

problemy agrofizyki

POLSKA AKADEMIA NAUK · INSTYTUT AGROFIZYKI



Ossolineum

zeszyt 59

rok 1990

P O L S K A A K A D E M I A N A U K

INSTYTUT AGROFIZYKI W LUBLINIE

PROBLEMY AGROFIZYKI 59

RYSZARD DĘBICKI, JERZY REJMAN

PRZEWIDYWANIE STRAT GLEBY W WYNIKU EROZJI WODNEJ

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK
1990

Komitet redakcyjny

JAN GLIŃSKI (redaktor naczelny)

IGNACY DECHNIK, BOGUSŁAW SZOT, RYSZARD WALCZAK

Okładkę projektował Zygmunt Ziemia

Wykonano ze składowiska dostarczonego przez Instytut Agrofizyki PAN

© Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1990

PL ISSN 0137-6586

ISBN 83-04-03682-7

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1990.

Objętość: ark. wyd. 3; ark. druk. 5.

Zakład Graficzny Politechniki Wrocławskiej Zam. 926/90.

Spis treści

1. Wstęp	5
2. Powstawanie i charakterystyka skorupy powierzchniowej	6
3. Rozbryzg gleby	13
4. Spływ powierzchniowy	18
5. Właściwości opadu (naturalnego i symulowanego) a erozja gleby	29
6. Wskaźniki podatności gleb na erozję	38
7. Ocena i przewidywanie strat gleby w wyniku erozji	43
7.1. Wielomianowe równanie strat gleby (USLE)	43
7.2. Charakterystyka poszczególnych czynników równania USLE	44
7.2.1. Czynnik erozyjności opadu i spływu powierzchniowego (R)	44
7.2.2. Czynnik podatności gleby na erozję (K)	46
7.2.3. Czynniki topograficzne (L i S)	47
7.2.4. Czynnik pokrywy roślinnej i sposobu uprawy (C)	48
7.2.5. Czynnik uprawy specjalnej (P)	51
7.3. Modele zjawisk erozji wodnej gleb	52
8. Podsumowanie	59
9. Literatura	61

1. WSTĘP

Nowoczesne rolnictwo stwarza liczne problemy związane z intensyfikacją produkcji rolniczej m.in. wielokrotnymi przejazdami ciężkich maszyn rolniczych, stosowaniem wysokiego nawożenia mineralnego przy ograniczonym nawożeniu organicznym oraz szerokim stosowaniu środków ochrony roślin. Prowadzi to do nasilenia wielu niekorzystnych zjawisk dla rolnictwa, jak i środowiska naturalnego. Jednym z nich jest erozja, a w jej obrębie erozja pól uprawnych powodowana przez deszcz.

Erozja deszczowa obejmuje procesy odrywania cząstek gleby, ich transportu oraz osadzania. Nowe podejście w badaniach tego zjawiska, zapoczątkowane w latach osiemdziesiątych przez Foster'a i Meyera /48/ wprowadzające rozróżnienie pomiędzy procesami erozji międzyżłobinowej i żłobinowej, przyczyniło się nie tylko do lepszego opisanie tego rodzaju erozji, ale również do opracowania wielu modeli, które dokładniej niż dotychczasowe przewidują straty gleby, składników pokarmowych i pestycydów. Modele te obejmują swoim zasięgiem obszary pól uprawnych oraz całych zlewni.

Jednym z innych aspektów związanych z erozją deszczową jest powstawanie skorupy powierzchniowej, która będąc reakcją gleby na opad atmosferyczny ogranicza wschody roślin uprawnych. Zjawiska erozji nie można jednakże ograniczać jedynie do obniżania żyzności i produktywności gleby. Jest to również trwałe zagrożenie zanieczyszczenia wód powierzchniowych przez spływ z pól uprawnych położonych na zboczach.

Celem niniejszego opracowania jest przedstawienie najnowszych badań w zakresie rozpoznawania i przewidywania erozji wodnej gleb, jakie prowadzone są w wielu krajach. Opracowanie zostało wykonane w ramach tematu MR-II-15, koordynowanego przez Akademię Rolniczą w Lublinie.

2. POWSTAWANIE I CHARAKTERYSTYKA SKORUPY POWIERZCHNIOWEJ

Deszcz, padając na nieosłoniętą powierzchnię gleby, powoduje niszczenie struktury powierzchniowej warstwy gleby poprzez rozbicie (rozmycie) agregatów glebowych. Następuje to przez mechaniczne uderzenie kroplel wody, pękanie agregatów w wyniku zjawiska zwanego "air-explosion", tj. gwałtownego wydostawania się pęcherzyków powietrza zamkniętych w wewnętrznych porach agregatu glebowego oraz dyspersję chemiczną na skutek uwodnienia koloidów, wymycia jonów dwuwartościowych i inne. Towarzyszy temu zjawisku zatykanie przestworów glebowych drobnymi cząstkami gleby, a w efekcie obniżenie infiltracji i zwiększenie spływu powierzchniowego. Największe znaczenie niszczące przypisuje się mechanicznemu oddziaływaniu kroplel deszczu.

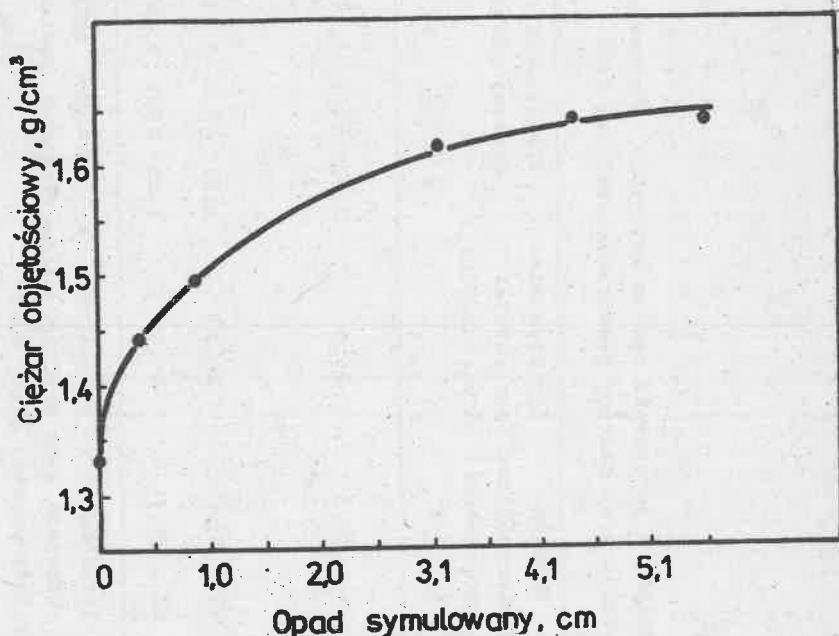
Rozpad agregatów do mikroagregatów lub cząstek pierwotnych pod działaniem niszczących sił deszczu prowadzi do zmiany gęstości objętościowej powierzchniowej warstewki gleby, a turbulencyjny ruch wody wywołuje zmianę ułożenia tych cząstek /29/. Ułożenie cząstek nie jest przypadkowe, a gęstość objętościowa może być zbliżona do wartości maksymalnych, uzyskanych dla cząstek pierwotnych (tab. 1) /120/. Jak zaznaczają niektórzy autorzy /8, 9, 57, 89/, zagęszczeni

Tabela 1. Gęstość objętościowa i porowatość ogólna materiału glebowego przed i po opadzie deszczu oraz skorupy powierzchniowej /wg 120/

Gatunek gleby	Gleba nie-		Skorupa		Zmniejszenie		Właściwości 25mm	
	zaskorupiona		powierzchniowa		porowatości.		warstwy gleby	
	(przed opadem)		(4mm grubości)		(% wart.ogólnej)		x xx	
	a	b	a	b	a	b	a	b
piasz-								
czysta	1,42	46,4	1,74	34,3	25,5	1,45	45,3	1,47 44,2
glina								
piasz-								
czysta	1,48	44,2	1,77	33,2	24,3	1,51	43,0	1,53 42,3
ilasta	1,35	49,1	1,88	29,1	41,1	1,45	45,3	1,44 45,7

Objaśnienia: a- gęstość objętościowa, b- porowatość, x- wartości zmierzone,
xx- wartości obliczone jako średnie ważone wartości pomiarowych,
przyjmując grubość warstwy gleby 25mm

powierzchniowej warstewki gleby jest nie tyle efektem oddziaływania energii kinetycznej kropel deszczu, ile efektem rozpadu agregatów i ich innego ułożenia. Stwierdzono jednak, iż gęstość gleby rośnie ze wzrostem intensywności opadu (rys. 1) /27, 43, 119/.



Rys. 1. Wpływ ilości opadu symulowanego na stopień zagęszczenia powierzchniowej warstwy gleby 0-2,5 cm poziomu B₂ /wg 119/

Tak więc pierwszemu etapowi powstawania skorupy powierzchniowej towarzyszą gwałtowne zmiany strukturalne, które Chen i in. /29/ przedstawiają w trzech fazach: 1) faza przepływu początkowego, kiedy to infiltracja zmniejsza się do punktu, w którym rozpoczyna się spływ powierzchniowy, 2) faza

od rozpoczęcia spływu do momentu, gdy infiltracja i spływ osiągną wielkości stałe oraz 3) faza, w której infiltracja i spływ osiągnęły wielkości stałe.

Cząstki pierwotne oderwane od agregatów i mikroagregaty są przemieszczane w wyniku rozbryzgu gleby lub przepływu laminarnego i turbulencyjnego wody do mikrodepresji, gdzie następuje blokowanie fizyczne porów glebowych, które dotychczas pozwalały na infiltrację wody. Następuje więc obniżenie porowatości i zdolności filtracyjnych warstewki powierzchniowej /92/. Woda i rozmyty materiał glebowy gromadzi się w obniżeniach powierzchniowych do momentu, w którym następuje przełamanie barier i rozpoczyna się jej spływ w dół zbocza wraz z cząstkami glebowymi. W tym momencie zaczyna się ustalać stan równowagi dynamicznej pomiędzy wielkością infiltracji a spływem powierzchniowym. Powierzchnia gleby jest ciągle naruszana przez uderzenia kropel deszczu i turbulencyjny ruch wody. Jedne cząsteczki są unoszone ze spływem powierzchniowym, a inne, z nowo rozmytych agregatów i cząstek wmytych, powodują utworzenie na powierzchni cienkiej warstewki, która przejmuje na siebie energię uderzeniową kropel deszczu. Morin i in. /93/ wyjaśniają, że odbudowywanie tej cienkiej warstewki jest wynikiem działania sił przyciągania zorientowanych cząstek ilastych w zawiesinie na powierzchni gleby. Pod koniec procesu tworzenia się skorupy, kiedy infiltracja i spływ osiągają wielkości stałe, ustala się również stosunek pomiędzy wielkościami spływu i zmywu powierzchniowego.

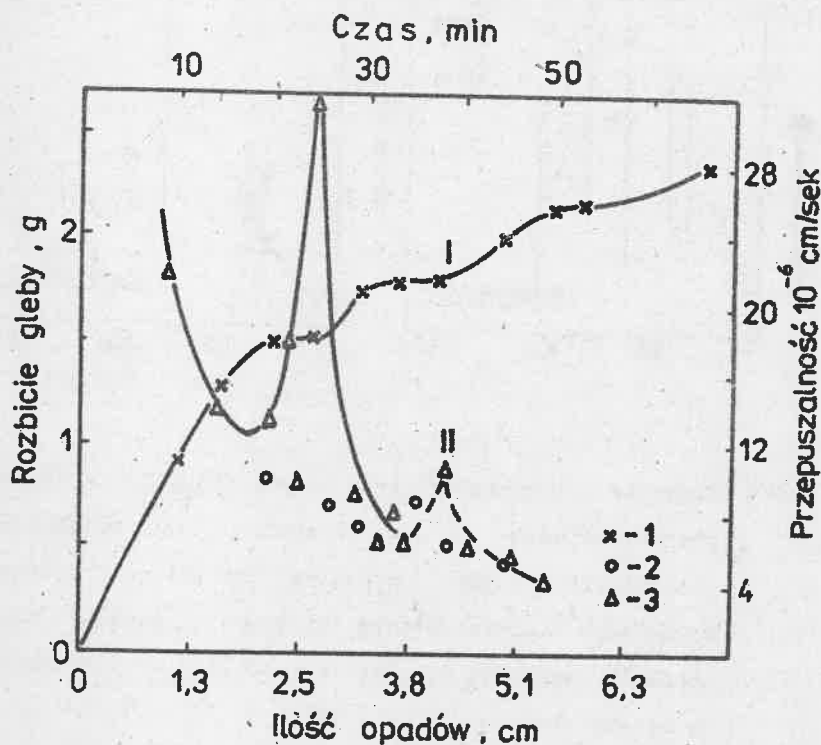
Opisane wyżej zjawisko powoduje, że część materiału

ilastego, a nawet i mikroagregaty zostają wmyte pod cienką warstwę powierzchniową, tworząc tzw. poziom wmycia /12, 44, 99, 100/. McIntyre /74, 75/ jako pierwszy opisał tak powstałą skorupę powierzchniową jako utwór dwuwarstwowy, zbudowany z zagęszczonej warstewki powierzchniowej o grubości zaledwie 0,1-0,3 mm oraz warstwy wmycia o grubości 1-3 mm. Niektórzy badacze zwracają uwagę, że tak powstała skorupa może osiągnąć grubość do 5 mm, a nierzadko również 2,5 cm /27/. Dwie wyróżnione warstwy różnią się gęstością, zawartością i ułożeniem cząstek ilastych, przepuszczalnością, barwą itd. Jednak nie we wszystkich glebach można spotkać taką morfologiczną budowę skorupy, czego dowodzą badania Tarchitzkiego /120/ i Agassi /2/. Brak jej przede wszystkim tam, gdzie agregaty są bardzo nietrwałe i następuje szybkie zablokowanie przestworów kapilarnych, a materiał ilasty jest przenoszony z wodą w dół zbocza.

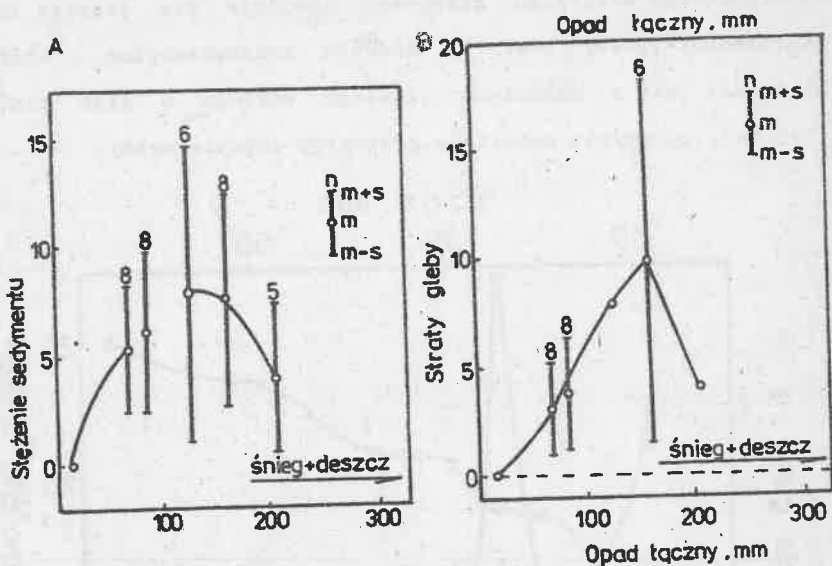
Duże znaczenie w tworzeniu skorupy glebowej, poza energią kinetyczną deszczu oraz właściwościami gleby, ma wilgotność początkowa gleby, która wg badań Luka i Hamiltona /69, 70/ może różnicować wielkość spływu w wyniku cech wytworzonej skorupy aż 800-krotnie, przy zakresie wilgotności od pełnego nasycenia do punktu wędnięcia (pF 0 - pF 4,2).

