyrównana w latach 2013–2015. W przypadku fosfatazy zasadowej można stwierdzić wyrównane wartości w materiale pobranym w 2013–2014 roku. Dość podobne prawidłowości, nieróżniące się istotnie, zaobserwowano odnośnie do wartości wyrażających aktywność ureazy w latach 2013–2015. Zbliżone, nieróżniące się istotnie aktywności proteaz w latach 2012 oraz 2015

Tabela 3.23. Porównanie istotności różnic średnich aktywności enzymatycznej

	Enzymy			
	ADh [mg TPF·kg ⁻¹ ·24h ⁻¹]	AF [mg PNP·kg ⁻¹ ·h ⁻¹]	AU [mg N-NH·kg ⁻¹ ·18h ⁻¹]	AP [mg tyrozyny·kg ⁻¹ ·h ⁻¹]
Lata				
2012	3,168a	14,132b	0,126a	0,703a
2013	0,792b	10,774b	0,072b	0,288b
2014	0,408b	11,040b	0,072b	0,328b
2015	0,384b	16,652a	0,072b	0,668a
Profile				
1	0,936b	11,330a	0,072a	0,428a
2	1,680a	13,311a	0,072a	0,557a
3	1,224ab	14,642a	0,108a	0,499a
4	1,512ab	11,236a	0,090a	0,414a
5	1,080ab	12,950a	0,072a	0,475a
Głębokości (cm)				
0–5	3,792a	23,160a	0,198a	0,827a
5–15	0,768b	14,802b	0,072b	0,470b
30–60	0,144b	6,950c	0,036c	0,292b
80–100	0,432b	6,131c	0,036c	0,322b

i nieco mniejsze, choć także nie zróżnicowane istotnie, określono między sobą w latach 2013 i 2014.

Zdecydowanie większe podobieństwo stwierdzono w wartościach aktywności enzymatycznej w całych profilach glebowych, czyli w różnych punktach badawczych (tab. 3.23). Istotnych różnic nie zaobserwowano w przypadku aktywności fosfatazy zasadowej, proteaz i ureazy. Wartości aktywności dehydrogenaz w poszczególnych profilach były bardziej zróżnicowane (istotne różnice) w profilach 1 oraz 2 i bardzo podobne w profilach 3–5 (brak istotnych różnic).

W przypadku próbek glebowych pobranych z różnych głębokości kolejny raz potwierdziła się odrębność materiału przypowierzchniowego (0–5 cm) od próbek popiołów usytuowanych głębiej. Wartości aktywności wszystkich enzymów w próbkach pobranych z głębokości 0–5 cm były istotnie większe niż w poziomach głębszych, szczególnie w odniesieniu do materiału pobranego z głębokości 30–60 i 80–100 cm.

Podjęto również próbę określenia, które z oznaczanych mikroorganizmów najsilniej wpływają na wartość aktywności poszczególnych enzymów. W tym celu przeprowadzono analizę regresji wielokrotnej z wyborem najlepszego podzbioru zmiennych niezależnych. Z uzyskanego równania regresji jednoznacznie wynikało, że na aktywność dehydrogenaz (ADh) dodatni istotny ($p = 0,05$) wpływ miały promieniowce (współczynnik regresji 0,507), a następnie liczebności heterotroficznych bakterii ($p = 0,09$, współczynnik regresji 0,226). Aktywność fosfatazy zasadowej (AF) była istotnie ($p = 0,05$) determinowana liczebnością grzybów (współczynnik regresji 0,574). Aktywność ureazy (AU) była zależna głównie od liczebności promieniowców ($p = 0,05$, współczynnik regresji 0,532) oraz w mniejszym stopniu od liczebności grzybów. Ogólna liczebność heterotroficznych bakterii oraz *Azotobacter* nie determinowały istotnie aktywności tego enzymu. W przypadku proteaz (AP) stwierdzono niemal identyczną tendencję wpływu liczebności poszczególnych drobnoustrojów jak w przypadku ureazy. Na aktywność tych enzymów największy istotny ($p = 0,05$) dodatni wpływ miała liczebność promieniowców (współczynnik regresji 0,569), a następnie grzyby (współczynnik regresji 0,328). Ogólna liczebność heterotroficznych bakterii i bakterii z rodzaju *Azotobacter* nie determinowały również w tym przypadku istotnie aktywności badanego enzymu, mimo że stwierdzono korelację między liczebnością bakterii a aktywnością proteaz ($r = 0,50$).

Generalnie należy stwierdzić, że obserwowane zróżnicowane nasilenie badanych procesów biochemicznych w zależności od rodzaju enzymu wynikało zarówno z ich odmiennej wrażliwości i odporności na czynniki środowiskowe, jak i z zawartości w środowisku glebowym specyficznych substratów dla reakcji enzymatycznych. Ponadto poszczególne enzymy mają odmienne wymagania co do optymalnych warunków środowiska, w którym przejawiają swoją wysoką aktywność (Bielińska i in., 2014).

Przeprowadzone w latach 2012–2015 badania gleboznawczo-mikrobiologiczne gleb tworzących się w warunkach składowiska odpadów elektrownianych wykazały, że zapoczątkowana w 1994 roku rekultywacja przedmiotowego składowiska odpadów energetycznych wg Modelu PAN – pomimo stworzenia na jego powierzchni pięknej oazy różnych zbiorowisk roślinnych – okazała się czasowo niewystarczająca dla rozwinięcia typologicznych procesów glebotwórczych, których efektem barwnym (morfologicznym) byłyby dobrze ukształtowane diagnostyczne poziomy genetyczne oraz życie biologiczne, wyrażone odpowiednio dużą i ustabilizowaną liczebnością oraz aktywnością enzymatyczną podstawowych grup drobnoustrojów glebowych.

Najstarsze obszary pogórnice powstałe w wyniku odkrywkowego wydobywania węgla brunatnego zlokalizowane są w obrębie miasta Konina. Przez 60 lat tereny te zostały wpisane w krajobraz miasta i pełniły różne funkcje. Traktowane były głównie jako dodatkowa pula zieleni dla miasta. Potencjał tych terenów dostrzeżono pod koniec lat 90. XX wieku. Ich rewitalizację w roku 2000 zainicjowała budowa galerii handlowej (Galeria nad Jeziorem). Centrum handlowemu towarzyszą korty tenisowe, boiska sportowe oraz place zabaw dla dzieci. W ostatnim czasie na znaczącym areale zwałowisk rozpoczęto budowę farm fotowoltaicznych. W Brudzewie działa obecnie największa farma fotowoltaiczna w Polsce o mocy 70 MW. Zajmuje ona ponad 100 ha powierzchni.

LITERATURA

- Adamczyk, B., Biesiacki, A., Borowiec, S., Brzozowski, W., Chalecki, J., Cieśla, W., Dobrzański, B., Flaczyk, Z., Gondek, W., Hoffman, M., Huczyński, B., Jarubas, M., Jastrzębski, M., Kern, H., Konecka-Betley, K., Koter, M., Kowaliński, S., Kowalkowski, A., Kuczaj, W., Kuźnicki, F., Laghamer, L., Mirowski, Z., Mrozowski, J., Olejniczak, E., Partyka, A., Pondel, H., Prusinkiewicz, Z., Reimann, B., Siuta, J., Skawina, T., Sotniczuk, M., Strzemski, M., Truski, R., Uggla, H., Uziak, S., Witek, T., Zbysław, B. (1972). Polska. Mapa gleb 1 : 500 000.
- Badura, J., Przybylski, B. (2012). Objąsnienia do szczególowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Strzelno (438). Warszawa: PIG.
- Bender, J. (1979). Rekultywacja obszarów pogórnicznych na modelu Kopalni Konińskiego Zagłębia Węglowego (s. 156–184). Warszawa: Komitet PAN „Człowiek i Środowisko”.
- Bender, J., Gilewska, M. (1988). Rekultywacja w ujęciu aktów prawnych badań naukowych i gospodarczej praktyki. Zesz. Nauk. AGH Sozol. Sozotech., 26, 53–68.
- Bender, J. (1995). Rekultywacja terenów pogórnicznych w Polsce. ZPPNR, 418, 76–85.
- Bender, J., Gilewska, M. (2004). Rekultywacja w świetle badań i wdrożeń. Roczn. Glebozn., 55(2), 29–46.
- Bernhardt, H., Chudzik, B., Janas, K. (1991). Ekspertyza w sprawie oceny stopnia oddziaływania prowadzonych robot górnicznych przez KWB KONIN na środowisko przyrodnicze i obniżkę plonów w obszarze gminy: Kazimierz Biskupi, Ślesin i Sompolno. Wrocław: Komisja ds. Szkód Górniczych.
- Bielińska, E.J., Futa, B., Mocek-Płóćiniak, A. (2014). Enzymy glebowe jako bioindykatory jakości i zdrowotności gleby. Monografia naukowa. Lublin: Libropolis.
- Bieniek, A., Łachacz, A. (2012). Ewolucja gleb murszowych w krajobrazie sandrowym. W: A. Łachacz (red.), Wybrane problemy ochrony mokradeł (s. 111–131). Olsztyn: Wyd. UWM.
- Borecka, A., Danel, W. (2020). Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1 : 200 000, ark. Piła (25). Warszawa: PIG.
- Borowik, A., Wyszowska, J., Kucharski, M. (2011a). Wpływ temperatury gleby na drobnoustroje. Materiały 45 Konferencji „Mikroorganizmy środowisk naturalnych i zanieczyszczonych”. Olsztyn.
- Borowik, A., Wyszowska, J., Kucharski, M. (2011b). Różnorodność drobnoustrojów funkcją uwilgotnienia gleb. Materiały 45 Konferencji „Mikroorganizmy środowisk naturalnych i zanieczyszczonych”. Olsztyn.

