

**ROZBRYZG
JAKO FORMA
EROZJI WODNEJ
GLEB LESSOWYCH**

SZYMON SZEWAŃSKI

**ROZBRYZG
JAKO FORMA
EROZJI WODNEJ
GLEB LESSOWYCH**

WROCŁAW 2009



Autor

dr inż. Szymon Szewrański

Opiniodawca

prof. dr hab. Stanisław Pałys

Redaktor merytoryczny

dr hab. inż. Krzysztof Pulikowski, prof. nadzw.

Opracowanie redakcyjne

mgr Elżbieta Winiarska-Grabosz

Korekta

dr Ewa Jaworska

Janina Szydłowska

Łamanie

Alina Gebel

Projekt okładki

Stanisław Rogowski

Zdjęcia na okładce

Tomasz Kowalczyk i Szymon Szewrański

Monografie LXXVIII

© Copyright by Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, Wrocław 2009

ISSN 1898-1151

ISBN 978-83-60574-74-4

WYDAWNICTWO UNIWERSYTETU PRZYRODNICZEGO WE WROCŁAWIU

Redaktor Naczelny – prof. dr hab. Andrzej Kotecki

ul. Sopocka 23, 50–344 Wrocław, tel. 071 328–12–77

e-mail: wyd@up.wroc.pl

Nakład 100 + 16 egz. Ark. wyd. 10,25. Ark. druk. 9

Druk i oprawa: EXPOL, P. Rybiński, J. Dąbek, Spółka Jawna
ul. Brzeska 4, 87-800 Włocławek

SPIS TREŚCI

1. WSTĘP.....	7
2. CEL I ZAKRES BADAŃ.....	9
3. KIERUNKI BADAŃ NAD ROZBRYZGIEM.....	11
3.1. Mechanizm i czynniki rozbryzgu gleb	11
3.2. Formuły matematyczne opisujące zjawisko rozbryzgu gleb	23
3.3. Studia nad rozbryzgiem w Polsce.....	28
4. METODYKA BADAŃ.....	30
4.1. Elementy meteorologiczne	30
4.2. Oznaczenia stopnia pokrycia roślinnością.....	31
4.3. Pomiary szorstkości powierzchni gleby	33
4.4. Oznaczanie składu granulometrycznego metodą dyfraktometrii laserowej....	33
4.5. Pomiar rozbryzgu gleby	34
4.6. Eksperyment laboratoryjny	37
5. CHARAKTERYSTYKA OBIEKTU BADAWCZEGO	39
5.1. Klimat obszaru Wzgórz Trzebnickich	40
5.2. Podłoże geologiczne.....	40
5.3. Gleby lessowe	41
6. WARUNKI OPADOWE.....	43
6.1. Charakterystyki pluwiometryczne i erozyjność deszczów w Bolesćcinie.....	43
6.2. Charakterystyki disdrometryczne i erozyjność deszczów na stacji Wrocław-Swojec.....	56
7. ROZBRYZG GLEBY LESSOWEJ.....	75
7.1. Wielkość rozbryzgu gleby lessowej na obiekcie Bolesćcin	75
7.2. Wpływ energii deszczów na wielkość rozbryzgu na obiekcie Bolesćcin.....	79
7.3. Wielkość rozbryzgu gleby na obiekcie Wrocław-Swojec	83
7.4. Wpływ erozyjności opadu na wielkość rozbryzgu na obiekcie Wrocław- -Swojec	84
7.5. Eksperyment laboratoryjny	89

7.6. Zasięg rozbryzgu gleby lessowej.....	96
7.7. Zmiany powierzchni gleby pod wpływem rozbryzgu	99
8. WPLYW WYBRANYCH CZYNNIKÓW ŚRODOWISKOWYCH NA ROZBRYZG GLEBY	101
8.1. Oddziaływanie wiatru.....	101
8.2. Wpływ pokrywy roślinnej	106
9. PODSUMOWANIE I WNIOSKI.....	117
10. PIŚMIENNICTWO.....	122

1. WSTĘP

Erozja wodna gleb, rozumiana jako ogół procesów fizycznych powodowanych oddziaływaniem wód opadowych lub płynących na podłoże glebowe, od dawna stanowi przedmiot studiów i badań naukowych. W zależności od sposobu oddziaływania wody na erodowaną powierzchnię oraz charakteru powstających w wyniku tego oddziaływania przeobrażeń i zniszczeń pokrywy glebowej wyróżnia się kilka form erozji wodnej, a jedną z nich stanowi zjawisko rozbryzgu [Józefaciuk i Józefaciuk 1996]. Erozja rozbryzgowa ma miejsce podczas intensywnych opadów atmosferycznych, kiedy to spadające krople deszczu powodują odrywanie i odrzucanie cząstek ziemnych, równocześnie ubijając i zamulając powierzchnię gruntu. Efektem rozbryzgu jest niszczenie struktury i zmniejszenie przepuszczalności gleby, co z kolei jest przyczyną pojawiania się procesów splukiwania.

Główne kierunki badań nad erozją wodną gleb prowadzonych w Polsce mają swoje odzwierciedlenie w tematyce publikowanych prac i rozpraw naukowych. Dotychczasowe studia dotyczące erozji wodnej gleb koncentrują się wokół kilku głównych zagadnień tematycznych. Zjawisko erozji wodnej jest oceniane pod kątem stokowych procesów morfogenetycznych, w szczególności przedmiotem tych badań są zmiany parametrów i właściwości fizyczno-chemicznych erodowanych gleb [Bieniek 2001, Koćmit 1992, Koćmit i in. 1998, Licznar i in. 1991, 1998, Marcinek i Komisarek 2001, Mazur i Pałys 1985, 1994, Paluszek 2002, Stach 1998, Stasik i Szafranski 2005, Szafranski 1992, 1996]. Oprócz badań nad zjawiskami erozji powierzchniowej dużą uwagę poświęca się zagadnieniom erozji liniowej, w szczególności przedmiotem zainteresowania jest mechanizm transportu fluwialnego oraz ocena skutków depozycji i akumulacji sedymentów [Banasik i Hejduk 2005, Banasik i Madeyski 1991, Bartnik 1992, Barszcz i Banasik 2002, Froehlich 2003, 2008, Pałys i Mazur 2002, Parzonka i Kempinski 1991, Parzonka i in. 2002, Serafin i Pływaczyk 1991]. Osobnym tematem badawczym jest kwestia denudacji chemicznej w zlewni i ocena wymywania związków chemicznych z gleb [Miler 2002, Pierzgałski i in. 2007, Paluch 1994, Pulikowski i in. 2008, Rajda i in. 1994, Rajda i Natkaniec 2001]. Studia erozyjne koncentrują się na zagadnieniach praktycznego przeciwdziałania erozji wodnej gleb oraz ograniczania jej skutków [Bac 1928, Baryła i Pierzgałski 2005, Fatyga 1998, 2001, Józefaciuk i in. 2005, Mazur i Pałys 1992, Niewiadomski i Boreńska 1977, Orlik i in. 2001a,b, 2005a,b, Paluszek i Żembrowski 2008, Podolski i Wawer 2002, Węgorok 2008]. W kontekście ochrony gleb przed erozją istotnym zagadnieniem stała się identyfikacja i wskazanie obszarów zagrożonych erozją wodną [Czamara 1992, Fatyga 1989, Figura 1955, Jary i Kida 2002, Józefaciuk i Józefaciuk 1996, Koćmit 1998, Kostrzewski i in. 1994, Koreleski i Żurek 1997, Kowaliński i Oświecimski 1959, Licznar 1995, Marcinek 1994, Nowocień 2008, Reniger 1950, Wawer i in. 2006], a także zaproponowanie odpowiednich strategii i koncepcji

przeciwerozynnego zagospodarowania przestrzeni rolno-leśnej, uwzględniającej racjonalne wykorzystanie i ochronę zasobów wodnych i glebowych [Fatyga 2002, Józefaciuk i in. 2002, Kostrzewa i Orzepowski 2004, Kosturkiewicz i in. 1994, Lipski i in. 1997, Marcilonek i in. 1995, Maślanka i Urbanowicz 1992, Orlik i Węgorek 1995, 1997, Pierzgałski 2008, Wawer 2005, Woch 2005, 2008].

Systemowe ujęcie całokształtu zjawiska erozji wodnej i denudacji gleb obejmuje procesy odrywania, transportu oraz akumulacji materiału glebowego. Znakomita większość prowadzonych w Polsce erozyjnych badań naukowych dotyczy przede wszystkim oceny wielkości erozji wodnej zachodzącej na drodze procesów zmywania powierzchniowego i erozji liniowej. Opisowi podlega erozja rzeczna, transport fluwialny oraz akumulacja sedymentów. Rozwijane są modele prognostyczne. Na tym bogatym tle dorobek badawczy związany z naukowym opisem pierwszej fazy erozji wodnej – jaką jest odrywanie cząstek gleby, wydaje się zaskakująco skromny. W przeciwieństwie do doświadczeń zagranicznych, poza pojedynczymi pracami [Froehlich i Słupik 1980, Gerlach 1976a,b, Grześ 1971, Rejman 1992, 2002, 2006, Rejman i in. 1990, 1994, Szewrański 2005, Szewrański i Jawecki 2006, Szpikowski 2001, Śmietana 1987], rozbryzg gleb nie stanowił w Polsce przedmiotu szerszych studiów i pozostawał niejako poza głównym nurtem zainteresowań badawczych. Nie inaczej było w przypadku wieloletnich badań erozyjnych realizowanych w obrębie Wzgórz Trzebnickich [Licznar 2003, Licznar i Licznar 2002, Pływaczyk i in. 1999, Sasik i in. 2001a,b, Szewrański i in. 2008a,b, Szewrański i Żmuda 2008, Wawer i in. 2008, Żmuda i in. 2001, 2008a]. Erozja rozbryzgowa przez długi czas była zupełnie nierozpoznana i stanowiła brakujący element w opisie funkcjonowania systemu fluwialnego małej zlewni rolniczej pokrytej glebami lessowymi. Niniejsza rozprawa ma stanowić w tym względzie przyczynek do opisu i zrozumienia natury zjawiska rozbryzgu gleb oraz oceny jego wielkości na tle zmiennych warunków środowiskowych.

2. CEL I ZAKRES BADAŃ

Głównym celem podjętych prac badawczych było określenie wielkości odrywania i przemieszczania cząstek gleby pod wpływem deszczu naturalnego oraz ocena wpływu wybranych czynników środowiskowych na dynamikę zjawiska rozbryzgu. Kompleksowe badania erozyjne nad zjawiskiem rozbryzgu gleb lessowych przeprowadzono w latach 2003–2007, które realizowano głównie w warunkach polowych, na 2 obiektach badawczych: w Boleścinie (Wzgórza Trzebnickie) oraz na terenie Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologicznego Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu. W ramach prac badawczych wykonywano pomiary meteorologiczne:

- wysokości i intensywności opadów atmosferycznych;
- rozkładu wielkości kropeł deszczu naturalnego – liczebności, średnicy i prędkości kropeł;
- kierunku i prędkości wiatru.

Pozyskane dane posłużyły do oszacowania erozyjnej energii kinetycznej opadów deszczu. Obliczenia wykonano zarówno za pomocą ogólnie dostępnych formuł empirycznych, jak i bezpośrednio, w oparciu o macierze rozkładów kropeł deszczu uzyskane z laserowych pomiarów disdrometrycznych. Precyzyjne dane monitoringowe pozwoliły ocenić warunki pluwalne w stopniu do niedawna niemożliwym do osiągnięcia, m.in. określano statystyczne rozkłady wielkości kropeł deszczu oraz wyznaczono wielkość wskaźnika erozyjności opadu (MD) w warunkach polowych.

Wielkość rozbryzgu została oceniana na podstawie okresowych pomiarów masy oderwanych i przemieszczonych cząstek gleb. W pomiarach polowych wykorzystano techniki kubków rozbryzgowych, skrzyni i kuwet pomiarowych. Analizy otrzymanych wyników, w zestawieniu z charakterystykami erozyjnymi opadów deszczu, pozwoliły oznaczyć odporność gleb lessowych na rozbryzg oraz określić zmienność podatności gleb na odrywanie. Przeanalizowane zostały związki pomiędzy energią opadów deszczu a wielkością rozbryzgu gleb. Przeprowadzone badania umożliwiły ocenę zasięgu rozbryzgu, a analiza warunków wietrznych pozwoliła na określenie wpływu wiatru na rozkład masy i transport poziomy rozbryzgu. W ramach badań polowych przeprowadzono pomiary pokrycia gleb roślinnością. Pozyskane dane umożliwiły kwantyfikację gleboochronnej roli roślinności oraz oszacowanie relacji między stopniem pokrycia roślinnością a wielkością erozji rozbryzgowej. W pracy oceniono także zmiany mikroreliefu, jakie zachodzą na powierzchni gleb pod wpływem uderzeń kropeł deszczu.

Podstawą niniejszej rozprawy są wyniki badań empirycznych, prowadzonych w warunkach naturalnych. Konieczność realizowania pomiarów polowych jest postulowana w literaturze światowej i wynika z potrzeby weryfikacji wyników badań laboratoryjnych i studiów teoretycznych [Leguédouis i in. 2005, Nanko i in. 2008, Van Dijk i in. 2003]. Niemniej, w trakcie badań objętych niniejszą rozprawą zdecydowano się również

wykonać uzupełniające pomiary i oznaczenia w kontrolowanym środowisku laboratoryjnym, które miały pomóc lepiej poznać zjawisko rozbryzgu. W ramach pomiarów laboratoryjnych wykonano analizy składu granulometrycznego z wykorzystaniem dyfraktometru laserowego oraz oznaczono podstawowe parametry fizyczne próbek gleb. Celem badań eksperymentalnych z wykorzystaniem symulatora opadów było porównanie wielkości rozbryzgu zachodzącego na glebie spulchnionej i zaskorupionej oraz oznaczenie jej odporności na rozbryzg. Symulacje przeprowadzono dwukrotnie w maju i grudniu 2007 r. w Laboratory for Experimental Geomorphology na Katholieke Universiteit w Leuven (Belgia).

3. KIERUNKI BADAŃ NAD ROZBRYZGIEM

Pierwsze badania nad zjawiskiem rozbryzgu zapoczątkowali w latach 40. ubiegłego wieku Laws [1940] i Ellison [1944a]. Zauważono wówczas, że erozja wodna gleb ma swój początek w procesie odspajania cząstek glebowych wywołanych uderzeniami pojedynczych kropeł deszczu. Pomiarы prowadzone przez Lawsa poświęcone były m.in. określeniu relacji między intensywnością opadu atmosferycznego a jego energią kinetyczną. Laws, jako pierwszy, oszacował wymierny wpływ wielkości kropeł deszczu na zawartość sedymentu w wodzie odpływowej.

Ellison, na potrzeby prowadzonych badań, opracował i skonstruował oryginalne łapaczki do rozbryzgu – tzw. splash sampler [Ellison 1944b]. Przeprowadzone przez niego eksperymenty laboratoryjne umożliwiły, w warunkach kontrolowanego opadu, określenie prędkości, intensywności i energii kinetycznej sztucznego deszczu [Ellison 1944a]. Jednocześnie badał on wpływ wielkości kropeł deszczu na dynamikę rozbryzgu. Określił zmienność tego zjawiska w czasie trwania opadu oraz zdefiniował formułę matematyczną opisującą natężenie rozbryzgu gleby w czasie 30 minut. Dzięki zastosowaniu techniki fotograficznej wskazał na paraboliczny kształt trajektorii rozbryzgu. Badacz ten ustalił również udział rozbryzgu w transporcie sedymentu „w górę” i „w dół” stoku. Na podstawie danych pomiarowych wykazał, że przemieszczanie cząstek „w dół” zbocza jest około 3-krotnie większe niż w kierunku przeciwnym. Zaobserwował również zjawisko rozbijania agregatów glebowych i procesy sortowania erodowanego materiału.

Dzięki pionierskim badaniom Lawsa i Ellisona udało się zidentyfikować kierunki badań szczegółowych, które należało podjąć w studiach nad rozbryzgiem w następnych latach. Zdefiniowane założenie, iż o natężeniu erozji wodnej decyduje energia opadu atmosferycznego oraz zaproponowanie pojęcia erozyjności deszczu posłużyło do opracowania modeli prognostycznych, które są stosowane i rozwijane do dnia dzisiejszego. Ze względu na ograniczone możliwości techniczne prowadzenia pomiarów studia nad rozbryzgiem nie były kontynuowane przez następne 40 lat i dopiero w latach 1970–1980 badacze ponownie zainteresowali się tym tematem [Ghadiri 2006].

3.1. Mechanizm i czynniki rozbryzgu gleb

Erozja rozbryzgowa (ang. soil splash, raindrop erosion) ma miejsce podczas opadów atmosferycznych, kiedy to spadające krople deszczu powodują odrywanie i odrzucanie cząstek ziemnych. Skutkiem rozbryzgu jest rozbijanie agregatów glebowych, niszczenie struktury, ubijanie, zamulanie i zmniejszenie przepuszczalności gleby, co z kolei jest przyczyną pojawiania się procesów spłukiwania. Intensywność odspajania i odrywania cząstek glebowych zależy przede wszystkim od siły uderzeń kropeł deszczu, odporności

gleby na odrywanie oraz warunków stokowych i charakterystyk powierzchniowych takich jak nachylenie zbocza czy wielkość pokrywy roślinnej [Mouzai i Bouhadeb 2003].

Erozyjność opadu atmosferycznego wywołującego zjawisko rozbryzgu jest ściśle związana z parametrami fizycznymi pojedynczych kropeł deszczu – ich średnicą, prędkością spadania oraz masą. Rozkład wielkości kropeł deszczu (ang. DSD – Drop Size Distribution) jest jedną z wielkości opisujących opad atmosferyczny, którą należy rozpoznać w trakcie studiów nad rozbryzgiem gleb. Jednymi z pierwszych, którzy rozpoczęli badania w tym zakresie, byli Lowe, Wiesner, Lenard oraz Bentley [za: Blanchard 1977, za: Pearson i Martin 1957]. Ich pionierskie doświadczenia wykorzystali Laws i Parsons [1943], którzy stosując technikę pomiarową „tacki z mąką”, przeprowadzili studia nad relacjami pomiędzy natężeniem opadu a wielkościami kropeł deszczu. Kilka lat później Marshall i Palmer [1948] zastosowali metodę pomiarową opartą na zasadzie „papieru wodoczułego”. Na podstawie zebranych danych opracowali rozkład wielkości kropeł deszczu w zależności od intensywności opadu. Technika „papieru wodoczułego” (papieru filtracyjnego) do dzisiaj znajduje zastosowanie w badaniach na rozkładem wielkości kropeł [Cerdá 1997, Nyssen i in. 2005]. Klasyczną metodą pomiarową było również stosowanie wypełnionych olejem szalek Petriego, wykorzystywanych do chwytania spadających kropeł deszczu [Cruvinel i in. 1999].

Kolejnym kluczowym parametrem opisującym charakterystykę energetyczną deszczu, którego rozpoznanie jest niezbędne w studiach nad rozbryzgiem, jest prędkość opadania kropeł. Laws [1941] określił związki empiryczne między średnicą kropli a jej prędkością końcową, w zależności od wysokości opadania. Zauważył, że największe krople osiągają średnice ok. 7 mm, a ich prędkości maksymalne nie przekraczają progu $9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Obserwacje Lawsa zostały później potwierdzone przez innych badaczy [Van Dijk i in. 2002b, Van Boxel 1998]. Wczesne badania empiryczne wzbogacane były rozważaniami teoretycznymi dotyczącymi wpływu kształtu i wielkości kropeł na warunki aerodynamiczne ich grawitacyjnego opadania [Spilhaus 1948]. Pojawiła się prototypowa elektroindukcyjna aparatura laboratoryjna do precyzyjnego emitowania i pomiaru końcowych prędkości opadania kropeł w warunkach kontrolowanych [Gunn i Kinzer 1949]. Wymienione studia badawcze dotyczyły pomiarów opadu symulowanego. Badanie charakterystyk energetycznych deszczów naturalnych wymagało opracowania zupełnie nowej aparatury pomiarowej. Współcześnie pomiary DSD w warunkach polowych prowadzone są za pomocą urządzeń zwanych disdrometrami. Pierwszy, prototypowy elektromechaniczny spektrometr, zaprojektowany przez Jossa i Waldvogela [1967], umożliwiał rejestrację DSD w czasie naturalnych opadów o natężeniach sięgających nawet $200 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Istotą działania disdrometru elektromechanicznego jest proces przemiany energii kinetycznej pojedynczej kropli na indukowany impuls elektryczny. Amplituda rejestrowanego impulsu jest pochodną średnicy kropeł. Klasyczna konstrukcja Jossa-Waldvogela, dystrybuowana przez szwajcarską firmę Distrometr LTD, pomimo swoich ograniczeń i przestarzałej już technologii, wciąż znajduje zastosowanie w badaniach naukowych [Coutinho i Tomás 1995, Krajewski i in. 2006]. Idea zamiany pędu kropeł deszczu na impuls elektryczny znalazła współcześnie zastosowanie w urządzeniach zaprojektowanych do bezpośredniego pomiaru strumienia energii kinetycznej opadu – impaktometrach. W czujnikach tych elementy elektromechaniczne zostały

zastąpione przez kwarcowe przetworniki piezoelektryczne. Impulsy elektryczne, generowane przez uderzenia pojedynczych kropeł deszczu, są każdorazowo rejestrowane, a następnie ich suma przeliczana jest na energię całkowitą opadu [Erpul i in. 2003, Guzel i Barros 2001, Kuna-Broniowski i Kuna-Broniowska 2001, Licznar i Łomotowski 2007, Lovell i in. 2002, Madden i in. 1998].

Inną grupą urządzeń do pomiarów rozkładu kropeł deszczu są spektropluwiometry (disdrometry) optyczne. W aparaturze tej zastosowano źródło promieniowania podczerwonego oraz układ optyczny, dzięki któremu uzyskuje się szeroką wiązkę światła. Krople przelatujące przez powierzchnię pomiarową powodują redukcję natężenia promieniowania. Wielkość tej redukcji oraz czas przebywania kropli w przestrzeni pomiarowej są pochodnymi odpowiednio: średnicy i prędkości opadania kropeł [Delahaye i in. 2006, Hauser i in. 1984, Lavergnat i Golé 1998, Salles i in. 1999, Salles i Poesen 1999]. Najnowszą i najbardziej zaawansowaną technologicznie grupę urządzeń optycznych stanowią disdrometry laserowe [Licznar 2007, Löffler-Mang i Joss 2000, Nanko i in., 2004]. Jest to aparatura kosztowna i wciąż słabo rozpowszechniona, której użytkowanie wymaga dyskusji nad standaryzacją pomiarów oraz analiz jakościowo-porównawczych danych pochodzących z różnych typów urządzeń [Do Khac i in. 2004, Krajewski i in. 2006]. Duże możliwości detekcyjne systemów laserowych sprawiły, że znalazły one szybko zastosowanie w studiach nad rozbryzgiem [Nanko i in. 2008]. Również w badaniach objętych niniejszą rozprawą wykorzystano najnowszą aparaturę laserowego monitoringu opadu firmy Thies-Clima. Poza wymienionymi możliwościami disdrometrycznymi, pomiary charakterystyk energetycznych deszczu wykonywane są z wykorzystaniem systemów video [Fišer i in. 2002, Schuur i in. 2001, Schönhuber i in. 1995], nagrań hydroakustycznych [Nystuen 1996] oraz za pomocą pomocy techniki radarowej [Brandes i in. 2003, Cataneo 1969, Do Khac i in. 2004, Hu 1995, Jameson i Kostinski 2001, Seliga i Bringi 1976, Zhang i in. 2001]. Dyskutowany jest wpływ składu chemicznego wody opadowej na wielkość kropeł deszczu [Baechmann i in. 1996, Ebert i Baechmann 1998, Ebert i in. 1997, Tenberken i in. 1996], a także oceniane oddziaływanie temperatury powietrza i ciśnienia atmosferycznego na prędkość ich opadania [Beard 1976].