Chen /29/ i Norton /99/ wyróżniają 3 typy skorupy powierzchniowej, które można też utożsamiać z 3 stadiami powstawania skorupy: a) skorupa zagęszczona, która powstaje w fazie odrywania materiału glebowego przez krople deszczu o charakterze jednorodnym; b) skorupa zagęszczono-sedymentacyjna, która tworzy się w momencie, gdy część

rozproszony materiał glebowy znajduje się jeszcze na powierzchni gleby oraz c) skorupa sedymentacyjna, która zbudowana jest z materiału ilastego wmytego w głąb gleby (1-5 mm), po zmyciu materiału grubszego z powierzchni.



Rys.2. Zależność rozbicia gleby i przepuszczalności wodnej od ilości i czasu trwania opadów przy zabezpieczeniu i odprowadzeniu gleby rozbitej: natężenie opadów 66 mm · godz⁻¹, 1- energia zerowej kropli, 2- zatrzymywanie gleby rozbitej, 3- energia kropli równa końcowej prędkości kropli o średnicy 2 mm, I- rozbicie gleby, II- przepuszczalność /wg 75/



Rys.3. Stężenie sedymentu (A) oraz straty gleby (B) w spływie powierzchniowym z powierzchni międzyżłobinowych, przedstawione jako stosunek pomiędzy poletkami uprawianym i zaskorupionym w funkcji ogólnej ilości opadu (m- wartości średnie, s- odchylenie standardowe, n- liczba obserwacji) /wg 106/

Wytworzenie skorupy powierzchniowej podczas deszczu wywołuje dwa odmiennne procesy, czyni powierzchnię warstw gleby bardziej odporną na działanie kropel deszczu (tym samym zmniejszając udział materiału glebowego w spływie) oraz ogranicza infiltrację i tym samym zwiększa spływ powierzchniowy, który z kolei szybciej wywołuje zjawiska erozji żłobinowej i zwiększa udział materiału glebowego

w spływie. Potwierdzają to wyniki badań przedstawione zarówno przez McIntyre /74/ (rys. 2), jak i Poesena i Goversa /93/ (rys. 3).

Niszczące działanie kropeł deszczu ograniczone jest tylko do powierzchniowej warstewki gleby. Gabriels i Moldenhauer /52/ zaobserwowali, że jedynie większe krople deszczu mogą przekazywać swoją energię kinetyczną poniżej warstewki 0,1-0,3 mm. Według innych /115, 120/, agregaty na głębokości 3mm nie wykazują żadnych zmian strukturalnych w wyniku oddziaływania energii kinetycznej kropeł deszczu. Natomiast spływ powierzchniowy w niewielkim stopniu bierze udział w procesie odrywania cząstek glebowych w porównaniu do energii opadu /79/. Rhoton i in. /107, 108, 109/ stwierdzili, że symulowany długotrwały i intensywny spływ powierzchniowy nie wywoływał istotnego rozproszenia materiału glebowego, pochodzącego z rozbryzgu w wyniku działania kropeł deszczu. Jest to zrozumiałe, bowiem energia kinetyczna opadu znacznie przewyższa energię spływu powierzchniowego, a masa opadu jest wyższa od masy spływu (tab. 2). Według Hudsona /61/ opad ma 256 razy wyższą energię kinetyczną w porównaniu do energii spływu powierzchniowego.

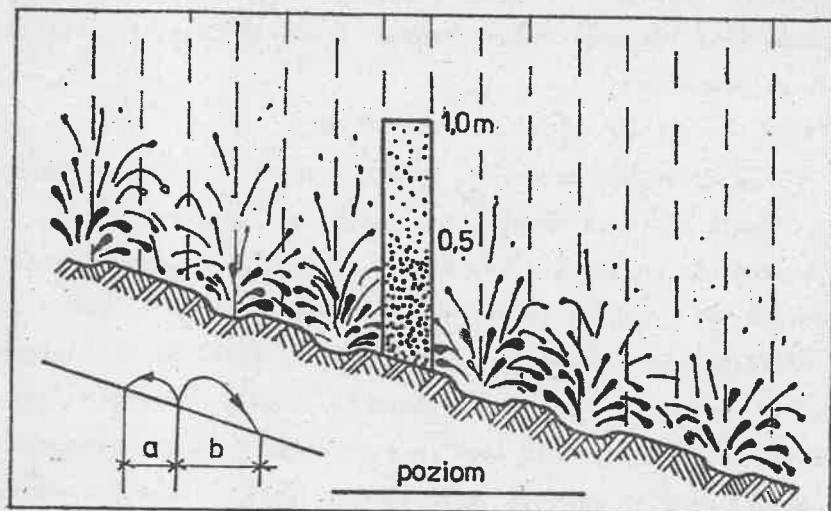
3. ROZBRYZG GLEBY

Zjawisko rozbryzgu gleby przedstawiono na rys. 4. Prace Wischmeiera i Smitha /127/ wykazały, że rozbryzg gleby zależy przede wszystkim od energii kinetycznej i intensywności opadu. Największe straty gleby w wyniku tego zjawiska występują w początkowym okresie opadu, a następnie proces ten przyjmuje

Tabela 2. Energia kinetyczna deszczu i spływu ($EK = 1/2 MV^2$)
/wg 61/

Wyszczególnienie	Deszcz	Spływ powierzchniowy
Masa (M)	przyjęto masę wody spadającej = R	około 25% deszczu czyli $1/4 R$
Prędkość (V)	przyjęto $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	przyjęto $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$
Energia kinetyczna (EK)	$1/2 R 8^2 = 32R$	$1/2 R/4 1^2 = R/8$

pewien stan równowagi /45, 46/. Wyjaśnienie tego zjawiska przedstawił Park i in. /104, 105/, przy czym zarówno oni, jak i Foster i Meyer /47, 81, 83/ zgodnie podają, że proces erozji rozbryzgowej zachodzi właściwie tylko na powierzchniach międzyżłobinowych. Proces ten zachodzi w dwóch układach: kropla-faza stała gleby oraz kropla-faza płynna-faza stała. W układzie kropla-faza stała, a taki układ istnieje po rozpoczęciu opadu, krople wody uderzają bezpośrednio o powierzchnię gleby, natomiast w układzie drugim — już w warstewkę wody na powierzchni gleby. W obydwu układach istnieją różne procesy hydrodynamiczne powodujące odrywanie i przenoszenie cząstek glebowych. Układ kropla-faza stała gleby jest zależny od czasu i podczas opadu przechodzi w układ kropla-faza płynna-faza stała, który jest niezależny w czasie. Uderzenie kropli w warstewkę wody na powierzchni



Rys.4. Odrywanie i przemieszczanie cząstek gleby na zboczu podczas silnego deszczu /wg 134/

gleby jest charakteryzowane przez dwa procesy hydrodynamiczne /104, 105/: uderzenie strumienia i ruch Rayleigha. Pierwszy powoduje, że po uderzeniu kropli następuje ruch wody na zewnątrz od miejsca uderzenia, tworząc krater /97/. Krater zanika, gdy napięcie powierzchniowe wody oraz gradient ciśnienia wywołuje ruch wody do środka, tzn. do miejsca uderzenia kropli tworząc w ten sposób strumień Rayleigha. Te prawie natychmiast po sobie następujące ruchy wody, skierowane od i do środka promieniście, wytwarzają napięcie styczne, którego maksymalne wartości występują wokół krawędzi krateru. Wartość tego napięcia przewyższa wielokrotnie

napężenie wywołane powierzchniowym przepływem laminarnym. Opisane wyżej procesy mogą zostać przedstawione w postaci jednego równania /103/:

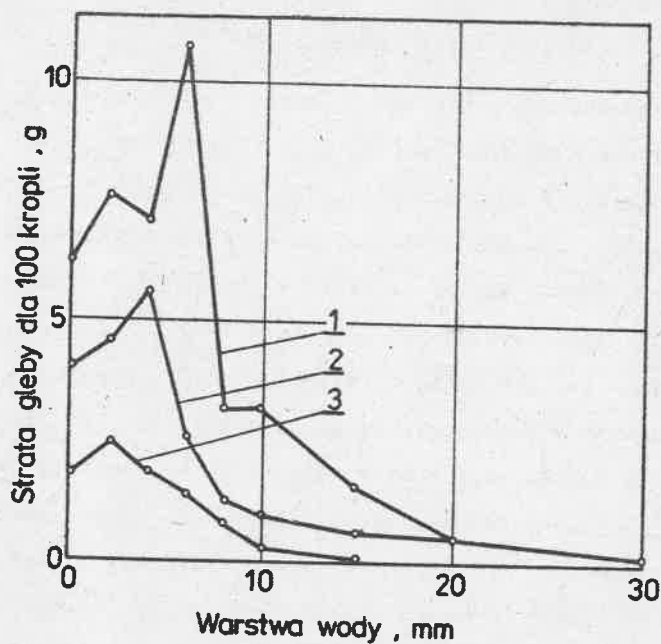
$$W_s/W_d = g_1(hD) g_2(tV_TD) f_3(V_TV_S\alpha), \quad (1)$$

W_s - masa rozbryzgu gleby, W_d - masa kropli, h - poziom wody, D - średnia średnica kropli, V_T - prędkość uderzenia kropli, V_S - prędkość początkowa sedymentu, g_1, g_2, f_3 - współczynniki równania, α - nachylenie zbocza, t - czas spadania kropli.

Przedstawiona zależność ma charakter nieliniowy i opiera się na założeniu, że oddziaływanie każdej zmiennej jest niezależne, a rozbryzg jest połączeniem trzech czynników: wysokości warstwy wody na powierzchni gleby, czasu trwania opadu i energii uderzenia.

Wiele badań dowiodło, że wielkość rozbryzgu może się zarówno zwiększać, jak i obniżać, w zależności od wysokości warstwy wody pokrywającej powierzchnię gleby. Mutchler i Hansen /98/ podają, że maksymalne wielkości rozbryzgu występują przy wysokości warstewki wody od 0,3 średnicy kropli wody. Palmer /102/ za wartość progową przyjmuje wysokość równą 1 średnicy kropli wody. Warstwa wody o wysokości powyżej 3 średnic kropli praktycznie zabezpiecza glebę przed niszczącym działaniem kropel deszczu (rys. 5).

Nowsze badania, prowadzone m.in. przez Al-Durrah'a i Bradforda /7,9/ oraz Cruse i Larsona /33/ wykazały, że istnieje duża zależność pomiędzy wielkością rozbryzgu a stosunkiem energii kinetycznej kropel deszczu do wytrzymałości gleby na ścinanie.



Rys.5. Wpływ warstwy wody na odrywanie cząstek gleby pod wpływem kropeł deszczu, 1- kropla o średnicy 5,9 mm, 2- 4,7 mm, 3- 2,9 mm /wg 102/

4. SPŁYW POWIERZCHNIOWY

Materiał glebowy uwolniony w czasie rozbryzgu unoszony jest w górę na wysokość 30cm, zaś mniejsze cząstki nawet do 1 m, a następnie część tego materiału przemieszczana jest w dół zbocza siłami grawitacji oraz przez spływającą wodę (rys. 4). Proces powstawania spływu powierzchniowego jest zależny od warunków, jakie występują na powierzchni danej gleby. Występujące na powierzchni gleby duże gruzełki tworzą mikrodepresje, w których woda czasowo stagnuje po zamknięciu przestworów kapilarnych i filtrujących wodę opadową w głąb profilu glebowego. Gromadzenie się wody, a potem zawiesiny, trwa do momentu, w którym większość agregatów dużych na powierzchni zostanie rozmyta lub rozbita, a mikroobniżenia wypełnią się zawiesiną wody i gleby /63/. Dalszy opad lub też kolejny powoduje, że warunki na powierzchni są odmienne od początkowych. Większość mikrodepresji zostaje wypełniona, a powierzchnia gleby pokryta skorupą. Po przełamaniu barier woda (zawiesina) rozpoczyna swój ruch w dół zbocza przenosząc rozmyte cząstki gleby. Przenoszenie i spływ odbywa się najpierw przepływem laminarnym, który następnie przechodzi w drobne ciekły w dół zbocza, tworząc żłobiny. Odmienny charakter zjawisk obserwowanych na powierzchni gleby oraz w żłobinach i wynikające z tego różnice w działaniu sił skłaniają wielu autorów do rozpatrywania procesu erozji deszczowej jako modelu dwuczęściowego, który składa się z erozji żłobinowej i międzyżłobinowej /48, 82/.

Ilość materiału erodowanego zależy od wielu czynników, między innymi od energii i intensywności opadu, energii

splywu, samej gleby oraz warunków powierzchniowych. Według Meyera /81/ prędkość splywu w naturalnych warunkach polowych może dochodzić do $0,5 \text{ m} \cdot \text{sek}^{-1}$.

Do czynników podstawowych, które określają pojemność transportową (siłę unoszenia) splywu należą: hydrauliczne właściwości przepływu, a więc naprężenia, prędkość i głębokość przepływu, wielkość ładunku, zakłócenia powodowane przez uderzenia kropel deszczu oraz fizyczne i chemiczne właściwości sedymentu i charakterystyki powierzchni gleby. Podczas splywu energia potencjalna wody, zależna od różnicy wysokości, przechodzi w energię kinetyczną. Energia ta z kolei zależy od masy płynącej wody oraz kwadratu prędkości splywu. Siła unoszenia wody płynącej strugą w żłobinie wyraża się wzorem /134/:

$$S = y T J, \quad (2)$$

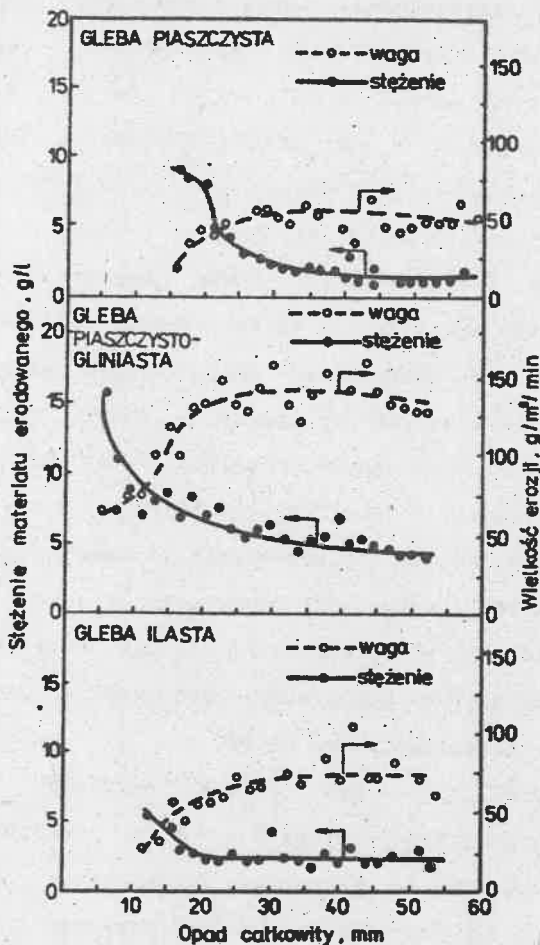
gdzie: y - masa właściwa mieszaniny wody z glebą, T - głębokość strugi wody, J - wielkość spadku.

