

ZASTOSOWANIE ANALIZY GEOSTATYSTYCZNEJ I TEORII FRAKTALI  
W BADANIACH DYNAMIKI WILGOTNOŚCI W PROFILU GLEBOWYM  
NA POLACH UPRAWNYCH

*B. Usowicz*

Instytut Agrofizyki im. Bohdana Dobrzańskiego  
Polska Akademia Nauk, 20-290 Lublin 27, ul. Doświadczalna 4  
e-mail: Usowicz@demeter.ipan.lublin.pl

**Streszczenie.** W pracy dokonano oceny czasowo-przestrzennej zmienności wilgotności gleby na polu z roślinami i bez przy zastosowaniu analizy geostatystycznej oraz obliczone wymiary fraktalne. Wykazano, że rozkład wilgotności gleby w okresie wiosenno-letnim w profilu glebowym był zdeterminowany przez opady atmosferyczne i rośliny. Stwierdzono występowanie czasowej zależności wilgotności gleby w profilu glebowym, przy czym promień autokorelacji czasowej zwiększał się wraz z głębokością. Na poletkach z roślinami wymiary fraktalne wykazywały wyraźny spadek wartości wraz z głębokością, natomiast na poletku bez roślin niewiele się zmieniały w obrębie badanego profilu. Tym samym wskazywały, że czasowy rozkład wilgotności gleby w profilu glebowym na poletku bez roślin był bardziej losowy niż na poletkach z roślinami.

Słowa kluczowe: geostatystyka, semiwariogram, wymiar fraktalny, wilgotność gleby.

WSTĘP

Procesy wymiany masy i energii zachodzące w glebie są procesami dynamicznymi. Wpływ na ten stan rzeczy ma przede wszystkim sama gleba – ośrodek dyspersyjny i wielofazowy, rośliny oraz warunki meteorologiczne. Kompleksowe badanie dynamiki i współzależności jednocześnie wielu wielkości fizycznych gleby i przyziemnej warstwy atmosfery jest aktualnie możliwe ze względu na istnienie odpowiednich metod pomiarowych, dostępność automatycznych systemów zbierania i analizy danych oraz zaadaptowanie do czasowo-przestrzennej analizy zmienności danych metod geostatystycznych oraz teorii fraktali [1, 3, 7, 8, 19, 22, 27, 34, 38, 42-47].

Geostatystyka reprezentuje metodologię, która pozwala na analizę przestrzenną czy też czasową skorelowanych danych. Podstawowym jej narzędziem jest analiza wariogramów. Wiąże się ona z badaniem funkcji wariogramu określonej zmiennej wielkości fizycznej czy też badanej cechy gleby. Funkcja wariogramu z określonymi parametrami (wartością samorodka, progiem i zakresem zależności) przedstawia zachowanie badanej zmiennej zregionalizowanej [21, 26, 45, 46], tym samym pozwala nam wnioskować o obszarach, które nie są reprezentowane przez jakiegokolwiek dane pomiarowe.

Koncepcja matematycznego opisu naturalnych struktur charakteryzujących się niejednorodnością geometryczną liniowości czy też powierzchni nosi nazwę teorii fraktali [38]. Podstawowym pojęciem tej teorii jest pojęcie wymiaru fraktalnego  $D$  [1, 38]. Wyraża on efektywny geometryczny wymiar liniowości, powierzchni, objętości badanej struktury. W myśl teorii fraktalnych wielkość  $D$  jest wielkością globalną, a zatem charakteryzuje cały badany obiekt [1, 23, 34, 38]. Wielkość ta może przybierać wartości z przedziału  $1 \leq D \leq 2$  dla przekrojów liniowych i  $2 \leq D \leq 3$  dla powierzchni i może być interpretowana w kategoriach przestrzennej organizacji badanej cechy czy procesu, tzn. że mówi nam, na ile badana cecha jest zdeterminowana, czy też na ile jej rozkład ma charakter losowy.

Celem badań było określenie charakterystyk zmienności zawartości wody w czasie w profilu glebowym w różnych fazach rozwoju wybranej rośliny uprawnej oraz gleby bez roślin (odniesienie).

#### ASPEKTY METODYCZNE

W badaniach agrofizycznych szczególną uwagę należy położyć na metodykę prowadzenia pomiarów, tak aby otrzymane wyniki były reprezentatywne dla badanego obiektu zarówno w odniesieniu do mierzonej przestrzeni jak i zmienności w czasie. Rzeczywiste obiekty glebowe badane w naturalnych warunkach wygodnie jest traktować jako układy powiązane z otoczeniem, dające się opisać za pomocą odpowiednich funkcji czasu lub też funkcjami czasu i współrzędnych przestrzennych. Przy nieznanej, na ogół, w pełni strukturze fizycznej i właściwościach badanych układów można analizować ich reakcje oraz kontakty z otoczeniem (wejścia, wyjścia) w kategoriach stacjonarnych procesów losowych, bądź też traktować jako formę współzależności pól losowych. Metody statystyczne szeroko stosowane do opisu obiektu glebowego już na początku zakładają, że

obserwacje są niezależne od siebie, to stanowi przeszkodę w dokładnym ich opisie i analizie. W agrofizyce mamy do czynienia z obserwacjami, które ze swej natury są zależne. Zależność ta jest interesująca sama w sobie (z punktu poznawczego). W takim przypadku podstawowe znaczenie w badaniach zmienności parametrów glebowych mają wybrane metody analizy pól losowych na których opiera się między innymi aparat matematyczny geostatystyki. Wiemy, że nasza wiedza o zjawisku czy badanych cechach ośrodka jest fragmentaryczna, gdyż odnosi się do obszarów, a raczej punktów które zostały opróbkowane. Nie wiemy co się dzieje w obszarze pomiędzy punktami pomiarowymi. Potrzeba poznania tych obszarów zaowocowała powstaniem nowej dziedziny nauki — geostatystyki.