Dane empiryczne pochodzące z pomiarów rozkładu kropeł deszczu posłużyły do opracowania statystycznych funkcji rozkładów DSD. Jedne z pierwszych prac w tym zakresie zostały wykonane przez wspomnianych wcześniej Marshalla i Palmera [1948]. Według nich rozkład wielkości kropeł deszczu ma cechy rozkładu wykładniczego:

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D),$$

gdzie:

$N(D)$ – ilość kropeł o średnicy D [mm] w jednostce objętości [m^3],

N_0 [$\text{m}^{-3} \text{cm}^{-1}$]; Λ [cm^{-1}] – parametry rozkładu, gdzie Λ zależy od natężenia opadu.

Współcześnie uważa się, że DSD opadu naturalnego lepiej opisywany jest przez rozkład gamma [Fox 2004, Mätzler 2002, Ulbrich 1983, Zhang i in. 2003], choć dyskutowana jest również możliwość wykorzystania do tego rozkładu Poissona [Joss

i Waldvogel 1969, Jameson i Kostinski 2001], log-normalnego [Feingold i Levin 1986, Meneghini i in. 2003] oraz innych modeli statystycznych [Lavergnat i Golé 1998, Torres i in. 1994].

Dokładna znajomość precyzyjnych danych pluwiometrycznych, pochodząca z pomiarów rozkładu wielkości i prędkości kropel deszczu, umożliwia obliczenie energii kinetycznej opadu, która jest główną miarą zdolności opadu do odpajania i odrzucania cząstek gruntu. Jak wcześniej wspomniano, stosowanie disdrometrów lub impaktometrów było dotychczas bardzo ograniczone, a klasyczne metody pozyskiwania DSD czasochłonne i mało efektywne. Konieczne było opracowanie uproszczonych metod określania energii kinetycznej opadu, co w praktyce oznaczało wyprowadzenie równań wiążących energię z intensywnością i wysokością opadu.

Najbardziej rozpowszechnionym równaniem stosowanym do obliczania energii kinetycznej opadu atmosferycznego jest formuła zaproponowana przez Wischmeier i Smitha [1978], która została opracowana w trakcie prac nad USLE (Universal Soil Loss Equation). Badacze zdefiniowali logarytmiczne relacje między natężeniem i wysokością opadu a jego energią erozyjną:

$$Ek_i = (206 + 87 \log_{10} I_i) P_i$$

gdzie:

Ek – energia kinetyczna opadu w przedziale czasu [$J \cdot m^{-2}$],

I – natężenie opadu w przedziale czasu [$mm \cdot h^{-1}$],

P – wysokość opadu w przedziale czasu [mm].

Nieco inaczej powyższe relacje zostały ujęte przez Browna i Fostera, którzy zdecydowali się zaproponować alternatywne równanie, pierwotnie zdefiniowane przez Kinella [za: Van Dijk i in. 2002b]. Opracowana przez nich funkcja do szacowania energii kinetycznej deszczu ma charakter wykładniczy i przybiera następującą postać [Rejman 2006, Renard i in. 1997]:

$$E_{ki} = \sum_{i=1}^n 0,29 [1 - 0,72 \exp(-0,05 I_i)] \Delta P_i$$

gdzie:

Ek – energia kinetyczna opadu przypadająca na jednostkę powierzchni [$MJ \cdot ha^{-1}$],

I – intensywność opadu w okresie o stałej cząstkowej intensywności [$mm \cdot h^{-1}$],

P – suma opadu w okresie o stałej cząstkowej intensywności [mm].

Prezentowane powyżej formuły nie wyczerpują listy alternatywnych równań do obliczania energii deszczu, opracowywanych na całym świecie. Uzyskiwane przez badaczy zależności, oprócz wspomnianych relacji logarytmicznych i wykładniczych, mają charakter potęgowy i liniowy. W literaturze wielokrotnie podkreślany jest fakt konieczności poszukiwania zależności regionalnych, które w większym stopniu oddają lokalne warunki opadowe oraz charakterystykę klimatyczną. Tego typu przedsięwzięcie wymaga wykonania bezpośrednich pomiarów impaktometrycznych lub disdrometrycznych [Brodie i Rosewell 2007, Salles i in. 2002, Van Dijk i in. 2002b]. Dotychczas próby określenia takich zależności w warunkach Wrocławia podjął się Licznar [2008], opracowując liniową zależność między energią a warstwą opadu. W badaniach objętych

niniejszą rozprawą wykorzystano bezpośrednie dane DSD do wyznaczenia zależności energii kinetycznej od natężenia opadu, zgodnie z przyjętymi na świecie założeniami metodologicznymi [Salles i in. 2002].

Opisany powyżej rozwój badań nad erozyjnością opadów umożliwił kontynuowanie studiów nad zjawiskiem rozbryzgu gleb. Główne zainteresowania badawcze dotyczyły określenia odporności gleby na odrywanie, zasięgu rozbryzgu, ochronnej roli roślinności, mikromorfologicznych skutków rozbryzgu itp. Badania światowe realizowano zarówno w laboratoriach eksperymentalnych, z użyciem symulatorów opadu, jak również w warunkach naturalnych [Agassi i Bradford 1999].

De Ploey i Savat [1968], dzięki wykorzystaniu materiałów radioaktywnych w eksperymentalnych pomiarach rozbryzgu na glebach piaszczystych, zdołali zidentyfikować główne czynniki decydujące o nasilaniu się tego zjawiska. Wskazali na istotne znaczenie charakterystyki deszczu, składu granulometrycznego gruntu oraz nachylenia zbocza. Ostatecznie wynikiem ich prac było ilościowe ujęcie relacji między masą rozbryzgu a kątem nachylenia zbocza. Doświadczenia De Ploeya i Savata przyczyniły się do rozpoczęcia dyskusji o roli rozbryzgu w morfologicznym kształtowaniu stoków. Mosley [1973] wykorzystał polowe pomiary rozbryzgu piasku do przeprowadzenia, jednych z pierwszych, symulacji komputerowych modelujących rozwój profilu stokowego. Jego doświadczenia pozwoliły określić wielkość transportu odrywanych cząstek gruntu wyrażoną jako masę gleby przemieszczanej „w dół” zbocza (ang. net downslope movement). Przy nachyleniu stoku rzędu 25° transport ten stanowi 95% całkowitej masy rozbryzgu. Moeyerson i De Ploey [1976], wykorzystując dane z symulacji laboratoryjnych i weryfikacji terenowej, zaproponowali formułę empiryczną określającą masę przemieszczających się drobin. Badacze zauważyli, że transport gleby w wyniku rozbryzgu zachodzi dwufazowo: na drodze saltacji oraz mikropełzania (oryg. "splash-creep") [Al-Durrah i Bradford 1982b, Poesen i in. 1994, Terry 1998, Van Dijk i in. 2003]. O wielkości tych przemieszczeń decydują, oprócz kąta nachylenia zbocza, gatunek, wilgotność gleby [Bryan 1980, Poesen 1985] oraz gęstość objętościowa [Ohnuki i Shimizu 2004] i wielkość agregatów glebowych [Sutherland i in. 1996a]. Wyniki badań empirycznych nad wpływem nachylenia stoku na wielkość rozbryzgu poddano również dyskusji na drodze rozważań czysto teoretycznych [Torri i Poesen 1992].

Precyzyjne rozpoznanie przemian fizycznych w glebie narażonej na destrukcyjne działanie kropeł deszczu wymagało prowadzenia eksperymentów w warunkach kontrolowanego opadu. Jednym z prekursorów geomorfologii eksperymentalnej w badaniach rozbryzgu był De Ploey [1974], który określił wpływ uderzeń kropeł deszczu na mikroodkształcenia i upłynnianie się podłoża. Wyniki jego doświadczeń wskazywały, że zjawisko rozbryzgu inicjuje i wyraźnie przyspiesza pojawienie się zmywania powierzchniowego i żłobinowego. Już na wczesnym etapie badań zauważono, że dynamika rozbryzgu zmienia się w czasie, w zależności od stopnia uwodnienia podłoża. Stwierdzono, iż pojawienie się warstewki wody na powierzchni gleby powoduje osłabienie siły uderzenia pojedynczej kropli [Ellison 1944a, Huber i in. 1997, Moss i Green 1997, Poesen i Savat 1981, Palmer i in. 1963, Schultz i in. 1985, Sutherland i in. 1996a]. Wyniki pomiarów eksperymentalnych wskazują, iż związki empiryczne pomiędzy masą oderwanej gleby a grubością amortyzującej warstwy mają charakter wykładniczy [Proffitt i in. 1991]. Relacje takie zachodzą powyżej pewnej wartości krytycznej, przewidzianej teo-

retycznie w modelu fizycznym Hairsina i Rosa [1991] i potwierdzonej przez niezależne symulacje [Asadi i in. 2008, Gao i in. 2003]. Moment pojawienia się warstewki wody, o odpowiedniej grubości, jest ściśle związany z przepuszczalnością gruntu, natężeniem oraz czasem trwania deszczu. Dane pochodzące z symulacji opadowych wskazują, iż natężenie rozbryzgu [$\text{masa} \cdot \text{czas}^{-1}$] rośnie w początkowej fazie opadu i osiąga swoją maksymalną wartość około kilkunastu minut od rozpoczęcia deszczowania. Parsons, badając rozbryzg gleb piaszczystych, zanotował maksymalne natężenie zjawiska około 15–20 minut od początku opadu [Parsons i in. 1994]. Poesen [1981] prowadził podobny eksperyment na różnych glebach i przy różnych stanach początkowej wilgotności. W przypadku deszczowania powietrznie suchego piasku natężenie rozbryzgu przestawało rosnać po około 35 minutach, dla piasku pylastego czas ten wynosił około 15 minut. Badania Zieglera i innych [1997] wykazały, że dynamika rozbryzgu gleb lessowych stabilizuje się po około 10–20 minutach. Jakkolwiek wskazuje się na duże niejednoznaczności i złożoności interakcyjne [Rejman 1992, 2006], podobny przebieg opisywanych zjawisk został zasadniczo potwierdzony laboratoryjnie przez innych badaczy [Legout i in. 2005, Mermut i in. 1997, Sutherland i in. 1996b, Wainwright 1996, Walker i in. 2007].

Symulacje deszczowania różnych utworów glebowych wykazały, iż całkowita masa rozbryzgu jest zależna od struktury oraz składu granulometrycznego gleby. W szczególności chodzi o stabilność i wodoodporność agregatów glebowych oraz zawartość części spławianych, które decydują o odporności gleb na erozję wodną [Le Bissonnais i in. 1995, Legout i in. 2005, Rejman i in. 1994]. Stwierdzono, iż obecność stabilnych agregatów glebowych sprzyja ograniczeniu zjawiska rozbryzgu i zmniejszeniu jego intensywności [Bryan 1974, Mermut i in. 1997, Sutherland i in. 1996a].

Podatność gleby na odrywanie [$\text{masa} \cdot \text{energia}^{-1}$] (ang. detachability) jest funkcją wytrzymałości gruntowej na ścinanie [Al-Durrah i Bradford 1982a, Cruse i Larson 1977, Cruse i in. 2000, Nearing i Bradford 1985, Schultz i in. 1985] i zależy m.in. od zawartości frakcji ilastej w podłożu. Badania Sharmy i in. [1995] przeprowadzone na 33 gatunkach gleb wskazują, iż masa rozbryzgu maleje ze wzrostem zawartości części ilastych. Badacze stwierdzili, iż najbardziej podatne na odrywanie i odspajanie cząstek gruntu są utwory piaszczyste, potem gliniaste, a na końcu ilaste [Sharma i in. 1991]. Poesen i Savat [1981] uzależnili średnią odporność gleby na odrywanie [$\text{energia} \cdot \text{masa}^{-1}$] od średnicy miarodajnej D_{50} . Dla utworów glebowych, których średnica medialna wynosi od 0,1 do 0,7 mm, otrzymano dodatnią regresję o charakterze logarytmicznym. Natomiast dla utworów, których średnica wynosi od 0,02 do 0,1 mm określono funkcję logarytmiczną malejącą. Stwierdzono, że najbardziej podatne na rozbryzg są utwory zawierające duże ilości piasku drobnego i bardzo drobnego [Poesen 1985, 1986, Salles i in. 2000]. Oprócz wymienionych cech granulometrycznych o masie rozbryzgu decyduje również stan zasklepienia (zaskorupienia) powierzchni gleby [Bradford i in. 1986, Le Bissonnais i Singer 1992, Rejman 2002, Sharma i in. 1995].

Wymienione charakterystyki powierzchni gleby (ang. soil surface characteristics) mają wymierny wpływ nie tylko na masę, ale i na zasięg rozbryzgu. Jedną z głównych zmiennych, decydującą o zasięgu rozbryzgu, jest kąt, pod jakim wybijane są ziarna gleby [De Ploey i Savat 1968]. Badania wykazały, że dla cząstek o średnicy rzędu 0,088 – 0,177 mm kąt ten wynosi 15° , a dla średnic od 0,250 do 0,350 mm już tylko 11° .

Związki między masą rozbryzgu a jego zasięgiem zostały określone przez Savata i Poesena [1981]. Stwierdzili oni, iż krzywe opisujące dystrybucję materiału glebowego w odległości od miejsca uderzeń kropel deszczu mają charakter wykładniczy. Badacze zauważyli, iż utwory pyłowe przenoszone są na znacznie mniejszy dystans (do 40 cm) niż utwory piaszczyste (60–80 cm). Również masa rozbryzgu opadająca na jednostkę powierzchni w przypadku piasków jest zdecydowanie wyższa.

Zasięg rozbryzgu jest często badany eksperymentalnie z zastosowaniem cylindrycznego naczynia wypełnionego glebą (tzw. filled splash cup), umieszczonego centralnie w polu pomiarowym, z którego dane opisywano w układzie radialnym. Badania francuskie przeprowadzone na różnych gatunkach gleb wskazują, że przeciętny zasięg rozbryzgu wynosi od 4 do 23 cm w zależności od wielkości ziaren gruntu [Legout i in. 2005]. Największy zasięg zanotowano w przypadku cząstek o średnicy od 0,1 do 0,2 mm. Zarówno cząstki grubsze, jak i drobniejsze przenoszone są na mniejsze odległości. Badania Leguédou i in. [2005], z wykorzystaniem sztucznego deszczowania, potwierdziły teorię wykładniczego rozkładu masy rozbryzgu. Szczegółowsze i precyzyjniejsze poznanie przenoszenia ziaren gleby wymagało zastosowania emiterów pojedynczych kropel i analizy poszczególnych uderzeń. Mouzai i Bouhadeb [2003] zauważyli, że związki pomiędzy wielkością kropli deszczu a zasięgiem rozbryzgu są złożone i najlepiej opisuje tę zależność równanie potęgowo-logarytmiczne. Określone przez nich relacje między wielkością kropel a masą rozbryzgu są jednoznacznie liniowe. Również najnowsze badania amerykańskie wskazują, że dla tej samej gleby, przy różnych średnicach kropel, zasięg rozbryzgu jest zbliżony. Zmienia się natomiast masa rozbryzgu (ilość oderwanych cząstek), która jest pochodną momentu kinetycznego kropli uderzającej w podłoże [Furbish i in. 2007].

Rozpoznanie wpływu czynników pedologicznych i morfologicznych na wielkość i dynamikę zjawiska rozbryzgu umożliwiło lepsze zrozumienie roli deszczu w odrywaniu i przenoszeniu cząstek gleby. Zasadniczo między erozyjnością opadu a masą rozbryzgu istnieje korelacja dodatnia, przy czym ciągle trwa dyskusja o charakterze funkcji opisującej tę zależność. Badania naukowe koncentrują się również na określeniu optymalnej miary erozyjności opadu (m.in. wyrażanej jako wysokość, intensywność, energia kinetyczna, wskaźniki A , EI_{30} i inne), która najlepiej nadawałaby się do opisu i interpretacji zjawiska rozbryzgu oraz erozji gleb [Brodie i Rosewell 2007, Huber i in. 1997, Salles i in 2001, Sukhanovski i in. 2002].

Dane literaturowe wskazują, iż związek pomiędzy masą rozbryzgu a energią kinetyczną deszczu ma charakter zbliżony do liniowego [Al-Durrah i Bradford 1981, Ghadiri 2006]. W rzeczywistości funkcja ta ma postać równania potęgowego, w którym wykładnik potęgi często zbliżony jest do jedności [Rejman 2006]. Mouzai i Bouhadeb [2003] przeprowadzili testy regresji liniowej, logarytmicznej, wykładniczej oraz potęgowej opisującej zależność pomiędzy masą rozbryzgu gleby piaszczystej a różnymi parametrami erozyjności pojedynczej kropli (m.in. ciśnienie uderzenia). Stwierdzili, że najlepsze dopasowanie danych „energia-masa” występuje w przypadku funkcji potęgowej, potem liniowej. Najwyższy współczynnik determinacji opisujący zależność „ciśnienie-masa” związany był z modelem wykładniczym. Natomiast zależność „energia-wysokość rozbryzgu” najlepiej opisuje funkcja potęgowa [Lovell i in. 2002].

Podobne symulacje z zastosowaniem emitera kropłowego przeprowadzono w różnych warunkach glebowych [Sharma i in. 1991]. Eksperyment pozwolił na empiryczne określenie związków funkcyjnych pomiędzy masą rozbryzgu a energią kinetyczną, z uwzględnieniem wytrzymałości gruntów na ścinanie (wcześniej rozważanych przez Cruse'a i Larsona [1977], Al-Durraha i Bradforda [1981], Nearinga i Bradforda [1985] oraz Bradforda i in. [1987b]). Powiązanie tych wielkości umożliwiło oszacowanie tzw. wartości progowych energii kinetycznej kropeł odrywających cząstki glebowe. Dla utworów piaszczystych wartość progowa energii wynosi 0,1 mJ, a dla utworów ilastych 0,6 mJ, co odpowiada opadowi o natężeniu rzędu 1,1 mm·h⁻¹ do 3,1 mm·h⁻¹ [Rejman 2006]. Warto zaznaczyć, że prezentowane wielkości krytyczne zostały opracowane w warunkach laboratoryjnych. W czasie naturalnego opadu zjawisko rozbryzgu może być determinowane przez dodatkowe czynniki, np. silny wiatr. Opracowane na podstawie badań Sharmy i in. [1991] warianty związków funkcyjnych potwierdziły tezę, iż najlepiej dynamikę wpływu energii na wielość rozbryzgu opisuje funkcja potęgowa. Badaczom udało się określić, dla różnych rodzajów gleb, odpowiednie wartości wykładnika potęgi. Dla gruntów gruboziarnistych jest on mniejszy od 1, natomiast dla utworów zwięzłych, zawierających duże ilości ilów, może osiągać wartość 2 i więcej. Badanie krytycznych wartości energii powodujących zjawisko rozbryzgu przeprowadzono również dla gleb belgijskich [Salles i in. 2000]. W warunkach sztucznego deszczowania oszacowano, iż wartość progowa energii dla gleby piaszczystej wynosi 5 μJ, natomiast dla gleby pylastej 12 μJ. Rezultatem badań belgijskich było również zdefiniowanie alternatywnego wskaźnika erozyjności opadu. Opracowano macierz regresji wielkości rozbryzgu z różnymi wariantami iloczynu średnicy kropeł (D) i ich prędkości opadania (V): $D^a \times V^b$ (gdzie: a = od 1 do 6; b = od 0 do 2). Na podstawie otrzymanych współczynników determinacji stwierdzono, iż najbardziej przydatny do opisu rozbryzgu jest parametr określony jako iloczyn momentu kinetycznego i średnicy kropli (MD – ang. momentum x diameter). Związek funkcyjny pomiędzy MD a wielkością rozbryzgu ma charakter liniowy [Salles i in. 2001]. Jak słusznie zauważa Rejman [2006], praktyczne zastosowanie propozycji badaczy belgijskich wymaga precyzyjnych pomiarów wielkości kropeł deszczu i prędkości ich opadania. W warunkach terenowych oznacza to przeprowadzenie pomiarów pluwiometrycznych z wykorzystaniem aparatury disdrometrycznej. Dotychczas połowa weryfikacja spostrzeżeń Sallesa i in. [2000, 2001] została dokonana wyłącznie przez badaczy japońskich [Nanko i in. 2008], którzy skorelowali laserowe pomiary DSD opadu podkoronowego (ang. troughfall) z masą rozbryzgu. Podobne analizy opadów naturalnych zostały wykonane w trakcie badań objętych niniejszą rozprawą.

Przedstawione powyżej rozważania nad wpływem opadu na wielkość rozbryzgu nie obejmują roli wiatru w zwiększaniu erodującej siły kropeł deszczu. Naturalnie opadająca kropla wody podlega działaniom siły ciężkości oraz siłom wynikającym z ruchu w ośrodku powietrznym. Z jednej strony są to oddziaływania związane z wiatrem, które powodują zwiększanie prędkości kropeł oraz zmianę kierunku opadania. Z drugiej zaś, szybciej poruszające się krople natrafiają na większy opór powietrza [Choi 2002]. Wyпадkowy wektor prędkości kropli deszczu opadającej w warunkach wiejącego wiatru można rozłożyć na składową normalną oraz równoległą do powierzchni gruntu. Prędkość końcowa kropeł oraz ich energia kinetyczna w bardzo dużym stopniu zależą od

profilu prędkości wiatru w warstwie przy powierzchniowej [Pedersen i Hasholt 1995]. Jednym z pierwszych badaczy, który sformułował problem kształtowania się erozyjności opadu pod wpływem wiatru (ang. wind-driven rain) i jego oddziaływania na wielkość rozbryzgu gleby, był Van Heerden [za: Erpul i in. 2003]. Zauważył on, iż o zasięgu rozbryzgu decyduje m.in. kąt, pod jakim kropla deszczu uderza w podłoże. Kąt ten jest pochodną kierunku podmuchu wiatru, nachylenia powierzchni gleby i wystawy stoku (nawietrznej lub zawietrznej). Szczegółowe badania w tym zakresie wymagały stworzenia kontrolowanego środowiska eksperymentalnego oraz przeprowadzenia precyzyjnych pomiarów laboratoryjnych, których wyniki mogłyby być następnie zweryfikowane w warunkach polowych.

Kompleksowe badania nad wpływem wiatru na zjawisko rozbryzgu możliwe było dzięki zintegrowaniu konstrukcji tunelu aerodynamicznego i symulatora opadu deszczu [Gabriels i in. 1999]. Sztuczne, symultanicznie generowane warunki wietrzno-opadowe wymagały opracowania odpowiednich charakterystyk DSD, kluczowych do poprawnego przeprowadzenia eksperymentów. Badacze belgijscy, w trakcie symulacji, uzyskiwali krople deszczu o średnicach od 0,2 do 3 mm. Stwierdzili empirycznie, iż pod wpływem wiatru kształt dystrybuanty opisującej rozkład wielkości kropeł deszczu staje się węższy i charakteryzuje ją mniejszy niż dla warunków bezwietrznych współczynnik zmienności [Erpul i in. 1998]. Współcześnie zagadnienie DSD w warunkach równocześnie symulowanego opadu i wiatru można rozważać, wykorzystując zaawansowane modelowanie matematyczne [De Lima i in. 2002]. Badania belgijskie [Erpul i in. 2000, 2008] prowadzone na próbkach gleb pyłowych obejmowały symulacje deszczu w warunkach bezwietrznych, jak również kształtowanych pod wpływem horyzontalnie skierowanego strumienia powietrza o prędkości 6, 10 i 12 m·s⁻¹. Prędkość horyzontalna miała decydujące znaczenie dla kąta padania kropeł wody i w efekcie na zasięg rozbryzgu. Dla wymienionych prędkości wiatru uzyskano odpowiednio 52°, 66°, 67° odchylenie od kierunku normalnego. Konstrukcja symulatora umożliwiała również prowadzenie eksperymentu dla różnych wariantów nachylenia podłoża gruntowego i późniejszą analizę wpływu wystawy zbocza (nawietrznej lub zawietrznej) na transport i dystrybucję materiału odrywanego na drodze rozbryzgu [Erpul i in. 2002]. W trakcie tych badań stwierdzono, iż zasięg przenoszenia cząstek gleb znacząco rośnie w stosunku do odległości obserwowanych w trakcie pomiarów w warunkach bezwietrznych. Cząstki gruntu transportowane były nawet na odległości 6–7 metrów, przy czym zasięg rozbryzgu był mocno skorelowany z ciśnieniem uderzenia kropeł deszczu oraz prędkościami ścinającymi wiatru. Wiatr zwiększa zarówno potencjał erozyjny kropeł, jak również sam powoduje unoszenie i przenoszenie sedymentu (ang. splash drift). Badania Erpula i in. [2003], przeprowadzone z zastosowaniem impaktometru piezoelektrycznego, pozwoliły stwierdzić, iż związek pomiędzy energią kinetyczną opadu a horyzontalną składową prędkości wiatru ma charakter wykładniczy. Funkcja wykładnicza również dobrze opisuje dystrybucję masy rozbryzgu w zależności od odległości od punktu wystawionego na działanie deszczu symulowanego w tunelu aerodynamicznym [Erpul i in. 2004, 2008]. Dystrybucja materiału piaszczystego, w sztucznych warunkach wietrzno-opadowych, była również przedmiotem badań Cornelisa i in. [2004a]. Przeprowadzone pomiary potwierdziły mocne związki pomiędzy siłą wiatru, energią kropeł i masą rozbryzgu, opisując je za pomocą funkcji potęgowej. Zauważono również, że zjawisko

przenoszenia rozbryzgu najdokładniej można scharakteryzować za pomocą 2 składowych funkcji wykładniczych. Związane jest to ze specyfiką pionowego profilu rozkładu prędkości wiatru. W odpowiednich warunkach niektóre cząstki mogą być odrywane i podrzucane do strefy silniejszego strumienia powietrza i przenoszone znacznie dalej niż te podrzucane na mniejsze wysokości. Osobnym rozważaniem poddano więc rozkład masy rozbryzgu w pionie. Stwierdzono, że masa zmienia się zgodnie z przebiegiem pojedynczej funkcji typu wykładniczego w zależności od wysokości nad poziomem gruntu [Cornelis i in. 2004b].