- Borowik, A., Wyszowska, J., Kucharski, M. (2011c). Wpływ substancji organicznej na różnorodność drobnoustrojów. Materiały 45 Konferencji „Mikroorganizmy środowisk naturalnych i zanieczyszczonych”. Olsztyn.
- Borysiak, J. (1994). Struktura aluwialnej roślinności lądowej środkowego i dolnego biegu Warty. Poznań: Wyd. Nauk. UAM.
- Brake, S.S., Jensen, R.R., Mattox, I.M. (2004). Effects of coal fly ash amended soils on trace element uptake in plants. *Environ. Geol.*, 45, 680–689.
- Brandyk, T., Gnatowski, T., Oleszczuk, R., Szatyłowicz, J., Szejba, D. (2007). Postęp w badaniach właściwości fizycznych gleb torfowo-murszowych. W: E. Biernacka (red.), *Torfowiska i mokradła* (s. 91–111). Warszawa: Wyd. SGGW.
- Brzeg, A. (1988). Ciepłolubne zbiorowiska okrajkowe z klasy *Trifolio-Geranietea sanguinei* w Wielkopolsce. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk Prace Komisji Biologicznej*, 71, 1–64.
- Brzeg, A., Wojterska, M. (2001). Zespoły roślinne Wielkopolski, ich stan poznania i zagrożenie. W: M. Wojterska (red.), *Szata roślinna Wielkopolski i Pojezierza Południowopomorskiego. Przewodnik sesji terenowych 52. Zjazdu PTB, 24–28 września 2001* (s. 39–110). Poznań: Bogucki Wyd. Nauk.
- BULiGL (2005). Operat siedliskowy Nadleśnictwa Sieraków dla obrębów Bucharzewo i Sieraków wg stanu na 1.01.2005 r. Biuro Urządzania Lasu i Geodezji Leśnej, oddział w Poznaniu, materiały niepublikowane.
- Chmal, R. (2006). Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Śmiłowo (314). Warszawa: PIG.
- Chmiel, J. (1993). Flora roślin naczyniowych wschodniej części Pojezierza Gnieźnieńskiego i jej antropogeniczne przekształcenia w wieku XIX i XX. *Prace Zakładu Taksonomii Roślin UAM w Poznaniu*, 1, 1–202.
- Cierniewski, J. (1981). Zmienność przestrzenna gleb organicznych doliny Cybiny na tle warunków fizjograficznych. *Rocz. Glebozn. Soil Sci. Ann.*, 32(4), 3–51.
- Ciuk, E., Mańkowska, A. (1981). Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 500 000, ark. Konin. Warszawa: PIG.
- Craine, J., Spurr, R., McLauchlan, K., Fierer, N. (2010). Landscape level variation in temperature sensitivity of soil organic carbon decomposition. *Soil Biol. Biochem.*, 42, 373–375.
- Czarna, A. (2009). Rośliny naczyniowe środkowej Wielkopolski. Poznań: Wyd. UPP.
- Daddow, R.L. (1983). Growth-limiting soil bulk densities as influenced by soil texture. Watershed Systems Development Group, USDA Forest Service.
- Danielewicz, W. (2001). Rezerwy leśne i florystyczne środkowej Wielkopolski (Pałuki i Puszcza Zielonka). W: M. Wojterska (red.), *Szata roślinna Wielkopolski i Pojezierza Południowopomorskiego. Przewodnik sesji terenowych 52. Zjazdu PTB, 24–28 września 2001* (s. 113–132). Poznań: Bogucki Wyd. Nauk.
- Danielewicz, W. (2016). Ochrona przyrody. W: W. Danielewicz (red.), *Dąbrowy Krotoszyńskie. Monografia przyrodniczo-gospodarcza* (s. 379–416). Poznań: G&P Ofic. Wyd.
- de Jong, A.E., Guerro-Cruz, S., van Diggelen, J.M., Vaksmaa, A., Lamers, L.P., Jetten, M.S., Rasigraf, O. (2020). Changes in microbial community composition, activity, and greenhouse gas production upon inundation of drained iron-rich peat soils. *Soil Biol. Biochem.*, 149, 107862.
- Denisiuk, Z. (1980). Łąki turzycowe Wielkopolski. *Stud. Natur. Ser. A*, 20, 1–140.
- Ditzler, C., Scheffe, K., Monger, H. C. (2017). *Soil Survey Manual: Soil Science Division Staff. Government Printing Office: Washington, DC, USA.*

- Dobrzański, B., Witek, T., Kowaliński, S., Królikowski, L., Kuźnicki, F., Siuta, J., Skawina, T., Strzemiński, M., Truszkowska, R., Uggla, H. (red.), (1972). Polska. Mapa gleb – podziałka 1 : 500 000. Warszawa: Komitet Gleboznawstwa i Chemii Rolnej PAN, IUNG, PTG, Wydawnictwa Geologiczne.
- Dzięciołowski, W. (1979). Środowisko glebotwórcze i gleby Niziny Wielkopolskiej. *Rocz. Glebozn. SSA*, 30(1), 11–33.
- Ellenberg, H., Weber, H.E., Dull, R., Wirth, V., Werner, W., Paulsen, D. (1992). Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa. *Scripta Geobot.* 18. Gottingen Verl. Erich Goltze K.G.
- Faliński, J.B. (1994). Antropogeniczne przeobrażenia roślinności. W: T. Kuklański, A. Schwartz (red.), *Atlas zasobów, walorów i zagrożeń środowiska geograficznego Polski*. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Agencja Reklamowo-Wydawnicza A. Grzegorzcyk.
- FAO (1993). *Sustainable Development of Drylands and Combating Desertification*. Land and Water Div., FAO, Rome.
- Fenner, N., Freeman, C. (2011). Drought-induced carbon loss in peatlands. *Nat. Geosci.*, 4(12), 895–900.
- Filipek, J. (1973). Projekt klasyfikacji roślin łąkowych i pastwiskowych na podstawie liczb wartości użytkowej. *Zesz. Post. Nauk Roln.*, 4, 59–68.
- Gajewski, P. (2005). Budowa morfologiczna i właściwości gleb hydrogenicznych Doliny Grójeckiej w strefie oddziaływania Kopalni Węgla Brunatnego „Konin”. *Maszynopis rozpr. dokt.* UP, Poznań.
- Gajewski, P., Kaczmarek, Z., Owczarzak, W., Grzelak, M. (2007). Współczynnik filtracji w glebach płowych wytworzonych z glin zwałowych równiny dennomorenowej. *Roczn. Glebozn.*, 58, 3/4, 78–83.
- Gajewski, P., Owczarzak, W., Kaczmarek, Z. (2008). Pojemność wodna oraz zdolności retyencyjne gleb hydrogenicznych Doliny Grójeckiej. *Rocz. Glebozn.*, 59(2), 39–47.
- Gajewski, P., Kaczmarek, Z., Owczarzak, W., Glina, B., Grzelak, M., Murawski, M. (2015a). Floral and habitat diversity of ecological grasslands in the Bystra Notec Valley. *Journal of Research and Applications in Agricultural Engineering*, 60(3), 47–51.
- Gajewski, P., Kaczmarek, Z., Owczarzak, W., Mocek, A., Glina, B. (2015b). Selected physical and water properties of soils located in the vicinity of proposed opencast lignite mine Drzewce (middle Poland). *Soil. Sc. Ann.*, 66(2), 75–81.
- Gajewski, P., Grzelak, M., Kaczmarek, Z., Owczarzak, W., Tylman, O., Runowski, S. (2018): Geobotanical conditions of habitats occupied by *Phalaris arundinaceae caricetosum gracilis* community in the middle Warta valley (Central Poland). *J. Res. Appl. Agric. Eng.*, 63(2), 57–62.
- Gawlik, J. (2000). Division of differently silted peat formations into classes according to their state of secondary transformations. *Acta Agrophys.*, 26, 17–24.
- Gilewska, M. (1991). Rekultywacja gruntów pogórnich na przykładzie KWB „Konin”. *Roczn. AR Pozn.*, 211.
- Gilewska, M. (1995). Wpływ zabiegów rekultywacyjnych na kształtowanie agregatowej struktury gruntów pogórnich. *Zesz. Probl. Nauk Roln.*, 418, 703–707.
- Gilewska, M. (1997). Rekultywacja składowiska suchego odpopielania. III Ogólnopolska Konferencja Naukowa: Kompleksowe i szczegółowe problemy inżynierii środowiska (s. 119–127). Wyd. Politechniki Koszalińskiej.
- Gilewska, M. (1998). Właściwości próchnicy wytworzonej w procesie rekultywacji gruntów pogórnich. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 460, 153–166.

