

**Instytut Agrofizyki
im. Bohdana Dobrzańskiego PAN
w Lublinie**

ACTA AGROPHYSICA

30

Barbara Witkowska-Walczak

**WPLÝW STRUKTURY AGREGATOWEJ
GLEB MINERALNYCH NA ICH
HYDROFIZYCZNE CHARAKTERYSTYKI
(Badania modelowe)**

Monografia

Lublin 2000

Komitet redakcyjny

Redaktor Naczelny - prof. dr hab. Jan Gliński, czł. koresp. PAN

Z-cy Redaktora Naczelnego:

prof. dr hab. Ryszard T. Walczak, czł. koresp. PAN - fizyka środowiska

prof. dr hab. Bogusław Szot - fizyka materiałów roślinnych

prof. dr hab. Ryszard Dębicki - gleboznawstwo

Redaktor tomu - dr Barbara Witkowska-Walczak

Opiniował do druku

prof. dr hab. Ignacy Dechnik

prof. dr hab. Stanisław Rząsa

Adres redakcji

Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN

ul. Doświadczalna 4, P.O. Box 201, 20-290 Lublin 27

tel. (0-81) 744-50-61, e-mail: fundacja@demeter.ipan.lublin.pl

Publikacja indeksowana przez

Polish Scientific Journals Contents - Agric. & Biol. Sci.

w sieci Internet pod adresem <http://saturn.ci.uw.edu.pl/psjc/>

lub <http://ciuw.warman.net.pl/alf/psjc>

© Copyright by Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego PAN, Lublin 2000

ISBN 83-87385-45-X

ISSN 1234-4125

Wydanie I. Nakład 150 egz. Ark. wyd. 7,4

Skład komputerowy: dr Barbara Witkowska-Walczak i Irena Kulawiak

Druk: Zakład Usług Poligraficznych TEKST s.c., ul. Wspólna 19, 20-344 Lublin

SPIS TREŚCI

1. WPROWADZENIE, CEL PRACY	5
2. STRUKTURA AGREGATOWA GLEB MINERALNYCH I JEJ ROLA W KSZTAŁTOWANIU ICH HYDROFIZYCZNYCH CHARAKTERYSTYK.....	8
3. MATERIAŁ GLEBOWY I METODYKA BADAŃ.....	15
3.1. Materiał glebowy	15
3.2. Metodyka badań.....	16
4. WYNIKI BADAŃ	22
4.1. Stabilizacja warunków początkowych eksperymentów.....	22
4.2. Statyczne charakterystyki wodne.....	40
4.2.1. Charakterystyki potencjał wody glebowej - wilgotność.....	41
4.2.2. Wielkość efektu histerezy charakterystyk potencjał wody glebowej - wilgotność	48
4.2.3. Stopień nasycenia wodą.....	53
4.2.4. Dostępność wody dla roślin.....	56
4.3. Dynamiczne charakterystyki wodne	60
4.3.1. Przewodnictwo wodne w strefie nasyconej.....	61
4.3.2. Przewodnictwo wodne w strefie nienasyconej	65
5. STATYSTYCZNA OCENA WPŁYWU AGREGACJI NA ZDOLNOŚĆ GLEBY DO RETENCJONOWANIA WODY	73

6. PODSUMOWANIE	78
7. WNIOSKI.....	81
8. PIŚMIENICTWO	86
9. STRESZCZENIE	95
10. SUMMARY	96

1. WPROWADZENIE, CEL PRACY

Gospodarka wodą, której podstawowym celem jest racjonalne dysponowanie naturalnymi zasobami wodnymi, przekształcanie ich w zasoby dyspozycyjne i ochrona przed zanieczyszczeniem, ściśle wiąże się z cyrkulacją wody w biosferze.

Jednym z najważniejszych obiektów decydujących o cyrkulacji wody w biosferze jest gleba. Gleba, czyli pedosfera, stanowi powierzchniową warstwę skorupy ziemskiej, objętą procesami glebotwórczymi. Jako zasadniczy element litosfery jest jednym z najważniejszych komponentów ekosystemów lądowych i wodnych. Gleby należą do niepomnażalnych zasobów kuli ziemskiej i spełniają szereg funkcji, przede wszystkim jako siedlisko wzrostu i rozwoju roślin oraz transformacji składników mineralnych i organicznych. Dzięki swoistym cechom stanowią odbicie historii krajobrazu, którego są częścią. Wszechstronna znajomość właściwości fizycznych, chemicznych i biologicznych gleb niezbędna jest w planowaniu właściwego ich wykorzystania dla potrzeb człowieka, przy założeniu zrównoważonego rozwoju. Jest ona również potrzebna do racjonalnego użytkowania przestrzeni produkcyjnej, rejonizacji roślin, opracowywania planów gospodarczych, układania płodozmianów i ustalania sposobu uprawy roli [35, 93, 119, 130, 131, 133, 184, 218].

Gleba spełnia rolę dystrybutora wody, przyjmuje opady atmosferyczne, częściowo je retencjonuje, częściowo przekazuje do głębszych warstw i zasila wody podziemne oraz oddaje część wody atmosferze drogą parowania i transpiracji. Gleba wraz z nachyleniem terenu decyduje również o ilości wody spływającej po powierzchni. W Polsce, gdzie średni roczny opad wynosi około 600 mm, czyli $186,2 \text{ km}^3$ wody, na grunty orne zajmujące 47% powierzchni kraju spada, przy założeniu równomierności opadu, $87,5 \text{ km}^3$ wody i taką ilość wody możemy efektywnie wykorzystywać odpowiednio uprawiając glebę [75, 117, 124, 195].

Rola gleby w kształtowaniu bilansu wodnego regionów była znana od dawna, a jej badania wykazały, że zasadniczy wpływ na relacje pomiędzy składowymi bilansu wodnego odgrywają dwie właściwości gleby - pojemność i przepuszczalność wodna [2, 42]. Znajomość tych właściwości, wpływu różnych czynników na ich kształtowanie oraz sposobów ich regulacji pozwala na sterowanie procesami cyrkulacji wody w biosferze - może więc decydować o ilości wody w systemach rzecznych, powierzchniowych i podziemnych zbiornikach wodnych oraz zapewnić roślinom właściwe warunki rozwojowe z uwzględnieniem najbardziej efektywnego zużycia wody na ten cel [125].

Szczególnie ważne jest to na obszarach produkcyjnych rolniczo, gdzie właściwe gospodarowanie zasobami wodnymi prowadzi do zrównoważonego rozwoju poprzez stosowanie odpowiednich zabiegów agromelioracyjnych, prawidłowej agrotechniki i odpowiedniego płodozmianu z uwzględnieniem odmian roślin o zmniejszonym zapotrzebowaniu na wodę, tworzeniu pasów ochronnych pól uprawnych, użytków zielonych i ekologicznych oraz lasów [98, 185].

Ilość i stan wody w glebie ma zasadniczy wpływ na wzrost i rozwój roślin, a ponadto w krajobrazie rolniczym o zrównoważonej gospodarce istnieje możliwość zmian pojemności i przepuszczalności wodnej gleby poprzez zmianę takich jej właściwości fizycznych, jak struktura agregatowa i gęstość - drogą prowadzenia zabiegów agrotechnicznych [83, 122, 134, 140, 156, 160, 195, 196]. Jednak, aby prowadzenie zabiegów agrotechnicznych dało pożądane rezultaty, należy określić bezpośrednie związki pomiędzy strukturą i gęstością gleby a właściwościami hydrofizycznymi, gdyż pomimo licznych badań są one dotychczas niedostatecznie wyjaśnione.

Zmiany struktury agregatowej gleb mogą być uzyskiwane przez stosowanie odpowiednich zabiegów agrotechnicznych oraz środków strukturotwórczych. Poznanie ścisłych relacji pomiędzy wielkością i trwałością elementów struktury agregatowej a wodno-powietrznymi właściwościami gleb, warunkującymi wzrost i rozwój roślin, jest niesłychanie ważne, gdyż prowadzi do maksymalizacji produkcji roślinnej przy równoczesnej możliwości uzyskania wskazówek dotyczących sposobów regulowania wielkości składowych bilansu wodnego gleby. Równocześnie uzyskanie takich informacji umożliwia przewidywanie wysokości plonów przy użyciu licznie opracowywanych modeli służących do przewidywania wzrostu i plonowania roślin, które wykorzystują w submodelach fizycznych głównie dane dotyczące wpływu struktury agregatowej gleb na zdolność do retencjonowania wody oraz możliwość jej przemieszczania w profilu glebowym [106, 187, 193].

Badania wpływu wielkości agregatów glebowych i ich trwałości na kształtowanie się optymalnych stosunków wodno-powietrznych w glebie, chociaż liczne, nie dają możliwości wyciągnięcia ogólnych wniosków, ponieważ ich wyniki są fragmentaryczne i często sprzeczne [26]. Dotkliwie odczuwalny jest również brak kompleksowych badań dla wybranych jednostek glebowych, a także porównań zunifikowanych wyników między różnymi jednostkami glebowymi. Spowodowane to jest niewątpliwie stosowaniem niejednolitej metodyki badań, tj. sposobem pobierania prób glebowych, przygotowywania ich do badań i samym sposobem wyznaczania charakterystyk hydrofizycznych.

W dotychczasowych badaniach właściwości wodnych gleb o strukturze agregatowej nie uwzględniano jednej z podstawowych zasad metrologii, a mianowicie, że badania powinny być prowadzone w taki sposób, aby w ich trakcie nie zaburzać cech badanych obiektów ani też procesów w nich zachodzących. Jak wiadomo, woda może oddziaływać na agregaty glebowe zarówno destrukcyjnie, jak i kreatywnie, tj. powodować ich rozpad lub tworzenie się nowych elementów strukturalnych [158]. Dlatego też przed przystąpieniem do badań właściwości hydrofizycznych gleb o strukturze agregatowej dokładnie przebadano działanie wody w cyklach nawilżanie-osuszanie na agregaty glebowe różnej wielkości. Takie postępowanie, zgodne z zasadami metrologii agrofizycznej, stanowi integralny i oryginalny element przeprowadzonych badań.

Celem pracy jest określenie, na podstawie badań modelowych, wpływu agregacji gleb mineralnych różnych typów i gatunków na ich statyczne i dynamiczne charakterystyki hydrofizyczne, a zatem określenie związków ilościowych pomiędzy strukturą agregatową gleb a ich właściwościami wodno-powietrznymi w aspekcie oceny możliwości kształtowania zasobów wodnych w profilu glebowym i bilansu wodnego gleby.

2. STRUKTURA AGREGATOWA GLEB MINERALNYCH I JEJ ROLA W KSZTAŁTOWANIU ICH HYDROFIZYCZNYCH CHARAKTERYSTYK

Gleba, której właściwości warunkują przebieg wszelkich procesów zachodzących między atmosferą a litosferą, od dawna jest przedmiotem badań, których celem jest określenie wpływu wzajemnych relacji pomiędzy jej właściwościami wodnymi, cieplnymi i mechanicznymi a warunkami wzrostu i rozwoju roślin. W warunkach naturalnych każda gleba charakteryzuje się określoną strukturą czyli przestrzennym rozkładem i organizacją systemu glebowego, która uwarunkowana jest ilością i wielkością cząstek elementarnych i agregatów powstałych w wyniku ich połączeń oraz swoistym ułożeniem w przestrzeni [5, 40, 43, 50, 61, 95, 157, 165]. Na tworzenie się struktury gleby wpływają bezpośrednio skład mineralny i rozkład granulometryczny oraz czynniki klimatyczne, które działając stale na dużych przestrzeniach i znacznej głębokości, powodują powstanie struktury o określonym typie ilościowych stosunków między mikro- i makroagregatami oraz charakterystycznym ich rozkładem w profilu. W ścisłym związku z klimatem na właściwości gleby wpływa również flora i fauna glebowa [11, 44, 87, 100, 109, 177, 178]. Głównymi czynnikami decydującymi o tworzeniu się struktury agregatowej gleb są:

- obecność koloidów organicznych i mineralnych, których koagulacja pod wpływem niektórych kationów np. Ca^{2+} , Mg^{2+} powoduje tworzenie się gruzełków glebowych,
- działalność życiowa mikroorganizmów glebowych, roślin i wyższego świata zwierzęcego, np. dżdżownic, których wydzieliny sklejają cząstki gleby,
- działanie mrozu powodujące poprzez tworzenie kryształów lodu dehydratację koloidów glebowych i mechaniczne zgniatanie cząstek glebowych,
- zabiegi agrotechniczne, tj. uprawa mechaniczna, nawożenie i stosowanie środków strukturotwórczych, ochrona roślin.

Struktura gleby ulega jednak najbardziej intensywnym zmianom na obszarach użytkowanych rolniczo pod wpływem prowadzenia zabiegów agrotechnicznych w warstwie przypowierzchniowej powodujących postaciowe i objętościowe odkształcenia gleby. Najkorzystniejszą strukturą z rolniczego punktu widzenia jest struktura agregatowa, uważana za jeden z najważniejszych czynników decydujących o żyzności i urodzajności gleby oraz o bilansie wodnym pól i regionów. Dlatego też struktura agregatowa gleb jest obiektem licznych badań od wielu dziesiątków lat [17, 29, 47, 52, 63, 66, 71, 89, 113, 139, 152, 160, 164, 171, 185].

Uprawiana warstwa gleby różni się od zalegającej głębiej warstwy odmienną budową, a w ślad za tym i właściwościami bio-fizyczno-chemicznymi. Odmienność

ta wyraża się obecnością agregatów zróżnicowanych zarówno pod względem wielkości, jak i kształtów. Taką budowę gleb mineralnych określa się jako strukturę agregatową. Wielkość agregatów glebowych determinuje ich właściwości fizyczne. Stwierdzono, że agregaty o średnicy mniejszej od 0,25 mm, nazywane mikroagregatami, charakteryzują się prostą budową i silnym scementowaniem przez lepiszcze. Natomiast agregaty o wielkości 0,5-10 mm, zwane makroagregatami, wykazują skomplikowaną budowę wewnętrzną i są mniej trwale od mikroagregatów. Każdy agregat, niezależnie od wielkości, składa się z drobniejszych cząstek glebowych i tym różni się od tzw. cząstki elementarnej, która jest mniejszym lub większym niepodzielnym okrucem, będącym produktem wietrzenia skały masywnej. Budowa agregatowa, nazywana też gruzelkowatą, ma podstawowe i bezpośrednie znaczenie dla stosunków powietrzno-wodnych wszystkich gleb mineralnych. Sam stan zgrużenia nie wystarcza jednak do zepewnienia roślinom optymalnych warunków powietrzno-wodnych, nawet na glebach mineralnych. Nie jest bowiem obojętne, jak poszczególne agregaty są względem siebie położone, czyli jaki jest ich wzajemny układ - inaczej mówiąc tekstura. Układ ten może być luźny lub zbity, czyli w tej samej objętości gleby zawartość części stałych może być mniejsza lub większa. Podobnie jak różny może być układ agregatów, tak różny może być układ cząstek glebowych wchodzących w ich skład. Można więc mówić o agregatach bardziej lub mniej zbitych. Z reguły przestwory wewnątrz agregatów są mniejsze niż między nimi. Pierwsze z nich stanowią system kapilarny, przewodzący roztwory glebowe w różnych kierunkach (także w górę, kiedy siły kapilarne przewyższają siłę grawitacji). Natomiast większymi przestworami międzyagregatowymi przenika w głąb profilu glebowego woda opadowa, a w ślad za nią wkracza powietrze [96, 97, 114, 129].

Struktura agregatowa i luźniejsza tekstura sprawiają, że korzenie roślin mają zapewnioną dostateczną ilość powietrza oraz swobodę rozrastania się. Dlatego też nadanie glebie takiej właśnie budowy jest podstawowym zadaniem uprawy wszystkich gleb mineralnych. Stosując różne narzędzia uprawowe, dąży się do dokładnego pokruszenia skib gleb mineralnych na agregaty i dokładnego ich wymieszania. Poprzez mechaniczne rozdrabnianie nadaje się glebom strukturę agregatową oraz luźniejszą teksturę, zapewniając w ten sposób odpowiednie stosunki powietrzno-wodne w całej warstwie uprawnej. Każdy zabieg spulchniający, wykonywany przy tzw. optymalnej wilgotności uprawowej, charakterystycznej dla danej gleby, powoduje wzrost jej porowatości bez rozpylenia. Jednak należy pamiętać, że gleba zbyt spulchniona, tj. taka, której ogólna porowatość przekracza 60% objętości gleby, jest niekorzystna dla roślin, ponieważ nadmiernie wysycha i

utrudnia podsiąkanie wody z warstw głębszych. Wzrost porowatości gleby wywołany jej uprawą jest stanem nietrwałym. Pod wpływem siły grawitacji i opadów następuje zmiana jej struktury i tekstury, gleba osiada, zagęszcza się, maleje jej porowatość aeracyjna, a wzrasta kapilarna. Tekstura staje się coraz bardziej zbita i pogarszają się warunki życia roślin. Stąd też wynika konieczność okresowego powtarzania spulchniających zabiegów uprawowych. Zmiany zachodzące w strukturze i teksturze gleby przebiegają z różną prędkością, zależnie od układu czynników klimatycznych, odporności agregatów i sposobu użytkowania. Po zabiegu uprawowym następują szczególnie szybko zmiany w teksturze i nieco wolniej w strukturze, aż wreszcie po upływie miesięcy gleba wraca do stanu, w jakim znajdowała się przed rozpoczęciem uprawy. Gleby ciężkie utrzymują zwykle dłużej nadaną im budowę niż gleby lekkie, co wynika z ich bardziej zróżnicowanego rozkładu granulometrycznego, a przede wszystkim większej zawartości części spławialnych, a także próchnicy. Zanik struktury agregatowej gleby wiąże się niewątpliwie z odpornością agregatów glebowych na destrukcyjne działanie wody, cechą nazywaną wodoodpornością. Jest ona jedną z najistotniejszych ich cech fizycznych, przyjmowaną za miarę jakości agregacji gleby. W literaturze rolniczej spotkać można określenie rzeczywistej i pozornej odporności agregatów na działanie wody. Trwałością rzeczywistą (bezwarunkową) charakteryzują się agregaty powietrznie suche, które po zanurzeniu w wodzie nie tracą pierwotnej formy i nie rozpadają się na gruzelki o średnicy mniejszej od 0,25 mm. Agregaty, które nie wykazują trwałości rzeczywistej, mogą mieć trwałość pozorną (warunkową) w przypadku, gdy nie rozpadają się w stanie kapilarnie uwodnionym przed zanurzeniem w wodzie. Rzeczywista odporność agregatów jest zwykle mniejsza od pozornej [7, 189].

Jak zaznaczono wcześniej, w glebie równocześnie z procesami strukturotwórczymi zachodzą procesy powodujące niszczenie struktury gleby, a więc rozpadanie się agregatów oraz nadmierne zagęszczanie układu glebowego. Niszczenie struktury gleby może mieć przyczyny bezpośrednie (mechaniczne) i pośrednie (fizykochemiczne i biologiczne). Do przyczyn mechanicznych można zaliczyć m.in. destrukcyjne działanie deszczu, nieodpowiednią mechaniczną uprawę roli, oddziaływanie kół pojazdów i narzędzi rolniczych. Przyczyny fizykochemiczne to rozpuszczanie i wymywanie związków klejących, ługujące działanie wody opadowej, które powoduje wymywanie z kompleksu sorpcyjnego koagulatorów, zakwaszenie i zsoloncowanie gleby. Natomiast przyczyny biologiczne - to zbyt szybko przebiegająca w warunkach nadmiernej aeracji mineralizacja czynnej próchnicy oraz polisacharydów i poliurenidów, tj. lepiszczą w znacznym stopniu decydującego o trwałości agregatów glebowych [170].

Badania struktury agregatowej dotyczą głównie naturalnych i sztucznych mechanizmów powstawania i zanikania agregacji gleby [32, 46, 53, 79, 99, 110, 120, 121, 145, 167, 168], roli poszczególnych czynników środowiskowych w tych procesach (klimat, woda, szata roślinna) [37, 128, 137, 172], właściwości agregatów, ich wielkości, kształtów, budowy wewnętrznej, do badania której używa się głównie technik szlifów [16, 51, 67, 73, 107, 149, 150, 180], a szczególnie ich trwałości [59, 60, 78, 88, 135, 158] oraz opracowania metod badania i sposobów opisywania agregacji gleby [5, 21, 36, 115, 138, 187]. Jednak pomimo ogromnej liczby badań wiele zagadnień związanych ze strukturą agregatową gleby dotychczas nie zostało rozwiązanych, co niewątpliwie wynika z faktu, że jest ona zależna równocześnie od kompleksu czynników związanych bezpośrednio z glebą, jak też zewnętrznych, które w zależności od wzajemnych relacji mogą powodować różnokierunkowe jej zmiany. Równocześnie jednak stwierdzono, że struktura agregatowa gleby jest jednym z decydujących czynników o jej żyzności, ponieważ bezpośrednio warunkuje gęstość gleby, a zatem jej porowatość oraz zwięzłość, a co najważniejsze dystrybuantę porów w glebie. Tym samym struktura jest odpowiedzialna za ilość i rozmieszczenie wody w profilu glebowym, wymianę pomiędzy powietrzem glebowym i atmosferycznym, kształtowanie pola temperatury w glebie, przewodnictwo wodne gleby, opory stawiane narzędziom rolniczym oraz bezpośrednio wpływa na ilość wody, która może być zużyta przez rośliny w procesach fizjologicznych [79, 84, 85, 87, 92, 195].

Wpływ struktury agregatowej gleby na wzrost, rozwój i plonowanie roślin badany jest dwiema drogami: bezpośrednio w doświadczeniach uprawowych oraz pośrednio poprzez badanie wpływu struktury na kształtowanie się innych właściwości fizycznych gleby warunkujących optymalne stosunki powietrzno-wodne [4, 26, 41, 69, 84, 85, 90, 91, 94, 204, 207, 211].

Badania dotyczące bezpośredniego wpływu struktury agregatowej gleby na wzrost i rozwój roślin wykazały, że wyższe zawartości agregatów o średnicy mniejszej od 0,5 mm powodowały obniżenie plonów pszenicy poprzez zmniejszenie objętości powietrza dostępnego korzeniom i mikroorganizmom, a następnie zmniejszenia zdolności absorbowania składników pokarmowych przez rośliny przy znacznym niedoborze azotu i fosforu. Stwierdzono także, że wielkość agregatów wpływa na gęstość i porowatość ogólną gleby, determinuje dyfuzję tlenu, co jest szczególnie ważne w strefie wysiewania nasion oraz wpływa na pobieranie wody przez rośliny na głębokości, gdzie tlen z atmosfery nie dyfunduje. Inne badania wykazały, że przy niskiej trwałości agregatów glebowych i rozpadaniu się dużych agregatów powstają niekorzystne warunki aeracyjno-wodne w glebach [68, 74, 215, 216,], które powodują zmniejszenie się liczby wschodów roślin i ich plonów o około

50%. Stwierdzono też, że istnieje dodatnia korelacja pomiędzy trwałością agregatów a ilością suchej masy korzeni, zawartością węgla i azotu, a rozpadanie się dużych agregatów prowadzi do zmniejszenia się porowatości gleby o około 10% i w konsekwencji do obniżenia się plonów ziemniaków o 43%, kukurydzy o 7%, buraków cukrowych i pszenicy o 13%. Badania wpływu agregacji gleby na wysokość plonów wykazały też, że optymalne warunki powietrzno-wodne i cieplne dla rozwoju roślin panują w glebach, gdzie wodoodporność agregatów o średnicach większych od 0,25 mm wynosi 35-50%. Powszechnie uważa się, że gleba o strukturze optymalnej dla rozwoju roślin powinna zawierać 10-85% wodoodpornych agregatów o średnicy 3-5 mm o porowatości ogólnej 45-55% [4, 26, 37, 66, 172, 188], ale też równocześnie stwierdzono., że "idealna" gleba powinna składać się z agregatów o średnicy 0,5 cm i mieć gęstość około $1,6 \text{ g cm}^{-3}$ [25]. Kompleksowy przegląd wyników badań wpływu struktury agregatowej gleby na różne jej właściwości w aspekcie ich związku ze wschodami roślin przedstawiono w pracy [26].

Związki pomiędzy strukturą agregatową gleby a optymalnymi stosunkami powietrzno-wodnymi, a zatem optymalnymi warunkami dla wzrostu i rozwoju roślin były również przedmiotem licznych badań. Dotyczyły one głównie korelacji pomiędzy strukturą agregatową a gęstością i porowatością oraz zwięzłością gleby. Stwierdzono, że wraz ze wzrostem stopnia zagregowania gleby wzrasta porowatość gleby, a szczególnie poprawia się stosunek makroporów do mikroporów, który warunkuje równowagę procesów aerobowych i anaerobowych zachodzących w glebach. Ponadto zmniejsza się zdolność gleby do samozagęszczania, ułatwiając tym samym rozwój korzeni oraz zmniejszając opory stawiane narzędziom uprawowym [12, 13, 30, 31, 58, 64, 81, 82, 123, 134, 151, 162, 173, 209-211, 214].

Prowadzone w wyżej wymienionych kierunkach badania kompleksowe wykazały istotny wpływ struktury agregatowej na kształtowanie się w niej optymalnych warunków powietrzno-wodnych oraz plonowanie roślin, nie dały jednak jednoznacznej odpowiedzi na pytanie, jakie elementy struktury agregatowej są odpowiedzialne za występowanie takich, a nie innych właściwości fizycznych gleb, a co za tym idzie, nie dały konkretnych wskazówek, jaka agregacja gleby (wielkość agregatów, rozkład agregatowy, usytuowanie agregatów w przestrzeni) stwarza zespół cech fizycznych gleby odpowiedzialny za istnienie w niej optymalnych warunków powietrzno-wodnych gwarantujących właściwy wzrost, rozwój i plonowanie roślin. Próby określenia wpływu wielkości i wzajemnego położenia różnych agregatów glebowych na właściwości wodne i powietrzne gleby wskazują na ich wpływ na zagęszczenie gleby, jej porowatość i dystrybuantę porów [1, 2, 9, 33, 55-57, 158, 165, 176, 181, 192, 199, 202, 206].

Odrębną grupę badań dotyczącą struktury gleby stanowią prace mające na celu określenie wpływu agregacji górnej warstwy gleby na dystrybucję wody dostarczanej drogą opadów lub nawodnień różnego typu. Najbardziej interesującymi zagadnieniami są tu: zdolność gleby do wchłaniania i przekazywania wody głębszym warstwom, tj. przewodnictwo wodne w strefie nasyconej i nienasyconej gleby oraz określenie wpływu stanu fizycznego powierzchniowej warstwy gleby na wielkość parowania, które jest główną przyczyną strat wody z profilu glebowego, dochodzących w zależności od warunków klimatycznych od 40 do 90% całkowitej ilości wody dostarczanej glebie [15, 27, 34, 38, 65, 72, 112, 146, 169, 170, 215]. Wyniki tych badań wskazują na fakt, że wraz ze wzrostem ilości trwałych, większych od 1 mm agregatów w glebie wzrasta ilość dużych i średnich porów, powodując wzrost przewodnictwa wodnego. Można więc stwierdzić, że struktura agregatowa gleby powoduje zwiększenie ilości wody magazynowanej w profilu glebowym oraz zasilania nią wód podziemnych [19, 25, 54, 62, 105, 118]. Zaznaczyć tu należy równocześnie niezwykle ważny wpływ trwałości agregatów o średnicach 0,25-10 mm na hamowanie zaskorupiania się powierzchni gleb, które prowadzić może nie tylko do przerwania kontaktu gleby z atmosferą, a tym samym do zatrzymania procesów życiowych w niej zachodzących, ale także do znacznych strat wody w wyniku spływów powierzchniowych i wzmocnienia procesów erozyjnych [18, 22, 23, 45, 76, 111, 116, 132, 136, 154, 159]. Większość badań dotyczących wpływu wielkości i trwałości agregatów na przewodnictwo wodne w strefie nienasyconej prowadzona była w warunkach laboratoryjnych [6, 8, 14, 24, 127, 175]. Stwierdzono, że agregaty o średnicy 0,5-1 mm zawierające mniej łu, a więcej piasku, charakteryzowały się w szerokim zakresie wilgotności większym współczynnikiem przewodnictwa wodnego niż agregaty o rozmiarach 3-5 mm. Różnice te były spowodowane faktem, że w agregatach 0,5-1 mm przy tej samej wilgotności potencjał wody glebowej miał wyższą bezwzględną wartość. Inne doświadczenia wykazały, że w kolumnach wypełnionych agregatami o małej średnicy przepływ wody był mniejszy, a wartość współczynnika przewodnictwa wodnego zwiększała się wraz ze wzrostem wielkości agregatów, zaś zależność ta była uwarunkowana bezpośrednio wpływem wielkości agregatów na liczbę dużych porów. Stwierdzono ponadto, że wartość współczynnika przewodnictwa wodnego uzyskana z badań polowych czarnoziemiu była ujemnie skorelowana z zawartością agregatów o średnicy 1-5 mm, natomiast dodatnio w glebach gliniastych i piaszczystych [112].

Przedstawione powyżej wyniki badań wykazały istotność wpływu struktury gleby, rozumianej jako jej rozkład agregatowy, na kształtowanie się charakterystyk hydrofizycznych, nie wyjaśniły jednak mechanizmów i związków ilościowych, które je kształtują. Dlatego też podjęto prace dotyczące określenia, jakie cechy struktury agregatowej gleby zasadniczo wpływają na optymalne stosunki wodno-powietrzne panujące w glebie, a tym samym decydują o maksymalnych plonach roślin uprawnych.

3. MATERIAŁ GLEBOWY I METODYKA BADAŃ

Osiągnięcie celu pracy, czyli określenie na podstawie modelowych badań wpływu wielkości agregatów gleb mineralnych różnych typów i gatunków na ich charakterystyki hydrofizyczne realizowano poprzez wyznaczenie:

- wodoodporności agregatów glebowych,
- rozkładu agregatowego prób glebowych i ich gęstości,
- charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność w procesie osuszania i nawilżania,
- wielkości efektu histerezy charakterystyk potencjał wody-wilgotność,
- stopnia nasycenia wodą,
- ilości wody dostępnej dla roślin,
- przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej gleb,
- przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej gleb.

W badaniach zastosowano jednolitą metodykę pobierania prób glebowych i przygotowywania ich w laboratorium do pomiarów właściwości wodnych oraz użyto zunifikowaną aparaturę pomiarową i standardowe metody obliczeniowe.

3.1. Materiał glebowy

Badania wpływu wielkości agregatów na ich hydrofizyczne charakterystyki przeprowadzono dla następujących mineralnych gleb Lubelszczyzny, które są obiektami badawczymi Instytutu Gleboznawstwa i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego Akademii Rolniczej w Lublinie i Wojewódzkiego Ośrodka Postępu Rolniczego [57, 58, 165]:

- nr 1. bielkowa - Annapol, Małe Mazowsze,
- nr 2. bielkowa - Rokitno, Obniżenie Dorohuckie,
- nr 3. brunatna - Annapol, Małe Mazowsze,
- nr 4. brunatna - Elizówka, Płaskowyż Nałęczowski,
- nr 5. płowa - Krasnystaw, Wyniosłość Gielczewska,
- nr 6. płowa - Wysokie, Wyniosłość Gielczewska,
- nr 7. czarnoziem - Dziekanów, Grzęda Sokalska,
- nr 8. czarnoziem - Werbkowice, Kotlina Hrubieszowska,

(przy opisywaniu wyników badań posłużono się dla uproszczenia numerem gleby).

Próby glebowe do badań pobrano z warstwy ornej w formie monolitów poziomych przy wilgotności odpowiadającej połowej pojemności wodnej. Następnie wysuszono je w laboratorium do stanu powietrznie suchego, pokruszono i

rozfrakcjonowano standardową metodą sitową bez poprawki piaskowej. Do rozfrakcjonowania agregatów użyto zestawu sit o średnicach oczek 0,25; 0,5; 1; 3; 5 i 10 mm i wytrząsarki laboratoryjnej produkcji Zakładu Aparatów Naukowych Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie. W ten sposób uzyskano agregaty następujących frakcji: mniejszej od 0,25; 0,25-0,5; 0,5-1; 1-3; 3-5 i 5-10 mm [179, 185, 189, 213]. Dla tak otrzymanych frakcji agregatów określono następujące właściwości przy użyciu standardowych metod:

- rozkład granulometryczny, metodą areometryczną Cassagrande'a w modyfikacji Prószyńskiego;
- zawartość próchnicy, metodą miareczkowania według Tiurina;
- zawartość materii organicznej, metodą mokrego spalania;
- zawartość CaCO_3 , metodą Scheiblera;
- zawartość Fe_2O_3 , metodą ekstrakcyjną przy użyciu aparatu ASA;
- pH w KCl,
- powierzchnię właściwą, metodą analizy izotermy adsorpcji pary wodnej.

Oznaczenia wyżej wymienionych właściwości gleb zostały wykonane w Wojewódzkiej Stacji Chemiczno-Rolniczej w Lublinie, przy użyciu rutynowych metod, aby w opracowanych w końcowym efekcie pracy modelach można było stosować i wykorzystywać dotychczas uzyskane dane.

Gęstość próbek agregatowych wyznaczono po wysuszeniu ich w $105\text{ }^\circ\text{C}$, a porowatość ogólną wyliczono przyjmując wartość $2,65\text{ g cm}^{-3}$ jako gęstość fazy stałej gleb.

Właściwości badanych gleb w stanie naturalnym przedstawiono w Tabelach 1 i 2, natomiast próbek agregatowych w Tabeli 3.