Przedstawione powyżej uwarunkowania rozbryzgu w warunkach współdziałania deszczu i wiatru, określane w warunkach laboratoryjnych, mają złożony i wieloaspektowy charakter. Polowa weryfikacja omówionych powyżej zależności jest zadaniem czasochłonnym i trudnym metodycznie. W szczególności problematyczne staje się precyzyjne rozpoznanie warunków wietrznych bezpośrednio nad powierzchnią gleby [Aylor i Ducharme 1995]. Jedno z takich krótkoterminowych badań polowych zostało przeprowadzone w Niemczech [Goossens i in. 2000]. Wpływ wiatru na masę rozbryzgu i transport cząstek gleby piaszczystej analizowano na podstawie danych wagowych pochodzących z 7 warstw wysokościowych, z 45 profili pomiarowych rozmieszczonych na polu doświadczalnym o powierzchni 7,5 ha. Maksymalna wysokość, na której zarejestrowano cząstki gleby, wynosiła 80 cm, ich ilości były jednak znikome. Masa i transport rozbryzgu rosły wyraźnie wraz ze spadkiem wysokości pomiarowej. Stwierdzono, że zmiana ta najlepiej opisywana jest przez zależność potęgową. Zaobserwowano również znaczące różnice w zależności od przestrzennego usytuowania łapaczek. Wobec braku wyraźnych różnic topograficznych i pedologicznych stwierdzono, że przyczyną zarejestrowanych rozbieżności może być duża zmienność przestrzenna natężenia opadu atmosferycznego. Interesujące badania nad wpływem wiatru na transport odrywanych cząstek ziemnych przeprowadziła Helming [2001]. Dwuletnie pomiary prowadzono na mini poletku doświadczalnym o powierzchni 0,2 m², dla którego dzięki skanowaniu laserowemu opracowano cyfrowy model terenu o rozdzielczości 2 mm. Badaczka zauważyła, iż uwarunkowania mikrotopograficzne i charakterystyki powierzchni gleby decydują również o kącie uderzenia kropeł deszczu. Szorstkość podłoża może znacząco wpływać na erozyjne skutki opadów naturalnych występujących w warunkach wiejącego wiatru. Jej badania wskazały, iż oddziaływanie prędkości wiatru może zwiększać energię kinetyczną kropeł deszczu nawet 3,5-krotnie. Kierunek wiatru również ma istotne znaczenie w horyzontalnym transporcie odrywanych cząstek gruntu [Foulds i Warburton 2007]. Dane brytyjskie uzyskane z badań nad zjawiskiem rozbryzgu pokrywy torfowej wskazują, iż całkowita masa przemieszczanych cząstek zgodnie z ruchem powietrzna (oryg. wind-splash) jest 2–13 razy większa od masy rozbryzgu rejestrowanej w kierunku przeciwnym do kierunku wiejącego wiatru.

W warunkach naturalnych bardzo istotnym czynnikiem decydującym o wielkości rozbryzgu jest występowanie pokrywy roślinnej oraz zaleganie kamieni i większych fragmentów zwietrzliny skalnej na powierzchni gruntu. Badania porównawcze gleb francuskich [Wainwright 1996] wskazują, iż wielkość rozbryzgu gleb maleje wykładniczo ze wzrostem pokrycia roślinnością. Wielkość pokrywy roślinnej w 70% decyduje o całkowitej masie odrywanych cząstek. Badania Rejmiana i in. [1990] przeprowadzone na glebach belgijskich, w warunkach zmieniających się faz wegetacyjnych roślin, wska-

zały na liniowe zależności pomiędzy procentowym pokryciem roślinnością a rozbryzgiem jednostkowym. Trend uzyskanej korelacji ma charakter malejący – wraz z przyrostem biomasy notowano coraz niższe wielkości rozbryzgu.

Szczegółowe pomiary wielkości odrywania cząstek gruntu dowiodły, iż funkcja ochronna roślinności jest nierównomierna i zmienia się przestrzennie. Duży wpływ na rozbryzg gleby ma gatunek oraz cechy morfologiczne roślin. Bochet i in. [2002] stwierdzili, iż natężenie odrywania cząstek gleby rośnie wraz z odległością od pojedynczej rośliny. Najmniejszy rozbryzg rejestrowano bezpośrednio pod rośliną. W zależności od gatunku był on mniejszy od 49 do 83–90% od rozbryzgu notowanego na nieosłoniętej części poletka pomiarowego. Stwierdzono, że zależność pomiędzy masą rozbryzgu a pokryciem terenu roślinnością ma charakter wykładniczy. Badania związków pomiędzy pokryciem gruntu roślinami lub kamieniami a zjawiskiem rozbryzgu wykazały istnienie interesujących zjawisk przekształcających mikrotopografię terenu. Różnicowanie przestrzenne zjawiska odrywania powoduje nierównomierny i niesymetryczny transport erodowanych cząstek gleby, którego skutkiem jest powstawanie wokół łodyg i pni krzewów specyficznych form usypiskowych w kształcie mini pagórków okalających podstawę każdej rośliny [Parson i in. 1992]. Rozbryzg, który ma miejsce na niejednorodnych gruntach pokrytych dużą ilością kamieni i większych części zwietrzeli, może w zależności od rodzaju podłoża generować specyficzne formy geomorfologiczne w kształcie grzybków, słupków lub mikropiramid [Poesen i in. 1994].

Pokrywa roślinna z jednej strony pełni funkcję gleboochronną, z drugiej zaś powoduje transformację jakościową opadu deszczu docierającego do powierzchni gleby. Zjawisku intercepcji towarzyszy wtórne tworzenie się kropeł wody na końcówkach liści, ich skapywanie oraz swobodne grawitacyjne opadanie. Pojawienie się tego rodzaju kropeł (ang. driptips, gravity drops) może w znacznym stopniu wpływać na zjawiska erozyjne zachodzące u podstawy rośliny. Na wielkość spływających kropeł mają wpływ kształt i wielkość liści [Williamson 1981]. Krople wody opadające z roślin mają zazwyczaj większe średnice niż krople opadające z deszczem na terenie otwartym. O ich sile erozyjnej decyduje w dużej mierze wysokość rośliny [Moss i Green 1997]. Prowadzone na terenach zadrzewionych precyzyjne pomiary DSD opadów podkoronowych wskazały, iż średnice medialne kropeł osiągały wymiar do 6,35 mm i były niemal 2-krotnie większe niż średnice obserwowane na otwartej przestrzeni. Rozkład wielkości kropeł zależy w dużej mierze od gatunku drzewa oraz ruchu drgającego liści. Zasadniczo stwierdzono, że opad przekształcony w obrębie korony charakteryzuje zmniejszona liczebność małych kropeł i wzrost udziału kropeł dużych. W konsekwencji zmieniają się również parametry energetyczne opadu i jego potencjał erozyjny [Nanko i in. 2004, 2006].

Rozbryzg wywołany kroplami deszczu uderzającymi w glebę zawierającą fragmenty obumarłych roślin jest jedną z przyczyn rozprzestrzeniania się chorób roślin. Zjawisko przenoszenia mikroorganizmów chorobotwórczych na tej drodze jest przedmiotem badań prowadzonych przez fitopatologów i specjalistów ochrony roślin. Wśród głównych patogenów powodujących poważne uszkodzenia liści, które rozsiewane są wraz z kroplkami rozbryzgu, wymieniane są: *Septoria nodorum*, *Septoria tricini*, *Rhynchosporium secalis* [Kuna-Broniowski i Kuna-Broniowska 2001, Lovell i in. 2002, Shaw 1987], jak również *Xanthomonas campestris* i *malvacearum* [Fitt i in. 1989]. Rozbryzg przyczynia się również do rozprzestrzeniania innych zagrożeń chorobotwórczych, nie-

bezpiecznych także dla człowieka. Boyer [2008] przeprowadził eksperymentalne pomiary przenoszenia wraz z drobinami gleby bakterii fekalnych z rodziny *coli*. Zauważył, że na drodze rozbryzgu mikroorganizmy takie transportowane są na znaczne odległości i mogą, pomimo istnienia buforów i barier biologicznych, przedostawać się z nawożonych organicznie pól do wód powierzchniowych lub stref zasilania wód podziemnych.

Wymienione zagrożenia sprawiają, iż koniecznością staje się poszukiwanie skutecznych form ograniczania rozbryzgu gleb. Zjawisko rozbryzgu jest powszechniejsze i o wiele częściej obserwowane niż erozja powierzchniowa czy żłobinowa. Kneale [1982] obserwował rozbryzg gleb po opadach, których średnia intensywność nie przekraczała $5 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Ze względu na rozproszony charakter zjawiska przeciwdziałanie rozbryzgowi wymaga zastosowania wielkopowierzchniowych technik i zabiegów ochronnych. W praktyce stosowane jest m.in. trwałe darniowanie, mulczowanie [Singer i in. 1981, Smets i in. 2008], osłanianie naturalnymi i syntetycznymi geomatami i geowłókninami [Ziegler i in. 1997], jak również kondycjonowanie gleby poliakrylamidami [Tang i in. 2006, Teo i in. 2006] czy też proteinami sojowymi [Cruse i in. 2000].

Brak dostatecznej osłony gleby przed uderzeniami kropeł deszczu skutkuje szeregami niekorzystnych zmian parametrów fizycznych podłoża i w konsekwencji pojawieniem się zjawisk erozji powierzchniowej i liniowej. Bezpośrednia erozyjna działalność kropeł deszczu polega na:

- niszczeniu agregatów glebowych na drodze rozbijania mechanicznego, rozmywania oraz rozrywania na skutek dekompresji powietrza glebowego;
- tworzeniu mikrokraterów i odpajaniu cząstek glebowych na skutek rozbryzgu;
- zamulaniu gleby poprzez zatykanie kanalików glebowych drobnymi cząstkami.

Powyższe procesy przyczyniają się do utrwalenia zmian strukturalnych w podłożu m.in. przesortowania materiału glebowego, uszczelnienia i zaskorupienia powierzchni, zwiększenia ciężaru objętościowego czy zmian parametrów infiltracyjnych gleby [Dechnik i Dębicki 1976, Dębicki i Rejman 1990, Józefaciuk i Józefaciuk 1996, Legout i in. 2005, Terry 1998, Wan i El-Swaify 1998, Ziemnicki 1978].

Proces niszczenia agregatów glebowych ma złożony i wieloparametryczny charakter. Pomiary dynamiki rozbijania agregatów w glebie lessowej pod wpływem symulowanego opadu wskazują, iż o odporności gruzełków decyduje w dużym stopniu ich wilgotność początkowa. Zawartość wody w podłożu ma również decydujący wpływ na sposób, w jaki agregaty są niszczone. Zauważono, że w przypadku gleb wilgotnych podstawowym procesem destrukcyjnym jest rozbijanie mechaniczne [Le Bissonnais i in. 1995]. Rozdrabnianiu agregatów towarzyszy ich odrywanie i przenoszenie. Sutherland i in. [1996a] zauważyli, iż w przypadku gleby ilastej rozbryzg powodował transport większości gruzełków niezależnie od ich rozmiarów, przy czym agregaty o średnicy $<63\mu\text{m}$ oraz $500\text{--}1000 \mu\text{m}$ przenoszone były najczęściej i najłatwiej. Rozdrobnienie agregatów i zmiana ich gęstości objętościowej są ściśle powiązane z wytrzymałością gruntu na ścinanie i odpornością na rozbryzg [Benjamin i Cruse 1985, Hu i in. 2005].

Savat i Poesen obserwowali zmiany strukturalne zachodzące w glebach piaszczystych pod wpływem bezpośredniego oddziaływania kropeł deszczu. Zjawisko rozbryzgu było przyczyną sortowania materiału stokowego. W czasie trwania badań systematycznie notowano ubywanie cząstek o średnicy $>0,214 \text{ mm}$ i wzrost ilości materiału drobniejszego. Ostatecznie, zaobserwowany rozkład strukturalny w obrębie stoku charakte-

ryzował się tym, iż najgrubsze frakcje gruntowe zalegały na wierzchowinach, a u podnóża stoku wytworzyły się zwarte i zbite formy zbudowane z najdrobniejszych frakcji [Poesen i Savat 1980, Savat i Poesen 1977]. Prędkość zaskorupiania gleby zależy od nachylenia i wystawy stoku. Zdecydowanie trwalszą skorupę glebową obserwowano po stronie nawietrznej zbocza. Wytworzenie się zwartej i trwałej skorupy oznacza wzrost wytrzymałości na ścinanie i odporności na rozbryzg. Na uszczelnionym gruncie szybciej pojawia się również ochronna warstewka wody, amortyzująca uderzenia kropel deszczu [Poesen 1987, 1988]. Wyniki badań symulacyjnych 20 gatunków gleb wskazują, iż w przypadku gleby niezaskorupionej zawartość cząstek gleby w kroplach rozbryzgu wynosiła od 8,9 do 61,0 mg-kropla⁻¹, natomiast dla gleby zaskorupionej od 0,8 do 13,7 mg-kropla⁻¹. Odpowiednio zmienił się również współczynnik infiltracji [Bradford i in. 1986, 1987a]. Zmianie ulegają parametry opisujące makroporowatość, objętość oraz kształt przestworów glebowych [Panini i in. 1997, Rousseva i in. 2002]. Ograniczenie zdolności infiltracyjnych gleby na skutek deszczu jest związane zarówno z natężeniem opadu atmosferycznego [Léonard i in. 2006], jak i dynamiką następujących po sobie procesów nawilżania i przesuszania [Le Bissonnais i Singer 1992], zawartością części ilastych i związków organicznych w glebie [Mermut i in. 1995, Römkens i in. 1995] oraz hydrodynamicznym oddziaływaniem roślinności [Böhm i Gerold 1995, Janeu i in. 1999]. Opad jest jednym z czynników zmieniających współczynnik szorstkości, który z kolei jest miarą zdolności terenu do zatrzymywania spływu powierzchniowego i ograniczania zjawisk erozji wodnej gleb [Kincaid i Williams 1966]. Kwantyfikacja szorstkości terenu jest możliwa dzięki klasycznym metodom pomiarowym z wykorzystaniem profilometru mechanicznego czy łańcuszka metrycznego [Jester i Klik 2005, Merrill i in. 2001]. Współcześnie jest możliwe znaczne przyspieszenie pozyskiwania takich danych m.in. dzięki zastosowaniu metod skanowania laserowego [Helming 2001, Solé-Benet i in. 1997], analiz fotogrametrycznych i światłocieniowych [García Moreno i in. 2008] oraz modelowania komputerowego [Hansen i in. 1999]. Lepsze rozpoznanie parametrów charakteryzujących powierzchnię gruntu pozwala na konstruowanie efektywniejszych modeli prognozowania erozyjnego [Kirkby 2002, Planchon i in. 2000].

3.2. Formuły matematyczne opisujące zjawisko rozbryzgu gleb

Precyzyjne modelowanie zjawiska odrywania i dostawy cząstek glebowych na drodze rozbryzgu pozwala na dokładniejsze przewidywanie natężenia erozji wodnej i lepsze szacowanie całkowitych strat glebowych. Jednym z pierwszych badaczy, którzy starali się zdefiniować matematyczną formułę opisującą zjawisko rozbryzgu, był Ellison [1944a]. Zaproponował on oryginalny model empiryczny:

$$E = 7,66 \cdot 10^{-6} \cdot V^{4,33} \cdot d^{1,07} \cdot I^{0,65},$$

gdzie:

E – masa cząstek przenoszonych na drodze rozbryzgu w czasie 30 min [g],

V – prędkość kropel [stopa·s⁻¹],

d – średnica kropel [mm],

I – intensywność opadu [cal·h⁻¹].

De Ploey i Savat [1968] zaproponowali, aby do określenia zasięgu rozbryzgu wykorzystywać paraboliczne równanie opisujące trajektorię lotu oderwanej cząstki gruntu:

$$x = \frac{Vo^2 \cdot \sin(2\theta)}{g}$$

Dla zbrocza nachylonego pod kątem α powyższe równanie ulega przekształceniom trygonometrycznym i przybiera następującą postać końcową:

$$x = \frac{2Vo^2 \cdot \cos^2(\theta) \cdot (tg(\theta) - tg(\alpha))}{g \cdot \cos(\alpha)}$$

gdzie:

x – zasięg rozbryzgu [m],

Vo – prędkość początkowa [$m \cdot s^{-1}$],

θ – kąt wybijania cząstek [$^\circ$],

g – przyspieszenie grawitacyjne [$m \cdot s^{-2}$].

Współcześnie wysokość i trajektorię lotu odrywanych cząstek próbuje się opisać za pomocą funkcji rozkładu prawdopodobieństwa [Pietravallo i in. 2001], a próby teoretycznego opisanie zasięgu i geometrycznej asymetrii rozbryzgu są przedmiotem najnowszych badań i dociekań analitycznych [Furbish i in. 2007].

Cruse i Larson [1977] zaproponowali, aby wielkość rozbryzgu uzależnić od naprężeń ścinających w gruncie:

$$(D \cdot 10^4)^{1/2} = 6,4337 - 0,0982 \cdot \tau_f + 0,004 \cdot \tau_f^2,$$

gdzie:

D – masa rozbryzgu [g],

τ_f – naprężenia ścinające [$g \cdot cm^2$].

Al-Durrah i Bradford [1981] wprowadzili do równań dodatkowy czynnik opisujący energię kinetyczną opadu:

$$S = 0,36 + 0,007 KE \cdot \tau^{-1},$$

gdzie:

S – masa rozbryzgu [$mg \cdot kropla^{-1}$],

τ – naprężenia ścinające [$g \cdot cm^2$],

KE – energia kinetyczna opadu [J].

Nearing i Bradford [1985] rozwinęli powyższe równanie, wprowadzając korektę dotyczącą granicznej wartości największego naprężenia stycznego:

$$D = 127 (KE \cdot \tau^{-1}) (\tan \Phi - 0,231) + 2,2$$

gdzie:

D – masa rozbryzgu [$mg \cdot kropla^{-1}$],

τ – naprężenia ścinające [kPa],

KE – energia kinetyczna opadu [J].

Φ – kąt nachylenia obwiedni wytrzymałościowej wg warunku Coulomba.

Parametry wytrzymałościowe gruntu w powiązaniu z erozyjnością opadu zostały skorelowane z natężeniem rozbryzgu w modelu zaproponowanym przez Sharmę i in. [1993]. Badacze zaproponowali 2 równania opracowane na podstawie danych z symulowanego opadu ciągłego oraz pomiarów energii pojedynczych kropli:

$$D_t = K_1 I^b$$

$$D_t = K_2 (I - I_o)$$

gdzie:

$$b = 1,07 + 0,53 e_o^{0,5},$$

$$K_1 = k_d 10^{-3} \frac{0,55 - 0,45 e_o^{0,5}}{1,54 + 18,25 e_o},$$

$$K_2 = k_d 10^{-3} (0,55 - 0,45 e_o^{0,5}),$$

$$I_o = 5,5 + 24,14 e_o^{0,5},$$

D_t – natężenie rozbryzgu jednostkowego [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$],

I – intensywność opadu [$\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$],

K_1, K_2 – współczynnik podatności na odrywanie [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm}^{-1}$],

b – wykładnik potęgi,

I_o – intensywność progowa [$\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$],

k_d – podatność na odrywanie dla pojedynczej kropli [$\text{mg} \cdot \text{mJ}^{-1}$],

e_o – energia progowa pojedynczej kropli [mJ].

Modele empiryczne Wainwrighta [1996] mają również charakter wieloparametryczny i prezentują się następująco:

– dla gleby pozbawionej roślinności:

$$q_{sp} = 1,0 r_f - 4,3 s - 4895,6 d - 3,6 \sigma_w - 0,5 G\%$$

– dla gleby pokrytej roślinnością:

$$q_{sp} = 3,26 e^{-0,082 V\% + 432,8d - 0,073 \sigma_w}$$

gdzie:

q_s – natężenie rozbryzgu jednostkowego [$\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$],

s – sinus kąta nachylenia zbocza [-],

r_f – intensywność opadu [$\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$],

d – grubość warstewki wody [m],

σ_w – odporność na ścinanie gleby uwodnionej [kPa],

$G\%$ – procentowe pokrycie gruntu rumoszem i kamieniami [%],

$V\%$ – procentowe pokrycie roślinnością [%].

Wpływ warstwy wody na wielkość rozbryzgu uwzględnia również formuła Torriego i in. [za: Rouseva i in. 2002]:

$$D = 0,13 (\delta_G D_{G50}) / (1,5T) \exp \{-0,36h \ln(6D_{G95}/D_{g50})\} + 1,31 \tan\beta + 6,7C;$$

gdzie:

δ_G – gęstość objętościowa agregatów [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$],
 D_{G95} ; D_{G50} – średnice miarodajne ziaren 95 i 50% [mm],
 T – kohezja gleby [Pa],
 h – grubość powierzchniowej warstewki wody [mm],
 β – średni spadek [%],
 C – zawartość frakcji ilastej [%].

W wielomodułowym modelu środowiskowym EUROSEM (European Soil Erosion Model) prognozowanie rozbryzgu jest możliwe dzięki następującej formule [Kinnell 2000, Morgan i in. 1998]:

$$DR = \frac{k}{\rho_s} KE \cdot e^{-zh}$$

gdzie:

DR – wielkość rozbryzgu [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$],
 k – podatność na odrywanie [$\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$],
 KE – energia kinetyczna opadu [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$],
 z – parametr zależny od gatunku gleby o wartości od 0,9 do 3,1,
 h – średnia wysokość powierzchniowej warstewki wody [m].

Gabet i Dunne wyprowadzili [2003] własne oryginalne równanie, zawierające moduł funkcyjny kwantyfikujący wpływ warstwy wody na siłę uderzenia kropli deszczu:

$$\psi = 1,9 \cdot 10^{-4} i^{1,6} [(1-C_v)\cos\theta]^{1,4} \cdot A(h, d)$$

gdzie:

ψ – natężenie rozbryzgu [$\text{g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$],
 i – intensywność opadu deszczu [cm h^{-1}],
 C_v – stopień pokrycia roślinnością [%],
 θ – kąt nachylenia terenu [°],
 $A(h, d)$ – parametr redukujący, równy wartości bezwymiarowej funkcji wiążącej grubość powierzchniowej warstewki wody i średnice kropel deszczu.