Jak wspomiano, gęstość zawiesiny może dochodzić do $2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$. Siła unoszenia płynącej wody jest proporcjonalna do kwadratu prędkości, co wynika ze znanych wzorów na prędkość przepływu i siłę unoszenia, a objętość unoszonego materiału teoretycznie jest proporcjonalna do sześcianu, a praktycznie - do piątej potęgi, prędkości. Tłumaczy to, między innymi, zjawisko osadzania materiału glebowego tam, gdzie prędkość przepływu uległa zmniejszeniu. Decydują o tym także warunki istniejące na powierzchni gleby. Szorstkość powierzchni powoduje zmniejszenie prędkości przepływu, co oznacza również zmniejszenie siły unoszenia wody. Natomiast powierzchnia

wyrównana zwiększa szybkość i pojemność spływu oraz zmniejsza osadzanie, a w związku z tym zmienia się też skład frakcyjny sedymentu. Badania dowiodły jednak, że w początkowej fazie opadu następuje znaczne zwiększenie wielkości spływu do momentu ustalenia się pewnego dynamicznego stanu równowagi pomiędzy intensywnością i energią opadu a wielkością i energią spływu. Jak wynika z danych w tabeli 2, energia padającego deszczu może przewyższać energię spływającej wody aż 256 razy. Wyniki przedstawione przez Hudsona /61/ odnoszą się wprowadzie do innych warunków klimatycznych, tzn. do obszarów o dużym natężeniu deszczów, ale i w klimacie Polski występują takie natężenia deszczu (przy prędkości padania kropeł $5 \text{ m} \cdot \text{sek}^{-1}$), przy których energia kinetyczna deszczu jest ponad 100 razy większa od energii kinetycznej spływu.

Stężenie materiału erodowanego jest natomiast wyższe w fazie początkowej spływu (rys. 6). Jest to wynikiem nagromadzenia się znacznych ilości materiału glebowego uwolnionego podczas rozpadu agregatów w fazie przed rozpoczęciem spływu /120/. Obserwowane później obniżenie stężenia gleby w spływie jest wynikiem nie tylko wzrostu szybkości spływu, ale także obniżaniem odrywania się cząstek gleby w wyniku wytworzenia skorupy powierzchniowej, której oddziaływanie wyjaśniono w poprzednich rozdziałach.

Wraz ze zmianami wielkości spływu oraz zawartością w nim cząstek gleby zachodzą również zmiany w rozkładzie wielkości cząstek erodowanych (tab. 3). Materiał erodowany, który jest przenoszony przez spływ powierzchniowy, stanowi zazwyczaj



Rys.6. Wielkość erozji i zawartość erodowanego materiału w spływie powierzchniowym w funkcji całkowitego opadu (nachylenie zbocza- 5%, intensywność- $26 \text{ mm} \cdot \text{godz}^{-1}$, energia kinetyczna- $500 \text{ J} \cdot \text{godz}^{-1} \cdot \text{m}^2$) (wg 120)

mieszaninę heterogeniczną, składającą się z cząstek pierwotnych i mikroagregatów glebowych o gęstościach odpowiednio od 2,6 do 2,7 g/cm³ i 1,7 do 2,0 g/cm³ oraz średnicy mniejszej od 2 mm /132/. Mazurak i Mosher /73/ uważają, że największą podatnością na spływ charakteryzują się cząstki od 105 do 210 μ m, a Wischmeier i Smith /129, 130/ w Uniwersalnym Równaniu Strat Gleby (Universal Soil Loss Equation - USLE) uwzględniają także cząstki drobnego piasku (0,05-0,1 mm). W początkowej fazie spływu obserwuje się przewagę cząstek ilastych nad pylastymi. Powoli jednak rozkład wielkości cząstek erodowanych przybliża się do składu cząstek w glebie naturalnej. Według Swansona /117/ sedyment pochodzący z gleb zwięzłych składa się przeważnie z cząstek pierwotnych i mikroagregatów, natomiast pochodzący z gleb luźnych - z cząstek pierwotnych. Generalnie jednak przeważa pogląd, że materiał ze spływów powierzchniowych jest w przeważającej części typu mikroagregatowego /118/.

Badania prowadzone nad budową agregatów ze zmywu powierzchniowego wskazują na wyższą w nich zawartość frakcji ilastej w porównaniu do agregatów pierwotnych /3, 53, 82, 132/. Wykazano również niższą zawartość frakcji iłu w zmywie w porównaniu do gleby naturalnej. Według Albertsa /3/ około 80% iłu w zmywie może być związane w agregatach.

Podobnie jak zjawisko rozbrizgu gleby jest różne na powierzchniach międzyżłobinowych i w żłobinach, również skład materiału erodowanego z tych powierzchni jest zróżnicowany. Różnice te obserwowane są w składzie granulometrycznym zmywu, w zawartości mikroagregatów i ich budowie (tab. 4). Agregaty

Tabela 3. Niektóre właściwości gleb oraz skład granulometryczny sedymentu z tych gleb /109/

Gleby	Właściwości gleb		Skład granulometryczny sedymentu									
	agregacja	zawartość	(% cząstek mniejszych od, μm)									
	il	org	1000	500	250	125	63	31	16	8	4	
	(%)	(%)	(%)									
Ilaste	81,9	45,0	1,38	95,7	82,7	68,3	52,3	39,8	39,4	27,9	20,7	18,3
	86,8	46,4	0,98	89,4	66,7	53,7	47,0	44,2	44,1	38,7	32,6	27,8
Il p-	92,4	40,5	1,23	85,1	59,0	49,5	44,0	42,7	39,5	31,6	24,9	22,5
lasty	82,4	42,4	1,32	96,1	80,2	59,4	50,5	46,8	46,0	36,6	23,0	18,9
Gliny												
ilasto-	77,3	26,5	1,63	99,1	95,4	86,1	78,9	71,4	56,7	32,6	19,7	15,8
pylaste	88,9	29,9	1,63	98,3	90,4	72,8	61,7	55,2	47,7	29,2	17,0	15,2
Gliny	57,9	14,5	0,53	99,4	96,6	91,3	86,3	83,7	57,6	20,8	7,7	4,7
pylaste	78,9	22,9	0,53	99,4	94,8	80,9	70,7	66,8	48,2	24,6	12,2	8,6
	78,4	15,0	0,39	99,8	98,9	96,4	93,7	92,0	70,5	37,7	18,2	13,1
	37,3	9,0	0,16	99,9	99,5	96,9	95,3	89,5	33,4	11,1	5,0	3,6
Glinia-	81,1	22,4	1,66	98,2	92,4	73,8	51,9	37,6	35,4	22,4	16,5	14,0
ste	67,2	14,1	0,53	99,5	98,0	94,5	85,5	60,9	36,9	19,4	10,8	9,8
Gлина piasz-												
czysta	44,1	4,7	0,37	99,8	97,8	67,1	42,8	38,4	30,6	13,7	7,6	6,4

z przestrzeni międzyżłobinowych zawierają więcej frakcji ilastej /3-6/. Różnice w rozkładzie wielkości cząstek erodowanych wynikają nie tylko z odmiennych charakterystyk rozbryzgu, ale także energii spływu na tych dwóch przestrzeniach. Przepływ międzyżłobinowy nie posiada wystarczającej energii do przenoszenia mikroagregatów, a nawet cząstek piasku, podczas gdy przepływ w żłobinach wykazuje zawsze wyższą siłę unoszenia /80/.

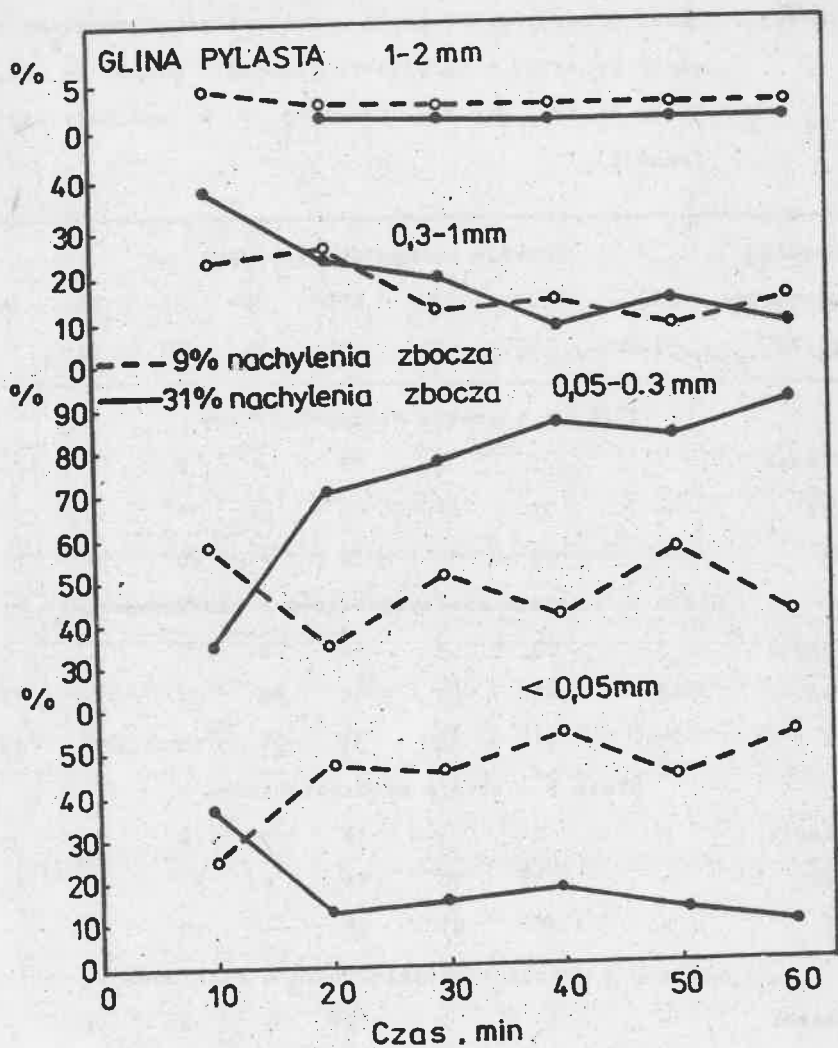
Cząstki pierwotne zawarte w spływie osiadają w zależności od swojej gęstości. Natomiast osiadanie agregatów tej samej wielkości nie jest równomierne, co wynika z różnic w ich gęstości. Mogą one posiadać różną budowę i zawierać różne ilości piasku, pyłu i ilu /6, 87/. Badania wykazały, że wielkość agregatów w spływie uzależniona jest także od takich cech gleby, jak zawartość materii organicznej i części ilastych. Podczas transportu agregaty narażone są w dalszym ciągu na różne stresy wywołujące ich rozpad, jak uderzenia kropel deszczu oraz turbulencja przepływu. Odległości przenoszenia oraz trwałość agregatów mają w tym procesie także istotny udział. Według badań Gabrielsa i Moldenhauera /50/ udział agregatów większych w zmywie zmniejsza się w czasie (rys. 7).

Analiza rozkładu wielkości cząstek pierwotnych i agregatów w spływie oraz budowy agregatów jest niezwykle istotna przy rozpatrywaniu zagrożeń ekologicznych, jakie stwarza spływ powierzchniowy dla środowiska. Dotychczas w nielicznych badaniach podejmowano próby oceny wielkości strat składników mineralnych oraz środków stosowanych w chemicznej walce

Tabela 4. Skład cząstek pierwotnych w erodowanych agregatach z gleby pylastej o nachyleniu zbocza: gleba A- 6%, gleba B- 12% /wg 6/ (wartość w % ogólnej wagi frakcji)

Cząstki	Frakcje agregatów glebowych, μm							
pierwotne	2000-	1000-	500-	250-	50-	35-	20-	10
gleby	-1000	-500	-250	-50	-35	-20	-10	
Gleba A - erozja międzyżłobinowa								
Piasek	-	2	2	12	-	0	-	-
Pył	-	71	67	56	-	74 ^x	-	-
Ił	-	27	31	32	-	26	-	-
Gleba A - erozja międzyżłobinowa i żłobinowa								
Piasek	3	2	3	10	0	0	0	0
Pył	68	67	65	59	79	87	75	51
Ił	29	31	32	31	21	13	25	49
Gleba B - erozja międzyżłobinowa								
Piasek	-	2	3	12	-	0	-	-
Pył	-	73	70	62	-	81 ^x	-	-
Ił	-	25	27	26	-	19	-	-
Gleba B - erozja międzyżłobinowa i żłobinowa								
Piasek	-	3	2	13	-	0	-	-
Pył	-	73	73	63	-	81 ^x	-	-
Ił	-	24	25	24	-	19	-	-

Objaśnienia: x - wartość dla frakcji poniżej 50 μm



Rys.7. Procentowa zawartość różnej wielkości materiału glebowego w zmywie w funkcji całkowitego opadu (nachylenie zbocza 5%, intensywność 26 mm · godz⁻¹, energia kinetyczna 500 J · godz⁻¹ m² /wg 120/

z chorobami i chwastami roślin, które to związki są głównie absorbowane przez cząstki ilaste i materię organiczną gleby oraz przenoszone przez spływ powierzchniowy. Zawartość składników mineralnych w spływie powierzchniowym wykorzystywana jest do oceny stopnia nasilenia erozji wodnej. Opracowany przez Younga i in. /131-133/ wskaźnik wzbogacenia zmywu w składniki mineralne określany jest jako stosunek określonej grupy związków chemicznych w zmywie lub sedymencie do zawartości tych związków w równoważnej ilości gleby.

Interesujące są wyniki badań dotyczące zmywu azotu. Wykazano, że większość azotu ogólnego przenoszona jest przez agregaty większe od 50 μm /49/. Według Albertsa i in. /6/ to wzbogacenie w azot jest szczególnie istotne dla frakcji agregatów 250-50 μm . Ponadto agregaty pochodzące ze spływu międzyżłobinowego, szczególnie w początkowej fazie spływu, zawierają więcej azotu ogólnego aniżeli agregaty pochodzące ze spływu żłobinowego (tab. 5). Nieliczne prace dotyczą obecności azotu amonowego w spływie. Young i in. /133/ podaje, że wzbogacenie w tę formę azotu jest wyższe niż wzrost w pojemności wymiennej kationów, chociaż należałoby oczekiwać wartości zbliżonych. Autor zastrzega, iż to zróżnicowanie może wynikać z niedoskonałości procedury wyznaczania tych cech gleby.

Agregacja cząstek powinna również wpływać na poziom zawartości rozpuszczalnego fosforu w spływie. Jednakże badania nad sorpcją i desorpcją fosforu przez poszczególne frakcje agregatów są jeszcze w stadium początkowym /114/. Według Albertsa i in. /6/ agregaty frakcji 250-50 μm mają największe znaczenie przy przenoszeniu ruchomego fosforu.

Tabela 5. Koncentracja azotu ogólnego w erodowanych agregatach z gleby pylastej o nachyleniu zbocza: gleba A- 6% i gleba B- 12%.

Początkowe warunki	F r a k c j e a g r e g a t ó w, μ m								
wilgot.	2000-	1000-	500-	250-	50-	35-	20-	10-	2
gleby	-1000	-500	-250	-50	-35	-20	-10	-2	

Gleba A - erozja międzyżłobinowa

gleba sucha	2210	1910	1960	2240	1760 ^x
gleba wilgotna	2020	1830	1980	2260	1560 ^x

Gleba A - erozja międzyżłobinowa i żłobinowa

gleba sucha	2020	1910	2030	2120	1350	900	1720	3520	5360
gleba wilgotna	1890	1830	1960	2420	1640 ^x				

Gleba B - erozja międzyżłobinowa

gleba sucha	2450	1620	1080	2080	640 ^x
gleba wilgotna	1920	1540	1470	1790	620 ^x

Gleba B - erozja międzyżłobinowa i żłobinowa

gleba sucha	1410	1260	1420	1760	640 ^x
gleba wilgotna	1140	1100	1280	1550	610 ^x

Objaśnienia: x - wartość dla frakcji mniejszych od 50 μ m

Prowadzone przez Sharpleya i in. /114/ badania na obszarze dużych zlewni wskazują na znaczne zróżnicowanie wewnątrz zlewni pod względem zawartości składników pokarmowych.