3.2. Metodyka badań

Po rozfrakcjonowaniu agregatami wyodrębnionych frakcji napełniano standardowe cylindry o pojemności 100 cm^3 i wysokości 5 cm, używając wibratora w celu uzyskania jednolitej gęstości próbek glebowych. Po napełnieniu glebę w cylindrach poddawano kolejnym cyklom nawilżania - osuszania od pełnego nasycenia wodą do stanu powietrznie suchego, by ustabilizować jej właściwości fizyczne, tj. rozkład agregatowy i gęstość. Próbkę były nawilżane od dołu przez 48 godzin w termostatowanym laboratorium w temp. $20\pm 1\text{ }^\circ\text{C}$ i suszone w temp. $40\pm 1\text{ }^\circ\text{C}$ w suszarce z wymianą powietrza do stanu powietrznie suchego. Badania rozkładu agregatowego i gęstości prowadzono do momentu, gdy różnice w wynikach po kolejnych cyklach praktycznie nie różniły się od siebie. Zastosowana metoda badań, będąca oryginalnym rozwiązaniem autorskim stosowanym aktualnie

Tabela 1. Właściwości badanych gleb
T a b l e 1. Properties of investigated soils

Nr gleby	Zawartość cząstek elementarnych wg średnic [mm] [%]			Próchnica [%]	Materia organiczna [%]	CaCO ₃ [%]	Fe ₂ O ₃ [%]	pH w KCl	Powierzchnia właściwa [m ² g ⁻¹]
	1-0,1	0,1-0,02	<0,02						
1	51	27	22	2,18	3	0,10	0,69	4,6	38
2	53	25	22	1,69	2	0,06	0,70	4,5	21
3	64	21	15	1,55	2	0,05	0,53	4,5	20
4	3	58	39	0,89	3	4,10	1,61	7,4	39
5	14	47	39	1,81	4	0,53	1,75	7,3	51
6	11	47	42	1,69	4	1,00	1,45	7,3	46
7	4	50	46	3,00	6	0,12	1,89	6,8	79
8	3	57	40	4,00	8	0,19	1,68	5,8	81

Tabela 2. Rozkład agregatowy, gęstość i porowatość badanych gleb
T a b l e 2. Aggregate size distribution, bulk density and porosity of investigated soils

Nr gleby	Zawartość agregatów wg średnic [mm] [%]						Gęstość [g cm ⁻³]	Porowatość ogólna [%]
	<0,25	0,25-0,5	0,5-1	1-3	3-5	5-10		
1	15	30	9	11	9	16	1,39	48
2	14	22	14	11	10	19	1,45	45
3	24	44	6	9	4	9	1,43	46
4	12	9	9	12	11	21	1,33	50
5	14	9	9	14	13	21	1,26	42
6	7	4	8	12	11	28	1,32	50
7	11	15	15	23	14	15	1,15	57
8	17	17	16	17	15	10	1,09	59

Tabela 3. Kontynuacja
Table 3. Continuation

Nr gleby	Fracja [mm]	Zawartość cząstek elementarnych wg średnic [mm] [%]						Próchnica [%]	Materia organiczna [%]	CaCO ₃ [%]	Fe ₂ O ₃ [%]	pH w KCl	Powierzchnia właściwa [m ² g ⁻¹]	Gęstość [g cm ⁻³]	Porowatość ogólna [%]
		1-0,1	0,1-0,02	<0,02	3	4	5								
5	<0,25	5	57	38	1,31	3	0,43	1,76	7,3	46,0	1,08	59			
	0,25-0,5	22	38	40	1,77	3	0,10	1,80	7,2	54,3	1,08	59			
	0,5-1	21	42	37	1,70	4	0,74	1,84	7,2	53,6	0,98	63			
	1-3	15	43	42	1,98	4	0,62	1,92	7,1	54,9	0,99	63			
	3-5	15	45	40	2,02	6	0,62	1,84	7,2	55,4	0,91	66			
6	5-10	14	48	38	2,02	6	0,29	1,60	7,0	52,6	1,01	62			
	<0,25	4	53	43	1,55	4	0,69	1,40	7,2	43,4	1,20	55			
	0,25-0,5	25	37	38	1,94	2	1,01	1,48	7,3	47,8	1,05	60			
	0,5-1	17	38	45	2,00	4	1,30	1,48	7,2	52,0	0,94	65			
	1-3	12	43	45	1,85	4	1,18	1,60	7,1	52,0	0,99	63			
	3-5	11	47	42	1,87	2	1,16	1,52	7,1	54,2	0,93	65			
	5-10	11	47	42	1,83	4	1,01	1,48	7,0	47,6	0,96	64			
	<0,25	4	61	35	2,22	4	0,06	1,68	6,9	54,4	1,27	52			
	0,25-0,5	11	50	39	3,27	6	0,12	2,08	6,9	72,6	1,04	56			
	0,5-1	6	50	44	2,95	8	0,14	2,00	6,9	70,8	1,10	59			
7	1-3	5	50	45	2,91	8	0,16	2,12	6,8	72,3	0,99	63			
	3-5	4	54	42	2,99	6	0,12	2,00	6,8	67,4	1,04	61			
	5-10	4	54	42	2,91	6	0,14	2,04	6,8	73,0	1,06	60			
	<0,25	3	61	36	3,38	7	0,86	1,36	6,0	62,8	1,18	55			
	0,25-0,5	4	52	44	4,61	8	0,08	1,64	5,9	86,2	0,98	64			
	0,5-1	4	53	43	4,37	8	0,06	1,64	5,8	82,5	0,89	66			
	1-3	3	55	42	4,55	8	0,06	1,76	5,6	83,0	0,94	65			
	3-5	5	52	43	4,37	8	0,08	1,24	5,8	80,1	0,83	69			
	5-10	3	53	44	4,13	8	0,10	1,52	6,0	77,8	0,84	68			

w wielu ośrodkach zajmujących się problematyką struktury agregatowej gleby, umożliwiła określenie nie tylko ilości wodoodpornych agregatów, ale też ilości produktów rozpadu nieodpornych na działanie wody elementów strukturalnych oraz nowopowstałych agregatów większych od wyjściowych [48, 155, 161, 163, 190, 191, 199, 201]. Należy tu podkreślić, że odrębne zagadnienie w prowadzonych badaniach stanowiła frakcja agregatów o średnicy mniejszej od 0,25 mm, nazywana mikroagregatową. Przyjęta metodyka uniemożliwiła ocenę zarówno jej wodoodporności, jak i ilości produktów rozpadu tej frakcji. Dlatego też agregaty o średnicy mniejszej od 0,25 mm, będące przedmiotem dalszych badań, rozpatrywane były jedynie pod kątem udziału w rozkładzie agregatowym, strukturotwórczego działania wody i zmian gęstości w cyklach nawilżania-osuszania.

Wszystkie przedstawione w pracy wyniki badań eksperymentalnych są średnimi z sześciu powtórzeń.

Retencję wodną zagregowanych próbek glebowych określono, wyznaczając charakterystyki potencjał wody glebowej-wilgotność w procesie osuszania i nawilżania, tj. z uwzględnieniem efektu histerezy przy użyciu płyt niskociśnieniowych [194, 217] dla potencjałów wody glebowej (wyrażonych w wartościach bezwzględnych): 98,1 (pF 0); 246 (pF 0,4); 981 (pF 1); 3100 (pF 1,5); 9810 (pF 2); 15600 (pF 2,2) i 49000 J m^{-3} (pF 2,7) i komór wysokociśnieniowych [147, 148] dla potencjałów 490000 (pF 3,7) i 1470000 J m^{-3} (pF 4,2). Przy opisach retencji wodnej glebowych prób agregatowych w tekście pracy dla uproszczenia posłużono się wartościami pF.

Przedstawione w czwartym rozdziale pracy wskaźniki wyliczono na podstawie statycznych charakterystyk wodnych gleb wyrażonych w odniesieniu do objętości [$\% \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$].

Wielkość efektu histerezy charakterystyk potencjał wody glebowej - wilgotność w danym punkcie pF (ΔW) wyliczono jako różnicę zawartości wody odpowiadającej tej wartości pF przy uzyskaniu stanu równowagi termodynamicznej w procesie osuszania i nawilżania.

Stopień nasycenia wodą (S) agregatowych próbek glebowych, zwany saturacją, został wyliczony jako stosunek ilości porów zajętych przez wodę w danym punkcie pF do porowatości ogólnej (P_o).

Ilość wody użytecznej dla roślin (W_U) wyliczono jako różnicę między zawartością wody przy pF 2,2 (przyjmowanym za równoważny połowej pojemności wodnej) i pF 4,2 (przyjmowanym za równoważny punktowi trwałego wędnięcia roślin). Ilość wody produkcyjnej (W_P) jest różnicą zawartości wody przy pF 2,2 i pF 3,7 (przyjmowanym za równoważny punktowi całkowitego zahamowania wzrostu i rozwoju roślin). Ilość wody łatwo dostępnej dla roślin (W_{LD}) jest różnicą między

zawartością wody przy pF 2,2 i 2,7 (przyjmowanym za punkt początku hamowania wzrostu i rozwoju roślin). Ilość wody trudno dostępnej dla roślin (W_{TD}) jest różnicą między zawartością wody przy pF 2,7 i 4,2 [57, 58].

Jako graniczną wartość średnicy między porami dużymi (P_d) i średnimi (P_s) przyjęto $18,5 \cdot 10^{-6}$ m (odpowiadającą pF 2,2), a między średnimi i małymi (P_m) $0,2 \cdot 10^{-6}$ m (odpowiadającą pF 4,2).

Współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej (K_s) wyznaczono w aparacie do pomiaru przepuszczalności wodnej gleby [189], stosując metodę stałego słupa wody.

Współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej (K) wyliczono wg modelu Mualema [126, 174, 182]. Współczynniki transportu wody w funkcji potencjału wody glebowej lub wilgotności są bardzo ważnymi charakterystykami gleby i niezbędnymi parametrami wejściowymi w modelach hydrologicznych. Są one trudno mierzalnymi charakterystykami gleby, szczególnie dla gleb o strukturze agregatowej, gdzie zastosowanie metody profili chwilowych z wykorzystaniem techniki pomiarowej TDR może sprawiać trudności interpretacyjne. Dlatego też zdecydowano dla badanych próbek glebowych wyznaczyć te wielkości metodą pośrednią, wykorzystując do tego rutynowo mierzone parametry hydrofizyczne. Do wyliczenia współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej gleby użyto krzywych retencji wodnej i współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej wyznaczonych eksperymentalnie. Posłużono się zależnością

$$\frac{K(h)}{K_s} = \frac{\left\{ 1 - (\alpha|h)^{n-1} \left[1 + (\alpha|h)^n \right]^{-m} \right\}^2}{\left[1 + (\alpha|h)^n \right]^{m/2}}$$

gdzie:

$K(h)$ - współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej (cm doba^{-1}),

h - potencjał wody glebowej wyrażony w jednostkach ciśnienia ($\text{cm H}_2\text{O}$),

K_s - współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej (cm doba^{-1}),

α , m , n - parametry modelu wyliczone metodą najmniejszych kwadratów; gdzie:

$m = 1 - 1/n$ [126].

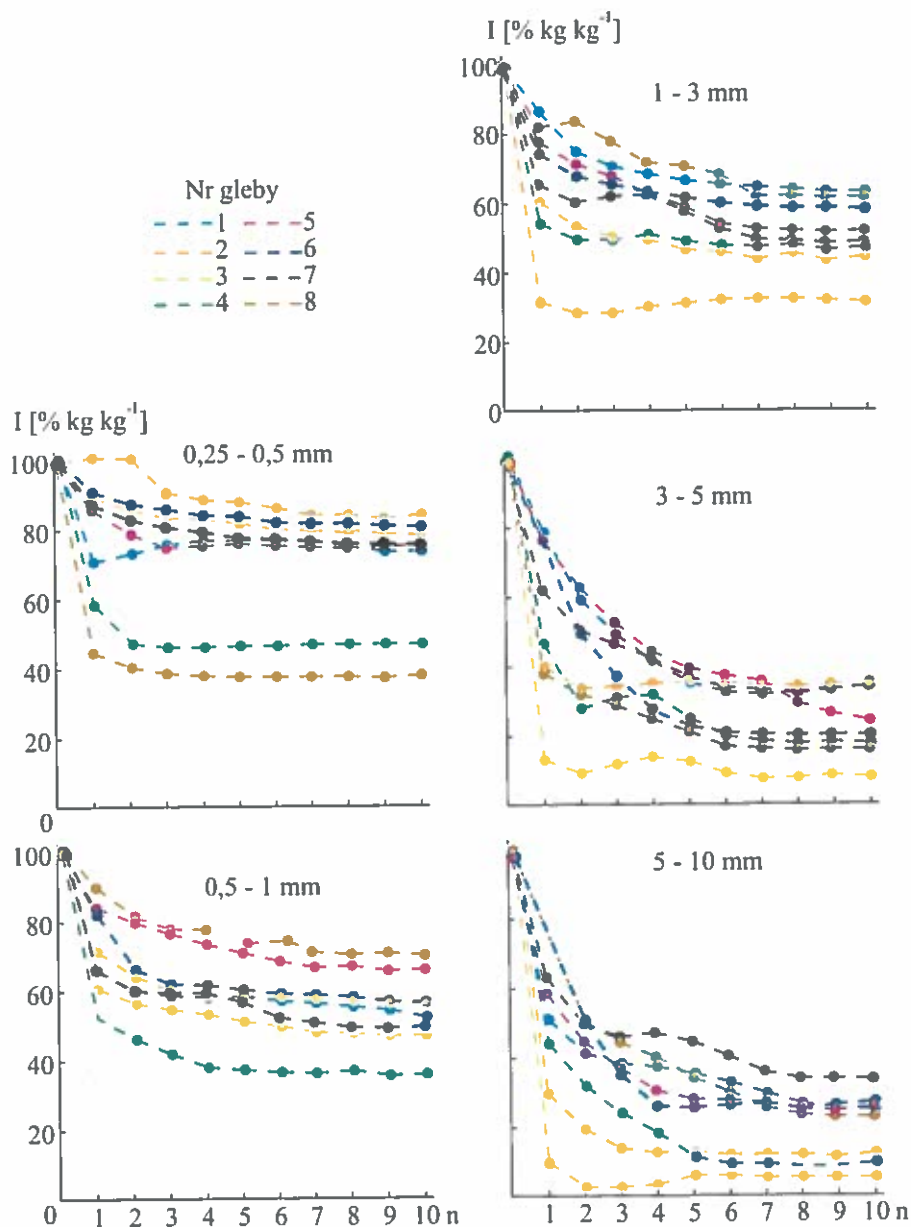
W obliczeniach współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej używano charakterystyki potencjał wody glebowej-wilgotność w procesie osuszania, ponieważ ta charakterystyka jest rutynowo wyznaczana w laboratoriach gleboznawczych.

4. WYNIKI BADAŃ

4.1. Stabilizacja warunków początkowych eksperymentów

Rozkład agregatowy i gęstość gleby ulegają zmianom pod wpływem różnorodnych czynników zewnętrznych, do których zaliczyć należy przede wszystkim działanie wody dostarczanej glebie drogą opadów i nawodnień oraz wszelkiego rodzaju zabiegi uprawowe. Wyniki dotychczas przeprowadzonych badań polowych wskazują, że zmiany wodotrwałości zarówno makroagregatów, jak i mikroagregatów podczas sezonu wegetacyjnego były związane z wilgotnością gleby. Stwierdzono, że w okresie wiosenno-letnim, kiedy po opadach deszczu następuje wysychanie górnej warstwy gleb (cykl nawilżania-osuszania), odporność agregatów glebowych na działanie wody jest wyższa niż w okresie jesienno-zimowym, gdy praktycznie cały czas utrzymuje się wysoka wilgotność gleb. Obserwowane sezonowe zmiany wodoodporności agregatów glebowych były większe od zmian wywoływanych różnymi sposobami uprawy [31]. Ponadto stwierdzono, że wodoodporność agregatów glebowych malała ze wzrostem prędkości nawilżania, co sugeruje, że wodotrwałość agregatów powodowana nawilżaniem zależała od zasięgu destabilizacji, która zachodzi podczas procesu nawilżania, przy czym wpływ prędkości nawilżania na wodotrwałość był znaczniejszy dla dużych niż małych agregatów [141]. Ze względu na powyższe, przed przystąpieniem do badań hydrofizycznych charakterystyk wodnych, zarówno statycznych, jak i dynamicznych, stabilizowano właściwości fizyczne próbek glebowych, poddając je działaniu wody w cyklach nawilżanie-osuszanie od pełnego nasycenia wodą do stanu powietrznie suchego.

Ilości wodoodpornych agregatów różnych wymiarów badanych gleb nr 1-8 po kolejnych cyklach nawilżania-osuszania przedstawiono na Rys. 1. Działanie wody w cyklach nawilżanie-osuszanie powodowało zmniejszenie się ilości agregatów o wymiarach początkowych we wszystkich badanych próbkach glebowych. Proces zmniejszania się ilości agregatów wielkości wyjściowej następował jednak tylko do pewnego momentu - kolejnego cyklu nawilżania-osuszania, po przekroczeniu którego ilość wodoodpornych agregatów wielkości wyjściowej ustalała się na pewnym niezmiennym poziomie. Natężenie i przebieg procesu rozpadu oraz stan, od którego ilość agregatów wielkości wyjściowej nie ulegały dalszym zmianom kształtowały się różnie dla różnych frakcji agregatów. Z przebiegu krzywych wynika, że działanie wody na agregaty glebowe było najbardziej intensywne w pierwszych cyklach nawilżania-osuszania, a liczba cykli, po których ilość wodoodpornych agregatów ulegała stabilizacji, była najmniejsza (1-3 cykle) dla



Rys. 1. Ilość wodoodpornych agregatów (I) po kolejnych cyklach nawilżania-osuszenia (n) dla różnych frakcji agregatów badanych gleb.

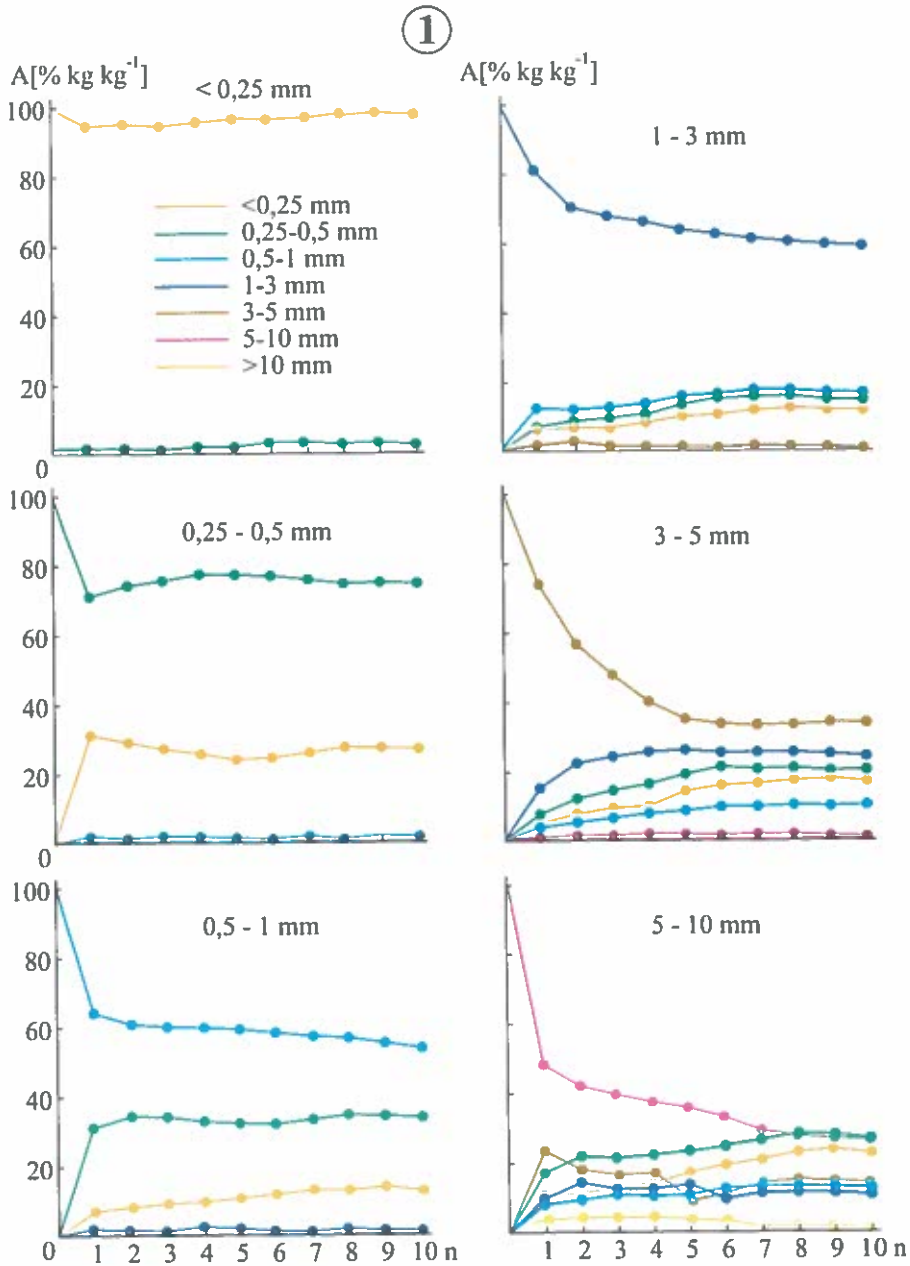
Fig. 1. Quantity of waterstable aggregates (I) after subsequent wetting-drying cycles (n) for different aggregates fractions of investigated soils.

agregatów frakcji najmniejszych, a największa (5-6 cykli) dla agregatów o największych wymiarach. Ostatecznie agregaty frakcji 0,25-0,5 mm były wodoodporne w 75-85% w przypadku gleb nr 1, 2, 3, 5, 6 i 7, natomiast dla gleb nr 4 i 8 ich wodoodporność wynosiła jedynie około 40%. Wodoodporność agregatów frakcji 0,5-1 mm była najwyższa dla gleb nr 5 i 8 - około 70%, a najniższa dla gleby nr 4 - 36%. W przypadku agregatów frakcji 1-3 mm najbardziej odporne na działanie wody okazały się agregaty gleb nr 1, 6 i 8 - około 60%, najmniej zaś agregaty gleby nr 2, których pozostało jedynie 30%. Agregaty frakcji 3-5 i 5-10 mm były wodoodporne w ilościach nie większych niż 40%. Najwyższą wodoodporność w obu przypadkach wykazały agregaty gleb nr 1, 2 i 7 - 35-38%, najniższą zaś agregaty gleby nr 3 - około 5%. Z powyższego wynika, że wodoodporność agregatów glebowych zależy głównie od ich wielkości, a mianowicie, wraz ze wzrostem wielkości agregatów maleje ilość agregatów wodoodpornych na działanie wody. Dla agregatów badanych gleb różnych typów spadek ten wynosi kilkanaście procent w przypadku agregatów najbardziej wodoodpornych, natomiast w przypadku agregatów najmniej wodoodpornych jest niemal dwudziestokrotny.

Zmiany rozkładu agregatowego monoagregatowych wyjściowo próbek badanych gleb pod wpływem działania wody w cyklach nawilżania-osuszania przedstawiono na Rys. 2-9. Na wykresach pokazano rozkład agregatowy w kolejnych cyklach nawilżania-osuszania, który kształtował się w konsekwencji działania wody na agregaty frakcji wyjściowych i obejmował:

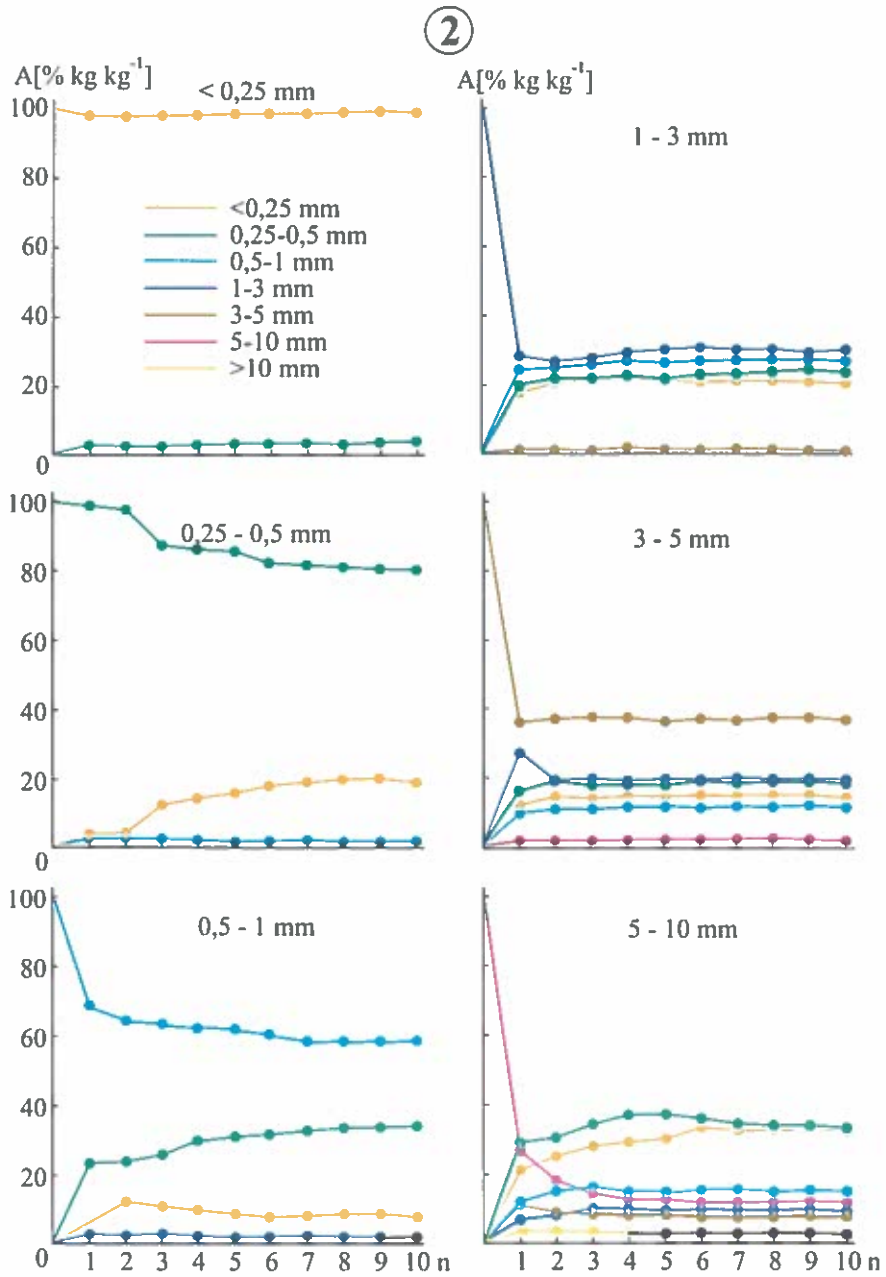
- ilość agregatów odpornych na działanie wody,
- ilość produktów rozpadu agregatów wyjściowych wymiarów nieodpornych na działanie wody,
- ilość agregatów powstałych na skutek strukturotwórczego działania wody, tj. ilość agregatów o średnicy większej od średnicy agregatów wyjściowych.

Analizując przebiegi rozkładu agregatowego dla poszczególnych gleb i frakcji agregatów z nich wyodrębnionych, można stwierdzić, że najbardziej intensywne jego zmiany notowano w pierwszym i drugim cyklu nawilżania-osuszania, co niewątpliwie wiązało się z poprzednio omówionym przebiegiem wodoodporności agregatów (Rys.1). Po drugim cyklu nawilżania-osuszania obserwowano początek stabilizacji rozkładu agregatowego, który ostatecznie ustalał się na niezmiennym poziomie dla agregatów o wymiarach mniejszych od 3 mm pomiędzy piątym a szóstym cyklem działania wody, a dla agregatów większych od 3 mm pomiędzy siódmym a ósmym cyklem nawilżania-osuszania. Różnice pomiędzy badanymi typami gleb nie odgrywały w tym przypadku znaczącej roli. Taki charakterystyczny przebieg zmian wodoodporności agregatów i rozkładu agregatowego



Rys. 2. Agregacja (A) po kolejnych cyklach nawilżania-osuszania (n) początkowo monoagregatowych próbek gleby nr 1.

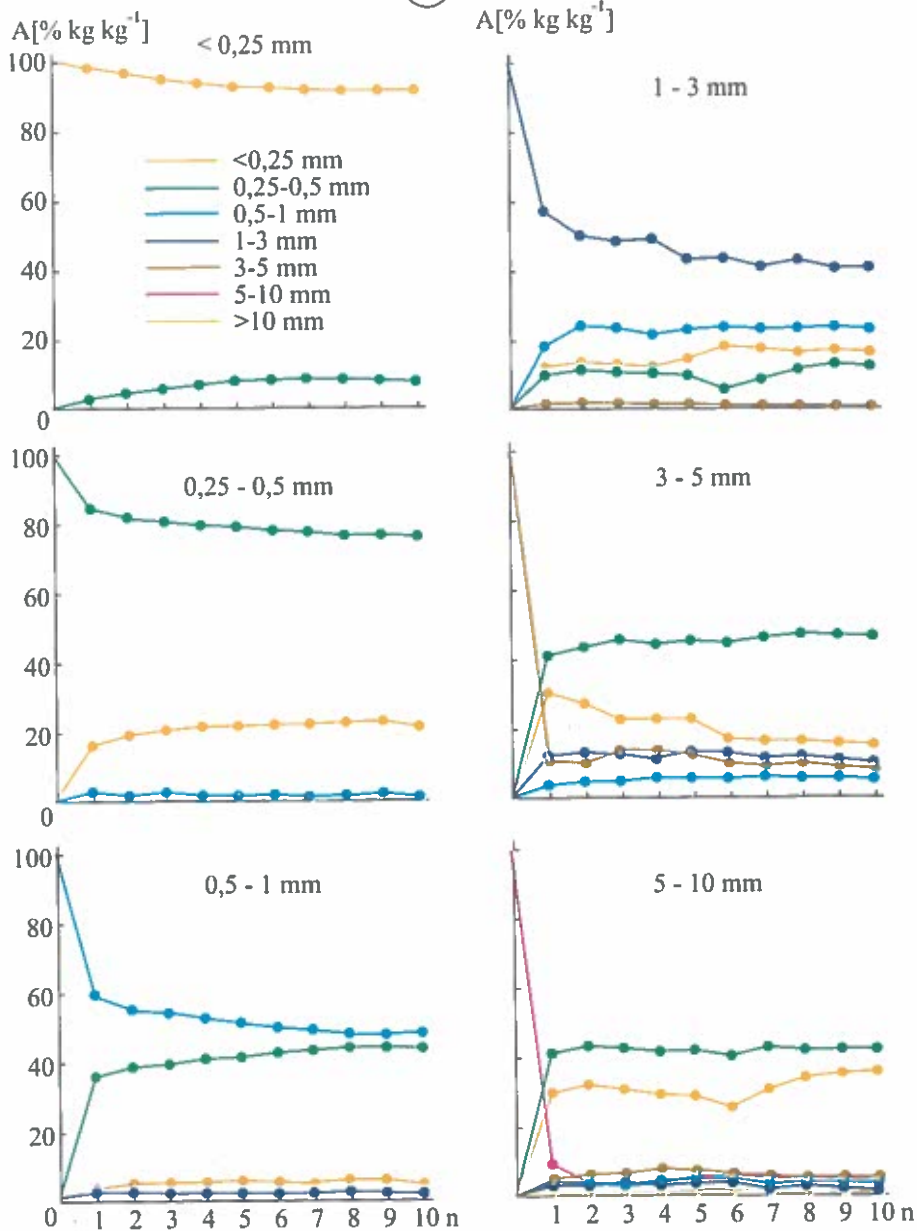
Fig. 2. Aggregation (A) after subsequent wetting-drying cycles (n) of initially monoaggregate samples for soil No. 1.



Rys. 3. Agregacja (A) po kolejnych cyklach nawilżania-osuszania (n) początkowo monoagregatowych próbek gleby nr 2.

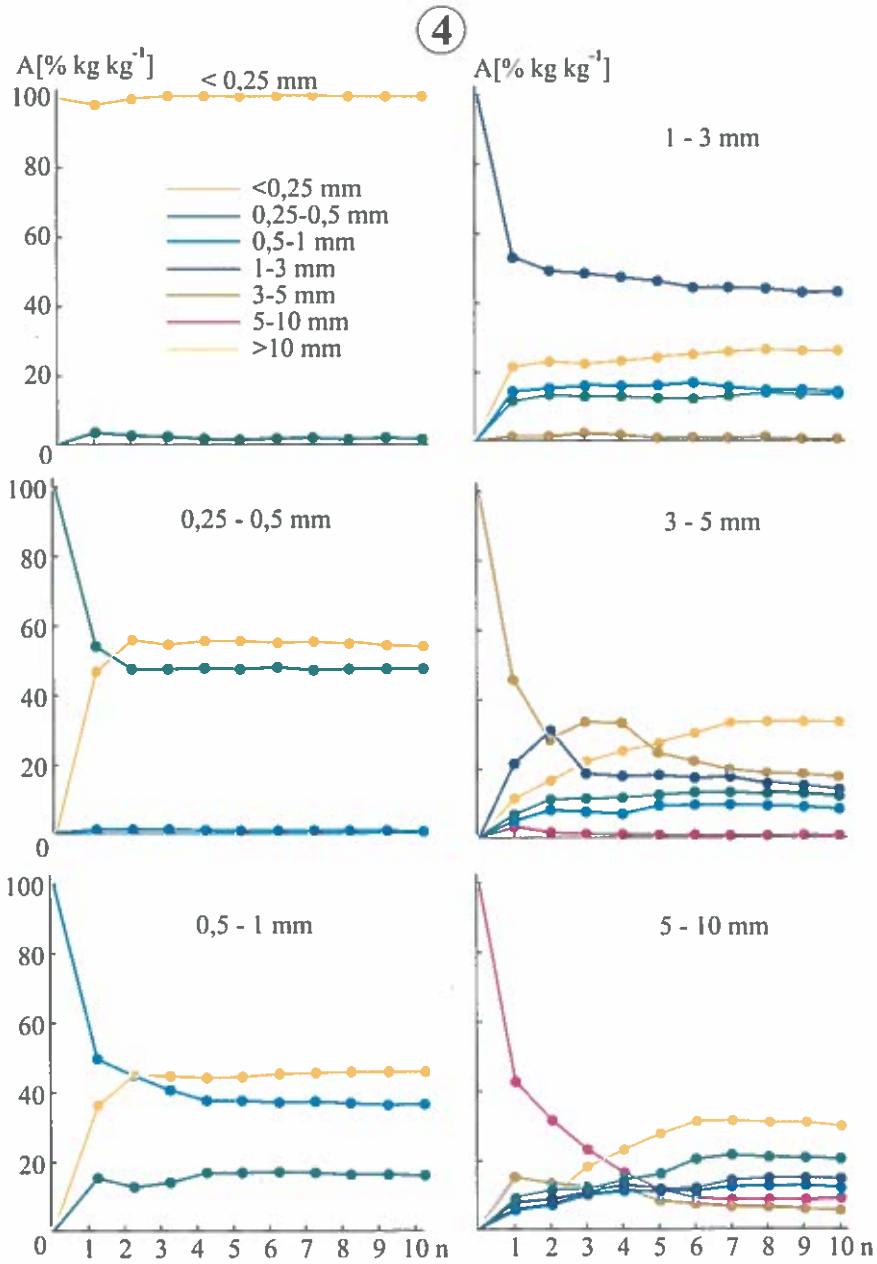
Fig. 3. Aggregation (A) after subsequent wetting-drying cycles (n) of initially monoaggregate samples for soil No. 2.

③



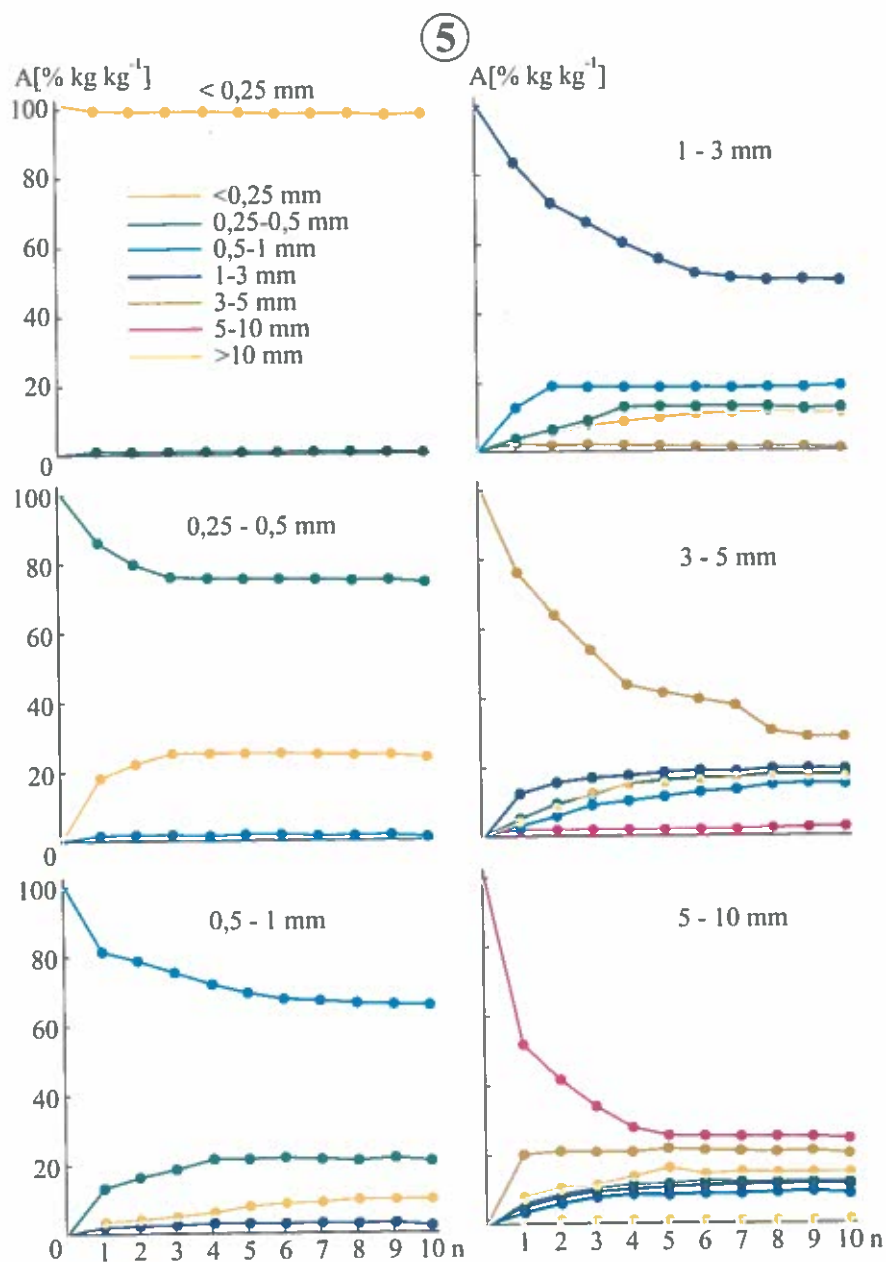
Rys. 4. Agregacja (A) po kolejnych cyklach nawilżania-osuszania (n) początkowo monoagregatowych próbek gleby nr 3.

