

ROBERT KOLANDER

## ZNACZENIE FIZYKOCHEMICZNYCH WŁAŚCIWOŚCI POKRYW STOKOWYCH I OBIEGU WODY W BADANIACH EWOLUCJI STOKÓW NA OBSZARZE MŁODOGLACJALNYM (MIKROZLEWNIA CHWALIMSKIEGO POTOKU, GÓRNA PARSEŃTA, POMORZE ZACHODNIE)

### ZARYS TREŚCI

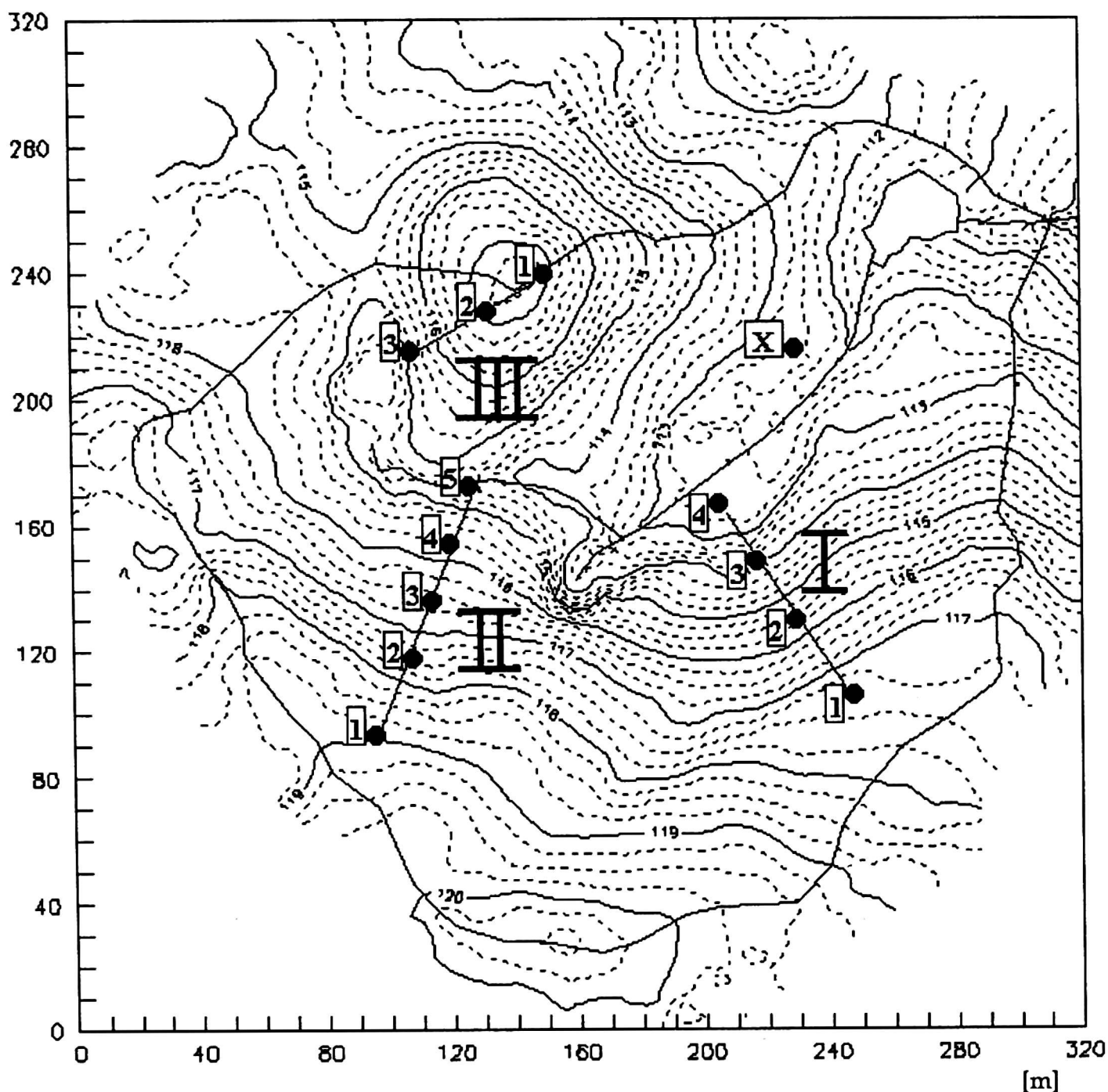
Niniejsze opracowanie dotyczy ujęcia zależności między fizykochemicznym zróżnicowaniem pokryw stokowych a obiegiem wody na stokach w mikrozewni na obszarze morenowym strefy młodoglacjalnej (zlewnia Chwalimskiego Potoku, górna Parsęta, Pomorze Zachodnie). Wyniki badań są rezultatem zastosowania wybranych metod geochemicznych, a ich wykorzystanie pozwoliło na prognozowanie ewolucji stoków w strefie młodoglacjalnej.

### WSTĘP

Ujęcie systemowe (BERTALLANFFY 1932, 1984) jest dziś powszechnie stosowane w badaniach współczesnych środowisk morfogenetycznych. Zastosowanie koncepcji funkcjonowania systemu (geosystemu, geosystemu) pozwala rozpoznać relacje, jakie zachodzą pomiędzy elementami, subsystemami i systemami sąsiednimi (KOSTRZEWSKI 1990, 1993a i b, 1995). Poznanie tych relacji jest niezbędne do zrozumienia natury funkcjonowania geosystemów i co za tym idzie prawidłowego prognozowania dalszego ich rozwoju.

Obieg wody pozwala na wyznaczenie geosystemów, którymi będą zlewnie dowolnego rzędu. Zaletą tak wydzielonych geosystemów jest możliwość bilansowania obiegu materii (w punkcie zamykającym zlewnię) oraz poznanie ich funkcjonowania w interesującej nas skali przestrzennej i czasowej.

Poznanie właściwości fizykochemicznych pokryw stokowych pozwala określić uwarunkowania, wpływające na dynamikę współczesnego obiegu wody oraz ułatwia odczytanie informacji o funkcjonowaniu tego obiegu w przeszłości. Analiza pokryw stokowych staje się kluczem do rozpoznania i interpretacji efektów działalności procesów morfogenetycznych. Wymienić tutaj należy prace KOSTRZEWSKIEGO (1963), KLATKOWEJ (1965), ROTNICKIEGO (1966), KOZARSKIEGO (1971), czy CHURSKIEJ (1976), oraz prace późniejsze STARKLA (1989) i SINKIEWICZA (1990, 1993). Poznając historię funkcjonowania procesów morfogenetycznych zapisanych w pokrywach stokowych oraz poznając aktualne funkcjonowanie tych procesów, można podjąć próbę prognozowania rozwoju rzeźby. Zróżnicowanie i struktura wewnętrzna geosystemów ulega stałym zmianom i przekształceniom pod wpływem oddziaływania czynników naturalnych i antropogenicznych (KOSTRZEWSKI 1995).



Rys. 1. Hipsometria zlewni Chwalimskiego Potoku z lokalizacją profili stokowych i odkrywek glebowych  
 Fig. 1. Hypsometry of the Chwalimski Potok catchment with locations of slope profiles and soil exposures

Zróźnicowanie to w znacznym stopniu warunkowane jest obiegiem wody. Woda jako bardzo ważny nośnik energii i materii odgrywa kluczową rolę w rozwoju geosystemów obszarów młodoglacjalnych klimatu umiarkowanego wilgotnego. Niezbędna wydaje się zatem analiza wpływu fizykochemicznych właściwości pokryw stokowych tych obszarów na obieg wody.

Elementami obiegu wody funkcjonującymi w obrębie pokryw stokowych

są: infiltracja, spływ powierzchniowy i śródpokrywowy. Obieg wody analizowano w zakresie możliwości wystąpienia spływu powierzchniowego i śródpokrywowego, które określono na podstawie analizy tempa infiltracji.

Opracowanie to jest efektem prac prowadzonych w zlewni górnej Parsęty pod kierunkiem prof. dr. hab. A. Kostrzewskiego w Zakładzie Geomorfologii Dynamicznej Instytutu Badań Czwartorzędu Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Po-

znaniu. Serdeczne podziękowania składam Panu dr. Alfredowi Stachowi za pomoc i wybór metodyki badań, którą zastosowano w niniejszym opracowaniu.

## OBSZAR BADAŃ

W celu rozwiązania zarysowanego wyżej problemu badawczego wybrano zlewnię Chwalimskiego Potoku, wchodzącą w skład zlewni wyższego rzędu – zlewni Młyńskiego Potoku. Młyński Potok jest ostatnim lewobrzeżnym dopływem górnej Parsęty. Badana mikro-zlewnia zlokalizowana jest na Pojezierzu Pomorskim w centralnej części tzw. „lobu Parsęty” (KARCZEWSKI 1989). Jest to obszar przejściowy między zewnętrzną podstrefą moreny martwego lodu i moreny kemowej a najwyższym poziomem wysoczyznowym północnego skłonu Pomorza. Według podziału fizyczno-geograficznego KONDRACKIEGO (1967) zlewnia Chwalimskiego Potoku leży na Pojezierzu Drawskim, którego wschodni zasięg wyznacza dolina górnej Parsęty, oddzielająca to Pojezierze od Pojezierza Bytowskiego. Oba Pojezierza należą do Pojezierza Zachodnio-Pomorskiego. Mikro-zlewnia Chwalimskiego Potoku zajmuje obszar bezleśny około 5 ha o deniwelacjach do 10 m. Rzeźba tego obszaru – typowa dla strefy młodoglacjalnej, jest efektem złożonej deglacjacji podczas vistuliańskiej fazy pomorskiej oraz holocenijskiego cyklu morfotwórczego (MAKSIAK, MRÓZ 1978).

W oparciu o szczegółową analizę morfometryczną obiektu badań wybrano trzy profile stokowe (I, II, III) jednostajne i o różnych długościach oraz jedno stanowisko (X) na terenie płaskim w pobliżu zagłębienia drenowanego przez Chwalimski Potok (rys. 1). W charakterystycznych (według kryterium morfometrycznego) punktach profili stokowych wykonano odkrywki gle-

bowe. Na pierwszym stoku zlokalizowano cztery odkrywki wzdłuż stoku, na drugim pięć odkrywek, a na trzecim trzy odkrywki. Wybór różnej liczby stanowisk na poszczególnych profilach stokowych uwarunkowany był morfologią terenu. Na każdym z profili pierwszą odkrywkę glebową (profil glebowy) zlokalizowano na wierzchowinie stoku, a kolejne w dół stoku, aż do jego podnóża i dna zagłębienia drenowanego przez Chwalimski Potok.

## METODYKA

W wyniku przeprowadzonej analizy morfometrycznej, biorąc pod uwagę cel opracowania, odsłonięto 13 profili glebowych, z których pobrano łącznie 301 próbek o naruszonej strukturze oraz 42 próbki o nienaruszonej strukturze. Łącznie wykonano ponad 4000 oznaczeń.

Przedstawiony zakres prac miał doprowadzić do rozpoznania fizykochemicznego zróżnicowania pokryw stokowych w układzie pionowym i poziomym. Analizy laboratoryjne obejmowały skład mechaniczny, gęstość objętościową, gęstość objętościową chwilową, właściwości wodne (wilgotność aktualną, zapas wody glebowej, kapilarną pojemność wodną, polową pojemność wodną, maksymalną pojemność wodną), zawartość substancji organicznej, pH, przewodność elektryczną, zawartość węglanu wapnia. Analizy geochemiczne wykonywano stosując, czasem z niewielkimi modyfikacjami, powszechnie znaną metodykę (DZIECIOŁOWSKI 1980; FULLEN 1985; TURSKI 1986; MYŚLIŃSKA 1992). Oprócz tego wykonano opis jakościowy gleby (Systematyka gleb Polski 1989) i określono jej barwę (OYAMA, TAKEHARA 1970). Pomiarów infiltracji dokonywano za pomocą cylindra Burgera o średnicy 10 cm. MARCINEK i KOMISAREK (1990)

zwracają uwagę na liczbę pomiarów i średnicę cylindrów używanych do oznaczania infiltracji. Wyniki przeprowadzonych przez nich badań na glebach płowych i czarnych ziemiach wykazywały dużą zmienność, dlatego do oszacowania wartości średniej rzeczywistej należy wykonywać pomiary w wielu powtórzeniach.

Dokładność i precyzję pomiarów starano się zachować, stosując odpowiednie urządzenia pomiarowe oraz wykonując dostateczną liczbę powtórzeń. Interpretacja wyników uwzględnia poza tym możliwość popełnienia dopuszczalnego błędu, którym jest obarczona każda metoda pomiarowa.

Wyniki badań zinterpretowano i uogólniono w postaci prawidłowości.

Wyjaśnienie symboli występujących w tekście:

- O – poziom organiczny
- A – poziom próchniczny
- E – poziom wymywania (eluwialny)
- B – poziom wzbogacania
- C – poziom skały macierzystej
- G – poziom glejowy
- D – podłoże mineralne
- M – poziom murszenia
- E/B – poziom przejściowy
- b – poziom kopalny
- gg – cechy oglejenia od wód gruntowych
- p – poziom rozluźniony (najczęściej przez orkę)
- t – iluwialna akumulacja frakcji ilastej
- v – nieiluwialne nagromadzenie żelaza

#### WYKSZTAŁCENIE POKRYW STOKOWYCH

Analizowane pokrywy stokowe charakteryzują się wykształceniem gleb o dużym zróżnicowaniu, z jednoczesnym logicznym ich następstwem wzdłuż wyznaczonych profili stokowych. Gleby sklasyfikowano według kryteriów Systematyki gleb Polski (1989).