W literaturze przedmiotu dostępne są już modele przemieszczania zawieszin, lecz ze względu na złożony proces spływu składników pokarmowych w agregatach modele te obejmują tylko przemieszczanie cząstek pierwotnych. Do takich należą modele opisujące straty w spływie powierzchniowym składników mineralnych, samej gleby oraz pestycydów, opracowane między innymi przez Donigiana i in. /40/ - model ARM, Knisela i in. /65/ - model CREAMS oraz Haitha i Tubbsa /58/ - model CNS.

5. WŁAŚCIWOŚCI OPADU (NATURALNEGO I SYMULOWANEGO)

A EROZJA GLEBY

Proces erozji wodnej gleby jest wynikiem oddziaływania kropeł deszczu na glebę. Krople spadające na nieosłoniętą powierzchnię gleby wywołują zjawiska rozbryzgu gleby i spływu powierzchniowego, opisane poprzednio. Wielkość i nasilenie tych zjawisk zależy od wielkości kropeł deszczu, ich prędkości spadania, a także od intensywności opadu. Stąd też znajomość charakterystyk opadu deszczu jest ważna przy rozpatrywaniu zjawisk erozji wodnej gleb.

Podstawowe charakterystyki opadu to:

- rozkład wielkości kropeł deszczu,
- prędkość uderzeniowa (końcowa) kropeł deszczu,
- gęstość płynu kropli,
- liczba kropeł.

Parametry te zależą ściśle od intensywności opadu. Równocześnie znając intensywność opadu można dobrze przedstawić charakterystykę opadu /103, 105/.

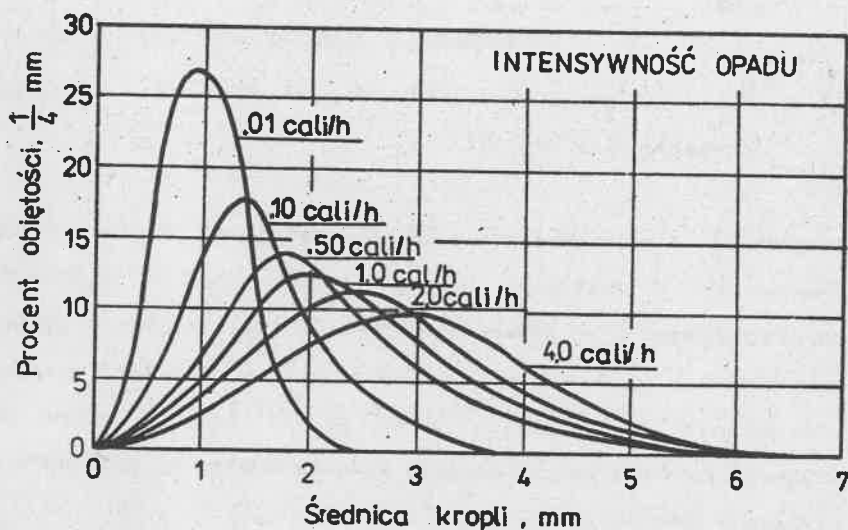
Dotychczas znanych jest wiele metod oceny wielkości i rozkładu wielkości kropel deszczu. Z bardziej znanych można wspomnieć o metodzie polegającej na wyłapywaniu kropel w pojemnikach z fluorem i wyznaczaniu ich parametrów, porównywanie zdjęć fotograficznych padających kropel oraz wyłapywanie ich w mieszaninie olejowej.

Wyniki badań dotyczących pomiarów wielkości i rozkładu wielkości kropel deszczu pokrywają bardzo szeroki zakres intensywności opadów: od 1 do 152 mm/godz. (rys. 8 i 9). Dla opisu rozkładu wielkości kropel przyjmowane są różne funkcje matematyczne. Są to między innymi funkcje rozkładu normalnego, logarytmu naturalnego oraz przesuniętego logarytmu naturalnego. Park i in. /105/ po porównaniu zebranych przez innych badaczy wyników w tym zakresie stwierdzili, że funkcja przesuniętego logarytmu naturalnego, z przesunięciem wynoszącym 1 mm, najlepiej opisuje rozkład kropel deszczu. Szeroko stosowana funkcja rozkładu normalnego dobrze opisuje rozkład wielkości kropel deszczu, ale dla intensywności wyższych od 25 mm/godz.

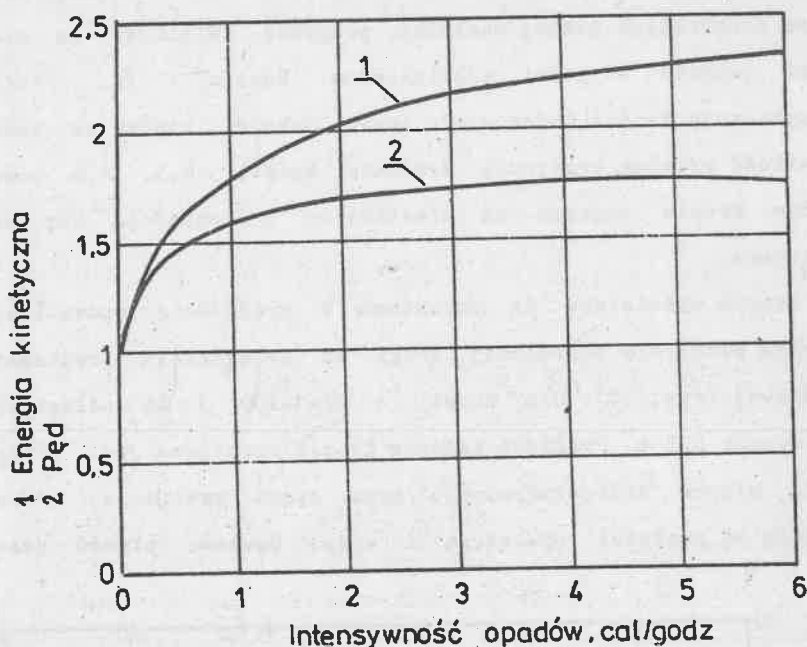
Kształt kropel deszczu zmienia się podczas spadania /97/. Przyjmuje się, że kształt spadającej kropli przy prędkości końcowej jest związany ze średnicą kropli. Krople małe, o średnicy mniejszej od 3 mm, są prawie kuliste. W miarę wzrostu średnicy kropli jej kształt przypomina bryłę - kulistą u szczytu i spłaszczoną u dołu /118/. W wyniku odkształcenia

podczas spadania średnica kropeł przy prędkości końcowej nie może przekroczyć pewnej wartości progowej. Wielkość ta nie jest jeszcze w pełni zdefiniowana. Rogers i in. [111] przytaczają dane z badań wielu innych autorów, którzy za taką wielkość progową przyjmują średnice kropeł: 4,3, 4,6 oraz 5,5 mm. Krople większe są niestabilne i rozpadają się na mniejsze.

Kropla wydzielona do powietrza z prędkością początkową wymaga przebycia określonej drogi do osiągnięcia prędkości końcowej (rys. 10). Dla kropli o średnicy 3 mm odległość ta wynosi 6,5 m. Prędkość końcowa kropli określana jest przez siłę wyporu hydrostatycznego oraz oporu czołowego, które zależą od gęstości powietrza i wody. Gęstość płynów jest



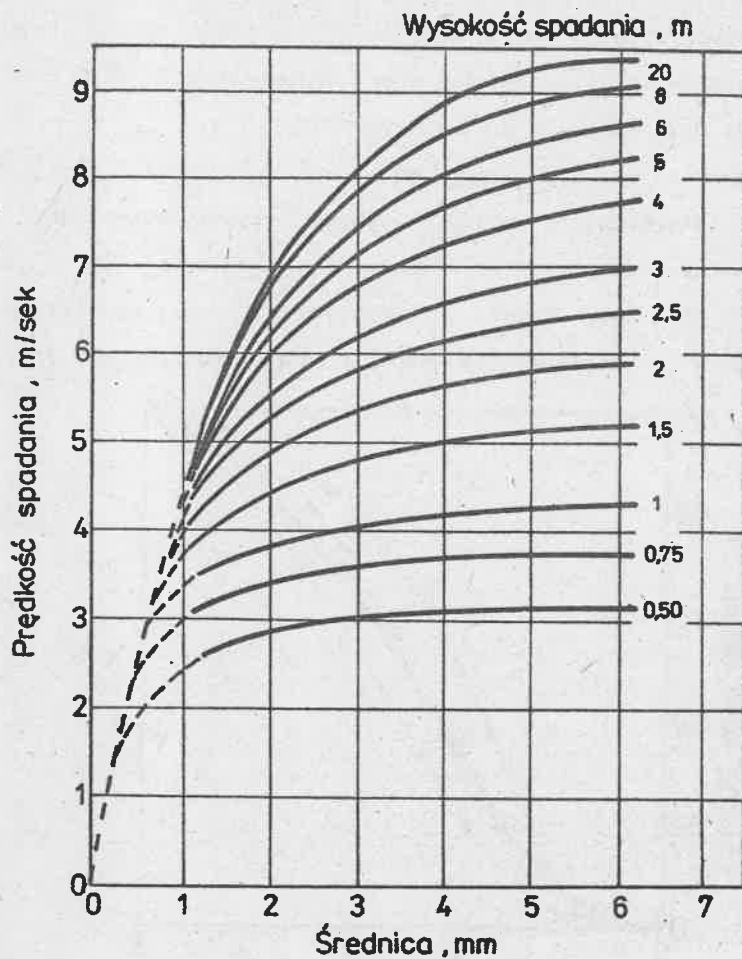
Rys.8. Rozkład wielkości kropli deszczu w zależności od intensywności opadu /wg 66/



Rys. 9. Pęd i energia kinetyczna deszczu w zależności od jego intensywności /wg 78/.

zależna od różnych parametrów klimatologicznych, a głównie od temperatury. W mniejszym stopniu zależy ona od ciśnienia barometrycznego i wilgotności powietrza. Na przykład zmiana temperatury o 10°C może spowodować różnicę w prędkości kropli o średnicy 4 mm wynoszącą ponad 10 %. Znaczący wpływ na prędkość spadania kropli deszczu wywiera wiatr, co podkreślają nieliczne badania Lylesa i in. /71, 72/.

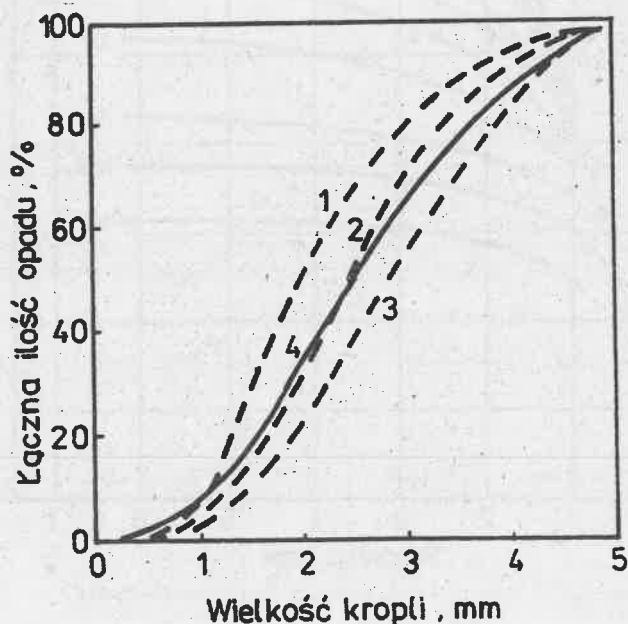
Badania laboratoryjne zjawisk erozji wodnej gleb wymagały opracowania urządzeń deszczujących o określonych parametrach technicznych, które pozwalałyby na symulowanie opadów



Rys.10. Zależność pomiędzy średnicą kropli i jej prędkością dla różnych wysokości spadania kropli /wg 66/

naturalnych deszczu. Przegląd opracowanych dotychczas symulatorów deszczu został przedstawiony m.in. przez Bryana /20/, Gabrielsa /51/, Hudsona /60/, Kamphorsta /64/, Meyera /76, 77/ oraz Smitha i Wischmeiera /116/.

Podstawowy warunek, jaki musi spełniać każdy symulator opadów, to wytwarzanie opadu zbliżonego swoimi parametrami do opadu naturalnego (rys. 11). Wyniki takich badań muszą być poddane właściwej ocenie statystycznej, a ograniczenia wynikające z zastosowania danego typu symulatora dobrze



Rys.11. Porównanie rozkładu wielkości kropeł deszczu naturalnego i symulowanego, 1-3 -opad naturalny (intensywności: 1- $12,7 \text{ mm} \cdot \text{godz}^{-1}$, 2- $25,4 \text{ mm} \cdot \text{godz}^{-1}$, 3- $50,8 \text{ mm} \cdot \text{godz}^{-1}$), 4- opad symulowany /wg 72/

rozpoznane dla właściwej interpretacji wyników. Wśród charakterystyk, które powinny być bezwzględnie mierzone (kontrolowane), są: intensywność opadu, rozkład wielkości kropeł oraz prędkość spadania kropli (prędkość końcowa) /42/. Intensywność opadu jest cechą łatwą do mierzenia. Rozkład wielkości kropeł deszczu przy danej intensywności jest bardzo szeroki, a pogląd na to dają rysunki 8 i 11. Krople wody spadające pionowo osiągają różną prędkość końcową w zależności od wielkości kropli, co przedstawiono wcześniej na rysunku 9, wg. Wischmeiera i Smitha /78/.

Inne charakterystyki opadu symulowanego, takie jak temperatura kropli, kształt, kąt uderzenia oraz oddziaływanie wiatru są mniej rozpoznane. Należy podkreślić, że aby badania prowadzone przy wykorzystaniu symulatorów opadu deszczu dawały realne wyniki, mające odniesienie do oddziaływania deszczu w warunkach naturalnych, muszą być spełnione określone warunki: rozkład wielkości kropeł deszczu symulowanego i prędkość końcowa kropli muszą być zbliżone do tych, jakie występują podczas deszczu naturalnego, intensywność opadów powinna być w zakresie opadów, które wywołują zjawisko erozji, równomierność opadu powinna być zachowana na całej powierzchni deszczowanej itp. Dla oceny wpływu tych cech opadu na procesy erozji powinny być zastosowane odpowiednie wskaźniki, które odnosiłyby się zarówno do opadu symulowanego, jak i naturalnego. Do wskaźników oceniających erozyjność opadu zaliczyć można: energię kinetyczną opadu ($1/2 MV^2$), pęd (MV), energię kinetyczną na jednostkę powierzchni uderzenia kropli ($1/2 MV^2/A_d$), pęd na jednostkę uderzenia kropli deszczu

(MV/A_d) oraz współdziałanie tych zmiennych z intensywnością opadu /14, 26, 54, 55, 56, 94, 103, 113/. Powyższe dane dowodzą, jak istotne znaczenie dla zjawisk erozji wodnej ma znajomość charakterystyk opadu. Znalazło to potwierdzenie przez wprowadzenie terminu "erozyjność opadu", co oznacza zdolność deszczu do wywołania procesów erozji /78/. Cecha ta może być oceniana przez wspomniane wyżej wskaźniki erozyjności. Większość z nich opiera się na pomiarze energii kinetycznej i intensywności opadu /41/.

Energię kinetyczną opadu opisuje równanie:

$$E_k = 1/2p \frac{\sum_{i=1}^N d_i^3 v_i^3 n_i}{\sum_{i=1}^N d_i^3 n_i} \quad (Jm^{-2}mm^{-1}), \quad (3),$$

gdzie: p - gęstość kropli deszczu (g/cm^2), d - średnica kropli (mm), v - prędkość kropli przy uderzeniu (m/s), n - liczba lub frakcja kropli deszczu w przedziale średnicy kropli d , N - liczba przedziałów średnic kropli.