Fig. 4. Aggregation (A) after subsequent wetting-drying cycles (n) of initially monoaggregate samples for soil No. 3.



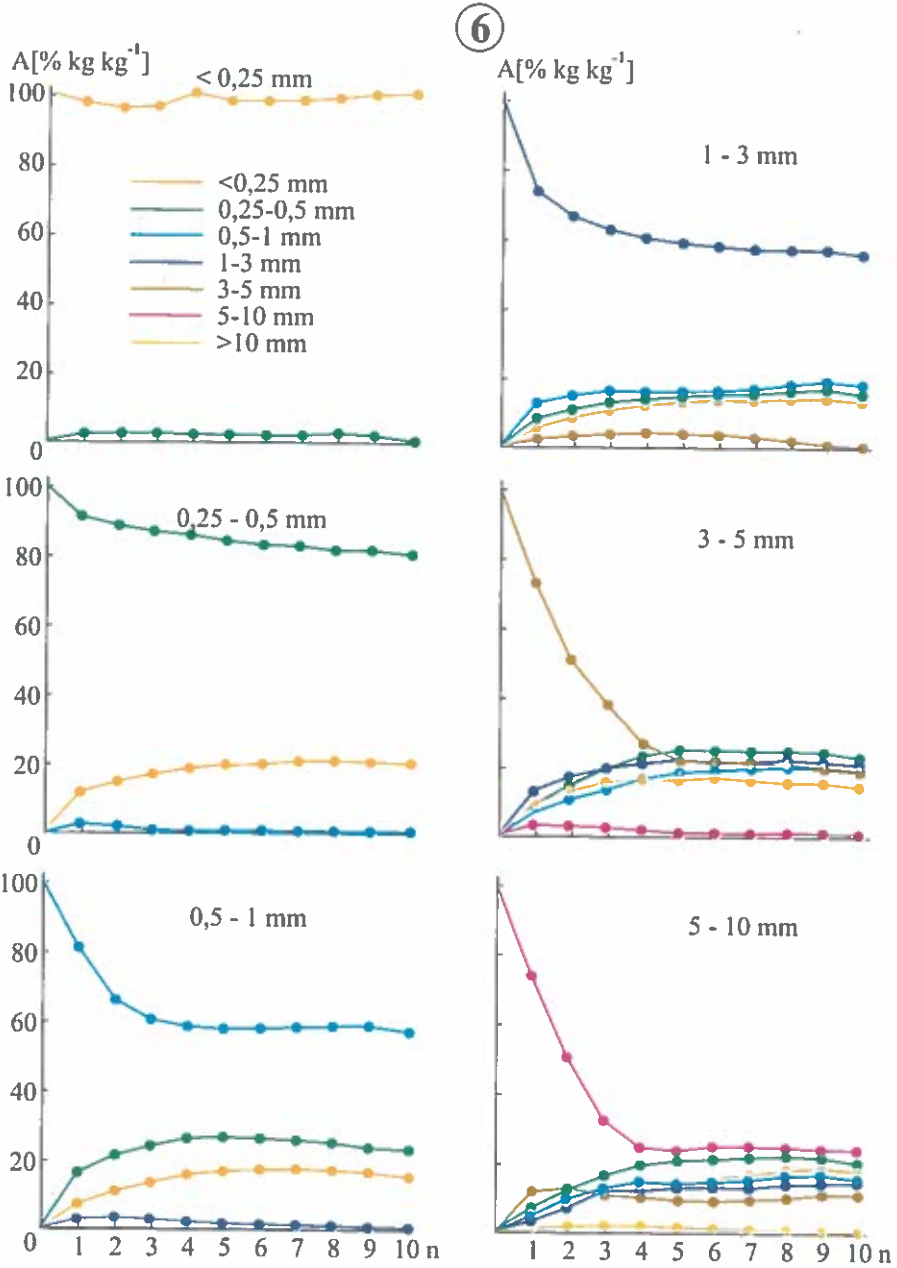
Rys. 5. Agregacja (A) po kolejnych cyklach nawilżania-osuszania (n) początkowo monoagregatowych próbek gleby nr 4.

Fig. 5. Aggregation (A) after subsequent wetting-drying cycles (n) of initially monoaggregate samples for soil No. 4.



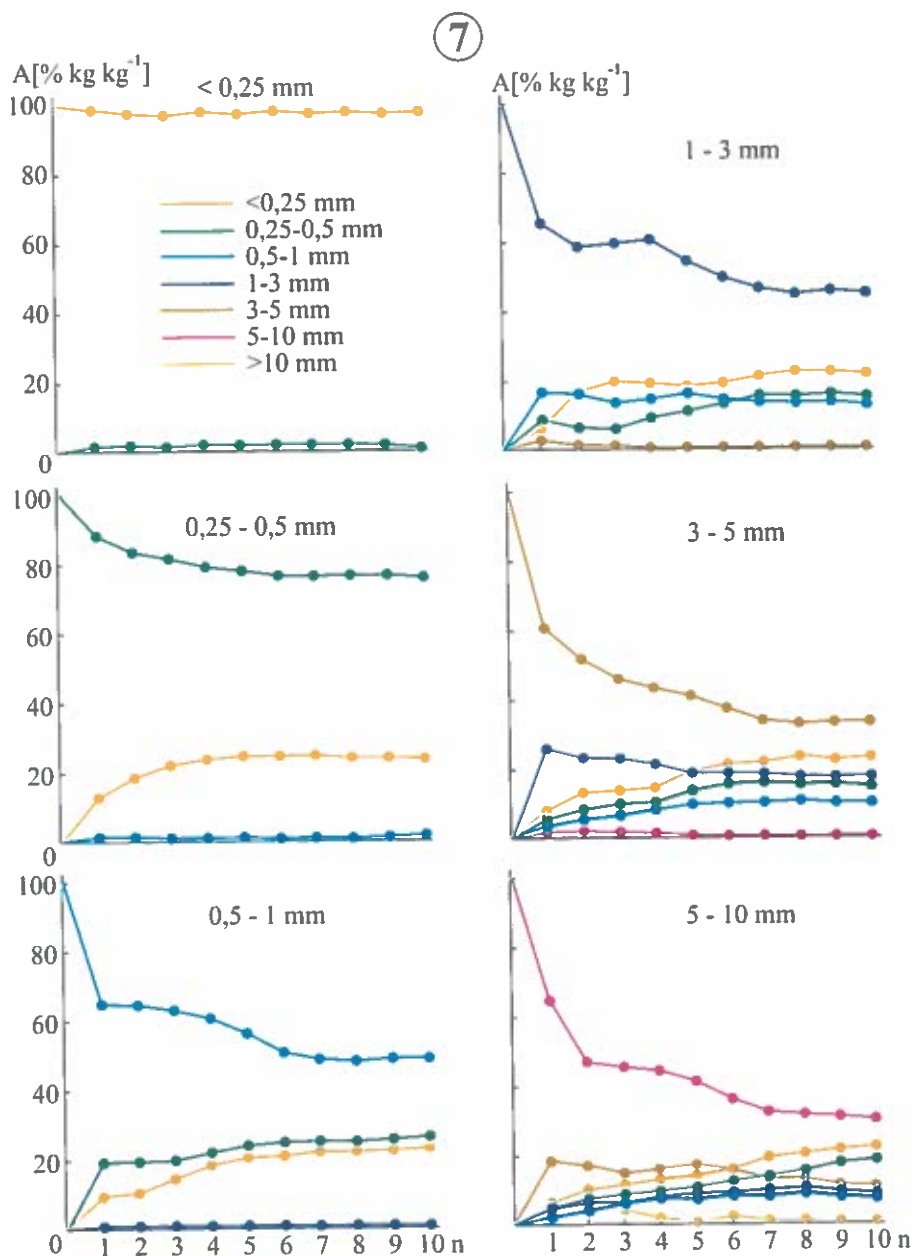
Rys. 6. Agregacja (A) po kolejnych cyklach nawilżania-osuszania (n) początkowo monoagregatowych próbek gleby nr 5.

Fig. 6. Aggregation (A) after subsequent wetting-drying cycles (n) of initially monoaggregate samples for soil No. 5.



Rys. 7. Agregacja (A) po kolejnych cyklach nawilżania-osuszania (n) początkowo monoagregatowych próbek gleby nr 6.

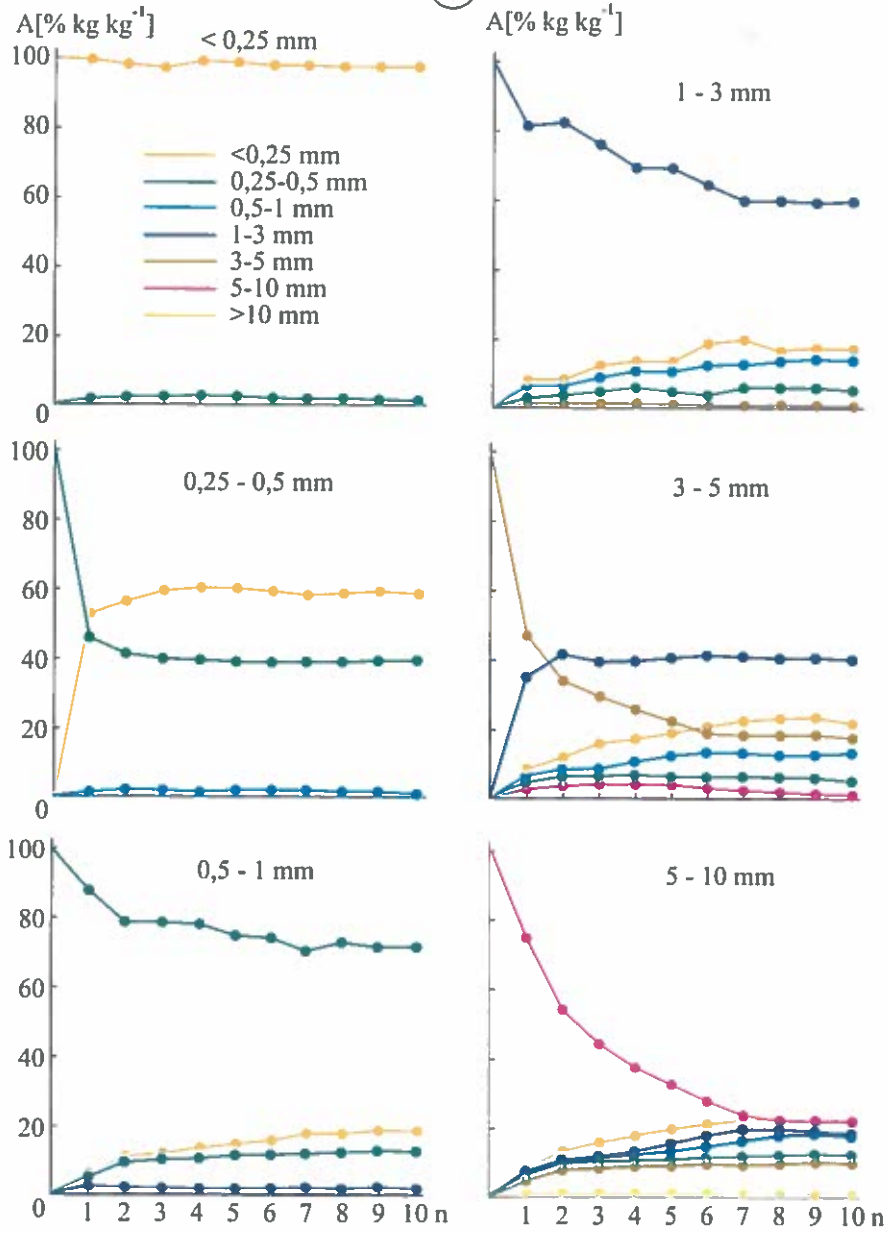
Fig. 7. Aggregation (A) after subsequent wetting-drying cycles (n) of initially monoaggregate samples for soil No. 6.



Rys. 8. Agregacja (A) po kolejnych cyklach nawilżania-osuszania (n) początkowo monoagregatowych próbek gleby nr 7.

Fig. 8. Aggregation (A) after subsequent wetting-drying cycles (n) of initially monoaggregate samples for soil No. 7.

8



Rys. 9. Agregacja (A) po kolejnych cyklach nawilżania-osuszenia (n) początkowo monoagregatowych próbek gleby nr 8.

Fig. 9. Aggregation (A) after subsequent wetting-drying cycles (n) of initially monoaggregate samples for soil No. 8.

próbek glebowych, gdzie największe ich wahania występują w pierwszych cyklach nawilżania-osuszania, szczególnie dla agregatów najmniejszych wymiarów potwierdzają wyniki wcześniej prowadzonych badań [31, 141, 161, 163, 191, 201, 202, 203, 208].

Agregaty różnej wielkości badanych gleb pod wpływem działania wody rozpadały się głównie na gruzelki o średnicy mniejszej od 0,25 mm. Mikroagregaty stanowiły największy udział w produktach rozpadu frakcji 0,25-0,5 mm wszystkich badanych gleb; były głównym elementem rozpadu w przypadku frakcji 0,5-1 mm gleb nr 4 i 8; frakcji 1-3 mm gleb nr 4, 7 i 8 oraz agregatów o wymiarach 3-5 i 5-10 mm w przypadku gleb nr 3, 4 i 7, a także frakcji największej również gleby nr 8. Agregaty o średnicach 0,25-0,5 mm stanowiły natomiast największy procent udziału produktów rozpadu niewodoodpornych gruzelków dla frakcji agregatów 0,5-1 mm gleb nr 1, 2, 3, 5, 6 i 7; frakcji 3-5 mm gleby nr 3 i 6 oraz frakcji 5-10 mm gleb nr 1, 2, 3 i 6. Frakcja agregatów o wymiarach 0,5-1 mm była głównym produktem rozpadu agregatów o wielkości 1-3 mm gleb nr 1, 2, 3, 5 i 6. Frakcja agregatów o wymiarach 1-3 mm była głównym produktem rozpadu agregatów o średnicach 3-5 mm gleb nr 1, 2, 5 i 8, a frakcja 3-5 mm miała najwyższy udział w przypadku rozpadu agregatów o średnicy 5-10 mm gleby nr 5. Podsumowując uzyskane wyniki, można stwierdzić, że na 40 zbadanych rozkładów agregatowych w 18 przypadkach głównym produktem rozpadu były agregaty mniejsze od 0,25 mm; w 12 przypadkach - agregaty frakcji 0,25-0,5 mm; pięciokrotnie wystąpiły agregaty frakcji 0,5-1 mm, czterokrotnie frakcji 1-3 mm, a tylko jeden raz agregaty o wymiarach 3-5 mm.

Drugim co do ilości produktem rozpadu agregatów frakcji 0,5-1 mm były mikroagregaty dla gleb nr 1,2,3,5,6 i 7 oraz frakcja agregatów o średnicy 0,25-0,5 mm dla gleb nr 4 i 8. W przypadku frakcji 1-3 mm drugim co do ilości produktem rozpadu były agregaty o średnicach 0,25-0,5 mm dla gleb nr 1, 4, 5, 6 i 7; 0,5-1 mm dla gleb nr 3 i 8 oraz mniejsze od 0,25 mm dla gleby nr 2. W przypadku rozpadu agregatów frakcji 3-5 mm notowano w drugim rzędzie najwięcej gruzelków o średnicy mniejszej od 0,25 mm dla gleb nr 3, 5 i 8; 0,25-0,5 mm - dla gleb nr 1 i 2; 1-3 mm - dla gleb nr 4 i 7 oraz 0,5-1 mm dla gleby nr 6. Agregaty o największych średnicach, 5-10 mm, jako drugi co do ilości produkt rozpadu wytwarzały mikroagregaty w przypadku gleb nr 1, 2, 3, 5 i 6; frakcję 0,25-0,5 mm dla gleb nr 4 i 7 oraz frakcję 1-3 mm dla gleby nr 8.

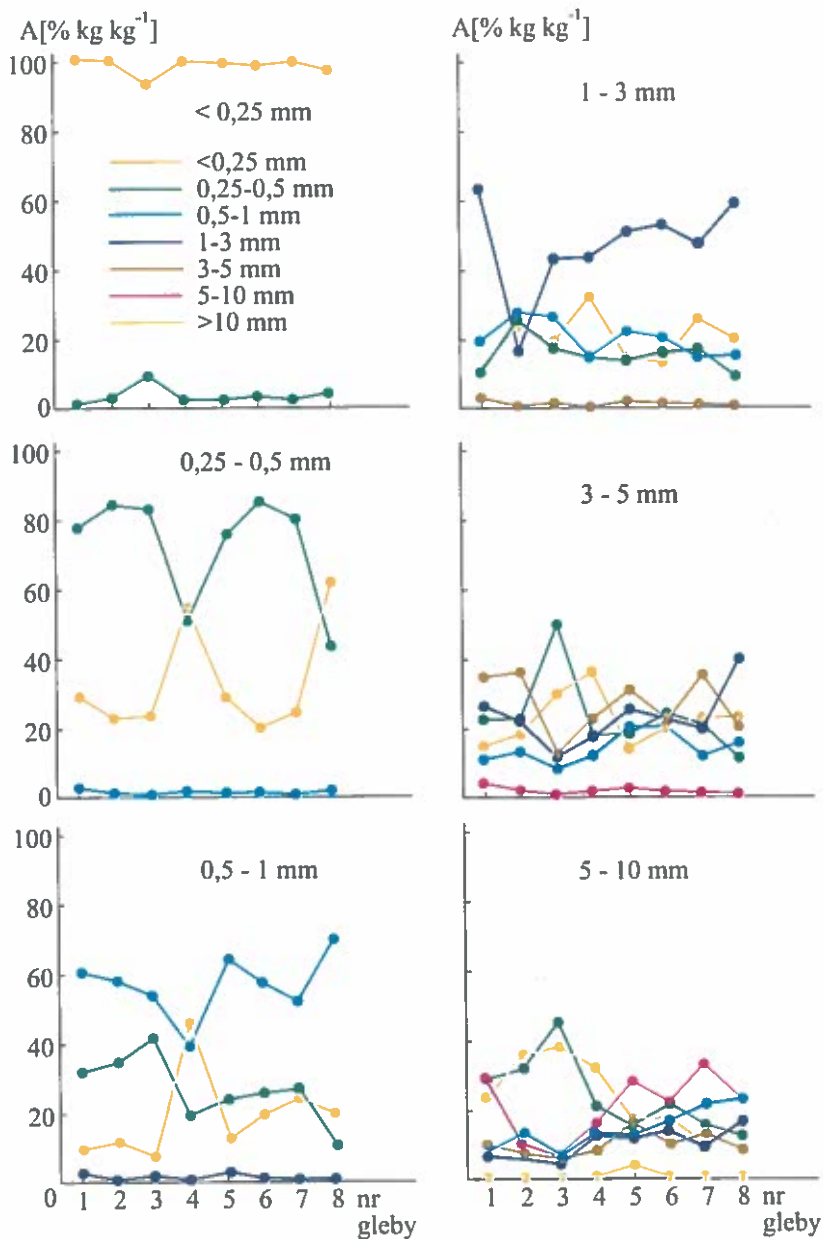
Minimalną ilość agregatów powstałych w wyniku działania wody w cyklach nawilżanie-osuszanie dla agregatów o średnicach większych od 1 mm stanowiła frakcja mniejsza od 0,25 mm dla gleb nr 1, 2, 5 i 6; frakcja 0,25-0,5 mm dla gleb nr 3 i 8 oraz frakcja 0,5-1 mm dla gleb nr 4 i 7 w przypadku agregatów wielkości 1-3 mm.

Agregaty frakcji 3-5 mm w minimalnych ilościach rozpadały się na agregaty o średnicach 0,5-1 mm w przypadku gleb nr 1, 2, 3, 4, 5 i 7; 0,25-0,5 mm w przypadku gleby nr 8 oraz na mikroagregaty w przypadku gleby nr 6. Dla agregatów o średnicach największych, 5-10 mm, minimalnymi ilościami produktów rozpadu były agregaty o średnicy 3-5 mm dla gleb nr 2, 4, 6 i 8; 1-3 mm dla gleb nr 1 i 3 oraz 0,5-1 mm dla gleb nr 5 i 7.

Udział agregatów o średnicy większej niż wyjściowa był we wszystkich badanych próbkach glebowych niewielki i wahał się od 2 do 3%. Jedynie w przypadku gleby nr 3 dla frakcji agregatów o średnicy mniejszej od 0,25 mm ilość agregatów większych od 0,25 mm wyniosła 5 %.

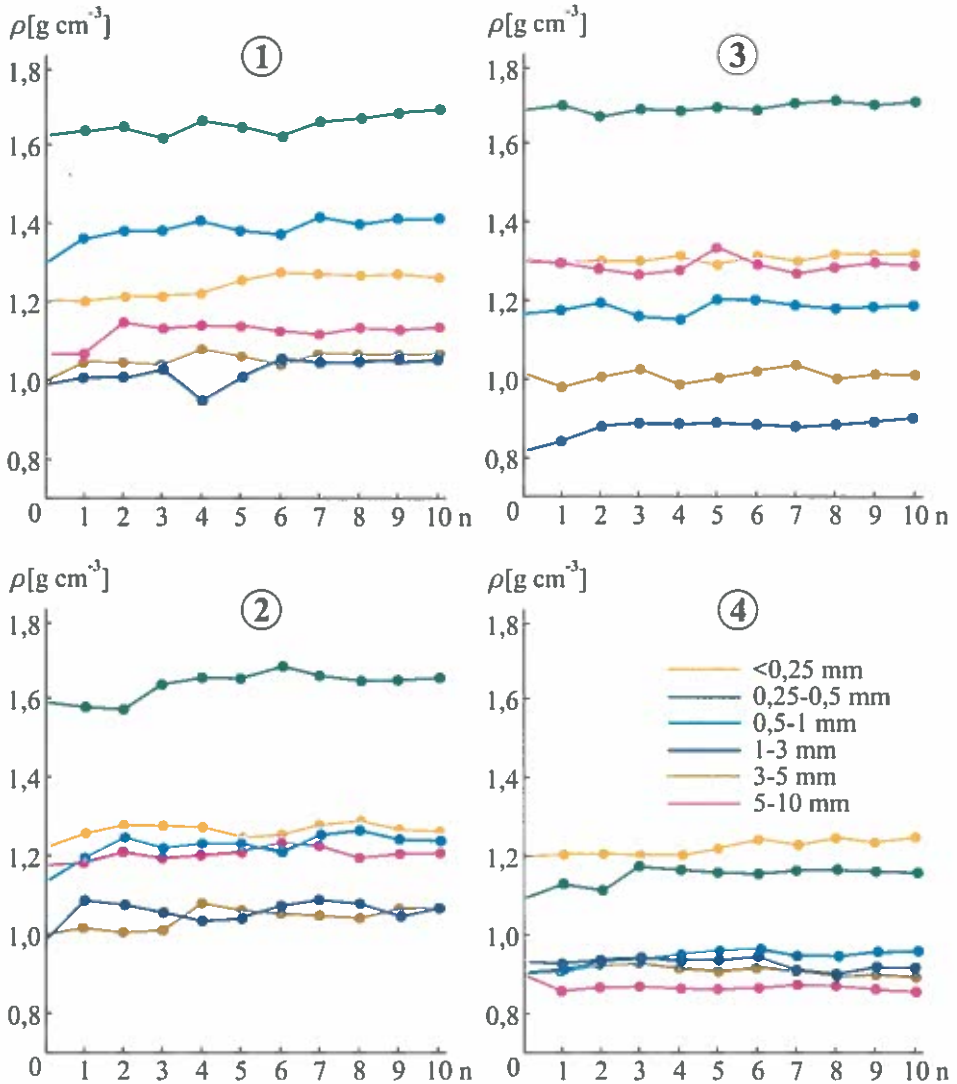
Rozkład agregatowy prób glebowych wytworzonych z różnych frakcji agregatów badanych ośmiu gleb po dziesięciu cyklach nawilżania-osuszania przedstawiono na Rys. 10. Analiza wykresów pozwala wnioskować, że w próbkach glebowych zbudowanych wyjściowo z agregatów mniejszych od 3 mm największą część stanowią agregaty o średnicy wyjściowej (w 21 na 24 zbadane rozkłady agregatowe). Wyjątek stanowiła tu gleba nr 4 dla frakcji 0,5-0,25 i 1-0,5 mm oraz gleba nr 8 dla frakcji 0,25-0,5 mm. Rozkład agregatowy prób glebowych zbudowanych wyjściowo z agregatów większych od 3 mm jest bardzo zróżnicowany i trudno doszukać się w jego przebiegu zależności, np. od typu gleby. Agregaty o średnicach wyjściowych, tj. 3-5 i 5-10 mm w 9 na 16 przebadanych przypadków stanowiły większość w próbkach glebowych. Analizując uzyskane wyniki dotyczące wodoodporności i rozkładu agregatowego badanych prób glebowych nie stwierdzono szczególnego wpływu wysokiej zawartości próchnicy, materii organicznej czy też węgla wapnia, np. w przypadku frakcji 1-3 mm gleby nr 3 lub agregatów o średnicach większych od 0,25 mm gleby nr 8 i wszystkich frakcji agregatów gleby nr 4 na ich przebiegi.

Zmiany gęstości (ρ) po kolejnych cyklach nawilżania-osuszania (n) dla różnych frakcji agregatów gleb nr 1-8 przedstawiono na Rys. 11 i 12. Zmiany gęstości prób glebowych były niewątpliwie efektem zmian agregacji pod wpływem działania wody w cyklach nawilżanie-osuszanie. Podobnie jak w przypadku agregacji zmiany gęstości były najbardziej intensywne w pierwszym i drugim cyklu nawilżania-osuszania, ale stabilizację gęstości notowano dopiero pomiędzy siódmym a dziewiątym cyklem nawilżania-osuszania. Generalnie we wszystkich przypadkach obserwowano wzrost gęstości prób glebowych wraz z kolejnym cyklem nawilżania-osuszania, jednak wzrost ten w żadnym przypadku nie przekroczył 10%. Ostateczny rozkład gęstości po dziesiątym cyklu nawilżania-osuszania dla różnych frakcji agregatów gleb nr 1-8 przedstawiono na Rys. 13. Z przebiegu krzywych



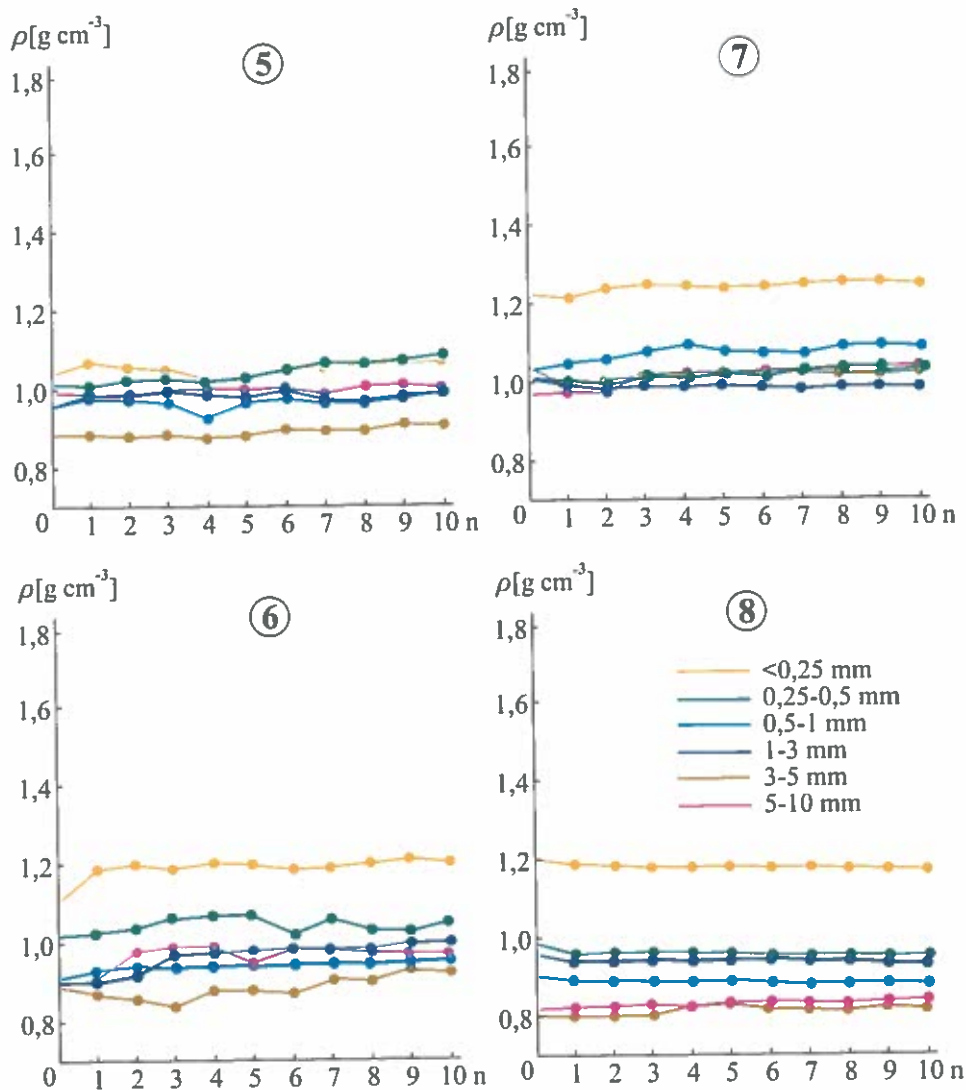
Rys. 10. Agregacja (A) po 10 cyklach nawilżania-osuszenia (n) początkowo monoagregatowych próbek gleb nr 1-8.

Fig. 10. Aggregation (A) after 10 wetting-drying cycles (n) of initially monoaggregate samples for soils Nos 1-8.



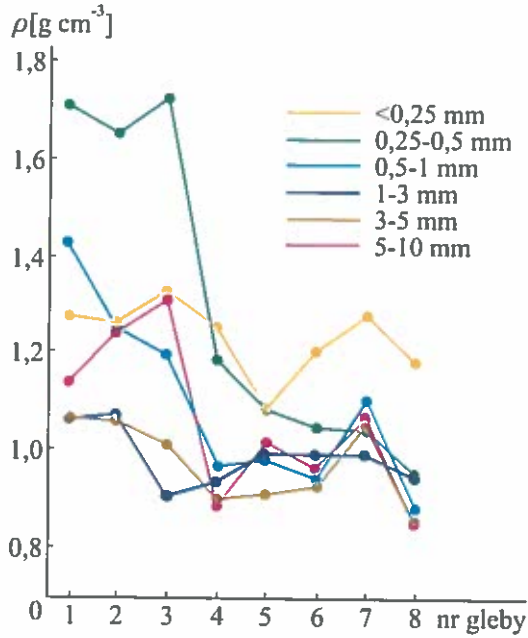
Rys. 11. Gęstość (ρ) po kolejnych cyklach nawilżania-osuszenia (n) początkowo monoagregatowych próbek gleb nr 1-4.

Fig. 11. Bulk density (ρ) after subsequent wetting-drying cycles (n) of initially monoaggregate samples for soils Nos 1-4.



Rys. 12. Gęstość (ρ) po kolejnych cyklach nawilżania-osuszania (n) początkowo monoagregatowych próbek gleb nr 5-8.

Fig. 12. Bulk density (ρ) after subsequent wetting-drying cycles (n) of initially monoaggregate samples for soils Nos 5-8.



Rys. 13. Gęstość (ρ) po 10 cyklach nawilżania-osuszania (n) początkowo monoagregatowych próbek gleb nr 1-8.

Fig. 13. Bulk density (ρ) after 10 wetting-drying cycles (n) of initially monoaggregate samples for soils Nos 1-8.

przedstawionych na powyższym rysunku wynika, że gęstości uzyskane dla próbek agregatowych badanych gleb wahają się w granicach $0,8 - 1,7 \text{ g cm}^{-3}$ i zależą od wielkości agregatów i typu gleby. Największe zróżnicowanie gęstości notowano dla gleb nr 1, 2 i 3. Wahalo się ono od minimalnego - $0,8-1,1 \text{ g cm}^{-3}$ dla frakcji 1-3 i 3-5 mm do maksymalnego - $1,6-1,7 \text{ g cm}^{-3}$ dla frakcji 0,5-0,25 mm. Najmniejsze zróżnicowanie gęstości notowano dla gleby nr 5 - od około $0,9 \text{ g cm}^{-3}$ dla frakcji agregatów 3-5 mm do $1,1 \text{ g cm}^{-3}$ dla frakcji mniejszej od 0,25 mm. Ekstremalne wartości gęstości dla poszczególnych frakcji agregatów badanych gleb wahały się w granicach $1,3-1,05 \text{ g cm}^{-3}$ dla frakcji mniejszej od 0,25 mm; $1,7-0,95 \text{ g cm}^{-3}$ dla frakcji 0,25-0,5 mm; $1,4-0,85 \text{ g cm}^{-3}$ dla frakcji 0,5-1 mm; $1,05-0,9 \text{ g cm}^{-3}$ dla frakcji

1-3 mm; $1,05-0,85 \text{ g cm}^{-3}$ dla frakcji 3-5 mm i $1,3-0,85 \text{ g cm}^{-3}$ dla frakcji 5-10 mm. Analizując wartości gęstości dla poszczególnych frakcji agregatów badanych gleb i porównując je z rozkładem granulometrycznym (Tabela 3) można wnioskować, że wysokie gęstości próbek agregatowych frakcji 0,25-0,5 mm gleb nr 1, 2 i 3 są spowodowane występowaniem w nich znacznych ilości cząstek piasku.

Podsumowując uzyskane wyniki badań stwierdzono, że działanie wody w cyklach nawilżanie-osuszanie powoduje zasadnicze zmiany rozkładu agregatowego i gęstości początkowo monoagregatowych próbek glebowych:

- zmiany rozkładu agregatowego i gęstości próbek glebowych najintensywniej zachodzą pomiędzy pierwszym a trzecim cyklem nawilżania-osuszania, a stabilizacja rozkładu agregatowego i gęstości następuje pomiędzy piątym a dziewiątym cyklem nawilżania-osuszania,
- wodoodporność agregatów glebowych maleje wraz ze wzrostem ich wielkości, ilość wodoodpornych agregatów frakcji 0,25-0,5 mm wahała się od 83 do 38%; frakcji 0,5-1 mm od 72 do 37%; frakcji 1-3 mm od 63 do 35%; frakcji 3-5 mm od 37 do 8%, a frakcji 5-10 mm od 35 do 4% i była zależna od typu gleby,
- głównym produktem rozpadu agregatów nieodpornych na działanie wody były grudki o średnicy mniejszej od 0,25 mm i 0,25-0,5 mm,
- ilości agregatów o średnicy większej od wyjściowej powstałych pod wpływem działania wody były niewielkie i wynosiły 2-3%,
- największy udział w ostatecznym rozkładzie agregatowym próbek glebowych w przypadku agregatów o średnicy mniejszej od 3 mm wykazały frakcje agregatów o średnicach wyjściowych,
- rozkład agregatowy próbek glebowych zbudowanych początkowo z agregatów o średnicach większych od 3 mm jest bardzo zróżnicowany,
- gęstość próbek glebowych podczas działania wody w cyklach nawilżanie - osuszanie stopniowo wzrastała, ale w żadnym badanym przypadku wzrost ten nie przekroczył 10%,
- największe zróżnicowanie gęstości w badanych próbkach glebowych zbudowanych z agregatów różnej wielkości odnotowano dla gleby brunatnej (nr 3) - od $1,72 \text{ g cm}^{-3}$ dla agregatów frakcji 0,25-0,5 mm do $0,90 \text{ g cm}^{-3}$ dla agregatów frakcji 1-3 mm; najmniejsze zaś dla gleby płowej (nr 5) - od $1,08 \text{ g cm}^{-3}$ dla agregatów mniejszych od 0,5 mm do $0,91 \text{ g cm}^{-3}$ dla agregatów frakcji 3-5 mm.