Dominują gleby płowe (wg SOIL TAXONOMY (1975) – soils lessives). Charakterystyczny dla nich jest podtyp gleb płowych typowych (*Ap-Bt-C*). W jednym tylko przypadku klasyfikuje się ten typ gleby jako płową zaciekową (*Ap-E/Bt-C*) nazywaną inaczej „glossic”. W glebach płowych obserwuje się pionowe przemieszczenie minerałów ilastych (lessivage) i ich wymycie na głębokościach od 25–45 cm oraz wymycie węglanów. Charakterystyczne położenie tych gleb na wierzcholinie i górnych odcinkach stoków wskazuje na dobre warunki powietrzne w jakich te gleby musiały się wytworzyć.

Analizowane gleby należą do kwaśnych i silnie kwaśnych, co spowodowane jest przede wszystkim wylugowaniem węglanów. Kwasowość maleje wraz z głębokością, osiągając w próbkach pobranych najgłębiej, wartości w granicach 5,5 pH. Śladową obecność węglanu wapnia stwierdza się jedynie w próbkach z głębokości 30–35 cm i 40–45 cm profilu glebowego II1, czyli w dolnej części poziomu *Bt* oraz na głębokości 140 i 200 cm w profilu III2.

Opisywane gleby powstały na glinach (I1 i I2) lub piaskach gliniastych i słabo gliniastych, a nawet na piaskach luźnych (II1, II2, II3, III1 i III2).

Gleby płowe zaciekowe różnią się od płowych typowych poprzerywanym poziomem iluwialnym, zwłaszcza w części stropowej, a także występującym w poziomie *Bt* materiałem poziomu eluwialnego w postaci nieregularnych języków, plam czy zacieków.

U podnóża wszystkich trzech stoków stwierdza się występowanie gleb deluwialnych próchnicznych (deluvial soils humous). Miąższość deluwii wynosi co najmniej 30 cm – profil II4, a w profilach I3 i III1 osiąga nawet 70 cm. We wszystkich trzech profilach gleby deluwialne powstały na obrzeżach i w sąsiedztwie gleb ornych, z któ-



rych spływy wynoszą materiał deluwialny zatrzymywany na terenach zadarnionych. Proces ten powoduje gromadzenie znacznych ilości części organicznych i wzrost wilgotności. Na głębokości 55–80 cm obserwuje się cechy poziomu wzbogacania, co może świadczyć o tym, że pierwotnie występowały tutaj gleby płowe.

Gleby deluwialne różnią się od gleb płowych większą zawartością substancji organicznej w poziomie *A*, dochodzącą nawet do 5% oraz znacznie wyższą wilgotnością. Płytkie zaleganie zwierciadła wody gruntowej (I3–150 cm, II4–100 cm, III3–180 cm) powoduje pogorszenie warunków powietrznych i występowanie we wszystkich trzech profilach oglejenia. Skalę macierzystą profili tworzy piasek gliniasty z licznymi (w profilu III3) silnie zwiertzałymi kamieniami. Budowę profilu uzupełnia poziom gleby kopalnej. Tworzy go warstwa na głębokości około 110–140 cm o ciemnym zabarwieniu i zawartości substancji organicznej od 3 do ponad 5%. Na uwagę zasługuje także obserwowane nagromadzenie frakcji pylastej na głębokości 55–75 cm w profilu II4. Poziom ten tworzą piaski gliniaste mocno pylaste oraz piaski gliniaste lekko pylaste. Takie nagromadzenie tych grup granulometrycznych obserwuje się jedynie w tym profilu. Wymywaniu do tego poziomu frakcji pylastej towarzyszy także wymywanie frakcji iłu koloidalnego. Budowę profili gleb deluwialnych można określić jako: *Ap-At*, *gg-G* dla profili I3 i II4 oraz *Ap-At*, *gg-Ab*, *gg-G* dla profilu III3.

Profil X odślania poziomy gleby rdzawej właściwej z cechami oglejenia (*rusty soils proper*). W odróżnieniu od gleb płowych brak jest wyraźnego poziomu wymywania *Bt* oraz poziomu *Ap*. Gleba nie była użytkowana rolniczo. Rdzawy poziom *ABv* łagodnie przechodzi w poziom *Bv*, sięgający do głębokości 73 cm. Na głębokości 40–73 cm wy-

stępuje oglejenie plamiste, a na głębokości 73 cm przechodzi w całkowite. Poziom *Bv* odpowiada kryteriom diagnostycznego poziomu rdzawego sideric (Systematyka gleb Polski 1989). Poziom ten tworzą piaski słabo gliniaste. Spągowa jego część sięga co najmniej do głębokości 25 cm poniżej powierzchni gleby. Na głębokości 60 cm występuje w śladowej ilości  $\text{CaCO}_3$  (2,14%). Zawartość węglanu wapnia rośnie w dół profilu i na głębokości 200 cm wynosi już 5,77%. Odzwierciedla to także odczyn gleby. Początkowo kwaśna gleba wraz z głębokością staje się obojętna, a następnie ma już odczyn alkaliczny. Położenie gleby w pobliżu zagłębienia drenowanego przez Chwalimski Potok wpływa na powstawanie w glebie trwałych i okresowych warunków beztlenowych, wywołujących procesy glejowe. Cechy te mają wpływ na budowę profilu: *ABv-Bv*, *gg-G*.

Profile glebowe I4 oraz II5 leżą w dnie zagłębienia drenowanego przez Chwalimski Potok. Według Systematyki gleb Polski (1989) budowa tych profili, określana jako *AOM-D*, wskazuje na to, że są to gleby mineralno-murszowe (*mineral-muck soils*). Poziom *AOM* oznacza warstwę próchniczną o zawartości około 20% substancji organicznej i zaznaczającym się procesem murszenia. Cechy tego poziomu odpowiadają diagnostycznemu poziomowi *melanic*. W obu profilach ma on miąższość 30 cm. Ciemnoszara barwa spowodowana jest domieszką masy mineralnej.

Uziarnienie odpowiada grupie piasków słabo gliniastych i luźnych. Gleby te powstają na skutek zmurszenia płytkiego utworu organicznego zalegającego na mineralnym podłożu. Podłoże *D* tworzą piaski luźne. Warstwa murszowa zalega zatem na dobrze przepuszczalnym podłożu. W profilu II5 woda gruntowa znajdowała się na głębokości 5 cm, a w profilu I4 na głębokości

25 cm. Wpływa to na bardzo wysoką wartość wilgotności aktualnej gleby. Wraz z głębokością, gleba z kwaśnej przechodzi w silnie kwaśną. Zatem odwrotnie jak w innych profilach, gdzie wraz z głębokością kwasowość maleje.

W glebach tych zachodzi przeciwnie do akumulacji zjawisko mineralizacji i ubytku masy organicznej. Zachodzi ono pod wpływem przenikania do porów powierzchniowej warstwy glebowej powietrza zajmującego miejsce wody odciekającej i wyparowującej w wyniku zmiany warunków wodnych. Odwodnienie i napowietrzenie powierzchniowej warstwy gleby powoduje przeobrażenia natury fizycznej, chemicznej i biologicznej, które składają się na proces murszenia gleb.

Szczegółowa analiza pokryw stokowych, pozwalająca na określenie typów i podtypów gleb pokrywających badane profile stokowe, była podstawą określenia prawidłowości warunkujących zróżnicowanie tempa infiltracji w badanych pokrywach stokowych.

#### UWARUNKOWANIA TEMPA INFILTRACJI

Jednym z podstawowych czynników warunkujących wystąpienie spływu powierzchniowego i śródpokrywowego jest przepuszczalność pokryw stokowych. Konieczne staje się zatem poznanie stopnia przepuszczalności pokryw stokowych poprzez określenie ich zdolności infiltracyjnych.

Infiltracją nazwany jest ruch wody w glebie nienasyconej, czyli wówczas, gdy część przestworów glebowych wypełniona jest powietrzem i zwilżane są stopniowo coraz to nowe warstwy gleby (DZIECIOŁOWSKI 1980). Prędkość wsiąkania wody w glebę jest cechą zmienną i na ogół maleje z czasem. Najpowszechniej przyjętym parametrem prędkości wsiąkania wody w glebę jest tzw. infi-

tracja maksymalna i ustalona, obliczana z równań Philipa. Określają one maksymalną i stałą (ustaloną) prędkość wsiąkania wody w glebę w milimetrach na minutę (BONELL, WILLIAMS 1986). Parametry te stanowiły podstawę do dalszej interpretacji analizowanych profili glebowych.

W glebach suchych infiltracja początkowo jest słaba, ponieważ znaczna część wody pozostaje zużyta na zwilżenie gleby, pęcznienie koloidów, uformowanie w cząstkach gleby warstewek wody błonkowej i kapilarnej. Dopiero gdy wilgotność gleby osiągnie wartość kapilarnej pojemności wodnej, pojawia się wolna woda grawitacyjna i proces zstępującego ruchu wody ulega przyspieszeniu. W glebie wilgotnej zstępujący ruch wody odbywa się szybciej. W glebach pozbawionych struktury, im cięższy jest skład granulometryczny gleb, tym ruch wody grawitacyjnej odbywa się wolniej. W lżejszych glebach gliniastych i piaskach luźnych ruch grawitacyjny przebiega szybciej.

W pobliżu każdej odkrywki glebowej przeprowadzono pomiary infiltracji. Pomiary wykazały duże zróżnicowanie tempa infiltracji w obrębie poszczególnych stoków. Wskazuje to na złożoność systemu denudacyjnego w badanej mikrozelewni.

Infiltracja maksymalna i ustalona na powierzchni gleby jest wyższa na obszarze porośniętym roślinnością (stok I i II) niż na zabronowanym polu (stok III). ŚWIĘCICKI (1981) przedstawia wyniki badań, z których wynika, że bronowanie gleby wpływa na zmniejszenie jej przepuszczalności na skutek niszczenia struktury gleby. W wyniku natomiast przerastania gleby korzeniami następuje jej spulchnienie, co zwiększa jej przepuszczalność. Wszystkie czynniki zwiększające strukturalność gleb wpływają zatem, dodatkowo na jej przepuszczalność. Czynniki zaś, które ni-

szczą strukturę gleb, zmniejszając ich przepuszczalność wodną. Także według MIZGAJSKIEGO (1986) dominujące znaczenie dla kształtowania się przepuszczalności przy powierzchni ma wykształcenie części korzeniowych oraz sekwencja zabiegów agrotechnicznych.

Bardzo podobne cechy warstwy ornej *Ap* na wszystkich stokach, wskazują na podstawowe znaczenie powyższych czynników warunkujących tempo infiltracji na powierzchni gleby. Brak poziomu *Ap* zaobserwowano jedynie w profilach glebowych gleb mineralno-murszowych (I4 i II5) leżących u podnóża stoków oraz gleby rdzawej (profil glebowy X) zlokalizowanej na powierzchni płaskiej w pobliżu zagłębienia drenowanego przez Chwalimski Potok. Podczas gdy infiltracja maksymalna na powierzchni poziomu *Ap* jest kilkanaście razy większa od infiltracji ustalonej, to w przypadku gleby murszowej w pobliżu profilu II5 (rys. 10) infiltracja maksymalna i ustalona osiąga podobne wartości ( $0,3 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ). Jest to wynikiem płytkiego zalegania poziomu wód gruntowych (5 cm), który wpływa na pełne nasycenie praktycznie całego profilu gleby. Stan pełnego nasycenia gleby powoduje, że infiltracja maksymalna jest równa infiltracji ustalonej. W profilu I4, gdzie poziom wody gruntowej zalegał głębiej, bo na głębokości 35 cm, infiltracja maksymalna jest 4 razy większa od ustalonej.

Bardzo wysoka wartość kapilarnej pojemności wodnej ( $0,3756 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ ) powierzchniowej warstwy gleby rdzawej wykazuje silną korelację z jej bardzo wysoką wartością zarówno infiltracji maksymalnej ( $65,6 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ), jak i ustalonej ( $4,9 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ).

Większe zróżnicowanie wyników pomiarów otrzymano przy pomiarach infiltracji pod poziomem płuźnym *Ap*. Na glebie rdzawej, gdzie tego poziomu

nie stwierdzono, pomiar wykonano na głębokości około 30 cm.

Gleba na głębokości ok. 30 cm (średnia miąższość poziomu *Ap*) wykazuje większą gęstość objętościową niż jej wierzchnia warstwa. Gęstość ta jest wyższa z kolei w warstwach tworzonych przez grupy granulometryczne o większej zawartości frakcji ilastej niż przez grupy, w których większy udział ma frakcja piasku. Widać to wyraźnie przy porównaniu tempa infiltracji maksymalnej i ustalonej na stoku I i II: Mniejsza gęstość warstwy piasków słabo gliniastych na stoku II, to równocześnie wyższe tempo infiltracji maksymalnej i ustalonej. Na stoku I, gdzie warstwę na głębokości ok. 30 cm tworzą grupy granulometryczne piasków gliniastych lekkich, gęstość objętościowa wykazuje wyższe wartości a tempo infiltracji jest mniejsze.