- Gilewska, M. (2001). Zasady rolniczej rekultywacji gruntów pogórnich. Zesz. Nauk. Inż. Środ., 125, 85–90.
- Gilewska, M. (2004a). Rekultywacja biologiczna składowisk popiołowych z węgla brunatnego. Rocz. Glebozn., 55(2), 103–110.
- Gilewska, M., Otremba, K. (2004b). Właściwości gleb formowanych z gruntu pogórnich. Rocz. Glebozn., 55(2), 11–121.
- Gilewska, M., Otremba, K. (2007a). Jakość biomasy uzyskanej na glebie rozwijającej się z gruntów pogórnich. Zesz. Nauk. Wydz. Inż. Łąd. Środ., 135, 29–36.
- Gilewska, M., Otremba, K. (2007b). Organizacja przestrzeni produkcyjnej na gruntach pogórnich na przykładzie Kopalni Węgla Brunatnego „Konin”. Górn. Odkryw., 5–6, 232–235.
- Gilewska, M., Otremba, K. (2008a). Wpływ paszowego systemu użytkowania na właściwości fizyczne gleb rozwijających się z gruntów pogórnich. Zesz. Probl. Post. Nauk. Roln., 526, 163–170.
- Gilewska, M., Otremba, K. (2008b). Wpływ warunków meteorologicznych na plonowanie zbóż ozimych uprawianych na glebach rozwijających się z gruntów pogórnich. Rocz. Glebozn., 59(2), 56–61.
- Gilewska, M., Otremba, K. (2010). Wpływ techniki sadzenia na efekty rekultywacji składowiska popiołów elektrownianych. Zesz. Nauk. Inż. Środ., 137(17), 86–93.
- Gilewska, M., Otremba, K. (2013). Seed quality of rapeseed plants obtained from cultivation on post mining areas in the region of Konin. Środkowo-Pomorskie Towarzystwo Naukowe Ochrony Środowiska. Ann. Set Environ. Prot., 15, 505–514.
- Gilewska, M., Otremba, K., Kozłowski, M. (2020). Physical and chemical properties of ash from thermal power station combusting lignite. A case study from central Poland. J. Elem., 25(1), 279–295.
- Gilewska, M., Płóćniczak, A. (2009). Enzymatyczny wskaźnik żyzności gleb rozwijających się z gruntów pogórnich. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 540, 345–352.
- Glina, B., Gajewski, P., Kaczmarek, Z., Owczarzak, W., Rybczyński, P. (2016). Current state of peatland soils as an effect of long-term drainage – preliminary results of peatland ecosystems investigations in the Grójec Valley (central Poland). Soil Sci. Ann., 67(1), 3–9.
- Glina, B., Gajewski, P., Mendyk, Ł., Zawieja, B., Kaczmarek, Z. (2019a). Recent changes in soil properties and carbon stock in fen peatlands adjacent to open-pit lignite mines. Land Degrad. Dev., 30(18), 2371–2380.
- Glina, B., Sykuła, M., Mendyk, Ł. (2019b). Land use changes and landscape pattern dynamics of a peatland area under diversified human impact: the Grójec Valley (Central Poland). Bull. Geogr. Physic. Geogr. Ser., 16(1), 21–30.
- Głodowska, M., Gałązka, A. (2018). Intensyfikacja rolnictwa a środowisko naturalne. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 592.
- Grynja, M. (1962). Łąki trzęślicowe Wielkopolski. PTPN Prac. Kom. Nauk Roln. Kom. Nauk Leśn., 13 (2), 1–124.
- Grynja, M., Kryszak, J. (1996). Występowanie roślin dwuliściennych z grupy ziół i chwastów w runi łąkowej zbiorowisk wybranych dolin Wielkopolski. Pr. Kom. Nauk Roln. Kom. Nauk Leśn., 81, 70–79.
- Grynja, M., Kryszak, A. (1999). Charakterystyka stanowisk fitosocjologicznych. W: P. Skłodowski, S. Rząsa, A. Mocek, W. Owczarzak, Specjalistyczne badania glebowe w rejonie projektowanej odkrywki Drzewce I etap. Warszawa: PTG.

- Grzelak, M., Bocian, T., Gajewski, P., Kaczmarek, Z. (2011). Zbiorowiska leśne terenów podmokłych doliny Noteci na odcinku Radolin-Radolinek. *Woda Środ. Obsz. Wiej.*, 11, 75–86.
- Grzelak, M., Kaczmarek, Z., Gajewski, P. (2013). Changes in reed *Phragmites australis* (Gams 1927) Schmale 1939 rushes in conditions of peat-muck soil. *J. Res. Appl. Agric. Eng.*, 58(3), 178–182.
- Hakanson, I., Voorhees, W.B. (1998). *Soil Compaction. Adv. Soil Sci. Methods for Assessment of Soil Degradation*. Boca Raton – New York: CTC Press.
- Ilnicki, P. (1971). Ustalenie rozmiaru osiadania meliorowanych gytiowisk na przykładzie złoża gytii wapiennej w Objezierzu. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 107, 181–199.
- Ilnicki, P. (1972). Osiadanie powierzchni torfowisk niskich w Dolinie Noteci będących w długotrwałym rolniczym użytkowaniu w zależności od ich budowy i intensywności odwodnienia. Szczecin: Wyd. WSR.
- Ilnicki, P., Borowski, Z. (1985). Skutki pożaru torfowiska w dolinie Kanału Grójeckiego. *Wiad. Melior. Łąk.*, 5, 153–157.
- Ilnicki, P. (2002). *Torfowiska i torf*. Poznań: Wyd. AR.
- Ilnicki, P., Dardas, J., Sikora, K., Tadrowska, A., Trzaskowska, L., Woźniak, A. (2004). Zmiany sposobu użytkowania torfowisk Wielkopolski. *Woda Środ. Obsz. Wiej.*, 4, 357–371.
- Ilnicki, P., Szajdak, L.W. (2016). *Zanikanie torfowisk*. Poznań: Wyd. PTPN.
- Ilnicki, P., Górecki, K., Lewandowski, P. (2017a). Torfowiska w Rogalińskim Parku Krajobrazowym. *Biul. Park. Krajobraz. Wielkop.*, 23, 66–83.
- Ilnicki, P., Górecki, K., Lewandowski, P. (2017b). Torfowiska w Parku Krajobrazowym Puszcza Zielonka. *Biul. Park. Krajobraz. Wielkop.*, 23, 111–137.
- Ilnicki, P., Górecki, K., Lewandowski, P. (2017c). Torfowiska w Sierakowskim Parku Krajobrazowym. *Biul. Park. Krajobraz. Wielkop.*, 23, 84–110.
- Ilnicki, P., Górecki, K., Lewandowski, P. (2017d). Torfowiska w Powidzkim Parku Krajobrazowym. *Biul. Park. Krajobraz. Wielkop.*, 23, 38–65.
- IPCC (2014). 2013 Supplement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories: W: T. Hiraiishi, T. Krug, K. Tanabe, N. Srivastava, J. Baasansuren, M. Fukuda, T.G. Troxler (red.), *Wetlands*. Switzerland: IPCC.
- IUNG (1986). *Warunki przyrodnicze produkcji rolnej – woj. konińskie*. Puławy.
- IUL (1981). *Instrukcja zarządzania lasu. Cz. 3. Prace glebowosiedliskowe*. Warszawa: PWRiL.
- IUL (2003). *Instrukcja zarządzania lasu. Cz. 2. Instrukcja wyróżniania i kartowania siedlisk leśnych*. Załącznik do Zarządzenia nr 43 Dyrektora Generalnego Lasów Państwowych z dnia 18 kwietnia 2003 r. Warszawa: Centrum Informacyjne LP.
- IUL (2012). *Instrukcja zarządzania lasu. Cz. 2. Instrukcja wyróżniania i kartowania w Lasach Państwowych typów siedliskowych lasu oraz zbiorowisk roślinnych*. Warszawa: CILP.
- IUSS Working Group WRB (2015). *World Reference Base for Soil Resources 2014, Update 2015. International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps*. Rome: FAO.
- IUSS Working Group WRB (2022). *World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 4th edition*. Vienna: International Union of Soil Sciences (IUSS).
- Jackowiak, B. (2001). Flora roślin naczyniowych w zarysie. W: M. Wojterska (red.), *Szata roślinna Wielkopolski i Pojezierza Południowopomorskiego. Przewodnik sesji terenowych 52. Zjazdu PTB, 24–28 września 2001 (s. 25–38)*. Poznań: Bogucki Wyd. Nauk.