Konkluzje powyższe pozwalają na stwierdzenie, że zastosowana metodyka, tj. poddanie monoagregatowych próbek glebowych działaniu wody w cyklach nawilżanie-osuszanie od pełnego nasycenia wodą do wysuszenia ich do stanu powietrznie suchego, umożliwia uzyskanie trwałego pod względem właściwości

fizycznych materiału glebowego charakteryzującego się niezmiennym rozkładem agregatowym i gęstością, co daje podstawę do prowadzenia dalszych ich badań z oddziaływaniem wody. W niniejszej pracy wszystkie badania zostały przeprowadzone dla tak spreparowanych próbek glebowych.

4.2. Statyczne charakterystyki wodne

Statyczne charakterystyki wodne gleby dotyczą zależności pomiędzy wilgotnością a energią wiązania wody w glebie. W chemii fizycznej przyjęto uważać energię wiązania wody jako potencjał chemiczny, czyli parcjalaną właściwą swobodną energię przy nieobecności zewnętrznych pól sił. W profilu glebowym jednak na równowagę i ruch wody wpływa także siła grawitacji, dlatego też całkowity potencjał wody glebowej można przedstawić jako (86, 166, 186:)

$$\Psi_c = \Psi_w + \Psi_z$$

gdzie:

Ψ_c - potencjał całkowity,

Ψ_w - potencjał wody glebowej,

Ψ_z - potencjał grawitacyjny.

Potencjał wody glebowej w warunkach izotermicznych jest definiowany jako ilość pracy towarzysząca przeniesieniu jednostkowej masy wody z czystej swobodnej wody, znajdującej się na umownym poziomie zerowym w polu grawitacyjnym, do roztworu glebowego znajdującego się w dużej objętości gleby o określonej wilgotności i składa się z:

$$\Psi_w = \Psi_p + \Psi_o + \Psi_m$$

gdzie:

Ψ_w - potencjał wody glebowej,

Ψ_p - potencjał ciśnieniowy,

Ψ_o - potencjał osmotyczny,

Ψ_m - potencjał macierzysty.

Potencjał wody glebowej wyrażany jest w J kg^{-1} lub w J m^{-3} . Jeżeli rozpatrzymy wyrażanie potencjału wody glebowej jako:

$$\text{J m}^{-3} = \frac{\text{Nm}}{\text{m}^3} = \frac{\text{N}}{\text{m}^2}$$

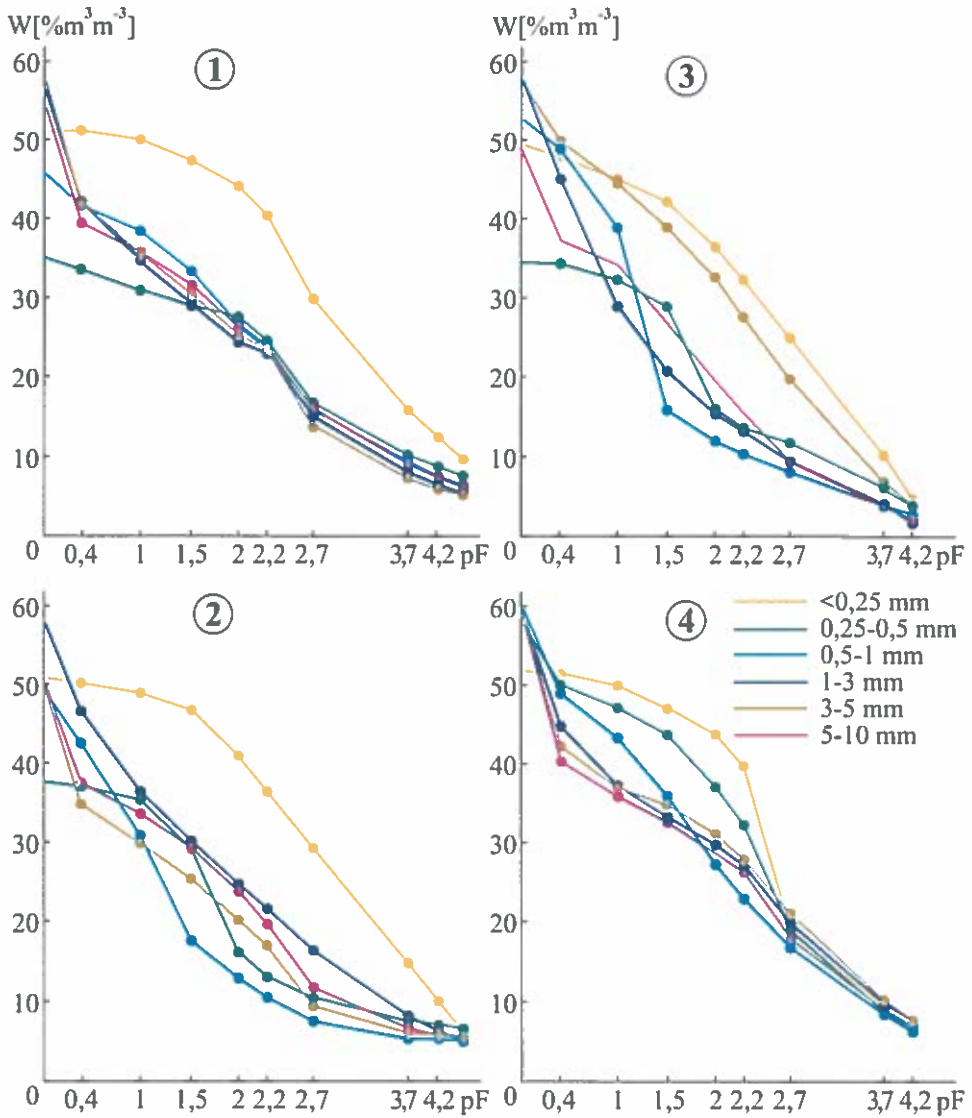
stwierdzimy, że potencjał wody można wyrażać w jednostkach ciśnienia.

Przy praktycznych pomiarach potencjału wody glebowej, wyznaczając potencjał fazy ciekłej, mierzymy tzw. ciśnienie ekwiwalentne lub tzw. siłę ssącą, tj. ciśnienie, którym należy działać na roztwór glebowy w celu zahamowania przenikania przez ośrodki półprzepuszczalne czystej wody do roztworu glebowego, w którym woda ma niższy potencjał. Można również działać podciśnieniem na czystą wodę. To ekwiwalentne ciśnienie jest miarą różnicy potencjałów pomiędzy czystą wodą a wodą znajdującą się w glebie. Ciśnienie to jest wyrażane w barach (USA), hPa lub wysokością słupa wody w cm. Ponieważ ciśnienia obejmują bardzo szeroki zakres wartości Schofield [187, 217] zaproponował wyrażanie ekwiwalentnego ciśnienia jako dziesiętnego logarytmu ciśnienia ekwiwalentnego wyrażonego w cm i oznaczenie go symbolem "pF".

4.2.1. Charakterystyki potencjał wody glebowej-wilgotność

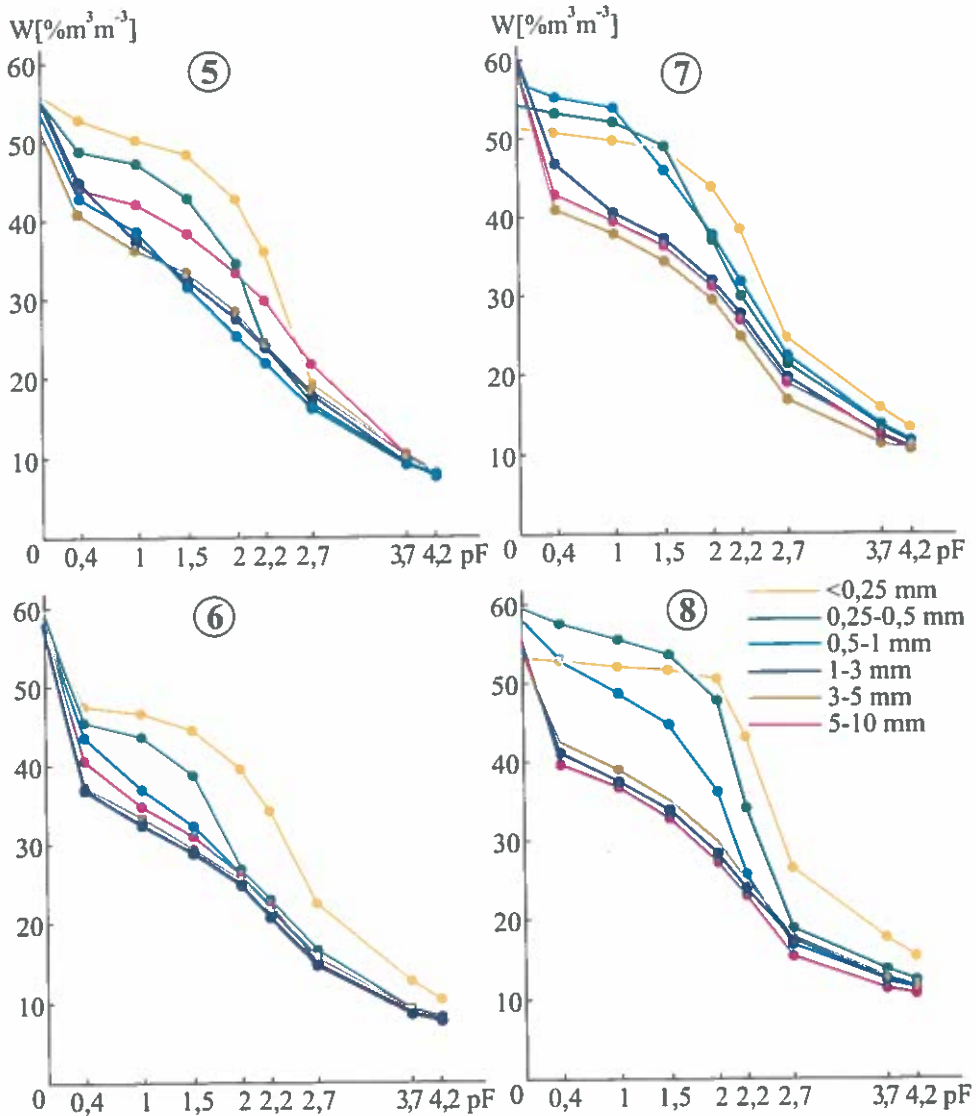
Znajomość ilości wody wiązanej różnymi siłami zawartej w jednostce objętości gleby jest szczególnie przydatna z rolniczego punktu widzenia, gdyż możliwości zaopatrywania roślin w wodę uwarunkowane są ilością i energią wiązania wody w objętości gleby przerośniętej systemem korzeniowym. Ponadto znajomość tej zależności umożliwia bilansowanie wody w różnych warstwach gleby.

Charakterystyki potencjał wody glebowej - wilgotność w procesie osuszania dla różnych frakcji agregatów ośmiu badanych gleb przedstawiono na Rys. 14 i 15. Przebieg krzywych retencji wodnej dla próbek glebowych wytworzonych z agregatów różnych wymiarów gleby nr 1 wskazuje, że najwięcej wody przy pF 0 znajduje się w próbkach zbudowanych wyjściowo z agregatów większych od 1 mm (56-59%), najmniej natomiast we frakcji agregatów 0,25-0,5 mm (35%). W zakresie potencjałów pF 0,4-pF 4,2 maksymalną wilgotnością charakteryzowały się agregaty o średnicy mniejszej od 0,25 mm. Pozostałe frakcje agregatów wykazywały wilgotność mniejszą o około 20% przy pF 1,5 do 2% przy pF 4,2. Różnice w zawartości wody pomiędzy poszczególnymi frakcjami agregatów gleby nr 1 większymi od 0,25 mm są znaczne jedynie w zakresie pF 0-pF 1,5. Powyżej pF 1,5 ilości wody wiązane przez te próbki praktycznie niewiele się różnią. W przypadku gleby nr 2 przy pF 0 najwięcej wody znajduje się w próbkach zbudowanych wyjściowo z agregatów o wielkości 1-3 mm (57%), najmniej natomiast - z agregatów o wymiarach 0,25-0,5 mm (37%). Dla potencjałów większych od pF 0 najwięcej wody, podobnie jak w glebie nr 1, zatrzymują agregaty o średnicy mniejszej od 0,25 mm. Znaczną zdolnością do retencionowania wody w całym zakresie badanych potencjałów charakteryzują się także agregaty frakcji 1-3 mm. Najmniej wody



Rys. 14. Charakterystyki potencjał wody glebowej (pF)-wilgotność (W) w procesie osuszania dla próbek wytworzonych z różnych frakcji agregatów gleb nr 1-4.

Fig. 14. Soil water potential (pF)-moisture (W) characteristics in drying process for samples created of different aggregate fractions of soils Nos 1-4.



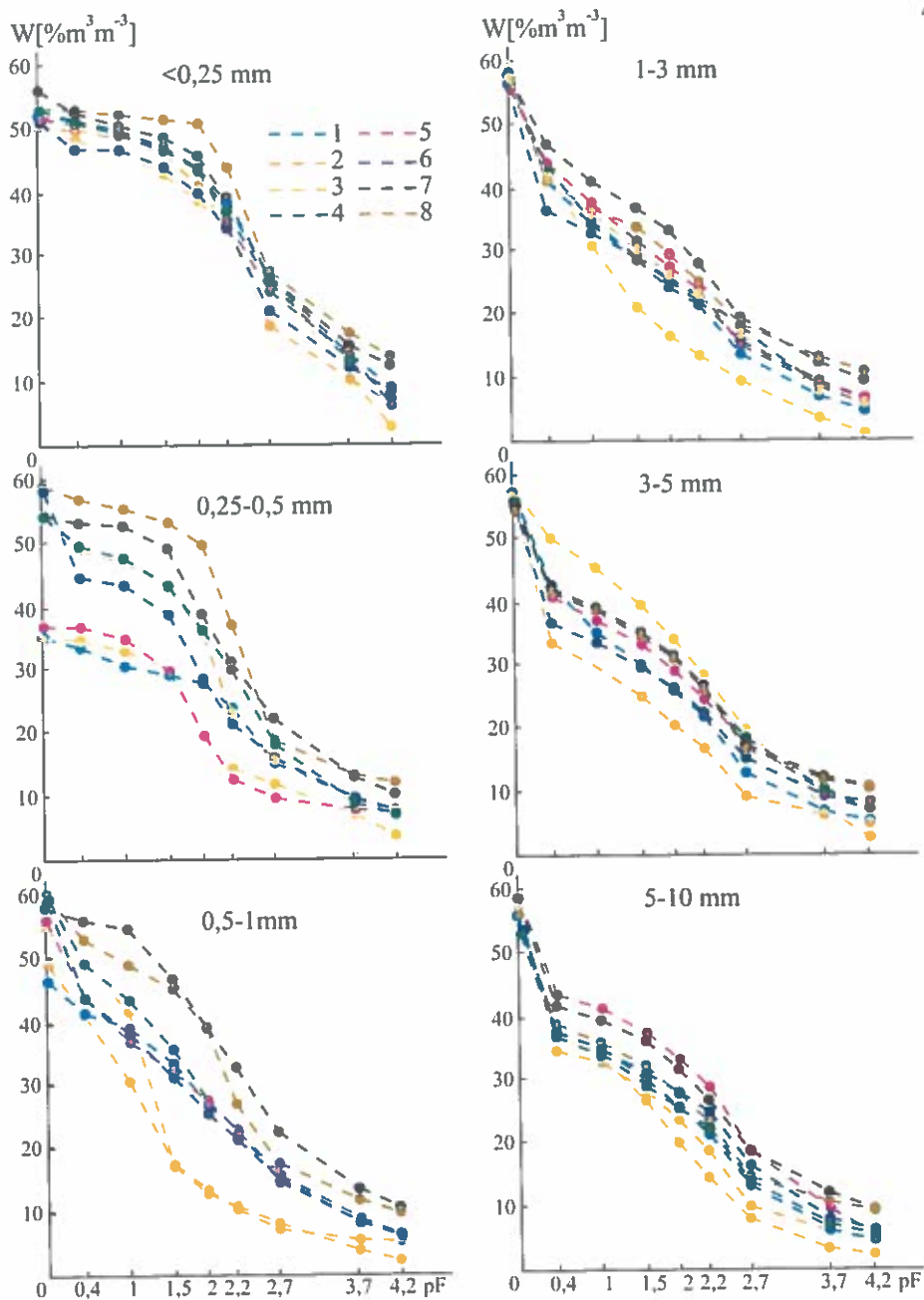
Rys. 15. Charakterystyki potencjał wody glebowej (pF)-wilgotność (W) w procesie osuszania dla próbek wytworzonych z różnych frakcji agregatów gleb nr 5-8.

Fig. 15. Soil water potential (pF)-moisture (W) characteristics in drying process for samples created of different aggregate fractions of soils Nos 5-8.

natomiast znajduje się w próbkach glebowych zbudowanych wyjściowo z agregatów o średnicy 0,5-1 mm wiązanej siłami odpowiadającymi i większymi od pF 1. Analizując zdolności retencyjne gleby nr 3 można stwierdzić że przy pF 0 najwięcej wody zatrzymywane jest przez próbki glebowe zbudowane początkowo z agregatów o wymiarach 3-5 i 1-3 mm (58-60%), najmniej zaś przez agregaty frakcji 0,25-0,5 mm (35%). Generalnie największe ilości wody dla potencjałów większych od pF 0 w glebie nr 3 wiążą agregaty mniejsze od 0,25 mm i agregaty frakcji 3-5 mm. Dla pF mniejszych od 1 minimalne ilości wody zatrzymywały agregaty frakcji 0,25-0,5 mm, a dla potencjałów wyższych od pF 1 - próbki początkowo zbudowane z agregatów frakcji 0,5-1 mm. Odmiennie przedstawiają się charakterystyki potencjał wody glebowej-wilgotność dla gleb nr 4, 5, 6, 7 i 8. Zawartości wody przy pF 0 oraz przy pF większych od 2,7 dla agregatów wszystkich badanych frakcji są zbliżone, tj. różnice w ilości retencjonowanej wody dla poszczególnych frakcji agregatów nie przekraczają 13%, a dla gleb nr 4, 5 i 6 dla pF większych od 2,7 są mniejsze od 7%. W zakresie potencjałów odpowiadających pF 0,4-pF 2,7 przebiegi krzywych retencji wodnej dla badanych agregatowych próbek glebowych różnią się znacznie, a różnice w zawartości wody dla poszczególnych frakcji agregatów przy tym samym potencjale wody dochodzą nawet do 23% (gleba nr 8, pF 2). Agregatami, które retencjonują maksymalne ilości wody w tym przedziale potencjałów są, w większości przypadków, agregaty o średnicy mniejszej od 0,25 mm oraz agregaty frakcji 0,25-0,5 mm. Minimalne natomiast zdolności do retencjonowania wody w przypadku gleb nr 4, 5, 6, 7 i 8 wykazały próbki glebowe zbudowane początkowo z agregatów największych, tj. frakcji 1-3; 3-5 i 5-10 mm.

Analizując przebieg krzywych przedstawionych na Rys. 14 i 15 można stwierdzić, że przebiegi charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność badanych frakcji agregatów glebowych generalnie zależą od gatunku gleby i można je podzielić na dwie grupy. Do pierwszej grupy można zaliczyć gleby nr 2 i 3 oraz ze względu na frakcję mikroagregatów glebę nr 1 wytworzone z gliny piaszczystej i piasku słabogliniastego; do drugiej - gleby nr 4, 5, 6, 7 i 8 wytworzone z pyłu ilastego (lessu). Pierwszą grupę gleb charakteryzuje szeroka zmienność charakterystyk retencji wody w zależności od wielkości agregatów w całym zakresie potencjałów wody glebowej. Druga grupa gleb charakteryzuje się znaczną zmiennością wilgotności w zależności od wielkości agregatów jedynie w zakresie potencjałów odpowiadających pF 0,4-pF 2,7.

Zależność pomiędzy potencjałem wody glebowej a wilgotnością dla agregatów poszczególnych frakcji badanych gleb przedstawiono na Rys. 16. Z wykresów wynika, że agregaty frakcji mniejszej od 0,25 mm charakteryzują się wysoką



Rys. 16. Charakterystyki potencjał wody glebowej (pF)-wilgotność (W) w procesie osuszania dla różnych początkowo monoagregatowych próbek gleb nr 1-8.

Fig. 16. Soil water potential (pF)-moisture (W) characteristics in drying process for different initially monoaggregate samples of soils Nos 1-8.

wilgotnością w zakresie potencjałów odpowiadających pF 0-pF 2,2. Ilości wody zatrzymywane przez mikroagregaty w tym zakresie potencjałów są największe dla agregatów gleby nr 5 - 56% i gleby nr 2 - 50% przy pF0, najmniejsze natomiast dla agregatów gleby nr 8 -46% i gleby nr 2 - 33% przy pF2,2. Pomiędzy pF 2,2 a pF 2,7 zawartość wody w próbkach glebowych gwałtownie spada. Po przekroczeniu pF 2,7 spadek wilgotności staje się łagodniejszy i w ostatecznym efekcie minimalne ilości wody odnotowane przy pF 4,2 wynoszą 14% dla agregatów gleby nr 8 i 3% dla agregatów gleby nr 3. Próbki glebowe zbudowane początkowo z agregatów frakcji 0,25-0,5 mm wysoką wilgotność, niezmienną praktycznie dla danej gleby, wykazują w przedziale pF 0 - pF 1,5. Waha się ona, w odróżnieniu od mikroagregatów, w bardzo szerokim zakresie i wynosi przy pF 0 od 35% dla gleb nr 1 i 3 do 60% dla gleb nr 6 i 8, a przy pF 1,5 - od 28% dla gleby nr 2 do 54% dla gleby nr 8. Po przekroczeniu pF 1,5 wilgotność raptownie spada do pF 2,7, osiągając wartość 10% dla gleby nr 2 i 22% dla gleby nr 7. Przy potencjale odpowiadającym pF 4,2 wilgotność waha się od 3% dla gleby nr 3 do 12% dla gleby nr 8. Próbki zbudowane wyjściowo z agregatów frakcji 0,5-1 mm charakteryzuje niemal systematyczny spadek wilgotności wraz ze wzrostem potencjału wody glebowej do pF 2,7. Przy pF 0 wykazują one wilgotność od 46% dla gleby nr 1 do 64% dla gleby nr 6; przy pF 2,2 od 11% dla gleb nr 2 i 3 do 33% dla gleby nr 7; przy pF 2,7 od 8% dla gleby nr 2 do 23% dla gleby nr 7; a przy pF 4,2 od 2 do 11% odpowiednio dla gleb nr 3 i 7. Zupełnie odmienny od powyżej omówionych charakter przebiegu mają krzywe retencji próbek zbudowanych wyjściowo z agregatów o średnicach większych od 1 mm. Charakterystyki potencjał wody glebowej-wilgotność agregatów frakcji 1-3; 3-5 i 5-10 mm wykazują gwałtowny spadek pomiędzy pF 0 a pF 0,4. Spadek ilości wody związanej najniższymi potencjałami osiągnął maksymalną wartość - 30% dla agregatów frakcji 3-5 gleby nr 6 (64% przy pF 0) i gleby nr 2 (34% przy pF 0,4). Po przekroczeniu pF 0,4 w próbkach zbudowanych z agregatów o średnicach większych od 1 mm następował systematyczny ciągły spadek zawartości wody. Różnice wilgotności przy danych wartościach potencjału wody glebowej dla tych samych frakcji agregatów nie przekraczały 12%, z wyjątkami powodowanymi przebiegiem krzywej retencji dla gleby nr 3. Reasumując można stwierdzić, że przebieg charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność jest różny dla agregatów o średnicach mniejszych od 1 mm i dla agregatów o średnicach większych od 1 mm. Próbki zbudowane wyjściowo z agregatów o średnicach mniejszych od 1 mm charakteryzują się wysokimi zawartościami wody dla niskich potencjałów wody glebowej w zakresie od pF 0 do pF 1,5-2,2, po czym następuje ich gwałtowny spadek do pF 2,7 oraz znacznie łagodniejszy do pF 4,2, natomiast próbki zbudowane wyjściowo z agregatów o

średnicach większych od 1 mm wykazują gwałtowny spadek wilgotności pomiędzy pF 0 a pF 0,4, po czym zawartość wody w nich łagodnie maleje do pF 4,2. Taki charakter przebiegu krzywych retencji świadczy o fakcie, że wraz ze wzrostem wielkości agregatów wzrasta w próbkach ilość dużych porów ($\phi > 18,5 \cdot 10^{-6}$ m), a po przekroczeniu średnicy agregatów 1 mm ilość bardzo dużych porów ($\phi > 1200 \cdot 10^{-6}$ m). Ilość małych porów ($\phi < 0,2 \cdot 10^{-6}$ m) nie zależy od wielkości agregatów, a od typu gleby. Największe ich ilości odnotowano dla czarnoziemów (gleby nr 7 i 8) od 14,2 do 9,8% $m^3 m^{-3}$, najmniejsze zaś dla gleby brunatnej (nr 3) od 3,2 do 1,9 % $m^3 m^{-3}$.

Koniecznym warunkiem optymalnego wzrostu i rozwoju roślin jest odpowiednia ilość powietrza w glebie. Powietrze zawarte w glebie dostarcza bowiem tlenu systemowi korzeniowemu i organizmom glebowym, a ponadto umożliwia stałą wymianę gazową pomiędzy powietrzem glebowym przesyconym CO_2 a atmosferą strefy przygruntowej. W przypadku zahamowania wymiany gazowej między glebą a atmosferą w glebie gwałtownie wzrasta zawartość dwutlenku węgla, nawet do 20%, co wpływa niekorzystnie na wzrost korzeni i rozwój mikroflory tlenowej. Dlatego też relacje pomiędzy ilością wody i powietrza znajdujących się w glebie są jednym z ważniejszych problemów badawczych.

Na podstawie wykresów przedstawionych na Rys. 14, 15 i 16 można wyznaczyć objętości gleby zajmowane przez poszczególne jej fazy: stałą, ciekłą i gazową. Część objętości gleby, wyrażoną w %, zajmowaną przez fazę stałą można wyliczyć dla każdej frakcji agregatów poszczególnych gleb, odejmując od 100% porowatość ogólną (P_o - Tabela 3); część objętości, która może być zajmowana przez wodę wyznacza wartość na krzywej odpowiadająca pF 0, tj. krzywej maksymalnej pojemności wodnej. Różnica pomiędzy porowatością ogólną gleby (P_o) a maksymalną pojemnością wodną wyznacza ilość powietrza zamkniętego w porach glebowych przy pełnym nasyceniu wodą gleby w warunkach naturalnych. Przy niepełnym nasyceniu gleby wodą część objętości zajmowana przez fazę gazową jest różnicą pomiędzy porowatością ogólną (P_o) dla danej frakcji agregatów glebowych i częścią objętości zajmowaną przez fazę ciekłą, tj. wilgotnością. Wykresy te umożliwiają zatem określenie stosunków powietrzno-wodnych dla dowolnie wybranych frakcji agregatów przy różnych wartościach potencjału wody glebowej. Analizując przebiegi wykresów, można zauważyć, że ilości powietrza zawartego w glebie przy maksymalnym nasyceniu wodą gleby (pF 0) są bliskie zeru dla agregatów wszystkich frakcji gleb nr 1, 6 i 7 oraz agregatów mniejszych od 1 mm gleb nr 2 i 3. W próbkach zbudowanych z agregatów większych od 1 mm gleb nr 2 i 3 oraz agregatów gleby nr 4 zawartość powietrza nie przekracza kilku procent. Natomiast dla

agregatów wszystkich frakcji gleb nr 5 i 8 przy pF 0 ilość powietrza waha się od kilku do 14%. W miarę wzrostu potencjału wody glebowej ilość porów wypełnionych wodą maleje, co powoduje wzrost ilości powietrza zawartego w glebie. Dla pF 2,2, uważanego za równoważny połowej pojemności wodnej, ilość wody znajdującej się w glebie jest największa dla mikroagregatów gleb nr 1, 6, 7, 8 i maleje wraz ze wzrostem wielkości agregatów. Powoduje to, przy rosnącej z wielkością agregatów porowatości, znaczący wzrost pojemności powietrznej. W przypadku gleb nr 2, 3, 4 i 5 spadek ilości wody przy pF 2,2 wraz ze wzrostem wielkości agregatów następuje dla frakcji: mniejszej od 0,25; 0,25-0,5 i 0,5-1 mm. Dla agregatów frakcji 1-3; 3-5 i 5-10 mm obserwować można wzrost ilości wody w próbkach glebowych i osiągnięcie drugorzędno maksimum w przypadku gleby nr 2 dla agregatów frakcji 1-3 mm; gleb nr 3 i 4 dla agregatów frakcji 3-5 mm oraz gleby nr 5 dla agregatów 5-10 mm. Dla pF 4,2 wpływu wielkości agregatów oraz typu gleby na ilość wiązanej wody nie stwierdzono, a minimalna ilość powietrza znajdującego się w glebie przekraczała 30% (agregaty frakcji 0,25-0,5 mm gleby nr 1 i 2). Z powyższego wynika, że określenie stosunków wodno-powietrznych w badanych próbkach glebowych o zróżnicowanych właściwościach fizycznych i fizykochemicznych wymaga indywidualnego podejścia zarówno do każdego typu gleby, jak i poszczególnych frakcji agregatów glebowych.

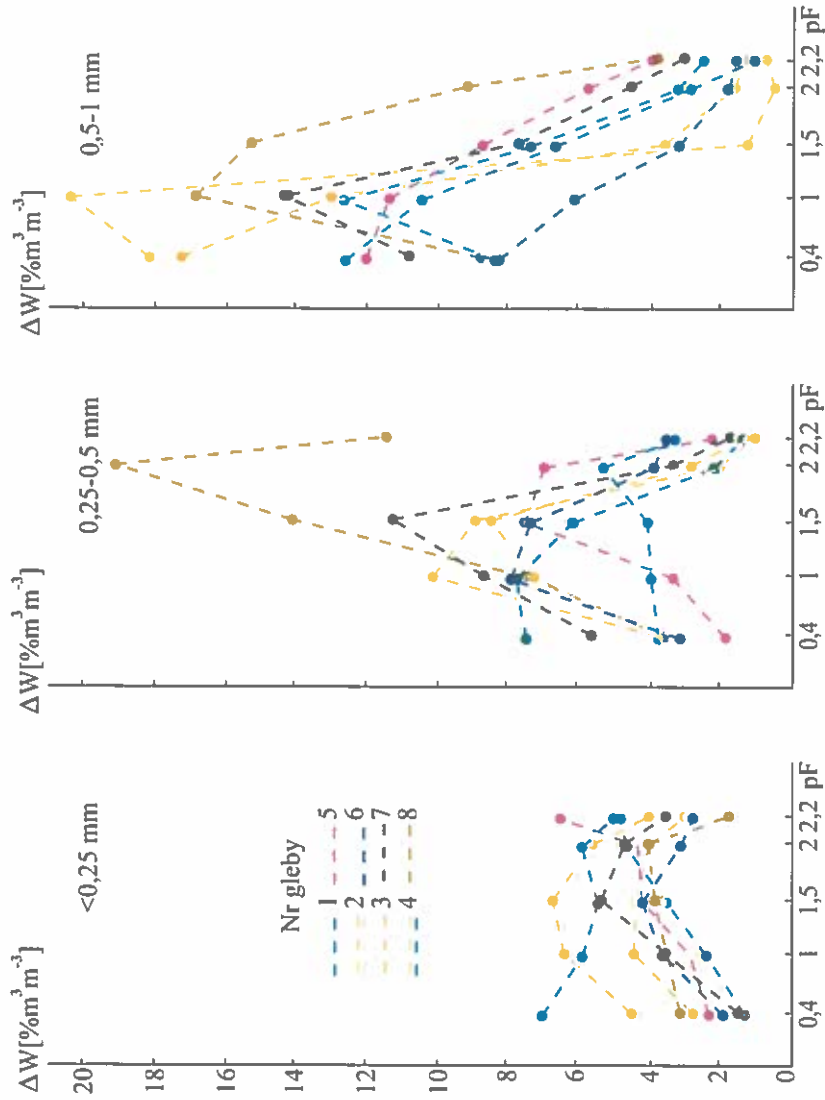
4.2.2. Wielkość efektu histerezy charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność

Gleba jest ciałem porowato-kapilarnym o określonej geometrii porów całkowicie lub częściowo wypełnionych wodą. Zawartość wody w porach glebowych, które są charakteryzowane objętością oraz minimalną i maksymalną ekwiwalentną średnicą, może zmieniać się dowolnie, a więc zmniejszać (osuszanie) lub zwiększać (nawilżanie). Wszelkie procesy zachodzące w glebie są procesami rzeczywistymi, a tym samym termodynamicznie w części nieodwracalnymi. Oznacza to, że charakterystyki funkcyjne zmiennych termodynamicznych w procesach rzeczywistych wykazują histerezę. Innymi słowy, histereza jest to zjawisko polegające na tym, że zmiany parametrów charakteryzujących dany stan układu lub jego właściwości, wywołane zmianami czynników zewnętrznych są niejednoznaczne, tj. zależą od stanów poprzedzających dany stan, tzn. historii układu. W przypadku gleby taką histerezę wykazują m.in. charakterystyki potencjał wody glebowej-wilgotność, które są statycznymi charakterystykami wodnymi gleby. Gdy rolę zmiennej niezależnej pełni potencjał wody, zmienną zależną fizyczną układu jest wilgotność. Potencjał wody glebowej charakteryzuje aktualny stan energetyczny wody glebowej,

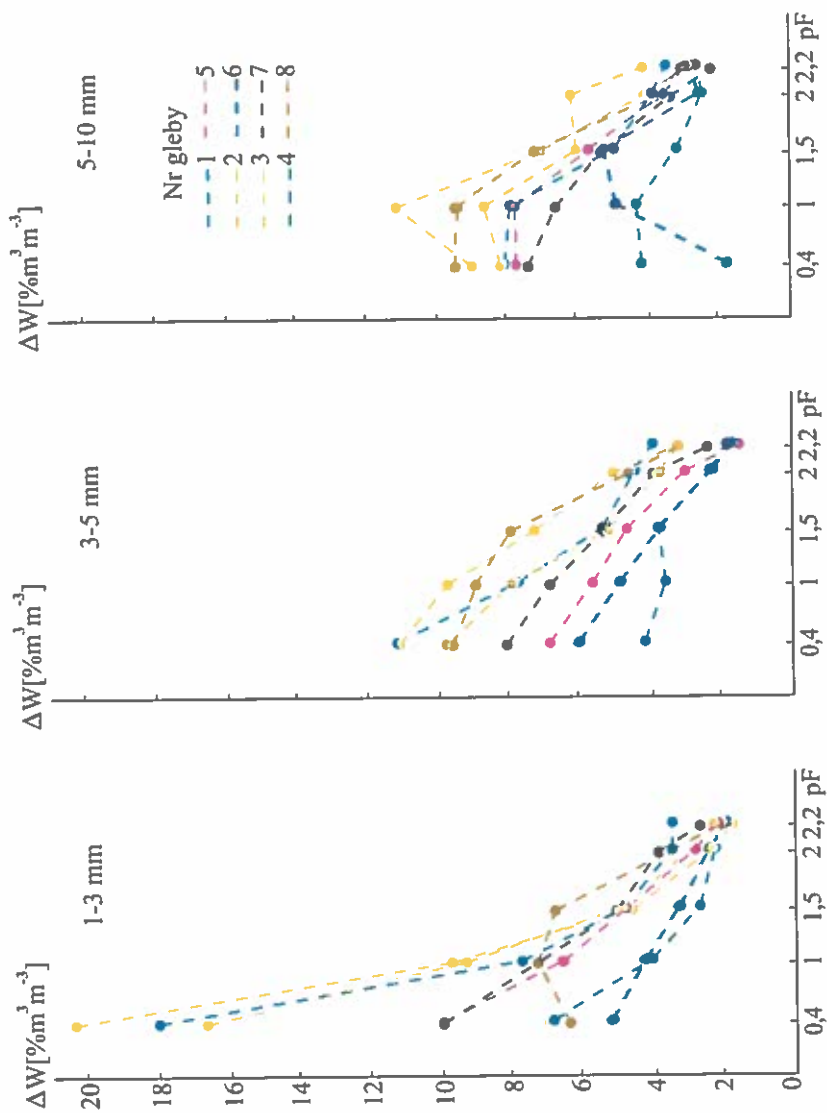
natomiast wilgotność określa zasobność w wodę oraz ilość wody możliwej do wykorzystania przez rośliny. Obszar zmian wilgotności powodowany zmianami potencjału wody nazywany jest obszarem (pętlą) histerezy. Ograniczony jest on przez dwie krzywe brzegowe, reprezentujące stany układu, gdy potencjał wody glebowej przyjmuje wszystkie wartości, co do wartości bezwzględnej, ciągle rosnące (nawilżanie) lub ciągle malejące (osuszanie). Ciało porowate o szerokim rozkładzie wielkości nieregularnych porów, jakim jest gleba, zawierające stałą, określoną objętość wody może znajdować się w różnych stanach, z których każdy jest określony przez odrębny rozkład elementów wody w porach. Zatem daną wilgotność gleby można osiągnąć w różny sposób, a maksymalne różnice między stanami występują dla brzegowych krzywych histerezy, przy czym wilgotności uzyskiwane w procesie osuszania są zawsze wyższe od wilgotności uzyskiwanych w procesie nawilżania [86, 101, 102, 103, 153, 166, 187].