### Elementy geostatystyki

Teoria geostatystyczna bazuje na obserwacji, która mówi, że obok punktu o określonej wartości pewnej zmiennej, np. wilgotności, występują punkty o podobnych wartościach. Innymi słowy, oddalone od siebie wartości wilgotności są skorelowane. Podstawą obliczeń tej teorii jest funkcja wariogramu, a dokładniej połowa wartości oczekiwanej różnicy wartości  $Z(x)$  zmiennej w punkcie  $x$  i oddalonym od niego o wektor  $h$ , wartości  $Z(x+h)$ . Semiwariogram przedstawia zatem przestrzenne lub czasowe zachowanie danej zmiennej, noszącej też nazwę zmiennej „zregionalizowanej”. Zmienna ta wykazuje aspekt losowy, który uwzględnia lokalne nieprawidłowości i aspekt strukturalny, który odzwierciedla wieloskalowe tendencje zjawiska. Analiza takiej zmiennej polega na identyfikacji struktury zmienności odpowiadających wieloskalowym tendencjom zmian analizowanych cech zjawiska. Można wyróżnić trzy fazy analizy: wstępne badanie zebranych danych i wykonanie oceny podstawowych statystyk, obliczenie wariogramu empirycznego rozważanej zmiennej zregionalizowanej oraz dopasowanie modelu matematycznego do przebiegu wariogramu empirycznego.

Podstawowe założenia geostatystyki są następujące [26, 46]: każdej funkcji losowej  $Z(x)$  przyporządkowano  $k$  zmiennych losowych  $\{Z(x_1), Z(x_2), Z(x_3), Z(x_k)\}$ , wymagana jest znajomość pierwszych dwóch momentów statystycznych przypisanych funkcji losowych do danego zjawiska, momentu pierwszego (średniej),  $E[Z(x)] = m(x)$  i drugiego (wariancji, kowariancji, semiwariogramu)  $Var\{Z(x)\} = E\{[Z(x) - m(x)]^2\}$ . Jeśli zmienne losowe  $Z(x_1)$   $Z(x_2)$  mają wariancję to

również mają kowariancję, która jest funkcją położenia  $x_1, x_2$ :  

$$C(x_1, x_2) = E\{[Z(x_1) - m(x_1)] \cdot [Z(x_2) - m(x_2)]\} = E\{Z(x_1) \cdot Z(x_2)\} - m(x_1) \cdot m(x_2)$$

Semiwariogram -  $\gamma(x_1, x_2)$  jest definiowany jako połowa wariancji z różnicy zmiennych losowych  $\{Z(x_1) - Z(x_2)\}$  [9, 26, 46]:  $\gamma(x_1, x_2) = \frac{1}{2} Var\{Z(x_1) - Z(x_2)\}$ .

Wymaga się również aby badane zjawisko czy proces było stacjonarne tzn. nie zmieniało swoich właściwości przy zmianie początku skali czasowej lub skali przestrzennej. W przypadku spełnienia stacjonarności funkcja losowa  $Z(x)$  jest określana jako stacjonarna drugiego rzędu, ponadto oczekuje się, że:

- wartość oczekiwana istnieje i nie zależy od położenia  $x$

$$E[Z(x)] = m \quad \forall x$$

- dla każdej pary zmiennych losowych  $\{Z(x), Z(x+h)\}$  kowariancja istnieje i zależy tylko do wektora separacji  $h$

$$C(h) = E\{Z(x+h) \cdot Z(x)\} - m^2, \quad \forall x$$

- stacjonarność kowariancji implikuje stacjonarność wariancji i semiwariogramu

$$Var\{Z(x)\} = E\{[Z(x) - m]^2\} = C(0), \quad \forall x$$

$$2C(h) = 2E\{Z(x+h) \cdot Z(x)\} - 2m^2 = [E\{Z(x+h)^2\} - m^2] + [E\{Z(x)^2\} - m^2] - [E\{Z(x+h)^2\} - 2E\{Z(x+h) \cdot Z(x)\} + E\{Z(x)^2\}]$$

$$2C(h) = 2C(0) - 2\gamma(h)$$

$$C(h) = C(0) - \gamma(h)$$

- dla wszystkich wartości wektora  $h$  różnica  $\{Z(x+h) - Z(x)\}$  ma skończoną wariancję i nie zależy od  $x$ .

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} Var\{Z(x+h) - Z(x)\} = \frac{1}{2} E\{[Z(x+h) - Z(x)]^2\} \quad \forall x$$

Kiedy wartość wektora  $h$  równa jest zero to wartość semiwariancji jest również równa zero. Semiwariogram jest symetryczny względem  $h$ :  $\gamma(h) = \gamma(-h)$

Eksperymentalny semiwariogram -  $\gamma(h)$  dla odległości  $h$  obliczany jest z równania [9, 10, 26, 46] :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [v(x_i) - v(x_i + h)]^2$$

gdzie:  $N(h)$  oznacza liczbę par punktów odległych o  $h$ . Równanie to ilustruje zróżnicowanie odchyłeń wartości danej wielkości fizycznej –  $v$  od równania trendu w zależności od odległości między punktami pomiarowymi.