Natomiast rozkład wielkości kropel deszczu jest częściej przedstawiany w kategoriach zawartości procentowej ogólnej objętości opadu w określonych przedziałach średnic kropli M_j aniżeli n_i . Rozkład ten opisuje równanie:

$$M_j = \frac{n_j d_j^3}{\sum_{i=1}^N n_i d_i^3} \quad (4),$$

Urządzenia służące do bezpośredniego pomiaru energii kinetycznej opadu, wykorzystujące czujniki akustyczne, piezoelektryczne, przetworniki ciśnienia itd. są jednak

wrażliwe na czynniki zewnętrzne. (np. wiatr) oraz bardzo drogie. Stąd też powszechną metodą jest obliczanie energii kinetycznej opadu (E_K) z fizycznych właściwości kropli wody, które z kolei zależą od intensywności opadu. Wischmeier i Smith /128, 133/ przedstawili tę zależność wzorem:

$$E_K = 210 + 89 \log_{10} I \text{ (tony m/ha cm)}, \quad (5)$$

gdzie: I - intensywność opadu (cm/godz.). Energię kinetyczną deszczu w zależności od jego intensywności przedstawiono także na rys. 9.

Pośród wskaźników erozyjności opartych na pomiarze energii kinetycznej najczęściej stosowane są następujące:

- $KE > 25$, opracowany dla obszarów tropikalnych /61/,
- $KE > 10$, opracowany dla obszarów umiarkowanych /91/,
- $KE > 6$, opracowany dla terytorium RFN /110/.

Liczby 25, 10 i 6 są granicznymi wartościami intensywności opadu, wyrażonymi w mm/godz. Inne badania wskazują, że sama energia kinetyczna opadu nie jest dobrym wskaźnikiem jego erozyjności, zwłaszcza dla obszarów o niskiej intensywności opadów /121/, które również powinny być w nim uwzględnione /15/. Długi, powolny opad deszczu może mieć taką samą wartość energii kinetycznej, jak krótkotrwały deszcz o wyższej intensywności. Ponadto intensywność deszczu zmienia się wielokrotnie podczas opadu. Bubenzer i Jones /26/ stwierdzili, że przy jednakowej energii kinetycznej, ale różnych wielkościach kropli deszczu, krople większe wywoływały znacznie większą erozję aniżeli krople mniejsze. Podkreślili, że jest to szczególnie ważne przy opadach o niskiej

intensywności, gdzie mały wzrost energii powoduje znaczny wzrost wielkości kropel. Stąd też przy opracowywaniu wskaźników erozyjności często wprowadzane są wielkości progowe, poniżej których występowania zjawisk erozji wodnej nie należy się spodziewać. Wielkości progowe dotyczą zazwyczaj określonej intensywności lub ilości opadu. Obecnie najbardziej rozpowszechnionym wskaźnikiem erozyjności jest EI_{30} , opracowany przez Wischmeiera i Smitha /125/. Łączy on energię kinetyczną opadu z maksymalną intensywnością osiągniętą w 30-minutowym okresie trwania opadu, zaś sam opad dzielony jest na następujące po sobie okresy wzrostu intensywności o jednakowej wartości. Przy obliczaniu wskaźnika EI_{30} pomija się opady niższe od 12,7 mm oraz opady oddzielone w czasie o więcej niż 6 godzin, z wyjątkiem opadów o intensywności 6,35 mm w ciągu 15 minut. Badania porównawcze wykazały, że spośród wielu wskaźników wskaźnik EI_{30} jest najbardziej dokładny /130/.

6. WSKAŹNIKI PODATNOŚCI GLEB NA EROZJĘ

Wraz z rozszerzeniem prac podstawowych nad zjawiskami erozji wodnej gleb, prowadzono badania nad tym, które z podstawowych właściwości gleby mogą najdokładniej określić podatność danej gleby na erozję. Jednakże, w przeciwieństwie do wskaźnika erozyjności opadu EI_{30} , żaden z proponowanych wskaźników nie uzyskał powszechnej akceptacji.

Do najczęściej stosowanych wskaźników podatności gleby na erozję należą:

- A. Wskaźniki oparte na właściwościach determinujących dyspersję gleby.
- B. Wskaźniki oparte na właściwościach wpływających na dyspersję i zdolność transportu wody (przewodzenia wody).

W pierwszej grupie wyróżnić można:

Wskaźnik rozproszenia, przedstawiony przez Middletona /86/.

Wskaźnik ten definiowany jest jako stosunek części pylastych i ilastych zawartych w nienaruszonej próbce glebowej do ilości tych cząstek w próbce poddanej działaniu czynnika dyspergującego. Dla gleb podatnych na erozję stosunek ten kształtuje się powyżej 15%.

- Wskaźnik cząstek ilastych wg Bouyoucousa /17/. Jest to stosunek części piaszczystych do sumy części pylastych i ilastych.

- Wskaźnik agregacji i powierzchni właściwej, zaproponowany przez Andersona /10/. Wskaźnik jest definiowany jako stosunek powierzchni właściwej całkowitej cząstek większych od 0,05 mm do ilości zagregowanych cząstek pylastych i ilastych. Powierzchnia właściwa została wyliczona przy założeniu, że cząstki gleby są kuliste, o jednorodnej gęstości oraz przyjmując średnie średnice cząstek. Ilość zagregowanych cząstek pylastych i ilastych otrzymano po odjęciu rozproszonych cząstek pyłu i ilu od ich ogólnej zawartości w danej glebie.

Przedstawione wskaźniki oparte są na założeniu, że jedynie materiał znajdujący się w stanie rozproszonym może być erodowany. Nie uwzględniają one możliwości rozproszenia materiału (agregatów) pod działaniem energii uderzeniowej kropel deszczu. Nie uwzględniają one również oddziaływania materii organicznej w glebie jako czynnika wiążącego agregaty glebowe. Przy wskaźniku zaproponowanym przez Andersona /10/ krytykowana jest również metoda pomiaru powierzchni właściwej /20/. Należy jednak dodać, że jest on również stosowany w postaci zmodyfikowanej z uwzględnieniem materii organicznej.

Jeśli chodzi o drugą grupę wskaźników, to można przedstawić tutaj następujące wskaźniki:

- Wskaźnik erozyjny wg Middletona /86/, który jest stosunkiem wspomnianego wskaźnika rozproszenia do zawartości cząstek koloidalnych i równoważnika wilgotności. Granicę pomiędzy glebami podatnymi i niepodatnymi na erozję stanowi wartość 10%. Bryan /20/ poddaje krytyce uwzględnianie w nim jednocześnie zawartości części koloidalnych i - zależnego głównie od niej - równoważnika wilgotności jako cechy niezależnej.
- Wskaźnik Chorleya /30/. Jest to iloczyn średniego oporu gleby na ścinanie oraz przepuszczalności gleby.
- Wskaźniki oparte na pomiarze stanu agregacji gleby. Do tej grupy należą wskaźniki wodoodporności i trwałości mechanicznej agregatów, wyznaczone zarówno metodami przesiewania na mokro, jak również metodą rozbicia pojedynczego agregatów przez krople i inne /19, 62/.

Jako jeden z pierwszych wskaźników opracowanych pod kątem oceny podatności gleby na erozję został opracowany wskaźnik WSA 0.10, oznaczający zawartość agregatów wodoodpornych o średnicy większej od 0,1 mm /1/. Z najnowszych doniesień w literaturze wynika, że dokładniej tę cechę opisuje wskaźnik, w którym za taką średnicę przyjmuje się agregaty powyżej 3 mm /20/. De Boodt /33/ za najbardziej aktualny miernik stabilności agregatów przyjął tzw. wskaźnik d_{50} . Oznacza on, że 50 % materiału glebowego jest o wymiarach mniejszych od 3 mm.

Jako wskaźniki podatności gleb na erozję przebadano niemal wszystkie właściwości gleby. Zastosowane zostały również koncepcje mechaniki gleby /32/. Jedne z najnowszych badań w tym zakresie, przeprowadzone przez Al-Durraha i Bradforda /4, 5/, wskazują na wysoką korelację pomiędzy masą gleby z rozbryzgu powodowanego przez pojedyncze krople wody a stosunkiem energii kinetycznej kropli i wytrzymałością gleby na ścinanie (współczynniki korelacji od 0,88 do 0,97). Są one znacznie wyższe aniżeli współczynniki korelacji dla innych właściwości gleby, takich jak np. zawartość poszczególnych frakcji mechanicznych, zawartość materii organicznej, kationowa pojemność wymienna, powierzchnia właściwa, gęstość objętościowa, potencjał matrycowy, wartość pH czy też zawartość składników pokarmowych.

Ilość gleby uwolnionej podczas rozbryzgu wspomniani autorzy wyrażają wzorem:

$$D = a + b (KE/T_p), \quad (6)$$

gdzie: D - ilość gleby z rozbryzgu (mg/kropla), a i b - stałe,

KE - energia kinetyczna (J), T_f - wytrzymałość gleby na ścinanie (kPa).

Nieco inne podejście prezentuje De Ploey (36, 37, 38) w opracowanym wskaźniku konsystencji gleby C_{5-10} , określonym jako $C_{5-10} = W_5 - W_{10}$; gdzie W_5 i W_{10} są wilgotnościami gleby wyrażonymi w % suchej masy, dla których 2 części gleby w aparacie Cassagrandea zetkną się na odległość 1 cm po odpowiednio: 5 i 10 uderzeniach.

Wskaźnik konsystencji gleby C_{5-10} jest wskaźnikiem podatności gleb na zaskorupianie, wiąże się jednak z wytworzeniem spływu i stratami gleby i może być zastosowany w ocenie nasilenia procesów erozyjnych. Dla gleb uważanych za podatne na erozję wartość tego wskaźnika jest mniejsza od 2,5 ($C_{5-10} < 2,5$).

Wiele prac związanych z określeniem podatności gleb na erozję zostało wykonanych przy użyciu symulatorów opadu, zarówno w warunkach laboratoryjnych, jak i polowych /22, 25, 34, 36-39, 67, 78, 84, 88, 90/. Ich stosowanie, pomimo szeregu niedogodności, umożliwia określenie w stosunkowo szybki sposób wpływu m.in. rodzaju gleby, nachylenia zbocza oraz wilgotności początkowej gleby na spływ powierzchniowy i straty gleby. Istnienie szeregu technik i różnych symulatorów stwarza konieczność określenia porównywalności wyników. W jednej z ostatnich prac Bryan i De Ploey /24/ stwierdzają otrzymanie porównywalnych wyników w laboratoriach w Ontario i Leuven, z wyjątkiem gleb o wysokiej zawartości części piaszczystych oraz odznaczających się niską (nie trwałą) agregacją.

7. OCENA I PRZEWIDYWANIE STRAT GLEBY W WYNIKU EROZJI

Pierwsze próby oceny strat gleby powodowanych przez erozję wodną zostały podjęte w latach 40-tych. Wiązały one straty gleby z długością i nachyleniem zbocza /135/. Kolejne próby oceny strat gleby obejmowały inne czynniki: pokrywę roślinną, działalność człowieka, właściwości gleby oraz właściwości opadu.

7.1. Wielomianowe równanie strat gleby (USLE)

Badania prowadzone od wielu dziesiątków lat w USA nad oceną i przewidywaniem strat gleby w wyniku erozji wodnej doprowadziły do opracowania przez Wischmeiera i Smitha /130/ wielomianowego równania strat gleby. Równanie to: Uniwersalne (wielomianowe) Równanie Strat Gleby - USLE (Universal Soil Loss Equation) jest obecnie powszechnie stosowane nie tylko w USA. Podejmowane są liczne próby przystosowania tego równania do warunków klimatycznych w innych krajach, m.in. RFN, Belgii i Holandii.

Równanie USLE ujęte jest wzorem:

$$A = R K L S C P \quad (7)$$

gdzie:

A - strata gleby przypadająca na jednostkę powierzchni

w jednostkach wybranych dla czynnika K oraz R,

R - czynnik erozyjności opadu i spływu powierzchniowego,

K - czynnik podatności gleb na erozję,

L - czynnik długości stoku (zbocza).

S - czynnik nachylenia zbocza

} czynniki topograficzne,

C - czynnik pokrywy roślinnej i sposobu uprawy,

P - czynnik specjalnej uprawy przeciwerozyjnej.

Każdy z powyższych czynników równania jest funkcją wielu zmiennych i wpływów interakcyjnych, które muszą być rozważone przy oznaczaniu strat gleby. Równanie to zostało wyznaczone na podstawie ponad 250 tysięcy wyników ze spływów powierzchniowych w 48 stacjach badawczych, rozmieszczonych w 28 stanach USA /127/.

Podstawę pomiarów stanowi poletko jednostkowe (standardowe) o długości 22,13 m i nachyleniu 9 %, pozostające stale w czarnym ugorze. Parametry poletka ustalono na podstawie dominujących wymiarów poletek doświadczalnych w USA. Poletko uprawiane jest przez co najmniej 2 lata jako czarny ugór. W celu niszczenia skorupy powierzchniowej i chwastów stosowana jest uprawa mechaniczna w górę i w dół zbocza.

7.2. Charakterystyka poszczególnych czynników równania USLE

7.2.1. Czynnik erozyjności opadu i spływu powierzchniowego (R)

Podstawą wyznaczenia czynnika R jest indeks erozyjności opadu EI_{30} /125/, który jest iloczynem ogólnej energii opadu oraz maksymalnej intensywności opadu w okresie 30 minut. Indeks EI_{30} jest wyznaczany dla poszczególnych opadów. Czynnik erozyjności R jest definiowany jako suma poszczególnych indeksów w danej jednostce czasu, np. roku. Może być zapisany jako:

$$R = \sum_{j=1}^n (EI_{30})_j, \quad (8)$$

gdzie: n - liczba opadów.

Podstawą do wyliczenia czynnika R jest 22-letni okres badań. Przy wyznaczaniu indeksu EI_{30} stosowane są pewne wartości progowe, które opisano w rozdziale poświęconym erozyjności opadu (Rozdział 6). Energię opadu wylicza się z zależności łączącej energię kinetyczną opadu z intensywnością opadu, co zostało również przedstawione wcześniej (Rozdział 5) oraz przedstawione w Tabeli 6 /130/.

Tabela 6. Energia kinetyczna opadu deszczu o różnej intensywności wyrażona w $(T \text{ ha}^{-1} \text{ cm}^{-1} \text{ opadu})^x$, /wg 130/.

Intensywność opadu (cm godz ⁻¹)	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
0	0	121	148	163	175	184	191	197	202	206
1	210	214	217	220	223	226	228	231	233	235
2	237	239	241	242	244	246	247	249	250	251
3	253	254	256	258	259	260	261	262	262	263
4	264	265	266	267	268	269	269	270	271	272
5	273	273	274	275	275	276	277	278	278	279
6	280	280	281	281	282	283	283	284	284	285
7	286	286	287	288	288	289 ^{xx}				

Objaśnienia:

x- Wyliczone wg równania: $EK = 210 + 89 \log_{10} I$, gdzie

EK- energia kinetyczna, I- intensywność opadu.

xx- Wartość 289 stosuje się również dla intensywności większych niż 7,6 cm godz⁻¹

W przypadku, gdy spływ powierzchniowy w wyniku topnienia śniegu lub nawadniania deszczownianego jest znaczny, wówczas do czynnika R dodawany jest podczynnik R_s . Badania wykazały, że wartość R_s równa się, w przybliżeniu, 1,5-krotnej wartości opadów w okresie grudzień - marzec, określonych w mm opadu deszczu /130/.