Badania efektu histerezy charakterystyk potencjał wody glebowej- wilgotność dla próbek wytworzonych z różnych frakcji agregatów ośmiu gleb przeprowadzono kierując się znajomością powyższych faktów tzn. że zależność potencjał wody-wilgotność dla gleby jest funkcją niejednoznaczną, a osiągnane przez glebę wilgotności zależą od drogi (historii), po której został osiągnięty dany stan równowagi - procesu osuszania lub nawilżania. Badania przeprowadzono dla głównych, brzegowych krzywych osuszania i nawilżania, prowadząc proces osuszania od pełnego nasycenia wodą gleby (pF 0) do potencjału odpowiadającemu pF 2,7; a proces nawilżania od punktu pF 2,7 do pełnego nasycenia wodą (pF 0) próbek glebowych.

Na podstawie uzyskanych danych wyliczono wielkość efektu histerezy charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność dla wybranych wartości pF, tj. pF 0; 0,4; 1; 1,5; 2 i 2,2 (ΔW), dla wszystkich agregatowych próbek badanych gleb. Wyliczone wartości przedstawiono na Rys. 17 i 18. Wielkość efektu histerezy charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność dla agregatów mniejszych od 0,25 mm wahała się od 1,5% dla pF 0,4 dla gleb nr 4 i 7 oraz pF 2,2 dla gleby nr 8 do ponad 7% dla pF 0,4 gleby nr 1. Ogólną tendencją był wzrost efektu histerezy wraz ze wzrostem wartości pF do 1-1,5 i spadek przy pF 2,2. Od tej prawidłowości odbiega przebieg wielkości efektu histerezy dla gleby nr 1, dla której odnotowano spadek wartości wraz ze wzrostem pF oraz gleb nr 4 i 5, które osiągnęły wartości maksymalne przy pF 2,2. Agregaty frakcji 0,25-0,5 mm minimalne wartości efektu histerezy wykazywały przy pF 2,2 - od 1 do 3,5%, za wyjątkiem gleby nr 8, która przy pF 2,2 osiągnęła 11,5%. Wielkość efektu histerezy dla tej frakcji agregatów miała tendencję rosnącą do pF 1-1,5-2 w zależności od rodzaju gleby i osiągała 8-12%, zaś



Rys. 17. Wielkość efektu histerezy (ΔW) charakterystyk potencjału wody glebowej- wilgotność przy wybranych wartościach potencjału wody glebowej (pF) dla próbek wytworzonych z agregatów frakcji mniejszej od 0,25; 0,25-0,5 i 0,5-1 mm badanych gleb.
 Fig. 17. Hysteresis effect (ΔW) of soil water potential-moisture characteristics at chosen pF values for samples created from aggregates less than 0,25; 0,25-0,5 and 0,5-1 mm of investigated soils.



Rys. 18. Wielkość efektu histerezy (ΔW) charakterystyk potencjału wody glebowej- wilgotności przy wybranych wartościach potencjału wody glebowej (pF) dla próbek wytworzonych z agregatów frakcji 1-3, 3-5 i 5-10 mm badanych gleb.
 Fig. 18. Hysteresis effect (ΔW) of soil water potential-moisture characteristics at chosen pF values for samples created from aggregates of 1-3, 3-5 and 5-10 mm of investigated soils.

maksymalną wartość efektu histerezy - 19% - zanotowano dla gleby nr 8 przy pF 2. Wielkość efektu histerezy dla agregatów frakcji 0,5-1 mm wahała się w granicach od 0,5% dla pF 2 dla gleby nr 3 do 20,5% przy pF 1 dla tej samej gleby. Wielkość efektu histerezy dla gleb nr 1, 3, 7 i 8 wzrastała pomiędzy pF 0 a pF 1, po czym sukcesywnie zmniejszała się osiągając minimalne wartości przy pF 2,2. Dla agregatów frakcji 0,5-1 mm gleb nr 2, 4, 5 i 6 notowano spadek wielkości efektu histerezy wraz ze wzrostem wartości pF. Agregaty frakcji 1-3 i 3-5 mm charakteryzował spadek wielkości efektu histerezy wraz ze wzrostem wartości potencjału wody glebowej. Wyjątek stanowiła tu jedynie frakcja 1-3 mm gleby nr 8. Spadek wielkości efektu histerezy dla agregatów frakcji 1-3 mm gleb 1, 2 i 3 był znaczący, z 18-20,5% przy pF 0,4 do poniżej 3,5 % przy pF 2,2. W przypadku frakcji agregatów 5-10 mm wielkość efektu histerezy dla pF 0,4 i pF 1 utrzymywała się na zbliżonym poziomie dla gleb 1, 4, 5 i 8, a dla gleb nr 2, 3 i 6 rosła w tym zakresie potencjałów, po czym zmniejszała się osiągając minimalne wartości przy pF 2,2.

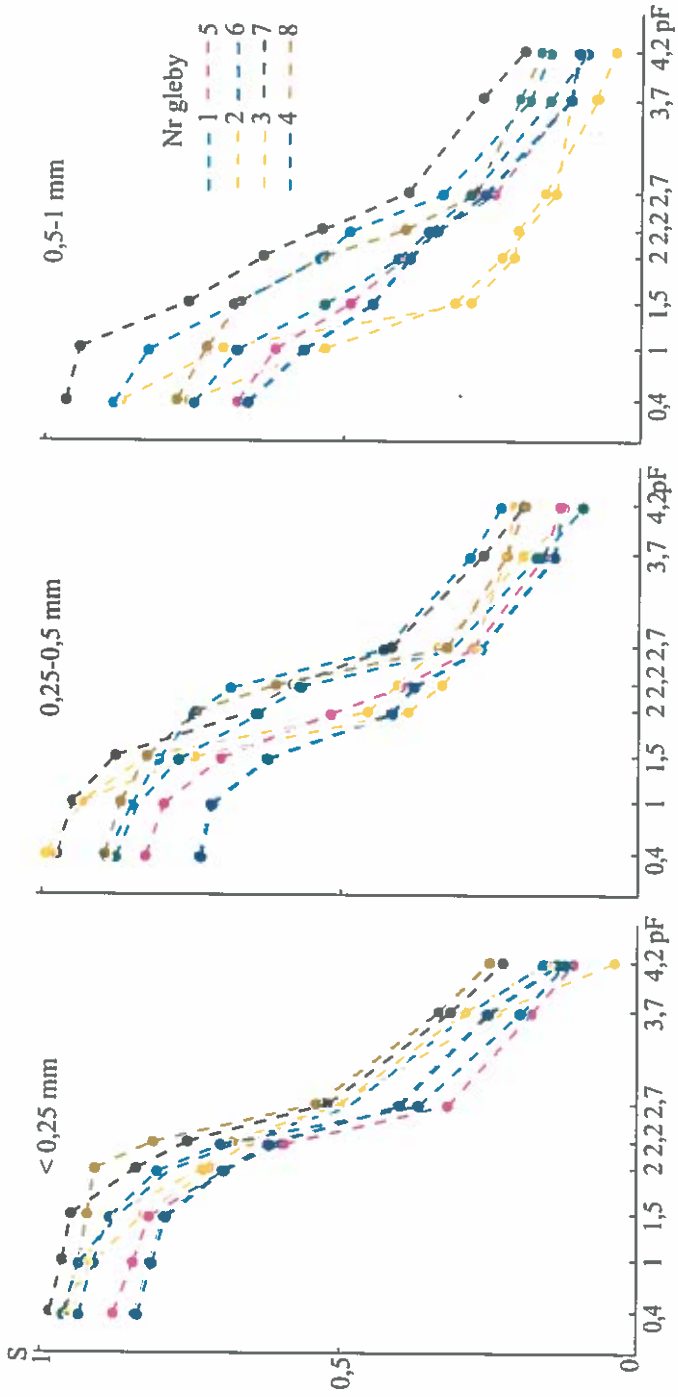
Rozpatrując wielkości efektu histerezy charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność w poszczególnych punktach pF stwierdzono, że jest on, co do wartości bezwzględnych, największy- osiąga $21\% \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, dla agregatów frakcji 0,5-1 mm wszystkich badanych gleb dla pF niższych od 1,5; agregatów frakcji 1-3 mm gleb nr 1, 2 i 3 dla pF 0,4 i agregatów frakcji 0,25-0,5 mm gleby nr 8 przy pF 2.

Na podstawie przebiegu wykresów na Rys. 17 i 18 można stwierdzić, że wielkość efektu histerezy charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność generalnie była najmniejsza dla próbek zbudowanych z agregatów o średnicy mniejszej od 0,25 mm (nie przekroczyła $8\% \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) oraz dla agregatów frakcji 3-5 i 5-10 mm (nie przekroczyła $11\% \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), co oznacza, że agregaty te tworzyły ciągi porów o względnie regularnych kształtach. Dla próbek zbudowanych z agregatów frakcji 0,25-3 mm efekt histerezy był znaczny, co świadczy o fakcie, że agregaty te tworzą struktury o znacznych ilościach porów nieregularnych kształtów. Występowanie w glebie znacznych ilości porów o nieregularnych kształtach w konsekwencji daje duże różnice w ilości wody wiązanej przez glebę w procesie osuszania i nawilżania przy takich samych wartościach potencjału w zależności od drogi, w jakiej została ona osiągnięta. Oznacza to, że w procesie osuszania jest uzyskiwana inna wilgotność gleby niż w procesie nawilżania, gdyż inne grupy porów i w inny sposób napełniają się lub opróżniają. Uzyskane wyniki badań świadczą o tym, że w przypadku gleb o zróżnicowanej agregacji w glebie znajdują się duże ilości porów o nieregularnych kształtach, co przy szacowaniu ilości zawartej w niej wody prowadzić może do względnych błędów dochodzących nawet do 50%.

4.2.3. Stopień nasycenia wodą

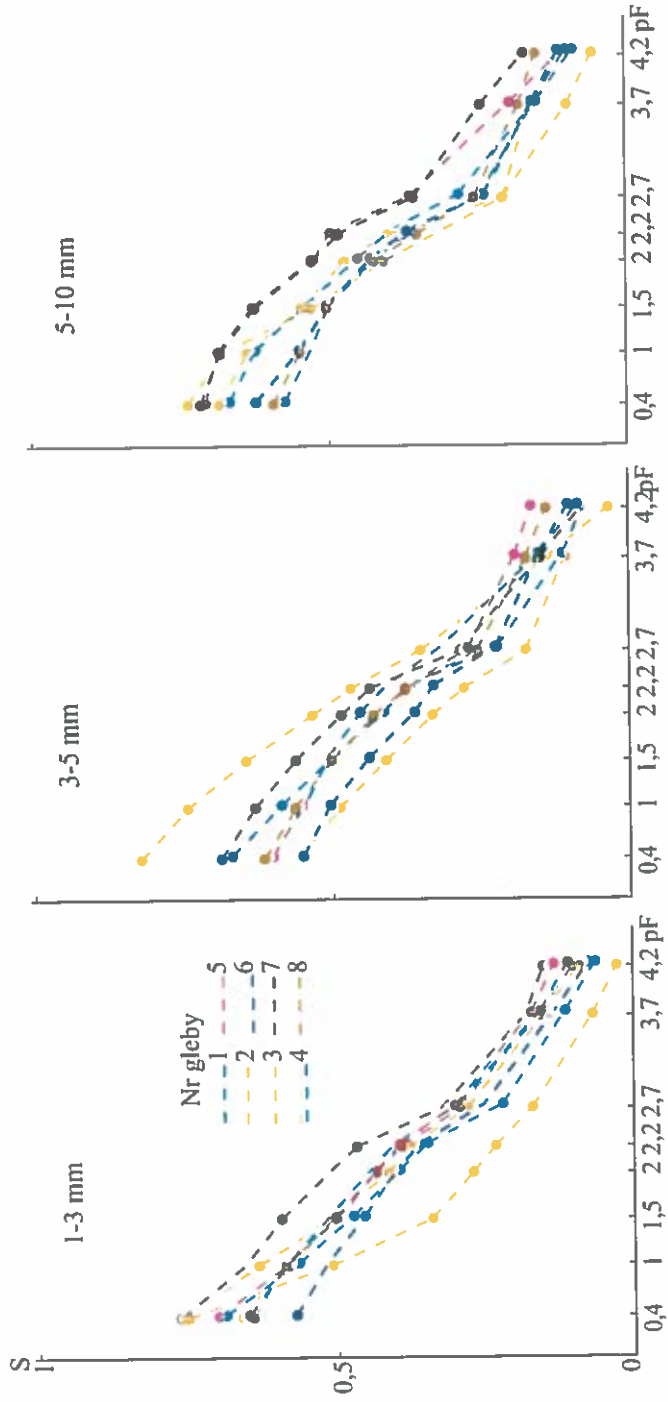
Struktura agregatowa i luźniejsza tekstura gleby sprawiają, że korzenie roślin mają zapewnioną dostateczną ilość wody i powietrza oraz swobodę rozrastania się. Dlatego też nadanie roli takiej budowy jest podstawowym zadaniem uprawy wszystkich gleb mineralnych. Porowatość ogólna w warstwie ornej gleb mineralnych waha się w warunkach naturalnych od około 30 do ponad 60% ich objętości, np. gleby wytworzone z piasków charakteryzują się porowatością około 40%, a czarnoziemy - około 60%. Wilgotność, przy której wszystkie przestwory glebowe wypełnione są wodą odpowiada maksymalnej pojemności wodnej, natomiast gdy wypełnione są tylko kapilary - kapilarną pojemnością wodną. Pory wypełnione powietrzem nazywane są porami aeracyjnymi. Suma porów kapilarnych, tj. wypełnionych wodą i porów aeracyjnych, wypełnionych powietrzem, składa się więc na porowatość ogólną gleby. Stosunek ilości porów kapilarnych do aeracyjnych w glebie może być różny, lecz za korzystny dla roślin przyjmuje się od 1:1 do 4:1. Z powyższego wynika, że najbardziej korzystne warunki wodno-powietrzne w glebie panują wtedy, gdy stopień nasycenia wodą gleby (S), tj. iloraz ilości wody znajdującej się w glebie i ogólnej porowatości, waha się od 0,5 do 0,8. Wartości stopnia nasycenia wodą gleby przekraczające 0,8 świadczą o nadmiernym jej uwilgotnieniu, natomiast niższe od 0,5 - o nadmiernym jej napowietrzeniu [96, 205].

Wartości stopnia nasycenia (S) przy wybranych wartościach potencjału wody glebowej (pF) dla poszczególnych frakcji agregatów gleb nr 1-8 przedstawiono na Rys. 19 i 20. Analizując przebiegi wykresów można zauważyć, że optymalne wartości stopnia nasycenia wodą w przypadku mikroagregatów mieściły się w granicach pF 2,2-pF 2,8 dla gleb nr 1, 4, 7 i 8; pF 1,5-pF 2,6 - dla gleby nr 6; pF 1,7-pF 2,5 dla gleby nr 2 oraz pF 1,5-pF 2,4 dla gleb nr 3 i 5. W przypadku agregatów frakcji 0,25-0,5 mm optimum stopnia nasycenia zawarte było pomiędzy pF 0 a pF 1,7 dla gleby nr 6; pF 1-pF 1,8 dla gleby nr 5; pF 1,7-pF 1,8 dla gleb nr 2 i 3 oraz pomiędzy pF 1,7 a pF 2,6 dla gleb nr 1, 4, 7 i 8. Agregaty o średnicach 0,5-1 mm stwarzały optymalne warunki wodno-powietrzne w następujących zakresach potencjałów wody glebowej: pF 0,4-pF 1,3 dla gleb nr 5 i 6; pF 0,4-pF 1,2 dla gleby nr 2; pF 0,4-pF 1,7 dla gleby nr 4; pF 0,4-pF 2,1 dla gleby nr 8; pF 0,7-pF 1,3 dla gleby nr 3; pF 1,3-pF 2,2 dla gleby nr 1 i pF 1,5-pF 2,4 dla gleby nr 7. Agregaty frakcji 1-3 mm charakteryzowały się optymalnymi wartościami stopnia nasycenia wodą w zakresie pF 0,4-pF 0,9 dla gleb nr 3 i 6; pF 0,4-pF 1,5 dla gleb 1, 2, 4, 5 i 8 oraz pF 0,4-pF 2,1 dla gleby nr 7. W przypadku agregatów frakcji 3-5 mm optimum stopnia nasycenia



Rys. 19. Wielkość stopnia nasycenia wodą /S/ przy wybranych wartościach potencjału wody glebowej (pF) dla próbek wytworzonych z agregatów frakcji mniejszej od 0,25; 0,25-0,5 i 0,5-1 mm badanych gleb.

Fig. 19. Saturation (S) at chosen pF values for aggregates of less than 0,25; 0,25-0,5 and 0,5-1 mm for investigated soils.



Rys. 20. Wielkość stopnia nasycenia wodą (S) przy wybranych wartościach potencjału wody glebowej (pF) dla próbek wytworzonych z agregatów frakcji 1-3, 3-5 i 5-10 mm badanych gleb.

Fig. 20. Saturation /S/ at chosen pF values for samples created from aggregates of 1-3; 3-5 and 5-10 mm for investigated soils.

wystąpiło pomiędzy pF 0,4 a pF 0,7 dla gleb nr 2 i 6; pF 0,4-pF 1,4 dla gleb nr 1, 4, 5 i 8; pF 0,4-pF 2,1 dla gleby nr 3 oraz p F 0,4-pF 1,9 dla gleby nr 7. Agregaty największych wymiarów stwarzały optymalne warunki wodno-powietrzne w zakresie pF 0,4-pF 1,2 w glebach nr 4, 6 i 8; pF 0,4-pF 1,5 w glebach nr 1, 2 i 3 oraz pF 0,4-pF 2,2 w glebach nr 5 i 7. Analizując przedstawione powyżej dane można stwierdzić, że optymalne wartości stopnia nasycenia wodą, od 0,5 do 0,8, odnotowano dla agregatów mniejszych od 0,25 mm w zakresie potencjałów odpowiadających pF 1,5-pF 2,8; przy czym dla gleb nr 2, 3, 5 i 6 w zakresie pF 1,5-pF 2,6, a dla gleb nr 1, 4, 7 i 8 w zakresie pF 2,2-pF 2,8. W przypadku agregatów frakcji 0,25-0,5 mm optymalne wartości stopnia nasycenia notowano dla gleb nr 1, 2, 7 i 8 w przedziale pF 1,7-pF 2,6; dla gleb nr 2 i 3 pomiędzy pF 1,7 a pF 1,8; a dla gleb nr 5 i 6 - pF 0,4-pF 1,8. Agregaty frakcji 0,5-1 mm gleb nr 2, 3, 4, 5, 6 i 8 optimum stopnia nasycenia osiągnęły pomiędzy pF 0,4 a pF 1,7; gleb nr 1 i 7 pomiędzy pF 1,3 a pF 2,4; a gleby nr 8 w zakresie pF 0,4 -pF 2,1. Agregaty o średnicach większych od 1 mm tj. frakcji 1-3, 3-5 i 5-10 mm, najkorzystniejsze wartości stopnia nasycenia wykazały w zakresie pF 0,4 -pF 1,5; poza agregatami gleby nr 7; frakcji 3-5 mm gleby nr 3 i frakcji 5-10 mm gleby nr 5, dla których górna granica pF wahała się od 1,9 do 2,2.

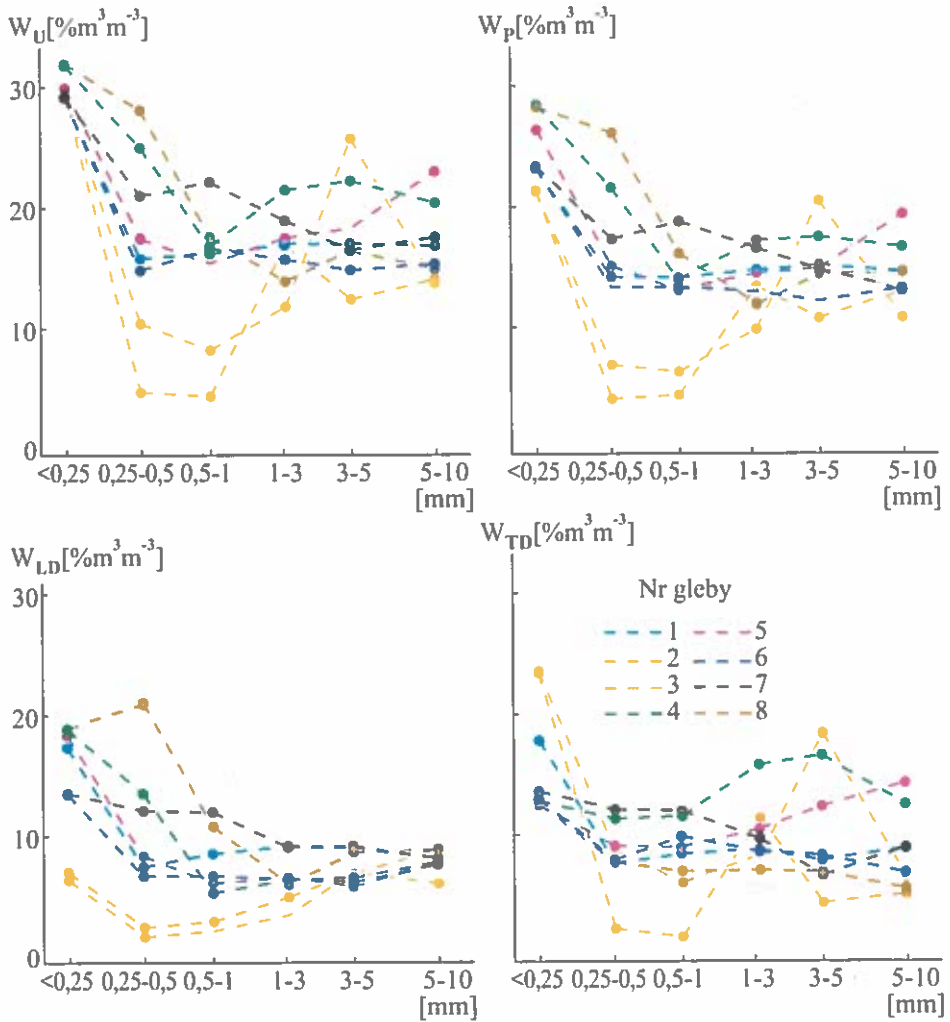
Podsumowując powyższe dane, można stwierdzić, że optymalne warunki wodno-powietrzne w glebie stwarzają agregaty o średnicy mniejszej od 0,5 mm w zakresie potencjałów wody glebowej odpowiadających pF 1,5-pF 2,8; natomiast agregaty o wymiarach większych od 0,5 mm warunki takie zapewniają z zakresie potencjałów wody glebowej od pF 0,4 do pF 1,5, poza nielicznymi ww. wyjątkami. Oznacza to, że w próbkach glebowych zbudowanych z agregatów o średnicach mniejszych od 0,5 mm poniżej pF 1,5 występuje nadmierne uwilgotnienie gleby, a powyżej pF 2,8 nadmierne jej napowietrzenie, natomiast agregaty większe od 0,5 mm tworzą takie struktury porów, w których nie obserwowano nadmiernej zawartości wody, natomiast zbytne napowietrzenie gleby, już od wartości potencjałów wody glebowej odpowiadającej w zdecydowanej większości przypadków pF 1,5.

4.2.4. Dostępność wody dla roślin

Znajomość przebiegu charakterystyk potencjałów wody glebowej-wilgotność pozwala określić ilość wody znajdującej się w glebie, która umożliwia wzrost i rozwój oraz przetrwanie roślin. Dostępność wody dla roślin zależy od potencjału wody glebowej, czyli od siły, z jaką jest ona związana w glebie. W warunkach naturalnych po nawilżeniu wodą np. po deszczu lub nawodnieniu, następuje odpływ

wody z profilu glebowego do warstw głębszych pod wpływem działania siły grawitacji, który trwa w zależności od właściwości gleby od kilku godzin do kilku dni, po czym osiąga ona tzw. połowę pojemności wodną. Połowa pojemności wodna jest wyidealizowaną, chociaż użyteczną wartością, mówiącą o ilości wody zatrzymywanej w glebie, w której nie występuje zwierciadło wody gruntowej. Wg różnych autorów połowa pojemności wodna odpowiada ilości wody związanej w glebie potencjałami odpowiadającymi, w zależności od warunków otoczenia, od pF 2 do pF 2,5 [217]. W warunkach Polski za punkt odpowiadający połowej pojemności wodnej uważa się powszechnie potencjał wody równoważny pF 2,2. W miarę wysychania gleby zwiększa się potencjał znajdującej się w niej wody, aż w końcu osiąga on taką wartość, przy której rośliny nie są zdolne do korzystania z zawartej w glebie wody. Potencjał taki, nazywany punktem trwałego wędnięcia roślin, z dobrym przybliżeniem dla większości gleb, roślin i warunków atmosferycznych odpowiada potencjałowi równoważnemu pF 4,2. Natomiast potencjał wody, przy którym rośliny są zdolne przetrwać, ale nie rosną i nie rozwijają się odpowiada potencjałowi równoważnemu pF 3,7. Z powyższego wynika, że dla celów praktycznych ilość wody użytecznej dla roślin w glebie zawarta jest pomiędzy pF 2,2 a pF 4,2; a ilość wody produkcyjnej pomiędzy pF 2,2 a pF 3,7. Za granicę pomiędzy wodą łatwo i trudno dostępną dla roślin przyjęto uważać potencjał wody odpowiadający pF 2,7. Zależność pomiędzy ilością wody użytecznej (W_U), wody produkcyjnej (W_P), wody łatwo dostępnej dla roślin (W_{LD}) i trudno dostępnej dla roślin (W_{TD}) a wielkością agregatów badanych gleb przedstawiono na Rys. 21.

Przebieg zależności ilości wody użytecznej i produkcyjnej od wielkości agregatów badanych gleb układał się podobnie, z tym, że ilości wody produkcyjnej były niższe od ilości wody użytecznej dla roślin. Wynika to z różnicy zawartości wody w próbkach glebowych przy pF 3,7 i pF 4,2. Różnice te były niższe od 5% we wszystkich badanych przypadkach, za wyjątkiem agregatów frakcji mniejszej od 0,25 mm gleb nr 2 i 3, gdzie wynosiły odpowiednio 8,4 i 8,5%. Największe ilości wody użytecznej dla roślin odnotowano dla agregatów frakcji mniejszej od 0,25 mm. Wahala się ona od 27,2% dla gleby nr 6 do 32,1% dla gleby nr 8. Natomiast najmniejsze ilości wody użytecznej dla roślin - 4,9% - zatrzymywały agregaty frakcji 0,25-0,5 i 0,5-1 mm gleb nr 2 oraz - 10,8 i 8,6% - gleby nr 3. Dla niemal wszystkich gleb obserwowano spadek ilości wody użytecznej pomiędzy frakcją agregatów mniejszych od 0,25 mm a frakcją 0,5-1 mm. Dla agregatów większych od 0,5 mm, za wyjątkiem gleb nr 2 i 3, ilości wody użytecznej dla roślin wahały się w przedziale od 14 do 23,6%. Taki sam charakter przebiegu krzywych odnotowano dla ilości wody produkcyjnej.



Rys. 21. Zależność pomiędzy ilością wody użytecznej (W_U), wody produkcyjnej (W_P), wody łatwo (W_{LD}) i trudno (W_{TD}) dostępnej dla roślin a wielkością agregatów badanych gleb.

Fig. 21. Amount of water useful for plants (W_U), productive water (W_P), water easily accessible (W_{LD}) and water difficult accessible (W_{TD}) for plants for different aggregates of soils Nos 1-8.

Ilości wody łatwo dostępnej dla roślin były największe dla agregatów mniejszych od 0,25 mm gleb nr 3, 4, 5, 6 i 7 oraz agregatów o średnicy 0,25-0,5 mm gleby nr 8. Wahwały się one od 13,8 do 20,8%. Wraz ze wzrostem średnicy agregatów badanych gleb do 1 mm obserwowano spadek ilości wody łatwo dostępnej. Ekstremalne jej ilości wynosiły od 5,2% do 10,6% dla agregatów frakcji 0,5-1 mm, a dla agregatów największych, 5-10 mm, od 6,1% do 9,1%. Odmienny charakter przebiegu ilości wody łatwo dostępnej notowano dla gleb nr 2 i 3. Frakcja agregatów najmniejszych zawierała jej 6,7-7,1%, agregaty o średnicach 0,25-0,5 mm - 2,0-2,5%, by dla agregatów największych osiągnąć 6,6% w przypadku gleby nr 3, a w przypadku gleby nr 2 - 9,1%. Ilości wody trudno dostępnej dla roślin były najwyższe dla agregatów najmniejszych gleb nr 2 i 3 - 23,5% oraz agregatów frakcji 3-5 mm gleb nr 3 i 4 - odpowiednio - 18,5% i 16,4%; najniższe natomiast dla agregatów frakcji 0,25-0,5 i 0,5-1 mm gleby nr 2 - odpowiednio - 2,4% i 1,8%. Pozostałe frakcje wszystkich badanych gleb zatrzymywały od 6,2% do 14,6% wody trudno dostępnej dla roślin.

Analizując przebiegi ilości różnych kategorii wody dostępnej dla roślin można stwierdzić, że związek pomiędzy nimi a wielkością agregatów jest bardzo silnie modyfikowany gatunkiem gleby. Ogólną tendencją jest znaczący spadek ilości wody dostępnej dla roślin wraz ze wzrostem wielkości agregatów do 1 mm.

Przy analizowaniu ilości wody użytecznej dla roślin, tj. zatrzymywanej w glebie w porach średnich w zakresie potencjałów wody glebowej odpowiadającym pF 2,2-pF 4,2, na szczególną uwagę zasługuje przebieg zależności jej ilości od wielkości agregatów gleb nr 2 i nr 3. Obie te gleby wytworzone są z piasku słabo gliniastego i charakteryzują się wyjątkowo małą powierzchnią właściwą. Szczególnie niskie wartości powierzchni właściwej ($9,4-15,2 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$) odnotowano dla agregatów frakcji 0,25-0,5 i 0,5-1 mm obu gleb. Z Rys. 21 wynika, że dla agregatów tych frakcji gleb nr 2 i nr 3 ilości wody użytecznej dla roślin, w tym produkcyjnej oraz łatwo i trudno dostępnej, są najniższe. Ponieważ, jak opisano w rozdz. 3, przy preparowaniu materiału glebowego nie uwzględniano poprawki piaskowej, należy sądzić, że w przypadku gleb nr 2 i nr 3 w próbkach glebowych mogą znajdować się zarówno agregaty frakcji 0,25-0,5 i 0,5-1 mm jak i frakcji piasku, dlatego też występują tu minimalne ilości porów średnich, zwykle utożsamiane z porami wewnątrz-agregatowymi. Jeśli więc przy rozpatrywaniu ilości wody użytecznej dla roślin nie zostaną uwzględnione agregaty gleb nr 2 i nr 3, to analizując przebieg krzywych na Rys. 21 można stwierdzić, że jej ilość spada wraz ze wzrostem wielkości agregatów z 32-28% dla agregatów najmniejszych do 16-24% dla agregatów 0,5-1 mm i utrzymuje się w tym przedziale wartości bez względu na wzrost wielkości agregatów.

Charakter przebiegu ilości wody produkcyjnej jest taki sam, jedynie jej ilość jest niższa o około 5%. Ilość wody łatwo dostępnej dla roślin, podobnie jak użytecznej i produkcyjnej, zmniejsza się wraz ze wzrostem wielkości agregatów budujących próbki glebowe do 1 mm i wynosi od 18-22% do 6-10%, po czym jej ilość praktycznie nie ulega zmianom, z wyjątkiem dolnej granicy zakresu, która wyniosła 8% w przypadku agregatów frakcji 5-10 mm gleby nr 4. Odmienny charakter przebiegu wykazuje natomiast ilość wody trudno dostępnej dla roślin dla agregatów gleb nr 1, 4, 5, 6, 7, 8. Ilości jej są znaczne dla agregatów najmniejszych, 12-17%, wraz ze wzrostem wielkości agregatów do 1 mm spadają do 7-12%, a następnie systematycznie rosną osiągając wartości od 7 do 17%. Z powyższego wynika, że wzrost wielkości agregatów gleb nr 1, 4, 5, 6, 7 i 8 powoduje spadek ilości wody łatwo dostępnej dla roślin przy równoczesnym wzroście ilości wody trudno dostępnej dla roślin, przy czym zmienności te są niewielkie w przypadku wody łatwo dostępnej dla roślin dla agregatów większych od 1 mm oraz w przypadku ilości wody trudno dostępnej dla roślin dla agregatów mniejszych od 1 mm.

4.3. Dynamiczne charakterystyki wodne

Jedną z ważniejszych funkcji gleby w cyrkulacji wody w biosferze jest jej zdolność do wchłaniania wody z opadów i nawodnień oraz przekazywanie sąsiadującym warstwom. Właściwość ta, wraz z nachyleniem terenu, decyduje o ilości wody magazynowanej w profilu glebowym, umożliwia zasilanie nią wód podziemnych, zapobiega spływom powierzchniowym oraz zabezpiecza glebę przed erozją.

Ruch wody w glebie można opisać równaniem [86, 108]:

$$J_w = -K_w \frac{\Delta \Psi h}{\Delta s}$$

gdzie:

J_w - gęstość strumienia wody (cm s^{-1}),

K_w - przewodnictwo wodne (cm s^{-1}),

$\Delta \Psi h$ - różnica potencjałów wody glebowej (cm) pomiędzy dwoma punktami,

Δs - odległość pomiędzy dwoma punktami (cm).

Ruch wody znajdującej się w glebie może zachodzić w warunkach pełnego i niepełnego nasycenia. Warunki pełnego nasycenia wodą gleby zwykle trwają krótko i mają miejsce bezpośrednio po opadach lub nawodnieniach. W pozostałych przypadkach mamy do czynienia z warunkami niepełnego nasycenia wodą.

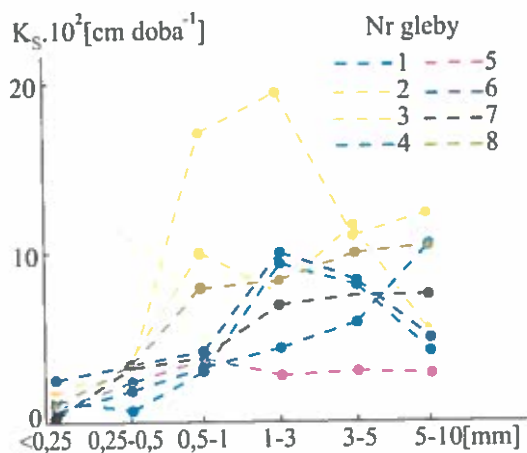
Czynnikiem decydującym o ruchu wody w glebie, poza jej budową, jest gradient potencjału wody, a różnica pomiędzy ruchem wody w strefie nasyconej i nienasyconej polega na tym, że wpływ składowej grawitacyjnej potencjału wody glebowej (Rozdz. 4.2) na przepływ wody w strefie nienasyconej jest znikomy.

Wyniki badań wpływu agregacji badanych gleb na przewodnictwo wodne w strefie nasyconej przedstawiono w Rozdz. 4.3.1, a na przewodnictwo wodne w strefie nienasyconej w Rozdz. 4.3.2. Należy zaznaczyć, że przewodnictwo wodne w strefie nienasyconej wyliczono na podstawie przebiegu charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność (Rozdz.4.2.1) i przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej (Rozdz. 4.3.1), posługując się modelem Mualema [126].

4.3.1. Przewodnictwo wodne w strefie nasyconej

Przebiegi wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej (K_s) dla próbek zbudowanych wyjściowo z monoagregatów badanych gleb przedstawiono na Rys. 22.