Na zróżnicowanie gęstości gleby może wpływać nie tylko skład granulometryczny, ale także działalność rolnicza człowieka. Zabiegi agrotechniczne powodują, że bezpośrednio pod warstwą uprawną gleby występuje zbity, słabo przepuszczalny poziom o zmianie rozkładu porów pod względem wielkości i ciągłości, a więc czynników warunkujących zdolności przewodzące gleby. Badania DOMŻAŁA et al. (1984) dotyczące wpływu „ugniatania” gleby na skutek zabiegów agrotechnicznych wykazują jednak, że spadek retencji wody wywołany wzrostem gęstości gleby jest najmniejszy w glebach bielcowych, brunatnych i płowych wytworzonych z piasków i utworów pyłowych. Najsilniejsze zmiany retencji wody wywołuje wzrost gęstości w czarnoziemach, czarnych ziemiach i rędzinach kredowych.

Skład mechaniczny nie może być zatem wystarczającą cechą do przewidywania ruchu wody i rozkładu wilgotności w profilu glebowym (DYCHNIK, LIPIEC 1980). Tempo infiltracji warunkuje



także wiele innych czynników, jak struktura i geometria porów oraz ich aktualne wypełnienie wodą, czy sztuczne wpływanie na zmianę gęstości gleby, albo też właściwości chemiczne gleby.

Wypełnienie porów wodą przy jej dostatecznym dopływie powoduje, że wszystkie pory są wypełnione i biorą udział w jej transporcie w głąb profilu. Zmniejszenie dopływu wody nie pozwala na wypełnienie wszystkich porów, przy czym pory większe stają się puste w pierwszej kolejności, gdyż przewodzą największe ilości wody i wykazują niewielkie siły kapilarne. Mogą one być wypełniane tylko wtedy, kiedy pory mniejsze mają niedostateczną pojemność do transportu dostarczanej wody. Pory wypełnione powietrzem w stanie nienasyconym gleby nie tylko nie biorą udziału w transporcie wody, ale również stanowią przeszkodę dla ruchu wody w porach drobniejszych, powodując zmianę kierunku przepływu.

Zatem trudno jest łączyć tempo infiltracji z określoną cechą gleby. Na infiltrację wpływ ma grupa wspólnie występujących czynników, a poszczególne z nich mogą mieć jedynie większe lub mniejsze znaczenie, zależne od natężenia jednego z nich.

Analizując wartości tempa infiltracji oraz cechy profili glebowych, możemy stwierdzić, że:

- grupy granulometryczne o małej zawartości frakcji ilastej koloidalnej (wykazujące jednocześnie niższą gęstość) (profile II1 – rys. 6, II2 – rys. 7, II3 – rys. 8 i III2 – rys. 12) wpływają na zwiększenie tempa infiltracji,

- określona wartość kapilarnej pojemności wodnej nie jest równoznaczna z tempem infiltracji, co pozwala przypuszczać, że na infiltrację nie ma wpływu suma objętości porów gleby, ale także ich geometria, średnica i aktualne wypełnienie wodą,

- płytkie (kilkadziesiąt cm) zaleganie wody gruntowej (II5 – rys. 10, I4 – rys. 5, I3 – rys. 4, II4 – rys. 9 i III3 – rys. 13), powoduje zmniejszenie różnicy między tempem infiltracji maksymalnej i ustalonej, jeżeli w profilu występuje około 2% substancji organicznej; jeżeli zawartość substancji organicznej na głębokości 40 cm spada do 0,5% płytkie zaleganie wody gruntowej nie wpływa na zmniejszenie tej różnicy (X – rys. 14),

- bardzo płytkie (II5 – 5 cm) występowanie poziomu wody gruntowej wpływa na zacieranie się różnicy pomiędzy tempem infiltracji maksymalnej i ustalonej,

- w profilach gdzie, na skutek głębokiego zalegania poziomu wody gruntowej nie ma podsiąkania wody do warstw dolnych profilu, brak jest wyraźnej zależności między, zawartością substancji organicznej a tempem infiltracji, której zawartość staje się czynnikiem drugorzędym (I1 – rys. 2, I2 – rys. 3, II1 – rys. 6, II2 – rys. 7, II3 – rys. 8, III1 – rys. 11, III2 – rys. 12),

- niska wilgotność w glebach z piasków luźnych i słabo gliniastych, wpływa na znaczne zwiększenie tempa infiltracji, (III2, II1, II2, II3),

- frakcje gliniaste wykazują wyższą wilgotność (powyżej 10%) niż frakcje piaszczyste (jeżeli w ich spągu nie występuje woda gruntowa) i znacznie obniżają tempo infiltracji ustalonej (III1 – rys. 11), co wskazuje na większą trwałość w przechowywaniu wody w porach o mniejszych objętościach oraz łatwiejszy transport infiltrującej wody przez pory o większych średnicach.

Analiza statystyczna powyższych cech pozwoliła ustalić za pomocą równań regresji wielokrotnej, że:

- w 61% na sorpcyjność (S) gleby na granicy poziomów A i B (ok. 30 cm gł.) wpływają wspólnie występujące czynniki: odporność na ścinanie (ods), gęstość



objętościowa ( $g_o$ ) i wilgotność ( $w$ ) gleby, tworząc zależność:

$$S = 0,29odś + 7,71g_o + 0,06w + 12,59,$$

– w 53% na infiltrację maksymalną ( $I_{max}$ ) na powierzchni gleby wpływają: odporność na ścinanie ( $odś$ ), zawartość frakcji pylastej ( $pyl$ ) i zawartość substancji organicznej ( $sbo$ ):

$$I_{max} = 6,15pyl - 12,78odś - 4,71sbo + 24,15,$$

– tylko w 23% wartość infiltracji ustalonej ( $I_{ust}$ ) na granicy poziomów A i B (ok. 30 cm gł.) wyjaśnia zmienność gęstości objętościowej ( $g_o$ ). Zależność tę obrazuje model:

$$I_{ust} = 18,09g_o + 25,60.$$

Poza tym infiltracja maksymalna na powierzchni wykazuje wysoką korelację liniową z wilgotnością aktualną gleby (96,1%) oraz z zawartością substancji organicznej (95,8%).

Odpowiedź na postawiony problem wymaga nie tylko poznania prawidłowości związanych z tempem infiltracji. Zmienne tempo infiltracji w różnych częściach stoków będzie z kolei warunkowało możliwość wystąpienia spływu powierzchniowego i śródpokrywowego. To właśnie spływ powierzchniowy i śródpokrywowy przyczynia się w głównej mierze do ewolucji stoków na obszarze młodogłajalnym.

#### INFILTRACJA A SPŁYW POWIERZCHNIOWY I ŚRÓDPOKRYWOWY

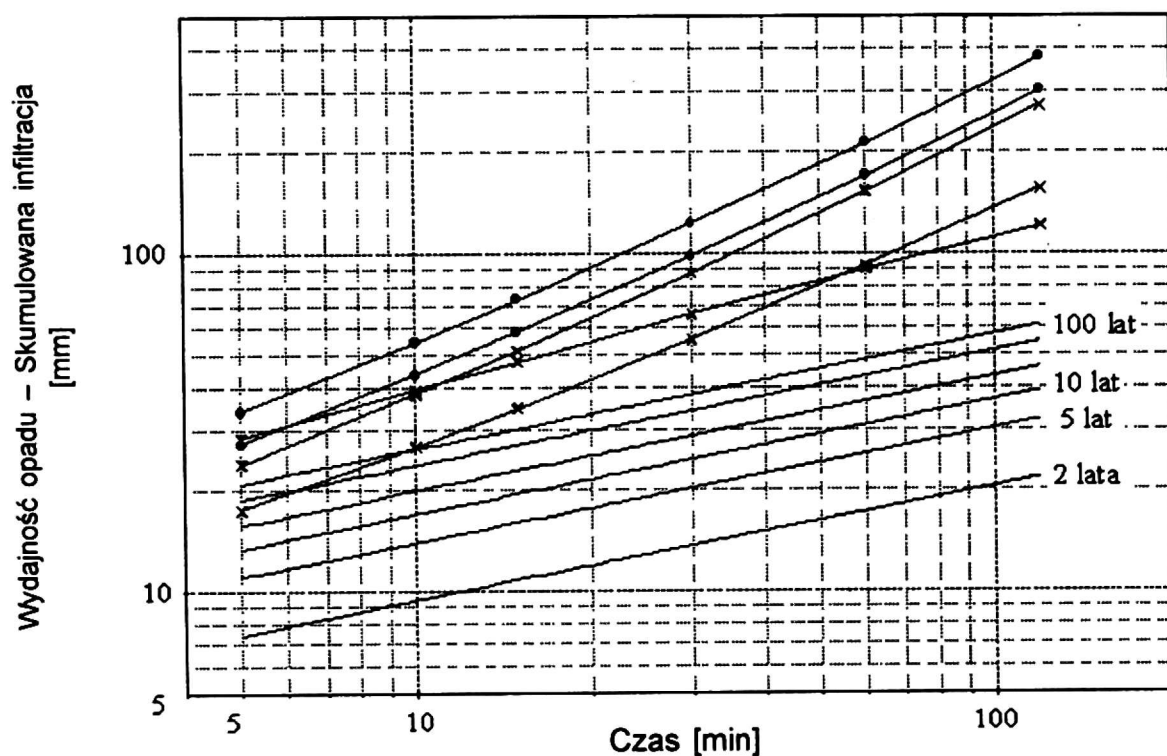
Woda – nośnik energii i materii wpływa w istotny sposób na ewolucję stoku. Decydując o procesach zachodzących w obrębie pokryw stokowych, decyduje także o przemieszczaniu materii zgodnie ze spadkiem profili stokowych. Wszystkie te właściwości nadają jej pierwszoplanową rolę w denudacji stoków. Rozpoznanie obiegu wody w środowisku przyrodni-

czym, a przede wszystkim w obrębie subsystemu stoku, ma zatem podstawowe znaczenie przy prognozowaniu ewolucji stoków.

Rysunki 2–14 przedstawiają zestawienie kumulatywnej infiltracji w milimetrach w czasie 5–120 mm oraz wydajność deszczy ulewnych, także w mm i czasie trwania 5–120 minut o prawdopodobieństwie wystąpienia w Szczecinku (CEBULAK et al. 1986) raz na 2, 5, 10, 20, 50 i 100 lat. Zestawienie to pozwala określić przypadki, gdzie wydajność opadu osiąga większe wartości niż tempo infiltracji, czyli teoretycznie powoduje wystąpienie spływu powierzchniowego i/lub śródpokrywowego.

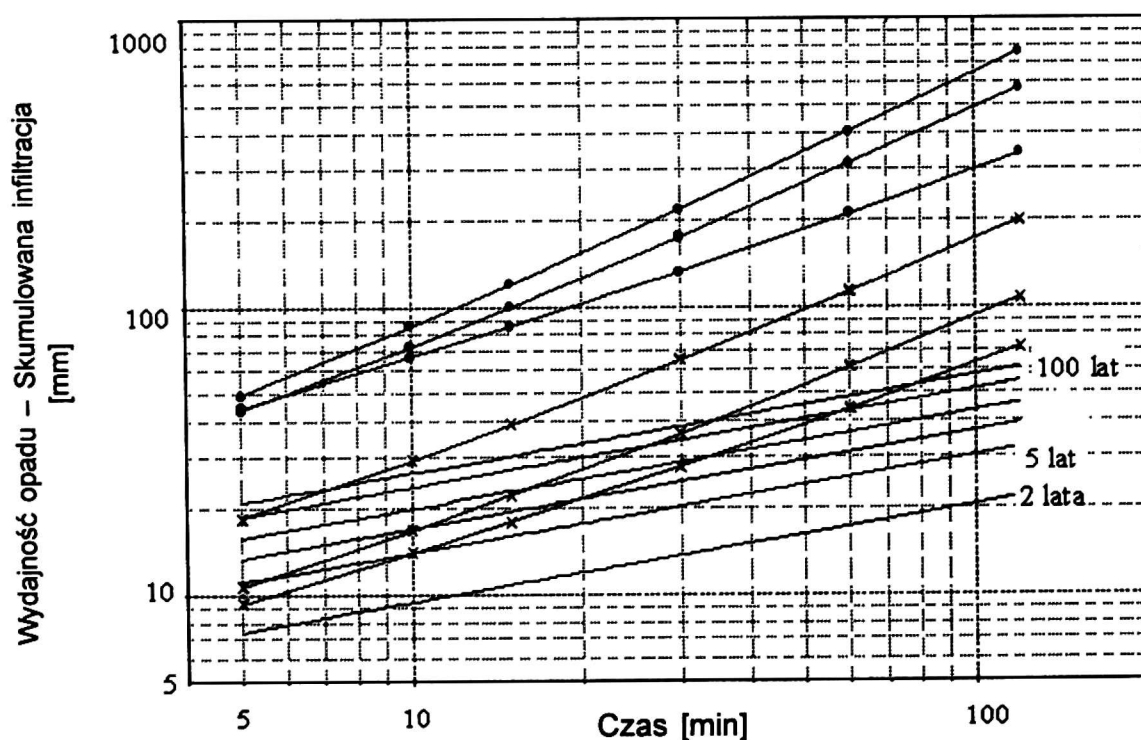
Analizując wyniki pomiarów na stoku I (rys. 1), obserwujemy, że począwszy od wierzchołku do podnóża stoku możliwe jest wystąpienie raz na 50 lat spływu śródpokrywowego. Raz na 20 lat istnieje prawdopodobieństwo wystąpienia spływu śródpokrywowego na krótszym odcinku stoku poczynając od jego środkowej części do podnóża. Słabe tempo infiltracji w środkowej części stoku inicjują już spływ śródpokrywowy raz na 5 lat. Jednak w kierunku podnóża stoku, gleby wykazują większe tempo infiltracji, co może wpłynąć na to, że zainicjowany w środkowej części stoku spływ śródpokrywowy może mieć charakter tzw. „infiltracji przesuniętej” (STACH 1993). Na stoku, tym zauważamy wyraźnie, że tempo infiltracji jest wyraźnie wolniejsze w spągu poziomym  $A_p$ , niż na jego powierzchni.

