

# problemy agrofizyki

POLSKA AKADEMIA NAUK · INSTYTUT AGROFIZYKI



Ossolineum

zeszyt 67

rok 1992

**POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT AGROFIZYKI  
W LUBLINIE**

**PROBLEMY AGROFIZYKI 67**

**EKOLOGICZNE ASPEKTY  
GOSPODARKI WODĄ  
W GLEBACH POLSKI**

**WROCŁAW • WARSZAWA • KRAKÓW  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK**

**1992**

**Komitet redakcyjny**

prof. dr hab. JAN GLIŃSKI czł. koresp. PAN (redaktor naczelny)  
prof. dr hab. IGNACY DECHNIK, prof. dr hab. BOGUSŁAW SZOT,  
prof. dr hab. RYSZARD WALCZAK

**Okładkę projektował Zygmunt Ziemka**

**Wykonano ze składopisu dostarczonego przez Instytut Agrofizyki**

© Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich-Wydawnictwo. Wrocław 1992

*Printed in Poland*

**PL ISSN 0137-6586**

**ISBN 83-04-04105-7**

## SPIS TREŚCI

<b>Przedmowa</b>	5
<b>Wybrane kryteria gospodarki wodnej terenów zmeliorowanych</b> (C. Somorowski)	6
<b>Parametryzacja środowiska glebowego w aspekcie gospodarki</b> <b>wodnej gleb</b> (J. Marcinek)	20
<b>Wpływ warunków powietrzno-wodnych na zachowanie się składników</b> <b>pokarmowych w glebie i na procesy fizjologiczne roślin</b> (M. Ruszkowska, T. Terelak)	53
<b>Znaczenie warunków tlenowych gleb w programach melioracyjnych</b> (J. Gliński, Z. Stępniewska, W. Stępniewski, J. Ostrowski)	65



## **Przedmowa**

Zeszyt Problemów Agrofizyki 67 obejmuje 4 opracowania przygotowane na sesję naukową połączonych Komitetów PAN - Agrofizyki, Gleboznawstwa i Chemii Rolnej oraz Melioracji i Inżynierii Środowiska Rolniczego (warszawa, 26.10.1992 r.) poświęconą zagadnieniom ekologicznych aspektów gospodarki wodą w glebach Polski.

Aktualność tej problematyki, szczególnie w świetle występujących zmian klimatu, nabiera dużego znaczenia. Kontrowersje odnośnie celowości i skutków melioracji gleb, jak też propozycje wprowadzenia nowych elementów do programów regulacji gospodarki wodą w glebach wymagają aktualizacji dotychczasowych poglądów.

Zamieszczone w niniejszym opracowaniu artykuły dotyczą wybranych kryteriów gospodarki wodnej terenów zmeliorowanych, parametryzacji środowiska glebowego w aspekcie gospodarki wodnej gleb, wpływu warunków powietrzno-wodnych na zachowanie się składników w glebie i na procesy fizjologiczne roślin oraz warunków tlenowych gleb i ich regulację poprzez gospodarowanie wodą na obszarach rolniczych.

Należy sądzić, że przedstawione opracowania i dyskusje w trakcie sesji pozwolą na wyjaśnienie spornych kwestii i na określenie właściwych kierunków badań i celowych zabiegów melioracyjnych.

## WYBRANE KRYTERIA GOSPODARKI WODNEJ TERENÓW ZMELIOROWANYCH

Czesław Somorowski  
SGGW - Warszawa

### Wprowadzenie

Z punktu widzenia potrzeb wodnych rolnictwa Polska znajduje się na obszarze chwiejnej równowagi wodnej, przy przeważającym u nas przesiąkowym ustroju stosunków wodnych gleb. W terenach niskich i płaskich przy gruntowym zasilaniu uwzględnić trzeba występowanie ustroju podsiąkowego gleb. Stosunki wilgotnościowe gleb z racji ich genezy, położenia i rolniczego użytkowania charakteryzują się na określonych obszarach występowaniem, przeważnie okresowo, nadmiarów i niedoborów wody dla produkcji roślinnej. Stopień ich nasilenia bywa różny, nie mniej jednak na tyle wyraźny, że uwzględniony w klasyfikacji glebowej w postaci kategorii uwilgotnienia.

Tabela 1.  
Kategorie uwilgotnienia gleb użytków rolnych w Polsce (wg IUNG)

Kategoria uwilgotnienia	Powierzchnia	
	%	tys. ha
Gleby o relatywnie optymalnym uwilgotnieniu	44,9	8443
Gleby okresowo za mokre	15,1	2840
Gleby stale za mokre	2,2	414
Gleby okresowo za suche	22,7	5228
Gleby stale za suche	10,0	1881
Razem	100,0	18805

Z gleb okresowo za mokrych ok. 10% tj. 1880 tys. ha stanowią gleby gruntów ornych krótkotrwale odgórnie uwilgotnione. Poddanie ich zabiegom agromelioracyjnym może przywrócić im sprawność rolniczą. A zatem, wg oceny gleboznawczej ok. 1400 tys. ha użytków rolnych wymagałoby uregulowania stosunków wodnych poprzez ograniczenie występowania nadmiarów wody. W ocenie obszarów cierpiących na okresowe bądź stałe nadmiary wody należy aktualnie uwzględnić obszar ok. 1,3 mln ha, na którym urządzenia melioracyjne na skutek ich dekapitalizacji wymagają odbudowy lub modernizacji. Z drugiej jednak strony należy mieć na uwadze, że w ocenie resortu rolnictwa z ogólnego obszaru ok. 2,8 mln ha zakwalifikowanych gruntów o wadliwych stosunkach wodnych dla produkcji rolnej, melioracje 252 tys. ha uznano obecnie za ekonomicznie nieuzasadnione, a 220 tys. ha wyłączone z uwagi na szczególne walory przyrodnicze.

Zasoby wodne wykorzystywane w rolnictwie to przede wszystkim wilgoć glebowa, bezpośrednio uzależniona od opadów oraz dyspozycyjne wody powierzchniowe i podziemne wykorzystywane do nawodnień, zalewu stawów rybnych itp. Gospodarowanie

tymi zasobami musi uwzględniać ich wielką zmienność sezonową oraz zmienność ujawniającą się w seriach lat suchych lub mokrych. Nadmiar i niedobory wilgoci glebowej krótko- lub długookresowe występują przeciętnie co 2 lata, a przeciwdziałanie im (odwodnienia - nawodnienia) umożliwia uzyskiwanie skokowego przyrostu i wierności plonowania roślin i usprawnienia organizacyjnego gospodarowania.

Niewielkie zasoby wodne i ich ograniczona dyspozycyjność są również wynikiem nasilających się procesów eutrofizacji i degradacji wód i gleb. Dane IMGW z 1989 roku dotyczące stanu czystości wód 51 mniejszych wybranych rzek w dorzeczu Wisły wskazują, że ponad 30% łącznej długości ocenianych odcinków tych rzek prowadzi wody nieodpowiadające obowiązującym normom (poza klasą), a tylko niecałe 6% zaliczono do klasy I. Równie groźne są zanieczyszczenia wód gruntowych, będące w coraz większym stopniu wynikiem przenoszenia zanieczyszczeń atmosferycznych i działalności rolniczej. Wskaźnikiem zagrożenia w tym względzie może być ocena przydatności wody pochodzącej z płytkich wód gruntowych, z których czerpie wodę znaczna część indywidualnych gospodarstw rolniczych. Wg danych GUS z 1990 roku w 30% wodociągów lokalnych oraz w ok. 75% studni przydomowych oceniano wodę jako "niepewną i złą".

Na sytuację w gospodarce wodnej rolnictwa oddziałują trendy rozwoju stanu zasobów wodnych w kraju. Obsychanie terenów naszego kraju jest faktem a długookresowe trendy pogłębia tu wieloletnia ujemna anomalia opadowa w latach 1981-1992. Należy jednak to zjawisko rozpatrywać kompleksowo, uwzględniając przyczyny o charakterze lokalnym, regionalnym i strefowym (globalnym) nie przypisując winy tylko wybranym użytkownikom czy konsumentom. Na proces obsychania terenu (rys. 1) składa się cała działalność człowieka w środowisku przyrodniczym: intensyfikacja produkcji roślinnej w rolnictwie, zwiększająca zużycie wody na ewapotranspirację, odwadniające zabiegi melioracyjne, pobór wód gruntowych na cele komunalne i przemysłowe, erozję węglaną rzek i cieków pozbawionych pięterń i naturalnej retencji glebowej itp.

Charakteryzując w sposób ogólny stosunki wodne i ich uwarunkowania takie jak: struktury geologiczne, geomorfologia w makro- i mikroskali, gleby, roślinność, struktura agrarna i kultura rolna, stopień uzbrojenia w infrastrukturę techniczną itp. należy stwierdzić, że ulegają one dynamicznym przekształceniom. O ile bowiem na początku bieżącego stulecia, przy niskim poziomie produkcji, obszar kraju traktowano w melioracjach jako leżący w strefie nadmiernego lub dostatecznego uwilgotnienia, to obecnie, przy średnim poziomie rolnictwa, należałoby zakwalifikować go do strefy niezrównoważonego uwilgotnienia o chwiejnej równowadze bilansu wodnego w okresie rocznym. Natomiast w niezbyt odległej perspektywie przy dalszej intensyfikacji gospodarowania i przypuszczalnych zmianach klimatycznych, można się spodziewać występowania ostrzejszych dysporporcji w pozycjach przychód-rozchód bilansu wodnego, co spowodowałoby niejako przejście do strefy deficytowej i jeszcze większe zróżnicowanie agroklimatyczne kraju.

## Charakter zabiegów melioracyjnych

Stopień rozwoju gospodarczego i wykorzystania terenów rolniczych w naszym kraju wymaga obecnie z punktu widzenia gospodarki wodnej wielorakich działań, których przesłankami ogólnymi powinny być:

- stworzenie warunków do wprowadzania wysokiej i stabilnej produkcji rolniczej w racjonalnie przekształconej przestrzeni produkcyjnej,
- zabezpieczenie warunków w źródłowych miejscach tworzenia się bilansu wodnego dla odnawiania ilościowych i jakościowych zasobów wodnych,
- przestrzeganie konieczności minimalizowania negatywnych skutków zabiegów melioracyjnych (podstawowych i szczegółowych) dla środowiska przyrodniczego, a przy tym wzmaganie przez te zabiegi procesów na rzecz zamykania obiegów materii w tym środowisku (równowaga przyrodnicza).

Uogólniając powyższe stwierdzenia należy skonstatować, że działania dotyczą optymalizowania czynnika wodnego w celu użycia wody do produkcji organicznej w ścisłym powiązaniu z ogólną gospodarką wodną oraz optymalizowania czynnika glebowego w aspekcie utrwalaania żyzności gleby i jej ochrony.

Gospodarowanie zasobami wodnymi musi uwzględniać ich wielką zmienność sezonową czy okresową w seriach lat suchych i mokrych oraz różną dyspozycyjność wód powierzchniowych czy gruntowych. Analiza danych bilansu wodnego (rysunki 2, 3, 4 i 5) niewielkiej zlewni na Niżu Polskim wskazuje na: istotne znaczenie retencyjnego zbiornika glebowego, duże wahania uwilgotnienia gleby w jej wierzchnich warstwach, występowanie przeciętnie co 2 lata nadmiarów i niedoborów wilgoci glebowej oraz dość znacznego sezonowego zróżnicowania w glebach relacji woda-powietrze. Jest przy tym zrozumiałe, że stosunki wilgotnościowe w poszczególnych stanowiskach zlewni (las, pola uprawne, użytki zielone) mogą być jeszcze bardziej zróżnicowane. W warunkach tak zmiennego uwilgotnienia aktywne działania urządzeń melioracyjnych powinno być nakierowane na ograniczenie okresowych nadmiarów wody przez odwodnienia i okresowych niedoborów przez nawodnienia, czyli dwustronną regulację stosunków wodnych.

Zgodnie z ogólną przesłanką racjonalnego działania urządzenia melioracyjne powinny nie tylko likwidować objawy i skutki lecz także wpływać na przyczyny nadmiernego czy niedostatecznego uwilgotnienia. Wiąże się to w wielu wypadkach z koniecznością spójnego traktowania obiektu melioracyjnego i jego otoczenia, wzajemnie na siebie oddziaływujących. Zastosowanie określonego zestawu urządzeń jest uzależnione od rachunku ekonomicznego ponoszonych nakładów i uzyskiwanych efektów. Ocena efektywności zastosowanych urządzeń wymaga szacunku zarówno efektów bezpośrednich (zwyżka plonu, jego stabilizacja) i pośrednich (możliwość zastosowania intensywniejszych upraw, ułatwienia organizacyjne w gospodarstwie itp). Skala efektów może być przy tym pomnażana poprzez urządzenia wspomagające (np. drogi, komasacja gruntów). Na tym polega kompleksowość zabiegów łącząca wielość zabiegów z ich oddziaływaniem na stosunki wodne, powietrze, pokarmowe i ciepłne gleby. Dość powszechnie stosowane zabiegi odwadniające, polegające na ograniczaniu

nadmiarów pochodzących z zasilania atmosferycznego, podziemnego (w tym i naporowego) oraz powierzchniowego wymagają zróżnicowanych urządzeń technicznych (rowów ew. drenów) w określonym układzie w terenie. Ich hydrologiczne i hydrauliczne działanie polega na regulowaniu poziomu zwierciadła wody gruntowej - jego obniżenia do wymaganego poziomu z uwzględnieniem szybkości tego procesu. Regulacja poziomów wody gruntowej pozwala oddziaływać na uwilgotnienie gleby i jej stosunki powietrzno-wodne ponad zwierciadłem w strefie aeracji. W tym wypadku charakterystyczne "normy odwodnienia" czyli wymagane poziomy wody gruntowej w środku łanu między rowami czy drenami, wartości retencji użytecznej, współczynniki odsączalności i in. dla konkretnych jednostek glebowych określono przy uwzględnieniu właściwych relacji wody i powietrza w wierzchniej warstwie czynnej gleby, możliwości kapilarnego zasilania tej warstwy od poziomu wody gruntowej, czy też prędkości obniżania zwierciadła wody gruntowej pod wpływem sieci odwadniającej.

Na podobnych zasadach oparte są metody hydrologiczne ustalania potrzeb wodnych i kryteria stosowania nawodnień zwilżających. Dopuszczalne obniżenie zwierciadła wody gruntowej powinno zapewnić utrzymanie wstępującego strumienia kapilarnego na dolnej granicy strefy korzeniowej o intensywności wystarczającej na pokrywanie zużycia wody przez roślinność, będącą w pełni rozwoju. Wielkość jednorazowej dawki nawodnienia również wyznacza się z przyjętych granicznych stanów dopuszczalnego uwilgotnienia gleby - maksymalnego, zapewniającego minimalny stan aeracyjności gleby i minimalnego, związanego z określonym stopniem dostępności wody glebowej dla roślin. Niezależnie od samych wartości granicznych uwilgotnienia gleby, określane są dopuszczalne przedziały czasowe przekroczenia tych wartości ze względu na stabilność struktury gleby, wrażliwość roślin, czy też przebieg procesów mikrobiologicznych w glebie.

### **Oddziaływanie zabiegów melioracyjnych**

Na tle omówionego wcześniej charakteru zabiegów melioracyjnych i ogólnych kryteriów wyznaczania parametrów urządzeń technicznych, wymaga nieco szczegółowego omówienia rola poszczególnych rodzajów zabiegów melioracyjnych w ich oddziaływaniu na środowisko glebowe. Ograniczymy się tu z konieczności do zarysowania zagadnienia w odniesieniu do głównych systemów technicznych. Drenowanie jako jeden z najwcześniej stosowanych urządzeń technicznych stanowi jak dotychczas najbardziej rozpowszechniony w kraju system odwadniający działający samoczynnie. Poprzez jego odmiany - drenowanie częściowe, stopniowe czy niesystematyczne (jakkolwiek w praktyce realizowane raczej sporadycznie i niechętnie) możliwe byłoby elastyczniejsze regulowanie stosunków wodnych terenu. Oddziaływanie na glebę ma tu co najmniej dwojaki charakter. Bezpośrednie skutki wynikają z obniżenia zwierciadła wody gruntowej, istotnego zwłaszcza w okresach krytycznych dla roślin - w okresie wczesnowiosennym - przyspieszając i wydłużając okres wegetacji oraz w trakcie nadmiernych opadów letnich. Pośrednie skutki są wielorakie, a głównie polegają na wielokrotnym skracaniu nadmiernego uwodnienia w dłuższym przedziale czasu,

przekształcając cały pakiet właściwości w procesie "dojrzewania" gleby. Szczegółowe dane na ten temat zawierają m.in. prace Borka, Siuty, Stapła i Zawadzkiego. W literaturze niemieckiej wyrażona jest ocena, że drenowanie przysparza w profilu, dzięki zwiększeniu porowatości, ok. 350 m<sup>3</sup>/ha dyspozycyjnej pojemności retencyjnej. Wielorakie regulujące oddziaływanie drenowania na glebę zilustrowano poglądowo na rysunku 6. Przezorne jego stosowanie w obrębie agroekocenozy daje również szansę na ich ochronę (np. przed erozją powierzchniową) i zrównoważony rozwój (np. w przypadku wykorzystania do nawodnień odpływów z drenów). We wszystkich tych działaniach stosowane metody analizy techniczno-ekonomicznej nie pozwalają na jednoznaczną ocenę efektywności.

Nawodnienia zwilżające stosowane w naszych warunkach polegają na:

- regulowaniu położenia zwierciadła wody gruntowej w profilu gleby przez nawodnienia podsiąkowe i niedopuszczaniu do jego nadmiernego obniżenia, co zapewnia uwilgotnienie gleby na wymaganym poziomie, ale i stwarza dodatkowe ograniczenia dla warunków przewietrzenia gleby; statystyka melioracyjna wykazuje ok. 1,5 mln ha użytków rolniczych uzbrojonych w urządzenia tego rodzaju nawodnień,
- dostarczaniu dodatkowych ilości wody poprzez nawodnienia deszczowniane lub stokowe, co przy zapewnieniu odpowiedniego uwilgotnienia gleby zwiększa stronę przychodową bilansu wodnego, wzmagając procesy przemywania gleby; obszary uzbrojone w urządzenia do tego typu nawodnień wynoszą w kraju ok. 60 tys. ha.

W nawodnieniach gleb cięższych i słabiej przepuszczalnych regulowanie uwilgotnienia strefy aeracji i warstwy korzeniowej gleby wymaga sporej precyzji, zważywszy na przeciwstawność kryteriów podsiąkalności (zasięg i intensywność) oraz przewietrzania gleby. Interesujących przesłanek dotyczących efektywnego gospodarowania wodą w profilu gleby dostarczają dane Mosieja i Zawady i wsp. Wzajemne relacje plonowania, uwilgotnienia gleby oraz udziału odcieku gruntowego w bilansie wodnym profilu gleby przytoczone za Mosiejem (rys. 7) wskazują jednoznacznie na wzbudzony przez nawodnienia prąd zstępujący, wzmagający przemywanie gleby i migrację substancji do wód gruntowych. Szczególnie istotna jest w tym wypadku kontrola bilansu azotowego gleby ze względu na rolę tego składnika w żywieniu roślin oraz zanieczyszczaniu wód gruntowych.

Przedstawiając w dużym uproszczeniu problematykę tworzenia i stosowania kryteriów i parametrów zabiegów i urządzeń melioracyjnych, podkreślano te aspekty, które wpływają na reżim wodny gleby, jej żyzność i możliwość produkcyjnego wykorzystania. Kryteria i parametry te wynikają z jednej strony z wieloletniego doświadczenia praktycznego, a z drugiej z podejmowanej weryfikacji naukowej w badaniach melioracyjnych, polegających na obserwacji, eksperymentach i teoretycznych uogólnieniach dynamicznych i wielce współzależnych zjawisk przyrodniczych.

Bardziej szczegółową analizę parametrów środowiska glebowego, istotnych dla działalności melioracyjnej podał Kowalik. Schematyczne przedstawienie współzależności (rys. 8) wskazuje, że optymalizowanie czynnika wodnego w glebie poprzez działania

ulepszające, wymaga określenia całego szeregu szczegółowych empirycznych zależności i nowych norm typu ekologicznego.

Wyraźnie przy tym uwypukla się znaczenie i rola parametrów projektowych urządzeń regulujących stosunki wodne i inne pośrednie z nimi związane (powietrzne, cieplne, pokarmowe) oraz parametrów eksploatacyjnych, osiąganych w trakcie użytkowania wykonanych urządzeń i sterowania rozrzędem wody w profilu glebowym i na obiekcie.

Faza eksploatacji obejmująca użytkowanie urządzeń i ich konserwację nie może ograniczać się li tylko do biernego oczekiwania na skutki zarówno melioranta jak i użytkownika, realizujących wspólnie zadania rolniczego użytkownika zmeliorowanych obiektów.

### **Podsumowanie**

Zabiegi melioracyjne są niezbędne w wielu agroekosystemach w celu regulowania głównie czynnika wodnego dla poprawienia w nich warunków wzrostu i rozwoju roślin i produkcji biomasy oraz ograniczenia niekorzystnych warunków hydrometeorologicznych. Na wyższym etapie intensyfikacji produkcji rolniczej zabiegi te wraz z innymi służą urządzeniu przestrzeni produkcyjnej rolnictwa. Jako kompleksowe melioracje środowiskowe powinny być jednocześnie elementem utrwalającym stabilność agroekosystemów i kształtującym cechy kultury krajobrazu.

Gospodarowanie wodą w agroekosystemach wymaga urządzeń i systemów melioracyjnych, które stwarzają określone ramy i możliwy zakres regulowania stosunków wodnych gleb oraz związanych z nimi stosunków powietrznych (tlenowych), cieplnych, pokarmowych i in. Wymaga to zróżnicowanego charakteru parametrów wykorzystywanych w fazie projektowania urządzeń, opartych na coraz lepszym rozpoznawaniu warunków środowiskowych i gospodarczych użytkownika oraz parametrów eksploatacyjnych, umożliwiających aktywne sterowanie procesami obiegu wody, wymiany energii i obiegu substancji w profilu glebowym i zlewni rzecznej poprzez kompleksowe zabiegi ulepszające rolnicze użytkowanie zmeliorowanego terenu.

# OBSYCHANIE TERENU

Wzrostanie zieleni  
Zmniejszenie refleksji  
Zwiększenie amplitudy tłumów  
wody w ciekach

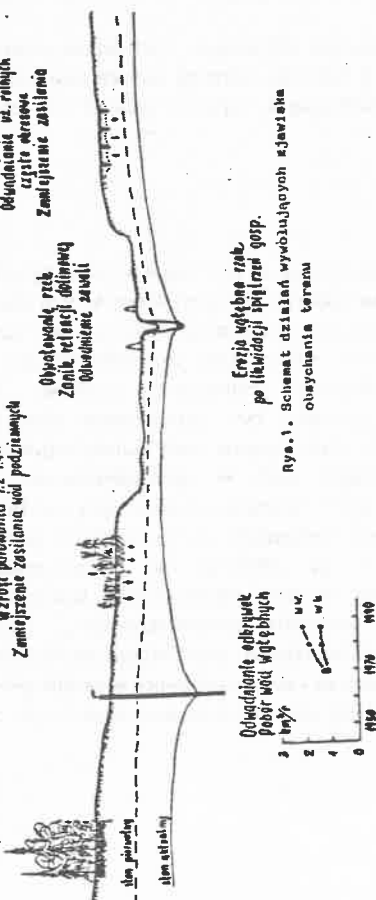
Intensyfikacja prod. rol. 2-3x  
Wzrost karmienia 1,2-1,4x  
Zmniejszenie zasobności wód podziemnych

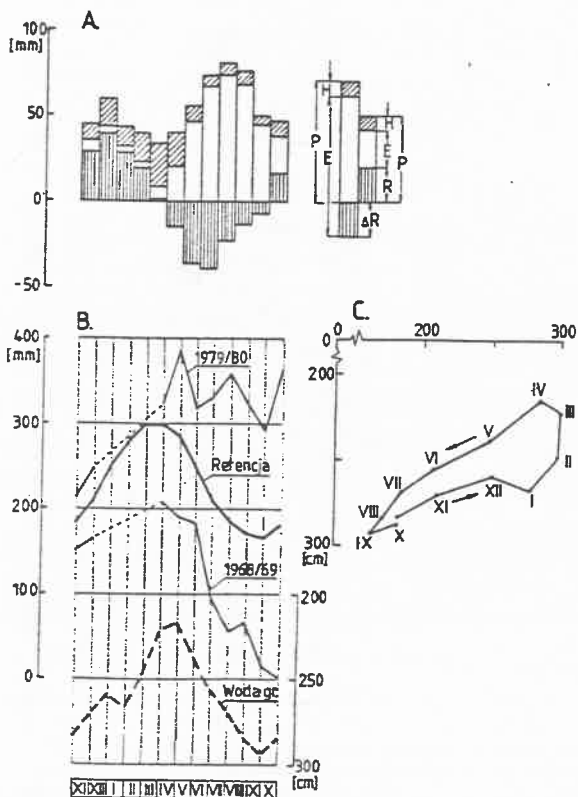
Odnowienie ul. rólanych  
i części strasze  
Zmniejszenie zasobności

Opóźnienie rzek  
Zonik refleksji doliny  
Obniżenie zawali

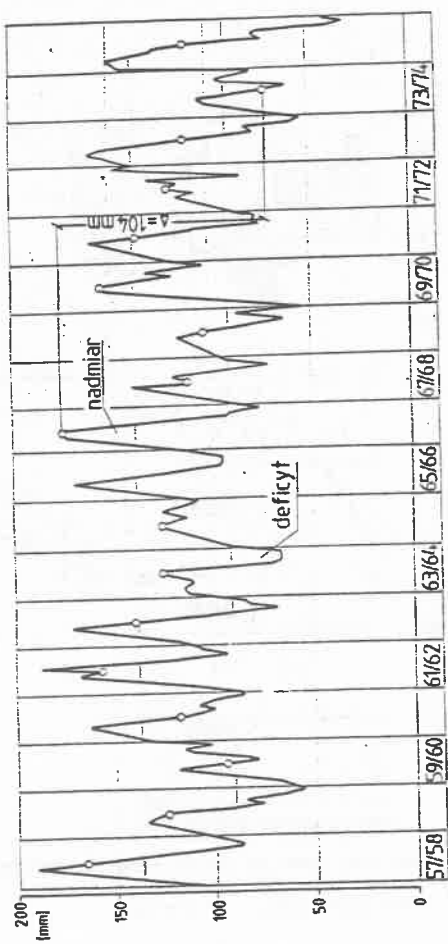
Obniżenie objętości  
pobór wód katechicznych

Erzyja węgłowa zrab.  
po likwidacji spłirzei gosp.  
Rys. 1. Schemat działań wywołujących sjawizna  
obasychania terenu

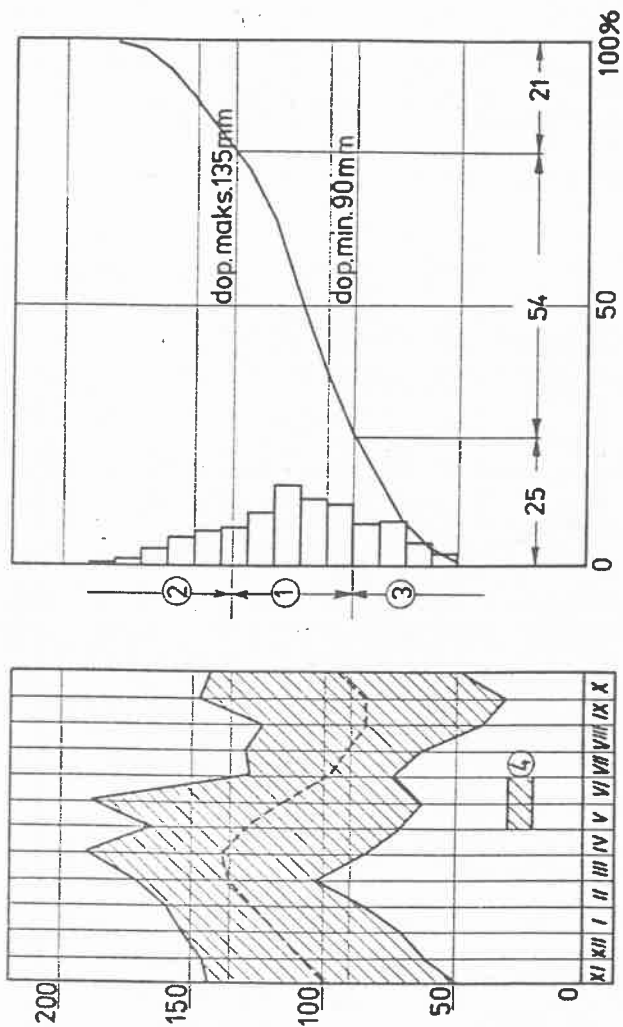




Rys. 2. A. Bilans wodny zlewni rzeki Osowicy, średnie z lat 1957-1980.  
 B. Przebieg stanów retencji i stanów wód gruntowych.  
 C. Związek stanów retencji i wód gruntowych.