Salles i in. [2000] stwierdzili, że formuła najlepiej opisująca dynamikę rozbryzgu w czasie dla gleb piaszczystych i pylastych powinna zawierać informacje o momencie pędu i wymiarach kropel deszczu:

$$\text{dla gleb piaszczystych: } Ds = 8,29 (MD) + 0,09;$$

$$\text{dla gleb pylastych: } Ds = 6,59 (MD) - 0,18;$$

gdzie:

Ds – natężenie rozbryzgu [$\text{g}\cdot\text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$],
 MD – iloczyn momentu i średnicy kropel [$(\text{kg}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{mm}) (\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1})$].

Model transportowy Poesena [1985] uwzględnia zarówno cechy odpornościowe gruntu, parametry erozyjne opadu, jak i nachylenie powierzchni terenu:

$$q_s = \frac{KE \cdot \cos \alpha}{R \cdot BD} \left[0,301 \sin \alpha + 0,019 D_{50}^{-0,220} (1 - e^{-2,42 \sin \alpha}) \right]$$

gdzie:

q_s – transport jednostkowy masy rozbryzgu [$\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$],

KE – energia kinetyczna opadu [$\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$],

R – odporność na odrywanie [$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$],

BD – gęstość objętościowa gruntu [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$],

α – kąt nachylenia zbocza [$^\circ$],

D_{50} – medialna średnica ziaren [m].

Powyższe równanie zostało zmodyfikowane dla gruntu pokrytego fragmentami zwietrzeli skalnej i kamieniami [Poesen 1994]:

$$SD = (1 - R_c) (KE) R^{-1}$$

gdzie:

SD – transport jednostkowy masy rozbryzgu [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{czas}^{-1}$],

R_c – stopień pokrycia powierzchni [%],

KE – jednostkowa energia kinetyczna opadu [$\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{czas}^{-1}$],

R – odporność gruntu na odrywanie [$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$].

Stosowanie powyższych równań wymaga wprowadzenia korekty geometrycznej, związanej z wymiarami łapaczki typu splash cup [Poesen i Torri 1988, Torri i Poesen 1988]. Korekta geometryczna jest również wymagana przy stosowaniu teoretycznego modelu rozbryzgu zaproponowanego przez Van Dijka i in. [2002a]:

$$\frac{m_R}{\mu} = \left[1 - \exp\left(-\frac{\pi \cdot R}{2 \cdot \Lambda}\right) \right] \cdot \frac{2}{\pi} \cdot \frac{\Lambda}{R}$$

gdzie:

m_R – masa rozbryzgu dla kubka o promieniu R [$\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$],

R – promień kubka pomiarowego [m],

μ – rozbryzg [$\text{g} \cdot \text{m}^{-2}$],

Λ – średnia ważona odległość rozbryzgu [m].

Do obliczeń rozbryzgu mierzonego za pomocą techniki splash board lub soil tray stosuje się proste równanie, otrzymane z przekształceń matematycznych powyższych zależności wykładniczych:

$$q = \frac{\Lambda}{\pi} \mu$$

gdzie:

q – transport rozbryzgu poza przekrój pomiarowy [$\text{g} \cdot \text{m}^{-1}$],

μ , Λ – oznaczenia jw.

Wymienione powyżej oryginalne formuły matematyczne nie uwzględniają wpływu ruchu powietrza na prognozowanie zjawiska rozbryzgu. Modelowanie procesu odrywania cząstek glebowych w warunkach wiejącego wiatru wymaga rozwiązywania równań opisujących osobno pionowy i poziomy strumień energii. Podejmowane próby sformułowania odpowiednich zależności matematycznych mają charakter zarówno empiryczny [Cornelis i in. 2004a, 2004b, Erpul i in. 2003, 2008], jak i teoretyczny [Choi 2002].

3.3. Studia nad rozbryzgiem w Polsce

Jednym z pierwszych polskich badaczy, którzy zajęli się tematyką rozbryzgu gleb, był Grześ [1971]. Opracował on własne metody badawcze (m.in. znakowanie gruntu luminoforem) i zastosował je w pomiarach polowych. Grześ skoncentrował swoje badania na określeniu związków matematycznych między wysokością rozbryzgu a średnicą cząstek gruntu. Szacował również udział rozbryzgu w ogólnym transporcie sedymentu w obrębie stoku.

Bilans transportu odrywanego materiału „w górę” i „w dół” stoku oraz wysokość rozbryzgu były przedmiotem badań prowadzonych przez Gerlacha [1976a,b]. Prowadził on równoległe pomiary rozbryzgu na zboczu zalesionym oraz pozbawionym roślinności. Analizy porównawcze dowiodły, iż ilość materiału przemieszczanego na skutek oddziaływania opadu podkoronowego była większa niż w przypadku rozbryzgu rejestrowanego na polu ornym. Sytuacja ta miała miejsce w przypadku, gdy na dnie lasu nie było roślinności lub była ona słabo wykształcona.

Rozpoznanie roli rozbryzgu w procesie erozji gleb małej zlewni fliszowej było przedmiotem eksperymentów polowych przeprowadzonych przez Froehlich i Słupika [1980]. Badacze mierzyli wielkość rozbryzgu na modelowym stoku, na którym symulowano pole orne oraz ubitą drogę gruntową. W badaniach tych zastosowano różne techniki pomiarowe. Zaobserwowano, iż wielkość rozbryzgu na drodze gruntowej jest zdecydowanie większa, niż ma to miejsce na poletku zaoranym. Badacze zaproponowali własne formuły empiryczne opisujące zależność między spadkiem stoku a wielkością rozbryzgu. Opisali dystrybucję masy rozbryzgu w zależności od wysokości nad poziomem gruntu. Porównali i ocenili różnice ilościowe pomiędzy technikami pomiarowymi kubków i ekranów rozbryzgowych.

Rola roślinności i jej wpływ na wielkość rozbryzgu były przedmiotem badań terenowych przeprowadzonych przez Śmietanę [1987]. Autor badał wpływ rodzaju upraw (ziemniaków, pszenicy, jęczmienia, owsa) oraz zbiorowisk łąkowych i leśnych na natężenie zjawiska odrywania cząstek gleby. Do pomiarów zastosował ekrany i lejki z bibułą. Na podstawie uzyskanych wyników badacz stwierdził zróżnicowanie rozbryzgu na poszczególnych kulturach rolnych. Największe masy rozbryzgu występowały na polu obsadzonym ziemniakami, następnie na uprawie zbożowej i w lesie. Autor opisał oddziaływanie opadu podkoronowego na wielkość odrywania cząstek glebowych. Zaobserwował również związki pomiędzy składem granulometrycznym i stanem uprawy mechanicznej gleby a natężeniem rozbryzgu.

Współcześnie najbardziej zaawansowane badania nad rozbryzgiem gleb lessowych prowadzone są przez Rejmana [2006]. Jego studia nad zjawiskiem odrywania i transportowania cząstek gruntu obejmują m.in. ocenę wpływu roślinności na wielkość rozbryzgu

[Rejman i in. 1990], analizę zmienności zjawiska w czasie [Rejman 1992], określenie parametrów odpornościowych gleby [Rejman i in. 1994] oraz parametrów erozyjnych opadów powodujących rozbryzg [Rejman 2002]. Standardy metodyczne badań przeprowadzonych przez Rejmana są zgodne z metodami stosowanymi na świecie. Jako pierwszy w kraju zastosował on w swoich obliczeniach korekty i kalibrację geometryczną danych pomiarowych oraz progowanie energii deszczu, które było postulowane przez badaczy zagranicznych. Badacz zaproponował własne formuły matematyczne opisujące rozbryzg [Rejman 2006].

Próby prognozowania rozbryzgu na różnych użytkach z wykorzystaniem modelu Poesena podjął się Szpikowski [2001]. Obliczone masy odspójonej gleby odniesiono do rzeczywistości obserwowanych wielkości zmywu powierzchniowego i na tej podstawie oceniono rolę rozbryzgu w procesie erozji wodnej.

Wstępne badania nad rozbryzgiem zostały przeprowadzone również na lessach trzebnickich [Szewrański 2005, Szewrański i Jawecki 2006]. Uzyskane wyniki i zdobyte doświadczenia pozwoliły dopracować metodykę badawczą oraz lepiej zaplanować kolejne eksperymenty polowe i laboratoryjne. Oryginalne dane uzyskane w późniejszych badaniach stanowią podstawę niniejszej rozprawy.

4. METODYKA BADAŃ

Kompleksowe studia nad rozbryzgiem gleb lessowych prowadzono w latach 2003–2007. W ramach realizowanych badań wykonywano zarówno pomiary polowe, jak i przeprowadzono eksperymenty oraz analizy laboratoryjne. Zasadnicze badania koncentrowały się na określeniu erozyjności opadów atmosferycznych i oznaczeniu masy rozbryzgu gleby powodowanego uderzeniami kropel deszczu. W czasie badań określono parametry odpornościowe podłoża oraz przeanalizowano ochronną i przeciwerozyjną rolę pokrywy roślinnej.

4.1. Elementy meteorologiczne

Charakterystykę elementów meteorologicznych opracowano na podstawie obserwacji prowadzonych na własnym posterunku meteorologicznym we wsi Boleścín. Posterunek ten został wyposażony w automatyczną stację meteorologiczną typu Vantage Pro amerykańskiej firmy Davis Instruments, umożliwiającą elektroniczne pomiary meteorologiczne i pluwiometryczne. Wbudowany logger pozwala na bezobsługowe zapisy danych w stałych przedziałach czasowych, co umożliwia natychmiastowe określenie czasów trwania opadów oraz ich intensywności. Pozyskuje się w ten sposób bardzo dokładnie oznaczone parametry deszczu, stanowiące podstawę badań rozbryzgu gleb. Pomiary były wykonywane automatycznie i zbierane w interwałach 30-minutowych. Ponadto do loggera zewnętrznego dodatkowo podłączono czujniki ciśnienia powietrza, usłonecznienia, promieniowania UV oraz kierunku i prędkości wiatru. Wbudowane oprogramowanie umożliwiło rejestrację wartości średnich i maksymalnych w kolejnych przedziałach czasowych.

Precyzyjne pomiary wysokości opadów atmosferycznych wykonywano korytkowym deszczomierzem rejestrującym TPG-023 firmy A-ster s.c. z Krakowa. Dokładność pomiaru wysokości opadu wynosiła $\pm 0,1$ mm. Komunikacja programu komputerowego z deszczomierzem realizowana jest za pośrednictwem łącza szeregowego RS 232. Oryginalne dane pomiarowe były zapisywane jako pliki ASCII, a następnie eksportowane do formatu umożliwiającego ich dalszą obróbkę w arkuszu kalkulacyjnym. Dane opadowe rejestrowane za pomocą pluwiometrów były weryfikowane na podstawie pomiarów monitoringowych wykonywanych na posterunku IMGW w Trzebnicy.

Najbardziej zaawansowane technologicznie pomiary opadu atmosferycznego były możliwe dzięki wykorzystaniu disdrometru laserowego firmy Thies Clima, zamontowanego na stacji meteorologicznej Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu – Wrocław-Swojec (fot. 4.1). Urządzenie pozwala na prowadzenie precyzyjnego monitoringu

opartego na bezpośredniej rejestracji ilości pojedynczych kropeł deszczu oraz oznaczaniu ich średnicy i prędkości opadania. Dzięki oryginalnemu oprogramowaniu analitycznemu możliwe jest pozyskiwanie macierzy danych DSD (Drop Size Distribution) w odstępach 1-minutowych.



Fot. 4.1. Disdrometr laserowy zamontowany na terenie Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologicznego Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu (fot. autor)

Phot. 4.1. Laser disdrometer installed in Agro- and Hydrometeorological Observatory of Wrocław University of Environmental and Life Sciences (phot. author)

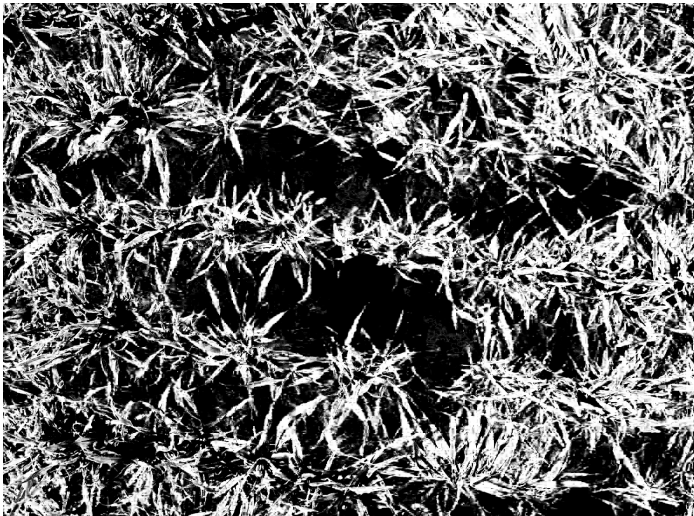
Disdrometr jest wyposażony w laser 785 nm, o maksymalnej mocy optycznej 0,5 mW. Powierzchnia pomiarowa urządzenia wynosi 45,6 cm² (22,8 x 2,0 cm). Urządzenie jest przystosowane do pracy w warunkach termicznych od -40 do 70°C. Średnica kropeł możliwa do zarejestrowania wynosi od 0,16 do 8 mm, a ich prędkość opadania od 0,2 do 20 m s⁻¹. Możliwa do oznaczenia intensywność opadu wynosi od 0,005 do 250 mm·h⁻¹. Duża precyzja rejestracji danych pluwiometrycznych, możliwość określenia rozkładu wielkości kropeł deszczu oraz znajomość ich prędkości opadania zdecydowały o wyjątkowej przydatności disdrometru w badaniach nad rozbryzgiem gleb.

4.2. Oznaczenia stopnia pokrycia roślinnością

Istotnym czynnikiem wpływającym na wielkość rozbryzgu jest wielkość pokrywy roślinnej osłaniającej powierzchnię gleby. Do pomiarów stopnia pokrycia roślinnością zastosowano technikę edycji fotografii cyfrowej. Zdjęcia powierzchni gleby wykonywano ze stałej wysokości fotografowania (1,5 m). Zastosowano aparat cyfrowy wyposażony w 3-krotny zoom optyczny i matrycę o rozdzielczości efektywnej 1,95 megapikseli.



Fot. 4.2. Obraz oryginalny pokrywy roślinnej, przed obróbką graficzną (fot. autor)
Phot. 4.2. Original picture of canopy cover, before processing (phot. author)



Fot. 4.3. Obraz maski pokrywy roślinnej, po obróbce graficznej (fot. autor)
Phot. 4.3. Selection mask of canopy cover, after processing (phot. author)

Ogniskowa obiektywu (wg filmu 35 mm) 5–15 mm. Zdjęcia wykonywano w rozdzielczości 1600x1200 piksele (fot. 4.2). Tak uzyskane obrazy były przetwarzane komputerowo z zastosowaniem narzędzi inteligentnej selekcji kolorów i nadzorowanego maskowania obiektów. Otrzymane maski obiektów roślinnych były zapisywane w formacie czarno-białym jako nowe pliki (fot. 4.3). Następnie obliczano dla nich histogramy wypełnienia pikselami o odcieniach szarości w wartościach od 0 do 256. Uzyskiwane wyniki odpowiadały procentowemu pokryciu terenu przez roślinność.

Stopień pokrycia roślinnością został oznaczony dla fragmentów pola wyznaczonych przez koncentryczne okręgi (ze środkiem w kubku rozbryzgowym) o promieniu $r = 5, 10, 15, 25$ cm. Dodatkowo oznaczono pokrycie całej powierzchni, która została objęta kadrem zdjęcia.

4.3. Pomiary szorstkości powierzchni gleby

Do kwantyfikacji wpływu opadów deszczu na szorstkość powierzchni gleby zaadaptowano metodę łańcuszkową (ang. chain method), oryginalnie zaproponowaną przez Saleha [Saleh 1993 za: Merrill i in. 2001]. W zastosowanej technice pomiarowej bezwymiarowa szorstkość gleby CR (ang. chain roughness) jest obliczana z następującej zależności:

$$CR = 1 - L_2 / L_1,$$

gdzie:

L_1 – długość całkowita łańcuszka,

L_2 – odległość między końcami łańcuszka swobodnie ułożonego na gruncie.

Do oznaczeń terenowych wykorzystano łańcuszek o długości $L_1 = 45$ cm, o wymiarach oczka $1,5 \times 1,0$ mm. Pomiary odległości L_2 wykonywano mini-dalmierzem laserowym Bosch DLE 50 z dokładnością $\pm 1,5$ mm.

4.4. Oznaczanie składu granulometrycznego metodą dyfraktometrii laserowej

Oznaczenie rozkładu wielkości cząstek stałych gleby lessowej wykonano w Pracowni Gruntoznawczej Zakładu Geografii Fizycznej Uniwersytetu Wrocławskiego. Badania granulometryczne przeprowadzono metodą optyczną z wykorzystaniem analizatora Mastersizer 2000 firmy Malvern Instruments. Urządzenie wykorzystuje zjawisko dyfrakcji światła laserowego przechodzącego przez zawiesinę. Układ optyczno-detekcyjny wykorzystuje podwójne źródło światła: czerwony laser He-Ne oraz laser niebieski na ciele stałym. Dzięki emisji światła czerwonego możliwa jest rejestracja rozpraszania w przód, w bok i wstecz. Światło niebieskie umożliwia rejestrację rozpraszania pod dużymi kątami, jak również rozpraszanie wsteczne. Zakres wielkości cząstek mierzonych przez urządzenie mieści się w przedziale od $0,02$ do 2000 μm . Każdorazowy pomiar składa się z 200 ujęć optycznych trwających 1 ms. Końcowa, precyzyjna analiza wielkości ziaren była możliwa dzięki oprogramowaniu komputerowemu opartemu na aplikacji modelu Mie, który opisuje sposób rozpraszania i absorpcji światła przez cząsteczki materii. Wśród najważniejszych zalet wynikających z zastosowania dyfraktometru laserowego należy wyróżnić:

- szybkość analiz,
- małą masę próbki (ok. 0,3 g),
- dużą dokładność pomiarów,
- bardzo dużą powtarzalność oznaczeń,

- możliwość analizowania do 100 klas uziarnienia,
- możliwość automatycznego oznaczania parametrów miarodajnych,
- zróżnicowany sposób prezentacji danych.

W porównaniu z metodami tradycyjnymi oznaczenia laserowe nieznacznie zaniżają udział frakcji ilastych ($<4\ \mu\text{m}$) i piaszczystych ($>63\ \mu\text{m}$), a zawiązują udział frakcji pyłowych ($4\text{--}63\ \mu\text{m}$) [Beuselinck i in. 1998, Mason i in. 2003 za: Jary 2007].

Do oznaczeń laboratoryjnych wykorzystano materiał glebowy, na którym dokonano symulacji eksperymentalnych w warunkach sztucznego opadu – próbki analityczne pobrano z warstwy powierzchniowej gleby (0–5 cm). Łącznie wykonano 72 oznaczenia laserowe, dla których opracowano wartości średnie i miarodajne.

4.5. Pomiar rozbryzgu gleby

Wyniki i interpretacje pomiarów erozyjnych często bywają niejednoznaczne i zależą od zastosowanych technik pomiarowych. Do podstawowych metod badawczych stosowanych w badaniach rozbryzgu zalicza się technikę „splash cups” – kubków rozbryzgowych [Agassi i Bradford 1999, Bochet i in. 2002, Froehlich i Słupik 1980, Lal 2001, Poesen i Torri 1988, Rejman 2006, Szewrański 2005]. Stosuje się dwa warianty kubków: puste oraz wypełnione glebą. Za łapaczki mogą służyć pojemniki cylindryczne, lejki, rurki itp. Radialny pomiar rozbryzgu umożliwia określenie ilości materii uruchamianej w wyniku działalności kropel deszczu, nie pozwala natomiast na oszacowanie kierunku i odległości przemieszczania.

Badania wielkości rozbryzgu w warunkach terenowych przeprowadzono na poletku doświadczalnym położonym we wsi Boleścín w rejonie Wzgórz Trzebnickich. Pomiaru wykonywano w sezonie letnim w latach 2003–2007. Poletko było częścią działki rolnej, na której w kolejnych latach prowadzono uprawy: buraków cukrowych (2003), pszenicy (2004), ziemniaków (2005), pszenicy (2006) oraz ziemniaków i buraków (2007).

Kubki pomiarowe wykonane z polietylenu zostały umieszczone w 12 punktach kontrolnych. W celu wyeliminowania wpływu nachylenia stoku na rozkład masy rozbryzgu pomiary prowadzono na płaskim fragmencie terenu (fot. 4.4).

Kubki umieszczono w miejscach zarówno pozbawionych roślinności, jak i z pokrywą roślinną. W konstrukcji kubków wykorzystano lejkowate wloty o średnicy $d = 6\ \text{cm}$ (fot. 4.5), uniemożliwiające rozbryzg wtórny. Materiał glebowy gromadził się na krążkach z papieru filtracyjnego. Próbkę rozbryzgu były pobierane po wystąpieniu opadów atmosferycznych i poddawane analizie suszarkowo-wagowej. Do pomiarów masy wykorzystano laboratoryjną wagę elektroniczną o dokładności 0,0001 g. Średnice kubków zastosowanych do niniejszych badań były zbliżone do średnic kubków wykorzystanych we wcześniejszych pomiarach rozbryzgu utworów lessowych. Rejman [2006] zauważył, że do obserwacji rozbryzgu tego typu gleb najbardziej odpowiednie są kubki o średnicach 5 oraz 7,3 cm. Podobne wymiary kubków zastosowano w badaniach lessów belgijskich [Bollinne 1975 za: Poesen i Torri 1988, Salles i in. 2000].



Fot. 4.4. Pomiary rozbryzgu wykonywane techniką „splash cup” (fot. autor)
Phot. 4.4. Splash cups measurements in study field (phot. author)



Fot. 4.5. Pomiary rozbryzgu metodą „splash cup” (fot. autor)
Phot. 4.5. Splash cup measurement in study field (phot. author)

W zastosowanej technice pomiarowej masa przechwytywanej gleby jest zależna od powierzchni wlotowej kubka rozbryzgowego. Do wyznaczenia rzeczywistego rozbryzgu jednostkowego, wyrażanego jako masa oderwanej gleby przypadającej na jednostkę powierzchni, konieczne jest przeprowadzenie odpowiedniej procedury kalibracyjnej. Korekty obliczeniowe wynikają z wykładniczego rozkładu masy rozbryzgu względem odległości od punktu uderzenia kropli deszczu [Poesen i Torri 1988, Savat i Poesen 1981, Van Dijk i in. 2002a, 2003]. W badaniach objętych niniejszą rozprawą zastosowano oryginalną procedurę postępowania przedstawioną w pracy Poesena i Torriego [1988]. Autorzy tej metody wykazali, iż wielkość korekty geometrycznej jest parametrem wynikającym ze specyfiki badanej gleby. Rejman [2006], badając rozbryzg gleb lessowych, wykazał empirycznie, iż dla danej średnicy kubków korekta ta przyjmuje stałą wartość. W niniejszych badaniach jej wielkość określono w oparciu o kalibrację okresowych wyników rozbryzgu (od 5 IX do 22 X 2003). Do pomiarów wykorzystano 18 kubków o średnicach 6, 8 oraz 10 cm.

Na obiekcie Boleścín (począwszy od lipca 2004 r.) oraz na obiekcie Wrocław-Swojec (od sierpnia 2006 r.) pomiary wielkości rozbryzgu były prowadzone również w specjalnie przygotowanych eksperymentalnych skrzyniach pomiarowych. Wykorzystana w badaniach konstrukcja została oryginalnie zaprojektowana do symulacji laboratoryjnych przez Wana i in. [1996]. Zmodyfikowana wersja skrzyni znalazła z powodzeniem zastosowanie w pomiarach rozbryzgu w warunkach deszczu naturalnego przeprowadzonych przez Van Dijka i in. [2003] na terenie Zachodniej Jawy w Indonezji.