Stok II (rys. 1) wykazuje mniejsze różnice w wartościach infiltracji zmierzanej na powierzchni i pod warstwą płużną  $A_p$ . Prawidłowość ta związana jest ściśle z litologią poziomu pod warstwą płużną  $A_p$ . Na stoku I pod warstwą płużną dominują frakcje piasków gliniastych lekkich o odporności na ścinanie  $1,47\text{--}3,43 \text{ N}\cdot\text{cm}^{-2}$  i zwięzłości  $35,32\text{--}42,18 \text{ N}\cdot\text{cm}^{-2}$ , a na stoku II pia-



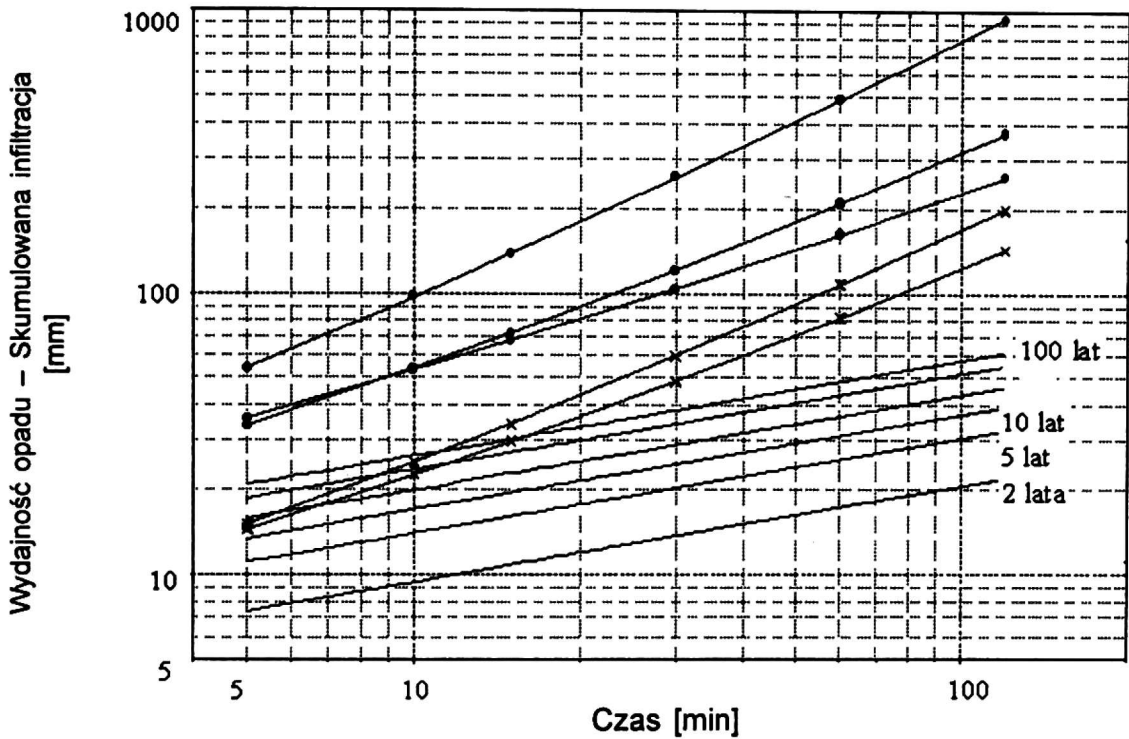
Rys. 2. Skumulowana infiltracja dla stanowisk pomiarowych w pobliżu odkrywki glebowej I1 (Obliczona z równań Philipa; kropki – stanowiska na powierzchni gleby, krzyżyki – na granicy poziomów  $A_p/B_t$ ) na tle wydajności maksymalnych opadów o zadanej powtarzalności (CEBULAK et al. 1986)

Fig. 2. Cumulated infiltration for measuring sites near soil exposure I1 (calculated from Philips equation; dots – sites on soil surface, crosses – sites at boundary between  $A_p/B_t$  horizons) and efficiency indices of maximum precipitations with a set rate of recurrence (CEBULAK et al. 1986)



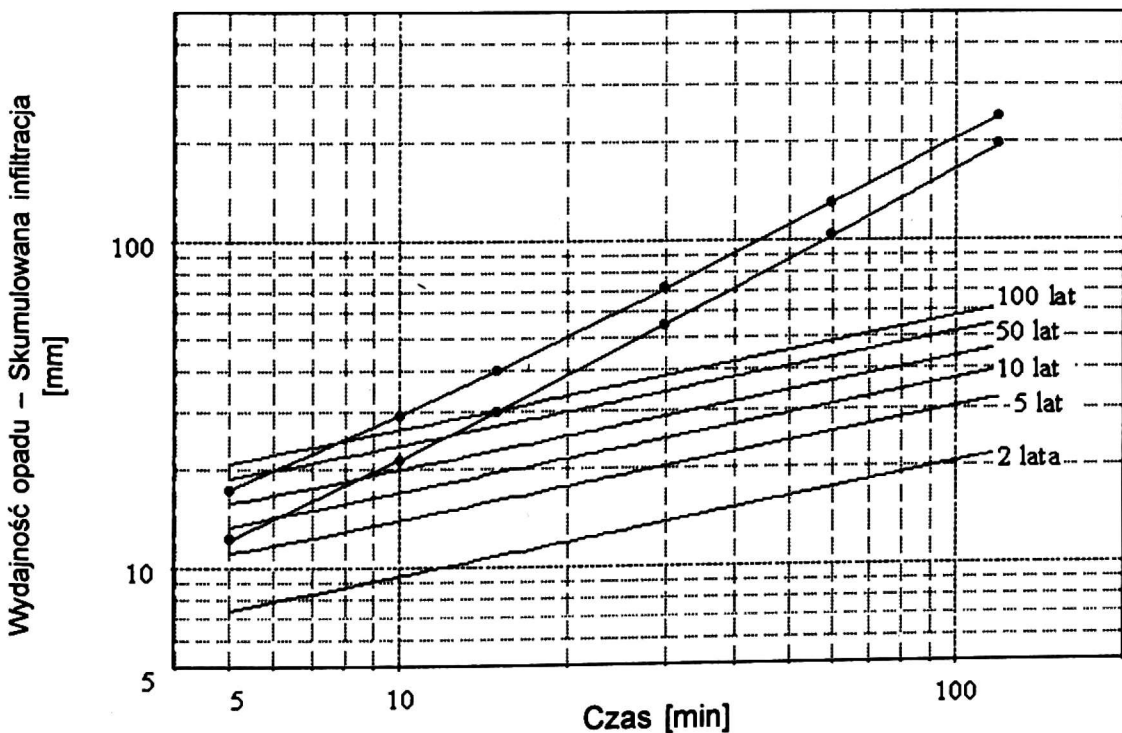
Rys. 3. Skumulowana infiltracja dla stanowisk pomiarowych w pobliżu odkrywki glebowej I2 (Obliczona z równań Philipa; kropki – stanowiska na powierzchni gleby, krzyżyki – na granicy poziomów  $A_p/B_t$ ) na tle wydajności maksymalnych opadów o zadanej powtarzalności (CEBULAK et al. 1986)

Fig. 3. Cumulated infiltration for measuring sites near soil exposure I2 (calculated from Philips equation; dots – sites on soil surface, crosses – sites at boundary between  $A_p/B_t$  horizons) and efficiency indices of maximum precipitations with a set rate of recurrence (CEBULAK et al. 1986)



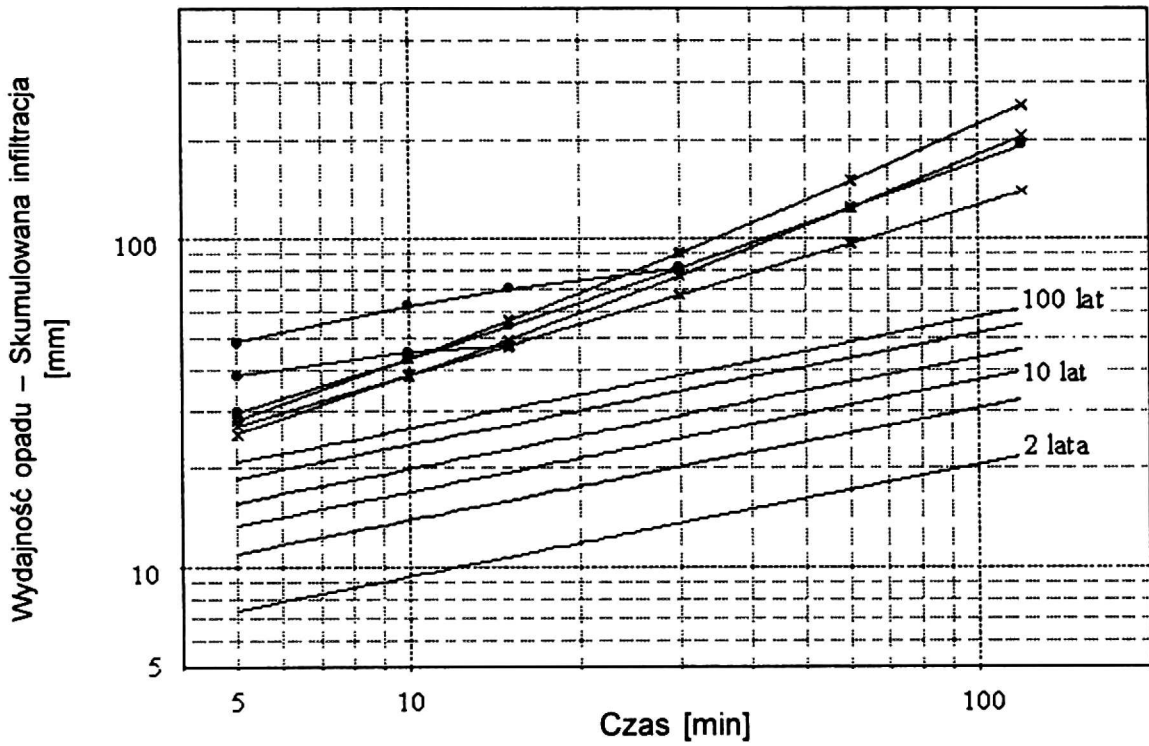
Rys. 4. Skumulowana infiltracja dla stanowisk pomiarowych w pobliżu odkrywki glebowej I3 (Obliczona z równań Philipa; kropki – stanowiska na powierzchni gleby, krzyżyki – na granicy poziomów *Ap/Bt*) na tle wydajności maksymalnych opadów o zadanej powtarzalności (CEBULAK et al. 1986)

Fig. 4. Cumulated infiltration for measuring sites near soil exposure I3 (calculated from Philip's equation; dots – sites on soil surface, crosses – sites at boundary between *Ap/Bt* horizons) and efficiency indices of maximum precipitations with a set rate of recurrence (CEBULAK et al. 1986)



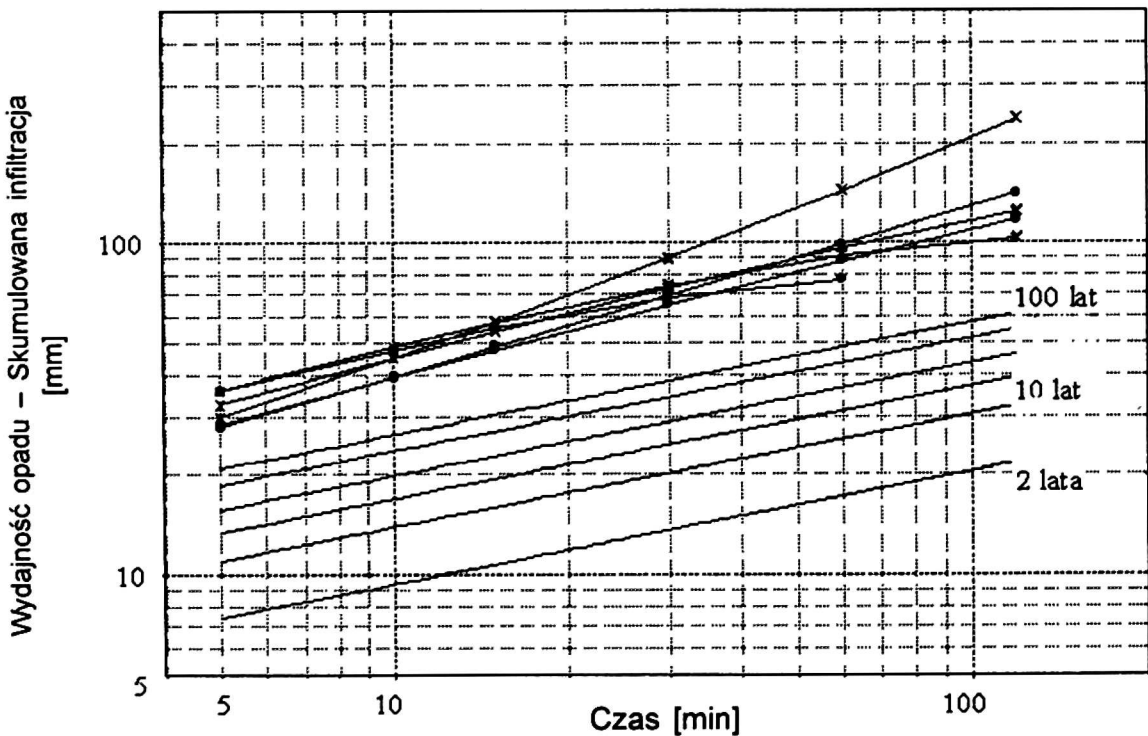
Rys. 5. Skumulowana infiltracja dla stanowisk pomiarowych w pobliżu odkrywki glebowej I4 (Obliczona z równań Philipa; kropki – stanowiska na powierzchni gleby) na tle wydajności maksymalnych opadów o zadanej powtarzalności (CEBULAK et al. 1986)