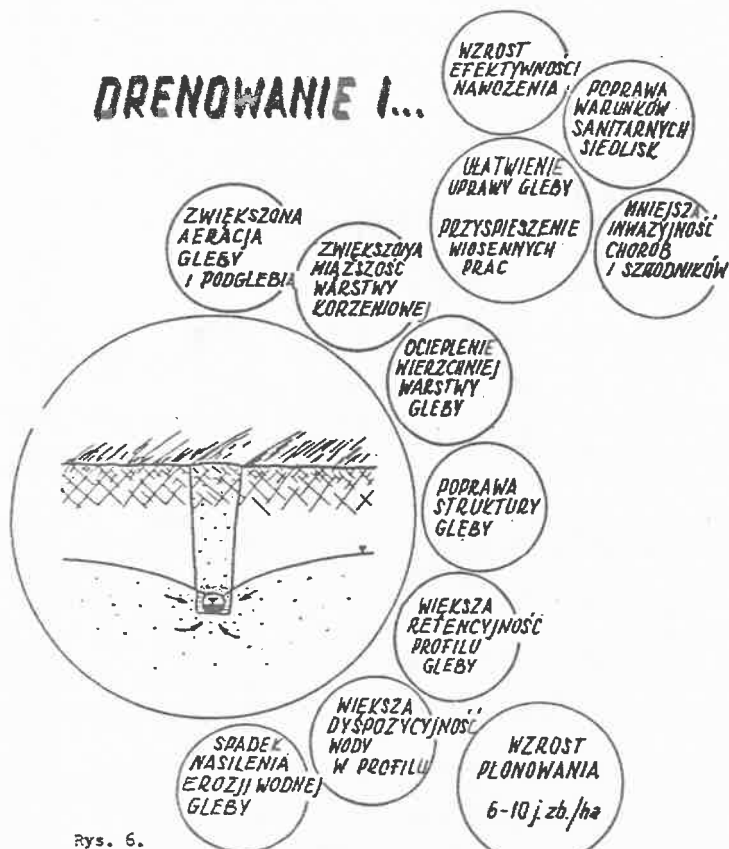
rys. 3. Zapas wody w warstwie 0.5 m gleby w zlewni rz. Osownicy



Rys.4. Częstotliwość występowania uwilgotnienia średniego (1), nadmiernego (2) i niedostatecznego (3) w 0,5 m warstwie wierzchniej gleb zlewni rz. Osownicy oraz zakres wahań (4) zapasów wody w profilu



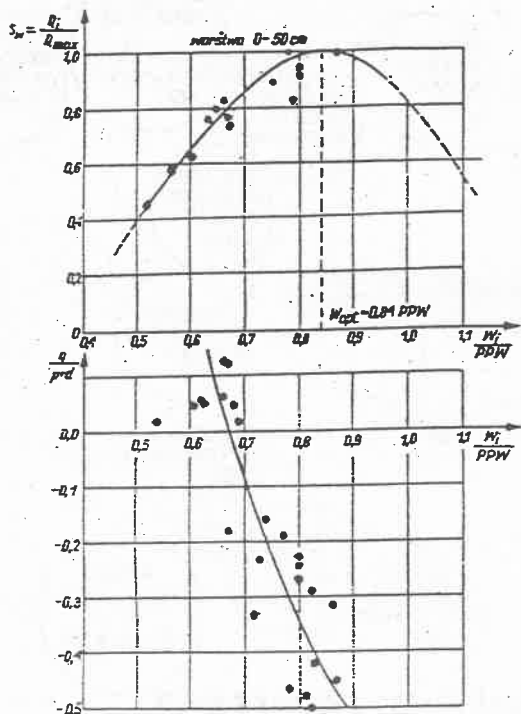
# DRENOWANIE I...



Rys. 6.

## OCHRONA AGROCENOZ ...

- UMIARKOWANE OSUSZANIE PÓL I WYŁĄCZANIE OBSZARÓW PROBLEMOWYCH (OLCZKA, BAGIENKA, ŁĄCZKI SMUŻNE).
- NIE PRZEGŁĘBIANIE SIĘCI ODPEWOWEJ.
- OGRANICZANIE ELIMINACJI RÓWÓW PRZY KOMASACJI PÓL.
- NIE PRZESUSZANIE OSNIZEN TERENOWYCH I DOLINEK O TENNYM ZADARNIENIU ZADARNIONYM TARASÓW IT.
- OGRANICZANIE ELIMINACJI ZADRZEWIEN SRÓDPOLNYCH, ZWYPOWETÓW.
- DWUSTRONNA REGULACJA UWILGOTNIENIA GLEB, REGULOWANY ODPEW,
- REDYSTRYBUCJA WODY ODPEWIAJĄCEJ. (EW. NAWODNIENIA).
- DRENOWANIE CZĘŚCIOWE, STOPNIOWE, NIESYSTEMATYCZNE



Rys.7. Zależność wskaźnika płonów względnych  $S_w$  i udziału odcieku gruntowego w bilansie wodnym warstwy korzeniowej od wilgotności gleby przy deszczowaniu traw w uprawie polowej na średnich glebach mineralnych, (wg Mosieja)



PARAMETRIZACJA ŚRODOWISKA GLEBOWEGO  
W ASPEKTCIE GOSPODARKI WODNEJ GLEB

Jerzy Marcinek

Katedra Gleboznawstwa Melioracyjnego  
Akademii Rolniczej w Poznaniu

1. WSTĘP

Podstawą racjonalnego gospodarowania wodą w rolnictwie jest opanowanie obiegu wody w glebie i zlewni rolniczej. Wszelkie przedsięwzięcia melioracyjne powinny zatem opierać się na prawidłowym rozeznaniu i sparametryzowaniu środowiska glebowego oraz na dobrej znajomości hydrologii zlewni. Bilans wodny gleby i zlewni stanowi punkt wyjścia do opracowania projektu melioracyjnego, a sparametryzowanie środowiska glebowego obszaru meliorowanego daje podstawy do przewidywania zmian w bilansie wodnym gleb i zlewni, a także kierunku przeobrażania całego środowiska przyrodniczego.

Zrozumienie i przewidywanie ruchu wody w glebie, zwłaszcza w strefie nienasyconej, tj. powyżej zwierciadła wód gruntowych, ma zasadnicze znaczenie praktyczne dla wielostronnego użytkowania gleb terenów rolniczych [3,7,8,9,12,31]. Chociaż technika pomiarów fizyko-wodnych właściwości gleb, a także teoria przepływu wody w glebie oraz komputerowe metody symulacyjne procesów zachodzących w glebach są znacznie rozwinięte, to jednak praktyczne wykorzystanie i zastosowanie wartości pomierzonych i wyliczonych do heterogenicznych i anizotropowych pokryw glebowych jest często niewielkie [2,5,6,8,30,39]. Wyniki badań ostatnich lat z zakresu fizyki wody glebowej wskazują na to, że coraz częściej odchodzi się od eksperymentów laboratoryjnych, ściśle kontrolowanych, a podejmuje badania terenowe, uwzględniające całą złożoność charakterystyk środowiska glebowego [3,6,7,8]. Te ostatnie tendencje są zachęcające dzięki rozwojowi technik komputerowej symulacji procesów glebowych odniesionych nie tylko do jakiejś

jednorodnej gleby, lecz do określonych obszarów, składających się z wielu jednostek glebowych [5,8,12]. Jednak praktyczne zastosowanie technik komputerowych jest możliwe pod warunkiem, że opierają się one na dobrym sparametryzowaniu środowiska glebowego [3,6,8,9,12,14,30].

Uzyskanie właściwych danych liczbowych odnoszących się do określonych charakterystyk glebowych jakiegos terenu stanowi wyzwanie, które musi podjąć gleboznawstwo w najbliższych latach [3,6,8,9,12,22,33,39]. Modelowanie więc gospodarki wodnej gleb przy pomocy komputerowych technik symulacji bilansów wodnych w oparciu o sparametryzowane środowisko glebowe, uwzględniające regionalną zmienność charakterystyk glebowych w układzie trójwymiarowym, musi być podstawą przyszłych melioracji terenów rolniczych, uwzględniających współczesne wymogi zachowania równowagi procesów w środowisku przyrodniczym.

W pracy niniejszej pragnę zwrócić uwagę na niektóre zagadnienia związane z parametryzacją środowiska glebowego, a także na kierunki badań gleboznawczych, prowadzące do uzyskania charakterystyk glebowych, które mogą być stosowane w modelowaniu gospodarki wodnej gleb bez ryzyka popełnienia większych błędów. Niektóre wyniki badań, z ostatnich lat, zebrane przez Katedrę, którą kieruję, posłużą mi jako tło omawianych zagadnień [22,23,24,25,26].

## 2. ZMIENNOŚĆ GLEB I PROBA JEJ KWANTYFIKACJI

### 2.1. Przyrodnicze ujęcie zagadnienia.

Zmienność pokrywy glebowej jest naturalną i nieuniknioną jej właściwością, związaną bezpośrednio ze zróżnicowaniem przestrzennym układu czynników glebotwórczych [2,5,8,11,22,24,35,37,39]. W ciągu ostatnich 25-30 lat zwrócono większą uwagę na zmienność gleb jako na zjawisko, które musi być skwantyfikowane w celu lepszego zrozumienia przestrzennych struktur glebowych i ich ewolucji [37]. Te nauki, które zmieniły podejście do zagadnienia z jakościowego na ilościowe, dokonały gwałtownego postępu w ostatnich latach. Można to zauważyć również w niektórych działach gleboznawstwa (fizyka

wody glebowej, modelowanie procesów glebowych, klasyfikacje gleb oparte na charakterystykach ilościowych itp.).

Gleby są zespołami krajobrazu mającymi szerokie spektrum właściwości fizycznych, chemicznych, morfologicznych i mineralogicznych, odniesionych zarówno do układu poziomego, jak i pionowego. Ponadto wiele cech nie występuje pojedynczo, jak np. retencja wody glebowej, przewodność hydrauliczna, lecz kompleksowo i zmienia się wraz ze zmianą innych właściwości (np. tekstury, struktury, zawartości frakcji ilastej, materii organicznej i in.).

W przestrzennej zmienności charakterystyk glebowych wyróżniamy dwie kategorie: 1) zmienność systematyczną i 2) zmienność losową.

Zmienność systematyczna polega na stopniowej, ale wyraźnej zmianie właściwości gleby jako funkcji odległości punktów badawczych. Ta naturalna zmienność systematyczna jest wynikiem geomorfologicznej formy terenu (góry, wyżyny, równiny, terasy, stożki napływowe), geomorfologicznych elementów terenu (szczyt, krawędź, pedyment, podnóże), układu czynników glebotwórczych (chronosekwencja, litosekwencja, toposekwencja, biosekwencja, klimosekwencja) i interakcji wyżej wspomnianych czynników [37]. Początkowo lokalne zróżnicowanie gleb odnoszono przede wszystkim do zmiany czynników "aktywnych", jak np. roślinności, klimatu, a ostatnio w pewnych obszarach ustalono, że różnice w litologii materiałów macierzystych i geomorfologicznych formach terenu, mogą w zmienności gleb odgrywać rolę wiodące [8,37].

Te zmienności charakterystyk glebowych, które są trudne do interpretacji i nie odnoszą się do znanych przyczyn, i których nie można wyrazić analitycznie, odnosimy do zmienności losowych, przypadkowych. Ostrej granicy pomiędzy tymi dwiema kategoriami nie ma; czasami schemat badań i odległość punktów badawczych przesądza o kategorii zmienności. Przyczyną pionowej i poziomej anizotropowości gleb wyrażonej zmiennością losową są zróżnicowania litologii materiałów macierzystych, intensywności wietrzenia, erozji i sedymentacji, czynników biologicznych, hydrologii oraz metod pobierania prób i dokładność wykonywanych analiz laboratoryjnych; wyżej wymienione czynniki odnoszą się także do

zmienności systematycznej.

## 2.2. Ilościowe ujęcie zmienności losowej

Robinson i Lloyd (1915), Davis (1936) i Harradine (194) (cyt. wy 37) należą do pierwszych gleboznawców, którzy zmienność gleb w obrębie serii badali metodami statystycznymi. Ze względu na to, że omówienie tego zagadnienia, choć pobieżne, przekracza ramy niniejszego opracowania, dlatego ograniczymy się jedynie do zagadnień podstawowych. Beckett i Webster (2) dokonali przeglądu literatury na temat badań zmienności gleb do roku 1971. Liczne prace po tym czasie cytuje Wilding i Drees [37] operując już terminologią stosowaną w geostatystyce. W ilościowym ujęciu zmienności gleb dużo trudności następuje przy określeniu populacji gleb. Populacja gleb składa się bowiem z ciągłych obiektów, a nie indywidualnych klas. Klasa reprezentuje tutaj jednostkę arbitralnie wydzieloną przez gleboznawcę, której granice określa odpowiednia klasyfikacja [2,19,22,27].

W celu określenia dyspersji wybranych charakterystyk glebowych i porównania ich w obrębie populacji, wygodnym jest wyrażenie zmienności przy pomocy parametru niemianowanego. Taką statystyką jest współczynnik zmienności ( $V_1$ ), który definiowany jest w relacji do odchylenia standardowego ( $s_1$ ) i średniej arytmetycznej ( $\bar{x}$ ):

$$V_1 = \frac{s_1}{\bar{x}} * 100$$

Ze względu na to, że parametr ten ( $V_1$ ) jest wielkością niemianowaną, może być wygodny przy porównywaniu zmienności wyników pomiarów różnych wartości. Ponadto przy pomocy  $V_1$  można określić liczbę próbek  $n$  niezbędną do oszacowania średniej wartości prawdziwej  $\mu$  z dokładnością do  $\delta = \bar{x} - \mu$ .

Jeżeli rozkład gęstości prawdopodobieństwa zbioru punktowych wartości pomierzonych jest normalny, to parametrami takiego zbioru są: średnia arytmetyczna ( $\bar{x}$ ), wariancja ( $S_1^2$ ), odchylenie standardowe ( $S_1$ ), błąd standardowy średniej ( $S_1/\sqrt{n}$ ) oraz przedział ufności dla średniej ( $\bar{x} \pm t \cdot S_1/\sqrt{n}$ ), przy określonym błędzie

standardowym i poziomie istotności ( $\alpha$ ). Przedział ufności możemy zawęzić przez zmniejszenie istotności  $\alpha$  lub zwiększenie liczebności prób. Służy on bezpośrednio do wyznaczania liczby obserwacji niezbędnej do oszacowania średniej populacji przy pożądanym poziomie istotności ( $\alpha$ ) i założonej dokładności pomiarów.

W tab. 1 podano wartości średnie, odchylenie standardowe i współczynnik zmienności dla dziewięciu pomierzonych parametrów. Parametry zestawiono w trzy grupy według stopnia ich zmienności. W klasie o zmienności najniższej znalazły się wartości gęstości objętościowej gleby suchej, pełnej pojemności wodnej (=całkowitej porowatości) i wilgotności aktualnej. Mają one współczynnik zmienności od 2,5 do 11%. Wartości te zebrane są przez kilku autorów i z różnych gleb. Dane te sugerują więc, że względnie małe liczby prób dają dobre wyniki średnich.

Zmienność średnią wykazują zawarte w glebie trzy frakcje granulometryczne (piasku, pyłu i ilu), zawartość w glebie wody przy ciśnieniu  $h$  równym 0,1, 0,2 i 15 barów. Cechy te mają wartość  $V$ , pomiędzy 10 a 70 %. Przy oznaczaniu zawartości wody wartość  $V$ , wzrasta wraz ze wzrostem ciśnienia (0,1-15 barów), przy którym woda ta była oznaczana.

Dużą zmienność wykazało pięć parametrów: współczynnik filtracji, prędkość infiltracji ustalonej, rzeczywista prędkość przepływu wody w glebie, przewodność wodna gleby nienasyconej i współczynnik dyfuzji. Wszystkie te parametry charakteryzują przepływ wody w glebie i wykazują  $V$ , wyższy niż 85 %, a niekiedy nawet ponad 100%. Rozrzut pomiarów jest tutaj kombinacją wewnętrznej zmienności gleb (geometrii układu por glebowych) oraz metod pomiarowych. Pomiary ruchu wody w glebie są bardzo trudne, gdyż przeprowadzane są przeważnie na małych próbkach 100 cm<sup>3</sup> do 1000 cm<sup>3</sup>, lub na małych monolitach od 800 do 240.000 cm<sup>3</sup> [6,8]; te objętości gleby nie odzwierciedlają całego bogactwa labiryntu por glebowych, które występują w glebach badanych. Stąd też powstają duże trudności w przenoszeniu wyników badań punktowych na większe przestrzenie gleb.

Zbiory pewnych wartości fizyko-wodnych charakterystyk glebowych jak np. potencjału macierzystego wody glebowej, przewodności wodnej

właściwej gleby nasyconej i nienasyconej, potencjału wejścia do gleby powietrza, stężenia roztworu glebowego, uziarnienia gleb i in. nie tworzą normalnego rozkładu gęstości prawdopodobieństwa, lecz tworzą rozkłady asymetryczne. W tych ostatnich przypadkach koniecznym jest przekształcenie wartości wyjściowych, by uzyskać realistyczne parametry ocenianych wartości. Jednym ze sposobów przekształcenia wartości i sprowadzenia ich do rozkładu normalnego jest ich zlogarytmowanie. Wówczas średnia ma postać:

$$\ln \bar{x} = 1/n \sum \ln x_i,$$

a wariancja:

$$S^2 = [1/(n-1)] \sum (\ln x_i - \ln \bar{x})^2$$

Średnia  $\ln x$  jest średnią geometryczną i może być również wyliczona według wzoru:

$$x_g = (x_1 \cdot x_2 \cdot x_3 \dots x_n)^{1/n}$$

Przy asymetrycznym rozkładzie wartości, średnia geometryczna  $x_g = \exp(\ln \bar{x})$  daje wartości bardziej zbliżone do średniej prawdziwej niż średnia arytmetyczna. W pewnych przypadkach (przy ocenie stężenia roztworów glebowych) można również zastosować średnie harmoniczne [12,20,27,32].

Jak podano w tab. 1 dużą zmienność wykazują pomierzone wartości infiltracji ustalonej ( $i_s$ ) tj. takiej, gdy różnica prędkości infiltracji ( $i_t$ ) w danym czasie  $i_{t,t}$  i w godzinie poprzedniej  $i_{t,t-1}$  jest mniejsza od 1/10 wartości pomiarów infiltracji w czasie  $i_{t,t}$ :  $i_{t,t-1} - i_{t,t} < 0,1 \cdot i_{t,t}$ . Czasami duże rozproszenie pomiarów infiltracji zniechęca meliorantów do praktycznego wykorzystania tej ważnej charakterystyki. Gdy jednak przyjrzymy się bliżej wartościom infiltracji ustalonej (tab. 2) odniesionym do wyodrębnionych naturalnych jednostek glebowych, np. zespołów glebowych (serii glebowych), to okaże się, że w większości przypadków współczynnik zmienności tej wartości jest niższy niż 100 %.

Badania fizyko-wodnych właściwości gleb powinny być odnoszone do konkretnych jednostek glebowych, które charakteryzują się określoną budową i właściwościami, mające swoje określone miejsce w systematyce gleb i w strukturze pokrywy glebowej [19]. W badaniach naszych za taką jednostkę przyjęto zespół glebowy (synonim:

polipeton, seria). Jest on ogólnie określany jako naturalny jednorodny trójwymiarowy wycinek gleby zbudowanej z jednakowych poziomów diagnostycznych pod względem cech wyróżniających i układu w profilu, a wytworzonych z tego samego materiału macierzystego; każdy zespół glebowy stanowi odrębny element krajobrazu glebowego. Wychodząc z tych założeń, badania fizycznych charakterystyk glebowych, przeprowadzone na konkretnym zespole gleb, mogą być szeroko interpretowane w obrębie zespołu, a więc wszędzie tam, gdzie zespół ten występuje. Ponadto do szerszej interpretacji fizyko-wodnych właściwości gleb, zwłaszcza odniesionych do określonych obszarów, należy dokonać schematyzacji profili glebowych w celu stworzenia podstaw do szerszej interpretacji oznaczonych właściwości.

Nawiązując do tab. 2 i wiążąc prędkość infiltracji z powierzchniami określonych zespołów glebowych, niżej podamy krótką ich charakterystykę [23,35]:

#### Gleby płowe typowe

Zespół 1A: piaski gliniaste i gliniaste lekkie w poziomach wymycia (A i Eet), średnio głębokie (50-100 cm), przechodzące głębiej w gliny lekkie (poziomy Bt).

Zespół 2A: piaski gliniaste lekkie i mocne w poziomach wymycia (A i Eet), płytkie (35-50 cm), przechodzące głębiej w gliny lekkie (poziomy Bt).

Zespół 3A: piaski słabo gliniaste żwirowate w poziomach A i Eet, średnio głębokie (50-100 cm), przechodzące głębiej w żwiry gliniaste (poziomy Bt), które zalegają głęboko w podłożu (100-150 cm) na luźnych piaskach fluwioglacjalnych.

#### Gleby płowe opadowo-glejowe

Zespół 4Ag: piaski gliniaste lekkie w poziomach wymycia (A i Eet), średnio głębokie (40-80 cm), przechodzące głębiej w gliny lekkie oglejone (poziomy Btg).

Zespół 5Ag: piaski gliniaste lekkie w poziomach wymycia (A i Eet), średnio głębokie (40-80 cm), przechodzące głębiej w gliny średnie oglejone (poziomy Btg).

### Gleby rdzawe

Zespół 6R: piaski słabo gliniaste, średnio głębokie (40-80 cm) w poziomach A i Bv, przechodzące głębiej w piaski luźne.

### Czarne ziemie właściwe

Zespół 7 D: piaski gliniaste lekkie warstwowane (>60 cm) piaskami gliniastymi mocnymi i glinami.

Zespół 8D: piaski gliniaste, średnio głębokie (40-80 cm), przechodzące głębiej w gliny.

W tab. 3 zamieszczono podstawowe charakterystyki opisanych zespołów glebowych. Przy symbolu zespołu w nawiasie podano liczbę przebadanych profili. Wartości oznaczonych właściwości gleb podano w postaci średniej i przedziału ufności na poziomie istotności  $\alpha=0,05$ . W ten sposób wartości zamieszczone w tabeli 3 można odnieść do konturu określonych jednorodnych zespołów glebowych. Jest to jeden ze sposobów parametryzacji wyników punktowych właściwości gleb na obszary gleb zakreślone konturem [3,5,6,8,23,25]. Jednakże o wiele dokładniejszymi metodami w tym względzie są metody geostatystyczne.