7.2.2. Czynniki podatności gleby na erozję (K)

Znaczenie terminu "Podatność gleby na erozję" jest różne od terminu "Erozja gleby". Tempo (intensywność) erozji (czynnik A w równaniu strat gleby) może być bardziej efektem oddziaływania nachylenia zbocza, charakteru opadu, pokrycia roślinnego, poziomu gospodarowania aniżeli być wywoływane przez inherentne właściwości gleby. Jednakże niektóre gleby są bardziej podatne na erozję w porównaniu z innymi, przy podobnych warunkach cech wyżej wspomnianych. Różnice te wynikają z odmienności cech gleby, które brane są za podstawę oceny ich podatności na erozję (K) w równaniu strat gleby. Jest to wartość wyznaczana doświadczalnie. Dla poszczególnych gleb jest to wartość średnia, określająca tempo strat gleby z jednostki powierzchni, tj. poletka podstawowego o parametrach opisanych wyżej. Wartość czynnika K można również wyznaczyć na podstawie odczytu z nomografu (rys. 12), który jest graficznym przedstawieniem zależności pomiędzy stratą gleby a jej poszczególnymi cechami: zawartością materii organicznej (a), składem granulometrycznym (M), strukturą gleby (b) oraz przepuszczalnością (c). Dla gleb zawierających

poniżej 70 % cząstek pylastych zależność ta przyjmuje postać:

$$100K = 2,1M^{1,14}(10^{-4})(12-a) + 3,25(b-2) + 2,5(c-3), \quad (9)$$

gdzie: M – procentowa zawartość frakcji pyłu i drobnego piasku pomnożona przez wartość uzyskaną z obliczenia $(100\% - (\text{zawartość frakcji pyłu w } \%))$, b – wskaźnik klasy struktury gleby, c – klasa przepuszczalności gleby (wyróżnia się 6 klas). Przedstawiony na rysunku 12 nomograf pozwala zapoznać się z przebiegiem zależności wskaźnika K od składu granulometrycznego, struktury i przepuszczalności gleb oraz zawartości materii organicznej. Pomiarów doświadczalnych wykazały, że wartości czynnika K dla większości gleb wahają się od 0,03 do 0,69. Wyróżniono więc 5 klas podatności gleb na erozję:

- | | |
|--------------------------------|--------------|
| 1. gleby bardzo mało podatne | 0,00 – 0,14 |
| 2. gleby mało podatne | 0,14 – 0,28 |
| 3. gleby średnio podatne | 0,28 – 0,42 |
| 4. gleby wysoko podatne | 0,42 – 0,56 |
| 5. gleby bardzo wysoko podatne | 0,56 – 0,70. |

Różnice pomiędzy odczytami z nomografu a wynikami eksperymentalnymi są nieznaczne i wynoszą dla 65 % wyników badań mniej od 0,02 a dla 95 % wyników mniej niż 0,04 /128/.

7.2.3. Czynniki topograficzne (L i S)

W ścisłych doświadczeniach erozyjnych dwa czynniki, tj. długość stoku (L) i nachylenie zbocza (S) mogą być rozpatrywane oddzielnie. Dla badań wielkoskalowych można je złączyć w jeden czynnik topograficzny (LS), który jest stosunkiem straty gleby z danego pola do strat z poletka

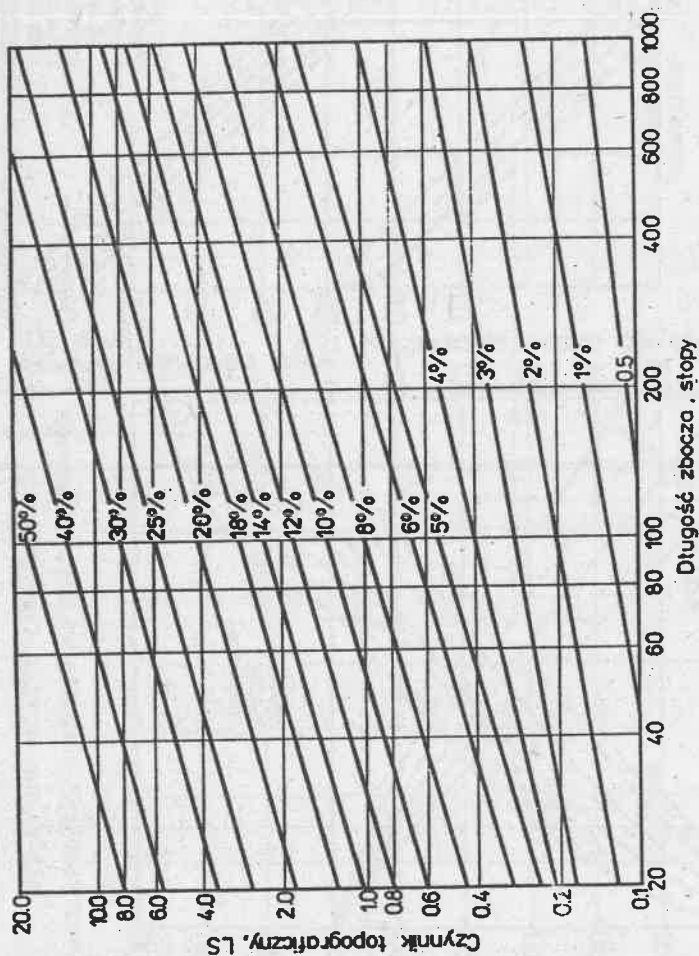
standardowego. Wielkość ta dla określonej długości zbocza i kąta nachylenia może być wyliczona z równania:

$$LS = (\lambda/72,6)^m (65,41 \sin^2 \alpha + 4,56 \sin \alpha + 0,065), \quad (10)$$

gdzie: λ - długość nachylenia zbocza (w tym przypadku w stopniach), α - kąt nachylenia zbocza, m - przyjmuje wartości w zależności od nachylenia zbocza następująco: 0,5 dla nachylenia powyżej 5 %, 0,4 dla zboczy 3,5-4,5 %, 0,3 dla zboczy 1-3 % oraz 0,2 dla nachylenia zboczy poniżej 1 %. Czynn timer został także przedstawiony na nomogramie (rys. 13). Został on wypracowany na podstawie danych z pól uprawnych w warunkach opadów naturalnych, na zboczach od 3 do 18% nachylenia i długości od 9 do 90 m. Singer i Blackard /115/, rozpatrując szeroki zakres nachylenia zbocza (od 1 do 50 %), uzyskali potwierdzenie przydatności obliczeń z równania USLE dla czynn timer topograficznego (LS) dla swoich wyników przy nachyleniu zbocza 32 %.

7.2.4. Czynn timer pokrywy roślinnej i sposobu uprawy (C)

Czynn timer C zdefiniowany został jako stosunek strat gleby z powierzchni o określonej pokrywie roślinnej oraz sposobie uprawy do strat gleby ze standardowego poletka, utrzymywanego przez 2 lata w czarnym ugorze. Czynn timer ten określa wpływ na straty gleby takich zmiennych, jak: okrywa roślinna, następstwo roślin, resztki roślinne, stadium rozwojowe roślin, metody siewu, sposoby uprawy, kulturę gleby itp. Czynn timer ten jest najbardziej zmiennym czynn timerem rozpatrywanym w równaniu USLE, gdyż zależy od działalności człowieka, tj. systemu gospodarowania w powiązaniu z warunkami pogodowymi.



Rys.13. Wykres przedstawiający wpływ długości i nachylenia zbocza na wartość czynnika topograficznego LS równania USLE /wg 130/

Najczęściej jest on wyrażany jako roczna wartość dla danych warunków gospodarowania. Szczegółowy opis wyprowadzania tego czynnika został przedstawiony przez Wischmeiera i Smitha /130/.

7.2.5. Czynniki uprawy specjalnej (P)

Czynnik ten określa stosunek strat gleby ze zbocza, na którym zastawiano specjalne uprawy przeciwoerozyjne, takie jak: uprawa wstęgowa, warstwicowa lub pasmowa zbocza lub tarasowanie, do strat z poletka standardowego, które jest uprawiane wzdłuż zbocza, w górę i w dół.

Równanie USLE pozwala na ocenę strat gleby w wyniku erozji wodnej w danych warunkach fizjograficznych i danego sposobu gospodarowania oraz na wybór alternatywnego sposobu ograniczającego straty gleby do wielkości akceptowanych ekonomicznie. Straty gleby oceniane na podstawie USLE są najdokładniejsze dla gleb o średnim składzie granulometrycznym, dla zboczy o długości mniejszej od 130 m (400 stóp) i nachyleniu od 3 do 18 % oraz upraw i systemów rozważanych podczas tworzenia równania. Każde inne warunki wymagają wprowadzenia nowych danych.

Równanie USLE przeznaczone jest do przewidywania strat gleby w okresie długotrwałym, np. jednego roku. Przy stosowaniu go dla okresów krótszych, na przykład jednego opadu burzowego największą słabość równania stanowi czynnik erozyjności opadu (R), który nie jest w stanie w odpowiedni sposób odzwierciedlić hydrologii, a zwłaszcza warunków wilgotnościowych gleby przed opadem, mających decydujące znaczenie dla wielkości maksymalnej oraz ogólnej ilości spływu

/129/. Dlatego też zaproponowano wskaźniki erozyjności, których wyznaczanie oparte jest na odmiennych zasadach. Najbardziej znanymi są wskaźnik erozyjności R_w zaproponowany przez Williamsa /122/:

$$R_w = 27,06 A^{0,12} Q^{0,56} q_p^{0,56} \quad (11)$$

oraz wskaźnik R_0 zaproponowany przez Onstada i in. /101/:

$$R_0 = 0,5 R + 3,42 Q q_p^{1/3} \quad (12)$$

gdzie: A - powierzchnia obszaru zlewni (ha), Q - ilość spływu (mm), q_p - wartość maksymalna wielkości przepływu (mm/godz.), R - czynnik R z równania USLE wyrażony w jednostkach SI.

Równanie USLE z wprowadzoną modyfikacją czynnika R wg Williamsa nosi nazwę MUSLE /122/.

7.3. Modele zjawisk erozji wodnej gleb

Wraz z wprowadzeniem techniki komputerowej pojawiły się nowe, bardziej wszechstronne i złożone modele matematyczne zmierzające do doskonalszego ujęcia i opisanie zjawisk erozji wodnej gleb. Ideą przewodnią jest przedstawienie w formie matematycznej procesów odrywania cząstek gleby, spływu oraz transportu sedymentu wraz z różnymi składnikami, które następnie zanieczyszczają wody powierzchniowe. Podstawę modelowania stanowią właściwości hydrologiczne danego terenu (obszaru). Na ich podstawie można symulować straty gleby. Kończącą fazę modelowania stanowi wprowadzenie interakcji występujących pomiędzy substancjami zanieczyszczającymi a stratami gleby i spływem powierzchniowym. Obecnie znanych jest już ponad 200 różnych modeli, które obejmują zarówno

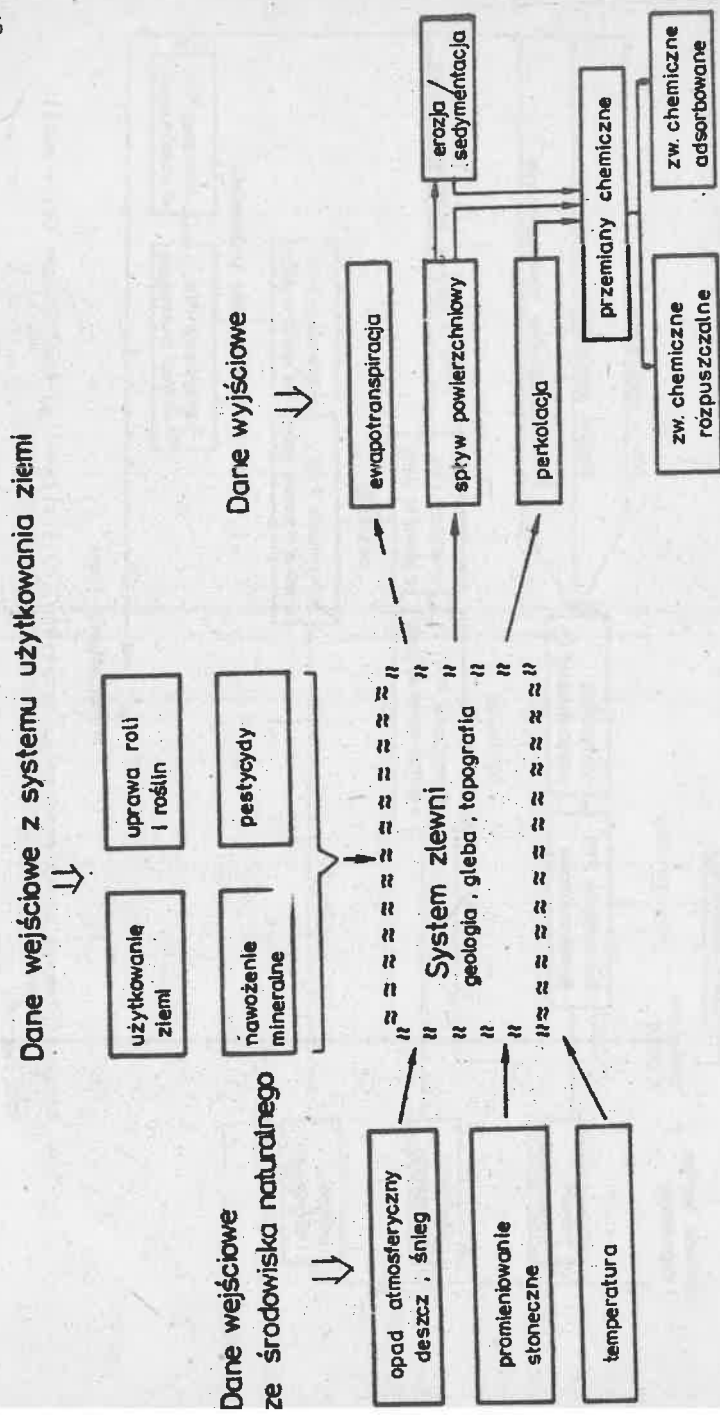
obszary dużych zlewni, jak również poszczególnych pól uprawnych /35/.