Fig. 5. Cumulated infiltration for measuring sites near soil exposure I4 (calculated from Philip's equation; dots – sites on soil surface) and efficiency indices of maximum precipitations with a set rate of recurrence (CEBULAK et al. 1986)



Rys. 6. Skumulowana infiltracja dla stanowisk pomiarowych w pobliżu odkrywki glebowej II1 (Obliczona z równań Philipa; kropki – stanowiska na powierzchni gleby, krzyżyki – na granicy poziomów  $A_p/B_t$ ) na tle wydajności maksymalnych opadów o zadanej powtarzalności (CEBULAK et al. 1986)

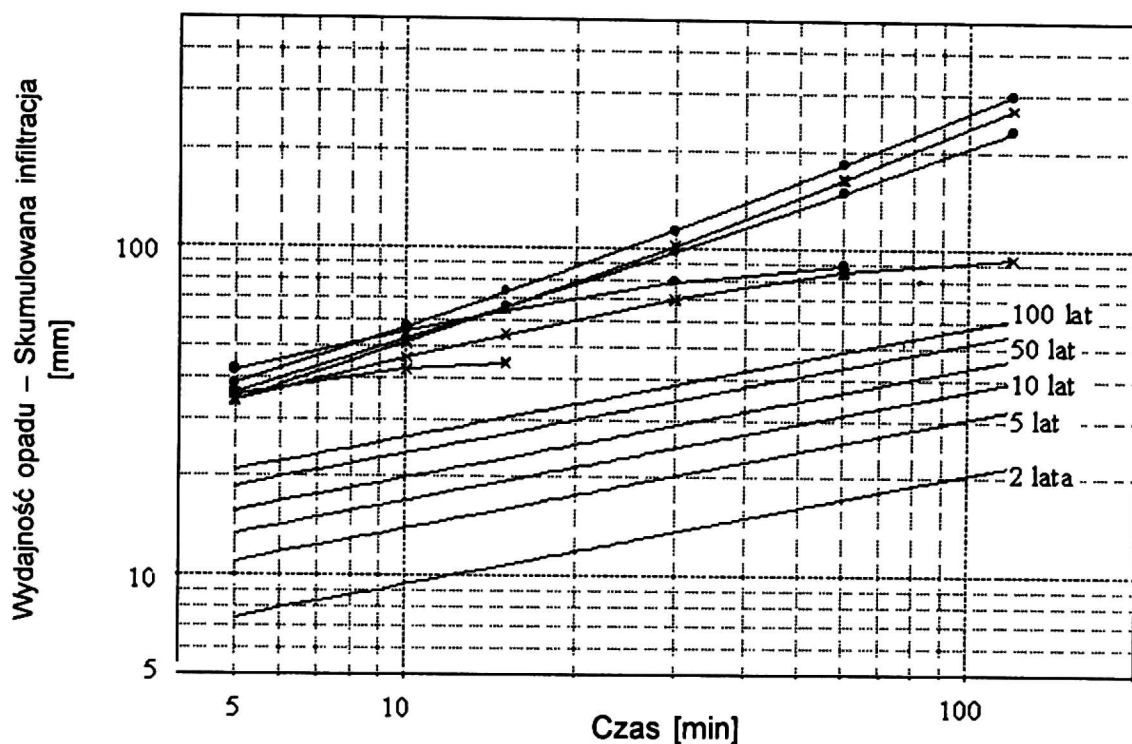
Fig. 6. Cumulated infiltration for measuring sites near soil exposure II1 (calculated from Philips equation; dots – sites on soil surface, crosses – sites at boundary between  $A_p/B_t$  horizons) and efficiency indices of maximum precipitations with a set rate of recurrence (CEBULAK et al. 1986)



Rys. 7. Skumulowana infiltracja dla stanowisk pomiarowych w pobliżu odkrywki glebowej II2 (Obliczona z równań Philipa; kropki – stanowiska na powierzchni gleby, krzyżyki – na granicy poziomów  $A_p/B_t$ ) na tle wydajności maksymalnych opadów o zadanej powtarzalności (CEBULAK et al. 1986)

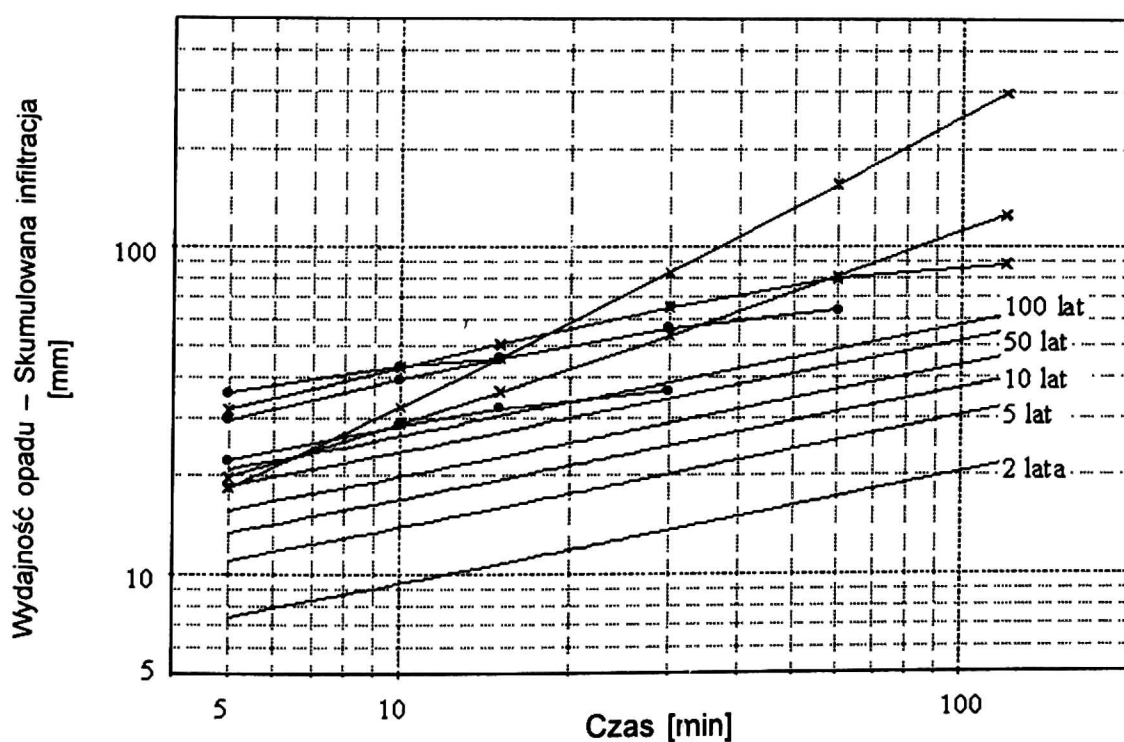
Fig. 7. Cumulated infiltration for measuring sites near soil exposure II2 (calculated from Philips equation; dots – sites on soil surface, crosses – sites at boundary between  $A_p/B_t$  horizons) and efficiency indices of maximum precipitations with a set rate of recurrence (CEBULAK et al. 1986)





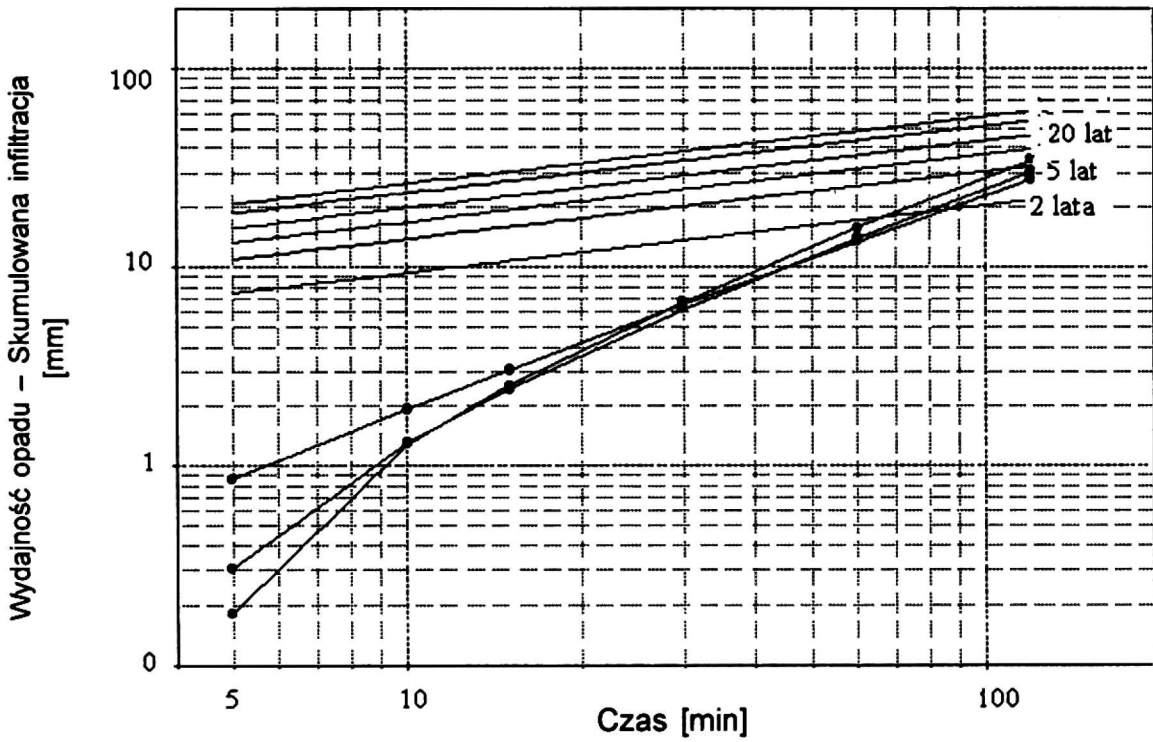
Rys. 8. Skumulowana infiltracja dla stanowisk pomiarowych w pobliżu odkrywki glebowej II3 (Obliczona z równań Philipa; kropki – stanowiska na powierzchni gleby, krzyżyki – na granicy poziomów *Ap/Bt*) na tle wydajności maksymalnych opadów o zadanej powtarzalności (CEBULAK et al. 1986)

Fig. 8. Cumulated infiltration for measuring sites near soil exposure II3 (calculated from Philips equation; dots – sites on soil surface, crosses – sites at boundary between *Ap/Bt* horizons) and efficiency indices of maximum precipitations with a set rate of recurrence (CEBULAK et al. 1986)



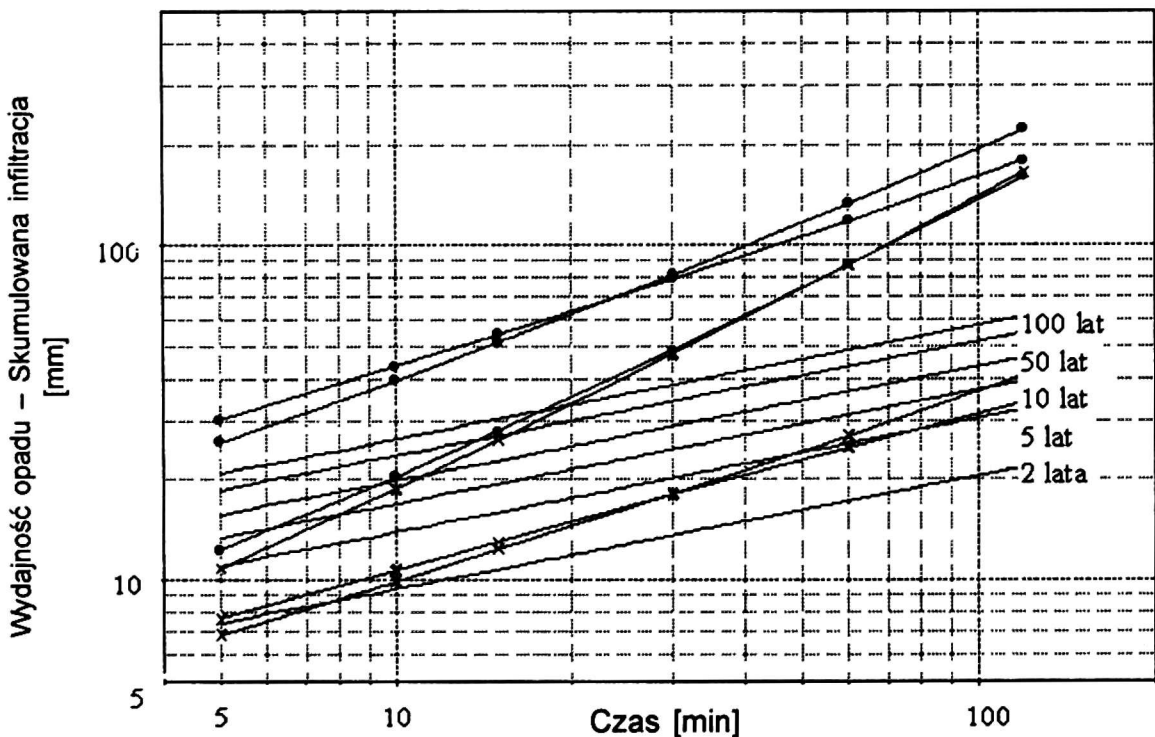
Rys. 9. Skumulowana infiltracja dla stanowisk pomiarowych w pobliżu odkrywki glebowej II4 (Obliczona z równań Philipa; kropki – stanowiska na powierzchni gleby, krzyżyki – na granicy poziomów *Ap/Bt*) na tle wydajności maksymalnych opadów o zadanej powtarzalności (CEBULAK et al. 1986)