Do empirycznie wyznaczonego semiwariogramu dopasowywane są znane funkcje matematyczne (liniowa, eksponentialna, gaussowska, etc.), które mogą być następnie wykorzystywane do analizy przestrzennej (czasowej) autokorelacji lub do wizualizacji poprzez estymację rozpatrywanej wielkości fizycznej w przestrzeni metodą krigingu.

Trzy charakterystyczne parametry dla semiwariogramu są wyróżniane: efekt samorodka, próg i zakres. W przypadku gdy semiwariogram jest wzrastającą funkcją nie od zera a od pewnej wartości, wartość ta nazywana jest efektem samorodka i wyraża ona zmienność badanej wielkości fizycznej przy skali mniejszej niż przedział próbkowania lub też może być spowodowany niską dokładnością pomiaru. Osiągnięta przez funkcję semiwariogramu wartość, przy której nie obserwuje się dalszego wzrostu funkcji (w przybliżeniu równa wariancji próby) nazywana jest progiem, natomiast przedział odległości od zera do osiągnięcia przez semiwariogram 95 % wartości stałej nazywany jest zakresem. Ten ostatni wyraża największą odległość przy której próbkowane wartości są ze sobą skorelowane.

### **Wymiar fraktalny**

Przebiegi czasowe czy przestrzenne otrzymywane podczas pomiarów agrofizycznych ujawniają się w postaci nieregularnych kształtów. Takie nieregularności (chaos) można traktować w dwojaki sposób: raz jako odchylenie od stanu idealnego – klasyczne podejście statystyczne, drugi raz jako nieuporządkowany przebieg, powiązany wewnętrznie nierozzerwalnymi cechami. Można wnosić że, badając taki nieuporządkowany przebieg otrzymamy pożyteczne informacje nie tylko o samym przebiegu ale i obiekcie, z którego ten przebieg pochodził. Niezależnie od skali pomiarowej tego typu przebiegi mogą być analizowane poprzez semiwariogramy. Stwierdzenie to wynika bezpośrednio z założeń geostatystyki. Innym pożytecznym narzędziem wykorzystywanym w analizie nieregularności może być teoria fraktali, która to z definicji zajmuje się właśnie takimi obiektami [2, 5, 6, 12-19, 23-25, 28-41].

Dotychczasowe badania wskazują, że nie ma bezpośrednich metod wyznaczenia czy też szacowania fraktalności rzeczywistych obiektów [1, 34-41]. Poszukuje się więc takich właściwości obiektów, które mogą zawierać w swej strukturze cechy fraktali naturalnych lub też te, które mogą być wiązane z definicją fraktali [1, 38].

W ostatnich latach analizę fraktalną wykorzystywano nie tylko do opisu geometrii materiałów [1, 2, 4-6, 23-25, 34-41], ale także do badania zmienności przestrzennej właściwości ośrodka porowatego, między innymi: składu granulometrycznego, elektrycznej konduktywności, oporu penetrometrycznego, gęstości, zawartości różnych soli w glebie czy wpływu frakcji koloidalnej na erozję gleby [4, 11, 12, 18, 19, 25, 39]. Wymiar fraktalny wyznaczano poprzez współczynnik nachylenia semiwariogramu wykreślonego w logarytmicznym układzie współrzędnych.

W pracy tej wymiar fraktalny  $D$  określany był w oparciu o semiwariogram ze wzoru [8, 10, 30]:  $D = 2 - \frac{H}{2}$ , gdzie  $H$  jest nachyleniem prostej semiwariogramu, wykreślanego w logarytmicznym układzie współrzędnych.

#### OPIS EKSPERYMENTU

Badania prowadzone były na obiekcie z pokrywą roślinną i bez roślin (jako odniesienie) na Stacji Agrometeorologicznej Akademii Rolniczej w Lublinie usytuowanej w dzielnicy Felin [44, 45]. Glebę na Felinie zalicza się do gleb płowych wytworzonych z utworu lessopodobnego (gleba niecałkowita na utworze kredowym) [R. Turski – informacja ustna, 1990]. Pomiary były prowadzone w okresie kwiecień-lipiec w roku 1993. Poletka o wymiarach 50x40 m rozmieszczone były wzdłuż drogi przechodzącej przez środek stacji. Obiekt badań stanowiły poletka z uprawą jęczmienia jarego (odmiany Ares), żyta i poletko ugoru (jako odniesienie). Na tych poletkach zainstalowano w odległości 3 m od ścieżki w rzędzie co 0,2 m sondy wilgotności TDR [20] na głębokościach 0, 0,05, 0,1, 0,2, 0,3, 0,4, 0,5, 0,8 m. Pomiary wilgotności gleby wykonywano raz dziennie w godzinach południowych.