### 2.3. Systematyczna zmienność przestrzenna

Przy pomiarach w terenie różnych charakterystyk glebowych można zauważyć, że pomiary wykonane blisko siebie dają wartości bardziej zbliżone, niż pomiary wykonane w większym oddaleniu. Można więc tutaj mówić o zmienności systematycznej i o korelacji przestrzennej. Związki przestrzenne pomiędzy serią obserwacji można oszacować przy pomocy metod geostatystycznych. Opierają się one na teorii regionalizacji zmienności gleb, której podstawowymi funkcjami są autokorelacja i semiwariancja oraz metoda ekstrapolacji "kriging" [2,11,12,22,29,34,35,37].

Funkcja autokorelacji  $\rho_{(k)}$  definiowana jest jako korelacja liniowa pomiędzy wartością charakterystyki glebowej  $Z$  oznaczoną w punkcie  $x$ , a wartością tej samej charakterystyki oznaczonej w punkcie  $(x+k)$  oddalonym o wektor odległości  $k$ . Jej estymator  $\hat{\rho}$  jest stosunkiem par obserwacji  $Z_{(i)}$  i  $Z_{(i+k)}$  do całkowitej wariancji  $C_{(k)}$ :

$$\hat{\rho}_{(k)} = \{ E \{ Z_{(i)} \cdot Z_{(i+k)} \} - \mu^2 \} / E \{ [ Z_{(i)} - \mu ]^2 \}, \quad \text{stad:}$$

$$r_{(k)} = C_{(k)} / C_{(0)}$$

gdzie:  $E$  - wartość oczekiwana;  $\mu$  - średnia wartość populacji;  $Z_{(x)}$  i  $Z_{(x+k)}$  - wartości oznaczone w punktach  $x$  i  $x+k$ , oddalonych od siebie o wektor odległości  $k$ ;  $r_{(k)}$  - autokorelacja zmiennej  $Z$ ;  $C_{(k)}$  - kowariancja cechy  $Z$  w punkcie  $x$  i  $x+k$ ;  $C_{(0)}$  - wariancja *a priori*.

Funkcja autokorelacji może być stosowana do dalszej analizy związków przestrzennych, gdy spełnia stacjonarność drugiego rzędu, tj. istnieje wartość oczekiwana, stała dla wszystkich wartości  $x$ , która nie zależy od wektora  $k$ ,  $E[Z_{(x)}] = \mu$ , i istnieje kowariancja, która zależy jedynie od wektora odległości  $k$ ,  $C_{(k)} = E[Z_{(x)} - Z_{(x+k)}] - \mu$ . Ze względu na oszacowaną wariancję  $C_{(k)}$  (która wzrasta bez ograniczeń w miarę powiększania się obszaru badanego), założenia stacjonarności drugiego rzędu są zbyt sztywne dla wielu zmiennych, dlatego wprowadzono funkcję semiwariancji, która musi spełniać warunki hipotezy wewnętrznej: 1) istnieje wartość oczekiwana różnicy  $E[Z_{(x)} - Z_{(x+k)}] = 0$  i 2) dla wszystkich wektorów odległości istnieje wariancja  $\text{var}[Z_{(x)} - Z_{(x+k)}] = E\{[Z_{(x)} - Z_{(x+k)}]^2\} = 2\gamma_{(k)}$  i jest jedynie funkcją odległości  $k$ . Funkcja semiwariancji jest miarą podobieństwa lub różnicy pomiędzy wartościami w punktach obserwacji przy danej odległości  $k$ . Relacje pomiędzy parami wartości w punktach oddalonych o wektor odległości  $k$  są wyrażane jako wariancja różnic pomiędzy tymi parami wartości. Wariancja każdej wartości jest więc równa połowie tej wariancji i nazywana jest semiwariancją  $\gamma_{(k)}$ :

$$\gamma_{(k)} = [1/2n_{(k)}] \sum_{i=1}^{n_{(k)}} [Z_{(x)} - Z_{(x+k)}]^2$$

gdzie;  $n_{(k)}$  - jest liczbą par wartości oddalonych o odległość  $k$ .

Odkładając na osi rzędnych wartości  $\gamma_{(k)}$  a na osi odciętych  $k$ , uzyskujemy wykres zwany remiwarigramem (patrz rys. 1, 2, 4, 5, 6, 7).

Semiwarigram służy do opisu losowej i systematycznej zmienności wartości pomierzonych, odległości zmienności systematycznej, a ponadto jest podstawową funkcją interpolacji wartości punktowych metodą "kriging". Ta ostatnia jest metodą przestrzennego wnioskowania, pozwalająca na oszacowanie (interpolację) wartości charakterystyk badanych w punktach, gdzie pomiaru nie wykonano.

Wartość wyinterpolowana jest średnią ważoną wartości pomierzonych w punktach sąsiednich:

$$Z'_{(xi)} = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot Z_{(xi)}$$

gdzie:  $Z'_{(xi)}$  - wartość wyinterpolowana w punkcie  $x_i$ ;  $Z_{(xi)}$  - wartości pomierzone w punktach  $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$ ;  $\lambda_i$  - współczynniki (ważone) uzyskane z semiwariogramu gdy  $\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$ . Wyliczone w ten sposób wagi pozwalają na uzyskanie wartości interpolowanej bez biasu, tj. wartość  $Z'_{(xi)} - Z_{(xi)} = 0$ , a oszacowana wariancja tych wartości jest minimalna. Wariancję Kriga obliczamy według równania:

$$S^2_1 = \Psi + \sum_{i=1}^n \dots$$

gdzie:  $\Psi$  - współczynnik Lagrange'a.

Są to geostatystyczne założenia, które dają podstawy do przestrzennego wnioskowania o właściwościach gleb zbadanych w punktach, do oszacowań wartości w miejscach niepomierzonych przy minimalnym i znanym odchyleniu. Głównie chodzi o to, żeby wyniki pomiarów punktowych określonych charakterystyk glebowych móc interpolować i ekstrapolować na pewne obszary pokryw glebowych bez ryzyka popełnienia większych błędów.

Niżej przedstawiam kilka przykładów możliwości praktycznego zastosowania metod geostatystycznych do przestrzennego wnioskowania.

Wartością kontrowersyjną w badaniach hydropedologicznych jest prędkość infiltracji ustalonej. Często wykonywane są pomiary tej wartości, ale rzadko bywa ona stosowana do obliczeń praktycznych ze względu na dużą zmienność [10,23,34,35]. Na rys. 1A przedstawiono spektrum wyników infiltracji ustalonej  $i$ , [ $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ ] po 12 godz. pomiaru ciągłego w punktach co 20 m w czterech replikacjach w transekcie przechodzącym przez gleby płowe (wyniesienia terenu) i czarne ziemie (zakłębnięcia terenowe). Ogółem wykonano 340 pomiarów w 85 punktach. Na rys. 1A poza spektrum podana jest także wartość średnia ze wszystkich pomiarów i przedział ufności na poziomie istotności  $\alpha=0,05$ . Pole całego transektu stanowiło jednolity użytek

zielony - czteroletnia lucerna. Z pomiarów tych podjęto próbę obliczenia wartości średnich infiltracji ustalonej dla poszczególnych gleb (podobnie jak w tab. 1 i 3). Zbyt duży rozrzut wartości infiltracji (rys. 1A) nie pozwolił na taki zabieg.

Związki przestrzenne infiltracji ustalonej w transekcje opisano modelem sferycznym (rys. 1B). Wskazuje on na dużą zmienność losową infiltracji (t.z.w.) zmienność "nuggetową", określającą duże zmiany w prędkości infiltracji, występujące na przestrzeni krótszej niż odległość między punktami pomiarowymi. Ta nieprzewidywalna wartość  $C_0$  wynosi  $2,13^{1/2}=1,46 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ , a wariancja progowa ( $C_0+C$ ) wynosi  $4,69^{1/2}=2,17 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ . Wariancja progowa wyznacza zakres zależności przestrzennej (zmienności systematycznej), wynoszący  $22k$  ( $k=20 \text{ m}$ ), tj.  $22\cdot 20=440 \text{ m}$ . Do tej odległości możemy interpolować wartości infiltracji  $i$ , w regionie badanym, czyli maksymalna odległość między punktami pomiarowymi może wynosić  $440 \text{ m}$ .

Na rys. 1C przedstawiono wykres liczby pomiarów  $i$ , niezbędnej do oszacowania wartości średniej populacji, przy dopuszczalnym błędzie względnym pomiędzy nieznaną rzeczywistą wartością średniej  $\mu$ , a wartością średnią uzyskaną z próby ( $D=\mu-x$ ). Krzywe wyliczono dwiema metodami:

a) metodą klasyczną według wzoru:

$$N = \frac{t^2 \cdot S^2}{D^2}$$

gdzie:  $N$  - jest liczbą pomiarów  $i$ , niezbędną do oszacowania średniej populacji  $\mu$  z dopuszczalnym odchyleniem  $\mu-x$  (wyrażonym w %), gdy wariancja z próby wynosi  $S^2$ ; wartość  $t$ , jest zmienną losową t-Studenta odczytaną z tabel na poziomie istotności  $\alpha=0,05$ ;

b) metodą "kriging" przy zastosowaniu wariancji Kriga  $S^2_i$ .

Z wykresu tego (rys. 1C) można wnioskować, że do uzyskania wiarygodnych wartości  $i$ , dla jakiegos obszaru należy najpierw poznać regionalną zmienność przestrzenną tej wartości.

Na rys. 2 przedstawiono wyniki 70 pomiarów  $i$ , wykonanych na powierzchni próbnej w układzie dwuwymiarowym w siatce sztywnej ( $50 \times 50 \text{ m}$ ). Na rys. 2A zamieszczono spektrum infiltracji ustalonej,

wskazujące na znaczne różnice w prędkości infiltracji na polu i na pastwisku; infiltracja  $i$ , pomierzona na polu uprawnym wykazuje wartości powyżej średniej, a na pastwisku poniżej średniej. Ponadto z wykresu tego wynika również, że wartości  $i$ , pomierzone na pastwisku zbliżone są do wartości uzyskanych na polu lucerny (rys. 1). Zmienność  $i$ , opisano, podobnie jak w transekcje, modelem sferycznym z wariancją "nuggetową" wynoszącą  $C_0=3,7 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$  i wariancją progową równą  $C+C_0=13,2 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$  oraz zakresem zależności przestrzennej  $a=10k$  ( $k=50 \text{ m}$ ), a więc 500 m. Liczba pomiarów niezbędna do oszacowania średniej populacji obliczona metodą klasyczną jest tutaj nieco niższa niż w transekcje, a obliczona metodą "kriging" - bardzo zbliżona.

Pomimo, że zastosowano różne metody (układ jedno- i dwuwymiarowy) oraz różne skale (co 20 m i co 50 m), to parametry oszacowania regionalnej zmienności systematycznej wartości infiltracji ustalonej są zbieżne.

Na rys. 3 przedstawiono mapę izolinii infiltracji ustalonej powierzchni próbnej Przylepki opracowaną metodą "kriging". Z mapy tej wynika, że prędkość infiltracji gleb pastwiska jest znacznie niższa niż gleb uprawnych. Mapa ta odzwierciedla faktyczne wartości wsiąkania wody w powierzchnię gleby. Ze względu na możliwość masowego wykonywania pomiarów infiltracji oraz zastosowania metod geostatystycznych do opracowywania map i optymalizacji liczby pomiarów, po rozpoznaniu regionalnej zmienności  $i$ , badanej pokrywy glebowej, wyżej przedstawiony sposób parametryzacji środowiska glebowego dla celów praktycznych jest wielce obiecujący.

W podobny sposób sparametryzowano omówioną wyżej powierzchnię próbną pod względem gęstości objętościowej gleby suchej ( $\rho_s$ ) w poziomie uprawnym na dwóch głębokościach: 3-8 cm (głębokość podorywki) i 20-25 cm (głębokość orki głębokiej). Dla tych samych warstw oznaczono wilgotność aktualną. Pomiary, zarówno gęstości, jak i wilgotności, wykonano w 50 punktach, w czterech replikacjach, w siatce sztywnej. Odległości między punktami w siatce wynoszą  $k=50 \text{ m}$ . Wyniki przedstawiono na rys. 4,5,6 i 7.

Ponieważ badana powierzchnia obejmowała gleby pólne i czarne ziemie, pastwisko i pole, dlatego wyniki pomiarów gęstości objętościowej mają duży rozrzut, co zostało zaprezentowane na rys. 4A i 5A. Semiwariogram dla pomiarów  $p_v$  na głębokości 3-8 cm jest opisany matematycznym modelem Gaussa, a na głębokości 20-25 cm - modelem liniowym. W pierwszym przypadku zakres interpolacji wynosi 450 m, a w drugim 300 m. Badania te w pełni potwierdzają wyniki badań poprzednich (tab. 1 i 3), gdzie oznaczenia gęstości objętościowej gleb w czterech replikacjach dają wartości średnie z błędem od 2-4%.

Ocena przestrzennej zmienności wilgotności aktualnej gleb powierzchni próbnej doprowadziła do opracowania wariogramów dla dwóch głębokości (rys. 6 i 7). Syntezą tych ocen są opracowane mapy izolinii wilgotności gleb na dwóch głębokościach (rys. 8B i 8D). Mapy te dobrze odzwierciedlają wilgotność dwóch warstw poziomu  $A_p$ , przy czym warstwy 3-8 cm są znacznie bardziej przesuszone, niż warstwy głębsze (20-25 cm). Mapy te jak również i wykresy (rys. 6C i 7C) pokazują pewną strategię oceny wilgotności wierzchnich poziomów gleb jakiegoś obszaru. Podobne wnioski nasuwają wyniki przedstawione na rys. 4C i 5C.

Oceniając zmienność przestrzenną fizycznych charakterystyk glebowych w aspekcie odnoszenia wyników badań punktowych do określonych obszarów, podkreślić wypada, że bez sparametryzowania wartości rozpatrywanych nie da się odnieść wyników badań punktowych do powierzchni bez ryzyka popełnienia dużych błędów, niejednokrotnie przekraczających możliwości praktycznego wykorzystania danych.

### 3. PUNKTOWE OZNACZENIE PODSTAWOWYCH CHARAKTERYSTYK WODNO-GLEBOWYCH.

Dużo uwagi w badaniach fizycznych i wodnych właściwości gleb poświęca się metodom pomiarów tych wartości. O ile pomiary stałych jednostkowych charakterystyk glebowych takich, jak: uziarnienie, gęstość stałej fazy gleby, gęstość objętościowa, zawartość wody, zawartość materii organicznej i węglanów są opanowane, o tyle oznaczania charakterystyk funkcyjnych jak: krzywa retencyjności

wodnej, przewodność wodna właściwa gleby nasyconej i nienasyconej, infiltracji, nośność powierzchni są mocno skomplikowane.

Oznaczenie krzywej retencyjności wodnej gleb nastrocza dużo trudności i zazwyczaj różne metody zastosowane do oznaczenia dają różne wyniki. Ponieważ jest ona podstawowym parametrem pozwalającym na wyliczenie szeregu charakterystyk pochodnych, dlatego wyznaczenie jej dla określonej gleby jest zadaniem istotnym. Nie wchodząc na tym miejscu w szczegółową dyskusję, pragnę jedynie zwrócić uwagę na wagę zagadnienia. Na rys. 9 zamieszczono krzywe wodnej retencyjności głównych poziomów gleb płowych wyznaczone trzema powszechnie stosowanymi metodami: ciśnieniową metodą Richards'a [38], metodą kapilarometryczną i metodą wirówkową [18]. Zamieszczone na rys. 9 krzywe (6-12 powtórzeń) świadczą o tym, że każda z metod daje bardzo różne wyniki, przy czym metoda wirówkowa daje wyniki znacznie odbiegające od pozostałych. Przeprowadzono połową weryfikację tych wyników poprzez zalew powierzchni wodą i kontrolowanie zmian potencjału macierzystego i wilgotności w profilu. Dane zamieszczone na rys. 9 w postaci punktów świadczą o tym, że nie ma zbieżności pomiędzy wartościami oznaczonymi metodą połową i metodami laboratoryjnymi. Nawet wyznaczenie połowej pojemności wodnej metodą połową musi być bardzo ściśle kontrolowane. Na rys. 10 zamieszczono zmiany potencjału macierzystego w profilu gleby płowej przy wielokrotnym zalaniu wodą powierzchni. Widzimy tutaj stały proces stopniowego wysycania (do 43 godz) wodą głębszych poziomów gleby i stabilizacji potencjału macierzystego po 24 godz. odcieku. Potencjał macierzysty przy połowej pojemności wodnej przybiera wartości  $pF$  2,16-2,19 w piaszczystych poziomach A i E oraz 2,20 w gliniastych poziomach Bt. Wysycanie profilu wodą trwa kilka dni, zanim agregaty w poziomie Bt nie wysycą się wodą do połowej pojemności wodnej. Z tych wstępnych rozważań wynika, że wyznaczenie krzywej retencyjności wodnej gleb jest zagadnieniem otwartym, co zresztą potwierdzają liczne badania [4,6,8]. Również wprowadzenie stałych wodno-glebowych z łatwo oznaczalnych fizycznych właściwości gleb, jak do tej pory, nie przyniosło większych praktycznych sukcesów [4,18,33].

Nie mniej poważne problemy występują także przy uzyskaniu prawdziwych wartości przewodności wodnej gleb, tj. takich wartości, które można by z dużym przybliżeniem zastosować do różnych praktycznych obliczeń. W odniesieniu do gleb nasyconych, jak do tej pory, najlepsze wyniki uzyskano metodami polowymi, przy oznaczaniu tej wartości w największej objętości gleb np. w monolicie o objętości 240 000 cm<sup>3</sup> [6,8]. Jeszcze większe trudności napotykamy przy oznaczaniu przewodności wodnej gleby nienasyconej ( $K_1$ ) w funkcji potencjału wody glebowej ( $h$ ). Bogate na ten temat badania [3,6,7,8,13,18] przynoszą wiele rozwiązań, ale bardzo często funkcja ta jest wyliczana z przewodności wodnej gleby nienasyconej (współczynnika filtracji), krzywej wodnej retencyjności gleb i jeszcze innych właściwości pomocniczych [6,14,21,38]. Bardzo ciekawe z tego zakresu materiały przedstawili Wösten, Bannik i Beuving [38] dla wyodrębnionych 52 poziomów z gleb holenderskich, w których oznaczyli krzywe retencyjności wodnej gleb ( $pF$ ),  $K_{11}$  i  $K_{10}$ , a także krzywe wysokości podsiąku kapilarnego powyżej zwierciadła wód gruntowych przy wydajności 0,1 i 0,2 mm·d<sup>-1</sup>. Ponieważ każda funkcja oznaczona była wielokrotnie, dla funkcji dwóch pierwszych podano przedział ufności. Wartości te są wielokrotnie weryfikowane i oceniane krytycznie przez wielu badaczy. Oznaczenia te stanowią wzorce, do których mogą być odnoszone oznaczenia w wielu innych glebach.

Podobnie jak poprzednio omówione parametry, naswietlenia wymaga proces wsiąkania wody w powierzchnię gleby. Njczęściej wyznaczamy tutaj infiltrację kumulatywną, prędkość infiltracji chwilowej i średniej, a także prędkość infiltracji uztalanej. Przy wyznaczaniu infiltracji stosuje się zalewy kwaterowe, bruzdowe, a także różnego rodzaju cylindry pojedyncze i podwójne o różnej średnicy (od 0,05 do 1,5 m) i wysokości (od 0,02 do 1,0 m) [10,22,25]. Badania lat ostatnich [10,22] wykazały, że najlepsze wyniki pomiarów infiltracji gleb uzyskuje się przy pomocy cylindrów pojedynczych o średnicy nie mniejszej niż 1 m. W procesie wsiąkania wody powinno się badać prędkość frontu zwilżania w profilu i zmianę potencjału macierzystego. Zmienność oznaczeń w cylindrach dużych ( $d > 1$  m) jest

mała i wynosi około  $V_i=34\%$  przy  $n=10$ , podczas gdy przy zastosowaniu cylindrów podwójnych o średnicy 17,7 cm i 40 cm  $V_i=55\%$  przy  $n=36$ , a przy zastosowaniu cylindrów pojedynczych o  $d=11,3$  cm i  $n=97$  współczynnik zmienności wynosił 49 %. Przewaga więc cylindrów o dużych średnicach nad cylindrami o średnicy małej przy oznaczaniu filtracyjnych właściwości gleb jest uzasadniona [10,22].

#### 4. ZAKOŃCZENIE

W rozważaniach niniejszych prawie zupełnie pominięto dyskusję na temat ilościowej klasyfikacji gleb [8,16,19], techniki sporządzania map glebowych, a także treści map glebowych i ich użyteczności do oceny pokrywy glebowej z punktu widzenia gospodarki wodnej. Standardowe badania kartograficzno-gleboznawcze dalekie są od kwantyfikacji środowiska glebowego. Muszą one jednak racjonalnie i praktycznie wyodrębnić kontury gleb, podać ich nazwę i cechy identyfikacyjne oraz określić czystość konturów. Kwantyfikacja środowiska glebowego odniesiona do fizyko-wodnych charakterystyk glebowych musi dotyczyć konkretnych pokryw glebowych wyodrębnionych w badaniach kartograficzno-gleboznawczych. Badania przeprowadzone na określonych polipledonach powinny je charakteryzować niezależnie od tego, gdzie one występują; jest to podstawowe założenie do uogólniania badań gleboznawczych, tworzenia banku danych i wprowadzenia ekonomiki badań gleboznawczych w ogóle.

Przy liczbowym opisie środowiska glebowego (kwantyfikacji, parametryzacji) powinny obowiązywać pewne zasady:

1. Oznaczana charakterystyka w jakimś punkcie pokrywy glebowej powinna odpowiadać rzeczywistym wartościom przyporządkowanym danej glebie i w danym punkcie rozpatrywanym (dobór odpowiednich metod badawczych).
2. Każda charakterystyka badana musi mieć określone parametry statystyczne przestrzennej zmienności losowej, a także (geo)statystyczne - przestrzennej zmienności systematycznej.
3. Przetransponowanie punktowych wyników badań na określone arealy terenu powinno oprzeć się na znajomości struktury pokrywy glebowej; metoda "kriging" jest nieodzowna przy opracowywaniu

map tematycznych.

4. Wszelkie parametryzowanie środowiska glebowego powinno oprzeć się na wstępnym rozeznaniu regionalnej zmienności badanej charakterystyki glebowej, opartej bądź na opracowaniu powierzchni próbnej (ok. 5-10 % powierzchni badanej), bądź na transekcie i przekroju hydropedologicznym. Wyniki badań na powierzchni próbnej lub w transekcie pozwolą na opracowanie strategii liczebności i zagęszczenia punktów badawczych w terenie (ekonomia badań, uzyskanie prawidłowych danych) [2,11,12,15,17,20,22,27,28,29,31,32,34,35,36,37], a także wyboru metody rozmieszczenia w terenie punktów badawczych.

Zasady te powinny być przestrzegane powszechnie, a głównie w tych badaniach, których wyniki stanowią podstawę do rozwiązań melioracyjnych mających na celu przeobrażenie środowiska rolniczego. Tak jak bez wyczerpujących badań geotechnicznych nie można budować wieżowców, tak samo bez pełnego rozeznania środowiska glebowego i jego sparametryzowania nie można podjąć decyzji o jego przekształceniu; i w jednym i w drugim przypadku brak pełnego rozeznania może doprowadzić do katastrofy.

#### LITERATURA

1. Anderson S.H., Cassel D.K., Skaggs R.W. 1987. Influence of spatially variable soil hydraulic properties on predictions of water stress. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51, 17-22.
2. Becket P.H.T., Webster R. 1971. Soil variability: A review. *Soil and Fertilizers.* 34(1), 1-15
3. Belmans C., Wesseling J.G., Feddes R.A. 1983. Simulation model of the water balance of a cropped soil: SWATRE. *Technical Bull. ICW 21, Amsterdam.*
4. Berdanier C.R., Ross S.J., Grossman R.B. 1988. Soil water capacity prediction. *Geoderma* 43, 163-177.
5. Bregt A.K., Bouma J., Jellinek M. 1987. Comparison of thematic maps derived from a soil map and from kriging of point data. *Geoderma* 39, 281-291.
6. Bouma J. 1977. *Soil Survey and the Study of Water in Unsaturated*

- Soil: Simplified Theory and Some Studies. Soil Survey Papers. No. 13. Soil Survey Institute, Wageningen.
7. Bouma J. 1984. Estimating moisture-related land qualities for land evaluation. In Land Use Planning Techniques and Policies. SSS Spec. Pub. No. 12, Madison.
  8. Bouma J. 1989. Using soil survey data for quantitative land evaluation. Adv. Soil Sci., 177-213.
  9. Bouma J., van Lanen H.A.J. 1986. Transfer functions and threshold values: from soil characteristics to land qualities. Proc. Intern. Workshop on Quantified Land Evaluation Procedures. 27 April-2 May, Washington., 106-110.
  10. Bouver H. 1986. Intake rate: Cylinder infiltrometer in Methods of Soil analysis, Part 1, Physical and Mineralogical Methods. Agron. Monograph No. 9, 825-844.
  11. Burrough P.A. 1988. Principles of geographical information system for land resources assessment. Clarendon Press-Oxford.
  12. Cambell G.S. 1985: Soil physics with basic. Transport models for soil-plant systems. ELSEVIER, Amsterdam-Oxford-New York.
  13. Dechnik J., Lipiec J. 1980. Przewodnictwo wodne gleby w strefie nienasyconej i metody jego pomiaru. Probl. Agrofiz. Zesz. 32, Ossolineum.
  14. de Wit C.T., van Klunen H. 1972: Simulation of transport processes in soils. PUDOC, Wageningen.
  15. Englund E., Sparks A. 1988. GEO-EAS (Geostatistical Enviromental Assessment Software). U.S., E.P.A., Las Vegas.
  16. FAO. 1977. A framework for land evaluation. ILRI. Public. 22. Wageningen.
  17. Johnson C.E., Johnson A.H., Huntington T.G. 1990. Sample size requirements for the determination of change in soil nutrient pools. Soil Sci. 150(3), 637-644.
  18. Kędziora A. 1984. Metoda wyznaczania i związki krzywej pF z fizykowodnymi cechami utworu glebowego. Roczn. Akad. Roln. w Poznaniu. Zesz. 144(rozprawa naukowa).
  19. Komisja V Genezy, Klasyfikacji i Kartografii Gleb P.T.G. 1989. Systematyka Gleb Polski. Roczn. Glebozn. t.40, z.3/4. Warszawa.