Fig. 9. Cumulated infiltration for measuring sites near soil exposure II4 (calculated from Philips equation; dots – sites on soil surface, crosses – sites at boundary between *Ap/Bt* horizons) and efficiency indices of maximum precipitations with a set rate of recurrence (CEBULAK et al. 1986)



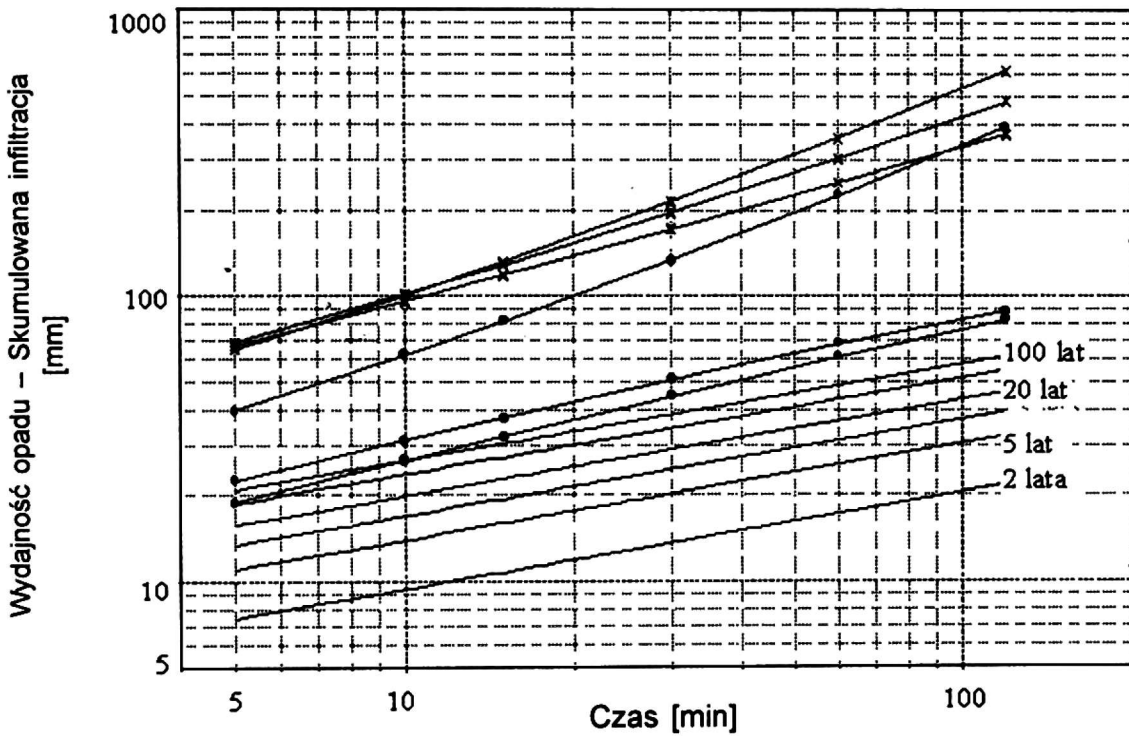
Rys. 10. Skumulowana infiltracja dla stanowisk pomiarowych w pobliżu odkrywki glebowej II5 (Obliczona z równań Philipa; kropki – stanowiska na powierzchni gleby) na tle wydajności maksymalnych opadów o zadanej powtarzalności (CEBULAK et al. 1986)

Fig. 10. Cumulated infiltration for measuring sites near soil exposure II5 (calculated from Philips equation; dots – sites on soil surface) and efficiency indices of maximum precipitations with a set rate of recurrence (CEBULAK et al. 1986)



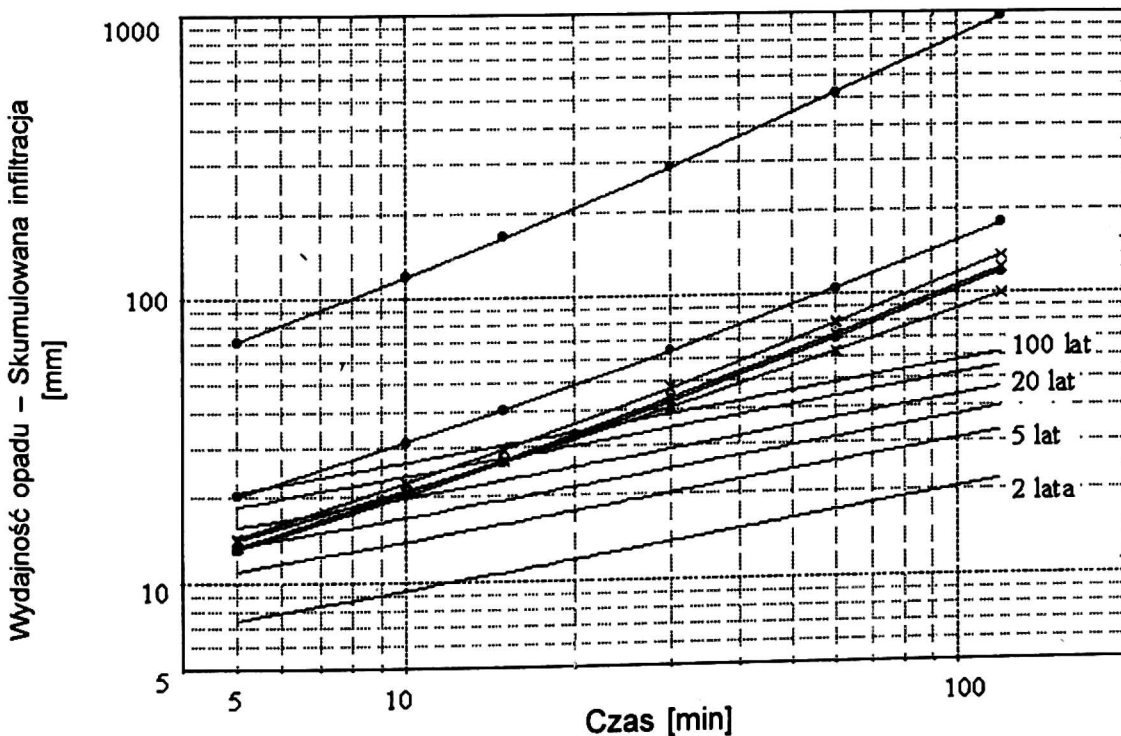
Rys. 11. Skumulowana infiltracja dla stanowisk pomiarowych w pobliżu odkrywki glebowej III1 (Obliczona z równań Philipa; kropki – stanowiska na powierzchni gleby, krzyżyki – na granicy poziomów  $FAp/Bt$ ) na tle wydajności maksymalnych opadów o zadanej powtarzalności (CEBULAK et al. 1986)

Fig. 11. Cumulated infiltration for measuring sites near soil exposure III1 (calculated from Philips equation; dots – sites on soil surface, crosses – sites at boundary between  $Ap/Bt$  horizons) and efficiency indices of maximum precipitations with a set rate of recurrence (CEBULAK et al. 1986)



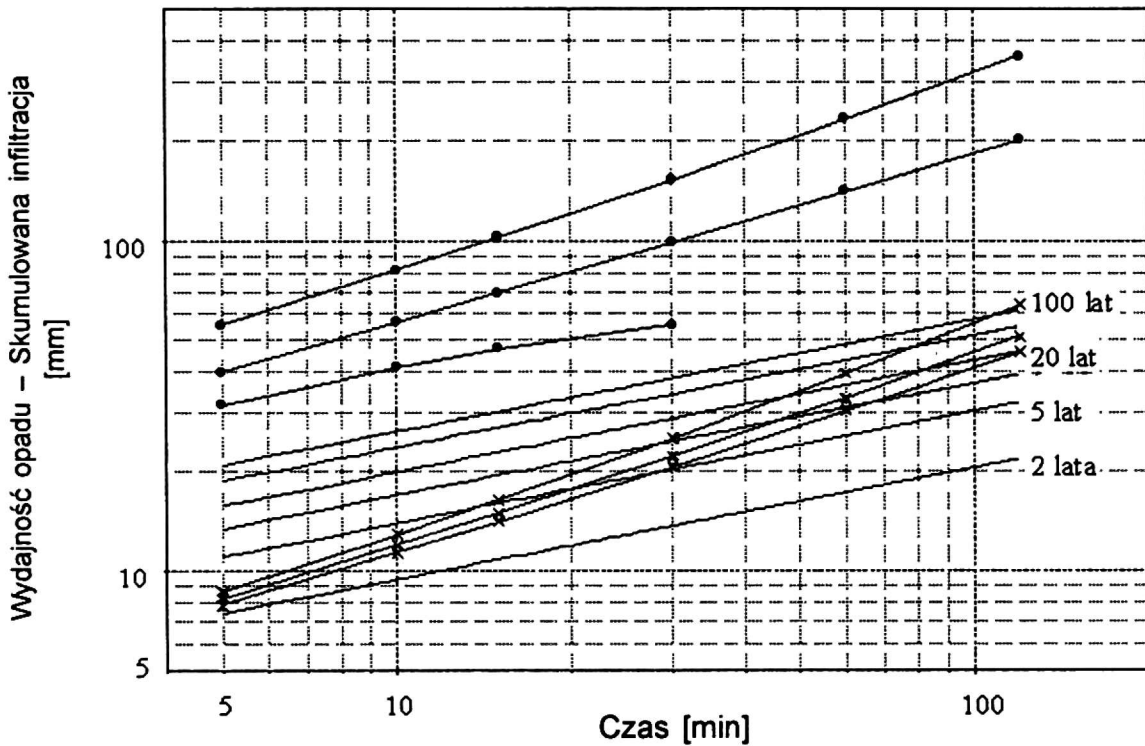
Rys. 12. Skumulowana infiltracja dla stanowisk pomiarowych w pobliżu odkrywki glebowej III2 (Obliczona z równań Philipa; kropki – stanowiska na powierzchni gleby, krzyżyki – na granicy poziomów *Ap/Bt*) na tle wydajności maksymalnych opadów o zadanej powtarzalności (CEBULAK et al. 1986)

Fig. 12. Cumulated infiltration for measuring sites near soil exposure III2 (calculated from Philips equation; dots – sites on soil surface, crosses – sites at boundary between *Ap/Bt* horizons) and efficiency indices of maximum precipitations with a set rate of recurrence (CEBULAK et al. 1986)



Rys. 13. Skumulowana infiltracja dla stanowisk pomiarowych w pobliżu odkrywki glebowej III3 (Obliczona z równań Philipa; kropki – stanowiska na powierzchni gleby) na tle wydajności maksymalnych opadów o zadanej powtarzalności (CEBULAK et al. 1986)

Fig. 13. Cumulated infiltration for measuring sites near soil exposure III3 (calculated from Philips equation; dots – sites on soil surface) and efficiency indices of maximum precipitations with a set rate of recurrence (CEBULAK et al. 1986)



Rys. 14. Skumulowana infiltracja dla stanowisk pomiarowych w pobliżu odkrywki glebowej X (Obliczona z równań Philipa; kropki – stanowiska na powierzchni gleby, krzyżyki – na głębokości 30 cm) na tle wydajności maksymalnych opadów o zadanej powtarzalności (CEBULAK et al. 1986)

Fig. 14. Cumulated infiltration for measuring sites near soil exposure X (calculated from Philips equation; dots – sites on soil surface, crosses – sites at depth of 30 cm) and efficiency indices of maximum precipitations with a set rate of recurrence (CEBULAK et al. 1986)

sków słabo gliniastych o odporności na ścinanie  $0,49\text{--}0,78\text{ N}\cdot\text{cm}^{-2}$  i zwięzłości  $19,62\text{--}28,45\text{ N}\cdot\text{cm}^{-2}$ . Infiltracja na stoku drugim jest na tyle wysoka, że oprócz jego podnóża nie obserwuje się na nim możliwości wystąpienia spływu powierzchniowego i śródpokrywowego. U podnóża stoku możliwe jest wystąpienie spływu śródpokrywowego raz na 50 lat i powierzchniowego raz na 100 lat.