Skrzynia wykonana na potrzeby niniejszych badań (fot. 4.6) charakteryzowała się następującymi wymiarami: szerokość – 30 cm, długość – 50 cm, głębokość skrzyni glebowej – 20 cm, wysokość całkowita – 50 cm. Materiał glebowy odrywany na drodze rozbryzgu osadzał się na ściankach bocznych, skąd następnie był ciśnieniowo splukiwany do pojemników plastikowych połączonych ze skrzynią za pomocą gumowych przewodów. Masę gleby oznaczano laboratoryjnie metodą suszarkowo-wagową. Gleba lessowa znajdująca się w skrzyni została pobrana z poletka, na którym prowadzono pomiary rozbryzgu techniką "splash cup". Starano się wykorzystać próbkę o możliwie najmniej naruszonej strukturze i profilu. Dodatkowo, przed rozpoczęciem obserwacji glebę poddano 3-miesięcznemu sezonowaniu w skrzyni. Rozbryzg badano w warunkach braku pokrycia roślinnością i na bieżąco usuwano kielkujące samosiejki.

Konstrukcja skrzyni pomiarowej pozwala na określenie m.in. wielkości rozbryzgu przypadającego na jednostkę powierzchni [$\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$], a także transport horyzontalny gleby [$\text{g}\cdot\text{m}^{-1}$]. Odpowiednie zorientowanie skrzyni pomiarowej względem róży wiatrów umożliwia ponadto ocenę wpływu wiatru na rozkład masy rozbryzgu na poszczególnych ściankach urządzenia. W badaniach przyjęto następujące oznaczenia ścianek skrzyni: w Boleścínie – A, B, C oraz na stacji Wrocław-Swojec – S1, S2, S3. Oryginalne dane uzyskane z pomiarów wykonanych techniką skrzyni pomiarowej, podobnie jak ma to miejsce w przypadku metody kubków rozbryzgowych, wymagają odpowiedniej korekty geometrycznej. W niniejszych badaniach bezpośrednio wykorzystano zasady obliczeniowe, pierwotnie opracowane na potrzeby wspomnianych już badań indonezyjskich.

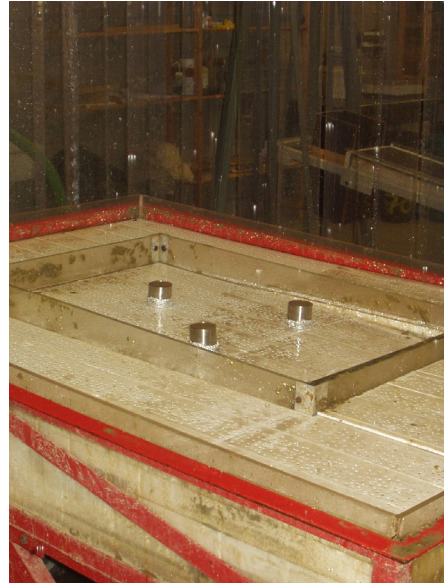


Fot. 4.6. Skrzynia pomiarowa do oznaczania rozbryzgu w warunkach terenowych (fot. autor)
Phot. 4.6. Splash box device for soil splash measurements in natural conditions (phot. author)

W latach 2005–2006 w obrębie posterunku meteorologicznego w Boleszynie prowadzono dodatkowe obserwacje zasięgu rozbryzgu zachodzącego pod wpływem naturalnego deszczu. Założenia koncepcyjne i projekt eksperymentu nawiązywały do badań francuskich prowadzonych w kontrolowanych warunkach laboratoryjnych [Legout i in. 2005, Leguédou i in. 2005]. Zasięg rozbryzgu mierzono z wykorzystaniem płaskiego naczynia wypełnionego glebą (tzw. filled splash cup) o średnicy 10 cm, umieszczonego centralnie w polu pomiarowym. Pole pomiarowe zostało skonstruowane z 3 kuwet z tworzywa sztucznego o średnicach 16,5, 26,5 oraz 41,0 cm umieszczonych współśrodkowo, jedna w drugiej. Rozkład masy rozbryzgu był obliczany w oparciu o masę wyerodowanej gleby, zbieranej okresowo z każdej kuwety osobno.

4.6. Eksperyment laboratoryjny

Pomiary rozbryzgu w warunkach symulowanego opadu zostały wykonane w maju i grudniu 2007 r. w Laboratory for Experimental Geomorphology na Katholieke Universiteit w Leuven (Belgia). Głównym celem eksperymentu było określenie odporności gleby lessowej na rozbryzg przy różnych stanach fizycznych gleby. Pierwsza seria próbek została pobrana na początku okresu wegetacyjnego – bezpośrednio po wykonanych zabiegach agrotechnicznych, druga na końcu sezonu wegetacyjnego, po zakończeniu zbiorów. Gleba pochodząca z obiektu badawczego pobierana była do standardowych cylindrów firmy Eijkelkamp o średnicy 5 cm. Każda seria zawierała łącznie 24 próbki. Próbkę poddawano bezpośredniemu oddziaływaniu sztucznego deszczu, generowanego przez symulator opadu (fot. 4.7).



Fot. 4.7. Pomiary rozbryzgu w warunkach symulowanego opadu w Laboratory for Experimental Geomorphology na Katholieke Universiteit w Leuven, Belgia (fot. autor)

Phot. 4.7. Soil splash simulations under artificial rainfall conditions in Laboratory for Experimental Geomorphology Katholieke Universiteit w Leuven, Belgium (phot. author)

Przyjęto czasy deszczowania 5, 15 oraz 30 minut. Wymienne głowice deszczujące umożliwiły symulację różnego natężenia opadu: 45 oraz 67 mm·h⁻¹. Stosując odpowiednie kombinacje czasu trwania i intensywności sztucznego opadu, uzyskano strumienie energii kinetycznej w przedziale od 65 do 680 J·m⁻², które były zbliżone do zakresu zmienności energetycznej naturalnych deszczów występujących na obiekcie Boleścín. Do określenia energii jednostkowych wykorzystano oryginalne tabele przeliczeniowe opracowane w trakcie konstruowania symulatora opadów. Straty glebowe oznaczano metodą suszarkowo-wagową. Łącznie w czasie 30 sesji eksperymentalnych wykonano 88 oznaczeń analitycznych.

5. CHARAKTERYSTYKA OBIEKTU BADAWCZEGO

Główny obiekt badawczy był zlokalizowany we wsi Boleścin położonej na południowych krańcach Wzgórz Trzebnickich rozciągających się na północ od Wrocławia. Wzgórz Trzebnickie otaczają łukiem południowe krańce Kotliny Żmigrodzkiej, od zachodu sąsiadują z Obniżeniem Ścinawskim, od wschodu ze Wzgórzami Twardogórskimi, a od południa z Równiną Oleśnicką [Kondracki 1994].

Posterunek meteorologiczny, wraz z jedną skrzynią pomiarową, zlokalizowano we wsi Boleścin. Pole doświadczalne, na którym prowadzono pomiary rozbryzgu techniką kubków rozbryzgowych, położone było w odległości ok. 900 metrów od punktu pluwiometrycznego (fot. 5.1).



Fot. 5.1. Lokalizacja posterunku meteorologicznego (N 51°15'50.69; E 17°10'0.81) [A] oraz pola doświadczalnego [B] w Boleścinie (scena satelitarna IKONOS)

Phot. 5.1. Location of meteorological station (N 51°15'50.69; E 17°10'0.81) [A] and experimental study site [B] in Boleścin village (IKONOS scene)

Punkt rejestracji parametrów disdrometrycznych opadów naturalnych wraz z drugą skrzynią pomiarową zlokalizowano na terenie Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologicznego Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu. Stacja Wrocław-Swojec położona jest w północno-wschodniej części miasta, na wysokości ok. 120,7 m n.p.m. [Biniak-Pieróg 2008]. Szczegółowe, wieloletnie wskaźniki klimatyczne dla stacji zostały obszernie przedstawione w pracach takich autorów jak: Biniak [2005], Bryś i Bryś [2005], Musiał i Rojek [2007] oraz Żyromski [2001, 2005]. Stacja Wrocław-Swojec jest oddalona od wsi Bolescin o ok. 18 km. Pomiary disdrometryczne i wielkości rozbryzgu na obiekcie prowadzono okresowo w czasie od VIII 2006 r. do XII 2007 r.

5.1. Klimat obszaru Wzgórz Trzebnickich

Wzgórz Trzebnickie można zaliczyć do regionu klimatycznego kotlin i nizin podgórskich. Cechą charakterystyczną tego regionu jest stosunkowo łagodny klimat z najkrótszą w kraju zimą i najdłuższym latem. Powyższe uwarunkowania sprawiają, iż okres wegetacyjny w tym rejonie trwa najdłużej w Polsce [Bac i in. 1993]. Warunki agroklimatyczne półrocza letniego wg Baca można ocenić jako umiarkowanie wilgotne, umiarkowanie ciepłe i umiarkowanie słoneczne.

Roczne sumy opadów atmosferycznych wahają się od 650 do 800 mm. Na tym obszarze obserwuje się przeciętnie od 140 do 160 dni z opadem wyższym od 0,1 mm. W okresie letnim opad deszczu o wysokości 20,0 mm statystycznie może wystąpić w ciągu 3,52 dnia, opad ponad 25 mm w ciągu 1,97 dnia, a opad ponad 30 mm w ciągu 1,29 dnia. Burze atmosferyczne średnio występują w ciągu 20,1 dni [Kozłowski i in. 1987].

Średnia roczna temperatura powietrza atmosferycznego wynosi około 8°C. Termiczna zima rozpoczyna się zazwyczaj pod koniec grudnia i trwa do końca lutego. Okres charakteryzujący się temperaturami powyżej 0°C trwa przeciętnie od 290 do 310 dni [Wiszniewski i Chełchowski 1975].

5.2. Podłoże geologiczne

Pod względem geologiczno-strukturalnym Wzgórz Trzebnickie położone są w obrębie monokliny przedsudeckiej. Obszar ten był kształtowany przez procesy orogenezy, aktywność rzeźbotwórczą lądolodu oraz transgresje i regresje morskie.

Na obszarze monokliny spotyka się liczne skały osadowe wykształcone w okresie permu i triasu, przy czym najczęstsze są utwory sedymentacyjne kajpru. Miąższość osadów przedtrzebnickich w okolicach Wrocławia wynosi około 1000 m. W rejonie Trzebnicy warstwy te mają do 2000 m grubości [Bałuk i Wyrwicki 1972, Walczak 1970].

Warstwy trzebnickie miejscami osiągają miąższość 300 metrów. Ich dolną część stanowią utwory piaszczyste, górną warstwę tworzą ropy poznańskie, powstałe w wyniku sedymentacji materiału dennego dużego zbiornika słodkowodnego Niziny Polskiej z przełomu miocenu i pliocenu. Trzebnicka rzeźba terenu podlegała stałej degradacji i była dynamicznie kształtowana przez zjawiska erozyjne i denudacyjne. Nasilone procesy rzeźbotwórcze sprawiły, iż utwory trzebnickie zostały niemal w całości pokryte materiałem zwietrzelinowym i osadowym.

Współczesna rzeźba terenu, na którym znajduje się obiekt badawczy, ukształtowała się głównie w czwartorzędzie. W szczególności największy wpływ na jej rozwój miała

ostatnia epoka lodowcowa. Utwory plejstocenu, powstałe w czasie glacjałów i interglacjałów, stanowią głównie osady akumulacji lodowcowej występujące w formie moren dennych, czołowych, zastoiskowych, utworów wodnolodowcowych, osadów rzecznych, rzeczno-jeziornych, bagienno-jeziornych oraz osadów akumulacji eolicznej [Klimaszewski 1994]. Największe zmiany geomorfologiczne na obszarze Wzgórz, które do dziś determinują cechy krajobrazowe tego regionu, miały miejsce w trakcie zlodowacenia środkowopolskiego. Wykształcona wówczas pierwotna rzeźba morenowa została później znacznie złagodzona na skutek denudacji peryglacialnej, która miała miejsce w czasie interglacjału emskiego i zlodowacenia północnopolskiego.

5.3. Gleby lessowe

Do najważniejszych dynamicznych procesów geologicznych ostatniego zlodowacenia, jakie wystąpiły na badanym obszarze, należy zaliczyć formowanie się pokryw lessowych powstałych w wyniku akumulacji eolicznej i diagenety osadów pyłowych wywiewanych z równin napływowych na przedpolach lodowca.

Za less właściwy przyjęto uważać węglanowy utwór średniopylasty (z dominującą frakcją ziarn od 10 do 50 μm) o żółtawo-szarej (płowej) barwie i miąższości co najmniej 2–3 metrów. W stanie suchym less ulega spękanom i może tworzyć pionowe obrywiska. Po nawodnieniu wykazuje skłonności do osiadania [Maruszczak 2000].

Pierwotne utwory lessowe składające się w różnych proporcjach z kwarcu, skaleni, miki, minerałów ilastych i węglanów mogą ulegać zwietrzaniu oraz erozji wodnej i akumulacji deluwalnej [Allen 2000]. Procesy stokowe i denudacyjne kształtują charakterystyczny wyżynny krajobraz lessowy, typowy dla badanego obszaru (fot. 5.2).



Fot. 5.2. Wyżynny krajobraz Wzgórz Trzebnickich w rejonie Bolescina.

Widok od strony poletka doświadczalnego (fot. autor)

Phot. 5.2. Upland landscape of Trzebnica Hills in Bolescin village.

Viewpoint at study site (phot. author)

Lessy trzebnickie, zaliczane do północnej strefy lessowej, zbudowane są z osadów vistulańskich zalegających w ciągłej warstwie o miąższości od 3–5 do nawet 25 metrów. W okolicach Boleszcina wynosi ona około 10 m. Utwory lessowe tego regionu występują głównie w położeniu stokowym, a ich miąższość związana jest z depozycją materiału pylastego w wyniku soliflukcji i zmywów powierzchniowych [Jary 1996, Szponar 1998]. Gęstość właściwa analizowanych utworów wynosi około $2,6 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Lessy trzebnickie mają jasną barwę i są lekko smugowane. Charakteryzują się niską zawartością frakcji iłowej oraz niższym udziałem minerałów ilastych. Wpływa to na niską wilgotność, zwartą konsystencję i małą hydrofilność utworów. Zestawienie tych cech sprawia, że struktura lessów trzebnickich jest stosunkowo nietrwała i mało odporna na działanie wody [Pająk-Komorowska 2007]. Badania składu mineralnego lessów z okolic Krakowian (ok. 2 km od Boleszcina) wskazują, iż utwory te zawierają około 92,2% kwarcu, 0,6% skaleni, 3,7% minerałów ilastych. Pozostałe 3,5% stanowią biotyt, turmalin, plagioklasy i minerały rudne [Parylak 2000].

Na utworach pyłowych, w szczególności lessach pochodzenia eolicznego, powstają bardzo dobre i żyzne gleby [Uggla 1979]. Z jednej strony cechują je bardzo dobre właściwości fizyczne i dobre właściwości fizykochemiczne, z drugiej wykazują one dużą podatność na erozję wodną. Zwiędnięta lessowa skała macierzysta charakteryzuje się zwiększoną ilością minerałów ilastych i zwykle brakuje w niej węglanów [Allen 2000].

Gleby zalegające na poletku doświadczalnym określono pod względem genetycznym jako brunatne wylugowane. Procesy wymywania związków wapnia sprawiły, że warstwy powierzchniowe cechuje niższa wartość odczynu. Gleby te już we wcześniejszych badaniach zaliczono do utworów lekko kwaśnych [Licznar i Licznar 2002, Szewrański i Żmuda 2008]. W wyniku przemywania profilu dochodzi również do przemieszczenia cząstek iłu koloidalnego z warstw wierzchnich do głębszych. Na pewnej głębokości dochodzi do znacznego uszczelnienia gruntu. Powstaje zagęszczona warstwa, która utrudnia przesiąkanie wody opadowej oraz pogarsza warunki wodno-powietrzne. W przypadku gleb zalegających na obiekcie badawczym głębokość, na której dochodzi do uszczelnienia profilu, szacuje się na około 50 cm [Żmuda 2006].

Pod względem produktywności rolniczej gleby te zaliczono do kompleksu pszennego dobrego, pod względem bonitacyjnym zakwalifikowano je do klasy III. Są to utwory zasobne w składniki pokarmowe, o głębokim poziomie próchnicznym i dobrej strukturze. Zasadniczo glebę lessową zalegającą na poletku doświadczalnym cechuje wysoka kapilarna i połowa pojemność wodna. Gleba ta jest stosunkowo łatwa do uprawy, a osiągnięte na niej wysokie plony nie wymagają większych nakładów produkcyjnych. Gleby te, ze względu na dużą żyzność, są intensywnie użytkowane rolniczo, a prowadzona agrotechnika nierzadko przyczynia się do wystąpienia objawów erozji wodnej przyspieszonej. Całokształt skutków i interakcji środowiskowych pomiędzy sposobem użytkowania gruntów a zjawiskami geomorfologicznymi stanowił przedmiot wcześniejszych projektów badawczych prowadzonych m.in. w obrębie obiektu doświadczalnego Boleszcina [Szewrański i Żmuda 2008].

6. WARUNKI OPADOWE

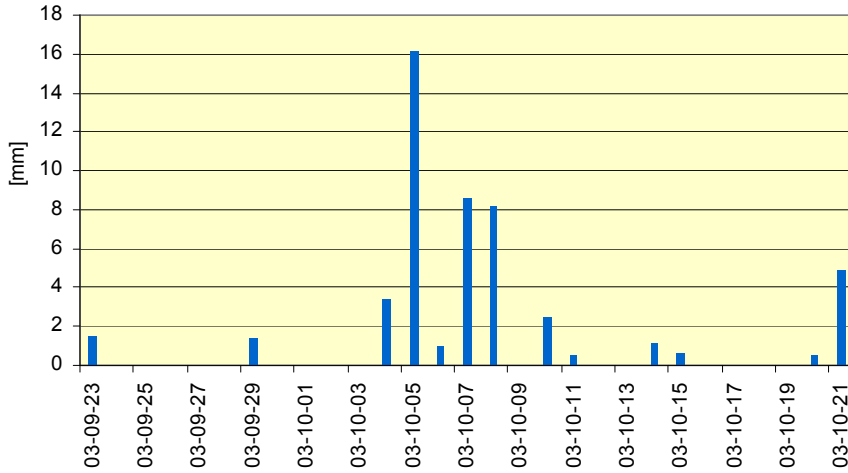
Wysokość oraz intensywność opadu są jednymi z najważniejszych czynników determinujących wielkość i nasilenie erozji wodnej. Wyniki pomiarów pluwiometrycznych wykonanych na obiekcie Boleścin (w latach 2003–2007) oraz pomiarów disdrometrycznych przeprowadzonych na stacji Wrocław-Swojec (w latach 2006–2007) stanowiły podstawę oceny erozyjności deszczów naturalnych powodujących zjawisko rozbrzgu gleby lessowej.

6.1. Charakterystyki pluwiometryczne i erozyjność deszczów w Boleścinie

Dane opadowe zarejestrowane na posterunku meteorologicznym w Boleścinie posłużyły do określenia chwilowych maksymalnych natężeń deszczu oraz obliczenia energii erozyjnej opadu w krótkich interwałach czasowych. Pomiaru pluwiometryczne wykonywano okresowo w czasie, w którym możliwe było prowadzenie obserwacji rozbrzgu gleb w warunkach polowych. Dane opadowe pozyskano dla następujących sezonów:

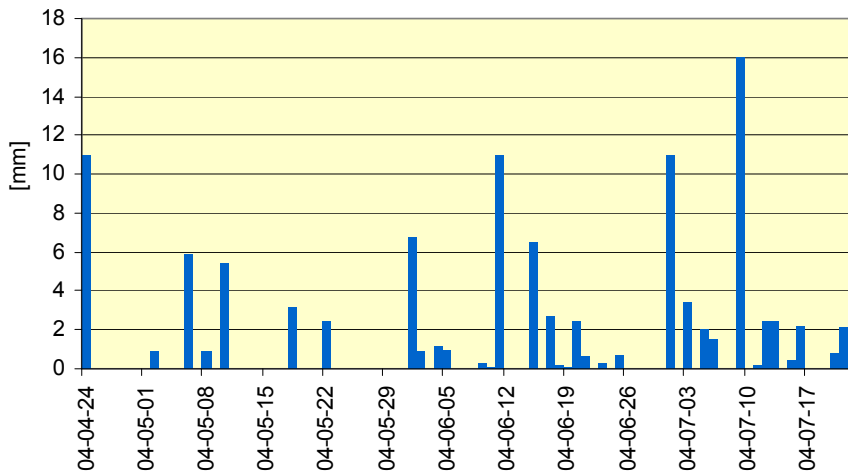
1. od 23 września 2003 r. do 21 października 2003 r.;
2. od 24 kwietnia 2004 r. do 22 lipca 2004 r.;
3. od 03 maja 2005 r. do 25 sierpnia 2005 r.;
4. od 28 kwietnia 2006 r. do 20 grudnia 2006 r.;
5. od 06 maja 2007 r. do 06 listopada 2007 r.

W sezonie 1 – dobowe sumy opadów na obiekcie Boleścin wahały się od 0,5 do 16,2 mm (rys. 6.1). Łącznie w tym okresie zanotowano 50,4 mm deszczu. Opady te charakteryzowały się przeciętną intensywnością na poziomie od 0,6 do 8,6 mm·h⁻¹. W drugim sezonie pomiarowym zanotowano 35 dni opadowych. Pomierzona suma opadów w tym okresie wynosiła 100,9 mm. Dobowe sumy opadu wahały się od 0,1 do 16 mm, a średnia intensywność obserwowanych deszczów mieściła się w przedziale od 0,1 do 32,04 mm·h⁻¹ (rys. 6.2). W 2005 r. dobowe wysokości opadu wahały się od 0,1 do 24,5 mm (rys. 6.3). W ciągu 50 dni obserwacyjnych skumulowana wysokość opadu wyniosła 230,7 mm. Średnie natężenie opadów zmieniało się w szerokim przedziale od 0,04 do 11,2 mm·h⁻¹.



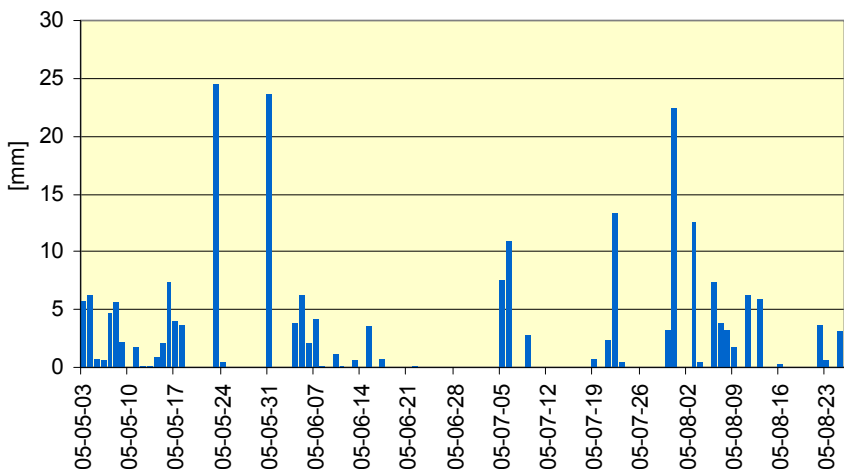
Rys. 6.1. Dobowe sumy opadów atmosferycznych w Boleścinie w okresie od 23 września 2003 r. do 21 października 2003 r.

Fig. 6.1. The daily precipitation height in Boleścin from 23 September to 22 October 2003



Rys. 6.2. Dobowe sumy opadów atmosferycznych w Boleścinie w okresie od 24 kwietnia 2004 r. do 22 lipca 2004 r.