- Jackowiak, B., Celka, Z., Chmiel, K., Latowski, K., Żukowski, W. (2007). Red list of vascular flora of Wielkopolska (Poland). *Biodiv. Res. Conserv.*, 5–8, 95–127.
- Jackowiak, B., Celka, Z., Chmiel, J., Latowski, K., Żukowski, W. (2013). Checklist of the vascular flora of Wielkopolska (Poland): native species and naturalized alien species. *Biodiv.: Res. Conserv.*, 31, 9–96.
- Jackowiak, B., Celka, Z., Chmiel, J., Latowski, K., Żukowski, W. (2017). Checklist of the vascular flora of Wielkopolska (Poland): casual alien species. *Biodiv. Res. Conserv.*, 46, 33–55.
- Jakubus, M. (2015). Phosphorus forms in some grassland soils in Wielkopolska region: characterisation and availability for plants. *Nauka Przyr. Technol.*, 9(2), 16.
- Joosten, H., Sirin, A., Couwenberg, J., Laine, J., Smith, P. (2016). The role of peatlands in climate regulation. W: *Peatland restoration and ecosystem services: science, policy and practice* (s. 63–76). Cambridge University Press.
- Jurczuk, S. (2000). Wpływ regulacji stosunków wodnych na osiadanie i mineralizację gleb organicznych. *Wiad. Inst. Melior. Użyt. Ziel.*, 96, 1–116.
- Józefaciuk, A., Józefaciuk, C. (1979). Próba oceny zagrożenia gruntów w Polsce przez erozję wietrzną. *Pamiętnik Puławski. Prac. IUNG*, 71, 167–177.
- Józefaciuk, Cz., Józefaciuk, A., Barbaś, S., Budzyńska, K. (1985). Metoda opracowania mapy potencjalnej erozji wodnej gleb w Polsce. *Rocz. Glebozn.*, 36(1), 177–183.
- Józefaciuk, Cz., Józefaciuk, A. (1992). Struktura zagrożenia erozją wodną fizjograficznych krain Polski. *Pamiętnik Puławski. Prac. IUNG*, 101, 23–50.
- Kabała, C., Komisarek, J., Świtoniak, M., Kozłowski, M. (2022). Zgodność jednostek legendy mapy gleb Polski (1 : 300 000), mapy glebowo-rolniczej i mapy glebowo-siedliskowej z typami Systematyki gleb Polski (2019) w oparciu o analizę profili glebowych. *Soil Sci. Ann.*, 7(4), 156069.
- Kabata-Pendias, A., Piotrowska, M., Motowicka-Terelak, T., Maliszewska-Kordybach, B., Filipiak, K., Krakowiak, A., Pietruch, Cz. (1995). *Podstawy oceny chemicznego zanieczyszczenia gleb: metale ciężkie, siarka i WWA*. Warszawa: Bibl. Monitor. Środ.
- Kabata-Pendias, A., Pendias, H. (2001). *Trace elements in soils and plants* (3rd ed.). Boca Raton / London / New York / Vashington D.C.: CRC Press.
- Kaczmarek, Z., Owczarzak, W., Mocek, A. (2000). Właściwości fizyczne i wodne gleb pływowych i czarnych ziem położonych w bezpośrednim sąsiedztwie odkrywki Kazimierz KWB KONIN. *Rocz. AR Pozn., CCCXVII. Roln.*, 56, 265–276.
- Kaczmarek, Z., Grzelak, M., Gajewski, P. (2010). Warunki siedliskowe oraz różnorodność florystyczna ekologicznych siedlisk przyrodniczych w Dolinie Noteci. *J. Res. Appl. Agric. Eng.*, 55(3), 142–146.
- Kaczmarek, Z., Grzelak, M., Gaweł, E., Gajewski, P., Janyszek, M., Glina, B. (2017). The diversity of *Scirpetum silvatici* Ralski 1931 association as a result of influence of variable habitat conditions. *J. Res. Appl. Agric. Eng.*, 62(3), 158–162.
- Kaniecki, A. (1991). Zmiany stosunków wodnych w rejonie Konina, związane z działalnością kopalnictwa odkrywkowego. W: *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Poznań: Instytut Badań Czwartorzędu UAM w Poznaniu.
- Karczewska, A. (2012). *Ochrona gleb i rekultywacja terenów zdegradowanych* (wyd. II). Wrocław: UWP.
- Karczewski, A. (2007). *Mapa geomorfologiczna Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej*. W: A. Karczewski (red.), *Numeryczna mapa geomorfologiczna*. Poznań: UAM.

- Kasprowicz, M. (1999). Roślinność lasów. W: J. Chmiel, M. Kasprowicz (red.), Flora i roślinność środkowej Wielkopolski. Przewodnik do ćwiczeń terenowych (s. 99–112). Poznań: UAM Wydział Biologii, Biblioteka Pomocy Dydaktycznych, Bogucki Wyd. Nauk.
- Kasprowicz, M. (2010). Acidophilous oak forests of the Wielkopolska region (West Poland) against the background of Central Europe. *Biodiv. Res. Conserv.*, 20, 1–134.
- Kędziora, A. (2008). Podstawy agrometeorologii. Poznań: PWRiL.
- Kędziora, A. (2010). Landscape management practices for maintenance and enhancement of ecosystem services in a countryside. *Ecohydrol. Hydrobiol.*, 10, (2–4), 133–152.
- Kędziora, A. (2011a). Climatic conditions and water balance of the Kujawy Lakeland. *Rocz. Glebozn. Soil Sci. Ann.*, 62(2), 189–203.
- Kędziora, A. (2011b). Warunki klimatyczne oraz bilans cieplny i wodny rejonu odkrywki Władysławów. W: A. Mocek, W. Owczarzak (red.), Uwarunkowania hydrologiczne, klimatyczne i glebowe obszarów wokół odkrywki węgla brunatnego Władysławów jako podstawa wyceny wpływu odwodnienia kopalnianego na stan środowiska przyrodniczego. Poznań: UPP.
- Kędziora, A. (2021). Zmiany globalne systemu ziemia – atmosfera. Fundacja Zakłady Kórnickie, Magazyn Drzewo Franciszka.
- KGL (1948). Klasyfikacji Gleb Leśnych. Warszawa: PTG.
- KGL (1969). Klasyfikacja gleb leśnych. Warszawa: Komisja Genezy, Klasyfikacji i Kartografii Gleb, Zespół Gleb Leśnych PTG.
- KGL (1973). Klasyfikacja gleb leśnych (wyd. II). Warszawa: PTG.
- KGL (2000). Klasyfikacja gleb leśnych Polski (wyd. III). Warszawa: PTG, CILP.
- Kłysz, P. (1981). Morfogeneza zespołu form marginalnych między Koninem, Kołem a Turkiem. *Geogr.* 23, Ser. 23, UAM Poznań.
- Komisarek, J. (1994). Zmienność przestrzenna czarnych ziem i gleb płowych falistej moreny dennej Równiny Kościańskiej. *Rocz. AR Pozn. Melior. Inż. Środ.*, 15(2), 205–217.
- Komisarek, J. (2000). Kształtowanie się właściwości gleb płowych i czarnych ziem oraz chemizm wód gruntowych w katenie falistej moreny dennej Pojezierza Poznańskiego. *Rocz. AR Pozn. Rozpr. Nauk.*, 307.
- Komisarek, J., Kozłowski, M. (2005). Zastosowanie symulacyjnego modelu SWAP do oceny bilansu wodnego gleby płowej zaciekowej falistej moreny dennej Pojezierza Poznańskiego. *Rocz. AR Pozn. 356, Melior. Ins. Środ.*, 26, 223–231.
- Komisarek, J., Szałata, S. (2008). Zróżnicowanie uziarnienia w profilach gleb płowych zaciekowych z obszaru Wielkopolski. *Nauka Przyr. Technol.*, 2(10), 1–14.
- Komisarek, J., Kozłowski, M., Wiatrowska, K. (2008). Deficiencies of plant available water in soil catena of undulating ground moraine. *Nauka Przyr. Technol.* 2, 3, #23.
- Komisarek, J. (2018). Gleba w czasie i przestrzeni. *Prace wybrane prof. zw. dr hab. inż. Jerzego Marcinka z zakresu gleboznawstwa i hydropedologii.* Poznań: Wyd. ProDRUK.
- Konatowska, M., Rutkowski, P. (2022). Typ drzewostanu jako finalny efekt prac siedliskowych. *Acta Sci. Pol. Silv. Colendar. Ratio Ind. Lignar.*, 21(2), 63–72.
- Kondracki, J. (1980). Geografia fizyczna Polski. Warszawa: PWN.
- Kornaś, J., Medwecka-Kornaś, A. (2002). Geografia roślin. Warszawa: Wyd. Nauk. PWN.
- Kosakowski, T. (1998). Operat glebowo-siedliskowy dla Nadleśnictwa Jarocin wg stanu na 1998 r. Zakład Usług Ekologicznych i Urzędzeniowo-Leśnych. Poznań, materiały niepublikowane.