Na osobną uwagę zasługuje infiltracja na glebach mineralno-murszowych, reprezentowanych przez profile glebowe I4 (rys. 5) i II5 (rys. 10). W pobliżu wkopu glebowego II5, gdzie woda gruntowa występowała na głębokości 5 cm, stwierdzono możliwość występowania spływu powierzchniowego podczas każdego deszczu ulewnego występującego częściej niż raz na dwa lata. W pobliżu profilu glebowego I4 (woda gruntowa na głębokości 25 cm) wystę-

powanie spływu powierzchniowego jest możliwe częściej niż raz na 10 lat. Będzie to zatem rodzaj spływu powierzchniowego nasyconego, który występuje na glebach całkowicie nasyconych wodą lub na glebach, w których dopiero w trakcie opadu następuje pełne jej nasylenie. Spływ ten obejmuje niewielki fragment mikrozełwni w dnie zagłębienia drenowanego przez Chwalimski Potok.

Stok III (rys. 1), przeciwnie do stoku I i II nie był kilkuletnim odłogiem, lecz świeżo zabronowanym polem uprawnym. Na stoku tym możliwe jest występowanie spływu zarówno powierzchniowego jak i śródpokrywowego. Raz na 50 lat możliwe jest wystąpienie spływu powierzchniowego obejmującego cały profil stoku. Korzystniejsze warunki do powstania spływu śródpokrywowego na wierzcholinie stoku (raz na 2 lata), niż w środkowej części zbocza, będą powodowały zja-



wisko „infiltracji przesuniętej”. W środkowej części profilu mamy do czynienia z anomalią zjawiska infiltracji na tle innych pomiarów. Okazuje się bowiem, że prędkość infiltracji na powierzchni jest niższa od infiltracji pod poziomem płużnym. Zjawisko to powoduje, że w tej części stoku możliwe jest wystąpienie spływu powierzchniowego raz na 50 lat a niemożliwe wystąpienie spływu śródpokrywowego, nawet podczas deszczu ulewnego o prawdopodobieństwie wystąpienia raz na sto lat. Poziom ten tworzą frakcje piasku luźnego o bardzo niskiej wilgotności, wynoszącej niespełna 1,9% wagowych. Cechy te wpływają na dużą liczbę porów o większej średnicy, w których na przepływ wody większy wpływ ma siła grawitacji niż siły kapilarne. U podnóża stoku raz na dziesięć lat możliwy jest zarówno spływ powierzchniowy, jak i śródpokrywowy.

Na glebie rdzawej właściwej odsłoniętej w profilu X (rys. 1), wystąpienie spływu śródpokrywowego jest możliwe rzadziej niż raz na dwa lata. Ponieważ jednak gleba ta leży na terenie płaskim, należałoby powiedzieć raczej nie o spływie, a o występowaniu wody stagnującej, co będzie się wiązać z odgórnym oglejeniem profilu glebowego (pseudooglejeniem, oglejeniem opadowym) w okresach o wysokich wartościach opadów.

Występowanie zjawiska spływu powierzchniowego i śródpokrywowego potwierdza fakt występowania u podnóża każdego ze stoków gleb deluwialnych. W profilu glebowym I3 i III3 (rys. 1) deluwia mają miąższość ok. 70 cm, a u podnóża stoku II, gdzie stwierdzono najmniejszą częstość występowania spływu powierzchniowego i śródpokrywowego, deluwia mają miąższość tylko 30 cm. Daje to podstawę do wyciągnięcia wniosku, że miąższość deluwii jest odzwierciedleniem natężenia procesu spływów powierzchniowego i śródpokrywowego na stokach.

Frekwencje występowania spływu powierzchniowego można także oszacować, stosując zaproponowane przez DE PLOEYA (1983) formuły (rys. 15). Określają one graniczne warunki intensywności i czasu trwania opadu potrzebne do zainicjowania spływów. Podstawą do ich opracowania były publikowane dane pomiarów infiltracji z terenu i z eksperymentów laboratoryjnych. Opierając się na tych danych zaproponował on następujące krzywe graniczne:

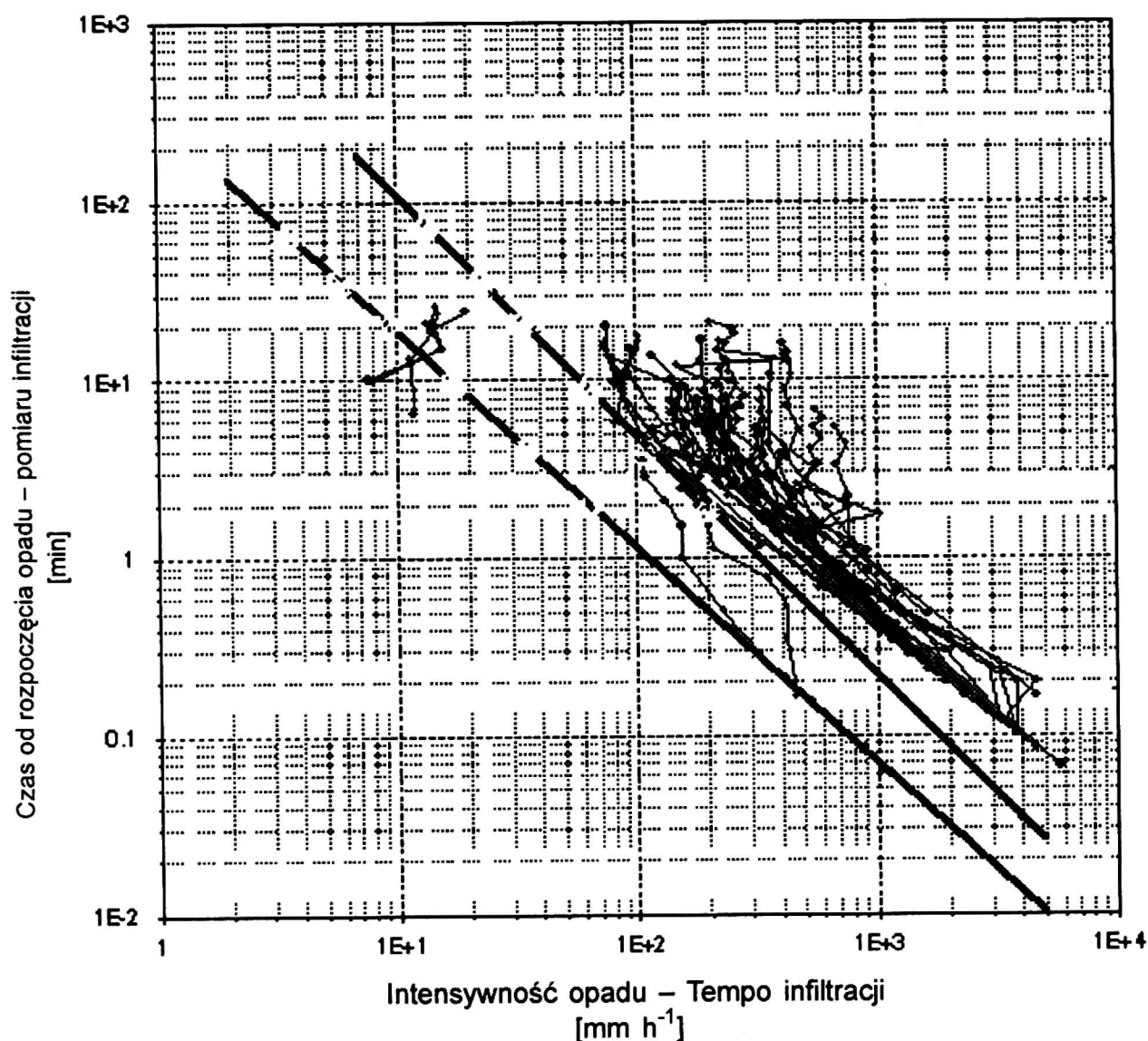
$$\log Tr_{\min} = 2,49 - 1,21 \log Ir,$$

$$\log Tr_{\max} = 3,40 - 1,35 \log Ir,$$

gdzie  $Tr$  – czas do momentu zainicjowania spływu w minutach,  $Ir$  – intensywność deszczu w milimetrach na godzinę.

Z zestawienia (rys. 15) wyników pomiarów infiltracji na stokach na tle granicznych krzywych DE PLOEY'A widać, że tempo infiltracji jest trzykrotnie niższe niż kryterium  $Tr_{\min}$  i czterokrotnie niższe od  $Tr_{\max}$ . Należy jednak zwrócić uwagę na to, że „chmura” punktów znajduje się w pobliżu tej części krzywych granicznych, których przebieg ekstrapolowano teoretycznie (linia przerywana), a nie na podstawie wyników rzeczywistych (linia ciągła), co jest zapewne wynikiem sposobu pomiaru – infiltrometr zaledwie o średnicy 10 cm.

DE PLOEY (1983) na podstawie długo-okresowych obserwacji pluwiometrycznych stwierdza, że w umiarkowanym, wilgotnym klimacie Europy, co najmniej raz rocznie w danym miejscu opad przekracza kryteria  $Tr_{\max}$ . Wniosek ten potwierdzają obliczone na podstawie formuły zaproponowanej przez CEBULAKA et al. (1986) wydajności opadów ulewnych w Szczecinku o zadanym czasie trwania i prawdopodobieństwie wystąpienia oraz pomiary opadów i pojemności infiltracyjnej gruntów w Storko-



Rys. 15. Wyniki pomiarów infiltracji na tle krzywych granicznych De Ploya (1983)  
 Fig. 15. Results of infiltration measurements and De Ploey's (1983) limiting curves

wie (zlewnia górnej Parsęty) wykonane przez STACHA (1993).

Przy ocenianiu możliwości wystąpienia spływu powierzchniowego i śródpokrywowego może pojawić się zarzut, że infiltracja zalewowa nie oddaje rzeczywistej pojemności infiltracyjnej gruntu w stosunku do deszczów. W rzeczywistości spływ powierzchniowy i śródpokrywowy występuje częściej („chmura punktów” na rys. 15 niżej), czego nie mogły oddać pomiary wykonywane cylindrem o średnicy zaledwie 10 cm MARCINEK i KOMISAREK (1990). Nie ma to jednak istotnego znaczenia przy określaniu tendencji zmian na badanych stokach. Powyższe rozważania mogą stanowić podstawę do określenia syste-

mu denudacyjnego zlewni, a co za tym idzie, prognozowania ewolucji jej morfostystemu.

#### KATENY STOKOWE

Określony układ i sekwencje gleb wzdłuż stoku, powiązanych ze sobą całokształtem procesów glebotwórczych i wietrzenia, a także translokacji produktów wietrzenia wraz ze spływającymi wodami powierzchniowymi i podziemnymi wzdłuż stoku, nazywamy układem katenalnym (JOHNSON 1985). Wyrazem tych łańcuchowych sprzężeń w glebowo-geochemicznych katenach są określone przemiany cykliczne materii organicznej kształtujące poziom jej akumulacji w pokrywie

glebowej (NEWBOULD 1982). Układ katenalny odnosi się zatem nie tylko do zróżnicowania morfologicznych cech glebowych, ale jednocześnie odzwierciedla procesy zachodzące na stoku. Analiza takiego układu staje się zatem bardzo przydatna w badaniach współczesnej morfodynamiki stoków na obszarach młodoglacjalnych.

Miąższość poziomu akumulacyjno-próchnicznego maleje wzdłuż stoku i w środkowej części osiąga najniższą wartość. Następnie znacznie wzrasta i u podnóża osiąga największą miąższość. Zależność tę przedstawił w postaci modelu FURLEY (1971). Zmienność miąższości poziomu akumulacyjnego wiąże on z nasileniem erozji powierzchniowej na poszczególnych odcinkach stoku. W środkowej części zbocza jest ona najsilniejsza, wynosząc materiał, który akumulowany jest u podnóża. Zatem procesy przebiegające w układzie katenalnym mają znaczący wpływ na morfologię profilu gleby pokrywającej stok.

Przestrzenne powiązania charakterystyk glebowych wzdłuż stoków świadczą o tym, że mamy do czynienia z pokrywą glebową ukształtowaną przy dużym udziale przemieszczania się materiałów zarówno po powierzchni terenu (spływ powierzchniowy i śródpokrywowy 8 gleby deluwialne), jak i wewnątrz gleby (frakcja ilasta, węglany).

Istnieje wyraźna zależność na poszczególnych stokach między rzędną terenu a charakterystykami gleb. W miarę opadania rzędnej terenu, początkowo zmniejsza się, a następnie znacznie zwiększa miąższość poziomu akumulacyjno-próchnicznego. Zewnętrznym wyrazem takiej toposekwencji jest już łatwo zauważalne zróżnicowanie barwy gleb na powierzchniach nie pokrytych roślinnością (MARCINEK, KOMISAREK 1991).

Miąższość poziomów akumulacyjno-próchnicznych, zawartość w nich materii organicznej oraz całkowite jej zapasy

w całym profilu, a także zawartość frakcji ilastej (głównego stabilizatora próchnicy w glebie) wykazuje zmienność przestrzenną według układów katenalnych. Ich dokładne rozpoznanie – analiza fizykochemiczna oraz analiza tempa infiltracji, jest kluczem do określenia funkcjonowania współczesnego systemu denudacyjnego zlewni młodoglacjalnej.

## WNIOSKI KOŃCOWE

Badania ewolucji stoków na obszarze młodoglacjalnym (mikrozlewnia Chwałimskiego Potoku, górna Parsęta) w oparciu o fizykochemiczne właściwości pokryw stokowych i obieg wody pozwalają na sformułowanie poniższych prawidłowości.