Fig. 6.2. The daily precipitation height in Boleścin from 24 April to 22 July 2004

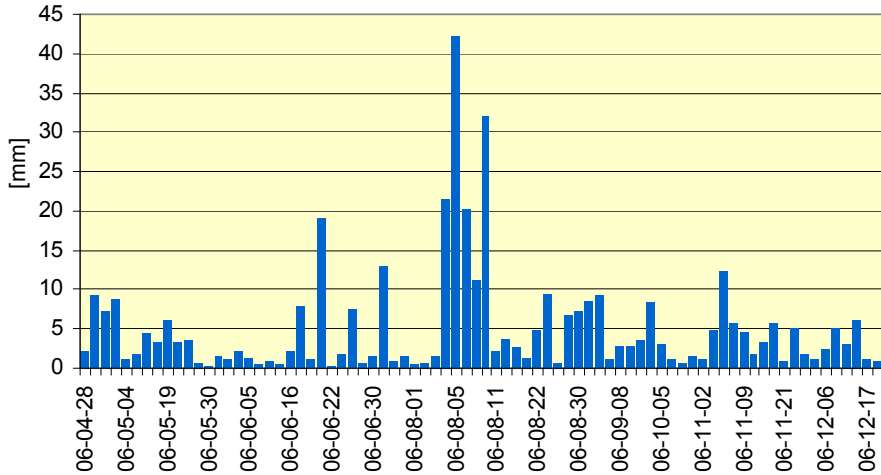


Rys. 6.3. Dobowe sumy opadów atmosferycznych w Bolesćcinie w okresie od 03 maja 2005 r. do 25 sierpnia 2005 r.

Fig. 6.3. The daily precipitation height in Bolesćcin from 03 May to 25 August 2005

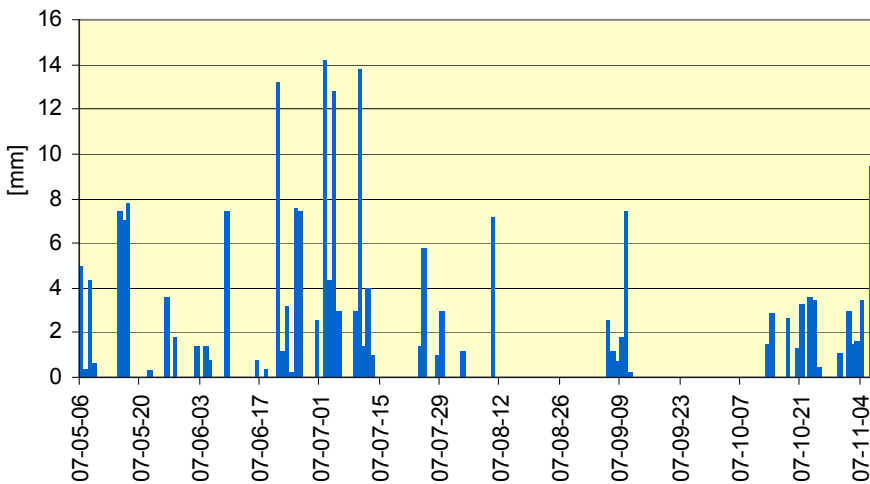
W czwartym sezonie badawczym (2006 r.) odnotowano łączną największą sumę opadów w wysokości 394,5 mm. Był to jednocześnie najdłuższy ciąg pomiarowy, w trakcie którego wystąpiły 78 dni z opadem deszczu. Dobowe sumy opadów mieściły się w przedziale od 0,3 do 42,1 mm (rys. 6.4). Rekordowe wartości obserwowano w dniach 4–8 sierpnia 2006 r., kiedy to łącznie w ciągu 82 godzin spadło 127 mm deszczu. W 2006 r. przeciętne natężenia deszczu mieściły się w zakresie od 0,14 do 22,6 mm·h⁻¹. W ostatnim sezonie pomiarowym zaobserwowano 58 dni, w czasie których skumulowana wysokość opadu osiągnęła łącznie 216,3 mm. Sumy dobowe opadu atmosferycznego wahały się od 0,2 do 14,2 mm (rys. 6.5). Przeciętne intensywności deszczu zarejestrowane w tym okresie na obiekcie badawczym mieściły się w przedziale od 0,1 do 7,6 mm.

W sumie, w trakcie badań nad rozbrzygiem gleb, zarejestrowano 234 dni z opadem, w których całkowita skumulowana wysokość opadu wyniosła 1002,7 mm. Spośród zaobserwowanych przypadków w 25% obserwacji suma dobowe opadów nie przekroczyła wysokości 1,0 mm. Deszcze w przedziale do 5,8 mm wysokości stanowiły 75% wszystkich zapisów. Średni dobowy opad atmosferyczny na obiekcie Bolesćcin oszacowano na poziomie 4,3 mm, przy odchyleniu standardowym rzędu 5,5 mm. Obliczony współczynnik zmienności, o wartości 127,3 wskazuje na bardzo duże zróżnicowanie serii opadowej. Skośność rzędu 3,1 świadczy o silnej prawostronnej asymetrii zbioru danych, czego potwierdzeniem jest dobre dopasowanie rozkładu Chi-kwadrat do badanej próby (rys. 6.6).



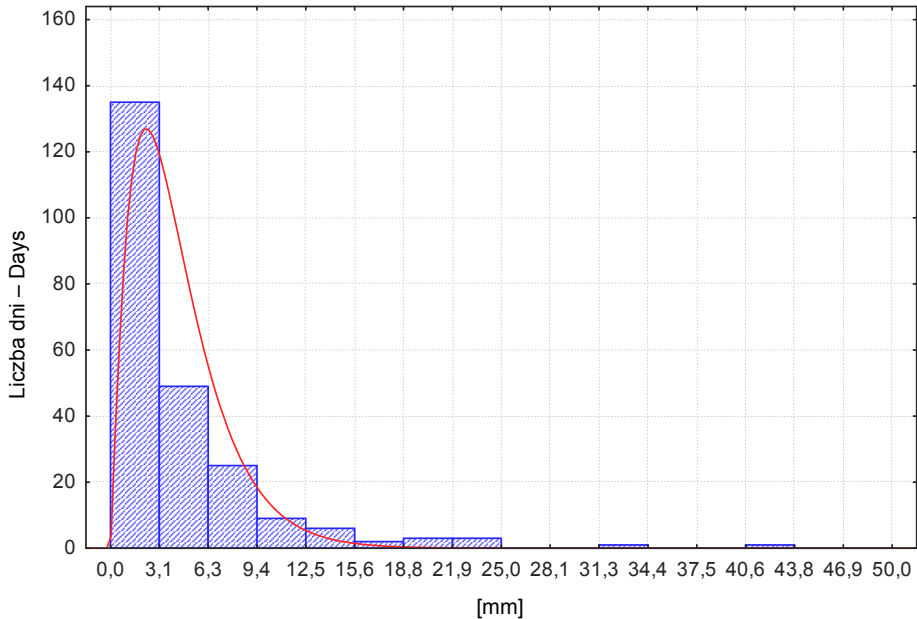
Rys. 6.4. Dobowe sumy opadów atmosferycznych w Boleścín w okresie od 28 kwietnia 2006 r. do 20 grudnia 2006 r.

Fig. 6.4. The daily precipitation height in Boleścín from 28 April to 20 December 2006



Rys. 6.5. Dobowe sumy opadów atmosferycznych w Boleścín w okresie od 06 maja 2007 r. do 06 listopada 2007 r.

Fig. 6.5. The daily precipitation height in Boleścín from 06 May to 06 November 2007

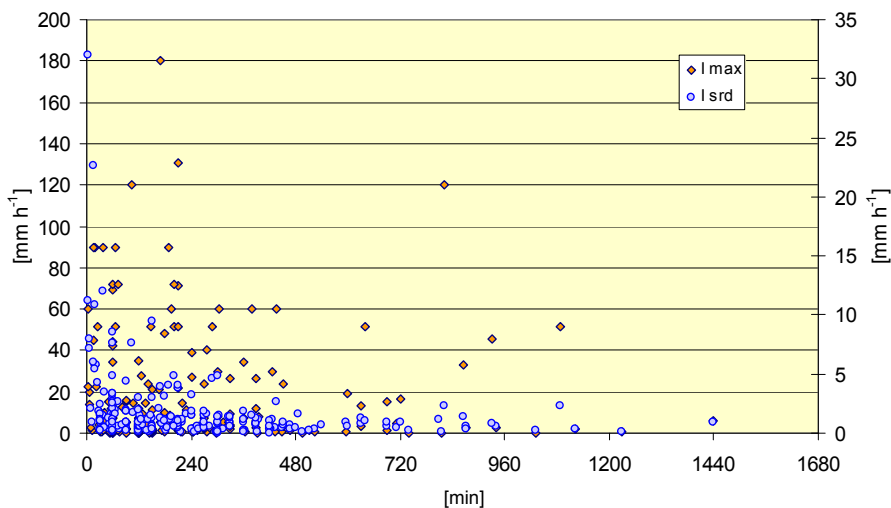


Rys. 6.6. Rozkład wysokości deszczów [mm] zarejestrowanych na posterunku Boleścin w latach 2003–2007

Fig. 6.6. Precipitation height [mm] distribution in Boleścin in 2003–2007

Według uzyskanego rozkładu istnieje 50% prawdopodobieństwo, że dobowe sumy opadów nie przewyższą poziomu 9,3 mm. Z 90% prawdopodobieństwem można przypuszczać, iż opady na obiekcie Boleścin nie przekroczą 16,0 mm na dobę. Prezentowana powyżej dystrybucja najlepiej opisuje analizowany zbiór danych pluwiometrycznych. Próby dopasowania rozkładu gamma i log-normalnego nie przyniosły tak satysfakcjonujących rezultatów.

W całym okresie badawczym spośród wszystkich zaobserwowanych deszczów tylko 7% spełniło kryterium USLE dotyczące progowej wysokości opadu $P \geq 12,7$ mm. Pomimo iż większość zarejestrowanych opadów nie była na tej podstawie sklasyfikowanych jako tzw. „deszcze erozyjne”, to i tak skutkowały one pojawianiem się zjawiska rozbrzygu. Niejednokrotnie bowiem o ilości i intensywności odrywania cząstek gleby decydowały chwilowe charakterystyki energetyczne deszczu. Zarejestrowane w czasie badań chwilowe maksymalne natężenia opadów w większości przypadków (61% obserwacji) nie przekraczały wartości $10,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (rys. 6.7). Intensywności chwilowe mieszczące się w przedziale od $10,1$ do $20,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ stanowiły przeciętnie około 12% obserwowanych przypadków. Około 4% zarejestrowanych maksymalnych natężeń deszczu przekroczyło $80 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Absolutne maksymalne intensywności chwilowe wynosiły od 120 do $180 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$.



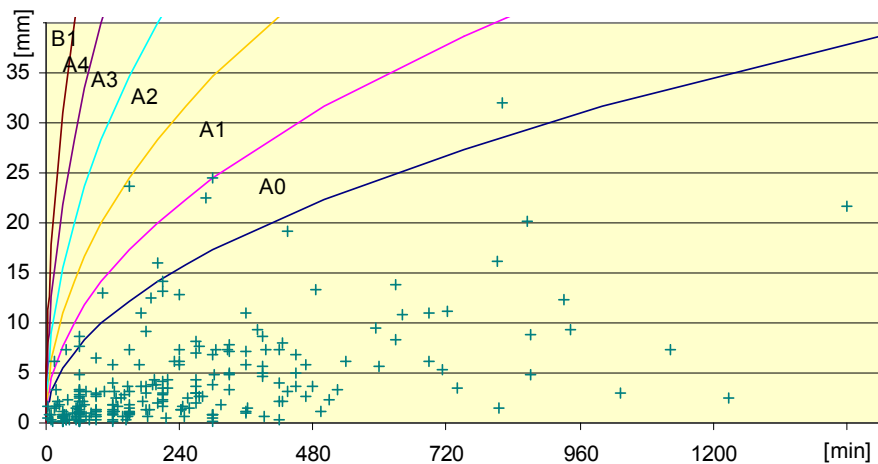
Rys. 6.7. Zmienność średnich $[I_{srd}]$ i maksymalnych chwilowych intensywności opadów $[I_{max}]$ w zależności od czasu trwania deszczu [min] na posterunku meteorologicznym Boleścin
 Fig. 6.7. The mean $[I_{srd}]$ and the maximum momentum precipitation rate $[I_{max}]$ in relation to rain-fall time duration [min.] in Boleścin

Oceny jakościowej opadów zarejestrowanych na obiekcie Boleścin dokonano z wykorzystaniem klasyfikacji deszczów ulewnych i nawałnych oryginalnie zaproponowanej przez Chomicza [1951]. Zestawione wysokości i czasy trwania opadów odniesiono do właściwych kategorii deszczów (rys. 6.8).

Obliczone współczynniki wydajności deszczów przyjmowały wartości w szerokim przedziale zmienności od 0,01 do 1,94. Zdecydowaną większość 97% obserwowanych przypadków sklasyfikowano jako „deszcze zwykłe”, z tego charakterystyki 6 opadów odpowiadały wartościom granicznym pomiędzy „zwykłym” a „silnym” deszczem. Typowe „opady silne” lub „słabsze ulewy” stanowiły ok. 3% wszystkich zarejestrowanych zdarzeń. Ulewy I stopnia wystąpiły w 3 przypadkach.

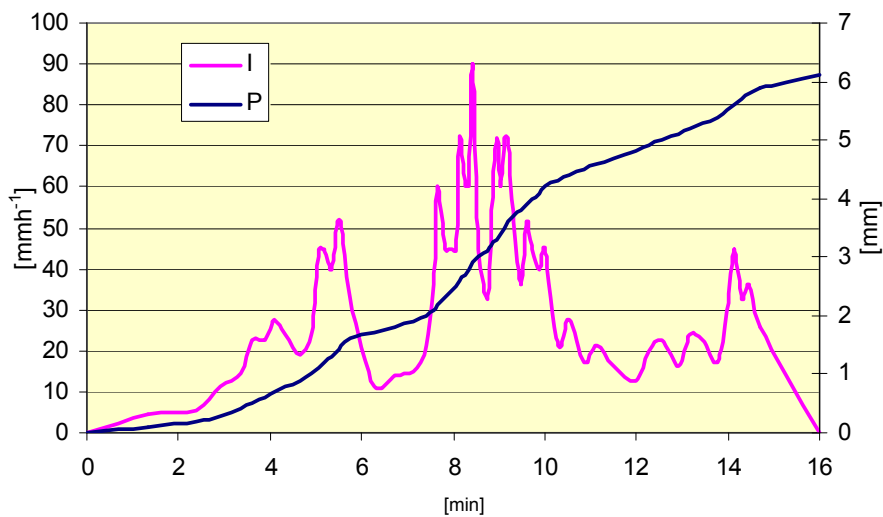
Jeden z bardziej gwałtownych opadów zarejestrowanych w trakcie badań wystąpił 19 maja 2006 r., kiedy to w ciągu 16 minut spadło ponad 6 mm deszczu (rys. 6.9). Według skali Chomicza opad ten należy uznać za deszcz ulewny I stopnia, natomiast zgodnie z klasyfikacją wg Lorenc [2005] można go już zaliczyć do deszczów ulewnych II klasy.

W przedstawionym przykładzie średnia intensywność deszczu wynosiła $22,6 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Wartość ta nie oddaje w pełni potencjału erozyjnego obserwowanego opadu. Z analizy szczegółowego pluwiogramu wynika, że dynamika opadu była bardzo duża, a chwilowe natężenia deszczu znacznie przekraczały poziom uśredniony. Aby w dokładny sposób ocenić wpływ naturalnego deszczu na wielkość rozbryzgu gleb, konieczne było pozyskanie możliwie jak najbardziej szczegółowych danych kwantyfikujących energię erozyjną opadu.



Rys. 6.8. Klasyfikacja deszczów ulewnych i nawaalnych wg Chomicza (A₀ – opad silny, A₁ – ulewa I stopnia, A₂ – ulewa II st., A₃ – ulewa III st., A₄ – ulewa IV st., B₁ – opad nawaalny I st., (+) – opady zarejestrowane w czasie badań na obiekcie Bolescin)

Fig. 6.8. Classification of stormy and torrential rains by Chomicz (A₀ – heavy rain, A₁ – stormy rain I, A₂ – stormy rain II, A₃ – stormy rain III, A₄ – stormy rain IV, B₁ – torrential rain; (+) – rainfalls recorded during erosion research in Bolescin)



Rys. 6.9. Przykład pluwiogramu deszczu ulewnego z 19 maja 2006 r. (I – intensywność opadu [mm·h⁻¹]; P – wysokość opadu [mm])

Fig. 6.9. Pluviograph of the stormy rainfall on 19 May 2006 (I – precipitation rate; P – precipitation height)

Energia kinetyczna deszczów na obiekcie Bolescin

Energia erozyjna opadów zarejestrowanych w czasie badań została oszacowana z wykorzystaniem 3 ogólnie dostępnych równań empirycznych wiążących wysokość i intensywność z energią kinetyczną opadu.

Do obliczenia energii kinetycznej opadu atmosferycznego wykorzystano najbardziej upowszechnione logarytmiczne równanie Wischmeiera i Smitha:

$$Ek_i = (206 + 87 \log_{10} I_i) P_i$$

gdzie:

Ek – energia kinetyczna opadu w przedziale czasu [$J \cdot m^{-2}$],

I – natężenie opadu w przedziale czasu [$mm \cdot h^{-1}$],

P – wysokość opadu w przedziale czasu [mm].

Drugą zastosowaną formułą było wykładnicze równanie Browna i Fostera, które wcześniej do badań nad rozbryzgiem gleb lessowych z powodzeniem zastosował Rejman [2006]:

$$E_{ki} = \sum_{i=1}^n 0,29 [1 - 0,72 \exp(-0,05 I_i)] \Delta P_i$$

gdzie:

Ek – energia kinetyczna opadu przypadająca na jednostkę powierzchni [$MJ \cdot ha^{-1}$],

I – intensywność opadu w okresie o stałej cząstkowej intensywności [$mm \cdot h^{-1}$],

P – suma opadu w okresie o stałej cząstkowej intensywności [mm].

Do obliczeń wykorzystano również zależność zaproponowaną przez Licznara [2008], opracowaną dla warunków Wrocławia:

$$Ek_i = 11,1 P_i$$

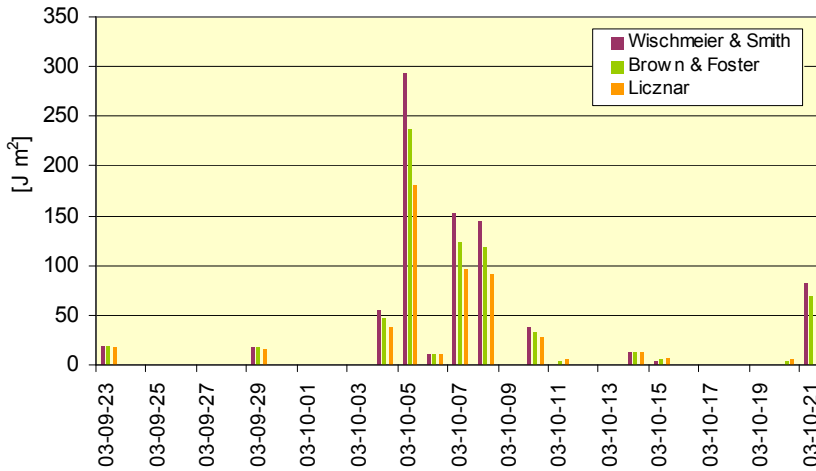
gdzie:

Ek – energia kinetyczna opadu w przedziale czasu [$J \cdot m^{-2}$],

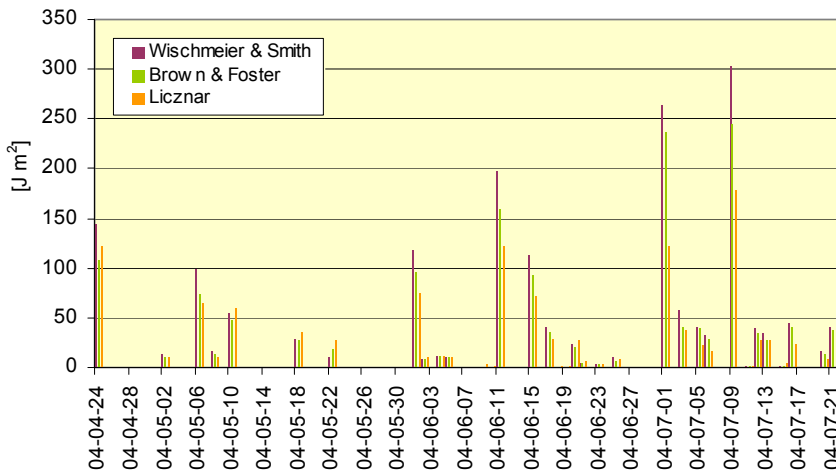
P – wysokość opadu w przedziale czasu [mm].

Energia kinetyczna deszczów została obliczona dla każdej warstwy 0,1 mm opadu zarejestrowanego za pomocą deszczomierza elektronicznego. Otrzymane wartości odpowiadały strumieniowi energii w kolejnych krokach czasowych, w których opad charakteryzował się stałą intensywnością. Skumulowana jednostkowa energia kinetyczna [$J \cdot m^{-2}$] każdego opadu została oznaczona poprzez zsumowanie wszystkich obliczonych wartości cząstkowych.

W sezonie badawczym 2003 r. energie kinetyczne opadów deszczu obliczone za pomocą formuły Wischmeiera-Smitha wahały się w szerokim przedziale zmienności od 0,8 do 293,7 $J \cdot m^{-2}$ (rys. 6.10). Łączna energia opadu wyniosła 829,8 $J \cdot m^{-2}$. Energia deszczów oszacowana dzięki wykorzystaniu zależności Browna-Fostera osiągnęła w analizowanym okresie skumulowaną wartość 649,7 $J \cdot m^{-2}$, przy czym poziomy energetyczne poszczególnych opadów mieściły się w granicach od 3,3 do 236,6 $J \cdot m^{-2}$. Najniższą sumaryczną wartość energii kinetycznej w 2003 r. otrzymano, stosując formułę Licznara i wyniosła ona łącznie 559,4 $J \cdot m^{-2}$ dla serii opadów, których energie całkowite wahały się od 5,6 do 179,8 $J \cdot m^{-2}$.



Rys. 6.10. Jednostkowa energia kinetyczna opadów atmosferycznych [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] w Bolescinie w okresie od 23 września 2003 r. do 21 października 2003 r.
 Fig. 6.10. Specific kinetic energy of rainfalls [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] in Bolescin from 23 September to 21 October 2003

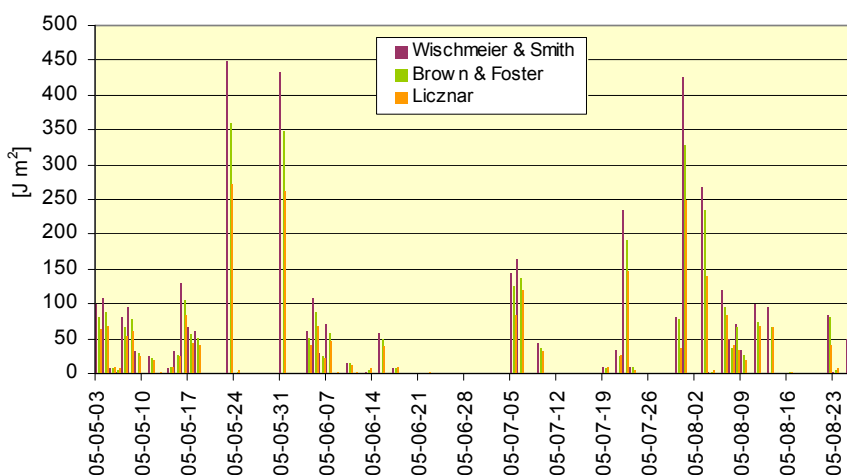


Rys. 6.11. Jednostkowa energia kinetyczna opadów atmosferycznych [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] w Bolescinie w okresie od 24 kwietnia 2004 r. do 22 lipca 2004 r.
 Fig. 6.11. Specific kinetic energy of rainfalls [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] in Bolescin from 24 April to 22 July 2004

W 2004 r. wartość energii kinetycznej oszacowana równaniem Wischmeiera-Smitha wahała się od 0,1 do 304,3 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$ (rys. 6.11). Energia całkowita dla wszystkich zarejestrowanych opadów osiągnęła poziom 1831,9 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$. Wartości uzyskane za pomocą równania Browna-Fostera zmieniały się w przedziale od 0,1 do 245,7 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$. Skumulowana

energia dla całego okresu wyniosła $1545,9 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Najniższe obliczone wielkości uzyskano, stosując formułę Licznara. Przedział zmienności energetycznej zamykał się w granicach od $1,1$ do $177,6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Energia całkowita w sezonie pomiarowym osiągnęła poziom $1231,0 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$.