Z danych przedstawionych na powyższym rysunku wynika, że współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej osiągnął najwyższe wartości dla próbek glebowych wytworzonych z agregatów większych od 0,5 mm gleby nr 3, a jego maksymalne wielkości wahały się od $18,9 \cdot 10^2 \text{ cm doba}^{-1}$ dla agregatów frakcji



Rys. 22. Zależność pomiędzy współczynnikiem przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej (K_s) a wielkością agregatów badanych gleb.

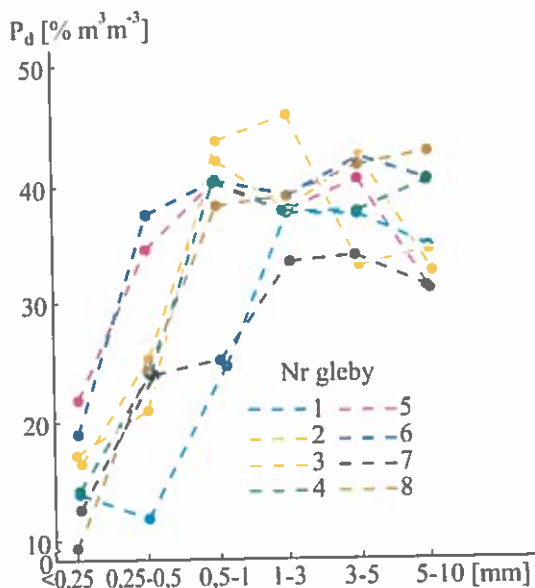
Fig. 22. Coefficient of the saturated water conductivity (K_s) for different aggregates of investigated soils.

1-3 mm do $11,4 \cdot 10^2$ cm doba^{-1} dla agregatów o średnicy 5-10 mm. Wysokimi wartościami współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej oscylującymi wokół $10 \cdot 10^2$ cm doba^{-1} charakteryzowały się także próbki glebowe wytworzone z agregatów o średnicach 0,5-1 i 3-5 mm gleby nr 2, próbki glebowe początkowo zbudowane z agregatów frakcji 1-3 mm gleby nr 6 - $9,4 \cdot 10^2$ cm doba^{-1} oraz próbki wytworzone z agregatów większych od 3 mm gleby nr 8 - odpowiednio $9,3 \cdot 10^2$ i $9,5 \cdot 10^2$ cm doba^{-1} . Najniższe wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej odnotowano dla wszystkich frakcji agregatów gleby nr 5; wahały się one od $0,6 \cdot 10^2$ do $3,8 \cdot 10^2$ cm doba^{-1} . Generalnie minimalne wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej notowano dla agregatów frakcji mniejszej od 0,25 mm i 0,25-0,5 mm wszystkich badanych gleb; nie przekraczały one dla żadnej z nich wartości $3,5 \cdot 10^2$ cm doba^{-1} .

Analizując przebiegi krzywych dla poszczególnych gleb widać, że wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej rosną wraz ze wzrostem wielkości agregatów dla gleb nr 4, 7 i 8, osiągając odpowiednio od $1,0 \cdot 10^2$; $0,5 \cdot 10^2$; $0,4 \cdot 10^2$ cm doba^{-1} dla frakcji mniejszej od 0,25 mm do $9,6 \cdot 10^2$; $6,8 \cdot 10^2$ i $9,5 \cdot 10^2$ cm doba^{-1} dla frakcji 5-10 mm. Dla gleb nr 1,3 i 6 notowano wzrost wartości współczynnika przewodnictwa w strefie nasyconej wraz ze wzrostem wielkości agregatów do 1-3 mm, odpowiednio z $1,2 \cdot 10^2$; $0,6 \cdot 10^2$ i $2,5 \cdot 10^2$ cm doba^{-1} dla frakcji najmniejszej do $8,4 \cdot 10^2$; $18,9 \cdot 10^2$ i $9,4 \cdot 10^2$ cm doba^{-1} , po czym obserwowano ich znaczący spadek. Dla gleby nr 5 wartości współczynnika zwiększały się wraz ze wzrostem wielkości agregatów do wymiarów 0,5-1 mm, z $0,6 \cdot 10^2$ do $3,8 \cdot 10^2$ cm doba^{-1} , po czym nieznacznie malały. W przypadku gleby nr 2 wystąpiły niemal równorzędne maksima wartości współczynnika przewodnictwa nasyconego - dla frakcji 3-5 i 0,5-1 mm - odpowiednio $10,7 \cdot 10^2$ i $9,6 \cdot 10^2$ cm doba^{-1} .

Przepływ wody w strefie nasyconej gleby w warunkach naturalnych, jak wcześniej zaznaczono, odbywa się głównie pod wpływem siły grawitacji. Wynika stąd, że zachodzić on może w porach o dużych średnicach (P_d), gdzie siły międzycząsteczkowe i kapilarne odgrywają marginalną rolę. W gleboznawstwie za pory duże przyjęto uważać pory o średnicy większej od $18,5 \cdot 10^{-6}$ m, czyli pory, w których woda jest wiązana potencjałami niższymi niż odpowiadający połowej pojemności wodnej gleb (pF 2,2). Ilość dużych porów znajdujących się w glebie związana jest z jej budową, dlatego też na Rys. 23 przedstawiono zależność pomiędzy nimi a wielkością agregatów badanych gleb.

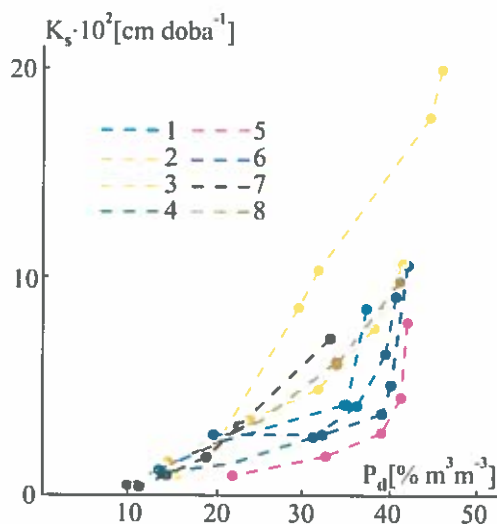
Z przedstawionych wykresów wynika, że generalnie wraz ze wzrostem wielkości agregatów zwiększa się ilość dużych porów w glebie. Szczególnie gwałtownie ich ilość wzrasta dla agregatów o wielkościach najmniejszych do 1 mm, tj. od kilkunastu



Rys. 23. Zależność pomiędzy ilością dużych porów (P_d) a wielkością agregatów badanych gleb.
 Fig. 23. Amount of large pores (P_d) for different aggregates of investigated soils.

do 35-40%; za wyjątkiem agregatów frakcji 0,5-1 mm gleb nr 1 i 7. Próbkę glebowe zbudowane wyjściowo z agregatów o średnicy większej od 1 mm, tj. frakcji 1-3, 3-5 i 5-10 mm, zawierają od 31,5 do 46% dużych porów. Świadczy to o wyjątkowo silnym wpływie struktury gleby na ilość dużych porów znajdujących się w glebie. Podobieństwo charakteru przebiegu zależności współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej (Rys.22) i ilości dużych porów (Rys. 23) od wielkości agregatów budujących próbki glebowe pozwoliło na skonstruowanie Rys. 24, na którym przedstawiono zależność pomiędzy współczynnikiem przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej a ilością dużych porów.

Pokazany na rysunku przebieg krzywych wskazuje, że wzrost ilości dużych porów w badanych glebach powoduje wzrost wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej. Wzrost wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej wraz ze zwiększaniem się ilości dużych porów jest zdecydowanie największy dla gleby nr 3, dla której wzrost ilości dużych porów od 20% do 46% powoduje prawie dziesięciokrotny wzrost prędkości przepływu wody - z $2 \cdot 10^2$ do $19 \cdot 10^2$ cm do^{-1} . Podobny systematyczny wzrost



Rys. 24. Zależność pomiędzy współczynnikiem przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej (K_s) a ilością dużych porów (P_d) w badanych glebach.

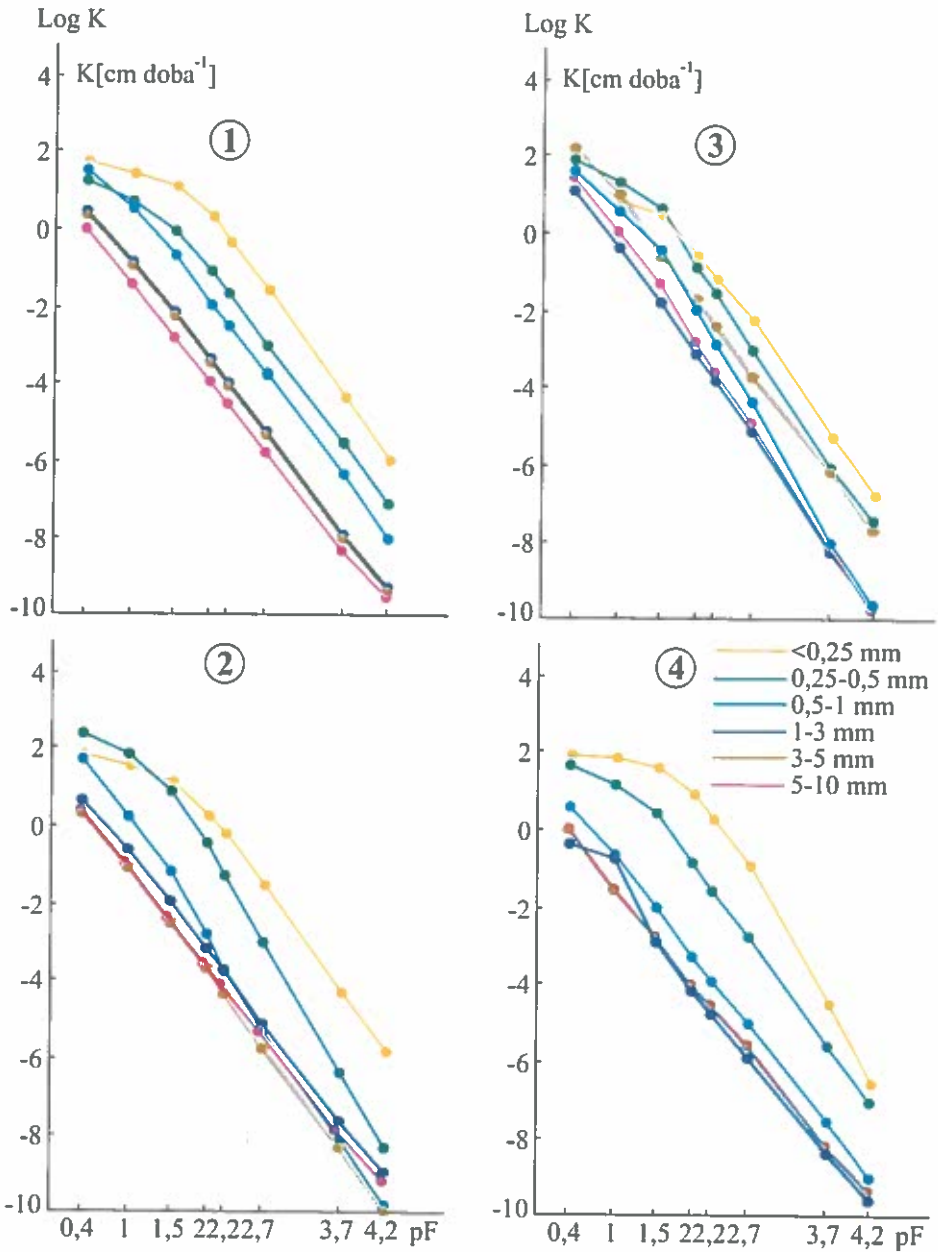
Fig. 24. Relationship between coefficient of the saturated water conductivity (K_s) and amount of large pores (P_d) in investigated soil samples.

wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej z $0,40 \cdot 10^2$ do $10,7 \cdot 10^2$ cm doba $^{-1}$ wraz ze zwiększaniem się ilości dużych porów od 10 do 35-40% odnotowano dla gleb nr 2, 7 i 8. Dla gleb nr 1, 4, 5 i 6 wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej nieznacznie rosną wraz ze wzrostem ilości dużych porów od 9 do 30-40%. Po przekroczeniu ilości 30-40% dużych porów wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej raptownie zwiększają się; dla gleb nr 1 i 4 prawie dziesięciokrotnie (z $0,7 \cdot 10^2$ do $8,4 \cdot 10^2$ cm doba $^{-1}$ i z $1,0 \cdot 10^2$ do $9,6 \cdot 10^2$ cm doba $^{-1}$ odpowiednio), a dla gleb nr 5 i 6 - cztero-sześciokrotnie (z $0,6 \cdot 10^2$ do $3,8 \cdot 10^2$ cm doba $^{-1}$ i z $2,5 \cdot 10^2$ do $9,4 \cdot 10^2$ cm doba $^{-1}$ odpowiednio). Opisane powyżej zależności pomiędzy wartościami współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej a ilością dużych porów zawartych w badanych próbkach glebowych wskazują, że na prędkość przepływu wody w strefie nasyconej gleby wpływa również ilość przewężeń między dużymi porami, a także zapewne ich krętość. W próbkach, gdzie ilość dużych porów jest znaczna maleje bowiem ilość przewężeń między nimi, tworząc duże ciągłe pory o małej krętości, co powoduje gwałtowny wzrost wartości współczynnika nasyconego przewodnictwa wodnego, a tym samym swobodny przepływ wody.

Reasumując uzyskane wyniki badań można stwierdzić, że wzrost wielkości agregatów glebowych, niezależnie od typu gleby, powoduje wzrost wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej. Wpływ ten jest warunkowany bezpośrednio zależnością pomiędzy wielkością agregatów glebowych a ilością porów o dużych średnicach znajdujących się w glebie, co z kolei wynika z wodoodporności agregatów. Bezpośredni związek wielkości agregatów i wielkości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej modyfikowany jest typem gleby.

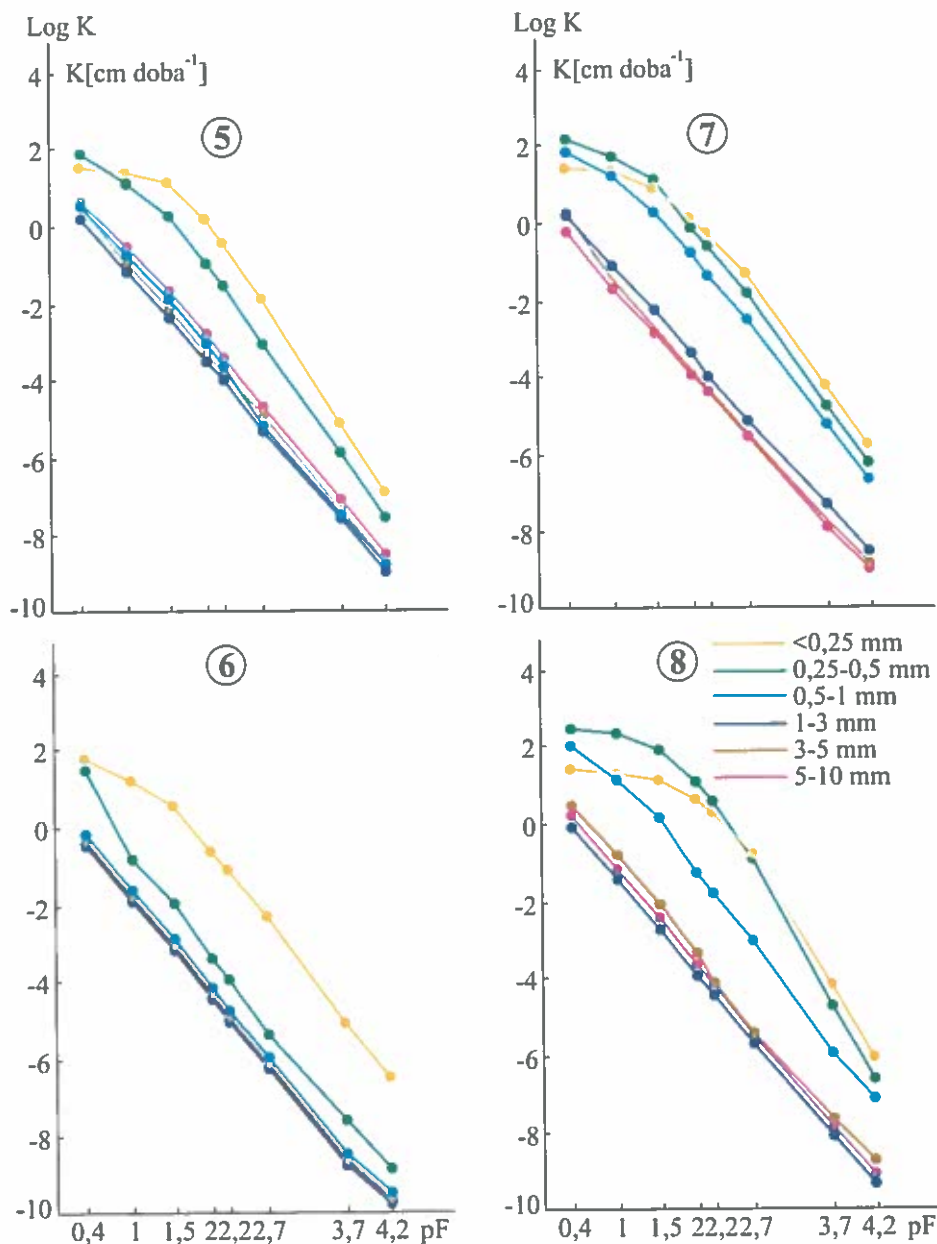
4.3.2. Przewodnictwo wodne w strefie nienasyconej

Wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej wyliczono na podstawie przebiegu charakterystyk potencjału wody glebowej-wilgotność (Rozdz. 4.2.1) oraz wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej (Rozdz. 4.3.1) wg procedury Mualema [126]. Zależność wielkości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej (K) przy wybranych wartościach potencjału wody glebowej (pF) dla próbek glebowych zbudowanych z różnych frakcji agregatów badanych gleb przedstawiono na Rys. 25 i 26. Z przebiegu krzywych na wykresach wynika, że wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej gwałtownie maleją wraz ze wzrostem wartości potencjału wody glebowej (pF). Ekstremalne wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej dla badanych próbek glebowych odnotowano przy pF 0,4 dla agregatów frakcji 0,5-1 mm gleby nr 3 - $0,3 \cdot 10^3$ cm doba^{-1} oraz przy pF 4,2 dla agregatów frakcji 3-5 i 5-10 mm gleby nr 6 - $0,1 \cdot 10^9$ cm doba^{-1} . Wynika stąd, że dla badanego materiału glebowego wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej zmniejszają się wraz ze wzrostem wartości pF o dwanaście rzędów wielkości. Różnice w wielkości ekstremalnych wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej dla poszczególnych gleb są niewielkie i wahają się od $0,3 \cdot 10^3$ (pF 0,4) do $0,4 \cdot 10^9$ cm doba^{-1} (pF 4,2) dla gleby nr 3 oraz od $0,6 \cdot 10^2$ (pF 0,4) do $0,4 \cdot 10^9$ cm doba^{-1} (pF 4,2), co daje podstawę do wniosku, iż typ gleby nieznacznie wpływa na przewodnictwo wodne w strefie nienasyconej. Najmniejsze zróżnicowanie wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej odnotowano przy pF 0,4 dla gleby nr 3: od $0,3 \cdot 10^3$ do $0,3 \cdot 10^2$ cm doba^{-1} ; niewiele większe dla gleb nr 5 i 6: od 1,8 do $0,6 \cdot 10^2$ cm doba^{-1} oraz od 1 do $0,8 \cdot 10^2$ cm doba^{-1} odpowiednio; natomiast dla pF 4,2 zdecydowanie najmniejsze różnice wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej obserwowano dla gleby nr 5: od



Rys. 25. Współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej (K) przy wybranych wartościach potencjału wody glebowej (pF) dla próbek wytworzonych z różnych frakcji agregatów gleb nr 1-4.

Fig. 25. Coefficient of the unsaturated water conductivity (K) at chosen pF values for different aggregate samples of soils Nos 1-4.



Řys. 26. Współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej (K) przy wybranych wartościach potencjału wody glebowej (pF) dla próbek wytworzonych z różnych frakcji agregatów gleb nr 5-8.

Fig. 26. Coefficient of the unsaturated water conductivity (K) at chosen pF values for different aggregate samples of soils Nos 5-8.

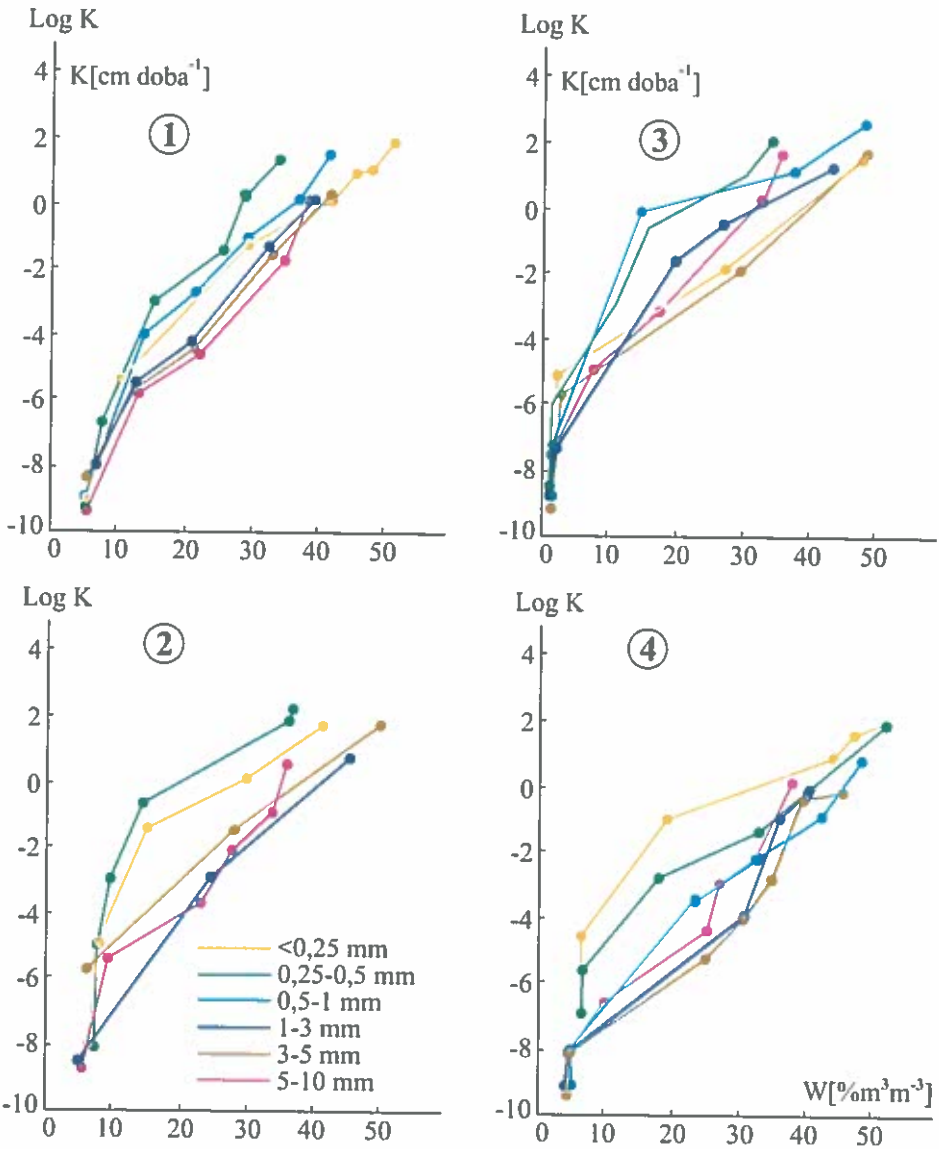
$1 \cdot 10^{-7}$ do $0,4 \cdot 10^{-9}$ cm doba⁻¹. Maksymalne zróżnicowanie wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej obserwowano natomiast przy pF 2 i pF 2,2 dla gleb nr 4 i 8. W przypadku gleby nr 4 wahały się one dla pF 2 od 8,8 do $0,8 \cdot 10^{-4}$ cm doba⁻¹, a dla pF 2,2 od 2,6 do $0,2 \cdot 10^{-4}$ cm doba⁻¹, natomiast dla gleby nr 8 dla pF 2 - od 5,5 do $1,5 \cdot 10^{-4}$ cm doba⁻¹, a dla pF 2,2 - od 2,2 do $4,2 \cdot 10^{-5}$ cm doba⁻¹. Dla wszystkich badanych gleb najwyższe wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej przyjmował dla agregatów o średnicy mniejszej od 0,5 mm, najniższe zaś dla agregatów większych od 1 mm przy wszystkich badanych wartościach potencjału wody glebowej.

Analizując zależność współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej od wartości pF dla poszczególnych frakcji agregatów badanych gleb, stwierdzono, że spadek jego wartości dla agregatów mniejszych od 0,25 mm i frakcji 0,25-0,5 mm w zakresie potencjałów wody glebowej pF 0,4 - pF 1,5 jest stosunkowo niewielki i wynosi np. dla agregatów mniejszych od 0,25 mm gleby nr 4 od $0,9 \cdot 10^2$ do $0,4 \cdot 10^2$ cm doba⁻¹; a dla gleby nr 3 od $0,3 \cdot 10^2$ do 4,0 cm doba⁻¹; natomiast dla agregatów frakcji 0,25-0,5 mm gleby nr 8 od $2,8 \cdot 10^2$ do $1,1 \cdot 10^2$ cm doba⁻¹. Dla wyższych pF spadek wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej jest bardzo znaczący i osiąga minimalne wartości przy pF 4,2 dla agregatów mniejszych od 0,25 mm gleby nr 5 - $1 \cdot 10^{-7}$ cm doba⁻¹, a dla agregatów frakcji 0,25-0,5 mm gleby nr 6 - $0,6 \cdot 10^{-8}$ cm doba⁻¹. Wyraźne zróżnicowanie przebiegu wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej w zależności od typu gleby zanotowano dla agregatów frakcji 0,5-1 mm. Najwyższe przewodnictwo wykazały tu agregaty gleby nr 7 i 8 oraz gleby nr 3 przy pF 0,4, najniższe zaś gleby nr 6. Wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej przy pF 0,4 dla gleby nr 3 wyniosły $0,3 \cdot 10^3$, a dla gleby nr 6 - 1,2 cm doba⁻¹, natomiast przy pF 4,2 dla gleby nr 7 - $0,2 \cdot 10^{-6}$ cm doba⁻¹, a dla gleby nr 6 - $0,2 \cdot 10^{-9}$ cm doba⁻¹. Agregaty o wymiarach większych od 1 mm wykazały niemal identyczny charakter przebiegu krzywych oraz zbliżone zakresy zmienności wartości przewodnictwa od pF 0,4 do pF 4,2. Wahały się one przy pF 0,4 od 6,9 cm doba⁻¹ dla gleby nr 2 do 0,7 cm doba⁻¹ dla gleby nr 4, a przy pF 4,2 od $0,3 \cdot 10^{-8}$ cm doba⁻¹ dla gleby nr 5 do $0,1 \cdot 10^{-9}$ cm doba⁻¹ dla gleby nr 6. Wyjątek stanowiły tutaj agregaty gleby nr 3, które dla niskich pF w przypadku frakcji 1-3 i 5-10 mm oraz w całym zakresie badanych potencjałów w przypadku frakcji 3-5 mm wykazywały podwyższone wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej.

Zależność współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej (K) od wilgotności dla różnych frakcji agregatów badanych gleb przedstawiono na Rys. 27 i 28. Z przebiegu krzywych na wykresach widać, że wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej rosną monotonicznie wraz ze wzrostem wilgotności. Najmniejsze zróżnicowanie wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej w zależności od wielkości agregatów odnotowano dla gleb nr 1 i 6, a największe dla agregatów gleby nr 4. Charakterystyczną generalnie cechą przebiegu zależności współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej od zawartości wody dla badanych gleb, za wyjątkiem gleby nr 3, jest fakt, że maksymalne wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej odnotowano dla agregatów o średnicach mniejszych od 1 mm, a minimalne dla agregatów o średnicach większych od 1 mm. Zależność ta jest szczególnie widoczna w zakresie wilgotności od 10 do 30% $m^3 m^{-3}$.

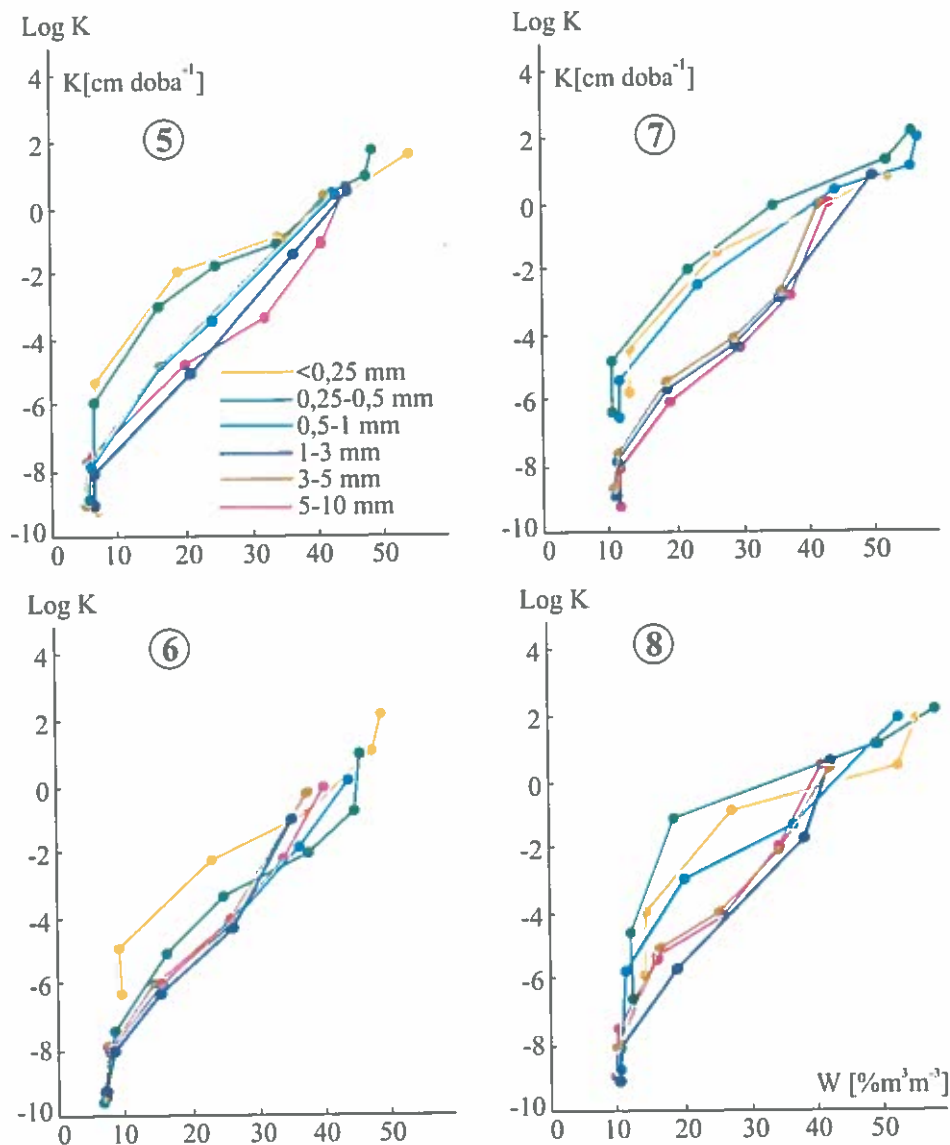
Analizując przebieg krzywych dla kolejnych frakcji agregatów glebowych można stwierdzić, że każda z nich składa się z dwóch części. Pierwsza, przedstawiająca zmianę wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej dla niskich - od kilku do kilkunastu procent - wilgotności bardzo gwałtownie rośnie wraz z bardzo niewielkimi zmianami zawartości wody. Druga jej część jest nachylona do osi odciętych pod znacznie mniejszym kątem. Oznacza to, że po przekroczeniu pewnej, różnej zarówno dla różnych frakcji agregatów, jak i gleb, ale nie większej niż 15% $m^3 m^{-3}$ wilgotności, wzrost współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej wraz z dalszym wzrostem wilgotności jest znacząco mniejszy.

Agregaty mniejsze od 0,25 mm oraz frakcji 1-3, 3-5 i 5-10 mm, za wyjątkiem agregatów gleby nr 3, wykazywały stosunkowo niewielkie zróżnicowanie przebiegu wartości współczynnika nienasyconego przewodnictwa wodnego w zależności od typu gleby. Ekstremalne wartości współczynnika nienasyconego przewodnictwa wodnego w przypadku agregatów mniejszych od 0,25 mm wynosiły przy wilgotności 14% $m^3 m^{-3}$ - $1,2 \cdot 10^{-6}$ i $8 \cdot 10^{-5}$ cm $do\ a^{-1}$ dla gleby nr 8, dla agregatów frakcji 1-3 mm przy wilgotności 11% $m^3 m^{-3}$ - $5,8 \cdot 10^{-10}$ i $1,2 \cdot 10^{-8}$ cm $do\ a^{-1}$ dla gleby nr 8, dla agregatów frakcji 3-5 mm przy wilgotności 10% $m^3 m^{-3}$ - $4,5 \cdot 10^{-8}$ i $0,3 \cdot 10^{-5}$ cm $do\ a^{-1}$ odpowiednio dla gleb nr 2 i 8, a dla agregatów frakcji 5-10 mm przy wilgotności 11% $m^3 m^{-3}$ - $0,6 \cdot 10^{-9}$ i $0,6 \cdot 10^{-5}$ cm $do\ a^{-1}$ odpowiednio dla gleby nr 7 i 2. Nieporównanie większe zróżnicowanie przebiegu zależności współczynnika nienasyconego przewodnictwa wodnego od wilgotności odnotowano dla agregatów frakcji 0,25-0,5 i 0,5 - 1 mm badanych typów gleb. Dla frakcji agregatów 0,25-0,5 mm



Rys. 27. Zależność współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej (K) od wilgotności dla próbek wytworzonych z różnych frakcji agregatów gleb nr 1-4.

Fig. 27. Coefficient of the unsaturated water conductivity (K) at different moisture (W) for different aggregate samples of soils Nos 1-4.



Rys. 28. Zależność współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej (K) od wilgotności dla próbek wytworzonych z różnych frakcji agregatów gleb nr 5-8.

Fig. 28. Coefficient of the unsaturated water conductivity (K) at different moisture (W) for different aggregate samples of soils Nos 5-8.

ekstremalne wartości współczynnika nienasyconego przewodnictwa wodnego odnotowano przy wilgotności 9% m^3m^{-3} - $0,6 \cdot 10^{-8}$ i $0,1 \cdot 10^{-2}$ $cm\ doba^{-1}$ dla gleby nr 2 oraz przy wilgotności 35% m^3m^{-3} - $0,2 \cdot 10^{-1}$ $cm\ doba^{-1}$ dla gleby nr 6 i - $0,9 \cdot 10^{-2}$ $cm\ doba^{-1}$ dla gleby nr 3. Podobnie znaczące zróżnicowanie obserwowano w przypadku agregatów frakcji 0,5-1 mm, odnotowane ekstremalne wartości współczynnika w tym przypadku wynosiły przy wilgotności 16% m^3m^{-3} dla gleby nr 6 - $0,2 \cdot 10^{-5}$ $cm\ doba^{-1}$, a dla agregatów gleby nr 3 - $0,7$ $cm\ doba^{-1}$. Ponadto dla agregatów frakcji 0,5-1 mm gleby nr 3 odnotowano maksymalną wyliczoną wartość współczynnika nienasyconego przewodnictwa wodnego - $0,3 \cdot 10^3$ $cm\ doba^{-1}$ przy wilgotności 49% m^3m^{-3} oraz jedne z najniższych wyliczonych wartości współczynnika dla agregatów gleb nr 2, 3, 4 i 6 odpowiednio od $0,2 \cdot 10^{-9}$ do $0,1 \cdot 10^{-8}$ $cm\ doba^{-1}$.