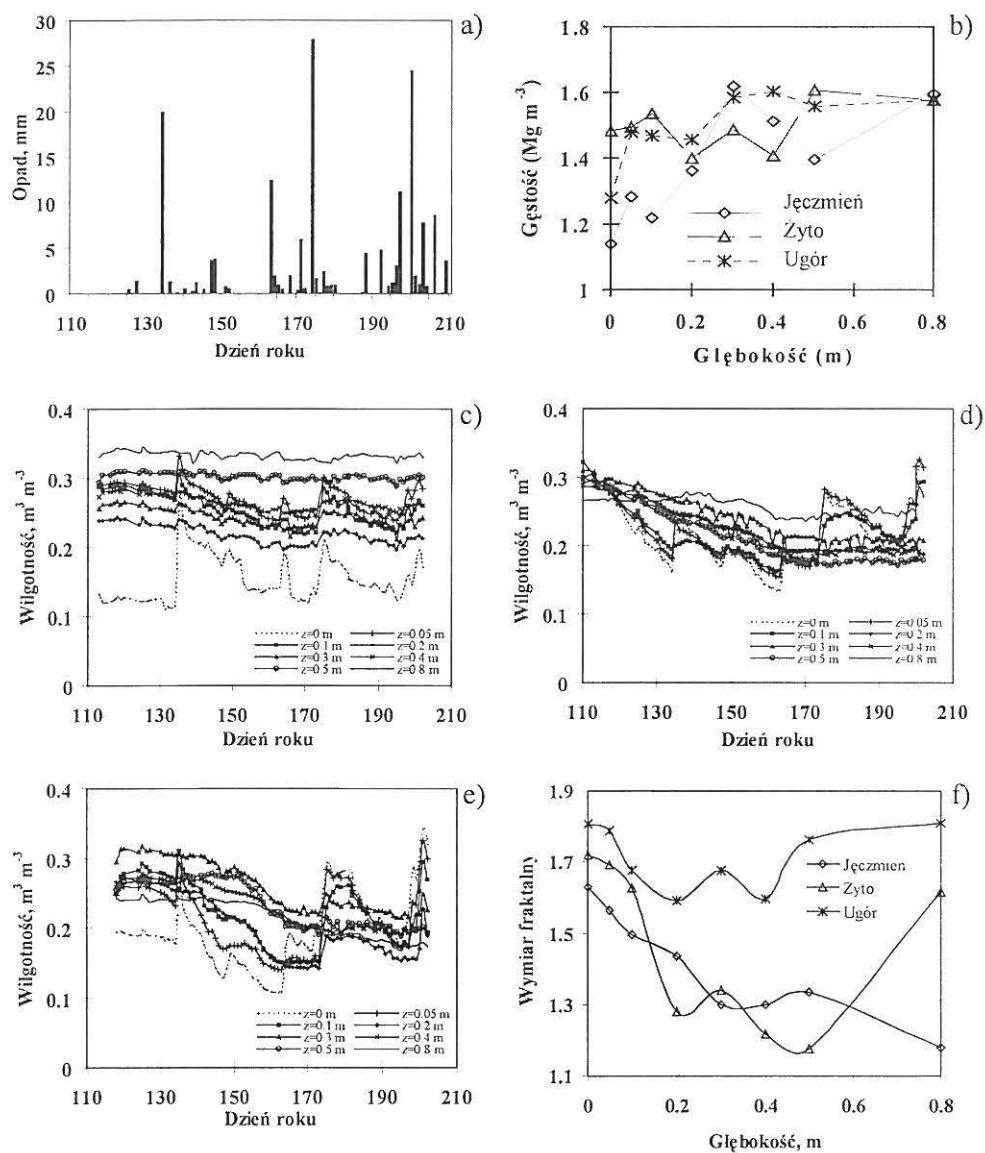
## WYNIKI

Rozkład opadów atmosferycznych w okresie prowadzonych badań przedstawiono na Rys. 1a. Suma opadów w tym okresie wyniosła ogółem 167,5 mm, maksymalny zarejestrowany opad wystąpił w 174 dniu roku i wynosił 27,9 mm. Opady najwyraźniej odwzorowują się na polu bez roślin w powierzchniowej warstwie gleby (Rys. 1c), natomiast rośliny znacząco wytłumiają przebiegi czasowe wilgotności w glebie. Na ile one mogły zmieniać te przebiegi zależało to od stanu ich rozwoju (tj. od intensywności pobierania wody przez korzenie), od intercepcji wody na danej roślinie jak i od spływu powierzchniowego, który z kolei warunkowany był zagęszczeniem powierzchniowej warstwy gleby (Rys. 1b, d, e).

Średnie wartości gęstości gleby zmierzone na poletkach uprawnych w zależności od głębokości pokazano na Rys. 1b. Najmniejszą gęstość obserwowano na polu z jęczmieniem w warstwie ornej, największą zaś na polu z żytem. Poniżej tej warstwy zróżnicowanie gęstości gleby na badanych obiektach było niewielkie. Taki a nie inne rozkłady gęstości gleby na poszczególnych polach związane były głównie z czasem jaki upłynął od ostatnich zabiegów uprawowych i warunkami meteorologicznymi oraz występowaniem tego samego poziomu genetycznego gleby na różnych głębokościach na poszczególnych poletkach uprawowych.

Zmienność czasowo-przestrzenną zawartości wody w glebie analizowano przy użyciu statystyki klasycznej (wartości średnie, ekstremalne - minimalne i maksymalne, standardowe odchylenie, współczynnik zmienności, asymetrię i kurtozę), a ich wyniki zestawiono w Tabeli 1.

Średnie wartości wilgotności gleby w całym profilu glebowym kształtowały się podobnie na poletkach z roślinami, natomiast nieco odmiennie na polu bez roślin. Na polu bez roślin w powierzchniowej warstwie obserwowano najmniejsze wartości wilgotności, poniżej niej największe. Miarą rozproszenia wartości wilgotności gleby było odchylenie standardowe. Największe rozrzuty wystąpiły na poletkach z roślinami, najmniejszy na polu bez roślin. Statystyki charakteryzujące rozkłady wilgotności gleby – histogramy (asymetria i kurtoza) wskazują w większości na niewielką prawostronną asymetrię i dużą koncentrację wartości wilgotności gleby wokół jej wartości średniej (kurtoza < 3).



**Rys. 1.** Opady atmosferyczne (a) i wilgotności w profilu glebowym (c, d, e) w okresie sezonu wegetacyjnego oraz rozkład gęstości gleby (b) i wymiarów fraktalnych wilgotności (f) z głębokością na polu z jęczmieniem, żytem i ugorze.