Do najbardziej znanych modeli należą:

1. HSPF - Hydrocomp Simulation Program Fortran wg Crawforda i in. /31/, który zaproponowany został w r. 1970. Symuluje on procesy hydrologiczne w małych zlewniach, włączając akumulację i topnienie śniegu, rozpatrywane pod kątem jakości wód powierzchniowych i głębinowych. Jest to model symulacji ciągłej. Został napisany w języku FORTRAN IV i wymaga 250 K bajtów pamięci.
2. ARM - Agricultural Management System został opracowany przez Donigiana w 1978 r. /40/. Jest to model, który symuluje procesy hydrologiczne, włączając również akumulację i topnienie śniegu, procesy erozji wodnej, interakcję gleba-pestycydy oraz przemiany składników mineralnych w glebie. Możliwe jest więc modelowanie spływu powierzchniowego, zmywu gleby, zawartości składników mineralnych w spływie z małych zlewni rolniczych. Model nie uwzględnia procesów występujących w brzdach erozyjnych, a hydrologia oparta jest o model SWM (Stanford Watershed Model). Model ARM jest modelem symulacji ciągłej. Napisany jest w języku FORTRAN IV i wymaga 360 K bajtów pamięci. Schemat blokowy modelu został przedstawiony na rys. 14.
3. Model ANSWERS - Areal-Nonpoint Source Watershed Environment Response System, został zaproponowany przez Beasleya w r. 1980 /11/. Symuluje on procesy hydrologiczne: opadów atmosferycznych, infiltracji, przepływu powierzchniowego i podpowierzchniowego oraz odrywanie cząstek gleby

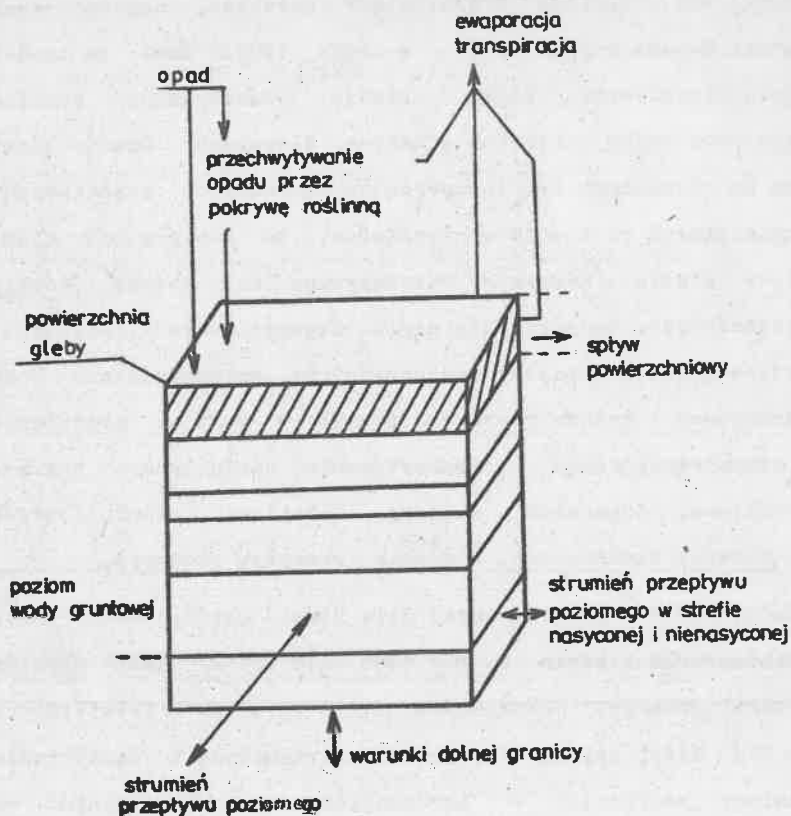
i transport sedymentu, przy zastosowaniu oddzielnych równań dla opisanie procesów zachodzących na przestrzeniach z przepływem powierzchniowym (tj. w żłobinach i przestrzeniach międzyżłobinowych) oraz w bruzdach erozyjnych. Model ten służy do oceny erozji i ilości sedymentu w czasie i przestrzeni dla poszczególnych opadów atmosferycznych. Został napisany w języku FORTRAN IV i wymaga 150 K bajtów pamięci.

4. Model CREAMS - Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems, zaproponowany przez Knisela i in. /65/ w r. 1980. Ten model oparty jest na wskaźniku EI z równania USLE oraz objętości spływu i wartościach maksymalnego spływu. Stosowany jest do przewidywania strat gleby z powierzchni z przepływem powierzchniowym i w bruzdach erozyjnych oraz strat związków chemicznych na obszarze zlewni wielkości pola uprawnego. Ponadto służyć może zarówno do oceny strat podczas pojedynczych opadów oraz dla symulacji długookresowej. Schemat blokowy modelu CREAMS przedstawiony jest na rys. 15.
5. Model EPIC - Erosion Productivity Impact Calculator, przedstawiony przez Williamsa w 1985 r. /123/, służy do określania zależności pomiędzy stratami gleby i składnikami pokarmowymi w wyniku erozji wodnej a produkcją roślinną, w celu optymalnego z ekonomicznego punktu widzenia sposobu gospodarowania na obszarze 1 ha. Stosowany jest przede wszystkim do oceny strat gleby powodowanych przez pojedyncze opady.



Rys.15. Schemat blokowy modelu CREAMS /wg 65/

6. Model SHE - *Système Hydrologique Européen*, zaproponowany przez Bevena i in. /13/, w roku 1980. Jest to model deterministyczny, który opisuje przestrzenny rozkład procesów hydrologicznych w małych zlewniach. Oparty jest on na równaniach różniczkowych o pochodnych cząstkowych, opisujących ruch wody w atmosferze, na powierzchni gleby i w glebie. Równania rozwiązywane są metodą różnic skończonych. Model składa się z dwuwymiarowych podmodeli, które opisują przepływ powierzchniowy, zmiany poziomu wody gruntowej i jednowymiarowego przepływu wody w atmosferze (ewapotranspiracja, przechwytywanie opadu przez pokrywę roślinną, topnienie śniegu), kanałach odwadniających i strefie nienasyconej w glebie (przepływ pionowy).
7. Model DESIM - *Deterministic Site Model*, zaproponowany przez Rohdenburga i Borka w r. 1986 /16, 112/, jest modelem hydrologicznym, opracowanym dla warunków istniejących w RFN. Model opisuje i przewiduje dynamiczne i długotrwałe zmiany zachodzące w agroekosystemach. Uwzględnia on następujące elementy: ewaporację, transpirację, przechwytywanie opadu przez pokrywę roślinną, przepływ strumienia cieplnego w glebie, transport wody w makro- i mikroporach, charakterystyki fizycznych właściwości gleby, zaskorupianie gleby, przepływ wody przez urządzenia drenarskie oraz laminarny przepływ wody. Schemat blokowy modelu DESIM jest przedstawiony na rys. 16.



Rys.16. Struktura modelu DESIM /wg 112/

8. PODSUMOWANIE

W pracy omówiono zjawiska erozji wodnej oraz najnowsze kierunki w przewidywaniu strat gleby i składników mineralnych z pól uprawnych wskutek zmywu powierzchniowego. Podstawę rozważań nad tymi zagadnieniami stanowi nowe podejście w badaniach, które wprowadza rozróżnienie pomiędzy procesy zachodzące w żłobinach i powierzchniach międzyżłobinowych. Poszczególne podprocesy erozji, tj. odrywanie cząstek gleby, ich transport i sedymentacja, zostały przedstawione na tle zachodzących równocześnie z nimi zmian strukturalnych w powierzchniowej warstwie gleby, które prowadzą do powstania skorupy powierzchniowej.

Natężenie występowania zjawisk erozyjnych uzależnione jest głównie od parametrów opadów atmosferycznych oraz właściwości gleby. Z zebranej w opracowaniu literatury wynika, iż dotychczas nie opracowano powszechnie zaakceptowanego wskaźnika opisującego podatność gleby na erozję. Taki wskaźnik istnieje natomiast w odniesieniu do parametrów opadu i jest nim iloczyn całkowitej energii kinetycznej opadu i jego maksymalnej intensywności (indeks EI_{30}).

Powiązanie charakterystyki opadu, właściwości gleby, długości i nachylenia zbocza, stopnia rozwoju i typu roślinności oraz metod uprawy gleby ze zmywem powierzchniowym umożliwia przewidywanie wielkości strat gleby, składników mineralnych i pestycydów. Powyższe czynniki zostały uwzględnione w równaniu USLE (Uniwersalnym Równaniu Strat Gleby), które stanowi podstawę modeli rozpatrujących zjawiska erozji wodnej. Z tego względu w niniejszym opracowaniu

szczególono przedstawiono elementy tego równania. Model USLE przeznaczony jest do przewidywania strat gleby na obszarze pól uprawnych w okresie długotrwałym. Przy stosowaniu go w okresach krótszych, ograniczonych do jednego opadu burzowego, największą słabość tego równania stanowi czynnik erozyjności opadu (R), który nie jest w stanie odzwierciedlić warunków wilgotnościowych gleby przed opadem. Rozwój techniki komputerowej umożliwił opracowanie szeregu bardziej złożonych modeli rozpatrujących powierzchnie małych zlewni rolniczych. Modele te oparte są na dokładnej analizie właściwości hydrologicznych danego obszaru.

Modelowanie procesów erozyjnych wiąże efektywność produkcji rolniczej i ekologię. Podjęcie badań w tym kierunku umożliwi nie tylko lepsze zrozumienie złożonych interakcji pomiędzy poszczególnymi fazami erozji, ale również będzie miało bezpośrednie znaczenie użytkowe.

9. LITERATURA

1. Adams J.E., Kirkham D., Scholtes W.H.: Soil erodibility and other physical properties of Iowa soils. Iowa State J. Sci., 1958, 32, 485-540.
2. Agassi M., Morin J., Shainberg T.: Laboratory studies of infiltration and runoff control in semi-arid soils of Israel. Geoderma, 1982, 28, 345-356.
3. Alberts E.E., Moldenhauer W.C., Foster G.R.: Soil aggregate and primary particles transported in rill and interrill erosion. Soil Sci. Soc. Am. J., 1980, 44, 590-595.
4. Alberts E.E., Moldenhauer W.C.: Nitrogen and phosphorus transported in eroded soil aggregates. Soil Sci. Soc. Am. J., 1981, 45, 391-396.
5. Alberts E.E., Neibling W.H., Moldenhauer W.C.: Transport of sediment nitrogen and phosphorus in runoff through cornstalk residue strips. Soil Sci. Soc. Am. J., 1981, 45, 1177-1184.
6. Alberts E.E., Wendt R.C., Piest R.F.: Physical and chemical properties of eroded soil aggregates. Trans. ASAE, 1983, 26, 465-471.
7. Al-Durrah M.M., Bradford J.M.: New methods of studying soil detachment due to water drop impact. Soil Sci. Soc. Am. J., 1981, 45, 949-953.
8. Al-Durrah M.M., Bradford J.M.: Parameters for describing soil detachment due to single waterdrop impact. Soil Sci. Soc. Am. J., 1982, 46, 836-840.

9. Al-Durrah M.M., Bradford J.M.: The mechanism of raindrop splash on soil surfaces. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1982, 46, 1086-1090.
10. Anderson H.W.: Physical characteristics of soil related to erosion. *J. Soil and Water Conservation*, 1951, 6, 129-133.
11. Beasley D.B., Huggins L.F., Monke E.V.: ANSWERS: A model for watershed planning. *Trans. ASAE*, 1980, 42, 938-944.
12. Bertrand A.R., Sor K.: The effects of rainfall intensity on soil structure and migration of colloidal materials in soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1962, 26, 297-300.
13. Beven K.J., Warren R., Zaoui J.: SHE: towards a methodology for physically-based distributed forecasting in hydrology in *Hydrological Forecasting*. Publ. IAHS, 1980, 129, 133-137.
14. Bisal F.: Effect of raindrop size and impact velocity on sand splash. *Canad. J. Soil Sci.*, 1960, 40, 242-245.
15. Bollinne A., et al.: Provisional rain erosivity map of Belgium. [In] *Assessment of Erosion*, eds. M. De Boodt, D. Gabriels, J. Wiley and Sons, New York, 1980, 11-12.
16. Bork H.R., Rohdenburg H.: Transferable parametrization methods for distributed hydrological and agroecological catchment models. *Catena*, 1986, 13, 99-117.
17. Bouyucous G.J.: The clay ratio as a criterion of susceptibility of soils to erosion. *J. Am. Soc. Agron.*, 1935, 27, 738-741.

18. Browning G.M., Parish C.L., Glass J.A.: A method for determining the use and limitations of rotation and conservation practices in control of soil erosion in Iowa. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1947, 23, 246-249.
19. Bruce-Okine E., Lal R.: Soil erodibility as determined by raindrop technique. *Soil Sci.*, 1975, 119, 149-157.
20. Bryan R.B.: The development, use and efficiency of indices of soil erodibility. *Geoderma*, 1968, 2, 5-26.
21. Bryan R.B.: An improved rainfall simulator for use in erosion research. *Canad. Research Earth Sci.*, 1979, 7, 1552-1561.
22. Bryan R.B.: A simulated rainfall test for the prediction of soil erodibility. *Zeitschrift fur Geomorphologie, Suppl. Bd.*, 1974, 21, 138-149.
23. Bryan R.B.: Consideration on soil erodibility indices and sheetwash. *Catena*, 1976, 3, 99-111.
24. Bryan R.B., De Ploey J.: Comparability of soil erosion measurements with different laboratory rainfall simulators. *Catena Suppl.* 4, 1983, 33-56.
25. Bryan R.B., Luk S.H.: Laboratory experiments on the variation of soil loss under simulated rainfall. *Geoderma*, 1981, 26, 245-265.
26. Bubenzer G.D., Jones B.A.: Drop size and impact velocity effect on the detachment of soil under simulated rainfall. *Trans. ASAE*, 1971, 14, 625-629.
27. Bush C.D., Rochester E.W., Jernigan C.L.: Soil crusting related to sprinkler intensity. *Trans. ASAE*, 1973, 16, 808-809.

28. Ganga M.R., et al.: The effect of aggregate of soil samples: A laboratory simulated rainfall experiment. Med. Fac. Landbouww. Rijksuniv. Gent, 1974, 49, 67-76.
29. Chen Y., et al.: Scanning electron microscope observations on soil crusts and their formation: Soil Sci., 1980, 130, 49-55.
30. Chorley R.J.: The geomorphic significance of some Oxford soils. Am. J. Sci., 1959, 257, 503-515.
31. Crawford N.H., et al.: Hydrocomp Simulation Programming Fortran (HSPF). Operational Manual Hydrocomp International Inc., California, 1969.
32. Cruse R.M., Larson W.E.: Effect of soil shear strength on soil detachment due to raindrop impact. Soil Sci. Soc. Am. J., 1977, 41, 777-781.
33. De Boodt M., Vandevelde R., Gabriels D.: A quick laboratory method to study the dynamics of soil erosion. Trans. 10th Inter. Congr. Soil Sci., Moscow, 1974, XI, 96-104.
34. De Boodt M., Van den Berghe C., Gabriels D.: Loss of nutrients related with soil erosion. Soil Sci. and Agrochem., 1979, XIV, 89-100.
35. De Coursey D.G.: Mathematical models for non-point water pollution control. J. Soil, and Water Conservation, 1985, 40, 408-413.
36. De Ploey J., Savat J., Moeyersons J.: The differential impact of some soil loss factors on flow, runoff creep and rainwash. Earth Surface Processes, 1976, 1, 151-161.

37. De Ploey J.: Crusting and time dependent rainwash mechanism on loamy soil. (In): Soil Erosion and Conservation, Ed. R.P.C. Morgan, Wiley Interscience, Chichester, 1981, 139-154.
38. De Ploey J.: Some laboratory techniques for investigating land erosion. (In): Erosion and Sediment Transport Measurement. IAHS Publ., 1981, 133, 423-431.
39. De Vleeschauwer D., Lal R., De Boedt M.: Comparison of detachability indices in relation to soil erodibility for some important Nigerian soils. *Pedologie*, 1978, 28, 5-20.
40. Donigian A.S., Davis H.H.: Users Manual for Agricultural Runoff Menagement (ARM) Model. Environmental Research Laboratory, Athens, Georgia, USA, 1978, 1-222.
41. Eigel J.D., Moore I.D.: A simplified technique for measuring raindrop size and distribution. *Trans. ASAE*, 1983, 26, 1079-1084.
42. Epema G.F., Riezebos H.T.: Fall velocity of waterdrops at different heights as a factor influencing erosivity of simulated rain. (In): *Rainfall Simulation, Runoff and Soil Erosion*. Ed. J. De Ploey, *Catena Suppl.* 4, 1983, 1-17.
43. Epstein E., Grant W.J.: Soil losses and crust formation as related to some soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1967, 31, 547-550.
44. Evans D.D.: Micromorphological studies of soil crusts. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1968, 32, 19-22.