- Kot, R., Andrzejewski, L. (2021). Pojezierze Kujawskie (315.57). W: A. Richling, J. Solon, A. Macias, J. Balon, J. Borzyszkowski, M. Kistowski (red.), Regionalna geografia fizyczna Polski. Poznań: Bogucki Wyd. Nauk.
- Kotowski, W. (2021). Oszacowanie emisji gazów cieplarnianych z użytkowania gleb organicznych w Polsce oraz potencjału ich redukcji. Warszawa: Fundacja WWF Polska.
- Kozacki, L. (1972). Analiza i ocena środowiska geograficznego powiatu konińskiego dla potrzeb prognozowania jego zmian. Wydz. Mat.-Przyr., Kom. Geogr.-Geol. PTPN, 4, 3.
- Kozarski, S. (1962). Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci-Warty. Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. PTPN, 2, 3.
- Kozarski, S. (1995). Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka–10 ka BP). Dok. Geogr. PAN, 1.
- Kozarski, S., Nowaczyk, B. (1991). Lithofacies variation and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene aeolian phenomena in northwestern Poland. Z. Geomorph. N.F., Suppl., 90.
- Kozłowski, M. (2007). Reżim wodny gleb i chemizm wód gruntowych w układach katenalnych Pojezierza Poznańskiego. Maszynopis. Katedra Gleboznawstwa i Rekultywacji. UP Poznań.
- Kozłowski, M., Komisarek, J. (2011). Dynamika uwilgotnienia w wybranych glebach płowych i czarnych ziemiach na Pojezierzu Poznańskim. Rocz. Glebozn., 62(2), 226–239.
- Kozłowski, M., Komisarek, J., Wiatrowska, K. (2012). Chemical speciation of selected dissolved components of groundwater in the catena of the Poznan Lakeland. Rocz. Ochr. Środ., 14, 607–622.
- Kozłowski, M., Komisarek, J. (2013). Niedobory wody łatwo dostępnej dla roślin w czarnej ziemi z poziomem cambic. Nauka Przyr. Technol., 7, 4, #54.
- Kozłowski, M., Komisarek, J. (2014). Deficiencies of readily plant available water in selected Albeluvisols in central Wielkopolska. Nauka Przyr. Technol., 8, 1, #4.
- Kozłowski, M., Komisarek, J. (2016a). Soil sequences along a slope of the Opalenica Plain. J. Ecol. Eng., 17(1).
- Kozłowski, M., Komisarek, J. (2016b). Identification of the hydrogeochemical processes in groundwater of gleysols and retisols toposequence of the Opalenica Plain. J. Ecol. Eng., 17(2).
- Kozłowski, M., Komisarek, J. (2017a). Temporal water table changes in soil toposequence of the Poznań Lakeland (western Poland). Soil Sci. Ann., 68(4), 167.
- Kozłowski, M., Komisarek, J. (2017b). Groundwater chemistry and hydrogeochemical processes in a soil catena of the Poznan Lakeland, central Poland. J. Element., 22(2).
- Kozłowski, M., Komisarek, J. (2018). Influence of terrain attributes on organic carbon stocks distribution in soil toposequences of central Poland. Soil Sci. Ann., 69(4), 215–222.
- Kozłowski, M., Komisarek, J., Wiatrowska, K. (2018). Temporal variability of water table depth in topohydrosequence of undulating ground moraine in central Poland. Pol. J. Environ. Stud., 27(5), 2097–2106.
- Kozłowski, M. (2021). Zdolności retencyjne gleb i dynamika uwilgotnienia strefy korzeniowej w sezonie wegetacyjnym w skali pola. W: J. Bykowski (red.), Współczesne uwarunkowania i wyzwania gospodarowania wodą w rolniczej przestrzeni produkcyjnej Wielkopolski (s. 13–36). Poznań: Wyd. UPP.

- Kozłowski, M., Otremba, K., Tatuśko-Krygier, N., Komisarek, J., Wiatrowska, K. (2022). The effect of an extended agricultural reclamation on changes in physical properties of Technosols in post-lignite-mining areas: A case study from central Europe. *Geoderma*, 410, 115664.
- Krajewski, R., Skawina, T., Żuławski, Cz. (1969). Hydrogeologiczno-glebowa metoda szacowania szkód w użytkach rolnych wywołanych osuszającą działalnością górnictwem. *Ochr. Ter. Górn.*, 9, 3–11.
- Krotoska, T. (1966). Lasy dębowo-grabowe Wielkopolski. Poznań: PTPN, Prace Komisji Biologicznej.
- Kryszak, A., Kryszak, J. (2011). Ocena użytków zielonych w obrębie odkrywki Władysławów. W: A. Mocek, W. Owczarzak (red.),
- Kryszak, J. (2010). Warunki florystyczno-siedliskowe. W: A. Mocek, W. Owczarzak (red.), Aktualny stan środowiska przyrodniczego terenów sąsiadujących z uruchamianą odkrywką węgla brunatnego Tomisławice – jako efekt uwarunkowań hydrogeologicznych, klimatycznych i glebowych (Etap I). Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu.
- Kryszak, J. (2019). Warunki florystyczno-siedliskowe użytków zielonych. W: A. Mocek, W. Owczarzak (red.), Aktualny stan środowiska przyrodniczego terenów sąsiadujących z projektowaną odkrywką węgla brunatnego Ościszewo – jako efekt uwarunkowań hydrogeologicznych, klimatycznych i glebowych (Etap I). Poznań: UPP.
- Kryszak, J. (2021). Badanie fitosocjologiczne. W: A. Mocek, W. Owczarzak (red.), Wykonanie monitoringu wód podziemnych i powierzchniowych w okolicach obszaru Natura 2000 Jezioro Gopło wraz z badaniami gleboznawczymi – odkrywka Tomisławice. Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu.
- Kundzewicz, Z.W., Matczak, P. (2012). Climate change regional review: Poland? *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Change*, 3(4), 297–311.
- Lal, R. (1998). Soil quality and sustainability in methods for assessment of soil degradation. Boca Raton, New York: CRS Press.
- Lamentowicz, Ł. (2014). Nieleśne rezerваты przyrody województwa wielkopolskiego. Poznań: Regionalna Dyrekcja Ochrony Środowiska w Poznaniu.
- Lamentowicz, Ł. (2016). Leśne rezerваты przyrody województwa wielkopolskiego. Poznań: Regionalna Dyrekcja Ochrony Środowiska w Poznaniu.
- Latowski, K. (1999). Charakterystyka fizjograficzna Wielkopolski. W: J. Chmiel, M. Kasprówicz (red.), Flora i roślinność środkowej Wielkopolski. Przewodnik do ćwiczeń terenowych (s. 10–24). Poznań: UAM, Wydział Biologii, Biblioteka Pomocy Dydaktycznych, Bogucki Wyd. Nauk.
- Latowski, K. (2001). Szkic fizjograficzny. W: M. Wojterska (red.), Szata roślinna Wielkopolski i Pojezierza Południowopomorskiego. Przewodnik sesji terenowych 52. Zjazdu PTB, 24–28 września 2001 (s. 13–23). Poznań: Bogucki Wyd. Nauk.
- Leifeld, J., Müller, M., Fuhrer, J. (2011). Peatland subsidence and carbon loss from drained temperate fens. *Soil Use Manag.*, 27, 170–176.
- Łęcki, W. (2004). Od Polonii Major do województwa wielkopolskiego. W: W. Łęcki (red.), Wielkopolska nasza Kraina. Rzecz o współczesności i przyrodzie (t. 1, s. 14–17). Poznań: Kurpisz.
- Lityński, T., Jurkowska, H. (1982). Żyzność gleby i odżywianie się roślin. Warszawa: PWN.
- Liu, S., Xia, X., Yang, L., Shen, M., Liu, R. (2010). Polycyclic aromatic hydrocarbons in Urban soils of different land uses in Beijing, China. Distribution, sources and their correlation with the city's urbanization history. *J. Hazard. Mater.*, 177, 1085–1092.

- Łomnicki, A. (2010). Wprowadzenie do statystyki dla przyrodników. Warszawa: Wyd. Nauk. PWN.
- Macias, A., Bródka, S., Kubacka, M. (2021a–t). W: A. Richling, J. Solon, A. Macias, J. Balon, J. Borzyszkowski, M. Kistowski (red.), Regionalna geografia fizyczna Polski. Poznań: Bogucki Wyd. Nauk. Kolejne tomy:
(2021a) Równina Nowotomska (315.50)
(2021b). Pojezierze Poznańskie (315.51)
(2021c). Wysoczyzna Grodziska (315.59)
(2021d). Poznański Przełom Warty (315.52)
(2021e). Pojezierze Gnieźnieńskie (315.54)
(2021f). Równina Wrześcińska (315.56)
(2021g). Wysoczyzna Kłodawska (318.15)
(2021h). Kotlina Kargowska (315.62)
(2021i). Dolina Środkowej Obry (315.63)
(2021j). Kotlina Śremska (315.64)
(2021k). Dolina Konińska (318.13)
(2021l). Pojezierze Sławskie (318.81)
(2021m). Równina Kościańska (315.83)
(2021n). Pojezierze Krzywińskie (315.82)
(2021o). Wysoczyzna Leszczyńska (318.11)
(2021p). Wał Żerkowski (315.84)
(2021r). Wysoczyzna Kaliska (318.12)
(2021s). Wysoczyzna Turecka (318.17)
(2021t). Pradolina Warciańsko-Odrzańska (315.6)
- Marcinek, J. (1960). Badania nad składem chemicznym substancji organicznej gleb torfowych. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 34, 127–138.
- Marcinek, J. (1976). Wpływ odwodnienia w związku z intensyfikacją gospodarki rolnej i leśnej na przeobrażenie pokrywy glebowej. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 177, 73–157.
- Marcinek, J., Sychalski, M. (1976). Muck soil formation as a consequence of transformation of shalow organic deposits. Proc. of 5th International Peat Congress in Poznań, Sept. 21–25, 270–281.
- Marcinek, J., Wiślańska, A. (1984). Asocjacje czarnych ziem i gleb pływowych falistej moreny dennej Równiny Kościańskiej. Roczn. AR Pozn., 149, 64–81.
- Marcinek, J., Komisarek, J. (1989). Przeobrażenie gleb organicznych w Dolinie Noteci. W: Zagospodarowanie Doliny Noteci – Konferencja Naukowa (s. 155–169).
- Marcinek, J., Komisarek, J., Sychalski, M. (1990). Obieg wody w mikrozelewni rolniczej. [W:] L. Ryszkowski, J. Marcinek, A. Kędziora (red.). Obieg wody i bariery biogeochemiczne w krajobrazie rolniczym (s. 69–96). Poznań: Wyd. UAM.
- Marcinek, J., Komisarek, J. (1991). Rozmieszczenie materii organicznej w układach kateinalnych gleb Wielkopolski. Roczn. AR Pozn., 224, 85–99.
- Marcinek, J., Komisarek, J. (1993). Przestrzenna ocena zawartości i zasobów materii organicznej w glebach w nawiązaniu do krajobrazów glebowych Wielkopolski. Zesz. Probl. Post. Nauk. Roln., 411, 113–122.
- Marcinek, J. (1994). Rozmiary erozji wodnej gleb w Wielkopolsce. Roczn. AR Pozn. Melior. Inż. Środ., 266(14), 63–73.