**Fig. 1.** Precipitation (a) and soil water content profiles (c, d, e) during growing season and soil bulk density (b) and fractal dimension (f) of spring barley, rye and bare soil.



Zmienność czasowo-przestrzenną wilgotności w glebie badano również przy użyciu semiwariogramów. Określano wartości samorodków, progi i zakresy autokorelacji czasowej oraz dopasowywano modele semiwariogramów do empirycznych wartości jak i określono parametry dopasowania modeli (Tabela 2). Jakość dopasowanie modeli teoretyczne semiwariogramów do empirycznych danych określano współczynnikiem determinacji  $R^2$  i sumą kwadratów reszt, RSS, wartości z modelu i empirycznych danych semiwariogramu. Wysokie wartości współczynnika determinacji oraz niewielkie wartości sumy kwadratów reszt (większości  $R^2 > 0,9$ ,  $RSS < 10^{-6}$ ) wskazują na bardzo dobrą zgodność dopasowania modeli teoretycznych do empirycznych danych semiwariogramów.

Stwierdzono autokorelację czasową dla wszystkich badanych profili glebowych. Kształt zależności autokorelacji czasowej w warstwie ornej był sferyczny na wszystkich poletkach, poniżej niej zmienił się w gaussowski na poletkach z roślinami i w eksponentialny na polu bez roślin. Największe wartości zakresu autokorelacji czasowej zanotowano na polu z żytem poniżej warstwy ornej (170 dób), najmniejsze zaś w powierzchniowej warstwie gleby na polu z jęczmieniem i ugorze (17,5 i 18,7 doby). Wyniki te wskazują, że najkrótszą „pamięć” w sensie zdarzenia (przyczyny) powodującego zmiany w rozkładzie wilgotności wykazuje powierzchniowa warstwa z niestabilizowaną strukturą gleby (luźna gleba). Głębsze warstwy, gdzie procesy wymiany masy zachodzą wolniej i gdzie gęstość gleby nie wiele się zmienia w badanym okresie przyczyny zmian w wilgotności gleby „widziane” są przez dłuższy czas, około pół roku. Poletko z żytem, gdzie gęstość gleby w powierzchniowej warstwie była największa, charakteryzowało się ponad półtoramiesięcznym promieniem autokorelacji w warstwie ornej.

Obliczone w oparciu o semiwariogramy wymiary fraktalne oraz parametry dopasowania prostej do empirycznych danych semiwariacji w logarytmicznym układzie współrzędnych przedstawiono na Rys. 1e i w Tabeli 2. Standardowy błąd dopasowania w zdecydowanej większości był poniżej 0,1, natomiast współczynnik determinacji  $R^2$  powyżej 0,9, przy czym  $N$  była to liczebność danych dla których obliczano błąd standardowy i współczynnik determinacji. Powyższe wartości wskazują, że otrzymane wyniki współczynników nachylenia prostych bardzo dobrze wskazują kierunek zmian semiwariacji na badanych obiektach, tym samym pozwalają w zadawalający sposób wyznaczyć wymiary fraktalne.

Wysokie wartości wymiarów fraktalnych wilgotności gleby w powierzchniowej warstwie gleby wskazują na dużą losowość w jej rozkładzie. Taki stan w

rozkładzie wilgotności obserwowany jest na ugorze w całym profilu glebowym. Wyraźny zaś spadek wartości wymiarów fraktalnych w raz z głębokością wystąpił na poletkach z roślinami. Spadek ten można interpretować w kategoriach zdefiniowania rozkładu wilgotności gleby w czasie przez czynnik zewnętrzny. W tym przypadku była to roślina. Można też inaczej zinterpretować ten spadek i powiedzieć, że to rośliny spowodowały zmniejszenie się przypadkowości w rozkładzie wilgotności na tych polach.

**Tabela 1.** Statystyki wilgotności gleby na polu z jęczmieniem, żytem i ugorze  
**Table 1.** Summary statistics for water content of spring barley, rye and bare soil

Statystyka	Wilgotność gleby, m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>								
	0	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,8	Cały profil
	Jęczmień								
Średnia	0,195	0,210	0,219	0,199	0,258	0,229	0,232	0,214	0,219
Minimum	0,108	0,140	0,149	0,142	0,204	0,190	0,189	0,167	0,108
Maximum	0,343	0,325	0,310	0,272	0,318	0,278	0,278	0,249	0,343
Std.Dev.	0,054	0,049	0,047	0,043	0,036	0,031	0,033	0,027	0,045
Coef.Var (%)	27,8	23,1	21,4	21,7	13,9	13,7	14,4	12,5	20,5
Asymetria	0,612	0,276	-0,009	0,305	0,283	0,211	0,150	-0,294	0,021
Kurtoza	2,969	1,823	1,798	1,685	1,435	1,310	1,208	1,441	2,362
	Żyto								
Średnia	0,215	0,221	0,218	0,221	0,237	0,221	0,209	0,258	0,225
Minimum	0,135	0,156	0,163	0,188	0,190	0,187	0,171	0,236	0,135
Maximum	0,325	0,326	0,322	0,287	0,310	0,300	0,295	0,287	0,326
Std.Dev.	0,044	0,044	0,036	0,032	0,033	0,035	0,038	0,012	0,038
Coef.Var (%)	20,6	19,8	16,6	14,3	13,9	15,8	18,0	4,8	16,9
Asymetria	0,470	0,527	0,771	0,789	0,600	0,820	0,865	-0,026	0,292
Kurtoza	2,592	2,260	3,072	2,248	2,072	2,368	2,480	1,885	2,195
	Ugór								
Średnia	0,155	0,270	0,254	0,218	0,243	0,264	0,302	0,333	0,255
Minimum	0,111	0,239	0,219	0,197	0,212	0,247	0,289	0,322	0,111
Maximum	0,278	0,332	0,305	0,243	0,267	0,284	0,311	0,345	0,345
Std.Dev.	0,034	0,021	0,023	0,013	0,013	0,010	0,005	0,005	0,053
Coef.Var (%)	22,1	7,7	9,0	6,0	5,2	3,7	1,6	1,6	20,9
Asymetria	1,056	0,243	0,189	0,309	0,071	0,332	-0,196	-0,081	-0,631
Kurtoza	3,870	2,415	1,833	1,973	2,299	2,026	2,384	2,481	3,207