20. Lapin L.L. 1983. Probability and Statistics for modern engineering. PWS Engineering, Boston.
21. Lipiec J. 1983. Możliwości oceny przewodnictwa wodnego gleb na podstawie ich niektórych właściwości. Probl. Agrof. zesz.40., Ossolineum.
22. Marcinek J., Komisarek J. 1990. Zmienność przestrzenna infiltracji ustalonej gleb pływających i czarnych ziem równin dennomorenowych. Zesz. Nauk. A.R. w Krakowie, nr 249 (28), s.3-24, Kraków.
23. Marcinek J., Komisarek J. 1990. Pojemność wymienna kationów i czas migracji składników rozpuszczonych w wodzie od powierzchni gleby do zwierciadła wód gruntowych. Prace Kom. Nauk Roln. i Kom. Nauk Leśn. PTPN, t. 119, s.71-86, Poznań.
24. Marcinek J., Komisarek J. 1991. Rozmieszczenie materii organicznej w układach katenalnych gleb Wielkopolski. Roczn. Akad. Roln. w Poznaniu, z. 224, s.85-99, Poznań.
25. Marcinek J., Spychalski M., Komisarek J. 1990. Obieg wody w mikrozelewni rolniczej. Monografia pt. "Obieg wody i bariery biogeochemiczne w krajobrazie rolniczym. Wyd. Nauk. UAM, s.70-95; Poznań.
26. Marcinek J., Spychalski M. 1987. Wpływ zawartości materii organicznej na fizyczne właściwości gleb hydromorficznych. Roczn. Akad. Roln. w Poznaniu nr.182, 19-33.
27. Marsal D. 1987: Statistics for geoscientists. Pergamon Press. Oxford- ... Toronto.
28. Mc Bratney A.B., Webster R. 1983. How many observations are needed for regional estimation of soil properties. Soil Sci. 135(3), 177-183.
29. Mulla D.J. 1989. Soil spatial variability and methods of analysis. Proc. Int. Workshop 7-11 Jan. 1987. ICRISAT.
30. Richter J. 1987. The Soil as a Reactor. Modelling Processes in the soil. Catena Verlag, Cremlingen.
31. Sokolov A.W. (red). 1980. Teoreticzeckije osnovy i metody opredelenija optimalnych parametrov svoistv poczv. Naucz. Trudy. WOL AC-CH N, Moskva.

32. Szydłowski H. 1981. Teoria pomiarów PWN, Warszawa.
33. Walczak R. 1984. Modelowe badania zależności retencji wodnej od parametrów fazy stałej gleby. Probl. Agrof. Zesz. 41. Ossolineum.
34. Warric A.W., Nielsen D.R. 1980. Spatial variability of soil physical properties in the field. 319-355. w Hillel D. Application of soil physics, Academic Press, New York.
35. Warric A.W., Myers D.E., Nielsen D.R. 1986. Geostatistical methods applied to soil science. Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods - Agronomy Monograph no.9 (2nd Edition), Madison.
36. Webster R., Burgess T.H. 1984. Sampling and bulking strategies for estimating soil properties in small regions. J. Soil Sci. 35, 127-140.
37. Wilding L.P., Drees L.R. 1983. Spatial variability and pedology. Adv. Soil Sci. 11A. Elsevier. Amsterdam - Oxford - New York.
38. Wösten J.H.M., Bannik M.H., Bueving J. 1987. Waterretentie - En doorlatendheidskarakteristiken van boven - en ondergronden in Nederland: de Staringreeks. Rapport nr 1932. STIBOKA, Wageningen.
39. Wösten J.H.M., Bouma J., Stoffelsen G.H. 1985: Use of soil survey data for regional soil water simulation models. Soil Sci. Soc. Am. J. v.49, 1238-1244.

Tabela 1.

Wartości średnie i oszacowanie oznaczonych charakterystyk glebowych  
(wg 2.25.34.35.37).

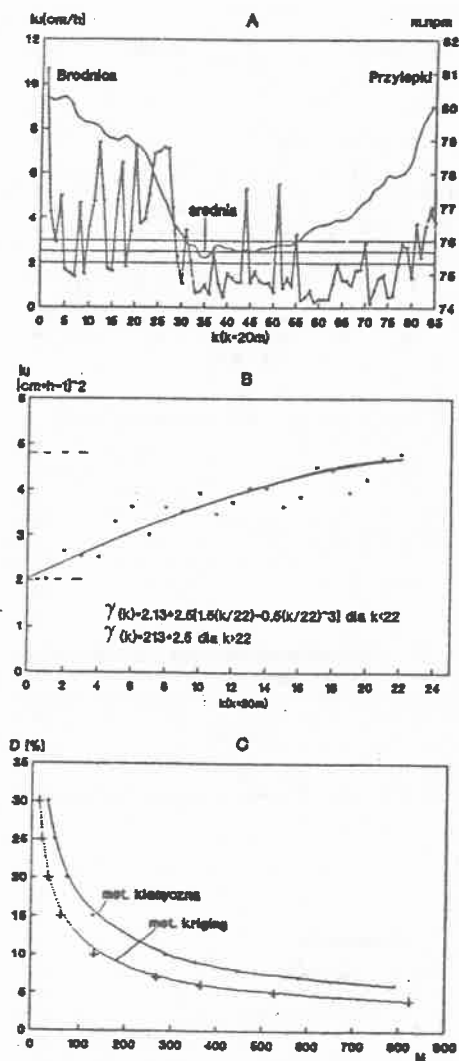
Parametr	Wartość średnia (x)	Odchylenie standar- dowe (s)	Współczyn- nik zmian- ności (V.%)	Liczba pomiar- ów (n)	Obszar badany (ha)
<b>A. ZMIENNOŚĆ MAŁA</b>					
1. Gęstość objętościowa gleby suchej [ $\rho_s$ , g/cm <sup>3</sup> ]					
	1,3	0,09	6,9	64	15
	1,4	0,095	6,8	120	150
	1,5	0,11	7,3		1,3
	1,56	0,053	3,4	40	1'
	1,62	0,055	3,4	40	1'
	1,67	0,049	3,0	51	25
	1,68	0,041	2,5	25	25
2. Zawartość wody przy ciśnieniu $h=0$ (p. %ob)	40/45 47	4,8/48 4,8	11/11 10		0,0225
3. Aktualna zawartość wody (0. %ob.)	26,6/25,9	1,0/1,2	3,9/47	51/25	
<b>B. ZMIENNOŚĆ ŚREDNIA</b>					
3. Zawartość w glebie piasku/pyłu/ilu [%]					
	53/28/19	15/9,1/6,8	28/32/36	64	
	59/29/12	22/18/6,4	37/62/53	64	
4. Zawartość wody przy ciśnieniu: 0,1/15 barów [masowe]					
	27/9,5	5,4/3,1	20/33	64	
	23/7,5	9,2/3,8	40/51	320	
- 0,2 bara [%ob.]	34	4,1	12		
- 15,0 barów [%ob.]	4,5	1,4	31		
<b>C. ZMIENNOŚĆ DUŻA</b>					
5. Współ. filtracji					
- [cm/h]	14	26	190	320	
- [cm/d]	20	22	110		
	35	30	86		
6. Przewodność wodna gleby nasyczonej 60-90% [cm/d]					
	0,63	1,75	280		
	0,0026	0,011	420		
7. Współczynnik dyfuzji [cm <sup>2</sup> /d]					
	370	2,4 · 10 <sup>4</sup>	6,5 · 10 <sup>4</sup>		150
8. Rzeczywiste prędkości przepływu wody [cm/d]					
	44/40	7300/4400	1,7 · 10 <sup>4</sup> / 1,7 · 10 <sup>4</sup>		
9. Prędkość infiltracji ustalonej [cm/h]					
	0,81	0,92	111,9	12	25
	3,12	2,73	87,6	45	25
	1,54	0,98	145,1	40	25
	3,31	2,82	85,2	39	25

Tabela 2.

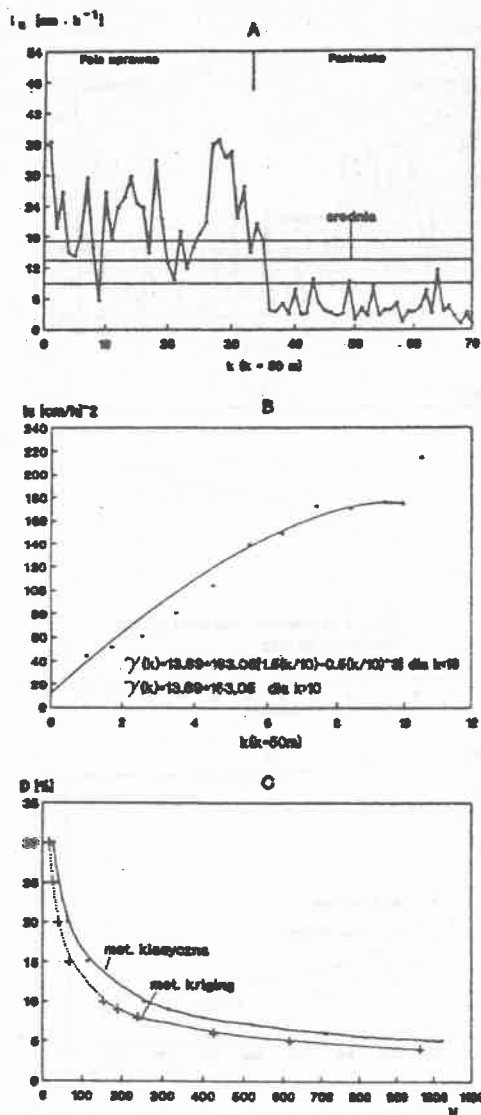
Współczynniki prędkości infiltracji ustalonej  
( $i_u$ ,  $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ ) w wybranych zespołach glebowych.

Symbol zespołu glebo- wego	n	$i_u \pm t_{\alpha}(s)$	V [%]
		[ $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ ]	
1A	169	$4.88 \pm 1.34$	73
2A	6	$1.44 \pm 0.58$	38
3A	16	$5.72 \pm 2.21$	72
4Ag	85	$3.48 \pm 0.61$	82
5Ag	20	$5.99 \pm 1.82$	65
6R	16	$11.42 \pm 6.54$	108
7D	31	$3.55 \pm 0.66$	56
8D	29	$2.82 \pm 0.75$	70

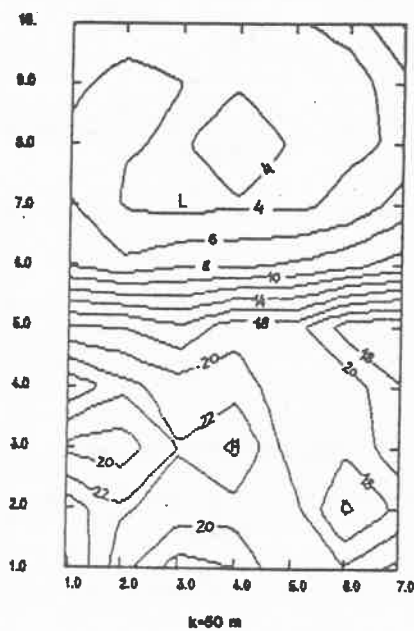




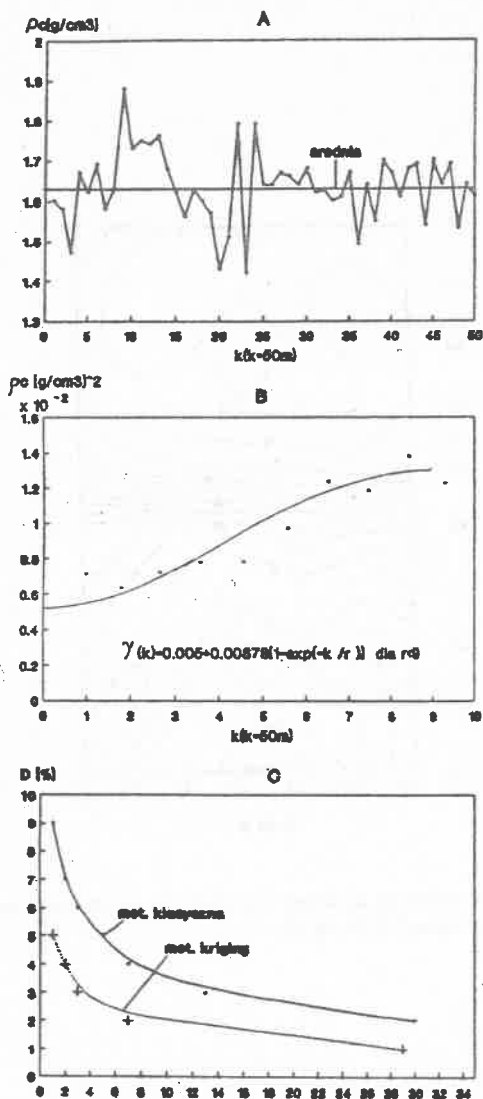
Rys. 1. Charakterystyki przestrzennej zmienności systematycznej infiltracji ustalonej ( $I_u$ ) w transekcie Brodnica - Przylepki (długość transektu 1700 m, pomiary infiltracji wykonano co 20 m w 4 replikacjach). A - spektrum infiltracji ustalonej (średnie z czterech pomiarów) i topograficzny przekrój transektu. B - semiwariogram. C - wykres liczby pomiarów  $I_u$  niezbędnej do oszacowania wartości średniej populacji przy założonym dopuszczalnym błędzie względnym pomiędzy nieznaną rzeczywistą wartością średnią populacji  $\mu$  a wartością średnią uzyskaną z próby  $\bar{x}$ .



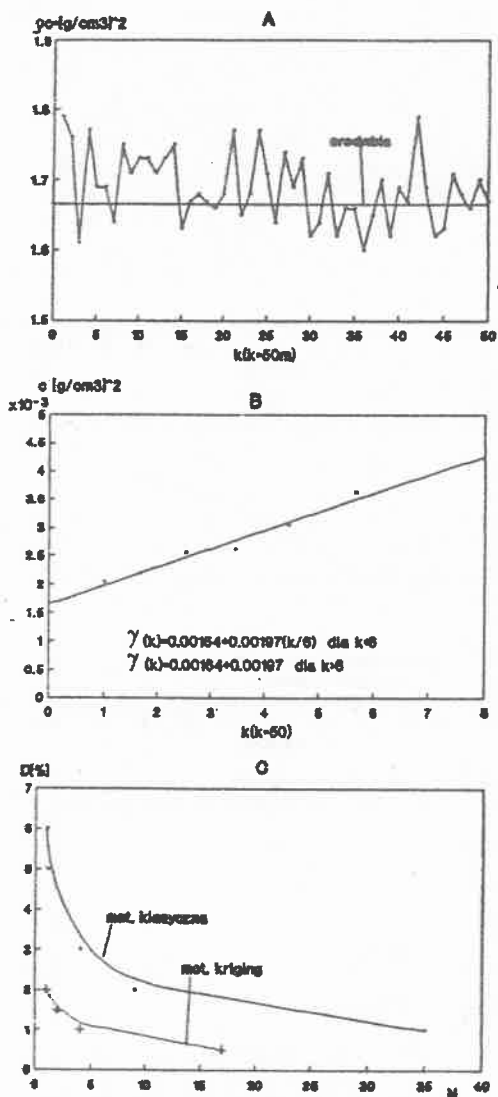
Rys. 2. Charakterystyki przestrzennej zmienności systematycznej infiltracji ustalonej ( $i_u$ ) powierzchni próbnej Przylepki (70 pomiarów infiltracji ustalonej w czterech replikacjach w siatce 50 x 50 m). A - spektrum wartości średnich ( $i_{ust}$  z replikacji) oraz średnia wszystkich pomiarów i przedziału ufności przy  $\alpha = 0.05$ , B i C jak na rys. 1.



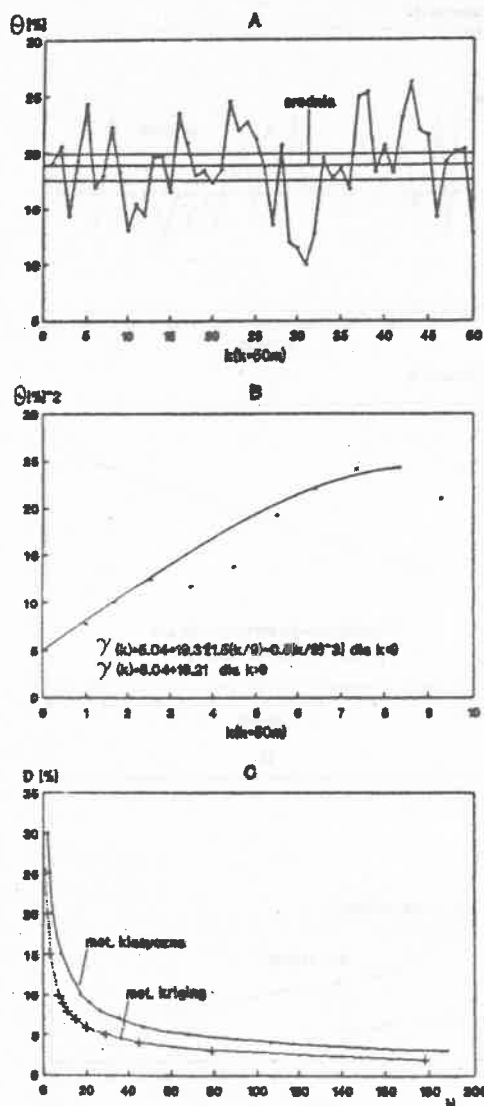
Rys. 3. Mapa izolinii infiltracji ustalonej [ $i_u, \text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$ ] powierzchni próbnej Przylepki wykonana wg metody kriging [15,22,34,35].



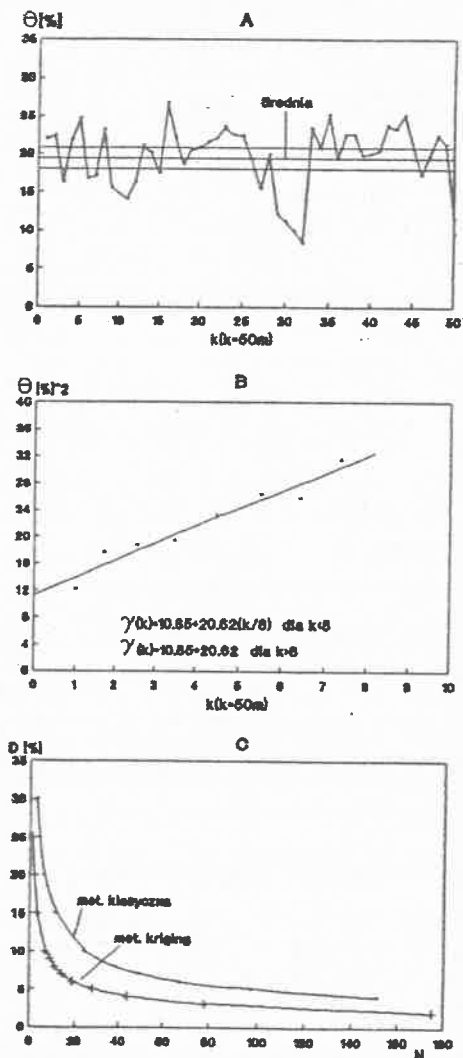
Rys. 4. Charakterystyki przestrzennej zmienności systematycznej gęstości objętościowej gleby suchej [ $\rho_c, q \cdot \text{cm}^{-3}$ ] w poziomie Ap na głębokości 3-8 cm powierzchni próbnej Przylepki (50 punktów pomiarowych w 4 replikacjach w siatce 50 x 50 m). A - spektrum średnich z 4 replikacji, B - semiwariogram, C - jak na rys. 1.



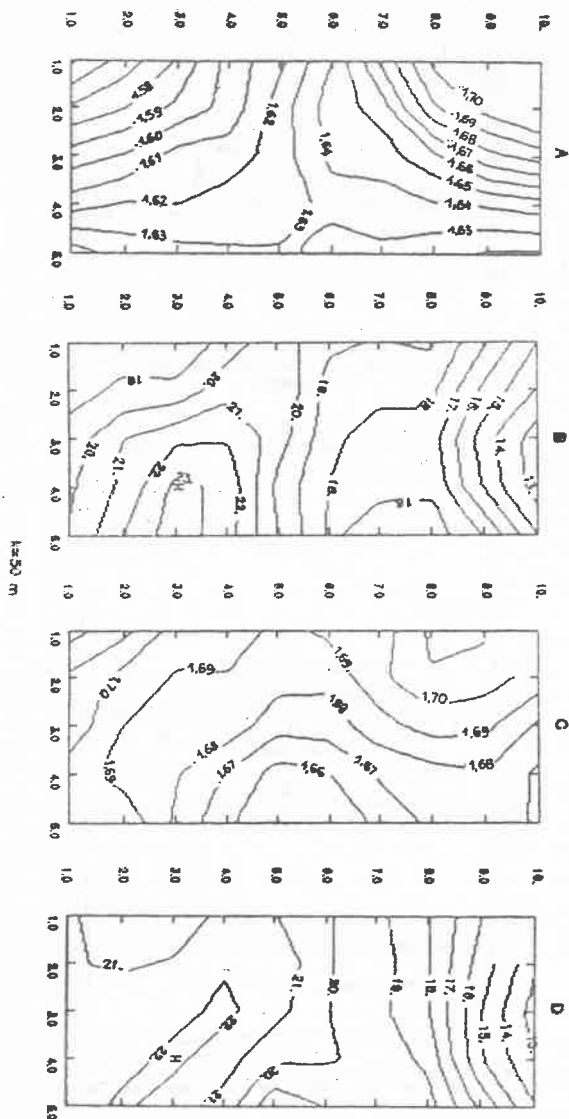
Rys. 5. Charakterystyki przestrzennej zmienności systematycznej gęstości objętościowej gleby suchej [ $\rho_c, q \text{ cm}^{-3}$ ] w poziomie  $A_p$  na głębokości 20-25 cm powierzchni próbnej Przylepki (50 punktów pomiarowych w 4 replikacjach w siatce 59 x 50). A, B, C jak na rys. 4.



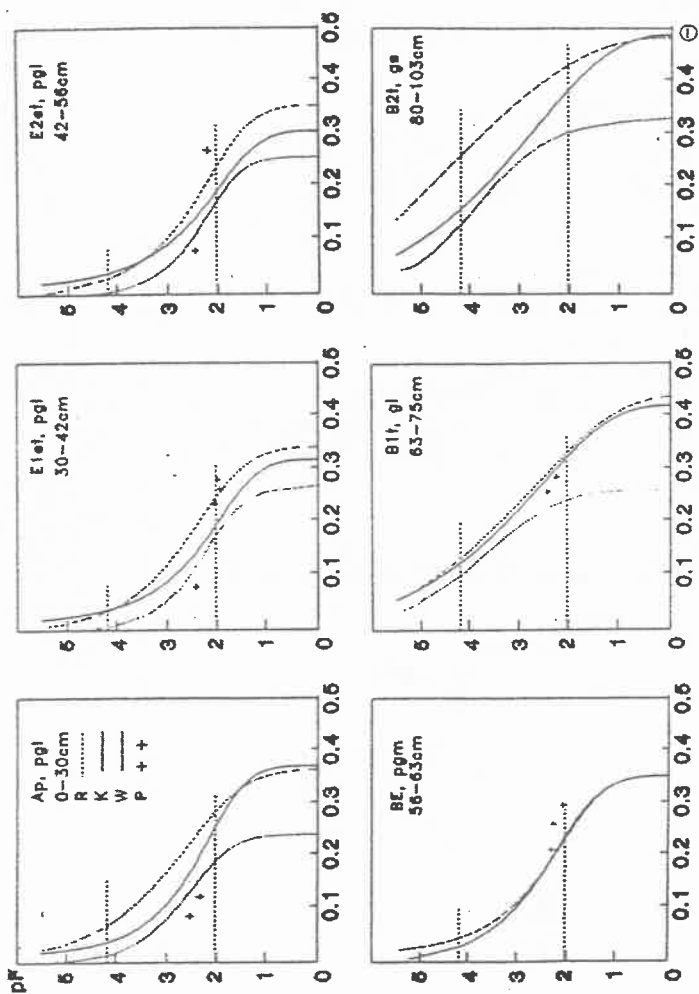
Rys. 6. Charakterystyki przestrzennej zmienności systematycznej wilgotności aktualnej [ $\Theta, \text{cm}^3 * \text{cm}^{-3}$ ] poziomu  $A_p$  na głębokości 3-8 cm gleb powierzchni próbnej Przylepki (50 punktów pomiarowych w 4 replikacjach w siatce sztywnej 50 x 50 m) A, B, C jak na



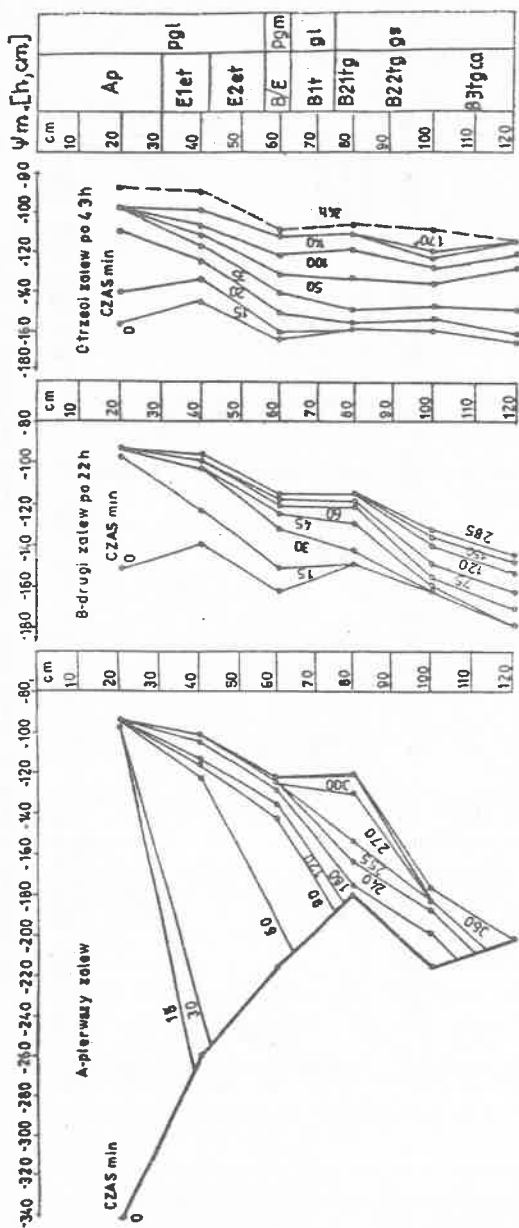
Rys. 7. Charakterystyki przestrzennej zmienności systematycznej wilgotności aktualnej [ $\Theta, cm^3 = cm^{-3}$ ] poziomu  $A_p$  na głębokości 20-25 cm gleb powierzchni próbnej Przylepki.