- Marcinek, J., Spsychalski, M., Komisarek, J. (1994). Dynamika wody glebowej w glebach autogenicznych i semihydrogenicznych w układzie toposekwencyjnym moreny dennej Pojezierza Poznańskiego. *Rocz. AR Pozn. 268 Mel. Inż. Środ.*, 15(1), 131–145.
- Marcinek, J., Komisarek, J., Kaźmierowski, C. (1995). Degradacja fizyczna gleb płowych i czarnych ziem intensywnie użytkowanych rolniczo w Wielkopolsce. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 418, 141–147.
- Marcinek, J., Spsychalski, M. (1997). Współzależność między warunkami klimatycznymi a zmianami retencji wody glebowej podczas posuchy 1992 roku w wybranych glebach Przybrody. *Rocz. AR Pozn. 294, Melior. Inż. Środ.* 19(1), 103–111.
- Marcinek, J., Spsychalski, M. (1998). Degradacja gleb organicznych Doliny Obry po ich odwodnieniu i długoletnim rolniczym użytkowaniu. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 460, 219–236.
- Marcinek, J., Kaźmierowski, C., Komisarek, J. (1998). Rozmieszczenie gleb i zróżnicowanie ich właściwości w katenie falistej moreny dennej Pojezierza Poznańskiego. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 460, 53–73.
- Marcinek, J., Komisarek, J. (2000). Wpływ naturalnych warunków drenażu gleb na ich reżim wodny. *Rocz. AR Pozn. 317, Roln. 56*, 79–88.
- Marcinek, J., Komisarek, J. (2001). Przekształcenia pokrywy glebowej na skutek przyspieszonej erozji wodnej falistych i pagórkowatych terenów Niziny Wielkopolskiej. *Folia Univ. Agric. Stetin.*, 217, Agriculture, 87, 135–146.
- Marcinek, J., Komisarek, J. (2004). Antropogeniczne przekształcenia gleb Pojezierza Poznańskiego na skutek intensywnego użytkowania rolniczego. *Poznań: Wyd. AR.*
- Marks, L. (2012). Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quat. Sci. Rev.*, 44, 81–88.
- Marks, L., Bitinas, A., Błaszkiwicz, M., Börner, A., Guobyte, R., Rinterknecht, V., Tylmann, K. (2022). Northern Central Europe: glacial landforms from the Last Glacial Maximum (s. 381–388). [W:] *European Glacial Landscapes*. Elsevier.
- Marszelewski, W. (2010). Hydrografia i warunki hydrologiczne. W: A. Mocek, W. Owczarzak (red.), *Aktualny stan środowiska przyrodniczego terenów sąsiadujących z uruchamianą odkrywką węgla brunatnego Tomiśławice – jako efekt uwarunkowań hydrogeologicznych, klimatycznych i glebowych (Etap I)*. Poznań: UPP.
- Marszelewski, W., Skowron, R. (2011). Zmiany hydrologiczne w rejonie odkrywki węgla brunatnego Władysławów. W: A. Mocek, W. Owczarzak (red.), *Uwarunkowania hydrologiczne, klimatyczne i glebowe obszarów wokół odkrywki węgla brunatnego Władysławów – jako podstawa wyceny wpływu odwodnienia kopalnianego na stan środowiska przyrodniczego*. Poznań: UPP.
- Marszelewski, W. (2019). Hydrografia i warunki hydroklimatologiczne. W: A. Mocek, W. Owczarzak (red.), *Aktualny stan środowiska przyrodniczego terenów sąsiadujących z projektowaną odkrywką węgla brunatnego Ościśłowo – jako efekt uwarunkowań hydrogeologicznych, klimatycznych i glebowych (Etap I)*. Poznań: UPP.
- Marszelewski, W. (2021). Warunki klimatyczne i hydrologiczne rejonu badań. W: A. Mocek, W. Owczarzak (red.), *Wykonanie monitoringu wód podziemnych i powierzchniowych w okolicach obszaru Natura 2000 Jezioro Gopło wraz z badaniami gleboznawczymi – odkrywka Tomiśławice*. Poznań: UPP.
- Matuszkiewicz, J.M. (1993). *Krajobrazy roślinne i regiony geobotaniczne Polski*. Inst. Geogr. Przestrzen. Zagospod. PAN Prac. Geogr., 158.

- Matuszkiewicz, W., Faliński, J.B., Kostrowicki, A.S., Matuszkiewicz, J.M., Olaczek, R., Wojterski, T. (1995). Potencjalna roślinność naturalna Polski. Mapa przeglądowa 1 : 300 000. Warszawa: Wojskowe Zakłady Kartograficzne.
- Matuszkiewicz, W. (2002). Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski. Warszawa: Wyd. Nauk. PWN.
- Matuszkiewicz, J.M. (2008). Potential natural vegetation of Poland (Potencjalna roślinność naturalna Polski). Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Ministerstwo Rolnictwa (1963). Komentarz do tabeli klas gruntów dla użytku klasyfikatorów gleb i pracowników kartografii gleb. Warszawa: IUNG.
- Mocek, A. (red.) (2015). Gleboznawstwo. Warszawa: Wyd. Nauk. PWN.
- Mocek, A., Drzymała, S., Maszner, P. (1997). Geneza, analiza i klasyfikacja gleb. Poznań: Wyd. AR.
- Mocek, A., Owczarzak, W., Skłodowski, P. (2000). Charakterystyka stanu pokrywy glebowej przed rozpoczęciem działalności odkrywki Drzewce KWB KONIN. Roczn. AR Pozn. CCCXVII, Roln., 56, 125–137.
- Mocek, A., Owczarzak, W., Kaczmarek, Z. (2002). Zmiany zalegania wód gruntowych w glebach otaczających wyrobisko węgla brunatnego „Kozłmin”. Roczn. AR Pozn. CCCXLII. Mel. i Inż. Środ., 23, 331–341.
- Mocek, A., Owczarzak, W. (2003). Odwodnieniowa degradacja gleb w obrębie Konińskiego-Turkowskiego Zagłębia Węglowego. Acta Agrophys., 89 1(4), 697–704.
- Mocek, A., Owczarzak, W. (2006). Gleby Wielkopolski – uwarunkowania naturalne i zagrożenia. Roczn. AR Pozn. CCCLXXV, Roln., 65, 81–93.
- Mocek, A., Owczarzak, W., Gajewski, P. (2006). Degradacja użytków rolnych Doliny Noteci w sąsiedztwie odkrywki węgla brunatnego Lubstów. Roczn. Glebozn., 57 (1/2), 138–151.
- Mocek, A., Drzymała, S., Owczarzak, W. (2022). Podstawy analizy i klasyfikacji gleb. Poznań: Wyd. UPP.
- Mocek-Płóciński, A. (2018). Właściwości fizyczno-chemiczne oraz mikrobiologiczno-biochemiczne gleb kształtujących się na składowisku popiołów i żużli elektrowniowych. Rozpr. Nauk., 499. Poznań: Wyd. UPP.
- Nowaczyk, B. (1976). Geneza i rozwój wydm śródlądowych w zachodniej części Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej w świetle badań struktury, uziarnienia i stratygrafii budujących je osadów. Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. Pol. Tow. Przyj. Nauk., 16.
- Nowaczyk, B. (1986). Wiek wydm w Polsce, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w późnym wistulianie i holocenie. Poznań: Wyd. Nauk. UAM Ser. Geogr., 28.
- Nowicki, M. (1993). Strategia ekorozwoju Polski. Warszawa: MOŚZNiL, Agencja Reklamowo-Wydawnicza A. Grzegorzcyk.
- Ochal, P., Smreczek, B. (2020). Zakwaszenie gleb i aktualne zagrożenia wapnowania. Stud. Rapor. IUNG-PIB, 63(17), 9–19.
- Okoniewska, M., Szumińska, D. (2020). Changes in Potential Evaporation in the Years 1952–2018 in North-Western Poland in terms of the impact of climatic changes on hydrological and hydrochemical conditions. Water, 12(3), 877.
- Okruszko, H. (1976). Wpływ melioracji na gleby organiczne w warunkach Polski. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 177, 159–204.