**Tabela 2.** Statystyki fraktali i parametry semiwariogramów wilgotności gleby na polu z jęczmieniem, żytem i ugorze**Table 2.** Fractal summary statistics and semivariogram parameters for water content of spring barley, rye and bare soil

Statystyka	Wilgotność gleby, m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>							
	Jęczmień							
Poziom (m)	0	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,8
Błąd standardowy	0,079	0,103	0,062	0,016	0,019	0,014	0,021	0,016
R <sup>2</sup>	0,940	0,913	0,964	0,991	0,987	0,991	0,985	0,989
N	29	24	24	79	66	66	66	66
Model	Sph	Sph	Sph	Lin	Gauss	Gauss	Gauss	Gauss
Samorodek(m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ) <sup>2</sup>	3,34E-4	1,00E-6	1,00E-6	1,00E-6	4,00E-5	1,00E-5	2,00E-5	1,00E-6
Próg (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ) <sup>2</sup>	3,31E-3	2,67E-3	2,42E-3	5,36E-3	4,66E-3	3,34E-3	2,60E-3	2,54E-3
Zakres (doba)	23,4	17,5	21,7	79	90	85	65	90
R <sup>2</sup>	0,944	0,995	0,996	0,977	0,998	0,996	0,976	0,995
RSS	1,46E-6	8,19E-8	1,07E-7	4,65E-6	3,66E-7	2,86E-7	1,50E-6	2,43E-7
	Żyto							
Błąd standardowy	0,093	0,101	0,078	0,044	0,046	0,019	0,011	0,039
R <sup>2</sup>	0,854	0,841	0,889	0,917	0,917	0,980	0,993	0,967
N	60	55	57	80	80	80	80	59
Model	Sph	Sph	Sph	Gauss	Gauss	Gauss	Gauss	Sph
Samorodek(m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ) <sup>2</sup>	4,08E-4	3,32E-4	1,50E-5	3,00E-5	1,00E-5	2,00E-5	2,00E-5	8,00E-7
Próg (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ) <sup>2</sup>	2,87E-3	3,15E-3	2,22E-3	6,83E-3	6,95E-3	8,82E-3	1,13E-2	2,49E-3
Zakres (doba)	47,3	52,7	53,5	155	145	160	170	47,1
R <sup>2</sup>	0,848	0,954	0,981	0,996	0,997	0,994	0,993	0,980
RSS	6,68E-6	2,12E-6	5,44E-7	4,94E-7	5,53E-7	1,04E-6	1,56E-6	7,16E-9
	Ugor							
Błąd standardowy	0,219	0,091	0,042	0,023	0,400	0,280	0,090	0,0116
R <sup>2</sup>	0,716	0,851	0,960	0,987	0,962	0,979	0,848	0,781
N	29	70	70	70	70	70	70	70
Model	Sph	Sph	Sph	Sph	Exp	Exp	Lin	Sph
Samorodek(m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ) <sup>2</sup>	3,74E-4	1,86E-4	1,33E-4	1,73E-5	1,29E-5	6,00E-7	8,58E-7	1,07E-5
Próg (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> ) <sup>2</sup>	1,48E-3	6,06E-4	9,36E-4	3,22E-4	2,77E-4	2,07E-4	4,48E-5	4,08E-5
Zakres (doba)	18,7	60,2	82,3	80,3	96,3	128,1	70	60,1
R <sup>2</sup>	0,675	0,765	0,933	0,968	0,921	0,972	0,865	0,738
RSS	1,34E-6	3,54E-7	2,85E-7	1,85E-8	2,57E-8	4,58E-9	1,18E-9	2,06E-9

R<sup>2</sup> – współczynnik determinacji, RSS – suma kwadratów reszt wartości z modelu i empirycznych danych, N – liczebność danych, Sph – sferyczny, Exp – eksponentialny, Lin – liniowy

## PODSUMOWANIE I WNIOSKI

W pracy dokonano oceny czasowo-przestrzennej zmienności wilgotności w profilu glebowym na polu z roślinami i bez przy wykorzystaniu analizy geostatystycznej i teorii fraktali.

Obliczono podstawowe parametry statystyczne i wykazano, że najmniejsze i największe wartości wilgotności gleby w okresie wiosenno-letnim wystąpiły na polu bez roślin; najmniejsze w powierzchniowej warstwie gleby, największe poniżej niej. Największą zmienność wilgotności gleby w profilu glebowym obserwowano na poletkach z roślinami, najmniejszy zaś na polu bez roślin.

Wyznaczone parametry geostatystyczne wykazały czasową zależność rozkładu wilgotności w profilu glebowym, przy czym promień autokorelacji czasowej wzrastał z głębokością. Największe jego wartości obserwowano na polu z roślinami poniżej warstwy ornej, najmniejsze zaś w warstwie ornej na polu z jęczmieniem i ugorze.