Rys. 8. Mapy tematyczne powierzchni próbnej Przylepki (punkty pomiarowe 50 x 50 m) wykonane metodą "kriging": A - gęstość objętościowa gleby suchej w warstwie 3-8 cm; B - wilgotność objętościowa warstwy 3-8 cm; C - gęstość objętościowa gleby suchej w warstwie 20-25 cm; D - wilgotność objętościowa warstwy 20-25 cm.



Rys. 9. Krzywe retencyjności wodnej sześciu poziomów gleby płowej zaciekowej (głossic) wytworzonej z gliny zwalowej (Przylepki woj. poznańskie) wyznaczone czterema metodami: R - metodą ciśnieniową Richards'a; K - metodą kapilarometryczną; W - witrówkową metodą Kędzioły i P - metodą polową.



## WPLYW WARUNKÓW POWIETRZNO-WODNYCH NA ZACHOWANIE SIĘ SKŁADNIKÓW POKARMOWYCH W GLEBIE I NA PROCESY FIZJOLOGICZNE ROŚLIN

Maria RUSZKOWSKA i Teresa TERELAK  
IUNG - Puławy

### Wstęp

Gleba jest środowiskiem heterogenicznym składającym się z fazy stałej, płynnej i gazowej. Około połowę objętości gleby stanowi woda i powietrze (31). Wszystkie 3 fazy spełniają określoną rolę w zaopatrywaniu roślin w składniki pokarmowe. Zasadniczym źródłem składników pokarmowych jest faza stała, z której zależnie od warunków środowiska glebowego są one uwalniane i przechodzą do roztworu w postaci jonowej. W roztworze glebowym dokonuje się transport składników pokarmowych w kierunku korzeni, a także poza obręb profilu glebowego. Powietrze glebowe pośredniczy w wymianie gazowej pomiędzy glebą a jej biotycznymi składnikami (korzenie roślin, mikro- i makroorganizmy) i atmosferą oraz decyduje o ilości tlenu w środowisku glebowym.

Warunki powietrzno-wodne określają stan środowiska glebowego będący wynikiem wzajemnych relacji powietrza i wody, który wpływa na zachodzące w glebie procesy natury chemicznej, fizycznej i biologicznej (7, 34).

W miarę wzrostu nasycenia gleby wodą zmniejsza się ilość powietrza, a więc i tlenu. Nadmiar wody nie tylko ogranicza procesy tlenowe i sprzyja procesom redukcyjnym, lecz poprzez wzrost rozpuszczalności składników toksycznych (Al, Mn) działa szkodliwie na system korzeniowy roślin oraz utrudnia wymianę gazową. W zredukowanym środowisku glebowym gromadzą się fitotoksyczne produkty beztlenowych przemian ( $H_2S$ ,  $CH_4$ ) oraz kwasy organiczne (octowy, masłowy i propionowy), które obniżając odczyn gleby wpływają na zachowanie się składników pokarmowych i cechy morfologiczne profilu glebowego (15, 26).

Według opracowań IUNG (28) w glebach można wyróżnić 3 grupy warunków powietrzno-wodnych tworzących określone kategorie stosunków wilgotnościowych. Pierwsza, to układy względnie zrównoważone, charakterystyczne dla gleb właściwie lub optymalnie uwilgotnionych (kat. 1). Druga grupa to układy z okresowym lub trwałym nadmiarem wody, do których zalicza się gleby okresowo nadmiernie uwilgotnione w górnej części profilu tzw. opadowo-glejowe (kat. 1a) oraz gleby okresowo lub trwale podmokłe zależnie od głębokości zalegania i zmian poziomu wody gruntowej (kat. 2 i 3) oglejone w środkowej lub dolnej części profilu. Trzecia grupa to układy okresowo lub trwale za suche, do których należą nadmierne przesuszone (kat. 4 i 5). Panujące w glebach układy powietrzno-wodne, poza kategorią 1, odznaczają się określoną wadliwością, wynikającą bądź to ze zbyt ciężkiego, lub lekkiego składu mechanicznego, dwuczłonowej budowy profilu, położenia w rzeźbie terenu i warunków klimatycznych (suma rocznych opadów itp.).

Odpowiadające tym układom warunki powietrzno-wodne gleb decydują o zapotrzeniu roślin w wodę oraz wpływają na zachowanie się składników pokarmowych poprzez związaną z nimi dynamikę procesów oksydoredukcyjnych (N, S, Mn, Fe) lub przez wzrost ich rozpuszczalności (P, Al), spowodowany zmianami odczynu w zależności od natlenienia gleby, dochodzącymi według Stępniewskiego i Glińskiego (23) do 2 jednostek pH.

### Przemiany składników pokarmowych w różnych układach warunków powietrzno-wodnych gleby

Podstawowym mechanizmem przemian składników pokarmowych w glebach w zależności od warunków powietrzno-wodnych są procesy oksydoredukcyjne. Podlegają im przede wszystkim pierwiastki występujące w przyrodzie w różnych stopniach utlenienia tj. azot ( $N^{3-} \rightarrow N^{5+}$ ), siarka ( $S^{2-} \rightarrow S^{6+}$ ), mangan ( $Mn^{2-} \rightarrow Mn^{7+}$ ), żelazo ( $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ ) oraz niektóre metale ciężkie (Cu, Pb, Cd, Cr itp.).

Azot, podobnie jak siarka, występuje w glebie głównie w związkach organicznych (próchnica, białka, aminokwasy), a także w związkach mineralnych będących produktami mineralizacji materii organicznej, składnikami skał i minerałów, nawozów oraz zanieczyszczeń atmosferycznych ( $NO_x$ ,  $SO_2$ ). Rozkład materii organicznej w glebie (amonifikacja) rozpoczyna się enzymatyczną hydrolizą różnych jej komponentów i poprzez reakcja utleniająco-redukcyjne prowadzi do powstania najpierw związków gazowych tj. amoniaku i siarkowodoru. Dobra aeracja gleby zdaniem wielu autorów (13, 29) na ogół sprzyja mineralizacji, jednak pod warunkiem niezbędnego do przebiegu tego procesu uwilgotnienia. Przesuszenie gleby zwiększa natomiast straty gazowe obydwu składników.

Typowymi procesami oksydoredukcyjnymi przemian azotu w glebie jest nityfikacja i denityfikacja. Pierwszy z wymienionych procesów wymaga warunków zdecydowanie tlenowych, drugi możliwy jest tylko w warunkach beztlenowych. W środowisku glebowym niekiedy ma miejsce koegzystencja procesów biologicznych nawet jeżeli wymagają one wręcz przeciwstawnych warunków powietrzno-wodnych.

Nityfikacja jest procesem mikrobiologicznego utleniania amoniaku do azotanów, dodatnio skorelowanym z ilością tlenu w glebie. Prowadzą go bakterie z rodzaju Nitrozomonos i Nitrobakter zwane nityfikatorami, a także promieniowce i niektóre grzyby. Azot w formie  $NO_3^-$  dzięki łatwości do przemieszczania się i braku sorpcji jest w większym stopniu wykorzystywany przez rośliny niż  $NH_4^+$ . Z tych jednak powodów azotany są bardziej narażone na straty niż sole amonowe. W warunkach przewagi opadów nad parowaniem szczególnie groźne jest wymywanie azotanów przez wody opadowe. Prowadzi ono bowiem nie tylko do ubytku z gleby cennego składnika pokarmowego lecz także stanowi poważne zagrożenie ekologiczne w związku z zanieczyszczeniem wód gruntowych i powierzchniowych szkodliwymi azotanami (tab.1).

W warunkach tlenowych zachodzi także utlenienie wytworzonego w procesie mineralizacji organicznej siarkowodoru oraz siarczków (metylu i różnych metali). Za

Tabela 1

Wymycie azotanów i siarczanów z gleb mikrozelewni drenarskich  
w kg/ha/rok - wartości średnie (18).

Obiekt	N-NO <sub>3</sub>	S-SO <sub>4</sub>	Lata badań
ZD Osiny	21	96	1980-1989
ZD Pólki	23	125	"
WOPR Końskowola	29	202	"
WOPR Łaziska	33	118	1987-1989
Spółdzielnia Prod. Sosnow	21	166	1986-1989
Osiny - gospodarstwa chł.	8	98	1980-1989
Chrzążówek	10	90	"
Końskowola	16	136	"
Ożarów	2	60	"
Sosnow	8	94	1986-1989

utlenienie organicznych i nieorganicznych związków S w glebie odpowiedzialne są typowe tlenowce z rodzaju *Thiobacillus*, *Thiooxidans* oraz względne tlenowce a w tym promieniowce i grzyby (1, 17). W rezultacie działalności życiowej tych organizmów, następuje utlenianie wszystkich niskowartościowych związków siarki do siarczanów (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>), które są bezpośrednim źródłem tego składnika dla roślin. W procesie tym, oprócz łatwo rozpuszczalnych składników siarczanów magnezu, potasu i sodu oraz trudno rozpuszczalnego gipsu (CaSO<sub>4</sub>) powstaje również kwas siarkowy. W glebach uprawnych utlenianie związków siarki na ogół nie prowadzi do większych zmian właściwości chemicznych. Natomiast w trakcie przesychania gleb bagiennych lub narażonych na wysoką imisję SO<sub>2</sub> z zanieczyszczonej atmosfery, procesy biotycznego i abiotycznego utleniania związków siarki mogą być przyczyną znacznego zakwaszenia oraz niekorzystnych reakcji wtórnych (uwolnienie Al<sup>3+</sup>, Mn<sup>2+</sup>). Wzrost koncentracji H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> oraz jonów SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> powoduje wymywanie siarczanów z gleby wraz z kationami zasadowymi, przyczyniając się nie tylko do degradacji gleb wskutek zachwiania równowagi jonowej lecz i do skażenia wód glebowo-gruntowych związkami siarki (tab. 1 i 2).

Długotrwałe nasycenie gleby wodą, przy obecności podatnej na rozkład materii organicznej i odczynie zbliżonym do obojętnego, powoduje rozwój procesów redukcyjnych nazywanych denitryfikacją (3, 33). Denitryfikacja jest to mikrobiologiczny proces redukcji azotanów lub azotynów do amoniaku oraz innych produktów gazowych, łatwo ulatniających się z gleby (N<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O, NO). Do przeprowadzenia denitryfikacji zdolne są bakterie, rzadziej grzyby dysponujące reduktazą azotanową lub azotynową. Redukcja azotanów do amoniaku może zachodzić w warunkach względnie beztlenowych lub mieć charakter czysto chemiczny, abiotycznych przemian związków azotu w glebie. Proces denitryfikacji stwarza duże zagrożenie z powodu strat tego składnika w postaci gazowej.

Tabela 2

Wpływ 5-cio letniego zanieczyszczenia siarką<sup>x</sup> gleby gliniastej na jej odczyn, zawartość Al ruch. oraz wymyście jonów: Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> i SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (16).

Objekt - dawka S równoważna SO <sub>2</sub> kg ha <sup>-1</sup> r <sup>-1</sup>	Głębokość pobrania próby w cm	pH KCl	Al. ruch. me/100g	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	SO <sup>2-</sup>
				me/kolumnę		
0	0-10	5,2	0,00	68,8	12,7	9,5
	11-20	5,4	0,00			
125	0-10	4,0	0,30	76,3	12,7	18,2
	11-20	4,5	0,26			
250	0-10	3,7	0,61	90,1	14,8	34,2
	11-20	4,3	0,42			
500	0-10	3,5	1,41	101,9	18,1	51,4
	11-20	4,6	0,27			
1000	0-10	3,0	3,94	127,9	21,9	85,9
	11-20	4,0	0,49			

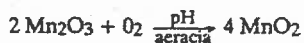
<sup>x</sup> - symulowany kwaśny deszcz

Straty azotu związane z utleniająco-redukcyjnymi przemianami stanowią poważny problem, zarówno rolniczy (słabe wykorzystanie nawozów) jak i ekologiczny (skażenie wód).

W warunkach beztlenowych, redukcji podlegają, analogicznie do azotanów, także siarczany. Redukcja siarczanów do siarkowodoru i siarczków zachodzi w warunkach skrajnie redukcyjnych z udziałem bakterii, promieniowców i grzybów. Procesowi temu sprzyja odczyn w zakresie pH 6,5-8,5. Wytworzony w tym procesie siarkowodór łatwo dyfunduje w środowisku glebowym lub łączy się z metalami, w tym także ciężkimi, tworząc trudno rozpuszczalne siarczki. W glebach zalewanych lub trwale podmokłych może oznaczać to niedostępność siarki dla roślin, a przy niskiej zawartości żelaza być przyczyną toksycznego działania H<sub>2</sub>S (29).

Kolejnym przykładem wpływu warunków powietrzno-wodnych na zachowanie się niezbędnych dla roślin składników pokarmowych w glebie, są oksydoredukcyjne przemiany manganu i żelaza (32).

Charakterystyczną cechą manganu, występującego w glebie, głównie w związkach mineralnych, jest zdolność zmiany stanu utlenienia (wartościowości) w zależności od ilości wody i powietrza oraz odczynu. Na ogół, im wyższy stopień utlenienia, tym niższa rozpuszczalność i dostępność tego składnika dla roślin. Dobra aeracja gleby, podobnie jak wysoka wartość pH, sprzyja przechodzeniu tlenków i wodorotlenków manganu w trudno rozpuszczalny dwutlenek w myśl reakcji:



W warunkach nadmiernego uwilgotnienia i większej ilości substancji organicznej, lub w glebach kwaśnych, zachodzi redukcja związków manganu i wzrasta zawartość  $Mn^{2+}$ . Dwuwartościowy mangan jest najważniejszą frakcją tego składnika zarówno w żywieniu roślin jak i migracji w profilu glebowym, prowadzącej przy wzroście potencjału redox do jego wytrącania się w postaci konkrecji manganowych lub żelazisto-manganowych (30). Redukcja manganu jest procesem mikrobiologicznym prowadzonym przez beztlenowce, podczas gdy utlenianie ma charakter chemiczny (4). Najlepiej poznanymi formami  $Mn^{2+}$  w glebie są: mangan rozpuszczalny w  $H_2O$ , wymienny, zdolny do redukcji i skompleksowany z substancją organiczną. Zawartość tych form stanowi podstawę wyceny gleb pod względem zaopatrzenia roślin w dostępny mangan (9).

Analogicznym przemianom jak mangan podlegają w glebie w zależności od warunków powietrzno-wodnych, nieorganiczne formy żelaza ( $Fe^{3+}$ ,  $Fe(OH)^{2+}$ ,  $FeOH^{2+}$  i  $Fe^{2+}$ ), które decydują o zaopatrzeniu roślin w ten składnik (14). W okresach przesylenia gleby wodą i spadku potencjału redox, zachodzi przy współdziałaniu bakterii beztlenowych redukcja  $Fe^{3+}$  do  $Fe^{2+}$ , czemu towarzyszy, podobnie jak przy kwaśnym odczynie, wzrost zawartości łatwo rozpuszczalnych związków żelaza i zwiększa się jego dostępność dla roślin. W miarę poprawy stanu natlenienia gleby następuje przejście  $Fe^{2+}$  w  $Fe^{3+}$  i spadek rozpuszczalności związków żelaza. Według Glińskiego (4) przemiany żelaza w glebie mają także charakter mikrobiologiczny i chemiczny.

Z badań Siuty (27) i Motowickiej-Terelał (15) nad rozmieszczeniem żelaza w profilu gleb biellicowych i pseudobiellicowych wynika, że uruchomienie i migracja żelaza zależy w głównej mierze od procesów redukcyjnych uwarunkowanych okresowym lub trwałym nadmiarem wody w glebie. Zmienność warunków powietrzno-wodnych i związana z tym dynamika potencjału oksydoredukcyjnego jest najważniejszą przyczyną powstawania różnych form wytrąceń żelazistych. Wykazano, że istnieje korelacja pomiędzy układem warunków powietrzno-wodnych (kategorią stosunków wilgotnościowych) i występowaniem określonych form tych wytrąceń i zawartością ruchomych form Fe (tab. 3).

Warunki powietrzno-wodne wpływają także na zachowanie innych metali ciężkich. Gliński i Stępniewski (4) podają, że w warunkach beztlenowych wzrasta także rozpuszczalność Cu, Zn, Ni, Co, Pb, Cr, Mo. W skrajnie zredukowanym środowisku glebowym, przy ujemnych wartościach Eh ma miejsce ponowny spadek rozpuszczalności form niektórych z wymienionych metali, spowodowany wytrącaniem się siarczków.

Poza omówionymi pierwiastkami, których zachowanie w glebie jest bezpośrednim wynikiem procesów oksydoredukcyjnych, warunki powietrzno-wodne wpływają pośrednio na rozpuszczalność innych składników, w tym głównie fosforu i glinu. Na ogół wiąże się to ze zmianą odczynu lub przemianami ich związków w warunkach nadmiaru wody w glebie.

Wzrost rozpuszczalności fosforu w glebach kwaśnych zalanych wodą może być spowodowany: hydrolizą fosforanów Fe i Al, uwolnieniem tego składnika przez wymianę anionową na minerałach ilastych i uwodnionych tlenkach żelaza lub glinu, redukcją  $Fe^{3+}$  do  $Fe^{2+}$ , oraz desorpcją fosforu związanego wymiennie lub chemicznie (4).

Tabela 3

Występowanie ruchomych form żelaza i gliny w niektórych glebach w zależności od kategorii stosunków wilgotnościowych (16)

Kategoria stosunków wilgotnościowych	Poziom	Ruchome formy w mg/100 g			
		Fe	Al	Al	
		w/g Tamna		w/g Sokołowa	
Czarne ziemie zdegradowane wytworzone z piasków					
1 (optymalnie uwilgotnione)	A <sub>1</sub>	80	100	5,53	
	A <sub>1</sub> /C	60	150	2,94	
	C	45	100	1,12	
2 (okresowo podmokłe)	A <sub>1</sub>	110	90	n.o	
	A <sub>1</sub> /C	110	60	n.o	
	C	65	60	n.o	
Gleby brunatne wytworzone z gliny					
1 (optymalnie uwilgotnione)	A <sub>1</sub>	230	105	5,34	
	(B)	225	125	8,33	
	C	180	105	13,17	
1a (okresowo nadmiernie uwilgotnione)	A <sub>1</sub>	300	210	6,23	
	(B)	230	160	24,07	
	C	225	150	43,65	
Gleby płowe wytworzone z pyłów					
1 (optymalnie uwilgotnione)	A <sub>1</sub>	190	125	2,16	
	A <sub>3</sub>	180	125	1,97	
	B <sub>1</sub>	200	130	8,60	
1a (okresowo nadmiernie uwilgotnione)	C	170	140	10,34	
	A <sub>1</sub>	230	150	3,30	
	A <sub>3</sub>	220	125	1,47	
	B <sub>1</sub>	235	200	15,43	
	C	235	180	15,54	
2 (okresowo podmokłe)	A <sub>1</sub>	230	140	5,52	
	A <sub>3</sub>	400	135	6,15	
	B <sub>1</sub>	225	200	6,37	
2 (okresowo podmokłe)	C	400	255	13,96	
	Gleby brunatne wytworzone z pyłów				
	A <sub>1</sub>	230	140	16,11	
4 (okresowo za suche)	(B)	305	140	62,82	
	C	230	140	69,71	
4 (okresowo za suche)	A <sub>1</sub>	160	20	10,49	
	(B)	140	80	0,59	
	C	115	70	3,51	

W glebach alkalicznych nadmiar wody przyczynia się do obniżenia pH przez co zwiększa się rozpuszczalność hydroksypatytu.

Zawartość ruchomego glinu, jak wiadomo, zależy od odczynu gleby. W literaturze znane są także przykłady braku ścisłej korelacji - pomiędzy aktualną reakcją środowiska a zawartością ruchomych frakcji Al (6, 27). Siuta (27) i Kaniwiec (6) stwierdzają, że w okresie rozwoju procesów redukcyjnych wzrasta zakwaszenie gleby, co powoduje wzrost rozpuszczalności hydrargilitu i glinokrzemianów. Autorzy ci są zdania, że uruchomienie glinu zachodzi w warunkach beztlenowych, a stabilizacja tego składnika ma miejsce w warunkach tlenowych.

## Wpływ stosunków powietrzno-wodnych w glebie na procesy fizjologiczne roślin

### Znaczenie wody dla roślin

Stosunki powietrzno-wodne w glebie wywierają olbrzymi wpływ na całość procesów związanych z vegetacją roślin i ich plonowaniem. Wynika to z wyjątkowej roli, jaką w życiu rośliny pełni woda (2, 5, 14, 25):

- jest ona doskonałym rozpuszczalnikiem dla licznych substancji, a ponadto tworzy otoczki hydratacyjne na powierzchni wielu różnych makrocząsteczek; warunkuje to m.in. odpowiedni stan uwodnienia koloidów plazmy i błon cytoplazmatycznych, co jest nieodzowne dla przebiegu wszystkich reakcji biochemicznych w komórce roślinnej;
- warunkuje pęcznienie i kiełkowanie nasion;
- umożliwia pobieranie soli mineralnych z gleby i ich transport w wiązках naczyniowych, a także transport związków organicznych we floemie;
- woda, lub jej pierwiastki składowe - wodór i tlen, są substratami wielu reakcji biochemicznych (w procesie fotosyntezy, oddychania, w reakcjach hydrolizy i in.);
- zawarta w wakuolach nadaje roślinom stan turgoru;
- dzięki wysokiej wartości ciepła właściwego i ciepła parowania, woda jest czynnikiem regulującym temperaturę rośliny.

Jak wiadomo, zawartość wody w tkankach roślinnych wynosi przeciętnie 70-90% świeżej masy i nawet nasiona w stanie spoczynku zawierają do 15% wody. Ta duża zawartość wody w organizmach roślinnych nie daje jednak pełnego rozeznania na temat wielkości zapotrzebowania roślin na wodę, bez uwzględnienia procesu transpiracji.

Transpiracja jest to proces parowania wody poprzez liście do atmosfery. Przyczyną nieuniknionych, dużych strat wody na tej drodze jest budowa anatomiczna liści, z dużą ilością szparek, przystosowana do sprawnego przebiegu fotosyntezy. Proces transpiracji sprawia, że między strefą wośnikową korzeni a powierzchnią liści powstaje ujemny gradient potencjału wodnego, który staje się główną siłą napędową w pobieraniu wody przez korzeń i transportowaniu jej naczyniami w górę rośliny. Na skutek tego procesu, przez roślinę płynie nieustannie strumień wody, która dochodząc do liści ulatnia się z powierzchni do atmosfery w postaci pary wodnej. Jak duże są te straty, można zorientować się z następującego porównania (25):

- zużycie wody w reakcjach biochemicznych w roślinie wynosi około 1 g wody na 1 g

suchej masy asymilatów (1:1),

- znacznie większe ilości wody są potrzebne do wypełnienia żywej komórki: przeciętnie 10 g wody na 1 g s.m. (10:1),
- w procesie transpiracji zużywane jest natomiast ok. 500 g wody na 1 g przyrostu suchej masy (500:1).

Obliczono, że np. w ciągu okresu wegetacyjnego jedna roślina kukurydzy może wytranspirować przeszło 200 kg wody.

Te duże straty wody w wyniku transpiracji muszą być stale uzupełniane na drodze pobierania wody systemem korzeniowym z gleby.

### Deficyt wody i jego skutki

Sprawność zaopatrywania roślin w wodę zależy od wielu czynników, ale w pierwszym rzędzie od jej zawartości w glebie. W warunkach klimatu umiarkowanego, rzadko się zdarza, by rośliny uprawne miały wody pod dostatkiem przez cały okres wegetacyjny. Stres wodny w roślinie jest jednym z głównych czynników, ograniczających produkcję roślinną na świecie (2, 10, 14). Ujawnia się on spadkiem turgoru, co objawia się wędnięciem liści i łodyg. W początkowej fazie deficytu wodnego w roślinie zostaje uruchomiony automatyczny system ograniczenia transpiracji: utrata turgoru powoduje zamykanie się szparek, co znacznie zmniejsza parowanie wody przez liście. W międzyczasie, zaistniały duży ujemny gradient potencjału wodnego w roślinie, powoduje zwiększenie pobierania wody: tkanki powoli odzyskują turgor i funkcjonowanie rośliny powraca do normy. Gdy jednak zapasy wody dostępnej w glebie skończą się i dochodzi do kulminacyjnego stadium wodnego w tzw. punkcie trwałego wędnięcia, skutki braku wody stają się nieodwracalne - roślina usycha i ginie.