- Okruszko, H. (1979). Zasady prognozowania warunków wilgotnościowych w glebach hydrogenicznych według koncepcji kompleksów wilgotnościowo-glebowych. W: H. Okruszko (red.), Kompleksy wilgotnościowo-glebowe w siedliskach hydrogenicznych i ich interpretacja przy projektowaniu melioracji i zagospodarowania (s. 7–20). Warszawa: PWRiL.
- Okruszko, H. (1991). Wyniki wieloletniego doświadczenia dotyczącego wpływu użytkowania na glebę torfową. *Wiad. Inst. Melior. użyt. Ziel.*, 16(3), 87–107.
- Oświt, J. (2000). Metoda przyrodniczej waloryzacji mokradeł i wyniki jej zastosowania na wybranych obiektach. *Mater. Inf.* nr 35. Falenty: Wyd. IMUZ.
- Otremba, K., Gilewska, M. (2013). Skład mineralogiczny gruntów pogórnicznych i gleb rozwijających się z tego materiału macierzystego. *Zesz. Nauk. Uniw. Zielonog.*, 150, 34–42.
- Otremba, K., Gilewska, M., Mocek, A., Owczarzak, W., Gajewski, P., Kaczmarek, Z. (2015). Physical and water properties of soils developing from post-mining materials of Konin brown coal mine. *Fresen. Env. Bull.*, 24(4), 1227–1231.
- Otremba, K., Tatuśko-Krygier, N., Kozłowski, M. (2020). Chemical properties of Technosols in postmining areas of the Konin-Turek lignite basin in Poland. *Soil Sci. Ann.*, 71(4), 334–343.
- Otremba, K., Kozłowski, M., Tatuśko-Krygier, N., Pająk, M., Kołodziej, B., Bryk, M. (2021). Impact of alfalfa and NPK fertilization in agricultural reclamation on the transformation of Technosols in an area following lignite mining. *Land Degrad. Dev.*, 32(3), 1179–1191.
- Owczarzak, W., Mocek, A., Rząsa, S. (1998). Zdolności retencyjne gleb uprawnych na obszarach przyległych do odkrywek węgla brunatnego KWB KONIN. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 455, 49–59.
- Owczarzak, W., Mocek, A. (1999). Kopalnictwo odkrywkowe a kwestia odszkodowań za degradację gleb oraz obniżkę plonowania roślin w aspekcie naukowym i odczuciu społecznym. W: *Socjologia i ekonomika ochrony środowiska na wsi i w rolnictwie* (s. 218–228). Poznań: Wyd. AR.
- Owczarzak, W., Mocek, A., Rybczyński, P. (2000): Zdolności filtracyjne i zasięg depresji w utworach piaszczystych przyległych do projektowanej odkrywki Drzewce. *Rocz. AR Pozn. CCCXVII Roln.*, 56, 153–164.
- Owczarzak, W., Mocek, A., Gajewski, P. (2003). Właściwości wodne gleb hydrogenicznych Doliny Grójeckiej w sąsiedztwie projektowanej odkrywki węgla brunatnego „Drzewce”. *Acta Agrophys.*, 89, 1(4), 711–720.
- Owczarzak, W., Mocek, A. (2004). Wpływ opadów atmosferycznych na gospodarkę wodną gleb autogenicznych przyległych do odkrywek kopalni węgla brunatnego. *Zesz. Nauk. UZ Ziel. Góra*, 131, 276–286.
- Owczarzak, W., Mocek, A. (2007). Problem kopalnictwa odkrywkowego węgla brunatnego na otaczające środowisko. *Ekol. Tech.*, 15(4), 146–154.
- Owczarzak, W., Mocek, A., Kaczmarek, Z. (2009). Hydrological changes in the soils of Warta Pravalley within the influence of „Kozmin” Lignite Pit, 125–153. In: B. Bieniek (ed.), *Soils of chosen landscapes*. Olsztyn: University of Warmia and Mazury in Olsztyn.
- Owczarzak, M., Mocek, A., Kaczmarek, Z., Gajewski, P. (2008). Ocena stopnia degradacji naturalnej i antropogenicznej gleb w obszarze odwadniającego oddziaływania odkrywki węgla brunatnego Drzewce. *Rocz. Glebozn.*, 59(2), 177–190.

- Piaścik, H., Gotkiewicz, J. (1995). Procesy degradacji na odwodnionych torfowiskach terenów młodoglacjalnych. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 418(1), 185–190.
- Piechota, T. (2019). Produktowność gleb oraz plonowanie roślin na gruntach ornych. W: W. Owczarzak, A. Mocek (red.), Aktualny stan środowiska przyrodniczego terenów sąsiadujących z projektowaną odkrywką węgla brunatnego Ościszłowo – jako efekt uwarunkowań hydrogeologicznych, klimatycznych i glebowych (Etap I). Poznań: UPP.
- Pfuhl F. (1896): Die bisher in der Provinz Posen nachgewissenen Gefässpflanzen. Z. Abteil. Naturwiss. Verein. 3, 1: 1–70.
- Pielach, M., Tomaszczyk, M. (2020). Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1 : 200 000, ark. Poznań (35). Warszawa: PIG.
- POLTEGOR-PROJEKT Sp. z o.o. (1993). Ocena oddziaływania na środowisko projektowanej eksploatacji złoża Pątnów IV – O/Józwin II KWB KONIN. Wrocław.
- POLTEGOR-PROJEKT Sp. z o.o. (1994). Lej depresyjny czwartorzędowego przypowierzchniowego horyzontu wodonośnego odkrywek Pątnów, Józwin, Kazimierz. Wrocław.
- POLTEGOR-PROJEKT Sp. z o.o. (1995a). Ocena oddziaływania na środowisko odkrywki Pątnów. Wrocław.
- POLTEGOR-PROJEKT Sp. z o.o. (1995b). Analiza odwodnienia odkrywki Lubstów na środowisko. Wrocław.
- POLTEGOR-PROJEKT Sp. z o.o. (1995c). Projekt zagospodarowania złoża węgla brunatnego „Władysławów”. Wrocław.
- POLTEGOR-PROJEKT Sp. z o.o. (1995d). Projekt zagospodarowania złoża węgla brunatnego „Adamów”. Wrocław.
- POLTEGOR-PROJEKT Sp. z o.o. (1995e). Projekt zagospodarowania złoża węgla brunatnego „Koźmin” – Pole Południe. Wrocław.
- Pörtner, H.O., Roberts, D.C., Adams, H., Adler, C., Aldunce, P., Ali, E., Ibrahim, Z.Z. (2022). Climate change 2022: Impacts, adaptation and vulnerability. Geneva: IPCC.
- Prawo geologiczne i górnicze (1994). Ustawa z dnia 4.02.1994. Dz.U. 1994 nr 27 poz. 96.
- Prusinkiewicz Z. (1999). Środowisko i gleby w definicjach. Toruń: Ofic. Wyd. TURPRESS.
- Przybylski, B. (2011). Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1 : 200 000, ark. Ostrów Wielkopolski (46). Warszawa: PIG.
- Przybyłek, J. (2010). Budowa geologiczna i warunki hydrologiczne. W: A. Mocek, W. Owczarzak (red.), Uwarunkowania hydrologiczne, klimatyczne i glebowe obszarów wokół odkrywki węgla brunatnego Władysławów – jako podstawa wyceny wpływu odwodnienia kopalnianego na stan środowiska przyrodniczego. Poznań: UPP.
- Przybyłek, J. (2011). Zarys geologii i warunki hydrologiczne rejonu złoża węgla brunatnego Władysławów. W: A. Mocek, W. Owczarzak (red.), Uwarunkowania hydrologiczne, klimatyczne i glebowe obszarów wokół odkrywki węgla brunatnego Władysławów – jako podstawa wyceny wpływu odwodnienia kopalnianego na stan środowiska przyrodniczego. Poznań: UPP.
- Przybyłek, J. (2019). Budowa geologiczna i warunki hydrogeologiczne. W: A. Mocek, W. Owczarzak (red.), Aktualny stan środowiska przyrodniczego terenów sąsiadujących z projektowaną odkrywką węgla brunatnego Ościszłowo – jako efekt uwarunkowań hydrogeologicznych, klimatycznych i glebowych. Poznań: UPP.
- PTG (2009). Klasyfikacja uziarnienia gleb i utworów mineralnych – PTG 2008. Roczn. Glebozn., 60(2), 5–16.

- Ratyńska, H. (2001). *Roślinność Poznańskiego Przełomu Warty i jej antropogeniczne przemiany*. Bydgoszcz: Wyd. Akademii Bydgoskiej im. Kazimierza Wielkiego.
- Richling, A., Solon, J. (2021). *Zasady podziału regionalnego*. W: A. Richling, J. Solon, A. Macias, J. Balon, J. Borzyszkowski, M. Kistowski (red.), *Regionalna geografia fizyczna Polski* (s. 212–213). Poznań: Bogucki Wyd. Nauk.
- Ritschl, G. (1850). *Flora des Grossherzogthums Posen*. Berlin.
- Romer, E. (1949). *Regiony klimatyczne Polski*. Prace Wrocł. Tow. Nauk., B, 16.
- Rosik-Dulewska, Cz. (2015). *Podstawy gospodarki odpadami*. Warszawa: PWN.
- Roszkowska-Mądra, B. (2020). *Analiza zmian użytkowania gruntów rolnych w Polsce po 1990 roku*. [W:] R. Przygodzka, E. Gruszewska (red.), *Instytucjonalne i strukturalne aspekty rozwoju rolnictwa i obszarów wiejskich. Księga poświęcona pamięci dr. hab. Adama Sadowskiego Profesora Uniwersytetu w Białymstoku* (s. 183–199). Białystok: Wyd. Uniwersytetu w Białymstoku.
- Rotmans, J. (1990). *IMAGE: An integrated model to assess the greenhouse effect*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Russel, S., Wyczółkowski, A.J., Bieganowski, A. (2006). *Selected methodological aspects of soil enzyme activity tests*. Lublin: Institute of Agrophysics PAS.
- Rutkowski, P. (2002). *Operat typów siedliskowych lasu, roślinności rzeczywistej i potencjalnej Nadleśnictwa Doświadczalnego Zielonka, wg stanu na 28.06.2002* (2002). Stacja Ekologii Roślin, Gaj Mały, materiały niepublikowane.
- Rutkowski, P. (2016). *Gleby*. W: W. Danielewicz (red.), *Dąbrowy Krotoszyńskie. Monografia przyrodniczo-gospodarcza* (s. 51–63). Poznań: Ofic. Wyd. G&P Gościański & Prętnicki.
- Ryzkowski, L., Kędziora, A. (1995). *Modification of the effects of global climate change by plant cover structure in agricultural landscape*. *Geogr. Pol.*, 65, 5–34.
- Rząsa, S., Owczarzak, W., Mocek, A. (1997). *Mapy degradacji produktywności gleb rolnych 48 wsi w rejonach odwadnianych przez Kopalnię Węgla Brunatnego (KWB – KONIN) – jako podstawa wyceny szkód górniczych*. Poznań: AR w Poznaniu.
- Rząsa, S., Mocek, A., Owczarzak, W. (1998). *Odwodnieniowa degradacja produktywności piaszczystych gleb murszowatych*. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 455, 61–65.
- Rząsa, S., Owczarzak, W., Mocek, A. (1999). *Problemy odwodnieniowej degradacji gleb uprawnych w rejonach kopalnictwa odkrywkowego na Niżu Środkowopolskim*. Poznań: Wyd. AR Poznań.
- Rząsa, S., Mocek, A., Owczarzak, W. (2000). *Podatność gleb na kopalnianą degradację odwodnieniową w aspekcie merytorycznym i formalnym*. *Rocz. AR Pozn. CCCXVII. Roln.*, 56, 225–239.
- Siarkiewicz, K. (1972). *Dochodzenie i naprawianie szkód górniczych*. Warszawa: Wyd. Prawnicze.
- Siebielec, G., Łopatka, A., Smreczak, B., Kaczyński, R., Siebielec, S., Koza, P., Dach, J. (2020). *Materia organiczna w glebach mineralnych Polski*. *Stud. Rap. IUNG-PIB*, 64, 9–30.
- Sinkiewicz, M. (1990). *Przydatność panchromatycznych zdjęć lotniczych w kartografii form i osadów związanych z denudacją antropogeniczną na polach uprawnych w okolicy Torunia. Dokumentacja geograficzna: Współczesne procesy morfologiczne w Polsce – wybrane zagadnienia*, 1, 31–83.
- Skawina, T. (1969a). *Rezultaty badań nad modelem rekultywacji terenów pogórniczych w Polsce*. *Zesz. Nauk. AGH Krak.*