Wymiary fraktalne wykazywały na poletkach z roślinami wyraźny spadek wartości wraz z głębokością, natomiast na poletku bez roślin niewiele się zmieniły obrębie badanego profilu. Tym samym wskazywały, że czasowy rozkład wilgotności gleby w profilu glebowym na poletku bez roślin był bardziej losowy niż na poletkach z roślinami.

Otrzymane wyniki i przeprowadzone analizy wskazują, że na wilgotność w profilu glebowym, jej zmienność i zdeterminowanie w istotny sposób wpływa rodzaj i stan szaty roślinnej. Zróżnicowanie wilgotności między polami wynika z różnej intercepcji opadowej i różnej intensywności pobierania wody przez korzenie.

## LITERATURA

1. **Anderson A. N., McBratney A. B., Crawford J. W.:** Applications of Fractals to Soil Science. *Advances in Agronomy*, 63, 2-76, 1998 (Ed. D. L. Sparks, Academic Press)
2. **Armstrong A. C.:** On the fractal dimensions of some transient soil properties. *J. Soil Sci.*, 37, 641-652, 1986.
3. **Baranowski P., Kossowski J., Usowicz B.:** Spatial variability of soil water content in cultivated fields. *Zesz. Prob. Post. Nauk Rol.*, 405, 9-19, 1994.
4. **Bartoli F., Burtin G., Royer J. J., Gury M., Gomendy V., Phylippy R., Leviandier Th., Gafrej R.:** Spatial variability of topsoil characteristics within one silty soil type. Effects on clay migration. *Geoderma*, 68, 279-300, 1995.
5. **Bartoli F., Phylippy R., Burtin G.:** Influence of organic matter aggregation in Oxisols rich in gibbsite or in goethite. I. Structures: the fractal approach. *Geoderma*, 54, 231-257, 1992.

6. **Bartoli F., Philippy R., Doirisse M., Niquet S., Dubuit M.:** Structure and self-similarity in silty and sandy soils: the fractal approach. *J. Soil Sci.*, 42, 167-185, 1991.
7. **Brus D.,J.:** Incorporating models of spatial variation in sampling strategies for soil. PhD Thesis, Wageningen Agricultural University, The Netherlands, 211pp, 1993.
8. **Burrough P. A.:** Multiscale sources of spatial variability in soil. I. The application of fractal concepts to tested levels of soil variation. *J. Soil Sci.*, 34, 577-626, 1983.
9. **Englund E., Sparks A.:** Geostatistical Environmental Assessment Software. Environmental Monitoring Systems Laboratory Office of Research and Development, U.S. Environmental Protection Agency, Las Vegas, NV, 89193-3478, 1988.
10. **Gamma Design Software.** GS+ v. 3.06.5 beta. Geostatistics for the environmental Sciences. 1998.
11. **Hummatov N.,G., Zheromskiy S.,V., Mironenko Ye.,V., Pachepskiy Ya.,A., Shcherbakov R.,A.:** Geostatistical analysis of water retention capacity spatial variability for a grey forest soil. *Pochvovedenie*, 6, 52-62, 1992.
12. **Józefaciuk G.:** Zmiany właściwości powierzchniowych gleb i minerałów ilastych w procesach zakwaszania i alkalizacji. Badania modelowe. *Acta Agrophysica* 15, 1998.
13. **Józefaciuk G., Sokolowska Z., Hajnos M., Hoffmann C., Renger M.:** Effect of leaching of DOC on water adsorption properties of sandy soil. *Geoderma*, 74, 125-137, 1996.
14. **Kozak E.:** Aspekty metodyczne wyznaczania rozkładu rozmiarów porów i wymiaru fraktalnego materiałów glebowych. Praca doktorska, Instytut Agrofizyki PAN, Lublin, 1994.
15. **Kozak E., Pachepsky Y.A., Sokolowski S., Sokolowska Z., Stępniewski W.:** A modified number-based method for estimating fragmentation fractal dimensions of soils. *Soil Sci. Am. J.*, 60, 1291-1297, 1996.
16. **Kozak E., Sokolowska Z., Sokolowski S., Wierzchoś J.:** Surface fractal dimension of soil materials from pore size distribution data. I. A comparison of two methods of determination. *Polish J. Soil Sci.*, 28, 77-85, 1995.
17. **Kravchenko A., Zhang R.:** Estimating the soil water retention from particle-size distributions: a fractal approach. *Soil Sci.*, 163, 171-179, 1998.
18. **Lipiec J., Hatano R., Słowińska-Jurkiewicz A.:** The fractal dimension of pore distribution patterns in variously-compacted soil. *Soil Tillage Res.*, 47, 61-66, 1998.
19. **Lipiec J., Usowicz B.:** Spatial variability of penetration resistance of soil at different compaction level. *Bibliotheca Fragmenta Agronomica*. t.2b, 423-426, 1997.
20. **Malicki M.A.:** Reflectometric (TDR) meter of moisture content in soils and other capillary-porous materials. *Zesz. Prob. Post. Nauk Rol.*, 388:107-114, 1990.
21. **McBratney A.B., Webster R.:** How many observations are needed for regional estimation of soil properties. *Soil Sci.*, 135(3), 177-183, 1983.
22. **Moreno F., Usowicz B., Fernandez J.E., Andreu L.:** Spatial distribution of salinity and water content in the reclaimed salt-affected soils of south-western Spain. *Proc Int. Conf. "Wastewater re-use in irrigated agriculture"* 22-26 September 1997, vol. IV, 83-93, Valenzano (Bari), Italy.
23. **Pachepsky Y.A., Korsumskaja L. P., Hajnos M.:** Fractal parameters of soil pore surface area under a developing crop. *Fractals*, 4, 97-104, 1996.