1. Właściwości fizykochemiczne pokryw stokowych wykazują zróżnicowanie w układzie stokowym. Zróżnicowanie to dotyczy właściwości i miąższości poziomów genetycznych tworzących glebę oraz jej pojemności infiltracyjnej.

2. Począwszy od wierzchowiny do podnóża stoku, procesy morfogenetyczne (których wyrazem są m.in. typy i podtypy gleb) prowadzą do tworzenia się charakterystycznych sekwencji katenalnych.

3. Na wierzchowinie i zboczach stoku występują efekty pionowego przemywania frakcji łu koloidalnego (lessivage) i tworzenie poziomu wmycia *Bt* oraz wyługowanie z profilu węglanów. Nieco większy udział łu koloidalnego w dolnych częściach profilu, świadczy także o horyzontalnym przemieszczaniu się tej frakcji. W procesach tych czynnie uczestniczy infiltrująca woda.

4. Miąższość poziomu próchniczno-akumulacyjnego na stokach jest zmienna i ściśle związana z możliwością wystąpienia spływu powierzchniowego i śródpokrywowego. Częstsze występowanie spływu powierzchniowego i śródpokrywowego wpływa na większą



miąższość deluwiów i odwrotnie – rzadkie występowanie tego procesu, na ich niewielką miąższość. Deluwia cechuje z reguły wysoka zawartość substancji organicznej (straty spalania do 4,7%).

5. Do najważniejszych cech fizykochemicznych pokryw stokowych, wpływających na przebieg infiltracji należą: skład granulometryczny, gęstość objętościowa, struktura gleby, wielkość i geometria porów, zawartość substancji organicznej, wilgotność aktualna gleby, pokrycie roślinnością i sekwencja zabiegów agrotechnicznych. Pojemność infiltracyjna gleby zależy jednak od grupy wspólnie występujących czynników fizykochemicznych, co powoduje, że poszczególne z nich, mogą mieć większe lub mniejsze znaczenie, zależnie od natężenia i proporcji pozostałych.

6. Pojemność infiltracyjna pokryw stokowych wykazuje zróżnicowanie w układzie pionowym profilu glebowego, jak i katenalnym stoku. Zróżnicowanie to warunkuje możliwość wystąpienia spływu powierzchniowego i śródpokrywowego na stoku oraz ich natężenie i zasięg.

7. Analiza zróżnicowania fizykochemicznego badanych pokryw stokowych pozwala prognozować tendencję dalszych zmian. Na stokach o pokrywach słabiej przepuszczalnych procesy morfogenetyczne będą prowadziły do względnie szybkiego zmniejszania się średniego spadku profili stoków i wzrostu miąższości deluwiów u ich podnóży, przy względnej stabilności stoków, na których infiltracja nie jest utrudniona. Precyzyjniejsze prognozowanie zmian, wymagałoby wieloletniego cyklu obserwacyjnego z uwzględnieniem wpływu i zmian (ilościowych i jakościowych) w odniesieniu do litosfery, atmosfery, hydrosfery, biosfery i antroposfery.

8. Dokładne rozpoznanie pokryw stokowych – analiza fizykochemiczna

oraz analiza tempa infiltracji, jest kluczem do określenia funkcjonowania współczesnego systemu denudacyjnego zlewni młodoglacjalnej.

9. Efektem funkcjonowania współczesnego systemu denudacyjnego zlewni młodoglacjalnej (mikrozlewnia Chwałimskiego Potoku, górna Parsęta, Pomorze Zachodnie) jest zróżnicowane tempo denudacji stoków zlewni oraz akumulacja deluwiów u ich podnóży. Zróżnicowanie funkcji morfodynamicznych rzeźby jest uwarunkowane fizykochemicznymi właściwościami pokryw stokowych oraz obiegiem wody w ich obrębie. Rzeźba zlewni młodoglacjalnej ulega ciągłemu, choć nierównomiernemu łagodzeniu. Odzwierciedla się to przede wszystkim w obniżaniu wierzchołków i górnych części stoków.

## LITERATURA

- BERTALLANFFY L., 1932: Theoretische Biologie. T. J. Borntraeger, Berlin.
- BERTALLANFFY L., 1984: Ogólna teoria systemów. PWN, Warszawa.
- BONELL M., WILLIAMS J., 1986: The two parameters of the Philip infiltration equation: Their properties and temporal heterogeneity in a red earth of tropical semi-arid Queensland, *Journal of Hydrology*, 87 (1986) 9–31.
- CEBULAK F., FARAT R., KACZOROWSKA R., NIEDZWIĘDZ T., PLENZLER W., 1986: Deszcze ulewne.[w:] STACHY J. (red.). Atlas hydrologiczny Polski. IMGW, Wydawnictwo Geologiczne, 2 (1), s. 31–35.
- CHURSKA Z., 1976: Osady stokowe jako zapis etapów rozwoju stoku doliny Drwęcy w Nowym Mieście Lubawskim. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis*. Toruń–Polonia, Vol. VIII Sectio C (Geographia et Geologia), Nr 4–6.
- DE PLOEY J., 1983: Runoff and rill generation on sandy loamy topsoils. *Z. Geomorph. Suppl.*, 46, s. 15–23.
- DOMŻAŁ H., SŁOWIŃSKA-JURKIEWCZ A., TURSKI R., HODARA J., 1984: Ugniatanie jako czynnik kształtujący fizyczne właściwości gleby. Ro-



- czniki Nauk Rolniczych PAN, Wydział Nauk Rolniczych i Leśnych, seria D, monografie, t. 198.
- DYCHNIK J., LIPIEC J., 1980: Przewodnictwo wodne gleby w strefie nienasyconej i metody jego pomiaru. Problemy agrofizyki 32. PAN, Zakład Agrofizyki w Lublinie.
- DZIĘCIOŁOWSKI W. (red.), 1980: Ćwiczenia z gleboznawstwa. Skrypty Akademii Rolniczej w Poznaniu.
- FULLEN M. A., 1985: Wind erosion of arable soils in East Shropshire (England) during spring 1983. *Caterina*, 12, s. 111–120.
- FURLEY P. A., 1971: Relationships between slope form and soil properties developed over Chalk parent materials. Slopes form and process. Institute of British Geographers Special Publication. No. 3. January 1971.
- JOHNSON D. L., 1985: Soil thickness processes. *Soil and Geomorphology – Catena Supplement* 6, Braunschweig, s. 29–40.
- KŁATKOWA H., 1965: Niecki i doliny denudacyjne w okolicy Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 19, Łódź.
- KONDRACKI J., 1967: *Geografia fizyczna ogólna*, PWN, Warszawa.
- KOSTRZEWSKI A., (red.) 1990: Geoekosystem obszarów nizinnych, *Ogólnopolskie Seminarium. IBCz UAM*, s. 48, Poznań.
- KOSTRZEWSKI A., (red.) 1993a: Geoekosystem obszarów nizinnych. Komitet Naukowy przy Prezydium PAN „Człowiek i Środowisko”, z. 6. Ossolineum, Wrocław, Warszawa, Kraków.
- KOSTRZEWSKI A., (red.) 1993b: Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego w Polsce. Wybrane problemy. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.
- KOSTRZEWSKI A., (red.) 1995: Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego w Polsce. Propozycje programowe. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.
- KOSTRZEWSKI A., 1963: Morfologia ostrowskiej wyspy wysoczyznowej pod Gostyniem. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, t. 11, s. 191–202.
- KOSTRZEWSKI A., 1986: Zastosowanie teorii funkcjonowania geosystemu do badań współczesnych środowisk morfogenetycznych obszarów nizinnych Polski Północno – Zachodniej. *Spr. PTPN*, 103 za 1984 r., Wydz. Mat. Przyr., s. 26–28.
- KOZARSKI S., 1971: Ślady działalności późnowürmskich procesów peryglacjalnych. *Bad. Fizjogr. nad Polską. Zach.*, seria A – Geogr. Fiz. 24;
- MARCINEK J., KOMISAREK J., 1990: Zmienność przestrzenna infiltracji ustalonej gleb pływowych i czarnych ziem równin dennomorenowych. *Z. Nauk. AR im. H. Kołłątaja w Krakowie*, nr 249, Sesja Naukowa z. 28.
- MARCINEK J., KOMISAREK J., 1991: Rozmieszczenie substancji organicznej w układach kateinalnych gleb Wielkopolski. *Rocz. AR w Poznaniu*, 9, Melioracje.
- MIZGAJSKI A., 1986: Niektóre uwarunkowania przepuszczalności warstwy przypowierzchniowej w rolniczo użytkowanych geokompleksach młodoglacjalnych. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, Seria A – Geografia Fizyczna, 36;
- MYŚLIŃSKA E., 1992: *Laboratoryjne badania gruntów*, PWN.
- NEWBOULD P., 1982: Losses and accumulation of organic matter in soils. *Proc. Wageningen, Land Use Seminar on Soil Degradation*, s. 107–131.
- OYAMA M., TAKEHARA H., 1970: Revised standard color charts. *Wydanie drugie*.
- ROTNIKI K., 1966: Rzeźba Wzgórz Ostrzeszowskich jako rezultat rozwoju stoku podczas Würmu. *PTPN, Prace Komisji Geogr.-Geol.*, t. V, z. 2.
- SINKIEWICZ M., 1990: Niektóre problemy przeobrażania stoków na Pojezierzu Kujawskim wskutek denudacji antropogenicznej. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 23, Toruń.
- SINKIEWICZ M., 1993: Rola denudacji antropogenicznej w przeobrażeniu stoków i gleb w środkowej części Polski Północnej. [W:] KOSTRZEWSKI, A. (red.), 1993: *Geoekosystem obszarów nizinnych*. Ossolineum.
- STACH A., 1993: Uwarunkowania i funkcjonowanie procesów denudacji chemicznej i ich wpływ na morfodynamikę stoków w mikro-zlewni na obszarze młodoglacjalnym (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie). *Rozprawa doktorska napisana w Zakładzie Geomorfologii Dynamicznej Instytutu Badań Czwartorzędu UAM*.
- STARKE L., 1989: Antropogeniczne zmiany denudacji i sedymentacji w holocenie na obszarze Europy Środkowej. *Przegląd Geograficzny*, 61 (1–2), s. 33–49.

Systematyka gleb Polski, 1989: Systematyka gleb Polski. Wydanie czwarte. Roczniki gleboznawcze, t. 4a, nr 3/4.

ŚWIĘCICKI Cz., 1981: Gleboznawstwo melioracyjne, PWN.

TURSKI R. (red.), 1986: Gleboznawstwo. Ćwiczenia dla studentów wydziałów rolniczych.

*Instytut Badań Czwartorzędu  
Uniwersytet im. A. Mickiewicza*

## RELEVANCE OF PHYSICO-CHEMICAL PROPERTIES OF SLOPE COVERS AND WATER CYCLE FOR RESEARCH ON SLOPE EVOLUTION IN A YOUNG-GLACIAL AREA (THE CHWALIMSKI POTOK MICROCATCHMENT, UPPER PARSEŃA, WEST POMERANIA)

### Summary

The article addresses the question of the significance of differences in physico-chemical properties of slope covers and water cycle in the research on slope evolution in a young glacial area (the Chwalimski Potok microcatchment of the upper Parsęta, West Pomerania). The determination and interpretation of the infiltration rate provided a basis for the formulation of regularities and a forecast of slope evolution.

There are differences in the physico-chemical properties of slope covers in the slope pattern, viz. in the properties and thickness of genetic horizons making up the soil, and in its infiltration capacity.

From the crest to the foot of a slope, morphogenetic processes (as reflected in, e.g. soil types and subtypes) lead to the formation of characteristic catena sequences.

There is evidence on slopes of the lessivage of colloidal clay and the formation of an illuvial Bt-horizon. The profile is leached of carbonates. The slightly higher proportion of colloidal clay in the lower part of the profile is also evidence of a horizontal movement of this fraction. The active agent in all these processes is infiltrating water.

The thickness of the humus accumulation horizon on slopes varies according to the frequency of overland flow and throughflow. Their greater frequency increases the thickness of slope-wash deposits, and conversely, where the two kinds of flow are rare, the thickness of these deposits is insubstantial. As a rule, they have a high content of organic matter (ignition loss of up to 4.7%).

The infiltration capacity of slope covers varies both in the vertical pattern of the soil profile

and in the horizontal pattern of the slope catena. The differences are responsible for the occurrence of the overland flow and throughflow on a slope as well as their intensity and range.

The analysis of physico-chemical differences between the examined slope covers allows for further changes to be anticipated. On slopes I and III, morphogenetic processes will probably lead to a relatively fast diminishing of mean slope gradients and an increase in the thickness of slope-wash deposits at their feet. Slope II will remain relatively stable. To forecast changes more accurately, a multi-year observation cycle would be necessary, embracing such elements as the impact and changes (quantitative and qualitative) of the lithosphere, atmosphere, hydrosphere, biosphere and anthroposphere.

A thorough examination of slope covers – their physico-chemical analysis and infiltration rate analysis – is the key to the understanding of the operation of the present-day denudation system in a young-glacial catchment. Its effect on such a catchment (the Chwalimski Potok microcatchment of the upper Parsęta, West Pomerania) is a diversified denudation rate of its slopes and the accumulation of slope-wash deposits at their feet. Differences in the morphodynamic functions of the relief are conditioned by the physico-chemical properties of slope covers and the water cycle within them. The relief of the young-glacial catchment is being constantly, though unevenly, smoothed out. This is reflected primarily in the gradual lowering of the crests and upper parts of the slopes.