Zanotowane zależności przebiegu wartości współczynnika nienasyconego przewodnictwa wodnego od wielkości agregatów, a mianowicie, że najniższe wartości przyjmuje on dla frakcji 1-3, 3-5 i 5-10 mm, można wytłumaczyć faktem, iż w próbkach agregatowych zbudowanych z agregatów o średnicach mniejszych od 1 mm występuje przewaga porów średnich i małych. W porach średnich i małych ($\phi < 18,5 \cdot 10^{-6}$ m) woda co prawda ma utrudniony przepływ w porównaniu z porami dużymi, ale występuje duże prawdopodobieństwo ich ciągłości oraz działają w nich siły kapilarne. Ciągłość porów zaś powoduje możliwość przenoszenia się wody w różnych postaciach na dość znaczne odległości. Znaczne ilości dużych porów ($\phi < 18,5 \cdot 10^{-6}$ m) wypełnionych powietrzem, jak w przypadku próbek glebowych zbudowanych z agregatów o średnicach większych od 1 mm, przy niepełnym nasyceniu wodą gleby stanowią przerwy w połączeniach porów mniejszych. Mogą one stawiać znaczący opór przepływowi wody ze względu na dominację mechanizmów ruchu wody w postaci pary lub ruchu w cienkich błonkach stykających się cząstek stałych gleby. Wynika stąd, że czynnikiem powodującym ograniczenie ruchu wody w strefie nienasyconej gleb o strukturze agregatowej są pory glebowe wypełnione powietrzem, stanowiące barierę w procesie transportu wody. Zjawisko to ograniczające ruch wody w glebach o strukturze agregatowej jest korzystne ze względu na hamowanie procesu podsiąku wody ku powierzchni, co zmniejsza parowanie, a równocześnie umożliwia zatrzymywanie większej ilości wody dostępnej dla roślin.

5. STATYSTYCZNA OCENA WPLYWU AGREGACJI NA ZDOLNOŚĆ GLEBY DO RETENCJONOWANIA WODY

Retencja wody w glebie jest podstawową właściwością gleby, opisywaną zależnością pomiędzy zawartością wody w glebie (wilgotnością) a jej potencjałem (Rozdz. 4.2). Znajomość jej jest konieczna do badań dostępności wody dla roślin, infiltracji, drenażu, przewodnictwa hydraulicznego, melioracji, stresu wodnego roślin oraz ruchu roztworów w glebie. Przestrzenny rozkład właściwości wodnych w glebie jest też ważnym czynnikiem badań pokrywy roślinnej i zmian hydrologicznych powodowanych zmianami klimatu [104, 130, 131, 184].

Wyznaczenie krzywej retencji wodnej gleby jest czasochłonne i pracochłonne, wymaga też użycia specjalistycznej aparatury. Dlatego też prowadzone są liczne prace nad tworzeniem modeli, przy użyciu których można określić charakterystyki potencjał wody glebowej - wilgotność na podstawie rutynowo mierzonych w laboratoriach innych właściwości gleby. Niektóre z tych modeli zawierają jedynie procentowy udział poszczególnych frakcji granulometrycznych, zawartość próchnicy i gęstość gleby. Inne włączają właściwości hydrauliczne charakterystyczne dla różnych gleb lub poziomów genetycznych profilu glebowego, uwzględniając ich zmienność przestrzenną [10, 15, 39, 49, 80, 93, 142, 143, 183, 197, 198, 212]. Licznie opracowywane w ostatnim dwudziestolecium modele określają retencję wodną gleb na podstawie ich rozkładu granulometrycznego, gęstości gleby, gęstości cząstek glebowych, dystrybuanty porów, składu mineralogicznego i morfologii gleb [3, 77, 104, 144]. W innych modelach wykorzystuje się stopień nasycenia wodą gleby oraz skład mineralogiczny ilów [28] lub też wymiary fraktalne cząstek glebowych [20, 70].

Znajomość krzywych retencji i współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej umożliwia szacowanie współczynników przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej w funkcji potencjału wody glebowej lub wilgotności, co zostało wykorzystane w pracy (rozdz. 4.3.2). Wyliczone wartości $\Psi(\theta)$, $K(\Psi)$ i $K(\theta)$ mogą być wystarczające do rozpoznawczego modelowania stosunków wodno-powietrznych i bilansu wodnego w profilu glebowym.

W Instytucie Agrofizyki PAN opracowano model statystyczny do wyliczania krzywej retencji wodnej gleb o naruszonej strukturze w procesie osuszania i nawilżania oparty na znajomości fizycznych parametrów opisujących budowę fazy stałej gleby, tj. średniej statystycznie średnicy cząstek glebowych, powierzchni właściwej gleb wyznaczonej metodą adsorpcji pary wodnej i gęstości gleby [188]. W badaniach, których wyniki przedstawiono w niniejszej pracy, dysponowano

materiałem glebowym o zróżnicowanej, chociaż nienaturalnej agregacji. Przyjęto więc, że istnieje możliwość sprawdzenia hipotezy, że wprowadzenie do modelu [188] parametrów opisujących strukturę agregatów gleby poprawi jego zdolności do szacowania, ponieważ agregacja decyduje o ilości i kształtach porów glebowych, a w szczególności zawartości dużych porów. Materiał, jakim dysponowano, tj. próbki glebowe, w których występuje przewaga jednej frakcji agregatów, daje jednak tylko możliwość rozpoznania kierunku badań, w jakim należy podążać, aby estymować krzywe retencji gleb o strukturze naturalnej.

Celem tej części pracy była zatem analiza wpływu agregacji gleby na kształtowanie się przebiegu krzywych retencji wodnej gleb wyznaczanych metodą statystyczną.

Do analizy statystycznej użyto metody liniowej regresji wielokrotnej i posłużono się standardowym pakietem STATISTICA. Jako parametry wejściowe przyjęto:

- gęstość gleby (G) jako parametr informujący o maksymalnej porowatości gleb, a zatem bezpośrednio wpływający na zdolność do zatrzymywania wody,
- powierzchnię właściwą wyznaczoną metodą adsorpcji pary wodnej (PWL), informującą o składzie mineralogicznym gleb,
- procentowe udziały ilości frakcji pyłu (ZPYL) i iłu (ZIL) jako parametry rozkładu granulometrycznego gleb,
- procentowe udziały ilości wodoodpornych na działanie wody agregatów o średnicach 5-10 mm (F5-10), 3-5 mm (F3-5) i 1-3 mm (F1-3) jako parametry rozkładu agregatowego gleb.

Należy tu podkreślić, że nie wprowadzono jako parametru procentowego udziału frakcji piasku, ponieważ jest on liniowo zależna od wziętych pod uwagę frakcji pyłu i iłu, co w analizie statystycznej jest niewskazane. Z tego samego powodu nie uwzględniono procentowych udziałów frakcji agregatów o średnicach mniejszych od 1 mm.

W badaniach przyjęto jako zmienną zależną wilgotność wagową odpowiadającą określonej wartości potencjału wody glebowej (pF) w procesie osuszania. Taki wybór został podyktowany faktem, że do analizy regresji jako zmiennej niezależnej użyto gęstości gleby, która jest funkcyjnie zależna od wilgotności objętościowej gleby. Wyniki przeprowadzonych analiz statystycznych porównania modelu bez elementów struktury agregatowej gleb (Model I) i modelu z elementami struktury agregatowej gleb (Model II) przedstawiono w Tabeli 4. Wszystkie analizy statystyczne przeprowadzono na poziomie istotności $\alpha = 0,05$.

Wyniki badań statystycznych potwierdzają hipotezę, że uwzględnienie w modelach, przewidujących zawartość wody w glebie o różnych wartościach

T a b e l a 4. Wyniki analizy statystycznej porównania modeli I i II
 T a b l e 4. Statistical analysis results of comparison for models I and II

Wilgotność (g g ⁻¹) (zmienna zależna) przy pF	Model I		Model II	
		Zmienne niezależne: gęstość gleby (g cm ⁻³) - G powierzchnia właściwa (m ² g ⁻¹) - PWL zawartość pyłu (%) - ZPYŁ zawartość ilu (%) - ZIŁ		Zmienne niezależne: gęstość gleby (g cm ⁻³) - G powierzchnia właściwa (m ² g ⁻¹) - PWL zawartość pyłu (%) - ZPYŁ zawartość ilu (%) - ZIŁ zawartość agregatów frakcji 5-10 mm - F5-10 zawartość agregatów frakcji 3-5 mm - F3-5 zawartość agregatów frakcji 1-3 mm - F1-3
		Wartości znaczące statystycznie:		Wartości znaczące statystycznie:
0	R ² = 0,9530	G, ZIŁ	R ² = 0,9573	G, ZIŁ
0,4	R ² = 0,7408	G, PWL, ZPYŁ	R ² = 0,9031	G, PWL, ZPYŁ, ZIŁ, F5-10, F3-5, F1-3
1	R ² = 0,6982	G, PWL, ZPYŁ	R ² = 0,8800	G, PWL, ZPYŁ, ZIŁ, F5-10, F3-5, F1-3
1,5	R ² = 0,7570	PWL, ZPYŁ	R ² = 0,8399	G, PWL, ZPYŁ, F1-3
2	R ² = 0,7913	PWL, ZPYŁ	R ² = 0,8333	G, PWL, ZPYŁ, F1-3
2,2	R ² = 0,8146	PWL, ZPYŁ	R ² = 0,8343	G, PWL, ZPYŁ
2,7	R ² = 0,7943	G, ZPYŁ	R ² = 0,8008	G, ZPYŁ
3,7	R ² = 0,7470	G, PWL, ZPYŁ	R ² = 0,7591	PWL, ZPYŁ
4,2	R ² = 0,8759	G, PWL	R ² = 0,8826	G, PWL

potencjału, parametrów uwzględniających agregację gleby wyraźnie zwiększa zdolności predykcyjne modeli, co wyraża się wzrostem współczynnika determinacji R². Dla wilgotności odpowiadającej pF 0,4 istotne statystycznie parametry to zawartość wodoodpornych agregatów frakcji 1-3, 3-5 i 5-10 mm, obok gęstości, powierzchni właściwej, zawartości frakcji pyłu i ilu. Ich uwzględnienie w modelu spowodowało wzrost R² z 0,7408 do 0,9031. Podobny wzrost R² z 0,6982 do 0,8800

odnotowano dla pF 1. W obu tych przypadkach Model I jako wartości statystycznie znaczące zawierał jedynie gęstość gleby, powierzchnię właściwą i zawartość pyłu. W przypadku pF 1,5 i pF 2 w Modelu I jako wartości istotne statystycznie wystąpiły jedynie powierzchnia właściwa i zawartość pyłu, natomiast w Modelu II dołączyły do nich gęstość gleby i zawartość agregatów frakcji 1-3 mm. Spowodowało to wzrost R^2 dla pF 1,5 z 0,7570 w Modelu I do 0,8399 w Modelu II, a dla pF 2 - z 0,7913 do 0,8333. Dla pozostałych wartości pF uwzględnienie elementów agregacji gleb nie wykazało istotnego statystycznie związku z określeniem zawartości wody, nastąpiła jedynie zmiana ilości parametrów znaczących dla określenia wilgotności przy pF 2,2 i pF 3,7. Zmiana ta dotyczyła w obu przypadkach gęstości gleby, której dodanie podwyższyło wartości R^2 z 0,8146 do 0,8343 dla pF 2,2 i z 0,7470 do 0,7591 dla pF 3,7. Dla pozostałych wartości potencjału wody glebowej tj. pF 0; pF 2,7 i pF 4,2 w obu modelach wystąpiły takie same parametry istotne statystycznie. Minimalne wzrosty wartości R^2 , nawet przy zmianach i przy braku zmian parametrów istotnych statystycznie w modelach, powodowane były większą ilością parametrów uwzględnianych w analizowanych modelach. W przypadku, gdy występowały frakcje agregatów istotne statystycznie wzrosty R^2 były znaczne i wynosiły nawet 0,18. Charakterystyczne jest to, że dla pF 0,4 i pF 1 istotne statystycznie były ilości agregatów frakcji 1-3, 3-5 i 5-10 mm, a dla pF 1,5 i pF 2 jedynie ilość agregatów frakcji 1-3 mm.

Z przeprowadzonej analizy statystycznej porównania badanych modeli wynikają następujące wnioski:

- w przypadku estymowania wilgotności odpowiadającej potencjałowi wody pF 0 za pomocą obu modeli otrzymano zbliżony współczynnik korelacji, a parametrami znaczącymi statystycznie były gęstość gleby i zawartość frakcji pyłu; przy zastosowaniu Modelu II nie ujawniła się struktura gleby, ponieważ w przypadku stanu nasycenia wodą gleby (pF 0) wszystkie pory wypełnione są fazą ciekłą i nie ma oddziaływań trójfazowych,
- w przypadku estymowania wilgotności odpowiadającej potencjałom wody pF 0,4 i pF 1 przy zastosowaniu Modelu II struktura ujawniała się w widoczny sposób poprzez znaczny wzrost współczynnika korelacji, a procentowe zawartości frakcji agregatów 5-10; 3-5 i 1-3 mm są parametrami znaczącymi statystycznie, co oznacza, że w powstałych strukturach międzyagregatowych zaczynają dominować oddziaływania trójfazowe,
- w przypadku estymowania wilgotności odpowiadającej potencjałom wody pF 1,5 i pF 2 przy użyciu Modelu II jako wartość istotna statystycznie wystąpiła zawartość procentowa frakcji agregatów 1-3 mm oraz znaczące podwyższenie

wartości współczynnika korelacji, co oznacza, że trójfazowe oddziaływanie w przestrzeniach międzyagregatowych utworzonych przez tę frakcję agregatów stało się dominujące,

- w przypadku estymowania wilgotności odpowiadającej potencjałom wody pF 2,2 i pF 4,2, tj. ilości wody użytecznej dla roślin magazynowanej w porach średnich, otrzymano zbliżone wartości współczynników korelacji, a struktura gleby uwzględniana w Modelu II przestała się ujawniać, co oznacza, że coraz mniejsze pory zajmowane są przez wodę i jest ona coraz silniej związana z fazą stałą gleby, a większe pory, których ilość jest ściśle związana z występowaniem przestrzeni międzyagregatowych, przestają stopniowo odgrywać rolę w procesie wiązania wody.

Reasumując, można stwierdzić, że założona hipoteza robocza o istotności wpływu budowy agregatowej gleb na kształt krzywych retencji została potwierdzona, aczkolwiek na niezbyt licznych i nie dobranych specjalnie do tego celu materiale glebowym, bo z wyraźną przewagą jednej frakcji. Wytycza to jednak dalszy kierunek badań, tj. uwzględnianie w modelach matematycznych, służących do przewidywania przebiegu krzywej retencji wodnej, parametrów charakteryzujących agregację gleby i wodoodporność agregatów glebowych.

6. PODSUMOWANIE

W niniejszej rozprawie przedstawiono wyniki badań wpływu struktury agregatowej gleb mineralnych na ich hydrofizyczne charakterystyki, tj. zdolność do retencjonowania wody oraz współczynniki przenoszenia wody w strefie nasyconej i nienasyconej gleb. Podjęte badania obejmowały zarówno problemy natury metodologicznej, jak i modelowe badania podstawowe oraz modelowanie, nie tylko w aspekcie określenia optymalnej agregacji gleby pod kątem uprawy i plonowania roślin, lecz także możliwości regulowania składowych bilansu wodnego gleby, tj. retencji i parowania oraz czynników bezpośrednio na nie wpływających, a mianowicie warunków determinujących ruch wody w glebie. Były to badania modelowe agregatów różnych wymiarów (frakcji) wyodrębnionych standardową metodą sitową z warstwy omejs ośmiu gleb (bielicowe, brunatne, płowe i czarnoziemy) Lubelszczyzny. Głównym problemem metodycznym, który należało rozwiązać, były zmiany rozkładu agregatowego i gęstości próbek glebowych podczas wykonywania badań ich hydrofizycznych właściwości. Problem ten rozwiązano poprzez cykliczne nawilżanie i osuszanie próbek agregatowych, w wyniku czego uzyskano materiał glebowy o niezmiennych właściwościach fizycznych podczas oddziaływania wody. Zastosowanie cyklicznych zmian uwilgotnienia próbek glebowych w celu stabilizacji ich właściwości fizycznych w swej istocie nawiązuje w warunkach naturalnych do działania deszczu lub nawodnień po uprawie roli, kiedy to obserwowane są jej największe zmiany. Uzyskane wyniki badań wyraźnie wskazują, że opady deszczu i następujące po nich wysychanie gleby powodują stabilizację właściwości fizycznych gleb. Ilość cykli nawilżania, powodująca stabilizację, jest różna dla różnych typów gleb i wielkości agregatów, ale najbardziej intensywne zmiany ich rozkładu agregatowego i gęstości zachodzą w pierwszych okresach nawilżania-osuszania. Zmiany rozkładu agregatowego i gęstości próbek glebowych ściśle związane są z odpornością agregatów glebowych na działanie wody. Stwierdzono, że wodoodporność agregatów glebowych maleje wraz ze wzrostem ich wielkości, nie stwierdzono natomiast znaczących związków pomiędzy wielkością agregatów a takimi ich podstawowymi właściwościami, jak: zawartość próchnicy, materii organicznej, CaCO_3 , Fe_2O_3 , wielkością powierzchni właściwej lub pH.

Przebadane związki ilościowe pomiędzy budową agregatową próbek glebowych początkowo wytworzonych z monofrakcji a ich zdolnością do retencjonowania wody o różnych potencjałach w zakresie od wody wolnej do wody praktycznie niedostępnej dla roślin wskazują, że agregacja gleby najbardziej różnicuje ilość wody

zatrzymywanej w glebie o potencjałach w zakresie 98,1 - 15 600 MJ m⁻³ (pF 0 - pF 2,2), a szczególnie niższych od 246 MJ m⁻³ (pF 0,4). Świadczy to o tym, że agregacja determinuje występowanie w glebie porów dużych, a szczególnie porów o bardzo dużych średnicach. Ilość ich jest szczególnie duża dla agregatów większych od 1 mm. Pory te nie tylko zwiększają ilość powietrza znajdującego się w glebie, a tym samym poprawiają stosunki wodno-powietrzne w niej panujące, ale też odgrywają zasadniczą rolę w procesach przenoszenia wody w profilu glebowym w warunkach jej nadmiaru. Wpływ agregacji gleb na ilość porów średnich, w których zatrzymywana jest woda wiązana z glebą potencjałami od 15 600 MJ m⁻³ (pF 2,2) do 1 470 000 MJ m⁻³ (pF 4,2) jest znacznie mniejszy. Ilość wody użytecznej dla roślin, odpowiadająca ilości porów średnich, jest wyraźnie wyższa w próbkach zbudowanych początkowo z agregatów o średnicach mniejszych od 1 mm niż z agregatów o średnicach większych od 1 mm, co pod kątem wzrostu i rozwoju roślin daje jednoznaczną wskazówkę, że przy uprawie roli należy dążyć do tworzenia agregatów o średnicach mniejszych od 1 mm. Podobną sugestię można wysnuć, rozpatrując wielkości optymalnego stopnia nasycenia wodą gleby. Wpływ wielkości agregatów na kształty porów glebowych, przeanalizowany na podstawie badania efektu histerezy charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność jednoznacznie wykazał, że pory o nieregularnych kształtach w największych ilościach tworzą się w próbkach zbudowanych z agregatów frakcji 0,25-0,5 i 0,5-1 mm i są to pory duże.

Szczególnie znaczącą rolę, w aspekcie wyżej stwierdzonych związków, odgrywa agregacja w ruchu wody w glebie, np. przy odprowadzaniu z warstwy ornej nadmiaru wody, tj. w warunkach nasycenia wodą lub też zasilania wodą części profilu glebowego znajdującego się ponad zwierciadłem wody glebowej. Stwierdzenie wzrostu ilości dużych porów wraz ze wzrostem wielkości agregatów budujących próbki glebowe doprowadziło do konstatacji, iż wzrost wielkości agregatów powoduje wzrost wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej badanych gleb. Wzrost ten jest bardzo znaczący, szczególnie po przekroczeniu 35% m³ m⁻³ ilości dużych porów, i dochodzi ekstremalnie do dwóch rzędów wielkości (z 0,4 do 18,9 m doba⁻¹). W porównaniu do przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej bardziej istotnym okazał się wpływ wielkości agregatów na współczynnik przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej. Wzrost wielkości agregatów prowadził w tym przypadku do obniżenia się wartości współczynników przenoszenia wody w strefie nienasyconej o pięć rzędów wielkości (z 2,6 do 0,4 · 10⁻⁴ cm doba⁻¹). Zależność taka jest niezwykle ważna, ponieważ prowadzi do rozstrzygnięć, w jakim kierunku należy zmieniać wielkości agregatów budujących glebę, aby umożliwić jak najszybsze wyrównywanie się wilgotności

panującej w różnych punktach profilu glebowego, ale równocześnie ograniczyć parowanie z powierzchni gleby, które jest główną przyczyną strat wody.

Wyniki badań przedstawione w pracy zostały użyte do sprawdzenia hipotezy, że wykorzystanie ich w modelu do przewidywania przebiegu charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność poprawi jego zdolności predykcyjne. Wprowadzenie do modelu jako danych wejściowych parametrów dotyczących struktury agregatowej gleb bardzo wyraźnie poprawiło dokładność oszacowań modelu w zakresie niskich potencjałów wody glebowej, co prowadzi do wniosku, iż w tym kierunku należy rozwijać modele krzywych retencji wody opierające się na fizycznych właściwościach gleb.

7. WNIOSKI

Na podstawie przeprowadzonych badań i wykonanych obliczeń można wyciągnąć następujące wnioski:

1. **Agregacja gleb istotnie wpływa na ich hydrofizyczne charakterystyki, a parametry budowy agregatowej gleb są znaczącymi czynnikami w modelach do wyliczania przebiegu ich krzywych retencji wodnej.**
2. **Badania hydrofizycznych charakterystyk gleb wymagają zastosowania specjalnych metod przygotowywania próbek glebowych.**
 - Zastosowana metoda stabilizacji właściwości fizycznych próbek glebowych polegająca na poddawaniu ich działaniu wody w cyklach nawilżanie-osuszanie umożliwiła osiągnięcie oczekiwanego celu, tj. uzyskanie materiału glebowego o niezmiennych parametrach pod kątem prowadzenia badań właściwości wodnych.
 - Działanie wody w cyklach osuszanie-nawilżanie powoduje zmiany zarówno rozkładu agregatowego próbek glebowych, jak i ich gęstości, szczególnie intensywne pomiędzy pierwszym i trzecim cyklem, a stabilizacja tych właściwości fizycznych badanych prób glebowych czterech typów gleb Lubelszczyzny, tj. gleb biellicowych, brunatnych, pływych i czarnoziemów, następowała pomiędzy piątym a dziewiątym cyklem nawilżania-osuszania.
 - Wodoodporność agregatów glebowych maleje wraz ze wzrostem ich wielkości. W przypadku agregatów badanych gleb wodoodporność agregatów frakcji 0,25-0,5 mm wynosiła od 83% do 38%, a agregatów frakcji 5-10 mm - od 35% do 4%.
 - Głównym produktem rozpadu agregatów nieodpornych na działanie wody były gruzelki o średnicy mniejszej od 0,25 mm i 0,25-0,5 mm.
 - Działanie wody na glebę powodowało powstawanie niewielkiej (2-3%) ilości agregatów o średnicach większych niż wyjściowe.
 - Największy udział w ostatecznym rozkładzie agregatowym próbek glebowych w przypadku agregatów o średnicach mniejszych od 3 mm mają frakcje agregatów o średnicach wyjściowych, natomiast ostateczny rozkład agregatowy próbek glebowych zbudowanych wyjściowo z agregatów o średnicach większych od 3 mm jest bardzo zróżnicowany.
 - Gęstość agregatowych próbek glebowych podczas działania wody w cyklach osuszanie-nawilżanie stopniowo wzrastała, maksymalnie o 10%, i stabilizowała się pomiędzy siódmym a dziewiątym cyklem nawilżania-osuszania.
3. **Agregacja gleb determinuje ich statyczne charakterystyki wodne.**
 - Charakterystyki potencjał wody glebowej-wilgotność badanych frakcji agregatów glebowych zależą od gatunku gleby. Jedną grupę stanowią: gleba biellicowa (nr 2)

i gleba brunatna (nr 3) oraz ze względu na frakcję mikroagregatów gleba bielnicowa (nr 1), charakteryzujące się szeroką zmiennością wilgotności dla poszczególnych frakcji agregatów w całym zakresie potencjałów wody glebowej (pF 0-pF 4,2); drugą grupę - gleba brunatna (nr 4), płowe (nr 5 i nr 6) oraz czarnoziemny (nr 7 i nr 8), dla których znaczną zmienność wilgotności, od kilkunastu do 23%, w zależności od wielkości agregatów odnotowano jedynie z zakresie potencjałów odpowiadających pF 0-pF 2,7.

- Przebieg charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność ma odmienny charakter dla agregatów średnic mniejszych od 1 mm niż dla agregatów o średnicach większych od 1 mm. Agregaty o średnicach mniejszych od 1 mm charakteryzują się wysokimi zawartościami wody w zakresie od pF 0 do pF 1,5-2,2, po czym następuje ich gwałtowny spadek do pF 2,7 oraz znacznie łagodniejszy do pF 4,2. Natomiast agregaty o średnicy większej od 1 mm wykazują gwałtowny spadek wilgotności pomiędzy pF 0 a pF 0,4, po czym zawartość wody w nich maleje łagodnie do pF 4,2.
- Określenie stosunków wodno-powietrznych na podstawie przebiegu charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność badanych próbek glebowych, jak wykazała analiza, wymaga indywidualnego podejścia zarówno dla każdego typu gleby, jak i każdej frakcji agregatów glebowych.
- Największą wielkość efektu histerezy charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność w poszczególnych punktach pF, dochodzącą do $21\% \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, odnotowano dla agregatów frakcji 0,5-1 mm wszystkich badanych gleb dla pF niższych od 1,5; agregatów frakcji 1-3 mm gleb bielnicowych (nr 1 i nr 2) i gleby brunatnej (nr 3) dla pF 0,4 oraz agregatów frakcji 0,25-0,5 mm czarnoziemiu (nr 8) przy pF 2, co świadczy o tym, że w nich występują największe ilości porów o nieregularnych kształtach, a tym samym błędy w ocenie wilgotności popełniane bez uwzględnienia historii układu mogą być największe i dochodzić do 50%.
- Optymalne warunki wodno-powietrzne w badanych glebach, na podstawie analizy stopnia nasycenia wodą, stwarzają agregaty o średnicy mniejszej od 0,5 mm w zakresie potencjałów wody glebowej odpowiadających pF 1,5 - pF 2,8. Agregaty o średnicach większych od 0,5 mm warunki takie zapewniają, poza nielicznymi wyjątkami, w zakresie potencjałów odpowiadających pF 0,4 - pF 1,5.
- Związek pomiędzy ilością wody użytecznej i produkcyjnej łatwo i trudno dostępnej dla roślin a wielkością agregatów jest bardzo silnie modyfikowany gatunkiem gleby. Ogólną tendencją jest znaczący spadek ich ilości wraz ze wzrostem wielkości agregatów do 1 mm. Największe ilości wody użytecznej dla roślin zatrzymują mikroagregaty - od 27 do $31\% \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, natomiast ilość wody

produkcyjnej waha się w nich od 22 do 28% m^3m^{-3} . Ilość wody łatwo dostępnej dla roślin w żadnym badanym przypadku nie przekroczyła 22% m^3m^{-3} , a trudno dostępnej dla roślin - 23% m^3m^{-3} . Próbkę wytworzone z agregatów o średnicy większej od 1 mm zawierają od 12 do 27% m^3m^{-3} wody użytecznej dla roślin, w tym od 3 do 9% m^3m^{-3} wody łatwo dostępnej i od 4 do 18% m^3m^{-3} wody trudno dostępnej dla roślin.

4. Agregacja gleb determinuje ich dynamiczne charakterystyki wodne.

- Wzrost wielkości agregatów glebowych powoduje wzrost wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej badanych próbek glebowych, szczególnie znaczący dla agregatów mniejszych od 1 mm. Wpływ ten jest warunkowany bezpośrednio zależnością pomiędzy wielkością agregatów glebowych a ilością porów o dużych średnicach znajdujących się w glebie, co z kolei wynika z wodoodporności agregatów. Bezpośredni związek pomiędzy wielkością współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej a wielkością agregatów modyfikowany jest gatunkiem gleby. Minimalną wartość współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej - $0,4 \cdot 10^2 \text{ cm doba}^{-1}$ - odnotowano dla mikroagregatów czarnoziemiu (gleba nr 8) przy ilości dużych porów wynoszącej 9% m^3m^{-3} ; maksymalną zaś - $18,9 \cdot 10^2 \text{ cm doba}^{-1}$ dla próbek wytworzonych z agregatów frakcji 1-3 mm gleby płowej (nr 3), które zawierały 46% m^3m^{-3} dużych porów.
- Wzrost wielkości agregatów powoduje spadek wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej badanych próbek glebowych. Wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej były najwyższe dla agregatów o średnicach mniejszych od 1 mm; maksymalną jego wartość - $0,3 \cdot 10^3 \text{ cm doba}^{-1}$ - odnotowano dla próbek wytworzonych z agregatów frakcji 0,5-1 mm gleby brunatnej (nr 3) przy pF 0,4. W miarę wzrostu wielkości średnic agregatów wartości jego malały przy wszystkich badanych wartościach potencjału wody glebowej, osiągając wartość minimalną - $0,1 \cdot 10^{-9} \text{ cm doba}^{-1}$ dla próbek wytworzonych z agregatów frakcji 3-5 i 5-10 mm gleby płowej (nr 6) przy pF 4,2. Ekstremalne wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej powodowane wielkością agregatów odnotowano dla gleby brunatnej (nr 4) i czarnoziemiu (nr 8) przy pF 2 i pF 2,2. Wynosiły one odpowiednio: 8,8 i 2,6 cm doba^{-1} (gleba nr 4) oraz 5,5 i 2,2 cm doba^{-1} (gleba nr 8) dla agregatów najmniejszych oraz $0,2-0,4 \cdot 10^{-4} \text{ cm doba}^{-1}$ dla agregatów większych od 1 mm. Najmniejszą rozpiętość wartości współczynnika obserwowano zaś dla gleby płowej (nr 3) przy pF 0,4 odpowiednio - $0,3 \cdot 10^3$ i $0,3 \cdot 10^2 \text{ cm doba}^{-1}$.

- Wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej rosną monotonicznie wraz ze wzrostem wilgotności. Niewielkie przyrosty wilgotności gleby poniżej $10\% \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ i powyżej $30-35\% \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ powodują bardzo znaczący wzrost wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej. W zakresie wilgotności od 10 do $30-35\% \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ w większości przypadków wartości współczynnika przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej jest znacznie bardziej łagodny.
5. Uwzględnienie parametrów struktury agregatowej gleb w modelowaniu przebiegu krzywych retencji wyraźnie podwyższa zdolności szacowania wilgotności, szczególnie w zakresie potencjałów wody glebowej odpowiadających pF 0 - pF 2,2.
 6. Znajomość relacji pomiędzy agregacją gleb a ich hydrofizycznymi charakterystykami może być przydatna w wyborze rodzaju zabiegów agrotechnicznych w celu kształtowania właściwości wodnych gleb.

8. PIŚMIENNICTWO

1. Abrol I.P., Palta J.P.: A study of the effect of aggregate size and bulk density on moisture retention characteristics of selected soils. *Agrochimica*, XIV, 2-3, 157-165, 1970.
2. Ahuja L.R., Naney J.W., Green R.E., Nielsen D.R.: Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 48, 4, 699-702, 1984.
3. Ahuja L.R., Naney J.W., Williams R.D.: Estimating soil water characteristics from simpler properties or limited data. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 49, 1100-1105, 1985.
4. Alexander K.G., Miller M.H.: The effect of soil aggregate size on early growth and shoot-root ration of maize. *Plant & Soil*. 138, 189-194, 1991
5. Altemuller H.J. Gedanken zum Aufbau des Bodens und seiner begrifflichen Erfassung. *Z. Kulturtechn.* 3, 323-336, 1962
6. Amemiya M.: The influence of aggregate size on soil moisture content-capillary conductivity relations. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 29, 6, 744-748, 1965.
7. Amezketa E.: Soil aggregate stability: review. *J. Sustainable Agric.* 14, 83-151, 1999.
8. Anderson J.L., Bouma J.: Water movement through pedal soils. *Unsaturated flow. Soil Sci. Soc. Amer. J.* 41, 419-423, 1977.
9. Anderson A.N., McBratney A.B.: Soil aggregates as mass fractals. *Austr. J. Soil Res.* 33, 757-772, 1995.
10. Arya L.M., Paris J.F.: A physioempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 45, 1023-1030, 1981.
11. Arya L.M., Dierolf T.S., Sofyan A., Widjaj-Adhi I.P.G., Genuchten van M Th.: Significance of macroporosity and hydrology for soil management and sustainability of agricultural production in a humid-tropical environment. *Soil Sci.* 164, 586-601, 1999.
12. Attou F., Bruand A., Bissonnais Y. : Effect of clay content and silt-clay fabric on stability of artificial aggregates. *European J. Soil Sci.* 49, 569-577, 1998.
13. Barzegar A.R., Nelson P.N., Oades J.M., Rengasamy P.: Organic matter, sodicity and clay type: influence on soil aggregation. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 61, 1131-1137, 1997.
14. Basak P.: Soil structure and its effect on hydraulic conductivity. *Soil Sci.* 114, 6, 417-422, 1972.
15. Bauer A., Black A.L.: Organic carbon effects on available water capacity of three soil textural groups. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 56, 248-254, 1992.
16. Beckmann W., Geyger E.: Entwurt einer Ordnung der naturlichen Hohlräum,- Aggregat - und Strukturformen in Boden. W: "Die mikromorphometrische Bodenanalyse". Ed. W.L.Kubiens. Enke- Verlag. 79-91, 1967.
17. Benito E., Diaz-Fierros F.: Effects of cropping on the structural stability of soils rich in organic matter. *Soil & Till. Res.* 23, 153-161, 1992.
18. Bernas S.M., Oades J.M., Churchman G.J.: Effects of Latex and Poly-DADMAC on erosion, hydrophobicity and water retention on two different soils. *Austr. J. Soil Res.* 33, 817-832, 1995.
19. Beven K., Germann P.: Water flow in soil macropores. *J. Soil Sci.* 32, 1-29, 1981.
20. Bird N.R., Perrier E., Rieu M.: The water retention function for a model of soil structure with pore and solid fractal distributions. *European J. Soil Sci.* 51, 55-63, 2000.
21. Bird N.R., Bartoli F., Dexter A.R.: Water retention models for fractal soil structures. *European J. Soil Science.* 47, 12, 1-6, 1996.
22. Bissonnais Y.: Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. *European J. Soil Sci.* 47, 425-437, 1996.
23. Bissonnais Y.: Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility. II. Application to humic loamy soils with various organic carbon contents. *European J. Soil Sci.* 48, 39-48, 1997.