45. Farres P.J.: Feedback relationships between aggregate stability, rainsplash erosion and soil crusting. Proc. Symp.: Assessment of Soil Surface Sealing and Crusting, Ghent, 1985, 82-90.
46. Farres P.J.: The dynamics of rainsplash erosion and the role of soil aggregate stability. Catena, 1987, 14, 119-136.
47. Foster G.R., Meyer L.D.: Transport of soil particles by shallow flow. Trans. ASAE, 1972, 15, 99-102.
48. Foster G.R., Meyer L.D., Onstad C.A.: An erosion equation derived from basic erosion principles. Trans. ASAE, 1977, 20, 678-682.
49. Frere M.H., Ross J.D., Lane L.J.: The nutrient submodel. (In): CREAMS: A field scale model for Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems. Ed. W.G. Knisel, USDA, Conservation Res. Report, 1980, 26, 65-87.
50. Gabriels D., Moldenhauer W.C., Kirkham D.: Infiltration, hydraulic conductivity and resistance to waterdrop impact of clod beds as affected by chemical treatments. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1973, 37, 634-637.
51. Gabriels D., De Boedt M., Minjauw W.: Description of a rainfall simulator for soil erosion studies. Med. Fac. Landbouww. Rijksuniv. Gent, 1973, 38, 294-303.
52. Gabriels D., Moldenhauer W.C.: Size distribution of eroded material from simulated rainfall: Effect over a range of texture. Soil Sci. Soc. Am. J., 1978, 42, 954-958.

53. Gabriels D.: Effect of initial clod size and slope gradient on the distribution of eroded material from silt loam soil. Med. Fac. Landbouww. Rijksuniv. Gent, 1984, 49, 1333-1342.
54. Ghadiri H., Payne D.: Raindrop impact stress and the breakdown of soil crumbs. J. Soil Sci., 1877, 28, 247-258.
55. Ghadiri H., Payne D.: Raindrop impact and soil splash. (In:) Soil Physical Properties and Crop Production in the Tropics. (Eds.) R. Lal & D.J. Greenland, J. Wiley, 1979, 95-104.
56. Ghadiri H., Payne D.: A study of soil splash using cine-photography. (In:) Assessment of Soil Erosion, (Eds.) M. De Boodt & D. Gabriels, J. Wiley, 1980, 185-192.
57. Gupta S.C., Larson W.E.: A model for predicting packing density of soil using particle-size distribution. Soil Sci. Soc. Am. J., 1979, 43, 458-464.
58. Haith D.A.: A mathematical model for estimating pesticide losses in runoff. J. Environ. Quality, 1980, 9, 428-433.
59. Haith D.A., Tubbs L.J.: Simulation of pollution by soil erosion and soil nutrient loss. Wageningen, 1984, 1-77.
60. Hudson N.W.: A review of rainfall simulators. Res. Bull. Feder. Dept. of Conserv., Salisbury, 1964, No.7.
61. Hudson N.W.: Raindrop size. (In:) Soil Conservation. Cornell Univ. Press Ithaca, New York, 1971, 50-56.
62. Imeson A.C., Vis M.: Assessing soil aggregate stability by waterdrop impact and ultrasonic dispersion. Geoderma, 1984, 34, 185-200.

63. Johnson C., Mannering J., Moldenhauer W.C.: Influence of surface roughness and clod size and stability on soil water losses. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1979, 43, 772-777.
64. Kamphorst A.: A small rainfall simulator for the determination of soil erodibility. *Neth. J. Agric. Sci.*, 1987, 35, 407-415.
65. Knisel W.D., et al.: CREAMS - a field scale model for chemical runoff and erosion from agricultural management systems. USDA-SEA, Conserv. Res. Report, 1980, nr 26.
66. Laws J.O., Parsons D.A.: The relation of raindrop size to intensity. *Trans. Am. Geophys. Union*, 1943, 24, 452-459.
67. Loch R.J.: Field rainfall simulator studies on two clay soils of the Darling Downs, Queensland. Part III. An evaluation of current methods deriving soil erodibilities. *Austr. J. Soil Res.*, 1984, 22, 401-412.
68. Luk S.H.: Rainfall erosion of some Alberta soils: A laboratory simulation study. *CATENA*, 1977, 3, 295-320.
69. Luk S.H.: Effect of soil properties on erosion by wash and splash. *Earth Surface Processes*, 1979, 4, 241-255.
70. Luk S.H., Hamilton H.: Experimental effects of antecedent moisture and soil strength on raindrop erosion of two Luvisols, Ontario. *Geoderma*, 1986, 37, 29-43.
71. Lyles L.: Soil detachment and aggregate desintegration by wind-driven rain. (In:) *Soil Erosion: Prediction and Control*. SCSA, Iowa, 1977, 152-159.
72. Lyles L., Disrud L.A., Woodruff N.P.: Effects of soil physical properties, rainfall characteristics, and wind velocity on clod desintegration by simulated rainfall. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1969, 33, 302-306.

73. Mazurack A.P., Mosher P.N.: Detachment of soil particles in simulated rainfall. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1969, 32, 716-719.
74. McIntyre D.S.: Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. Soil Sci., 1958, 85, 185-189.
75. McIntyre D.S.: Soil splash and formation of surface crusts by raindrop impact. Soil Sci., 1958, 85, 261-266.
76. Meyer L.D., McCune D.L.: Rainfall simulator for runoff plots. Agr. Eng., 1958, 39, 644-648.
77. Meyer L.D.: Use of the rainulator for runoff plot research. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1960, 24, 319-322.
78. Meyer L.D.: Simulation of rainfall for soil erosion research. Trans. ASAE, 1965, 8, 63-65.
79. Meyer L.D., Monke E.J.: Mechanics of soil erosion by rainfall and overland flow. Trans. ASAE, 1965, 8, 572-580.
80. Meyer L.D., Foster G.R., Nikolov S.: Effect of flow rate and canopy on rill erosion. Trans. ASAE, 1975, 18, 905-911.
81. Meyer L.D., De Coursey D.G., Romkens M.J.M.: Soil erosion concepts and misconceptions. Proc. 3rd Fed. Inter-Agency Sedimentation Conf., Denver, 1976, 1-13.
82. Meyer L.D., Harmon W.C., McDowell L.L.: Sediment sizes eroded from crop row side slopes. Trans. ASAE, 1980, 23, 891-898.
83. Meyer L.D.: How rainfall intensity affects interrill erosion. Trans. ASAE, 1981, 24, 1472-1475.
84. Meyer L.D., Harmon W.C.: Susceptibility of agricultural soils to interrill erosion. Soil Sci. Soc. Am. J., 1984, 48, 1152-1157.

85. Mech S.J.: Limitations of simulated rainfall as a research tool. Trans. ASAE, 1965, 8, 66-67.
86. Middleton H.E.: Properties of soils which influence soil erosion. USDA Tech. Bull., 1930, 178, 1-16.
87. Mitchell J.K., Mostaghimi S., Pond M.C.: Primary particle and aggregate size distribution of eroded soil from sequenced rainfall events. Trans ASAE, 1983, 26, 1773-1777.
88. Moldenhauer W.C., Long D.C.: Influence of rainfall energy on soil loss and infiltration rates. I. Effect over range of texture. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1964, 28, 813-817.
89. Moldenhauer W.C., Koswara J.: Effect of initial clod size on characteristics of splash and wash erosion. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1968, 38, 875-879.
90. Moldenhauer W.C., Kemper W.D.: Interdependence of water drop energy and clod size on infiltration and clod stability. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1969, 33, 297-301.
91. Morgan R.P.C.: Soil erosion in the United Kingdom: Field studies in the Silsoe area 1773-1975. Nat. Coll. Agric. Engng. Silsoe Occ., 1977, Nr 4.
92. Morin J., Benyamini Y.: Rainfall infiltration into bare soils. Water Resour. Res., 1977, 13, 813-817.
93. Morin J., Benyamini Y., Michaeli A.: The dynamics of soil crusting by rainfall impact and water movement in the soil profile. J. Hydrology, 1981, 52, 321-335.
94. Moskovkin W.M., Gakhov W.C.: Fiziczeskije aspekty wodnoj erozii. Poczwow., 1979, 12, 76-80.

95. Musgrave G.W.; The quantitative evaluation of factors in water erosion, a first approximation. *J. Soil Water Conserv.*, 1947, 2, 133-138.
96. Mutchler C.K., Hermsmeier L.F.: A review of rainfall simulators. *Trans. ASAE*, 1965, 8, 67-68.
97. Mutchler C.K.: Parameters for describing raindrop splash. *J. Soil Water Conserv.*, 1967, 22, 91-94.
98. Mutchler C.K., Hansen L.M.: Splash of a waterdrop at terminal velocity. *Science*, 1970, 169, 1311-1312.
99. Norton L.D., Schroeder S.L., Moldenhauer W.C.: Differences in surface crusting and soil loss as affected by tillage methods. *Proc. Symp.: "Assessment of Soil Surface Sealing and Crusting"*, Ghent, 1985, 64-71.
100. Onofioke O., Singer M.J.: Scanning electron microscope studies of surface crusts formed by simulated rainfall. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1984, 48, 1137-1143.
101. Onstad C.A., Foster G.R.: Erosion modelling on a watershed. *Trans. ASAE*, 1975, 18, 288-292.
102. Palmer R.S.: Water drop impact forces. *Trans. ASAE*, 1965, 8, 69-70.
103. Park S.W., Mitchell J.K., Bubenzer C.D.: Splash erosion modelling: physical analyses. *Trans. ASAE*, 1982, 25, 357-361.
104. Park S.W., Mitchell J.K., Scarborough J.N.: Soil erosion simulation on small watersheds: A modified ANSWERS model. *Trans. ASAE*, 1982, 25, 1581-1588.
105. Park S.W., Mitchell J.K., Bubenzer G.D.: Rainfall characteristics and their relation to splash erosion. *Trans. ASAE*, 1983, 26, 795-804.

106. Poesen J., Govers G.: A field-scale study of surface sealing and compaction on water erosion processes. Proc. Symp.: Assessment of Soil Surface Sealing and Crusting. Ghent, 1985, 183-193.
107. Rhoton F.E., Meyer L.D., Whistler F.D.: A laboratory method for predicting the size distribution of sediment eroded from surface soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 1982, 46, 1259-1263.
108. Rhoton F.E., Meyer L.D., Whistler F.D.: Densities of wet aggregated sediment from different textured soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 1983, 47, 576-578.
109. Rhoton F.E., Meyer L.D., Whistler F.D.: Response of aggregated sediment to runoff stresses. Trans. ASAE, 1983, 26, 1476-1478.
110. Richter G.: Soil erosion in Central Europe. Pedologie, 1978, 28, 145-160.
111. Rogers J.S., et al.: Sources of error in calculating the kinetic energy of rainfall. J. Soil Water Conserv., 1967, 22, 140-142.
112. Rohdenburg H., Diekkruger B., Bork H.R.: Deterministic hydrological site and catchments models for the analysis of agroecosystems. CATANA, 1986, 13, 119-137.
113. Rose C.W.: Soil detachment caused by rainfall. Soil Sci., 1960, 89, 28-34.
114. Sharpley A.N., Smith S.J., Berg W.A.: Nutrient losses as predicted by annual and monthly soil sampling. Soil Sci. Soc. Am. J., 1985, 49, 354-360.

115. Singer M.J., Blackard J.: Slope angle - interrill soil relationships for slopes up to 50%. Soil Sci. Soc. Am. J., 1982, 46, 1270-1273.
116. Smith D.D., Wischmeier W.H.: Rainfall erosion. Adv. Agron., 1962, 14, 109-148.
117. Swanson N.P., et al: Evaluation of mulches for water erosion control. Trans. ASAE, 1965, 8, 438-440.
118. Swanson N.P., Dedrick A.R.: Soil particles and aggregates transported in water runoff under various slope conditions using simulated rainfall. Trans. ASAE, 1967, 10, 246-247.
119. Tacket J.L., Pearson R.W.: Some characteristics of soil crusts formed by simulated rainfall. Soil Sci., 1965, 99, 407-413.
120. Tarchitzky J., Banin A., Morin J., Chen Y.: Nature, formation and effects of soil crusts formed by water drop impact. Geoderma, 1984, 33, 135-155.
121. Van Asch T.W.J., Epema G.F.: The power of detachment and the erosivity of low intensity rains. Pedologie, 1983, 33, 17-27.
122. Williams J.R.: Sediment yield prediction with universal equation using runoff energy factor. USDA-ARS, S-40, 1975, 244-252.
123. Williams J.R.: The physical components of the EPIC model. (In:) Soil Erosion and Conservation. (Eds): S.A. El-Swaify, SCSA, 1985, 272-284.
124. Wischmeier W.H., Smith D.D.: Rainfall energy and its relationship to soil loss. Trans. Am. Geophys. Union, 1958, 39, 285-291.

125. Wischmeier W.H.: A rainfall erosion index for a universal soil loss equation. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1959, 23, 245-249.
126. Wischmeier W.H., Mannering J.V.: Relation of soil properties to its erodibility. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1969, 33, 131-137.
127. Wischmeier W.H., Meyer L.D.: Soil erodibility on construction areas. Proc. Conf.: Soil Erosion : Causes and Mechanisms, Prevention and Control. Washington, 1973, 20-29.
128. Wischmeier W.H., Johnson C.B., Cross V.: A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. J. Soil Water Conserv., 1971, 26, 189-193.
129. Wischmeier W.H.: Use and misuse of the universal soil loss equation. J. Soil Water Conserv., 1976, 31, 5-9.
130. Wischmeier W.H., Smith D.D.: Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning. USDA Agr. Handbook, 1978, Nr 537.
131. Young R.A., Onstad C.A.: Predicting particle-size composition of eroded soil. Trans. ASAE, 1976, 19, 1071-1075.
132. Young R.A.: Characteristics of eroded sediment. Trans. ASAE, 1980, 23, 1139-1142, 1146.
133. Young R.A., et al.: Chemical and physical enrichments of sediment from cropland. Proc. symp.: Erosion and Soil Productivity. ASAE Publ., 1985, 8, 107-115.
134. Ziemiński S.: Ochrona gleb przed erozją. PWRiL Warszawa, 1978.

135. Zingg A.W.: Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. Agr. Engng., 1940, 21, 59-64.

Dotychczas ukazały się następujące zeszyty

PROBLEMÓW AGROFIZYKI

1. Jan Glišski, Witold Stępniewski - Zastosowanie chromatografii gazowej w badaniach gleboznawczych. 1972.
2. Piotr Kowalik - Podstawy teoretyczne pomiarów potencjałów wody glebowej. 1972.
3. Jan Glišski, Jerzy Duliban - Potencjał oksydoredukcyjny w glebach. 1972
4. Małgorzata Dąbek-Szreniawska - Mikrobiologiczne aspekty tworzenia się agregatów glebowych. 1972
5. Bogusław Szot - Rozwój badań właściwości fizycznych materiałów rolniczych. 1972.
6. Ignacy Dechnik, Janusz Stawiński - Powierzchnia właściwa w badaniach fizykochemicznych i fizycznych gleb. 1973
7. Adam Pukos, Ryszard Walczak - Podstawy teoretyczne badania właściwości mechanicznych gleb. 1973.
8. Bogusław Szot, Grażyna Kalemba - Metody oceny wylegania zbóż. 1973.
9. Janusz Haman, Bogusław Szot, Wanda Woźniak - Zagadnienia wymiany ciepła i masy w materiałach roślinnych. 1973.
10. Materiały seminarium poświęconego fizyce wody glebowej. Praca zbiorowa. 1973.
11. Henryk Czachor, Ryszard Walczak - Zamknięte źródła radioizotopowe w badaniach fizycznych właściwości gleb. 1974.
12. Zestawienie zastosowań analizy spektralnej w badaniach rolniczych. Praca zbiorowa. 1974.
13. Krystyna Konstankiewicz, Adam Pukos, Ryszard Walczak - Domenowa teoria histerezy dla termodynamicznych procesów w glebie. 1974.
14. Jerzy Szczypa, Zofia Sokołowska - Zastosowanie radioizotopów do badań fizykochemicznych właściwości gleb. 1975.