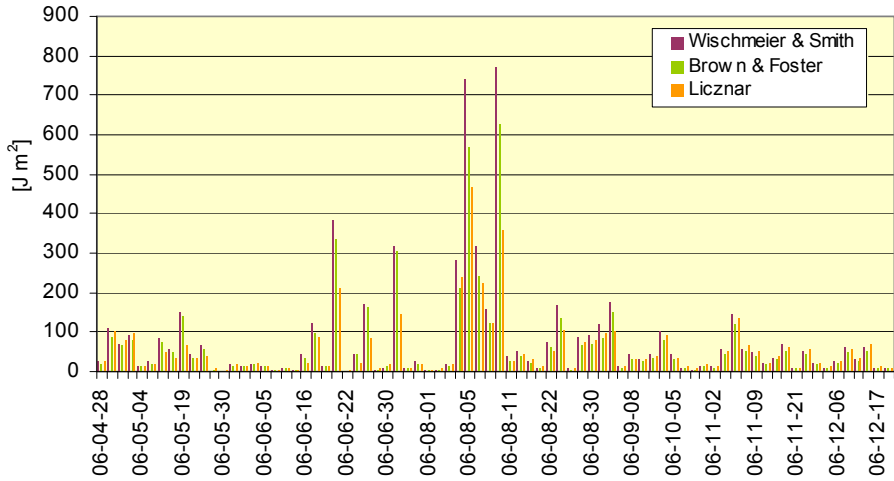
W trzecim sezonie pomiarowym 2005 r. energie pojedynczych opadów, liczone wzorem Wischmeiera-Smitha, występowały w przedziale od $0,1$ do $448,6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$ (rys. 6.12). Skumulowana energia okresowa wyniosła $3998,9 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Wyniki obliczeń z zastosowaniem formuły Browna-Fostera wskazywały na zmienność energetyczną poszczególnych deszczów w zakresie od $0,1$ do $359,9 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Całkowita wielkość energii kinetycznej obserwowanego ciągu opadowego wyniosła $3298,0 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Podobnie jak w poprzednich latach najniższe wartości uzyskano z obliczeń według ostatniego wzoru. Odpowiednio przedział zmienności mieścił się w granicach wartości od $1,1$ do $272,0 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$, a energia skumulowana wyniosła $2560,8 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$.



Rys. 6.12. Jednostkowa energia kinetyczna opadów atmosferycznych [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] w Bolescinie w okresie od 3 maja 2005 r. do 25 sierpnia 2005 r.

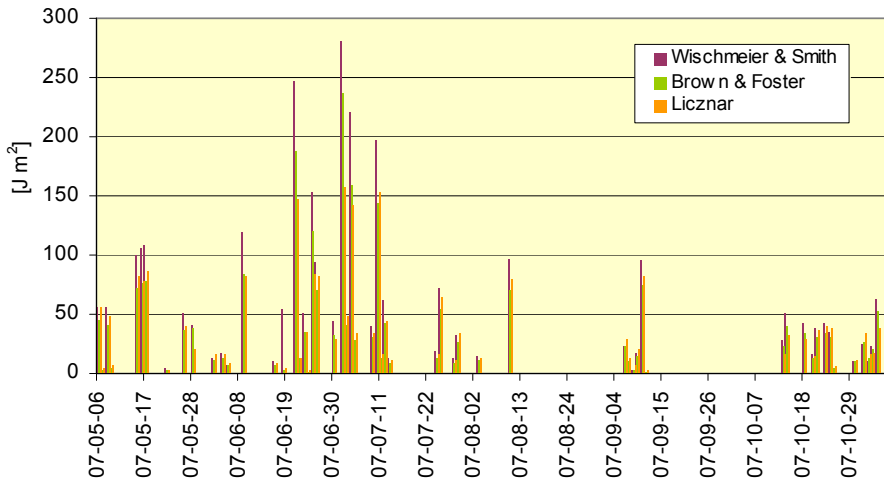
Fig. 6.12. Specific kinetic energy of rainfalls [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] in Bolescin from 3 May to 25 August 2005

W sezonie badawczym 2006 r. energie kinetyczne opadów deszczu obliczone za pomocą pierwszej formuły wahały się w przedziale zmienności od $0,4$ do $772,0 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$ (rys. 6.13). Łączna energia opadów wyniosła $6173,9 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Wysoka wartość skumulowana związana była największą liczebnością dni opadowych zarejestrowanych w 2006 r. Podobnie energia deszczów oszacowana dzięki wykorzystaniu równania Browna-Fostera osiągnęła w analizowanym okresie wartość $5066,5 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$, przy czym wydajności energetyczne poszczególnych opadów mieściły się w granicach od $0,8$ do $627,4 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Sumaryczna sezonowa wartość energii kinetycznej otrzymana z zastosowaniem formuły Licznara wyniosła $4379,0 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$ dla opadów, których energie przyjmowały poziomy w przedziale od $3,3$ do $467,3 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$.



Rys. 6.13. Jednostkowa energia kinetyczna opadów atmosferycznych [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] w Bolescinie w okresie od 28 kwietnia 2006 r. do 20 grudnia 2006 r.

Fig. 6.13. Specific kinetic energy of rainfalls [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] in Bolescin from 28 April to 20 December 2006

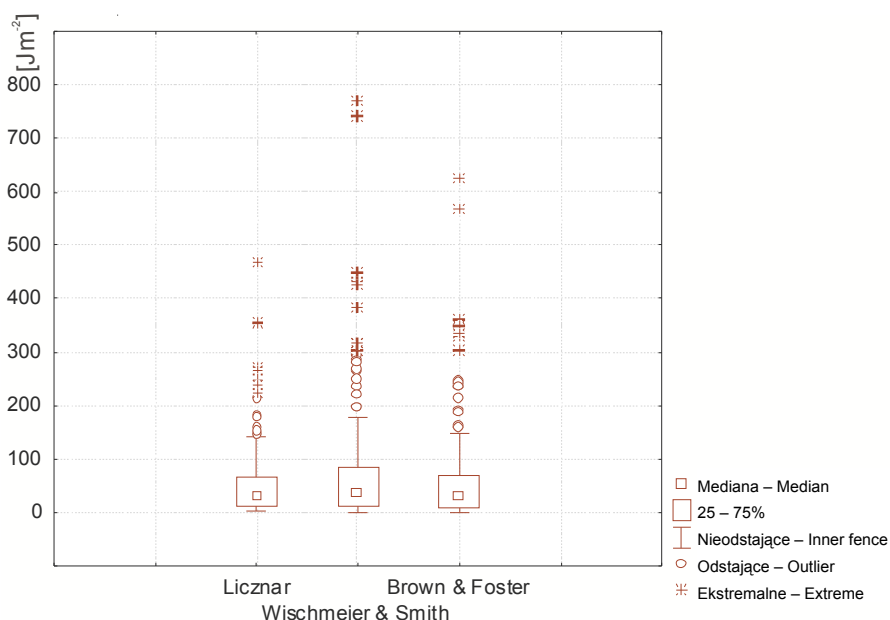


Rys. 6.14. Jednostkowa energia kinetyczna opadów atmosferycznych [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] w Bolescinie w okresie od 6 maja 2007r. do 6 listopada 2007 r.

Fig. 6.14. Specific kinetic energy of rainfalls [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] in Bolescin from 6 May to 6 November 2007

W ostatnim sezonie pomiarowym zmienność energetyczna pojedynczych opadów, szacowana formułą Wischmeiera-Smitha, wahała się od 0,1 do 280,3 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$ (rys. 6.14). Dla sumarycznej warstwy zarejestrowanych opadów energia całkowita wyniosła 3203,4 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$. Energia skumulowana obliczona drugą formułą osiągnęła poziom 2442,0 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$ dla szeregu deszczów, charakteryzujących się energiami kinetycznymi rzędu od 0,8 do 236,1 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$. Podobnie jak w pozostałych sezonach pomiarowych najniższe oszacowanie otrzymano, stosując ostatnią zależność empiryczną. Energia całkowita w tym przypadku wyniosła 2400,4 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$, a przedział zmienności energetycznej pojedynczych opadów zamykał się w granicach od 2,2 do 157,6 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$.

Przestawione powyżej wielkości energii kinetycznej opadów zarejestrowanych na obiekcie Bolesćin różniły się w zależności od typu równania wykorzystanego w obliczeniach (rys. 6.15). Rozkład wszystkich 3 serii wyników był silnie prawostronnie asymetryczny. Skośność rozkładu wynosiła 3,62 dla energii obliczonej wg równania Wischmeiera-Smitha, 3,54 dla równania Browna-Fostera oraz 3,12 dla formuły Licznara.



Rys. 6.15. Wykres zmienności energii kinetycznej opadów deszczu [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] obliczonej za pomocą równań empirycznych Wischmeiera-Smitha, Browna-Fostera oraz Licznara (obiekt Bolesćin, lata 2003–2007)

Fig. 6.15. Distribution of the rainfall specific energy [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] calculated with use of empirical functions by Wischmeier-Smith, Brown-Foster and Licznar (Bolesćin, 2003–2007)

Największe zróżnicowanie wykazały wyniki otrzymane w pierwszej serii obliczeniowej. Współczynnik zmienności w tym przypadku wyniósł aż 151,1, przy średniej 68,5 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$ i odchyleniu standardowym rzędu 103,6 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$. Spośród uzyskanych wartości energetycznych 25% danych nie przekracza wartości 10,8 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$, a 75% obserwacji zawiera się w przedziale do 82,9 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$. Wielkości energii wyznaczonych modelem

Browna-Fostera również wykazywały duże zróżnicowanie (współczynnik zmienności wyniósł 149,6). Średnia arytmetyczna wynosiła $55,7 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Odchylenie standardowe dla tej serii obliczeniowej było mniejsze niż w poprzednim przypadku i wyniosło $83,4 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Spośród wszystkich estymowanych wartości 25% jest mniejszych od $9,5 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$, a 75% obserwacji nie przekracza poziomu $68,6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Najmniej zróżnicowane dane uzyskano w wyniku obliczeń z zastosowaniem równania zaproponowanego przez Licznara, współczynnik zmienności tego rozkładu był najniższy i wyniósł 127,3. Z całej serii obliczeniowej 25% danych mieściło się w zakresie do $11,1 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$, natomiast 75% w zakresie do $64,4 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Przy średniej rzędu $47,6 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$ odchylenie standardowe wyniosło $60,5 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$.

Analiza uzyskanych wyników obliczeń wskazuje, iż stosowanie równania Wischmeiera-Smitha daje rezultaty zawyżone przeciętnie o około 66% w stosunku do otrzymywanych za pomocą obliczeń wykonywanych wg formuły Licznara. Wyniki te są również zawyżone o około 25% w relacji do rezultatów obliczeń z wykorzystaniem zależności Browna-Fostera. Z kolei zastosowanie równania Browna-Fostera zawyża wielkość energii w stosunku do wielkości uzyskanej dzięki równaniu Licznara o około 33%. Tak niejednoznaczne rezultaty wymagały systematycznej oceny porównawczej. Dla szeregu 234 dni opadowych, dla których energie kinetyczne obliczono 3 różnymi formułami empirycznymi, przeprowadzono test t-Studenta dla prób zależnych (tab. 6.1).

Tabela 6.1
Table 6.1

Test t-Studenta dla prób zależnych (energie kinetyczne deszczów wg różnych formuł empirycznych) – zaznaczone różnice są istotne z $p < 0,05000$
T-Student test for dependened series (kinetic energy estimated from different empirical models) – indicated differences are significant with $p < 0,05000$

Zmienne Variables	Średnia Mean	Odch. st. St. Dev.	Różnica Difference	Odch. st. Różnica St. Dev. Diff.	t	p
Wischmeier-Smith vs. Licznar	68,5	103,6				
	47,6	60,6	21,0	46,7	6,9	<u>0,000000</u>
Wischmeier-Smith vs. Brown-Foster	68,5	103,6				
	55,8	83,4	12,8	21,6	9,0	<u>0,000000</u>
Brown-Foster vs. Licznar	55,8	83,4				
	47,6	60,6	8,2	30,1	4,2	<u>0,000044</u>

Wyniki analizy porównawczej wykazały, że z prawdopodobieństwem 95% wartości energii kinetycznych obliczonych wg przyjętych zależności logarytmicznej, wykładniczej i liniowej różnią się statystycznie istotnie. Wobec powyższego przyjmowanie wartości uśrednionych z 3 różnych estymacji jest bezcelowe i konieczny jest wybór jednego wariantu obliczeniowego. Kryterium właściwego wyboru powinno opierać się na dodatkowej informacji, jaką jest np. reakcja podłoża glebowego na oddziaływanie energetyczne deszczu. Takim niezależnym wskaźnikiem energii kinetycznej opadu jest niewątpliwie masa oderwanych i przemieszczonych cząstek gleby.

6.2. Charakterystyki disdrometryczne i erozyjność deszczów na stacji Wrocław-Swojec

Pomiary wielkości rozbryzgu gleby lessowej na obiekcie Wrocław-Swojec były wykonywane w okresie od 11 sierpnia 2006 do 12 grudnia 2007 r. Począwszy od 3 września 2006 r. na stanowisku eksperymentalnym wprowadzono precyzyjny monitoring warunków opadowych realizowany z wykorzystaniem disdrometru laserowego. Dane disdrometryczne rejestrowano w odstępach 1-minutowych. Dla każdej minuty trwania opadu otrzymywano macierze DSD, które zawierały informacje dotyczące średnicy i liczebności kropeł deszczu oraz ich prędkości opadania. Disdrometr zapisywał informacje pluwiometryczne w oparciu o predefiniowane klasy zmienności (tab. 6.2).

Tabela 6.2

Table 6.2

Disdrometryczne klasy średnic i prędkości kropeł deszczu
Disdrometer class binning of diameter and speed

Klasa – Class	Średnica kropli [mm] Raindrop diameter [mm]	Klasa – Class	Prędkości kropli [m·s ⁻¹] Raindrop fall velocity [m·s ⁻¹]
1	≥ 0,125	1	≥ 0,000
2	≥ 0,250	2	≥ 0,200
3	≥ 0,375	3	≥ 0,400
4	≥ 0,500	4	≥ 0,600
5	≥ 0,750	5	≥ 0,800
6	≥ 1,000	6	≥ 1,000
7	≥ 1,125	7	≥ 1,400
8	≥ 1,500	8	≥ 1,800
9	≥ 1,750	9	≥ 2,200
10	≥ 2,000	10	≥ 2,600
11	≥ 2,500	11	≥ 3,000
12	≥ 3,000	12	≥ 3,400
13	≥ 3,500	13	≥ 4,200
14	≥ 4,000	14	≥ 5,000
15	≥ 4,500	15	≥ 5,800
16	≥ 5,000	16	≥ 6,600
17	≥ 5,500	17	≥ 7,400
18	≥ 6,000	18	≥ 8,200
19	≥ 6,500	19	≥ 9,000
20	≥ 7,000	20	≥ 10,000
21	≥ 7,500	21	–
22	≥ 8,000	22	–

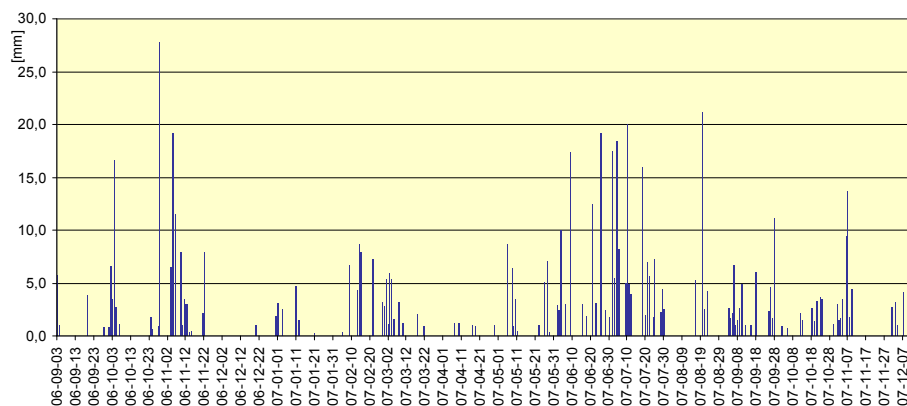
Urządzenie zostało fabrycznie wytarowane na podstawie empirycznej zależności pomiędzy wielkością kropli a jej prędkością swobodnego opadania w warunkach bezwietrznych (tab. 6.2), pierwotnie określonej m.in. w doświadczeniach Gunna i Kinzera [1949].

Tabela 6.3
Table 6.3

Tabela kalibracyjna disdrometru laserowego dla warunków bezwietrznych
Laser disdrometer calibration data for windless conditions

Średnica kropli [mm] Raindrop diameter [mm]	Prędkości kropli [$m \cdot s^{-1}$] Raindrop fall velocity [$m \cdot s^{-1}$]
0,2	0,73
0,3	1,2
0,8	3,3
0,9	3,7
1,8	6,1
2,2	6,9
3,2	8,3
5,8	9,2

W badaniach nad rozbryzgiem gleb przeanalizowano 141 dni deszczowych zarejestrowanych za pomocą disdrometru. Sumaryczna wysokość opadu w tym okresie wyniosła 643 mm. Najwyższy dobowy opad zanotowano 29 października 2006 r. i wyniósł on 27,8 mm. Sumy dobowe opadów analizowanych w trakcie badań erozyjnych przedstawiono na rysunku 6.16.

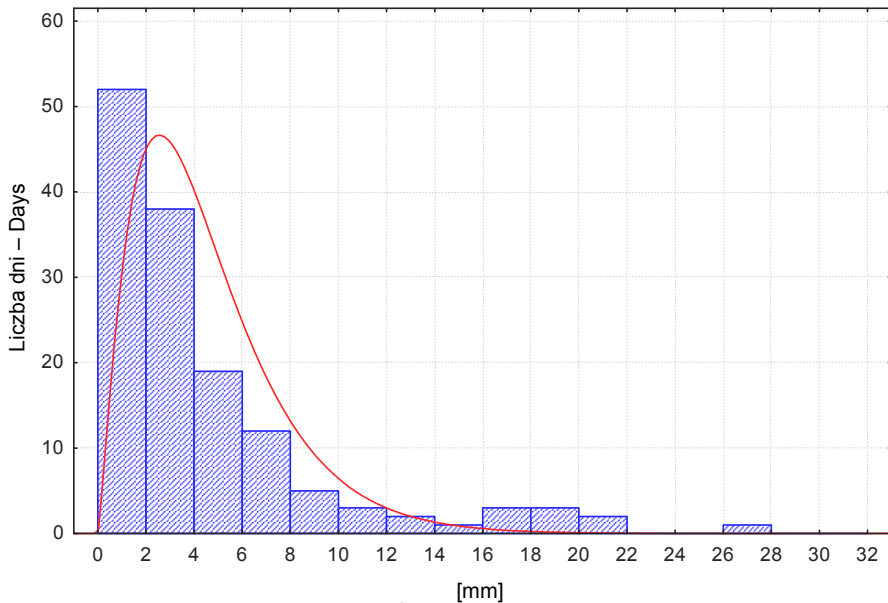


Rys. 6.16. Dobowe sumy opadów atmosferycznych [mm] na stacji Wrocław-Swojec zarejestrowanych za pomocą disdrometru laserowego w okresie od 3 września 2006 r. do 12 grudnia 2007 r.

Fig. 6.16. The daily precipitation height [mm] in Wrocław-Swojec station recorded with laser disdrometer, from 3 September to 12 December 2007

W okresie badawczym dla 25% obserwacji suma dobowa opadów nie przekroczyła wartości 1,4 mm. Deszcze w przedziale do 5,6 mm wysokości stanowiły 75% wszystkich zapisów. Najczęściej na obiekcie pojawiały się opady, których wysokość nie przekraczała 2 mm na dobę. Średni dobowy opad atmosferyczny na obiekcie Wrocław-Swojec oszacowano na poziomie 4,5 mm. Obliczony współczynnik zmienności,

o wartości 109,6 świadczy o dużym zróżnicowaniu serii danych pluwiometrycznych, a skośność na poziomie 2,18 – o bardzo silnej prawostronnej asymetrii zbioru danych, który statystycznie najlepiej opisywany jest przez rozkład chi-kwadrat (rys. 6.17).

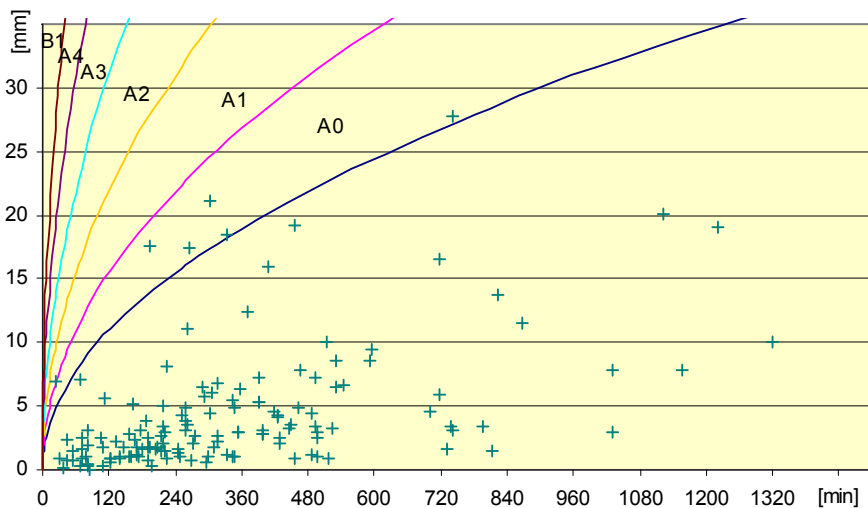


Rys. 6.17. Rozkład wysokości [mm] deszczów zarejestrowanych za pomocą disdrometru na obiekcie Wrocław-Swojec w trakcie badań nad rozbryzgiem

Fig. 6.17. Precipitation height [mm] distribution in Wrocław-Swojec during soil splash research

Średnie intensywności opadów obserwowanych na obiekcie Wrocław-Swojec wahały się w przedziale od 0,02 do 17,4 mm·h⁻¹. Kluczowe dla opisu zjawiska rozbryzgu były maksymalne intensywności chwilowe, które w przypadku danych disdrometrycznych zostały obliczone dla 1-minutowych interwałów czasowych. Ponad 50% obserwowanych intensywności chwilowych nie przekraczało poziomu 0,7 mm·h⁻¹. Około 28% obserwacji zawierało się w przedziale od 0,7 do 2,0 mm·h⁻¹. Przypadki, kiedy chwilowe natężenie deszczu przekroczyło poziom 50 mm·h⁻¹, stanowiły 0,08% zebranych danych pluwiometrycznych. Absolutnie maksymalne intensywności chwilowe sięgały poziomu 97,3 mm·h⁻¹.

Wyjątkowo ekstremalne wartości natężenia deszczu charakteryzowały opad, który wystąpił 21 lipca 2007 roku. Zgodnie z klasyfikacją opadów wg Chomicza (rys. 6.18) wymieniony opad można sklasyfikować jako „deszcz ulewny 1 stopnia”, w czasie którego w ciągu 24 minut spadło 7 mm wody.



Rys. 6.18. Klasyfikacja deszczów ulewnych i nawałnych wg Chomicza (A₀ – opad silny, A₁ – ulewa I stopnia, A₂ – ulewa II st., A₃ – ulewa III st., A₄ – ulewa IV st., B₁ – opad nawałny I st., (+) – opady zarejestrowane w czasie badań na obiekcie Wrocław-Swojec)
 Fig. 6.18. Classification of stormy and torrential rains by Chomicz (A₀ – heavy rain, A₁ – stormy rain I, A₂ – stormy rain II, A₃ – stormy rain III, A₄ – stormy rain IV, B₁ – torrential rain; (+) – rainfalls recorded during erosion research in Wrocław-Swojec)

Oprócz wspomnianej ulewy w całym okresie pomiarowym zaobserwowano 5 przypadków „opadów silnych” o współczynnikach wydajności rzędu od 1,01 do 1,25. Pozostałe opady sklasyfikowano jako „deszcze zwykłe”.