W warunkach długotrwałego, nasilającego się niedoboru wody, a więc przy zmniejszaniu się jej potencjału w roślinie, skutki fizjologiczne tego deficytu ujawniają się w następującej kolejności:

- pierwszą reakcją na słaby nawet stres wodny jest zmniejszenie tempa wzrostu elongacyjnego komórek, a następnie osłabienie syntezy elementów ścian komórkowych i syntezy białek w tkankach merystematycznych; z kolei ustają podziały komórek i maleje poziom niektórych enzymów np. reduktazy azotanowej. Wzrost całej rośliny ulega osłabieniu - roślina karłowacieje;

- w miarę utraty turgoru, ulegają przymknięciu szparki. Do ich zamknięcia przyczynia się równocześnie gwałtowna akumulacja kwasu abscysynowego. Oba te czynniki powodują ograniczenie transpiracji, ale jednocześnie - zmniejszenie asymilacji CO<sub>2</sub>. Podczas gdy jednak wzrost roślin maleje wyraźnie już przy stosunkowo niewielkim deficycie wody, wynoszącym około - 3 bary, wartości progowe potencjału wody w liściach, przy których następuje spadek asymilacji CO<sub>2</sub> do bardzo niskich poziomów, szacuje się od około - 7 barów do wartości niższych;

- nasilają się z kolei zmiany drugorzędne: zmniejszeniu ulega intensywność oddychania i przemieszczania asymilatów oraz jonów. W tkankach roślinnych mogą nagromadzić się wolne aminokwasy, zwłaszcza prolina. Fakt ten pomaga roślinie w

przeżyciu stresu wodnego przez zmniejszenie wewnętrznego potencjału osmotycznego, co umożliwiłoby bardziej efektywne pobieranie wody;

- w warunkach ostrego już deficytu wodnego ksylem ulega zablokowaniu przez pęcherzyki pary wodnej;

- przy przedłużającym się niedoborze wody, następuje opadanie starszych liści i w końcu śmierć rośliny na skutek całkowitego zaschnięcia.

Zachodzi pytanie, w jaki sposób stres wodny wpływa na pobieranie składników mineralnych? Wyrażany jest pogląd, że deficyt wody w glebie hamuje w pierwszej kolejności proces dyfuzji jonów, wskutek czego w okresach suszy czynnikiem ograniczającym wzrost roślin jest najczęściej zmniejszona ruchliwość jonów soli mineralnych w glebie a nie bezwzględny brak wody. Z drugiej strony przytoczyć można wiele faktów, że w warunkach niedoboru wody w glebie, nawadnianie roślin, przyczyniające się niejednokrotnie do znacznego wzrostu plonów, powodowało jednocześnie spadek procentowej zawartości w roślinach azotu i białka, natomiast wpływ dodatku wody na zawartość innych składników mineralnych w roślinach był bardziej zróżnicowany i zależał od szeregu innych czynników środowiska (5, 20). Niezależnie od procentowej zawartości składników mineralnych w roślinach, ich pobranie wraz z plonami roślin na ogół wzrastało w warunkach nawadniania (20, 21).

W poszczególnych fazach wzrostu i rozwoju, zapotrzebowanie roślin na wodę jest niejednakowe. Fizjologowie wyodrębnili tzw. okresy krytyczne, w których potrzeby wodne roślin uprawnych są szczególnie duże, a deficyt wody w tym czasie powoduje dużo większy spadek plonu niż w pozostałych okresach (2, 10). U większości roślin taki okres krytyczny przypada na przełomie między fazą wegetatywną i generatywną (np. u zbóż - w fazie strzelenia w źdźbło, kłoszenia i osadzania ziarna), w fazie kwitnienia i na początku formowania owoców bądź organów zapasowych (bulw, korzeni). Deficyt wody w okresie krytycznym powoduje m.in. wykształcenie pustych kłosów u zbóż i nie zawiązywanie owoców u różnych innych roślin.

#### Wpływ tlenu za system korzeniowy

Odpowiednia zawartość powietrza (a ściślej - tlenu) w glebie jest niezbędnym warunkiem prawidłowego wzrostu korzeni i ich funkcjonowania (19). System korzeniowy rośnie w ciągu całego okresu wegetacyjnego, dzięki czemu stale narastają na nim młode tkanki licznych stref wierzchołkowych (merystematyczna, wzrostu i włosnikowa). Penetrują one coraz to nowe partie gleby w poszukiwaniu wody i składników pokarmowych. Ta duża aktywność systemu korzeniowego, związana z procesami wzrostu, aktywnego pobierania soli mineralnych, a częściowo także i wody, oraz z różnymi syntezami biochemicznymi, zachodzącymi w korzeniu, wymaga znacznego nakładu energii. Korzeń - jako heterotroficzny organ - czerpie ją wyłącznie z procesu oddychania tkankowego, w czasie którego zostają utlenione asymilaty, powstałe w liściach w czasie fotosyntezy i następnie przetransportowane do korzenia wiązkami sitowymi.

## Deficyt tlenu w glebie i jego skutki

Niedostateczny dostęp tlenu do korzeni hamuje ich działalność życiową (2, 14, 19) i odbija się ujemnie na wzroście i rozwoju całej rośliny. Wyczerpujące dane na ten temat przedstawili Stępniewski i Gliński (23), Stępniewski (24) oraz Łabuda (11), opisując wyniki własnych badań.

Niedobór powietrza w glebie, inaczej - stres tlenowy, zdarza się najczęściej w wypadku zalania gleby wodą. Może być to stała podmokłość gleby, jak ma to miejsce na glebach bagiennych, lub też okresowe czy sporadyczne zalanie, jak np. w czasie wiosennych roztopów i powodzi, także na polach ryżowych. Brak powietrza w glebie rzadziej jest natomiast wynikiem zbytniego jej zagęszczenia.

Są znaczne różnice w tolerancji roślin na niedobór tlenu w glebie od higrofitów - przystosowanych do życia w środowisku wodnym, do roślin bardzo wrażliwych i ulegających znacznemu uszkodzeniu już po upływie 1-2 dni od zalania.

Reakcja roślin na warunki tlenowe w glebie zależy od wielu czynników, m.in. od temperatury otoczenia, ważne jest także stadium rozwojowe rośliny.

Nasiona wielu gatunków roślin kiełkują dobrze przy niskich stężeniach tlenu. Faza wschodów jest natomiast bardzo wrażliwa na niedobór  $O_2$  w powietrzu glebowym. Jako krytyczną wartość ODR - wskaźnika natlenienia gleby, która limituje wschody roślin uprawnych, przyjęto  $25 - 50 \mu g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ , podczas gdy wartości niższe od podanych powodowały całkowite już zahamowanie wschodów (23).

Procesem ograniczanym w pierwszej kolejności przez niedobór tlenu w glebie jest oddychanie korzeni. Inne zaburzenia w funkcjonowaniu roślin, jak wzrost, pobieranie wody i składników pokarmowych i inne, są dopiero następstwem zahamowania tego podstawowego procesu.

W warunkach niedostatecznego dostępu tlenu, oddychanie korzeni nabiera cech fermentacji alkoholowej. W tkankach korzeni gromadzi się etanol - wysoce szkodliwy dla funkcjonowania żywych komórek roślinnych. W roślinach pojawia się też etylen oraz szereg kwasów organicznych i innych związków, znamionujących poważne zaburzenia w metabolizmie.

Przy niedostatecznym dostępie tlenu korzenie słabo rosną, a w skrajnych wypadkach obumierają. Zahamowany jest też wzrost części nadziemnych, występuje więdnienie i zółknięcie liści oraz opadanie kwiatów, co w konsekwencji przyczynia się do znacznego spadku plonów.

Badania, przeprowadzone nad wpływem stresu tlenowego w glebie na pobieranie składników mineralnych, nie dały do tej pory jednoznacznych wyników. Niedobór tlenu na ogół powodował zmniejszenie pobierania azotu, fosforu i zwłaszcza potasu przez badane rośliny uprawne, lecz ich procentowa zawartość w częściach nadziemnych nie zawsze ulegała zmniejszeniu (23). W związku z tym Stępniewski (24) podaje następujące wartości graniczne ODR, jako bezpieczne dla pobierania makroskładników z gleby:

roślina	$\mu\text{g} \cdot \text{O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$
hubin żółty	> 80
żyto ozime	> 40
soja	> 20
bobik	> 13

Łabuda (11) stwierdził, że zawartość N, P, K, Ca i Mg w czterech gatunkach traw na ogół zmniejszała się wraz ze wzrostem czasu trwania stresów tlenowych w glebie. W przeciwieństwie do makroskładników, niedobór tlenu w glebie powodował wzrost zawartości manganu w tych roślinach, co wykazali też Kukurenda (8) i Stępniewska (22).

Ryż uprawiany w krajach azjatyckich na polach zalewanych wodą, często wykazuje objawy nadmiaru żelaza (a także manganu), w wyniku rozwoju warunków redukcyjnych w glebie, sprzyjających powstawaniu w nadmiarze jonów  $\text{Fe}^{2+}$  i  $\text{Mn}^{2+}$ . Do wystąpienia objawów chorobowych przyczynia się również niedobór potasu (14).

Niniejsze opracowanie nie wyczerpuje wszystkich zagadnień, związanych z wpływem warunków powietrzno-wodnych w glebie na procesy fizjologiczne roślin. Zdaniem Stępniewskiego i Glińskiego (23) istnieje potrzeba dalszych badań nad oddziaływaniem powietrza glebowego na rośliny, ze szczególnym uwzględnieniem zmian w funkcjonowaniu korzeni, a także określenie progowych wartości wskaźników natlenienia dla poszczególnych gatunków roślin w różnych fazach ich rozwoju.

#### Literatura

1. Araundi C., Craveri R.: Microbial processes in the metabolism of sulfur in soils. *Agrochimica*, t.8, 1964.
2. Czerwiński W.: Fizjologia roślin. PWN, W-wa, 1977.
3. Delwiche C.C.: The nitrogen cycle. *Sci. Am.*, t.3, 1970.
4. Gliński J., Stępniewski W.: Procesy chemiczne i biologiczne w glebie uzależnione od stanu natlenienia. *Problemy Agrofizyki*, 44, Wyd. PAN, 1984.
5. Jackowska I.: Wpływ nawożenia azotem na gospodarkę wodną i wzrost roślin. w: *Gospodarka azotowa roślin uprawnych*. E. Nowacki (red.) PWRiL, W-wa, 1980.
6. Kaniwiec W.I.: O mobilizacji aluminium w kisłych oglejennych poczwach. *Poczwowiedzenie*, nr 7, 1973.
7. Kauricev I.S.: *Osobiennosti genezisa pocv vremennogo i izbytochnogo uwlaźnienija*. Moskwa, 1965.
8. Kukurenda H.: Wpływ zmiennych czynników środowiska na przemiany manganu glebowego i jego dostępność dla roślin. *Praca habil. Roczn. AR Poznań*, 1976, t.66.
9. Lipski R.: *Przemiany frakcji manganu w zmiennym środowisku glebowym*. Praca doktorska IUNG-Puławy, 1982.
10. Listowski A.: *Agrofizjologiczne podstawy produktywności roślin*. PWN, W-wa, 1979.
11. Łabuda S.: Wpływ stresów tlenowych w glebie na zawartość składników mineralnych w roślinach. *Rozprawa habil. Problemy Agrofizyki*, 52, Instytut Agrofizyki PAN, 1988.
12. Mandal L.N.: Transformation of iron and manganese in water logged rice soils. *Soil Sci.* t.91, 1961.
13. Mazur T. (red.): *Azot w glebach uprawnych*. PWN, W-wa, 1991.

14. Mengel K., Kirkby E.A.: Podstawy żywienia roślin. PWRiL, W-wa, 1983.
15. Motowicka-Terelak T.: Rozmieszczenie żelaza w glebach i skład chemiczny ważniejszych form wytrąceń żelazistych. Pam. Puł., z.48, 1971.
16. Motowicka-Terelak T.: Zawartość i rozmieszczenie w profilu glebowym ruchomych form żelaza i glinu w zależności od odczynu i kategorii stosunków wilgotnościowych. Pam. Puł., z.65, 1975.
17. Nelson L.E.: Status and transformation of sulfur in Missisipi soils. Soil Sci., t.97, 1964.
18. Pondel H., Terelak T.: Przemieszczanie się składników nawozowych z gleb uprawnych dowód glebowo-gruntowych i powierzchniowych. Postępy Nauk Roln.(w druku).
19. Russel E.J.: Warunki glebowe i wzrost roślin. PWRiL, W-wa, 1958.
20. Ruzzkowska M. i in.: Dynamika i bilans składników pokarmowych w doświadczeniu lizymetrycznym. Roczn. Nauk Roln. Ser.D. t.173, 1979.
21. Ruzzkowska M. in.: Bilans składników pokarmowych w doświadczeniu lizymetrycznym. Cz.I,II i III. Pam. Puł., z.82, 1984.
22. Stępniewska Z.: Zmiany potencjału redox odczynu oraz zredukowanych form żelaza i manganu w glebach o zróżnicowanym natlenieniu i wilgotności. Praca doktorska. Akademia Rolnicza w Lublinie, 1979.
23. Stępniewski W., Gliński J.: Reakcja roślin na stan aeracji gleby. Problemy Agrofizyki nr 45. Instytut Agrofizyki PAN w Lublinie, 1985.
24. Stępniewski W.: Badanie zmian dostępności składników pokarmowych pod wpływem glebowych procesów oksydoredukcyjnych. Synteza badań prowadzonych w latach 1986-1988. Maszynopis. Instytut Agrofizyki PAN, Lublin, 1988.
25. Strebeyko P.: Woda i światło w życiu rośliny. PWN, W-wa, 1956.
26. Siuta J.: Wpływ procesu glejowego na kształtowanie się cech morfologicznych i właściwości chemicznych profilu glebowego. Pam. Puł., z.9, 1963.
27. Siuta J., Florkiewicz B.: Gleby brunatne kwaśne wschodniej części Pobrzeża Kaszubskiego. Pam. Puł., z.9, 1963.
28. Siuta J. i in.: Wskaźniki reakcji gleb ornych na drenowanie oraz zmiany klas bonitacyjnych pod jego wpływem. Wyd. IUNG-Puławy, 1971.
29. Siuta J. i in.: Siarka w biosferze. PWRiL, W-wa, 1980.
30. Siuta J., Motowicka-Terelak T.: The origin and systematics of ferruginous precipitates in quaternary formations and in present-day soils. Biuletyn Peryglacjalny nr 18, Łódź, 1969.
31. Uggla H.: Gleboznawstwo rolnicze. PWN, W-wa, 1976.
32. Vamos R.: Data on formation of iron concretions in some soil along the Tisza river. Agrochem. Talajt., t.12, 1963.
33. Young J.L.: Adlag R.W.: Inorganic forms of nitrogen in agricultural soils. Nitrogen in Agricultural Soils. Agronom. Monograph., t.22, Madison 1982.
34. Zajdelman F.R., Oglezniew A.K.: Izmienienije chemiczeskich swojstw dernovo-podzolistnych pocv pod vlijaniem oglejenija. Poczved. nr 5, 1965.

## ZNACZENIE WARUNKÓW TLENOWYCH GLEB W PROGRAMACH MELIORACYJNYCH

J. Gliński<sup>1</sup>, Z. Stępniewska<sup>1</sup>, W. Stępniewski<sup>1</sup>, J. Ostrowski<sup>2</sup>

1 - Instytut Agrofizyki PAN w Lublinie

2 - IMUZ w Falentach

### Wstęp

Stereotyp, stanowiący podstawę decyzji melioracyjnych w odniesieniu do usuwania nadmiaru wody z gleb użytkowanych rolniczo wymaga gruntownej rewizji w świetle rozwoju badań dotyczących warunków tlenowych gleb.

Akcentowanie wadliwości gleb spowodowanej nadmiarem wody odnosić można wyłącznie do agrotechnicznych warunków uprawy wynikających z właściwości mechanicznych gleb. Związany z nadmiarem wody w glebie stres roślinny spowodowany jest głównie niewłaściwym natlenieniem gleby.

Wprawdzie ocena potrzeb drenowania gleb ornych stosowana w projektowaniu (10,11) oparta na analizie cech morfologicznych, uwzględnia stan i stopień nasilenia procesów oksydoredukcyjnych w glebie, to nie ma jednak charakteru ilościowego. Wyniki tej oceny nie znajdują odzwierciedlenia w kalibrowaniu sieci drenarskiej, co jest zapewne związane z brakiem odpowiednich parametrów mierzalnych.

Rozwój badań nad warunkami tlenowymi gleb pozwala rzucić nowe światło na ten problem i stworzyć zmodyfikowane podstawy podejmowania decyzji melioracyjnych. Umożliwia również nadanie zabiegom melioracyjnym, a w szczególności drenowaniu gleb, nowych walorów wynikających z ich istotnej roli ochronnej względem degradacji gleby, spowodowanej porcesami oksydoredukcyjnymi oraz z występowaniem stresów fizjologicznych u roślin.

Aby drenowanie mogło spełniać swą rolę należy, konieczne jest poznanie gospodarki tlenowej gleb i jej powiązania z przemianami i dostępnością składników pokarmowych oraz wpływu stanu natlenienia gleb na rośliny. Stąd też wiedza w tym zakresie powinna stanowić integralny element nowych teoretycznych podstaw melioracji wodnych, wyznaczający cel, zakres i sposoby drenowania gleb.

### Czynniki warunkujące stan natlenienia gleby

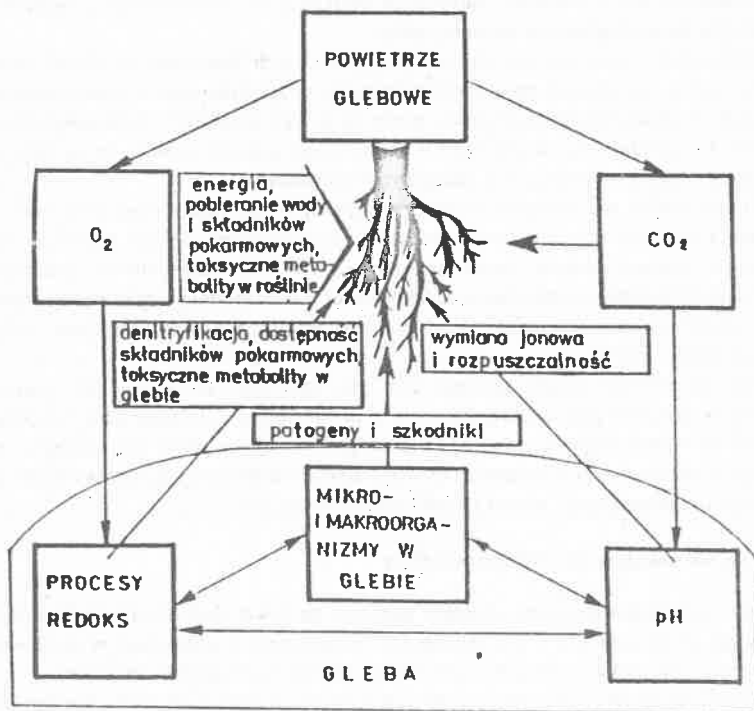
Stan natlenienia gleby jest efektem ustalenia się równowagi między biologicznymi procesami pobierania  $O_2$  i wydzielania  $CO_2$  (aktywność respiracyjna) w środowisku glebowym a fizycznymi procesami przenoszenia gazów między glebą i atmosferą.

Aktywność respiracyjna gleby zależy od zawartości materii organicznej, a szczególnie od jej łatwego przyswajania przez drobnoustroje oraz od takich parametrów fizycznych jak: temperatura i wilgotność.

Procesy fizyczne przenoszenia gazów zależą głównie od współczynnika ich dyfuzji w glebie determinowanego z kolei przez ilość, krętość i ciągłość porów wypełnionych powietrzem, a pośrednio przez wszystkie zabiegi modyfikujące je (zagęszczenie, wilgotność, zaskorupianie).

### Wpływ stanu natlenienia gleby na zachodzące w niej procesy w aspekcie rolniczym i ekologicznym

Stan natlenienia gleby wpływa na procesy glebowe poprzez zmiany kierunku metabolizmu glebowego (rys.1). Wpływ ten obejmuje zarówno zmiany w składzie mikroflory glebowej, jak i przemian wielu substancji organicznych i mineralnych występujących w glebie, powodujące z kolei zmiany potencjału redoks i odczynu gleby (17,18).



Rys. 1. Schemat oddziaływań w układzie: powietrze-gleba-roślina

Od stanu natlenienia gleby bezpośrednio uzależnione są w dużej mierze przemiany azotu: denitryfikacja, nitrifikacja, procesy mikrobiologicznego wiązania azotu atmosferycznego i amonifikacja, a także rozpuszczalność i dostępność manganu i żelaza, a w skrajnych warunkach przemiany siarki.

Poza omówionymi pierwiastkami, które bezpośrednio ulegają przemianom wraz z przemianami redoks w glebie, rozpuszczalność wielu innych pierwiastków może się zmieniać na drodze pośredniej jak: wytrącanie, adsorpcja, chelatowanie, przesunięcie równowag jonowych np. zależność dostępności fosforu od stanu utlenienia związków żelaza.

Z natlenieniem gleby wiąże się powstawanie lotnych związków organicznych, z których najważniejszymi są etylen i metan, jak też pojawienie się aminokwasów, substancji fenolowych, amin, alkoholi, aldehydów, merkaptanów i estrów.

W aspekcie rolniczym najważniejsze są przemiany azotu, wpływające na jego stopień wykorzystania przez rośliny. Dane literaturowe wskazują, że do 30% wnoszonego do gleby N może ulegać denitryfikacji i ulatniać się do atmosfery.

Przemiany N glebowego mają też konsekwencje ekologiczne takie jak przenikanie azotanów do wód gruntowych oraz ulatnianie się  $N_2O$  do atmosfery. Gaz ten podobnie jak wydzielający się metan w warunkach zaawansowanej anaerobiozy w glebie wpływa na poziom stratosferycznego ozonu.

Warunki tlenowe wpływają też na prędkość wchłaniania się pestycydów w glebie, czego przykładem jest kilkakrotnie szybszy rozkład DDT w glebach zredukowanych.

### Charakterystyka warunków tlenowych gleb - wskaźniki aeracji gleb

Złożoność interakcji powietrza glebowego ze środowiskiem glebowym i z korzeniami roślin powoduje, że istnieje wiele wskaźników stanu natlenienia gleby (tab. 1), jak również charakterystyk wynikających z tego stanu (tab. 2). Wskaźniki te mają charakter fizyczny, chemiczny lub biologiczny (12,15).

Do najpowszechniej używanych wskaźników należy skład powietrza glebowego - najczęściej zaś stężenie tlenu w fazie gazowej gleby wyrażone w procentach (rys.2). Wskaźnik ten nie jest jednak precyzyjny, gdyż dostępność tlenu dla roślin zależy nie tylko od jego stężenia w powietrzu glebowym, ale również od innych czynników glebowych. Zależność stężenia tlenu od porowatości powietrznej gleby Eg w profilu glebowym przedstawia rysunek 3.

Dla potrzeb produkcji roślinnej bardziej przydatnymi wskaźnikami natlenienia okazały się: wydatek dyfuzji tlenu (ODR) i potencjał redoks (Eh).

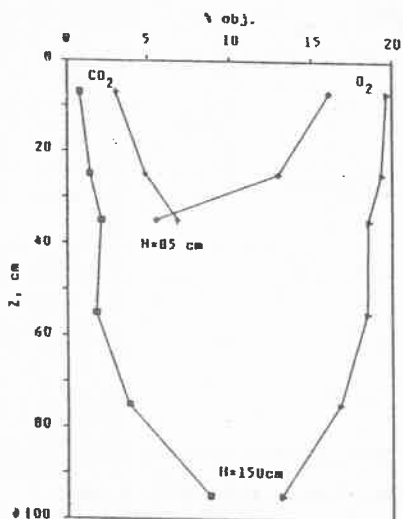
Wydatek dyfuzji tlenu, wyrażany w  $\mu g m^{-2} s^{-1}$ , bezpośrednio określa maksymalną ilość tlenu jaka może być pobrana z otoczenia przez korzeń przy jednoczesnym uwzględnieniu innych czynników (pośrednich) jak: temperatura, struktura gleby, skład powietrza glebowego, wilgotność gleby, aktywność biologiczna. Rozkład ODR w profilu glebowym przy różnych głębokościach wody gruntowej przedstawia rysunek 4.