24. **Bloemen W.:** Calculation of hydraulic conductivities of soils from texture and organic matter content. *Z. Pflanzenemachr. Bodenkund.* 143, 5, 581-605, 1980.
25. **Bouma J., Droogers P., Peters P.:** Defining the "ideal" soil structure in surface soil of a typical fluvaquent in the Netherlands. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 63, 343-348, 1999.
26. **Braunack M.V., Dexter A.R.:** Soil Aggregation in the seedbed. A review. Parts I, II. *Soil & Till. Res.* 14, 259-298, 1989.
27. **Brusseau M.L., Rao P.:** Modeling solute transport in structured soils. A review. *Geoderma.* 46, 169-192, 1990.
28. **Carsel R.F., Parrish R.S.:** Developing joint probability distribution of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24, 755-769, 1988.
29. **Carter M.R.:** Influence of reduced tillage systems on organic matter, microbiological biomass, macro-aggregate distribution and structural stability of the surface soil in a humid climate. *Soil & Till. Res.* 23, 361-372, 1992.
30. **Chan K.Y., Dexter A.R., McKenzie D.C.:** Categories of soil structure based on mechanical behaviour and their evaluation using additions of lime and gypsum on sodic Vertisol. *Austr. J. Soil Res.* 37, 903-911, 1999.
31. **Chan K.Y., Heenan D.P., Ashley R.:** Seasonal changes in surface aggregate stability under different tillage and crops. *Soil & Till. Res.* 28, 301-314, 1994.
32. **Chaney K. Swift R.S.:** Studies on aggregate stability. Re-formation of soil aggregates. *J. Soil Sci.* 37, 329-335, 1986.
33. **Cockroft B., Olsson K.A.:** Degradation of soil structure due to coalescence of aggregates in no-till, no-traffic beds in irrigated crops. *Austr. J. Soil Res.* 38, 61-70, 2000.
34. **Collis-George N.:** Drainage and soil structure: a review. *Austr. J. Soil Res.* 29, 923-933, 1991.
35. **Connolly R.D.:** Modelling effects of soil structure on the water balance of soil-crop systems: a review. *Soil & Till. Res.* 48, 1-19, 1998.
36. **Corlleuille H., Braudeau E.:** A soil fractionation related to soil structural behaviour. *Austr. J. Soil Res.* 34, 653-669, 1996.
37. **Cornish P.S.:** Soil macrostructure and root growth of establishing seedlings. *Plant & Soil.* 151, 119-126, 1993.
38. **Corsini P.C., Perecin D., Libera C., Della F., Sacchi E.:** Effect of aggregate stability on soil water infiltration. *Cientifica. Brasil. nr especial,* 23, 1977.
39. **Cosby B.J., Hornberger G.M., Clapp R.B., Ginn T.R.:** A statistical exploration of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.* 20, 682-690, 1984.
40. **Coughlan K.J., McGarry D., Loch R.J., Bridge B., Smith G.D.:** The measurement of soil structure. Some practical initiatives. *Austr. J. Soil Res.* 29, 869-889, 1991
41. **Crawford J.W., Matsui N., Young I.M.:** The relation between the moisture-release curve and the structure of soil. *European J. Soil Sci.* 46, 369-375, 1995.
42. **Cresswell H.P., Smiles D.E., Williams J.:** Soil structure, soil hydraulic properties and the soil water balance. *Austr. J. Soil Res.* 30, 265-283, 1992.
43. **Czachor H.:** Geometria fazy stałej i przestrzeni porów w rolniczych ośrodkach granularnych na przykładzie gleby mineralnej. *Acta Agrophysica,* 7, 1997
44. **Dąbek-Szreniawska M.:** Mikrobiologiczne aspekty tworzenia się agregatów glebowych. *Problemy Agrofizyki,* 4, 1972.
45. **Dechnik I., Dębicki R.:** Czynniki zaskorupiania gleb oraz metody przeciwdziałania temu zjawisku. *Problemy Agrofizyki,* 21, 1976.
46. **Dechnik I., Dębicki R.:** Wykorzystanie syntetycznych środków do ulepszenia gleb. *Problemy Agrofizyki,* 23, 1977.

47. Dechnik I., Lipiec J.: Dynamics of moisture and water-resistance of aggregation of soils cultivated with active implements. Polish. J. Soil Sci. VIII, 2, 117-124, 1975.
48. Degens B.P., Sparling G.P.: Repeated wet-dry cycles do not accelerate the mineralization of organic C involved in the macro-aggregation of a sandy loam soil. *Plant & Soil*. 175, 197-203, 1995.
49. De Jong R., Campbell C.A., Nicholaichuk W.: Water retention equations and their relationship to soil organic matter and particle size distributions for disturbed samples. *Can. J. Soil Sci.* 63, 291-302, 1983.
50. Dexter A.R.: Advances in characterization of soil structure. *Soil & Till. Res.* 11, 199-238, 1988.
51. Dexter A.R.: Shapes of aggregates from tilled layers of some Dutch and Australian soils. *Geoderma*. 35, 91-107, 1985.
52. Dexter A.R., Radke J.K., Hewitt J.S.: Structure of a tilled soil as influenced by tillage, wheat cropping and rainfall. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 47, 570-575, 1983.
53. Diné H., Mehuys G.R., Levesque M.: Influence of humic and fibric materials on the aggregation and aggregate stability of a lacustrine silty clay. *Soil Sci.* 151, 2, 146-158, 1991.
54. Dobrzański B., Witkowska-Walczak B.: Water permeability as a function of soil structure. *Roczn. Gleb.* XXXII, 3, 17-24, 1981.
55. Dobrzański B., Witkowska-Walczak B.: Water retention and permeability of various aggregate fractions of soils developed from loess. *Polish J. Soil Sci.* XIX, 1/2, 7-13, 1986.
56. Dobrzański B., Witkowska-Walczak B., Walczak R.: Wpływ agregacji czarnoziem na jego wodno-powietrzne charakterystyki. *ZPPNR*. 315, 63-79, 1986.
57. Domżał H.: Compaction of the solid phase and its role in the formation of the water-air properties of soils. *ZPPNR*. 220, II, 137-154, 1983.
58. Domżał H.: Wpływ zagęszczenia gleby na zawartość wody silnie związanej oraz retencję wody produkcyjnej i użytkowej. *Roczn. Gleb.* XXX, 3, 45-72, 1979.
59. Domżał H., Pranagal J.: Wodoodporność agregatów glebowych jako wskaźnik degradacji gleb wywołanej użytkowaniem rolniczym. *Fragmenta Agronomica*. XI, 3, 22-34, 1994.
60. Domżał H., Słowińska-Jurkiewicz A.: Wpływ składu granulometrycznego i próchnicy na ilość agregatów glebowych i ich odporność na działanie wody. *Roczn. Gleb.* 39, 3, 5-19, 1988.
61. Domżał H., Słowińska-Jurkiewicz A.: Struktura gleby jako wskaźnik agrotechnicznych i ekologicznych skutków zagęszczenia gleb użytkowanych rolniczo. *Fragmenta Agronomica*. XIII, 1, 104-113, 1996.
62. Douglas J.T.: Macroporosity and permeability of some soil cores from England and France. *Geoderma*, 37, 221-231, 1986.
63. Douglas J.T., Jarvis M.G., Howse K.R., Goss M.J.: Structure of a silty soil in relation to management. *J. Soil Sci.* 37, 137-151, 1986.
64. Droogers P., Meer van der F., Bouma J.: Water accessibility to plant roots in different soil structures occurring the same soil type. *Plant & Soil*. 188, 83-91, 1997.
65. Dullien F.A.: Porous media. Fluid transport and pore structure. Academic Press. Inc. 1992.
66. Ellsworth T.R., Clapp C.E., Blake G.R.: Temporal variations in soil structural properties under corn and soybean cropping. *Soil Sci.* 151, 6, 405-416, 1991.
67. Emerson W.W.: The structure of soil crumbs. *J. Soil Sci.* 10, 2, 235-244, 1959.
68. Farres P.J.: The dynamics of rainsplash erosion and the role of soil aggregate stability. *Catena*. 14, 119-130, 1987.
69. Fayer M., Simmons C.: Modified soil water retention functions for all matric suction. *Water Resour. Res.*, 31, 5, 1233-1238, 1995.

70. **Filgueira R.R., Pachepsky Ya. A., Fournier L.L., Sarli G.O., Aragon A.:** Comparison of fractal dimensions estimated from aggregate mass-size distribution and water retention scaling. *Soil Sci.* 164, 4, 217-223, 1999.
71. **Finney J.B.:** Mechanization and soil structure. *Agriculture*, 78, 9, 1-11, 1971.
72. **Fong F.K., Mulkey L. A.:** Solute transport in aggregated media: aggregate size distribution and mean radii. *Water Resour. Res.* 26,6, 1291-1303, 1990.
73. **Fortun A., Benayas J., Fortun C.:** The effects of fulvic and humic acids on soil aggregation: a micromorphological study. *J. Soil Sci.* 41, 563-572, 1990.
74. **Franzluebbers A.J., Arshad M.A.:** Soil microbiological biomass and mineralizable carbon of water-stable aggregates. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 61, 1090-1097, 1997.
75. **Gliński J., Walczak R., Witkowska-Walczak B.:** Soil water problems in Poland. *Agrokemia as talajtan.* 38/3-4, 563-577, 1989.
76. **Gollany H.L., Schumacher T.E., Evenson P.D., Lindstrom M.J., Lemme G.D.:** Aggregate stability of an eroded and desurfaced Typic Argiustoll. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 55, 811-816, 1991.
77. **Gregson K., Hector D.J., McGowan M.:** A one-parameter model for the soil water characteristic. *J. Soil Sci.* 38, 483-486, 1987.
78. **Gumbs F.A., Warkentin B.F.:** Bulk density, saturation water content and rate of wetting of soil aggregates. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 40, 28-33, 1976.
79. **Gummatow N.G., Paczepski J.A.:** Sowremiennyje predstavleniya o strukturie poczw i strukturoobrazowanii. *Dinamika i faktory.* Izd. AN ZSRR. Puszczinskij Naucznyj Centr, Institut Poczwowiedienija i Fotosinteza. 1/24, 1991.
80. **Gupta S.C., Larson W.E.:** Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter content and bulk density. *Water Resour. Res.* 15, 1633-1635, 1979.
81. **Hajnos M.:** Energia powierzchniowa i wielkości jej składowych jako parametry określające zwilżalność i stan agregacyjny wybranych minerałów ilastych i gleb. *Acta Agrophysica.* 17, 1999.
82. **Hallett P.D., Young I.M.:** Changes to water repellence of soil aggregates caused by substrate-induced microbial activity. *European J. Soil Sci.* 50, 35-40, 1999.
83. **Hamblin A.P.:** Sustainable agricultural systems: What are the appropriate measures for soil structure? *Austr. J. Soil Res.* 29, 709-715, 1991.
84. **Hamblin A.P.:** Soil water behaviour in response to changes in soil structure. *J. Soil Sci.* 33, 375-386, 1982.
85. **Hamblin A.P.:** The influence of soil structure on water movement, crop root growth and water uptake. *Advances Agronomy.* 38, 95-158, 1985.
86. **Hanks J.R., Ashcroft G.L.:** Applied soil physics. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1980.
87. **Harris R.F., Chesters G., Allen O.N.:** Dynamics of soil aggregation. *Advances Agr.* 18, 107-169, 1966.
88. **Hartge K.H., Bachmann J., Pesci N.:** Morphological analysis of soil aggregates using Euler's polyeder formula. *Soil Sci Soc. Amer. J.* 63, 930-933, 1999.
89. **Haynes R.J., Swift R.S.:** Stability of soil aggregates in relation to organic constituents and soil water content. *J. Soil Sci.* 41, 73-83, 1990.
90. **Haynes R.J., Swift R.S., Stephen R.C.:** Influence of mixed cropping rotations on organic matter content, water stable aggregation and clod porosity in a group of soils. *Soil & Till. Res.* 19, 77-87, 1991.
91. **Heathman G.C., Ahuja L.R., Timlin D.J., Johnsen K.E.:** Surface aggregates and macropore effects on chemical transport in soil under rainfall. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 59, 990-997, 1995.
92. **Hillel D., Hadas A.:** Isothermal drying of structurally layered soil columns. *Soil Sci.* 112, 30-35, 1972.

93. Hillel D.: Introduction to soil physics. Academic Press., Orlando, FL, USA, 1982.
94. Horn R.: Aggregate characterization as compared to soil bulk properties. *Soil & Till. Res.* 17, 265-289, 1990.
95. Ibrahim S., Shindo H.: Analysis of water-stable soil aggregates with special reference to degree of aggregation. *Pedologist.* 43, 16-21, 1999.
96. Jabłoński B.: Uprawa roli. W: "Podstawy agrotechniki". Red. W. Niewiadomski, PWRiL, Warszawa, 206-241, 1983.
97. Józefaciuk G., Muranyi A., Szatanik-Kloc A., Csillag J., Włodarczyk T.: Changes of pore system of a brown forest soil under acid degradation in a laboratory experiment. *Polish J. Soil Sci.* 32,23-32, 1999.
98. Kaca E.: Zintegrowana gospodarka wodna zlewni rolniczej. W: "Ochrona i zróżnicowany rozwój środowiska wiejskiego". Wyd. SGGW, 104-109, 1996.
99. Kaczyński A.A.: Struktura poczw. Izd. MGU. Moskwa, 1963.
100. Kandeler E., Murer E.: Aggregate stability and soil microbiological processes in a soil with different cultivation. *Geoderma.* 56, 503-513, 1993.
101. Kaszubkiewicz J.: A model of water hysteresis of capillary-porous media. *Polish J. Soil Sci.* XXIII, 2, 109-117, 1990.
102. Kaszubkiewicz J.: A model of soil water hysteresis based on pore space geometry. *Polish J. Soil Sci.* XXX, 1, 1-13, 1997.
103. Kaszubkiewicz J.: Modele histerezy wodnej gleb. *Zeszyty Naukowe AR we Wrocławiu.* 335, CLV, 1-132, 1998.
104. Kern J.S.: Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 59, 1134-1141, 1995.
105. Kirby J.M., Blunden B.G.: Interaction of soil deformations, structure and permeability. *Austr. J. Soil Res.* 29, 891-904, 1991.
106. Kosugi K.: Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention. *Water Resour. Res.* 30, 4, 891-901, 1994.
107. Kowaliński S., Drozd J., Licznar M.: Characteristic of the physicochemical properties of structural aggregates of various sizes. *Polish J. Soil Sci.* XV, 2, 119-128, 1982.
108. Kutilek M., Nielsen D.: Soil hydrology. Catena Verlag. Cremlingen-Destedt, 1994.
109. Lee K.E., Foster R.C.: Soil fauna and soil structure. *Austr. J. Soil Res.* 29, 745-775, 1991.
110. Letey J.: The study of soil structure. *Austr. J. Soil Res.* 29, 699-707, 1991
111. Lieffering R.E., McLay C.D.: The effect of strong hydroxide solutions on the stability of aggregates and hydraulic conductivity of soil. *European J. Soil Sci.* 47, 43-50, 1996.
112. Lipiec J.: Możliwości oceny przewodnictwa wodnego gleb na podstawie ich niektórych właściwości. *Problemy Agrofizyki.* 40, 1983.
113. Lipiec J., Ishioka T., Hatano R., Sakuma T.: Effects of soil structural discontinuity on root and shoot growth and water use of maize. *Plant & Soil.* 157, 65-74, 1993.
114. Loch R.J.: A method for measuring aggregate water stability of dryland soils with relevance to surface seal development. *Austr. J. Soil Res.* 32, 687-700, 1994.
115. Longsdon S.D.: Analysis of aggregate fractal dimensions and aggregate densities back-calculated from hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 59,1216-1221, 1995.
116. Longsdon S.D.: Flow mechanisms through continuous and buried macropores. *Soil Sci.* 160, 4, 237-242, 1995.
117. Lwowicz M.I.: Wodnyj balans i poczwicznyj pokrow. *Poczwow.* 9, 43-55, 1965.
118. Marshall T.J.: A relation between permeability and size distribution of pores. *J. Soil Sci.* 9, 1, 1-8, 1958.

119. **Martinez-Mena M., Williams A.G., Tenan J.L., Fitzjohn C.:** Role of antecedent soil water content on aggregates stability in a semi-arid environment. *Soil & Till. Res.* 48, 71-80, 1998.
120. **Matechera S.A., Dexter A.R., Alston A.M.:** Formation of aggregates by plant roots in homogenised soils. *Plant & Soil.* 142, 69-79, 1992.
121. **Matechera S.A., Kirby J.M., Alston A.M., Dexter A.R.:** Modification of soil aggregation by watering regime and roots growing through beds of large aggregates. *Plant & Soil.* 160, 57-66, 1994.
122. **Mbagwu J.S., Auerswald K.:** Relationship of percolation stability of soil aggregates to land use, selected properties, structural indices and simulated rainfall erosion. *Soil & Till. Res.* 50, 197-206, 1999.
123. **Miller D.E.:** Available water in soil as influenced by extraction of soil water by plants. *Agronomy J.* 59, 420-423, 1967.
124. **Milly P.C.D.:** Climate, soil water storage, and the average annual water balance. *Water Resour. Res.* 30, 7, 2143-2156, 1994.
125. **Mioduszecki W.:** Gospodarowanie zasobami wodnymi w krajobrazie rolniczym. W: "Ochrona i zrównoważony rozwój środowiska wiejskiego". Wyd. SGGW. 91-103, 1996.
126. **Mualem Y.:** A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12, 3, 513-522, 1976.
127. **Mundra M.C., Pal R., Siyag R.S., Poonia S.R.:** Unsaturated water transmission characteristics of soils in relation to texture, aggregate size and initial moisture content. *J. Agric. Sci. Camb.* 112, 199-204, 1989.
128. **Nasr H.M., Selles F.:** Seedling emergence as influenced by aggregate size, bulk density and penetration resistance of the seedbed. *Soil & Till. Res.* 34, 61-76, 1995.
129. **Nearing M.A.:** Compressive strength for an aggregated and partially saturated soil. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 59, 35-38, 1995.
130. **Neilsen R.P.:** Climatic constraints and issues of scale controlling regional biomes. In: "The role of landscape boundaries in the management and restoration of changing environments". Eds. M. Holland et al. Chapman & Hall, New York. 31-35, 1991.
131. **Neilsen R.P., King G.A., DeVelice R.L., Lenihan J., Marks D., Dolph J., Campbell B., Glick G.:** Sensitivity of ecological landscapes and regions to global climate change. USEPA Rep. 600/3-89/073. UEPSA Environ. Res. Lab., Corvallis, OR, USA. 1989.
132. **Nimah M.N., Ryan J., Chaudhry M.A.:** Effect of synthetic conditioners on soil water retention, hydraulic conductivity, porosity and aggregation. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 47, 742-745, 1983.
133. **Nowicka-Krobska I.:** Użyteczna retencja wodna gleb. Instytut Gospodarki Wodnej. Zakład Gospodarowania Zasobami Wodnymi. Maszynopis. Warszawa. 1970.
134. **Oades J.M., Waters A.G.:** Aggregate hierarchy in soils. *Austr. J. Soil Res.* 29. 815-828, 1991.
135. **Owczarzak W., Rząsa S., Kaczmarek Z.:** Shrinkage determination of soil aggregates. *Int. Agrophysics.* 7, 221-227, 1993.
136. **Paluszek J.:** Wpływ erozji wodnej na strukturę i wodoodporność agregatów gleb płowych wytworzonych z lessu. *Roczn. Gleb.* XLV, 3/4, 21-31, 1994.
137. **Passioura J. B.:** Soil structure and plant growth. *Austr. J. Soil Res.* 29, 717-228, 1991.
138. **Perrier E., Mullon C., Rieu M.:** Computer construction of fractal soil structures: simulation of their hydraulic and shrinkage properties. *Water Resour. Res.* 31, 12, 2927-2943, 1995.
139. **Pukos A.:** Odkształcenia gleby w zależności od rozkładów wielkości porów i cząstek fazy stałej. *Problemy Agrofizyki.* 61, 1990.
140. **Quirk J.P., Murray R.S.:** Towards a model for soil structure behaviour. *Austr. J. Soil Res.* 29, 829-867, 1991.

141. Rasiah V., Kay B.D.: Characterizing rate of wetting: impact on structural destabilization. *Soil Sci.* 160, 3, 176-183, 1995.
142. Rawls W.L.: Estimating soil bulk density from particle size analysis and organic matter content. *Soil Sci.* 135, 123-125, 1983.
143. Rawls W.L., Brakiensiek D.L., Saxton K.E.: Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE* 25, 1316-1320, 1982.
144. Rawls W.J., Gish T.J., Brakiensiek D.L.: Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics. *Adv. Soil Sci.* 16, 213-234, 1991.
145. Rengasamy P., Murti G.: Physical properties of some ferruginous soil. In: "Modification of soil structure". Eds. W.W. Emerson., R.Bond., A.Dexter. Wiley & Sons. Chichester-New York, 225-232, 1978.
146. Rejman J., Pawłowski M., Dębicki R., Link M.: Stability of aggregates and erodibility of loess soil. *Polish J. Soil Sci.* XXVII, 87-91, 1994.
147. Richards L.A.: Methods of measuring soil moisture tension. *Soil Sci.* 68, 95-112, 1949.
148. Richards L.A.: Pressure membrane apparatus, construction and use. *Agric. Eng.* 28010, 460-472, 1947.
149. Ringrose-Voase A.J.: Measurement of soil macropore geometry by image analysis of sections through impregnated soil. *Plant & Soil.* 183, 27-47, 1996.
150. Ringrose-Voase A.J.: Micromorphology of soil structure: description, quantification, application. *Austr. J. Soil Res.* 29, 777-813, 1991.
151. Rivers E.D., Shipp R.F.: Available water capacity of sandy and gravelly North Dakota soils. *Soil Sci.* 113, 2, 74-80, 1972.
152. Rogowski A.S., Kirkham D.: Moisture, pressure and formation of water-stable soil aggregates. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 26, 3, 213-216, 1962.
153. Rose D.A.: Water movement in dry soils. II. An analysis of hysteresis. *J. Soil Sci.* 22, 4, 490-507, 1971.
154. Roth C.: Die Bedeutung der Oberflächenverschlammung für die Auslösung von Abflub und Abtrag. *Bodenökologie und Bodengene.* 6, 1992.
155. Roth C., Witkowska-Walczak B.: Comparison of three methods for measuring the water stability of soil aggregates from temperate and tropical zone. *Polish J. Soil Sci.* XXV/1, 11-16, 1992.
156. Russell E.W.: Soil structure: its maintenance and improvement, *J. Soil Sci.* 22, 2, 137-151, 1971.
157. Rząsa S., Dębicki R.: Classification and interpretation of soil structure. *ZPPNR.* 220, II, 49-59, 1983.
158. Rząsa S., Owczarzak W.: Modelling of soil structure and examination methods of water resistance, capillary rise and mechanical strength of soil aggregates. *Annals of Poznań Agricultural University. Scientific Dissertations.* 135, 1983.
159. Saleh A.: Soil aggregate and crust density prediction. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 57, 524-526, 1993.
160. Shainberg I., Levy G.J., Levin J., Goldstein D.: Aggregate size and seal properties. *Soil Sci.* 162, 470-478, 1997.
161. Shiel R.S., Adey M.A., Lodder M.: The effect of successive wet/dry cycles on aggregate size distribution in a clay texture soil. *J. Soil Sci.* 39, 71-80, 1988.
162. Sierra J., Renault P., Valles V.: Anaerobiosis in saturated soil aggregates: modelling and experiment. *European J. Soil Sci.* 46, 519-531, 1995.
163. Singer M.J., Southard R.J., Warrington D.N., Janitzky P.: Stability of synthetic sand-clay aggregates after wetting and drying cycles. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 56, 1843-1848, 1992.
164. Słowińska-Jurkiewicz A.: Changes in soil structure and physical properties of soil during spring tillage operations. *Soil & Till. Res.* 29, 397-407, 1994.

165. Słowińska-Jurkiewicz A.: Struktura i właściwości wodno-powietrzne gleb wytworzonych z lessów. Roczn. Nauk Roln. Monografie. s.D., 218, 1989.
166. Sobczuk H.: Comment on water potential definition. ZPPNR. 436, 143-148, 1996.
167. Sobczuk H.: Opis stanu fizycznego gleby jako ośrodka nieuporządkowanego na przykładzie krzywych retencji. Acta Agrophysica, 11, 1998.
168. Sokolowska Z.: Rola niejednorodności powierzchni w procesach adsorpcji zachodzących na glebach. Problemy Agrofizyki, 58, 1989
169. Sokolowskaja N.A.: Rol poczwiennej struktury w pieredwizenji włagi k zonie potreblenija. Poczovov. 10, 72-80, 1967.
170. Soroczkin W.M.: Wodopronicajemost i fiziczeskije swojstwa poczw. Poczovov. 10, 60-67, 1975.
171. Staricka J.A., Benoit G.R.: Freeze-drying effects on wet and dry soil aggregate stability. Soil Sci. Soc. Amer. J. 59, 218-223, 1995.
172. Stirzaker R.J., Passioura J.B., Wilms Y.: Soil structure and plant growth: impact of bulk density and biopores. Plant & Soil. 185, 151-162, 1996.
173. Szein E.W., Bieriezin P.N., Gudima I.I.: Differencialnaja poristost poczw. Poczwow. 3, 53-65, 1988.
174. Talsma T.: Prediction of hydraulic conductivity from soil water retention data. Soil Sci. 140, 3, 184-188, 1985.
175. Tamari S.: Relations between pore space and hydraulic properties in compacted beds of silty-loam aggregates. Soil Techn. 7, 57-73, 1994.
176. Tamboli P.M., Larson W.E., Amemiya M.: Influence of aggregate size on soil moisture retention. Iowa Acad. Sci.. 71, 103-108, 1964.
177. Tisdall J. M.: Possible role of soil microorganisms in aggregation in soils. Plant & Soil. 159, 115-121, 1994.
178. Tisdall J.M.: Fungal hyphae and structural stability of soil. Austr. J. Soil Res. 29, 729-743, 1991.
179. Tiulin A.F.: Questions on soil structure. II. Aggregate analyses as a method for determination soil structure. Perm. Agr. Sta.; Div. Agr. Chem. 77, 5-12, 1928.
180. Tokaj J.: Studia mikromorfologiczne i mikromorfometryczne nad agregatami glebowymi. Roczn. Gleb. 28, 1, 15-27, 1977.
181. Trzecki S.: Stosunki wodno-powietrzne w różnych frakcjach gruzełków i ich mieszaninach pochodzących z warstwy ormej czarnej ziemi. Roczn. Nauk Roln. 98, 2, 121-129, 1973.
182. Van Genuchten M.Th., Kavel F., Russell W.B., Yates S.R.: Direct and undirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. In: "Land Qualities in Space and Time". Eds. J.Bouma, A.K.Bregt. Pudoc. Wageningen, 61-72, 1989.
183. Verecken H.J., Maes J., Feyen J., Darius P.: Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density and carbon content. Soil Sci. 148, 389-403, 1989.
184. Vorosmarty C.J., Moore III B., Melillo J. M., Peterson B.J.: Continental scale models of water balance and fluvial transport. Global Biogeochemistry Cycles. 3, 241-265, 1989.
185. Vyn T. J., Raimbault B.A.: Long-term effect of five tillage systems on corn response and soil structure. Agron. J. 85, 1074-1079, 1993.
186. Wagner L.E., Ding D.: Representing aggregate size distributions as modified lognormal distributions. Trans. ASAE. 37, 3, 815-821, 1994.
187. Walczak R.: Modelowe badania zależności retencji wodnej od parametrów fazy stałej gleby. Problemy Agrofizyki, 41, 1984.
188. Walczak R., Malicki M., Czachor H., Usowicz B.: Opis aparatury i sposobu oznaczania współczynnika przewodnictwa wodnego gleby w strefie nasyczonej. Prace Komisji Fizyki Gleby PTGleb. 89, 31-34, 1985.

189. Walczak R., Witkowska B.: Metody badania i sposoby opisywania agregacji gleby. *Problemy Agrofizyki*. 19, 1976.
190. Walczak R., Witkowska-Walczak B.: Effect of wetting-drying cycles on the aggregation of soil. *Roczn. Gleb.* XXXII, 3, 37-44, 1981.
191. Walczak R., Witkowska-Walczak B.: Investigations of water and air characteristics of the soils with aggregate structure. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 388, 183-209, 1990
192. Walczak R., Witkowska-Walczak B., Baranowski P.: Soil structure parameters in models of crop growth and yield prediction. *Int. Agrophysics*, 11, 111-127, 1997.
193. Walczak R., Witkowska-Walczak B., Doliński A., Usowicz B.: Aparatura do oznaczania charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność z automatycznym układem wytwarzania podciśnienia. *Prace Komisji Fizyki Gleby PTGleb.* 89, 24-30, 1985.
194. Walczak R., Zawadzki S.: Soil water as a basic factor of the growth and crop yield of plants. *ZPPNR*, 220, I, 53-59, 1979.
195. Weisskopf P., Zihlmann U., Wiermann C., Horn R., Anken T., Diserens E.: Influence of ploughing on soil structure. *Agrarforschung*. 6, 293-296, 1999.
196. Williams J., Prebble R.E., Williams W.T., Hignett C.T.: The influence of texture, structure and clay mineralogy on the soil moisture characteristics. *Austr. J. Soil Res.* 21, 15-22, 1983.
197. Williams R.D., Ahuja L.R., Naney J.W.: Comparisons of the methods to estimate soil water characteristics from soil particle size distribution, bulk density and limited data. *Soil Sci.* 153, 172-184, 1992.
198. Witkowska-Walczak B.: The influence of soil aggregation on its water retention. *Annales UMCS*, XXXV/XXXVI, 13, s.B, 209-225, 1980/1981.
199. Witkowska-Walczak B.: The influence of soil aggregation on the hysteresis effect of the relationship between soil water potential and moisture. *Polish J. Soil Sci.* XIV, 2, 97-100, 1981.
200. Witkowska-Walczak B.: Influence des changements d humidite des sols sur leur distribution de taille des agregats. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 312, 473-481, 1986.
201. Witkowska-Walczak B.: Hydrophysical characteristics of rendzina aggregate structure. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 436, 167-174, 1996.
202. Witkowska-Walczak B.: Hydrophysical characteristics of Podzol, Cambisol and Luvisol aggregates. Part I. Water resistance of the aggregates. *Polish J. Soil Sci.* XXX/1, 21-29, 1997.
203. Witkowska-Walczak B.: Hydrophysical characteristics of Podzol, Cambisol and Luvisol aggregates. Part II. Water retention curves. *Polish J. Soil Sci.* XXX/2, 1-6, 1997.
204. Witkowska-Walczak B.: Hydrophysical characteristics of aggregates Orthic Podzol, Eutric Cambisol and Orthic Luvisol. Part III. Saturation, water available for plants. *Polish J. Soil Sci.* XXX/1, 1-7, 1998.
205. Witkowska-Walczak B.: Hydrophysical characteristics of aggregates Orthic Podzol, Eutric Cambisol and Orthic Luvisol. Part IV. Water conductivity in the saturated and unsaturated zone. *Polish J. Soil Sci.* XXX/1, 9-17, 1998.
206. Witkowska-Walczak B.: Wielkość efektu histerezy charakterystyk potencjał wody glebowej-wilgotność różnych frakcji agregatów gleby brunatnej i czarnej ziemi. *Acta Agrophysica*. 22, 253-264, 1999.
207. Witkowska-Walczak B.: Wodoodporność różnych frakcji agregatów gleby brunatnej i czarnej ziemi w cyklicznych zmianach uwilgotnienia. *Acta Agrophysica*. 23, 177-184, 1999.
208. Witkowska-Walczak B., Walczak R.: Water characteristics and evaporation of soil aggregates formed from the different soil. *J. Hydrology Hydromech.* 47, 6, 417-429, 1999.
209. Wojtasik M.: Agrotechniczny sposób zwiększania w glebie retencji wody użytecznej dla roślin. *Nowe Rolnictwo*. 3, 21-28, 1988.

210. **Wojtasik M.:** Znaczenie naturalnej gęstości gleby w ocenie retencji wody użytecznej dla roślin. *Fragmenta Agronomica*. 2/18, 59-70, 1988.
211. **Wu L., Vomocil J.A., Childs S.W.:** Pore size, particle size, aggregate size and water retention. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 54, 952-956, 1990.
212. **Yoder R.E.:** A direct methods of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses. *J. Amer. Soc. Agron.* 28, 5, 337-351, 1936.
213. **Youngs E.G.:** The hysteresis effect in soil moisture studies. 7th Cong. ISSS. Madison, Wisc., USA. I-4, 108-113, 1960.
214. **Youngs E.G., Leeds-Harrison P.B.:** Aspects of transport processes in aggregated soils. *J. Soil Sci.* 41, 665-675, 1990.
215. **Zausig J., Stepiński W., Horn R.:** Oxygen concentration and Redox potential gradients in unsaturated model soil aggregates. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 57, 908-916, 1993.
216. **Zawadzki S.:** Laboratoryjne oznaczenia zdolności retencyjnej utworów glebowych. *Wiad. IMUZ.* XI, 2, 11-31, 1973.
217. **Zawadzki S. (Red.).** *Gleboznawstwo*. PWRiL, Warszawa, 1999.

9. STRESZCZENIE

**WPLYW STRUKTURY AGREGATOWEJ GLEB MINERALNYCH
NA ICH HYDROFIZYCZNE CHARAKTERYSTYKI.
(Badania modelowe)**

W niniejszej rozprawie przedstawiono wyniki badań wpływu struktury agregatowej gleb mineralnych na ich hydrofizyczne charakterystyki tj. zdolność do retencjonowania wody i współczynniki przenoszenia wody w strefie nasyconej i nienasyconej. Podjęte badania obejmowały zarówno problemu natury metodologicznej, jak i modelowe badania podstawowe oraz modelowanie, nie tylko w aspekcie określenia optymalnej agregacji gleby pod kątem uprawy i plonowania roślin, lecz także możliwości regulowania składowych bilansu wodnego gleby tj. retencji i parowania oraz czynników bezpośrednio na nie wpływających, tj. warunków determinujących ruch wody w glebie. Były to badania modelowe agregatów różnych wymiarów wyodrębnionych z warstwy ornej ośmiu gleb (bielicowe, brunatne, płowe i czarnoziemy) Lubelszczyzny. Uzyskane wyniki wykazały, że badania charakterystyk hydrofizycznych gleb o strukturze agregatowej powinny być przeprowadzane na specjalnie w tym celu przygotowanym materiale glebowym, a parametry struktury agregatowej gleb determinują ich właściwości wodne następująco:

- wzrost wielkości agregatów glebowych powoduje spadek ich wodoodporności;
- wielkość agregatów glebowych różnicuje ilość wody zatrzymywanej w glebie, szczególnie w zakresie potencjałów odpowiadających pF 0 - pF 2,2;
- wzrost wielkości agregatów glebowych powodował wzrost wartości współczynników przewodnictwa wodnego w strefie nasyconej o dwa rzędy wielkości;
- wzrost wielkości agregatów glebowych powodował spadek wartości współczynników przewodnictwa wodnego w strefie nienasyconej o pięć rzędów wielkości;
- wprowadzenie do modelu predykcji krzywych retencji wody jako danych wejściowych parametrów dotyczących struktury agregatowej gleb bardzo wyraźnie poprawiło dokładność jego oszacowań w zakresie niskich potencjałów wody glebowej.

Z powyższego wynika, że znajomość relacji pomiędzy agregacją gleb a ich hydrofizycznymi charakterystykami może być przydatna w wyborze rodzaju zabiegów agrotechnicznych w celu kształtowania właściwości wodnych gleb.

S ł o w a k l u c z o w e: agregacja gleby, retencja wody, przewodnictwo wodne w strefie nasyconej i nienasyconej, model retencji wody

10. SUMMARY

THE IMPACT OF AGGREGATE STRUCTURE OF MINERAL SOILS
ON THEIR HYDROPHYSICAL CHARACTERISTICS.
(Model investigations)

This dissertation presents the results of the investigations of the impact of aggregate structure of mineral soils on their hydrophysical characteristics, i.e. water retaining capacity and coefficients of water transfer in saturated and unsaturated zones. Undertaken investigations comprised problems of methodological nature as well as fundamental model investigations and modelling, not only in the aspect of determination of optimum soil aggregation from the point of view of crop growing and yield, but also possibility of regulating the components of soil water balance, i.e. retention and evaporation and the factors directly influencing them, like conditions determining water movement in the soil. These were model investigations of the aggregates of different sizes selected from the arable layer of eight soils (podzols, brown soils, grey-brown podzolics, chernozems) from Lublin region. Obtained results indicated, that the investigations of hydrophysical characteristics of soils with aggregate structure should be performed on specially prepared soil material, and the parameters of soil aggregate structure determine their soil water properties in the following way:

- increase of soil aggregate sizes results in the decrease of their water resistance;
- size of soil aggregates differentiates water amount retained in the soil, especially in the range of soil water potentials referring to $pF_0 - pF_{2,2}$;
- increase of soil aggregate sizes caused the increase of the coefficients of water conductivity in saturated zone by two orders;
- increase of soil aggregate sizes caused the decrease of soil water conductivity coefficients in unsaturated zone by five orders;
- including the parameters of aggregate soil structure, as input data, into the model of soil water retention curves prediction, predominantly improved the accuracy of their estimation in the range of low soil water potentials.

It results from the above, that the knowledge of relation between aggregation of soils and their hydrophysical characteristics can be useful for choosing the type agrotechnical treatments for forming soil water properties.

K e y w o r d s: soil aggregation, water retention, water conductivity in saturated and unsaturated zone, model of water retention

Adres autora:

Barbara Witkowska-Walczak
Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego
Polska Akademia Nauk
ul. Doświadczalna 4
P.O. Box 201, 20-290 Lublin 27
tel. (81) 7445061, fax (81) 7445067
e-mail: rwalczak@demeter.ipan.lublin.pl