- Skawina, T. (1969b). Wpływ górnictwa na zmiany poziomu wód gruntowych. Zesz. Bad. Rejon. Uprzem., 34, 286–303.
- Soil Survey Division Staff (1993). Soil Survey Manual. U. S. Dept. Agric. Handbook No. 18. Washington, DC.
- Solon, J., Borzyszkowski, J., Bidłasik, M., Richling, A., Badora, K., Balon, J., Brzezińska-Wójcik, T., Chabudziński, Ł., Dobrowolski, R., Grzegorzczak, I., Jodłowski, M., Kistowski, M., Kot, R., Krąż, P., Lechnio, J., Macias, A., Majchrowska, A., Malinowska, E., Migoń, P., Myga-Piątek, U., Nita, J., Papińska, E., Rodzik, J., Strzyż, M., Terpiłowski, S., Ziaja, W. (2018). Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geogr. Pol.*, 91, 2.
- SPHL (2004). Siedliskowe podstawy hodowli lasu. Warszawa: CIPL.
- Spychalski, M. (1998). Gospodarka wodna wybranych gleb uprawnych Pojezierzy Poznańskiego i Leszczyńskiego. *Rocz. AR Pozn. Rozpr. Nauk.*, 284.
- Spychalski, W., Mocek, A., Gilewska, M. (2005a). Zawartość form fosforu w glebach wytworzonych z gruntów pogórnicych. W: B. Gworek (red.), *Obieg pierwiastków w przyrodzie* (t. III, s. 120–126). Warszawa: IOŚ.
- Spychalski, W., Mocek, A., Gilewska, M. (2005b). Potassium forms in soils from postmining lands. *Nawozy Nawoż.*, 3(24), 231–241.
- Spychalski, W., Mocek, A., Gilewska, M., Owczarzak, W., Otremba, K. (2016). Możliwości rekultywacji i wykorzystania rolniczego gruntów pogórnicych na przykładzie doświadczenia prowadzonego na zwałowisku odkrywki węgla brunatnego Pątnów. Poznań: Wyd. UPP.
- Spychalski, W., Gilewska, M. (2007). Pierwiastki śladowe w glebach wytworzonych z gruntów pogórnicych. *Ochron. Środ. Zasob. Natur.*, 33, 108–113.
- Spychalski, W., Gilewska, M., Otremba, K. (2008). Uziarnienie i skład chemiczny gleby wytworzonej z osadów pogórnicych KWB Konin. *Rocz. Glebozn.*, 59(2), 201–206.
- Stankowski, W., Krzyszkowski, D. (1991). Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina. W: *Pracy zbiorowej pod redakcją Stankowskiego: Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Poznań: UAM.
- Stankowski, W. (1986). Mapa geomorfologiczna województwa konińskiego w skali 1 : 100 000. Poznań: UAM.
- Stankowski, W., Widera, M., Wilkosz, P., Danel, W., Pielach, W., Przybylski, B. (2013). *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000*, ark. Kleczew (476). Warszawa: PIG.
- Szafer, W., Pawłowski, B. (1972). *Geobotaniczny podział Polski*. W: W. Szafer, K. Zarzycki (red.). *Szata roślinna Polski* (t. 2, s. 9–252). Warszawa: PWN.
- Szajdak, L.W. (2016). Zmiany właściwości chemicznych, biochemicznych oraz mineralizacja torfu i murszu. W: P. Ilnicki, L.W. Szajdak (red.), *Zanikanie torfowisk* (s. 147–185). Poznań: Wyd. PTPN.
- Szałata, S., Komisarek, J. (2014). Właściwości morfologiczne gleb pływowych zaciekowych spiaszczonych z obszaru środkowej Wielkopolski. *Nauka Przyr. Technol.*, 8(4), 55.
- Szulczewski, J.W. (1951). Wykaz roślin naczyniowych w Wielkopolsce dotąd stwierdzonych. *PTPN Prac. Kom. Biol.*, 12(6), 1–128.
- Sykuła, M. (2020). Zmiany zasięgu gleb organicznych w krajobrazach młodoglacjalnych w drugiej połowie XX wieku. *Maszyn. rozpr. dokt. UMK*, Toruń.
- Systematyka gleb Polski* (1989). Wyd. 4. *Rocz. Glebozn.*, 40, 3/4.

- Systematyka gleb Polski (2011). Wyd. 5. Rocz. Glebozn., 62, 3.
- Systematyka gleb Polski (2019). Wyd. 6. Wrocław – Warszawa: Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu, Instytut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu, Polskie Towarzystwo Gleboznawcze. Komisja Genezy, Klasyfikacji i Kartografii Gleb.
- Świtoniak, M., Bednarek, R. (2014). Denudacja antropogeniczna. W: M. Świtoniak, M. Janowski, R. Bednarek (red.), Antropogeniczne przekształcenia pokrywy glebowej Brodnickiego Parku Krajobrazowego (s. 57–84). Toruń: Wyd. Nauk. UMK.
- Wawer, R., Nowocien, E. (2018). Erozja wodna i wietrzna w Polsce. Stud. Rapor. IUNG-PIB, 58(12), 57–79.
- Wasilewski, A. (2007). Zmiany zasobu użytków rolnych w Polsce. Rocz. Nauk., 9, I, 508–512.
- Wielgosz, E., Szember, A. (2006). Wpływ wybranych roślin na liczebność i aktywność drobnoustrojów glebowych. Annales UMCS Sec. E, 61, 107–119.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D. (1978). Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. Department of Agriculture, Science and Education Administration.
- Wojterska, M. (1990). Mezofilne zbiorowiska zaroślowe Wielkopolski. PTPN Prac. Kom. Biol., 72, 1–128.
- Wojterska, M. (2003). Struktura krajobrazów roślinnych Pojezierza Międzychodzko-Sierakowskiego. Poznań: UAM, Wydział Biologii.
- Wojterski, T., Wojterska, H., Wojterska, M. (1982). Mapa potencjalnej roślinności naturalnej środkowej Wielkopolski. Bad. Fizjogr. Pol. Zach. Ser. B, 32, 7–35.
- Woś, A. (2000). Stosunki makroklimatyczne w rejonie Konina w świetle częstości występowania różnych typów pogody. Rocz. AR Pozn. CCCXIII, Roln., 56, 35–51.
- Van Wambeke, A., Forbes, T. (1986). Guidelines for using "Soil Taxonomy" in the names of soil map units. SMSS. Techn. Manograph No. 10. U. S. Dept. Agric.
- Yaalon, D.H. (1996). Soil science in transition: soil awareness and soil care research strategies. Soil Sci., 161(1), 3–8.
- Żukowski, W., Latowski, K., Jackowiak, B., Chmiel J. (1995): Rośliny naczyniowe Wielkopolskiego Parku Narodowego. Prac. Zakł. Takson. Rośl. UAM Pozn., 4, 1–229.
- www1: <http://www.onw.iung.pulawy.pl/specyficzne/wwwrpp>
- www2: <https://stat.gov.pl/obszary-tematyczne/rolnictwo-lesnictwo/rolnictwo/uzytkowanie-gruntow-i-powierzchnia-zasiewow-w-2019-roku,8,15.html>
- www3: <https://www.lasy.gov.pl/pl/nasze-lasy/polskie-las>
- www4: <https://www.bdl.lasy.gov.pl> › portal › lasy-na-swiecie