Tabela 1. Wskaźniki stanu natlenienia gleby

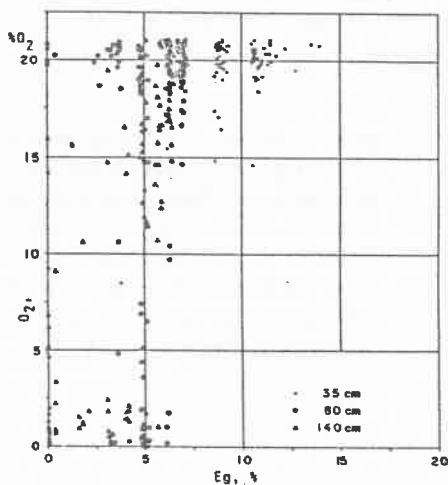
Symbol	Cecha	Charakter
Eg	Porowatość powietrzna	fizyczny
k	Przepuszczalność powietrzna	---
D/D <sub>0</sub>	Współczynnik dyfuzji gazów	---
O <sub>2</sub>	Zawartość tlenu w powietrzu glebowym	chemiczny
CO <sub>2</sub>	Zawartość dwutlenku węgla w powietrzu glebowym	---
C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	Zawartość etylenu w powietrzu glebowym	---
N <sub>2</sub> O	Zawartość podtlenku azotu	---
ODR	Przyswajalność tlenu glebowego	---
Eh	Potencjał redoks w glebie	---
Fe <sup>2+</sup> test	Obecność w glebie jonów Fe <sup>2+</sup>	---
RQ	Iloraz oddychania	biologiczny
	Aktywność enzymatyczna gleby	---
	Skład mineralny roślin	---
I <sub>0</sub>	Reakcja roślin na dynamikę aeracji gleb w długim okresie czasu	---

Tabela 2. Charakterystyki gleby wynikające z jej aeracji

Symbol	Cecha	Charakter
q <sub>r</sub>	Prędkość poboru tlenu	biologiczny
R	Pojemność redoks gleby	chemiczny
t <sub>300</sub>	Czas obniżenia Eh do 300 mV po zalaniu gleby w temp. 20°C	---
t/2 NO <sub>3</sub>	Czas zaniku 50% NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	---
t <sub>max</sub> Mn <sup>+2</sup>	Czas maksymalnego stężenia Mn rozp. w H <sub>2</sub> O	---
t <sub>max</sub> Fe <sup>+2</sup>	Czas maksymalnego stężenia Fe rozp. w H <sub>2</sub> O	---
C <sub>max</sub> Mn <sup>+2</sup>	Maksymalne stężenie Mn rozp. w H <sub>2</sub> O	---
C <sub>max</sub> Fe <sup>+2</sup>	Maksymalne stężenie Fe rozp. w H <sub>2</sub> O	---

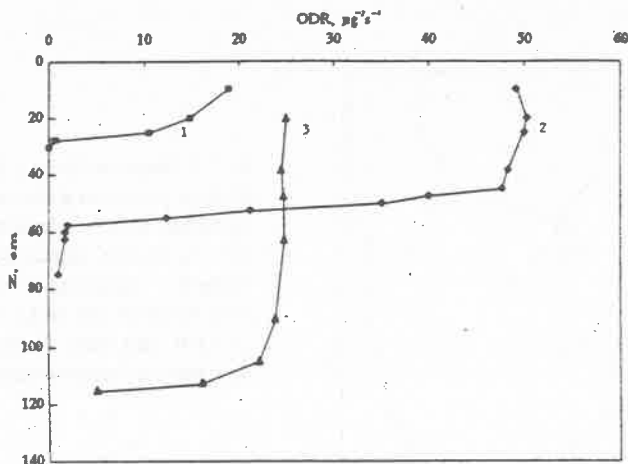


Rys. 2. Stężenie tlenu i dwutlenku węgla w powietrzu glebowym profilu łąkowego mułowo-glejowego (Garbów) w funkcji głębokości Z przy różnych poziomach w dniu 1971.06.19 (H=85 cm) i 1971.09.04 (H=150 cm) (wg nieopublikowanych danych Stępniewskiego).



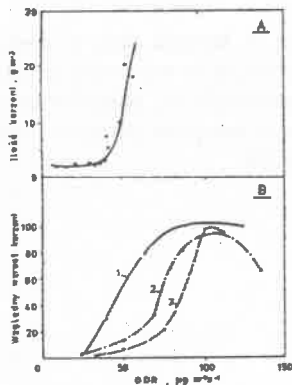
Rys. 3. Stężenie tlenu w powietrzu glebowym na trzech różnych głębokościach (35, 80 i 140 cm) w zależności od zawartości powietrza w glebie  $E_g$  (5).

Dotychczasowe badania wykazały, że większość roślin uprawnych zaspakają całkowicie wymagania tlenowe korzeni przy wartościach ODR powyżej  $70 \mu\text{g m}^{-2}\text{s}^{-1}$ . W zakresie ODR od  $35$  do  $70 \mu\text{g m}^{-2}\text{s}^{-1}$  następuje częściowe niedotlenienie korzeni i takie efekty jak zmniejszenie tempa wzrostu korzeni i części nadziemnych roślin, natomiast przy niższych wartościach ODR, wzrost korzeni całkowicie ustaje (rys.5).



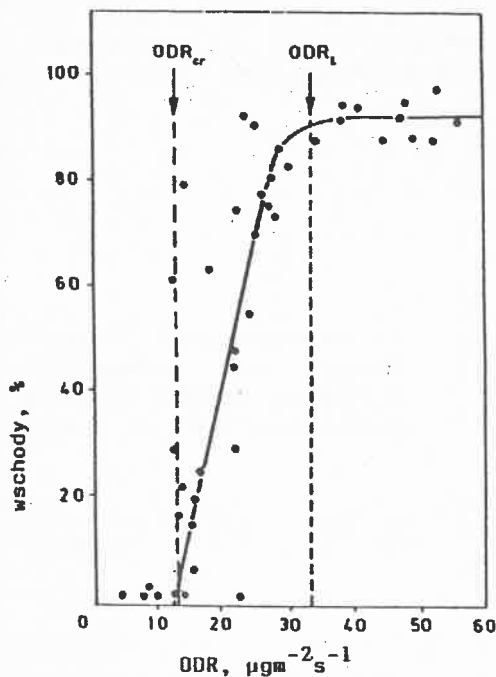
Rys. 4. Natężenie dyfuzji tlenu (ODR) w glebie w zależności od głębokości Z, przy różnych poziomach wody grunowej: H

1. glina piaszczysto-łłasta o poziomie wody grunowej  $H_1=30$  cm
  2. glina łłasta o poziomie wody grunowej  $H_2=56$  cm
  3. glina łłasta o poziomie wody grunowej  $H_3=110$  cm
- wg. Westa D.W. i Blacka (27)



Rys. 5. Reakcja korzeni na wartość ODR w glebie. Diagram A-ilość korzeni pszenicy w glebie w warunkach polowych (wg 18); diagram B-względna prędkość wzrostu korzeni trzech krzewów pustynnych: Franseria dumosa (1), Larrea tridentata (2) i Artemisia tridentata (3) (wg 18).

Dla traw krytyczne wartości ODR mogą być znacznie niższe, rzędu  $20 \mu\text{g}^2\text{s}^{-1}$ , a nawet mniej. Rośliny są szczególnie wrażliwe na zakłócenia bilansu tlenowego w okresie wschodów i kwitnienia. Typowy przykład reakcji rośliny na dostępność tlenu mierzony ODR obrazuje rysunek 6, dotyczący wschodów owsa. Reakcje wschodów różnych roślin na określone wartości ODR przedstawia tabela 3.



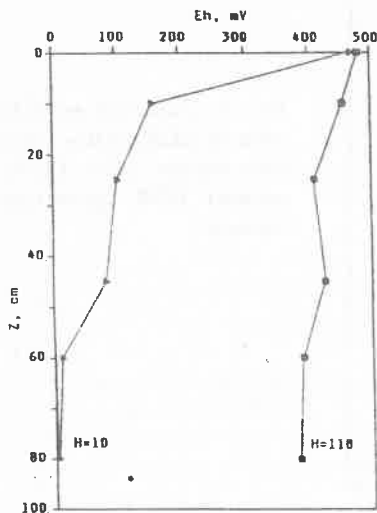
Rys. 6. Zależność wschodów owsa od ODR.  $ODR_{cr}$  - krytyczne wartości ODR,  $ODR_l$  - wartości ODR ograniczające wschody

Tabela 3. Wyznaczone wartości ODR i Eh dla wschodów badanych roślin

Roślina	$ODR_l$	$ODR_{0,5}$	$ODR_{kr}$	$Eh_l$	$Eh_{0,5}$	$Eh_{kr}$
Jęczmień	25	17	8	400	380	370
Owies	30	20	12	520	480	440
Fasola	33	25	12	510	ok-ca 450	360
Pszenvica	40	-	8	460	ok-ca 390	370
Len	40	25	13	-	-	430
Kukurydza	40	27	16	400	ok-ca 370	340
Pomidor	40	30	25	520	470	450
Burak cukrowy	50	30	13	-	-	400
Żyto	50	33	12	540	480	430

$ODR_l$  - limitująca wartość ODR,  $ODR_{0,5}$  - ODR odpowiadające połowie wschodów,  $ODR_{kr}$  - wartość krytyczna ODR. Analogicznie są oznaczone graniczne wartości Eh

W zakresie niskich stężeń tlenu bardziej użyteczny okazał się potencjał redoks (Eh), będący miarą zdolności utleniająco-redukcyjnych gleby. Wskaźnik ten określa efekty pośrednie związane z procesami zachodzącymi w glebie w różnych warunkach natlenienia. Przykładowy rozkład potencjału oksydoredukcyjnego w profilu glebowym przedstawia rysunek 7.



Rys. 7. Potencjał redoks (Eh) w profilu łąkowym gleby mułowo-glejowej (Garbów) przy danych poziomach wody gruntowej H (10 i 110 cm) (7)

Stan pełnego natlenienia powoduje, że obecne w glebie pierwiastki wchodzące w skład form mineralnych przyjmują wartościowości najwyższe, a o mierzonej wartości potencjału oksydoredukcyjnego decyduje wówczas para tlenu ( $O_2/H_2O$ ). W typowych dobrze natlenionych glebach wartość Eh wynosi od 400 do 600 mV i wówczas mogą mieć miejsce (tylko w ograniczonym stopniu) reakcje redukcji połączeń azotu, a czasem i manganu, wewnątrz agregatów. W warunkach ograniczenia dopływu tlenu do gleby spowodowanego nadmiernym uwilgotnieniem mikroorganizmy fakultatywne i anaerobowe używają połączeń tlenowych jako akceptora elektronów i przeprowadzają je w formy zredukowane. Pozostają one w tej postaci w porach glebowych dopóki nie dotrze tam powietrze z atmosfery. Dlatego też formy zredukowane żelaza, siarczany czy metan nie występują w glebie w obecności tlenu. Wysycenie porów glebowych wodą powstrzymuje dyfuzję tlenu do gleby i wywołuje szereg procesów oksydoredukcyjnych.

Redukcję mineralnych połączeń, przebiegającą w warunkach zalania gleby wodą, można wg Patricka (21) opisać terminami intensywności jak i pojemności.

Mówiąc o intensywności redukcji gleby ma się na uwadze jej aktualny stan oksydoredukcyjny, podczas gdy pojemność dotyczy ilości substratów podlegających redukcji i może być najlepiej opisana przy użyciu równoważników tlenowych. Czynniki

intensywności jest opisany jako energia swobodna procesu redukcji lub zwykle jako siła elektromotoryczna reakcji.

W glebowych procesach oksydoredukcyjnych, gdzie równocześnie przebiega kilka reakcji redoks, do opisanie intensywności redukcji używany jest zwykle potencjał oksydoredukcyjny (Eh), który jest potencjałem "mieszanym" różnych par redoks (24).

Czynnik pojemności występujących układów redoks różnicuje gleby między sobą. W zasadzie ilość tlenu w glebie osuszonej, która uległa okresowemu zalaniu wodą, jest bardzo mała. Składa się ona z tlenu zawartego w porach powietrznych oraz tlenu rozpuszczonego w wodzie wypełniającej pory i zwykle wystarcza na podtrzymanie życia mikroorganizmów aerobowych w ciągu kilku godzin.

W wyniku zachodzących procesów redukcji następuje rozkład azotanów, których zawartość w glebie wynosi do kilku mg/kg. Ilości tlenków manganu, które mogą być zredukowane są o wiele wyższe i bardziej zróżnicowane niż tlenu czy azotanów i wynoszą od 20 do 3000 mg/kg.

Uwodnione tlenki żelaza, których zawartość w glebie może osiągać kilka procent, stają się przez dłuższy czas trwania procesu akceptorami elektronów, powstrzymując dalszy spadek potencjału oksydoredukcyjnego, utrzymując go na poziomie redukcji żelaza, tzn. od 300 do 100 mV w zależności od pH gleby. Poniżej tej wartości Eh, kończy się zakres działania fakultatywnych anaerobów i rozpoczynają działalność anaeroby właściwe prowadząc redukcję siarczanów i dwutlenku węgla do siarczków i metanu.

Analizując zachowanie się gleby w warunkach niedotlenienia spowodowanego nadmiernym uwilgotnieniem wydawało się celowe wprowadzenie nowego terminu "podatność", czy lepiej "odporność" na redukcję. Jako miarę odporności na redukcję przyjęto czas - t300, po którym następuje spadek Eh poniżej 300 mV (14, 16). Wartość 300 mV można przyjąć orientacyjnie jako granicę pomiędzy glebą natlenioną i zredukowaną. Granica ta odpowiada redukcji tlenków żelaza. Wartość t300 otrzymuje się doświadczalnie z krzywych spadku Eh w czasie. Tak więc gleby o wyższych wartościach t300 nie ulegają szybkiej redukcji, czyli wykazują większą "odporność". Mając na uwadze ochronę obecnych w glebie azotanów należałoby wyznaczyć czas potrzebny do obniżenia wartości Eh odpowiadającej redukcji NO<sub>3</sub>, a więc t400 - t350, w zależności od pH gleby.

W korzystnych warunkach tlenowych występuje zwiększony pobór azotu, podczas gdy przy gorszym natlenieniu wzrasta ilość przyswajalnych form manganu, który roślina pobiera i kumuluje. Zależność tę ujmuje integracyjny wskaźnik natlenienia gleb I<sub>o</sub> (Index of oxygenation), zaproponowany przez E. Schlichtinga (23), który wyraża się następującym wzorem:

$$I_o = \frac{N_p \cdot M_{ns}}{N_s \cdot M_{np}}$$

gdzie:

N<sub>p</sub>, M<sub>np</sub> - zawartość azotu i manganu w roślinie;

N<sub>s</sub>, M<sub>ns</sub> - zawartość azotu i manganu w glebie.

Wskaźnik ten ma ścisły związek z rozpuszczalnością w roztworze glebowym i pobieraniem przez rośliny składników mineralnych, czułych na zmiany warunków tlenowych środowiska. Charakteryzuje się on wysokimi wartościami dla gleb dobrze natlenionych, obniżającymi się wraz z pogorszeniem warunków tlenowych w glebach.

Wskaźnik Schlichtinga można uznać za bardziej miarodajny sprawdzian warunków tlenowych panujących podczas całego okresu wegetacyjnego w porównaniu z jednorazowymi, przypadkowymi pomiarami. Może więc być on wykorzystany do oceny siedlisk pod kątem ich stosunków powietrzno-wodnych.

### **Wpływ warunków tlenowych w glebie na rośliny**

Oddziaływanie powietrza glebowego na rośliny jest złożone (9, 19, 26). Obejmuje ono bowiem efekty bezpośrednie i pośrednie (rys. 1).

Efekty bezpośrednie są związane z fizjologicznym wpływem tlenu i dwutlenku węgla jako zasadniczych składników powietrza glebowego.

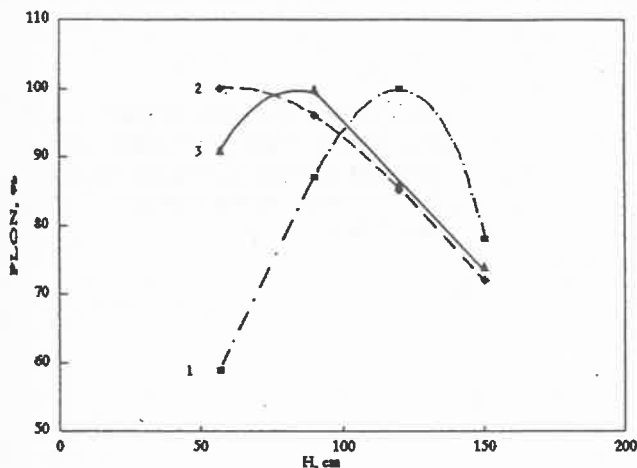
Podstawowa funkcja tlenu polega na jego udziale w procesie oddychania korzeni roślin jako ostatecznego akceptora elektronów od oksydazy cytochromowej. Brak tlenu oznacza więc brak energii oraz zachodzenie głębokich zmian fizjologicznych w korzeniach.

Efektom bezpośrednim niedotlenienia korzeni roślin jest spadek przepuszczalności korzeni dla wody, co powoduje paradoksalne zjawisko wędnięcia roślin po zalaniu gleby wodą. Niedotlenienie powoduje również niekorzystną modyfikację poboru składników odżywczych, niezależnie od efektu pośredniego poprzez zmianę ich rozpuszczalności w glebie. Bezpośredni efekt CO<sub>2</sub> na korzenie nie jest dostatecznie wyjaśniony, a dane spotykane w literaturze są rozbieżne. Ogólnie jednak można powiedzieć, że nadmiar CO<sub>2</sub> ma mniejsze znaczenie dla roślin niż niedobór tlenu i że stężenie CO<sub>2</sub> poniżej 10% nie jest groźne.

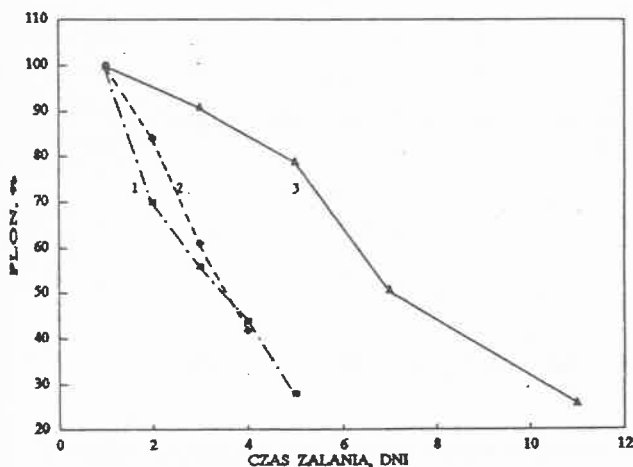
Pośredni wpływ powietrza glebowego na rośliny wiąże się z tymi wszystkimi przemianami w środowisku glebowym, które następują pod wpływem zmian ilości i składu powietrza glebowego. Dotyczą one potencjału redoks, odczynu gleby, dostępności składników pokarmowych, stanu patogennej flory glebowej oraz składników glebowych, a także pojawienia się związków toksycznych w glebie.

Ogólnie można stwierdzić, że efekty pośrednie niedotlenienia są mniej poznane niż efekty bezpośrednie. Poza ewentualnym deficytem N w wyniku denitryfikacji, inne efekty pośrednie są związane ze stosunkowo dłużej trwającymi stanami niedoboru tlenu i objawiają się nieco później niż efekty bezpośrednie.

Niedotlenie gleby, a tym samym i systemu korzeniowego roślin spowodowane bądź zbyt płytkim zwierciadłem wody gruntowej, bądź też okresowym nadmiernym uwilgotnieniem całego profilu glebowego, czy też jego górnej części, prowadzi do spadku plonu, co przedstawiają przykładowo rysunki 8 i 9. Wiąże się to z określonym rozkładem warunków tlenowych w glebie, co można wyrazić zmianą dostępności tlenu, mierzonego wskaźnikiem ODR (rys.10).

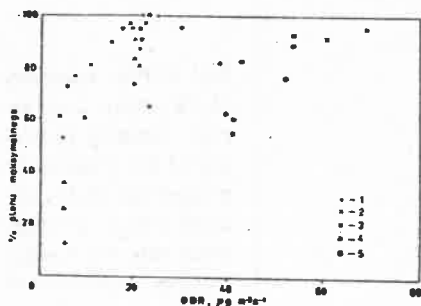


Rys. 8. Plon kukurydzy (1-rok mokry, 2-rok suchy) i pszenicy (3-średnia z 2 lat) w zależności od poziomu wody gruntowej H utrzymywanego przez cały sezon wegetacyjny (wyrażony w liczbach względnych) (2,3).

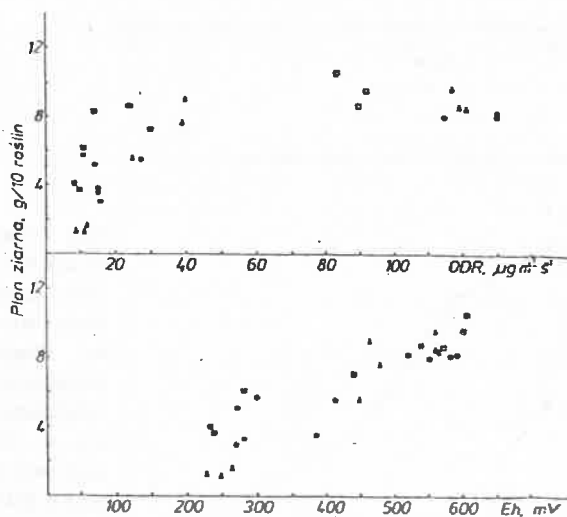


Rys. 9. Plon kukurydzy (1-rok mokry, 2-rok suchy) i pszenicy (3-średnia z 2 lat) w zależności od długości zalania powierzchniowego, powtarzanego co 14-18 dni w czasie sezonu wegetacyjnego (wyrażony w liczbach względnych) (2,3).

Badania Cartera z 1980 r. (1) wykazały prostą zależność pomiędzy uzyskiwanym plonem trzciny cukrowej a ilością dni charakteryzujących się  $E_h$  poniżej 300 mV, występujących w okresie wegetacji. Podobne wyniki uzyskano dla jęczmienia jarego, gdzie plon ziarna był funkcją stanu natlenienia gleby wyrażonego w postaci ODR lub  $E_h$  (rys. 11).



Rys. 10. Plon roślin w funkcji ODR. 1-sor-go, 2-kapusta, 3-soja, 4-kukurydza (wszystkie dane z doświadczeń lizymetrycznych /9/), 5-ziemniak (dane z doświadczeń polowych /9/).

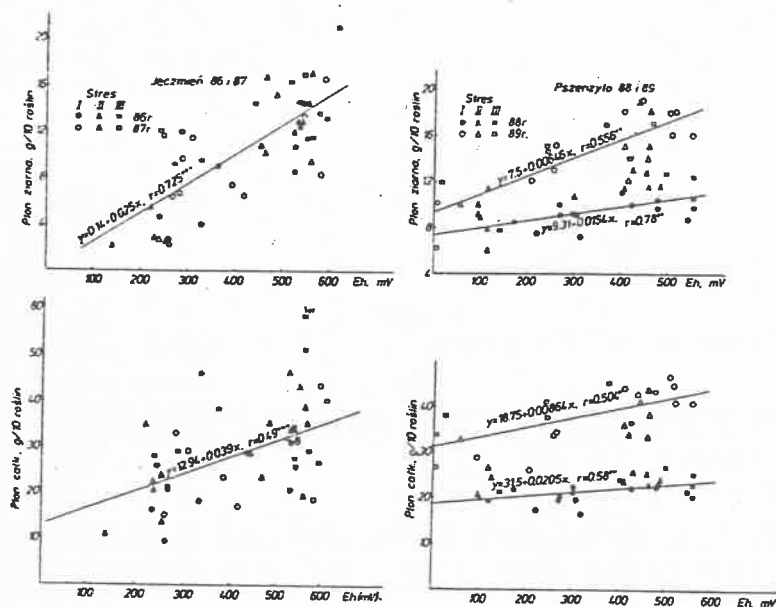


Rys. 11. Plon ziarna jęczmienia jarego w stanie dojrzałości pełnej w zależności od ODR i Eh (wg Sępiewskiego)

Ponieważ stan oksydoredukcyjny gleby, wywołany nadmiernym uwilgotnieniem zmienia dostępność wielu składników pokarmowych roślin, znajduje to również odbicie w pobieraniu: Cu, Mn, Fe, Al, Si, P i B (22).

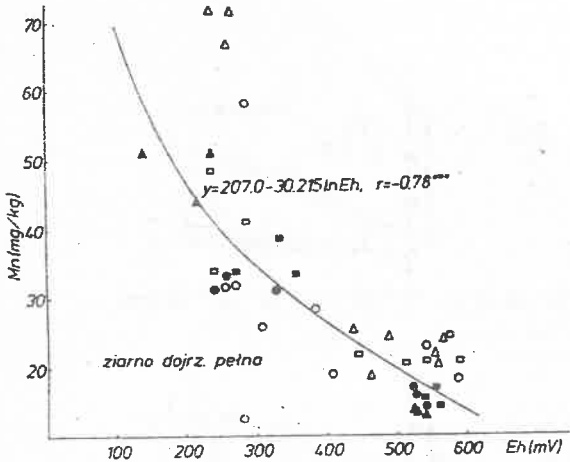
Z przeprowadzonych badań (15) wynika, że stany niedotlenienia, przypadające nawet we wczesnych fazach rozwojowych roślin, np. w fazie krzewienia czy strzelania w

źdźbło (dla zbóż), pozostawiają trwały ślad w składzie mineralnym uzyskiwanego plonu, zarówno części wegetatywnych jak i nasion (rys. 12).

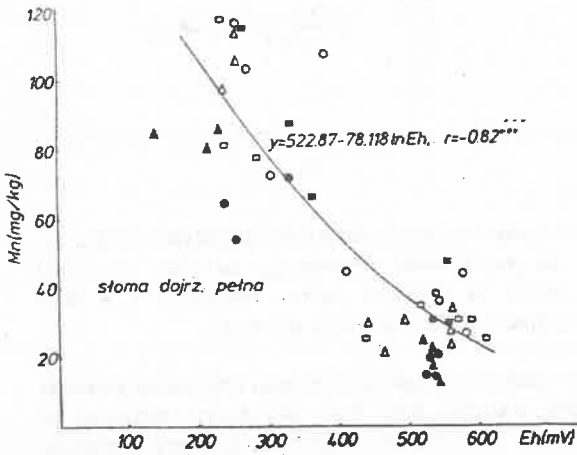


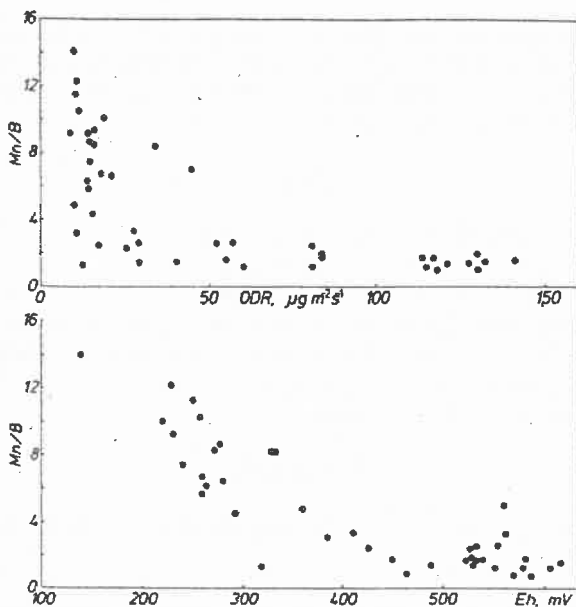
Rys. 12. Końcowy plon ziarna i plon całkowity jęczmienia jarego i pszenżyta w funkcji Eh (dane Stępniewskiego nie publikowane) uprawianego na glebie brunatnej lessowej, przy występowaniu 14 dniowych stresów tlenowych: I w fazie krzewienia, II w fazie strzelania w źdźbło, III w fazie kłoszenia.