24. Pachepsky Y.A., Polubesova T.A., Hajnos M., Józefaciuk G., Sokolowska Z.: Parameters of surface heterogeneity from laboratory experiments on soil degradation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59, 410-417, 1995.
25. Pachepsky Y.A., Polubesova T.A., Hajnos M., Sokolowska Z., Józefaciuk G.: Fractal parameters of pore surface area as influenced by simulated soil degradation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59, 68-75, 1995.
26. Pannatier Y.: Variowin 2.1. Program for geostatistical analysis. University of Lausanne, 1994.
27. Papritz A.J.: Estimating temporal change of soil properties. PhD Thesis, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, 166pp, 1993.
28. Patrykiewicz A., Sokolowski S., Sokolowska Z.: On the nonideality effects in adsorption of anions in soils. *Int. Agrophysics*, 3, 165-176, 1987.
29. Patrykiewicz A., Sokolowski S., Sokolowska Z.: On the kinetics of phosphate sorption by soils. *Int. Agrophysics*, 5, 13-25, 1989.
30. Perfect E., Groenevelt P. H., Kay B. D., Grant C. D.: Spatial variability of soil penetrometer measurements at the mesoscopic scale. *Soil Tillage Res.*, 16, 257-291, 1990.
31. Perfect E., Kay B. D.: Application of fractals in soil and tillage research: a review. *Soil Tillage Res.*, 36, 1-20, 1995.
32. Polubesova T.A., Pachepsky Y.A., Hajnos M., Józefaciuk G., Sokolowska Z.: Comparison of three techniques to assess surface heterogeneity of solids in soils. *Int. Agrophysics*, 11, 189-198, 1997.
33. Rasiah V., Alymore A. G.: Characterizing the changes in soil porosity by computed tomography and fractal dimension. *Soil Sci.*, 163, 203-211, 1998.
34. Rieu M., Sposito G.: Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 1231-1244, 1991.
35. Sokolowska Z.: Rola niejednorodności powierzchni w procesach adsorpcji zachodzących na glebach. *Problemy Agrofizyki* 58, 1989.
36. Sokolowska Z.: On the role of energetic and geometric heterogeneity in sorption of water vapour by soils. *Geoderma*, 45, 251-265, 1989.
37. Sokolowska Z., Hajnos M., Sokolowski S.: Effect of leaching of dissolved organic carbon on fractal dimension of soils. 231-239, W: *Fractals and Beyond: Complexities in the Science*. Novak M. M. (Ed.), World Sci. Pub. Co. Pte. Ltd., Singapore, New Jersey, London, Hong Kong, 1998.
38. Sokolowska Z., Sokolowski S.: Teorie fraktalne adsorpcji. *Problemy Agrofizyki* 55, 1988.
39. Sokolowska Z., Sokolowski S.: Water sorption in soils: The role of energetic and geometric heterogeneity. *Int. Agrophysics*, 5, 247-254, 1989.
40. Sokolowska Z., Sokolowski S.: Influence of humic acid on surface fractal dimension of kaolin: analysis of mercury porosimetry and water adsorption data. *Geoderma* 88, 233-249, 1999.
41. Sokolowska Z., Stawiński J., Patrykiewicz A., Sokolowski S.: A note on fractal analysis of adsorption process by soils and soil minerals. *Int. Agrophysics*, 5, 3-12, 1989.
42. Usowicz B., Kossowski J., Baranowski P.: Spatial variability of soil thermal properties in cultivated fields. *Soil Tillage Res.*, 39, 85-100, 1996.
43. Usowicz B.: Time and space variability of soil thermal properties in cultivated fields. Proc. 16<sup>th</sup> World Congress of Soil Science, Montpellier, France, 20-26 August 1998, CD 253-t.pdf, 1-9.

44. **Walczak R.:** Struktura bilansu promieniowania i stosunki termiczno-wilgonościowe gleby. Sprawozdanie Grantu PB 1679/5/91, 1994.
45. **Walczak R. Usowicz B.:** Variability of moisture, temperature and thermal properties in bare soil and in crop field. *Int. Agrophysics*, 8, 161-168, 1994.
46. **Webster R.:** Quantitative Spatial Analysis of Soil in the Field. *Advances in Soil Science*. 3: 1-70, 1985.
47. **Webster R., Burgess T.M.:** Sampling and bulking strategies for estimating soil properties in small regions. *J. Soil Sci.*, 35, 127-140, 1984.

## APPLICATION OF GEOSTATISTICAL ANALYSIS AND FRACTAL THEORY FOR THE INVESTIGATION OF MOISTURE DYNAMICS IN SOIL PROFILE OF CULTIVATED FIELD

Institute of Agrophysics, Polish Academy of Sciences  
ul. Doświadczalna 4, 20-290 Lublin 27, Poland

**Summary.** The estimation of the spatial-time variability of soil moisture in field under plant cover as compared to the moisture variability of bare soil has been performed using a geostatistical analysis and fractal dimensions. It was shown, that the moisture distribution during spring-summer period in soil profile is determined by rainfall and plant cover. The dependence of the soil moisture on time was established and the increase of the autocorrelation radius with increasing depth was found. The fractal dimension apparently decreased with depth in fields under plant cover whereas in soil without plants its value did not undergo considerable changes. It can be concluded then, that the time distribution of soil moisture in the soil profile without plants is more random than that with plants.

**Keywords:** geostatistics, semivariogram, fractal dimension, soil moisture.