Wzmoczone pobieranie np. Mn w czasie 10 dni pełnego wysycenia gleby wodą w okresie wegetacyjnym przewyższa nawet 6-krotnie ilość tego pierwiastka pobranego w korzystnych warunkach tlenowych (rys. 13). Nadmierne pobieranie jednych pierwiastków (jak Mn, Fe, Cu) przy zahamowaniu pobrania innych (np. N, B) zmienia wzajemne relacje między pierwiastkami w uzyskanym plonie. Zaobserwowano to na przykładzie stosunku Mn/B czy N/Mn w ziarnie i słomie jęczmienia jarego (rys. 14). Można więc stwierdzić, że plonowanie roślin, a więc ilość i jakość plonu, wyrażone składem elementarnym zależy od warunków natlenienia, jakie wystąpiły w okresie wegetacji.



Rys. 13. Zawartość Mn w ziarnie jęczmienia jarego w funkcji ODR i Eh (dane nie publikowane)





Rys. 14. Stosunek wagowy zawartości manganu do boru w dojrzałym ziarnie jęczmienia jarego w zależności od średnich wartości ODR i Eh, przy różnych fazach rozwojowych (15).

#### Możliwość wykorzystania wskaźnika odporności gleb na redukcję dla celów melioracyjnych

Z uwagi na to, że zabiegi melioracyjne mają na celu regulację stosunków wodnych gleb i optymalizację ich stanu natlenienia, podjęto próbę włączenia wskaźnika t300 do obliczania rozstawy drenów i porównanie wyników z metodami dotychczas stosowanymi (13).

Przy ocenie potrzeb drenowania powszechnie stosowanej w Polsce, bierze się pod uwagę: rzeźbę terenu, typ gleby, jej skład granulometryczny, odczyn formy wytrąceń żelazistych, formy ogłeczenia oraz kategorię stosunków wilgotnościowych gleb. Posługując się 75-stopniową skalą ocen potrzeb odwodnienia gleb (ID) klasyfikuje się gleby jako: nie wymagające odwodnienia (1-23 punktów), gleby wymagające odwodnienia (24-37 punktów), gleby pilnie wymagające odwodnienia (38-52 punktów) oraz gleby bardzo pilnie wymagające odwodnienia (53-75 punktów).

Dla gleb zakwalifikowanych do drenowania określa się rozstaw  $L_1$  uwzględniając: sumę części sypialnych (0.02 mm) + 1/3 zawartości pyłu drobnego (0.02-0.05 mm) a także zawartość tlenków żelaza i węglanów.

Innym z możliwych rozwiązań obliczania rozstawu drenów jest wykorzystanie równań opisujących filtrację wody do drenów. Przy założeniu, że dreny znajdują się na spongu odwadniającej warstwy i występuje równowaga między dopływem i odpływem wody, można napisać, korzystając ze wzoru Rotha:

$$L = 2h \sqrt{\frac{K}{q}}, \quad (1)$$

gdzie:  $h$  - obniżenie poziomu wody gruntowej (m),  
 $K$  - przewodnictwo nasycone (m/dobę),  
 $q$  - szybkość odprowadzania wody (m/dobę).

Wzór ten obrazuje zupełny odpływ wód atmosferycznych z warstwy gruntu położonej nad drenem przy nieprzepuszczalnym podłożu w poziomie drenów.

Zakładając obniżenie poziomu wody gruntowej  $h=0,5$  m oraz  $q=0,005$  m/dobę, otrzymujemy powyższe równania w postaci:

$$L_2 = 3,46 h \sqrt{\frac{K}{q}}, \quad (2)$$

Zamieszczone w tabeli 4 wartości  $L_2$  uwzględniają współczynniki filtracji gleb w stanie nasyconym.

Tabela 4. Wskaźniki drenażu i rozstawy drenów przykładowo podane dla jednego z obiektów melioracyjnych (Łosice).

Profil	Gleba	Wskaźniki drenażu			Rozstawa drenów w m			
		$I_D$	$K$ m/dobę	$I_{300}$	$L_0$	$L_2$	$L_2^*$	$L_0$
73	A II	30	0,35	5	18	15	18	18
128	A II	34	1,2	5	20	27	33	33
148	A II	35	0,63	10	18	19	24	34
162	A II	29	0,9	7	20	23	29	34
270	A II	32	0,9	5	19	24	29	29
318	B II	27	0,35	13	20	14	18	29
177	A I	19	1,5	13	—	—	—	—
273	A I	22	0,18	8	—	—	—	—
202	B I	21	18,0	10	—	—	—	—
60	C III	46	0,26	6	12	12	15	17
66	C III	43	3,9	4	18	48	60	54
186	C III	47	0,65	4	16	20	24	22

$L_0^*$  - dla  $t = 5$  dni, gdy  $h_0 = 1$  m,  $h_1 = 0,5$  m,  $f_0 = 0,05$  m<sup>3</sup>·m<sup>-3</sup>

A - gleby białocowe, B - gleby brunatne, C - czarne ziemie;

I - gleby nie wymagające odwodnienia, II - gleby wymagające odwodnienia, III - gleby silnie wymagające odwodnienia;

K - współczynnik filtracji w stanie nasycenia gleby wodą, wyznaczony w warunkach laboratoryjnych w temperaturze 22,5°C.

Korzystając z równania określającego rozstaw drenów w zależności od czasu obniżania się poziomu w środku między drenami od  $h_0$  do  $h_1$  otrzymujemy równanie (3) przyjmujące postać równania Glovera:

$$L_{\frac{z}{3}} = \sqrt{\frac{\pi^2 K h_0 t}{f_d} \ln \frac{4 h_0}{\pi h_t}} \quad (3)$$

gdzie: t - czas odwodnienia,

$h_0$  - poziom wody gruntowej przed odwodnieniem,

$h_t$  - poziom wody gruntowej po czasie t prowadzonego odwodnienia,

$f_d$  - objętość porów ulegająca odwodnieniu podczas drenażu ( $m^3/m^3$ ).

Stosując powyższy wzór, za czas t przyjmowano z reguły jakąś stałą liczbę dni (np. 5 dni dla pól uprawnych). Dla obliczeń rozstawy drenów  $L_{\frac{z}{3}}$ , przyjęto za t - wskaźnik  $t_{300}$  wyznaczony przy  $15^\circ C$ . Wskaźnik ten dla badanych gleb różnicował się w granicach od 4 do 13 dni, wskazując naturalną odporność tych gleb na procesy redukcyjne. Ponadto uzyskane wartości rozstawy drenów w wielu przypadkach są znacznie większe od wyliczonych wartości. Zastosowanie szerszej rozstawy drenów, szczególnie dla użytków zielonych i uprawach nie wymagających szybkiego wchodzenia na wiosnę z obróbką mechaniczną, może dać znaczne korzyści ekonomiczne.

Systematyczne badania obejmujące ważniejsze jednostki gleb mineralnych Polski przeprowadzono w odniesieniu do ich odporności na redukcję (wskaźnik  $t_{300}$ ).

Badania te wykazały duże zróżnicowanie tej cechy wynoszące od 1 do 14 dni dla poziomów próchnicznych gleb (tab. 5). Wyższe wartości tego wskaźnika wystąpiły w poziomach głębszych.

Zorganizowany w Instytucie Agrofizyki PAN bank próbek glebowych obejmujący 1000 wzorcowych profili stwarza możliwość ujednoczonego scharakteryzowania innych parametrów aeracji gleb w skali całego kraju, takich jak: D/Do, ODR, przepuszczalność powietrza.

Tabela 5. Przedziały wartości  $t_{300}$  /licznik/ i ich wartości średnie /mianownik/ wyznaczone dla różnych grup gleb w temperaturze  $20^\circ C$ .

Lp.	Gleby	$t_{300}$ /dni/	
		poziomy próchnicze	poziomy podpróchnicze
1.	brunatne wytworzone z piasków	$\frac{1 - 14}{6,4}$	$\frac{2 - 16}{7,6}$
2.	płowe i brunatne wytworzone z glin	$\frac{0,1 - 14}{2,1}$	$\frac{2 - 14}{4,5}$
3.	czarne ziemie	$\frac{0,5 - 6}{2,2}$	$\frac{1 - 7}{3,3}$
4.	płowe i brunatne wytworzone z pyłów	$\frac{0,2 - 6}{2,9}$	$\frac{1 - 17}{4,8}$
5.	płowe i brunatne wytworzone z lessu	$\frac{0,2 - 4}{1,3}$	$\frac{3 - 10}{4,5}$
6.	mady	$\frac{1 - 7}{4,0}$	$\frac{3 - 18}{5,4}$

## Stan wiedzy o warunkach tlenowych gleb Polski

Badania podstawowe dotyczące aeracji gleb są prowadzone w Instytucie Agrofizyki PAN w Lublinie od wielu lat, a ich efektem są liczne publikacje w czasopismach krajowych i zagranicznych oraz wydana w USA książka pt. "Soil Aeration and Its Role for Plants" (18). Badania te dostarczyły nowych danych o roli tlenu w procesach glebowych i dla roślin.

Bezpośrednie badania stanu natlenienia gleb w warunkach polowych były prowadzone w Polsce przez nielicznych autorów i na pojedynczych obiektach.

Skład powietrza glebowego był badany przez Giedrojcia i Kowalińskiego (2,3,4), Gawlika (2) i Gawlika i współautorów (3).

Dynamikę ODR wyznaczali Dechnik i współautorzy (4), a potencjał redoks - Gawlik i współautorzy oraz Kowalik (20).

Ponadto jest kilka prac dotyczących warunków tlenowych, opartych na badaniach lizymetrycznych (18).

### Proponowane kierunki badań

- Badania nad udoskonaleniem istniejących i poszukiwanie nowych wskaźników natlenienia. Testowanie wskaźników Schlichtinga i Cartera.

- Rozwijanie metod automatycznej rejestracji wskaźników natlenienia gleb (szczególnie Eh).

- Charakterystyka potrzeb tlenowych poszczególnych gatunków roślin w różnych ich fazach rozwojowych i przy stresach działających na część systemu korzeniowego w warunkach dynamicznych.

- Selekcja odmian roślin odpornych na stesy tlenowe.

- Badanie efektów ekologicznych regulacji stosunków wodnych w glebach (emisja  $N_2O$ , transformacja metali ciężkich i pestycydów w glebie, wymywanie jonów  $NO_3^-$ ).

- Określenie efektywności nawozów mineralnych w aspekcie stosunków tlenowych gleb i jakości plonu roślin.

### Literatura

1. Carter C.E.: Redox potential and sugarcane yield relationship. Trans. A.S.A.E. 23, 924, 1980.
2. Chaudhary T.N., Bhatnagar V.K., Prihar S.S.: Corn yield and nutrient as affected by watertable depth and soil submergence. Agron. J., 67, 749, 1975.
3. Chaudhary T.N., Prihar S.S.: Root development and growth response of corn following mulching, cultivation, or interrow compaction. Agron. J. 66, 350-355, 1974.
4. Dechnik I., Lipiec J., Stępniewski W.: The influence of cultivation methods on the aeration of soil. Pol. J. Soil Sci. 8, 83-90, 1975.
5. Flübler H.: Oxygen diffusion in soils. Mitt. Schweiz Anst. Forstt. Versuchswes. 49, 125, 1973.

6. Gawlik J.: Investigations on the changes of soil air in muck soils in relation to water table variations. *Pol. J. Soil Sci.*, 1, 75-81, 1968.
7. Gawlik J., Gliński J., Stępniewski W.: Oxygen diffusion rate, redox potential, and soil air composition in soils flooded with sugar- refinery waste waters. *Rocz. Glebozn.* 28, 1, 1976.
8. Giedrojé B., Kowaliński S.: The influence of moisture content on CO<sub>2</sub> and O<sub>2</sub> concentration in the air of sandy soil. *ZPPNR* 88, 1968.
9. Gliński J., Lipiec J.: *Soil Physical Conditions and Plant Roots*. CRC Press Inc., Boca Raton, USA, 1990.
10. Gliński J., Ostrowski J., Stępniewska Z.: The relation between drainage requirements of mineral soils and their oxygenation indicators. *Polish J. Soil Sci.* 17, 1-8, 1984/1986.
11. Gliński J., Ostrowski J., Stępniewska Z.: Wykorzystanie wskaźników natlenienia gleb do weryfikacji metod oceny potrzeb ich odwodnienia stosowanej w badaniach przedprojektowych na gruntach ornyc. *Wiad. Melioracyjne i Łąkarskie* 5-6, 158-163, 1986.
12. Gliński J., Schlichting E., Stępniewska Z.: Characterization of the soil aeration status by plant and soil analyses. *Z. Pfl. Bodenkd.* 152, 27-32, 1989.
13. Gliński J., Stępniewska Z.: Możliwość wykorzystania wskaźnika odporności gleb na redukcję dla celów melioracyjnych. *Folia Soc. Sci. Lublinensis*, 28, 3-9, 1986.
14. Gliński J., Stępniewska Z.: An evaluation of soil resistance to reduction processes. *Polish J. Soil Sci.*, 10, 15-19, 1986.
15. Gliński J., Stępniewska Z., Stępniewski W.: Indicators of soil aeration. *Tagungsbend 1... Ernst-Schlichting - Gedachtnis - Kolloquium, Hohenheim 1990*, 1-12.
16. Gliński J., Stępniewska Z.: Wskaźniki odporności gleb na redukcję. *ZPPNR* 315, 81-94, 1986.
17. Gliński J., Stępniewski W.: Procesy biologiczne i chemiczne w glebie uzależnione od stanu natlenienia. *Problemy Agrofizyki* 44, 1984.
18. Gliński J., Stępniewski W.: *Soil Aeration and Its Role for Plants*. CRC Press, Inc., Boca Raton USA, 1985.
19. Grable A.R., Siemer E.G.: Effects of bulk density, aggregate size, and water suction on oxygen diffusion, redox potentials and elongation of corn roots. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 32, 180-186, 1968.
20. Kowalik P.: Investigation on the relationship between soil moisture content and soil oxidation. *Polish J. Soil Sci.*, 5, 109-116, 1972.
21. Patrick W.H. Jr.: The role of inorganic redox systems in controlling reduction of paddy soils. *Proc. Symp. Paddy Soils, Nanjing, China, 1980*, Science Press Beijing-Springer Verlag Berlin, 1981, 107.
22. Randhawa N.S., Katyal J.C.: Micronutrients management for submerged rice soils. *Trans. 12th. Int. Congr. Soil Sci. New dehli, Vertisols and Rice Soils of the Tropics, symposium papers II*, 1982, 192.
23. Schlichting E., Schweikle V., Pfaff B.: Die Ermittlung von langfristigen O<sub>2</sub> - Mangel (Stichigkeit) in Boden aus Nährstoffanalysen. *Z. Pfl. Bodenkd.* 142/4, 537-546, 1979.

24. Stępniewska Z.: Właściwości oksydoredukcyjne gleb mineralnych Polski. *Problemy Agrofizyki* 56, 1988.
25. Stępniewski W.: The effect of irrigations and increased mineral fertilizations on the aeration status of a cultivated soil. *ZPPNR* 197, 1977.
26. Stępniewski W., Gliński J.: Reakcja roślin na stan aeracji gleby. *Problemy Agrofizyki* 45, 1985, 76.
27. West D.W., Black J.D.F.: Determination of a watertable in a soil profile using the platinum oxygen cathode. *Soil Sci.*, 110, 119-123, 1970.

**Dotychczas ukazały się następujące zeszyty**

## **PROBLEMÓW AGROFIZYKI**

1. Jan Gliński, Witold Stępniewski - Zastosowanie chromatografii gazowej w badaniach gleboznawczych. 1972.
2. Piotr Kowalik - Podstawy teoretyczne pomiarów potencjałów wody glebowej. 1972.
3. Jan Gliński, Jerzy Duliban - Potencjał oksydoredukcyjny w glebach. 1972.
4. Małgorzata Dąbek - Szreniawska - Mikrobiologiczne aspekty tworzenia się agregatów glebowych. 1972.
5. Bogusław Szot - Rozwój badań właściwości fizycznych materiałów rolniczych. 1973.
6. Ignacy Dechnik, Janusz Stawiński - Powierzchnia właściwa w badaniach fizykochemicznych i chemicznych gleb. 1973.
7. Adam Pukos, Ryszard Walczak - Podstawy teoretyczne badania właściwości mechanicznych gleb. 1973.
8. Bogusław Szot, Grażyna Skubisz - Metody oceny wylegania zbóż. 1973.
9. Janusz Haman, Bogusław Szot, Wanda Woźniak - Zagadnienie wymiany ciepła i masy w materiałach roślinnych. 1973.
10. Materiały seminarium poświęconego fizyce wody glebowej. Praca zbiorowa. 1973.
11. Henryk Czachor, Ryszard Walczak - Zamknięte źródła radioizotopowe w badaniach fizycznych właściwości gleb. 1974.
12. Zastosowanie analizy spektralnej w badaniach rolniczych. Praca zbiorowa. 1974.
13. Krystyna Konstankiewicz, Adam Pukos, Ryszard Walczak - Domenowa teoria histerezy dla termodynamicznych procesów w glebie. 1974.
14. Jerzy Szczypa, Zofia Sokołowska - Zastosowanie radioizotopów do badania fizykochemicznych właściwości gleb. 1975.
15. Janusz Haman, Adam Pukos - Aktualne zagadnienia mechaniki gleb. 1975.
16. Jan Gliński, Zofia Stępniewska - Zastosowanie elektrod selektywnych w badaniach gleboznawczych. 1975.
17. Ignacy Dechnik, Jerzy Lipiec - Zwięzłość gleby jako czynnik środowiska rozwoju roślin. 1985.
18. Ignacy Dechnik, Stanisław Tarkiewicz - Zmiany właściwości agrofizycznych gleb pod wpływem działania narzędzi aktywnych. 1975.

19. Ryszard Walczak, Barbara Witkowska - Metody badania i sposoby opisywania agregacji gleby. 1975.
20. Władysław Byszewski, Janusz Pała - Niektóre aspekty związku między poziomem mechanizacji produkcji roślinnej a właściwościami fizycznymi roślin. 1976.
21. Ignacy Dechnik, Ryszard Dębicki - Czynniki zaskorupiania gleb oraz metody przeciwdziałania temu zjawisku. 1976.
22. Helena Lisowa, Janusz Haman, Tadeusz Lis - Właściwości cieplne ciał kapilarnoporowatych i metody ich pomiarów. 1976.
23. Ignacy Dechnik, Ryszard Dębicki - Wykorzystanie syntetycznych środków do ulepszenia gleb. 1977.
24. Ludomir Pavel, Stanisław Uziak - Metody badania składu i właściwości mineralnych wysokodispersyjnych składników gleb. 1977.
25. Małgorzata Dąbek-Szreniawska, Maria Drązkiewicz - Zagadnienie sorpcji mikroorganizmów glebowych. 1977.
26. Ryszard Turski, Henryk Domżał, Anna Słowińska-Jurkiewicz, Jan Hodara - Metody badania i wskaźniki oceny agrofizycznego efektu działania narzędzi uprawowych na glebę. 1977.
27. Jan Kossowski, Ewa Sikora - Ciepłe właściwości gleb i metody ich wyznaczania. 1978.
28. Edmund Ślusarczyk, Ewa Kośmider - Potencjał wody w glebie i roślinie oraz metody jego oznaczania. 1978.
29. ~~Bogusław Szot, Jerzy Tys - Przyczyny osypywania się nasion roślin oleistych i strączkowych oraz metody oceny tego zjawiska. 1979.~~
30. Jolanta Kaniewska, Piotr Kowalik - Numeryczne równania przepływu wody w glebie. 1979.
31. Marek Malicki - Przegląd metod pomiaru wilgotności gleb i oceny ich przydatności w badaniach polowych. 1980.
32. Ignacy Dechnik, Jerzy Lipiec - Przewodnictwo wodne gleby w strefie nienasyconej i metody jego pomiaru. 1980.
33. Bogusław Szot, Józef Horabik - Zagadnienia mechaniki ośrodków sypkich pochodzenia roślinnego. 1980.
34. Jerzy Szczypa, Jerzy Czajkowski - Stabilność układów zdyspergowanych w procesach flokulacji i aglomeracji. 1980.
35. Stanisław Dąbrowski, Józef Grochowicz, Wiktor Pietrzyk - Elektryczne właściwości nasion i ich praktyczne wykorzystanie. 1981.
36. Słownik Agrofizyczny. Praca zbiorowa. 1981.
37. Piotr Staszczuk, Andrzej Waksmundzki - Właściwości warstewek hydratacyjnych na powierzchni ciał stałych. 1981.

38. Grażyna Skubisz - Zagadnienie sprężystości żdźbła zbóż. 1982.
39. Jan Gliński, Witold Stępniewski, Stanisław Łabuda - Pobieranie tlenu i wydzielanie dwutlenku węgla w środowisku glebowym. 1983.
40. Jerzy Lipiec - Możliwości oceny przewodnictwa wodnego gleb na podstawie ich niektórych właściwości. 1983 (rozprawa habilitacyjna).
41. Ryszard Walczak - Modelowe badania zależności retencji wodnej od parametrów fazy stałej gleby. 1983 (rozprawa habilitacyjna).
42. Witold Stępniewski, Jan Gliński - Procesy transportu gazów w glebie i skład powietrza glebowego. 1983.
43. Jan Gieroba, Kazimierz Dreszer - Proces przemieszczania ziarna w przenośnikach śrubowych i zbierakowych. 1984.
44. Jan Gliński, Witold Stępniewski - Procesy biologiczne i chemiczne w glebie uzależnione od jej stanu natlenienia. 1984.
45. Witold Stępniewski, Jan Gliński - Reakcja roślin na stan aeracji gleby. 1984.
46. Witold Stępniewski, Jan Gliński - Metody pomiarów wskaźników aeracji gleb. 1984.
47. Krystyna Konstankiewicz - Porowatość gleby, definicje i metody. 1985.
48. Józef Horabik - Opis początkowej fazy grawitacyjnego wypływu roślinnego ośrodka ziarnistego ze zbiornika. 1985.
49. Tadeusz Wolski, Jan Gliński - Odpady przemysłowe i ich przetwarzanie na sole techniczne oraz preparaty do nawożenia gleb i żywienia zwierząt. 1985.
50. Jan Gieroba, Kazimierz Dreszer - Problemy strat i uszkodzeń ziarna podczas kombajnowego zbioru. 1986.
51. Krystyna Konstankiewicz - Wpływ prędkości odkształceń na charakterystyki mechaniczne gleb. 1987 (rozprawa habilitacyjna).
52. Stanisław Łabuda - Wpływ stresów tlenowych na zawartość składników mineralnych w roślinach. 1987 (rozprawa habilitacyjna).
53. Janusz Stawiński, Edmund Kozak, Mieczysław Hajnos - Elektroultrafiltracja - metoda i jej zastosowanie w analizie glebowej. 1987.
54. Stanisław Grundas - Niektóre aspekty podatności ziarna pszenicy zwyczajnej (*Triticum aestivum* L.) na uszkodzenia mechaniczne. 1987 (rozprawa habilitacyjna).
55. Zofia Sokołowska, Stefan Sokołowski - Zastosowanie teorii fraktalnych do opisu procesu adsorpcji. 1988.
56. Zofia Stępniewska - Właściwości oksydoredukcyjne gleb mineralnych Polski. 1988 (rozprawa habilitacyjna).

57. Jan Gieroba, Kazimierz Dreszer, Jan Dudkowski, Janusz Nowak - Czynniki warunkujące jakość ziarna siewnego zbieranego kombajnami. 1988.
58. Zofia Sokołowska - Rola niejednorodności powierzchni w procesach adsorpcji zachodzących na glebach. 1989 (rozprawa habilitacyjna).
59. Ryszard Dębicki, Jerzy Rejman - Przewidywanie strat gleby w wyniku zjawisk erozji wodnej. 1990.
60. Ignacy Dechnik, Jan Gliński, Adam Kaczor, Henryk Kern - Rozpoznanie wpływu kwaśnych deszczy na glebę i roślinę. 1990.
61. Adam Pukos - Odkształcenia gleby w zależności od rozkładów wielkości porów i cząstek fazy stałej. 1990 (rozprawa habilitacyjna).
62. Ryszard Dębicki - Kształtowanie podstawowych elementów żyzności gleby niekonwencjonalnymi środkami nawozowymi. 1990 (rozprawa habilitacyjna).
63. Ignacy Dechnik, Jan Gliński, Adam Kaczor - Określenie możliwości doboru wskaźników roślinnych do oceny stopnia zagrożenia środowiska rolniczego kwaśnymi opadami. 1991.
64. Jan Gliński, Krystyna Konstankiewicz - Metody i aparatura do badań agrofizycznych. cz. I. gleby. 1991.
65. Jan Gliński, Krystyna Konstankiewicz - Metody i aparatura do badań agrofizycznych. cz. II. materiał roślinny. 1991.
66. Jan Gliński, Janusz Ostrowski, Zofia Stępniewska, Witold Stępniewski - Bank próbek glebowych reprezentujących gleby mineralne Polski. 1991.