Rozkłady wielkości kropli

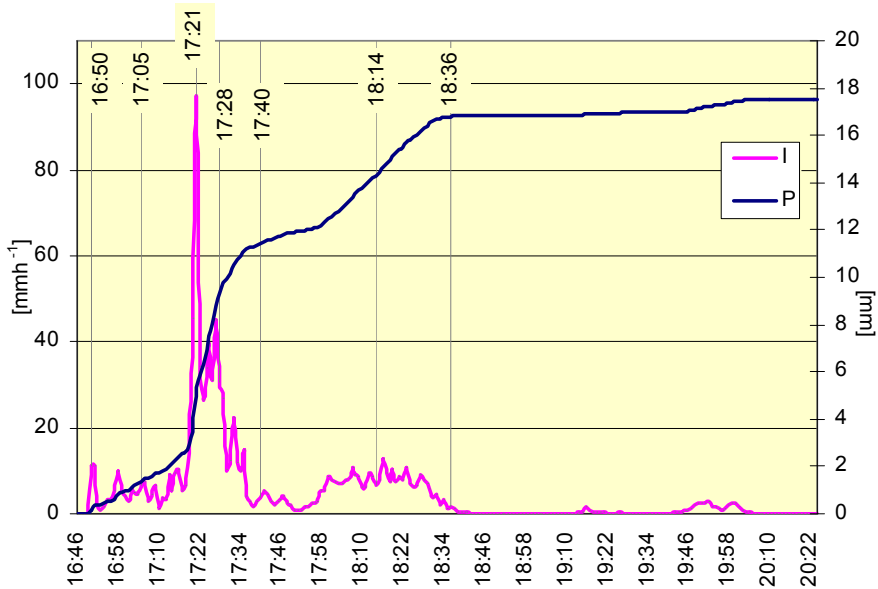
Pozyskanie szczegółowych macierzy rozkładu wielkości kropli deszczu umożliwiło przeanalizowanie warunków pluwialnych w zupełnie nowy sposób – dotychczas niemożliwy z powodu braku odpowiedniej aparatury pomiarowej. Ze względu na wyjątkowo dużą objętość zebranego materiału (pozyskano około 20 000 macierzy) zdecydowano się wyłącznie na prezentacje przykładowych wykresów spektralnych DSD dla 3 różnych typów deszczów. Przedstawione oryginalne dane są reprezentatywne dla powierzchni pomiarowej 45,6 cm².

Korzystając z przedstawionej powyżej klasyfikacji wg Chomicza, do prezentacji danych DSD wybrano:

- deszcz silny z 02 lipca 2007 r.,
- deszcz zwykły z 22 sierpnia 2007 r.,
- deszcz o niskiej intensywności (mżawka) z 07 kwietnia 2007 r.

Zarejestrowany przez disdrometr czas trwania opadu z 02 lipca 2007 r. wyniósł około 112 minut (rys. 6.19). Całkowita suma opadu osiągnęła wysokość 17,5 mm. W ciągu

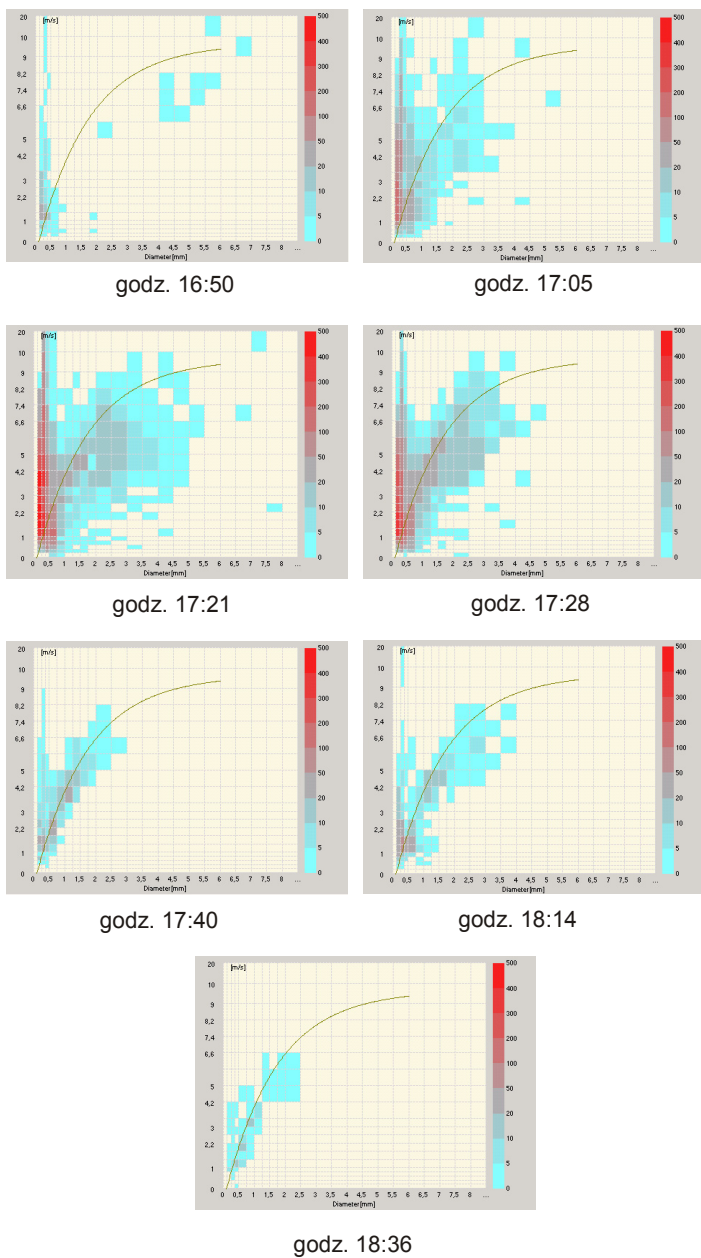
pierwszych 30 minut intensywności chwilowe osiągały maksymalne wartości na poziomie około $11,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. W początkowej fazie opadu intensywność 1-miutowa średnio wynosiła $5,4 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Wykresy spektralne ilustrujące chwilowe charakterystyki DSD deszczu w tym czasie pochodzą z godziny 16:50 i 17:05 (rys. 6.20).



Rys. 6.19. Przykład pluwiogramu deszczu silnego z 2 lipca 2007 r. (I – intensywność opadu [$\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$]; P – wysokość opadu [mm]), Wrocław-Swojec

Fig. 6.19. Pluviograph of the heavy rainfall on 2 July 2007 (I – precipitation rate [$\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$]; P – precipitation height [mm]), Wrocław-Swojec

Chwilowe natężenie opadu w tych momentach wynosiło odpowiednio $11,1 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ i $6,4 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. W początkowych minutach deszczu disdrometr zarejestrował pojedyncze krople o bardzo dużych średnicach rzędu 4–6 mm, ich ilości były jednak śladowe i wynosiły do 5–6 kropli na minutę, a średnia ich prędkość opadania wynosiła około $9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Zasadniczo spektrum DSD tej fazy opadu tworzą drobne krople o średnicach mniejszych od 0,375 mm. Przy liczebności około 304 sztuk na minutę stanowią one 78% wszystkich zarejestrowanych kropli. Ich rzeczywiste prędkości dalece odbiegają od maksymalnych prędkości opadania grawitacyjnego. Zgodnie z tabelą 6.3 końcowa prędkość opadania kropli o średnicy 0,3 mm wynosi około $1,2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, tymczasem w warunkach naturalnego opadu krople takie przemieszczają się nawet z prędkościami rzędu $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Jest to oczywiście spowodowane wpływem wiatru na ruch cząsteczek wody. Silne podmychy towarzyszące frontom burzowym unoszą z łatwością drobne krople i nadają im prędkość zbliżoną do prędkości strumienia powietrza. W przypadku większych średnic kropli deszczu ($\geq 0,75 \text{ mm}$) opisany wpływ jest słabszy.

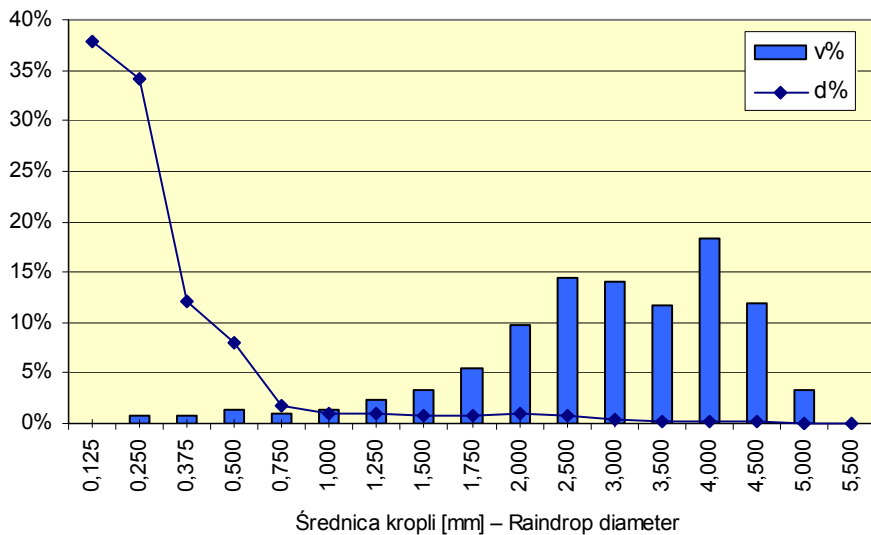


Rys. 6.20. Wykresy spektralne DSD deszczu silnego z 2 lipca 2007 r. (oś X – średnica kropeł [mm], oś Y – prędkość kropeł [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], pasek skali – liczebność kropeł), Wrocław-Swojec
 Fig. 6.20. The DSD spectrum of the heavy rain on 2 July 2007 (X axis – raindrop diameter [mm], Y axis – raindrop fall velocity [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], scalebar – drops number), Wrocław-Swojec

Spektrum DSD z godz. 17:05 charakteryzuje się większym udziałem kropeł o średnicach od 0,75 do 3,0 mm, stanowią one 11% ze wszystkich 2440 kropeł zarejestrowanych w tej minucie. Większość kropeł z tego przedziału poruszało się z prędkością od 1,0 do 6,6 m·s⁻¹. Największą liczebność w rozkładzie wielkości miały krople o rozmiarach do 0,5 mm (78%). Faza kumulacyjna deszczu trwała około 20 minut. W najwyższym punkcie pluwiogramu natężeniem chwilowe opadu wyniosło 97,3 mm·h⁻¹. Spektrum DSD ilustrujące ten moment pochodzi z godziny 17:21. W trakcie 1 minuty opadu przez powierzchnię pomiarową disdrometru przeleciało 9967 kropeł deszczu. Największy wpływ wiatru na ruch cząstek wody był widoczny, podobnie jak w poprzednich przypadkach, szczególnie w odniesieniu do kropeł o średnicach mniejszych od 0,75 mm. Ich łączny udział stanowił aż 92% wszystkich zarejestrowanych cząstek. W punkcie kulminacyjnym o największej intensywności opadu regularnie obserwowano krople deszczu o średnicy od 4 do 5,5 mm. Zasadniczo ich prędkości opadania nie przekraczały progu 7,4–8,2 m·s⁻¹. Zaobserwowane impulsy reprezentujące pojedyncze cząstki o większych średnicach mogą oznaczać drobiny gradu lub krople przelatujące w niewielkiej odległości od siebie. Prezentowane spektrum DSD świadczy o dominującej liczebności najdrobniejszych kropeł. Nie oznacza to jednak, że to one głównie decydują o ilości wody opadowej docierającej do powierzchni ziemi. Wysokość opadu jest funkcją liczebności i objętości, która z kolei jest funkcją sześcianu średnicy kropli. Analiza ilości wody deszczowej, zawartej w kroplach o różnych średnicach, wymaga zatem przekształceń funkcyjnych oryginalnych rozkładów DSD. Na przykład, w fazie kulminacyjnej najliczniejsze krople, mniejsze od 0,75 mm, przenoszą zaledwie 3% objętości wody opadowej. Największa ilość wody, bo około 61% objętości deszczu, opada wraz z kroplami o średnicach od 2 do 4,5 mm, które z kolei stanowią 2% spektrum DSD (rys. 6.21).

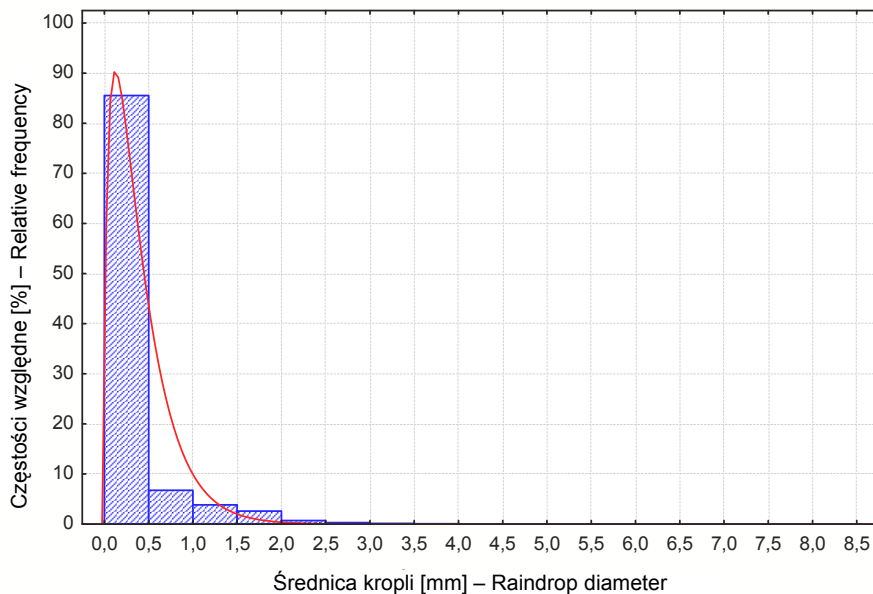
W drugiej części fazy kulminacyjnej deszczu (zilustrowanej wykresem z godziny 17:28) w zasadzie zanikają największe krople, a główne spektrum DSD tworzą cząstki o średnicach mieszczących się w przedziale do 3,5 mm. Wciąż widoczny jest znaczny wpływ wiatru na ruch mniejszych kropeł, które nadal stanowią najbardziej liczebne klasy wielkości. W kolejnych fazach opadu (godz. 17:40 i 18:14), w których chwilowe intensywności wyniosły odpowiednio 3,7 oraz 6,8 mm·h⁻¹, obserwuje się zupełny zanik większych kropeł i powolne zmniejszenie prędkości wiatru. W spektrum DSD z ostatnich minut opadu (godz. 18:36) ruch powietrza tylko w znikomy sposób zaburza swobodne opadanie drobnych kropeł deszczu. Poruszają się one z prędkościami do 6,6 m·s⁻¹, a ich wielkość nie przekracza 2,5 mm. W omawianej fazie zarejestrowano 143 krople deszczu, a chwilowa intensywność opadu wyniosła 1,5 mm·h⁻¹. Dla całego opadu przetestowano dopasowanie DSD do różnych rozkładów statystycznych. Najlepsze parametry dopasowania uzyskano dla rozkładu gamma (rys. 6.22).

Prezentowany opad burzowy, o chłodno-frontalnym charakterze, cechowała duża dynamika i gwałtowny przebieg zjawiska. Nieco inaczej wygląda rozkład wielkości kropeł deszczu zwykłego, który zostanie omówiony jako kolejny przykład. Podczas opadu, który wystąpił 22 sierpnia 2007 r., zarejestrowano warstwę 4,2 mm deszczu, który trwał około 270 minut (rys. 6.23). Chwilowe intensywności opadu nie przekraczały wartości 5,1 mm·h⁻¹. Średnie 1-minutowe natężenie deszczu wyniosło 0,9 mm·h⁻¹. W trakcie trwania opadu nie wystąpiła wyraźna faza kulminacyjna, a przebieg deszczu miał jednostajny charakter.



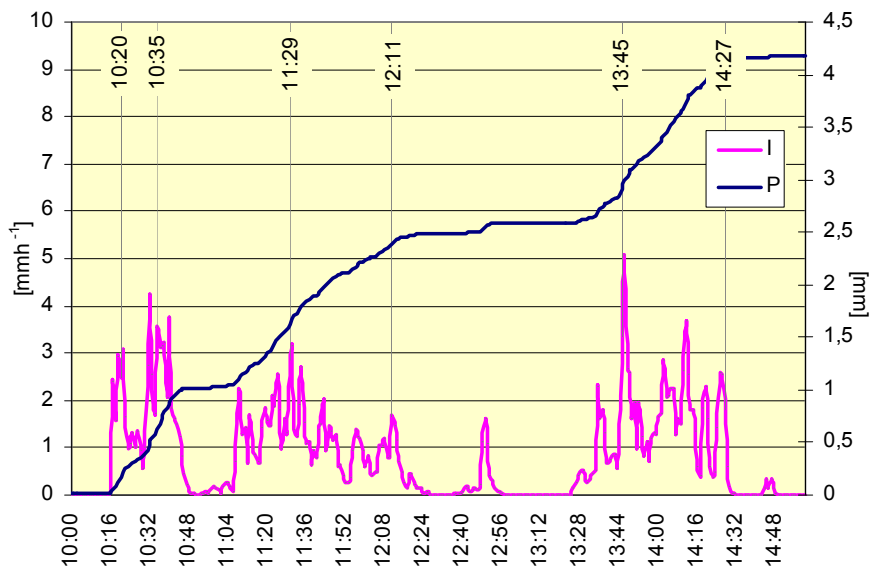
Rys. 6.21. Rozkład wielkości kropli deszczu DSD [d%] a procentowy udział objętości wody opadowej zawartej w poszczególnych kroplach [v%] na przykładzie spektrum z godz. 17:21 z 2 lipca 2007 r., Wrocław-Swojec

Fig. 6.21. The drop size distribution DSD [d%] and the water volume in the separate raindrops [v%] based on DSD spectrum at 17:21 on 2 July 2007, Wrocław-Swojec



Rys. 6.22. Rozkład gamma wielkości kropli deszczu silnego z 2 lipca 2007 roku, Wrocław-Swojec

Fig. 6.22. Gamma drops size distribution of the heavy rainfall on 2 July 2007, Wrocław-Swojec

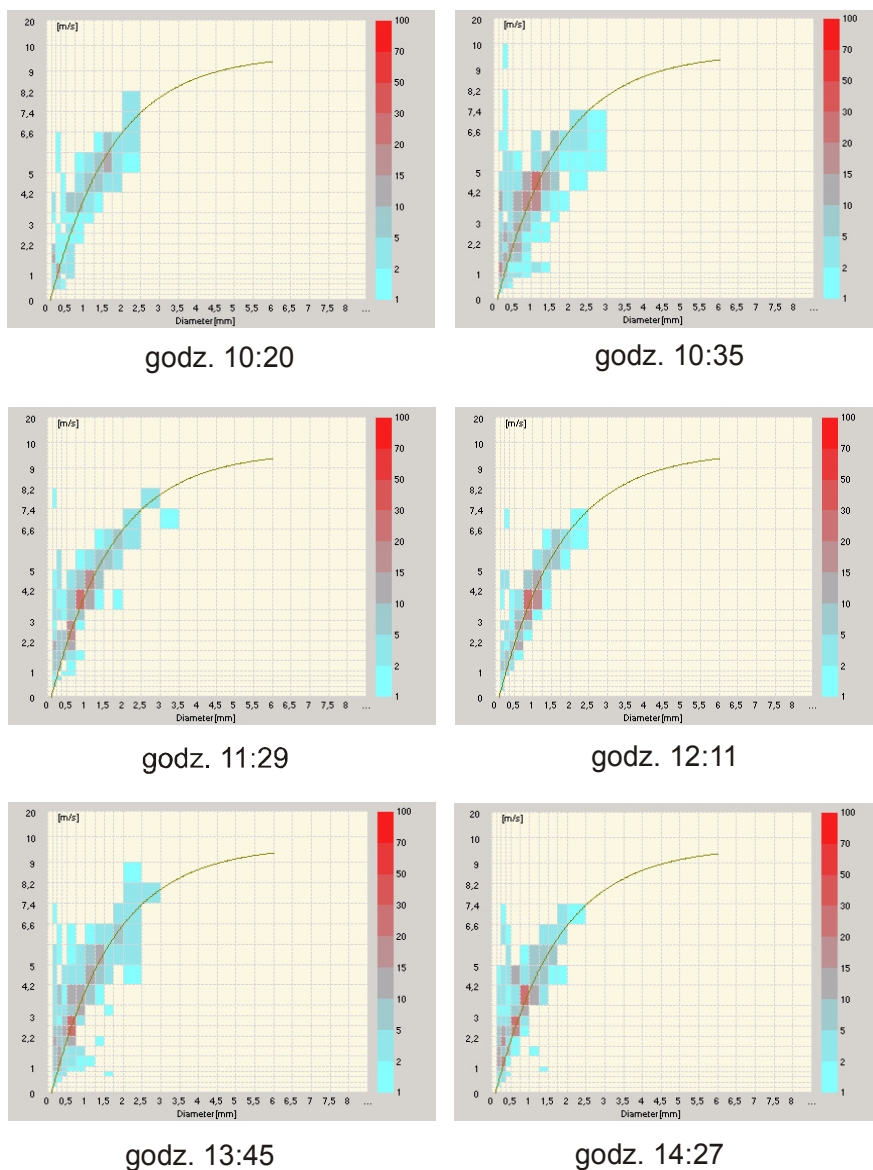


Rys. 6.23. Przykład pluwiogramu deszczu zwykłego 22 sierpnia 2007 r. (I – intensywność opadu [mm·h⁻¹]; P – wysokość opadu [mm]), Wrocław-Swojec

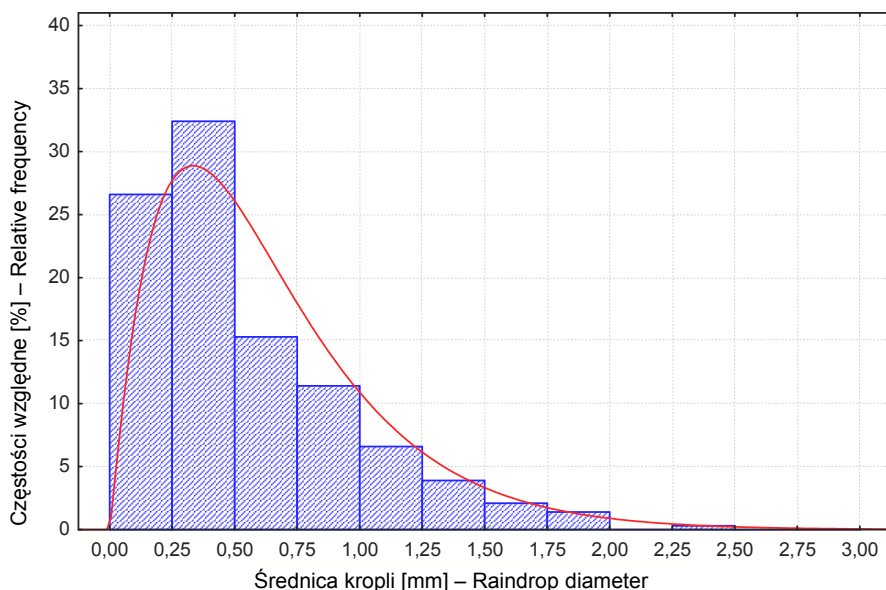
Fig. 6.23. Pluviograph of normal rainfall on 22 August 2007 (I – precipitation rate [mm·h⁻¹]; P – precipitation height [mm]), Wrocław-Swojec

Przedstawione na rysunku 6.24 wykresy DSD ilustrują rozkład wielkości kropli deszczu w różnych fazach trwania opadu. Już pobieżna ocena wskazuje, iż DSD opadu zwykłego nie zmienia się tak dynamicznie w czasie, jak to ma miejsce w przypadku deszczów silnych. Widoczny jest słabszy wpływ wiatru na prędkość przemieszczania kropli deszczu. W zasadzie, unoszeniu ulegają głównie najdrobniejsze krople o średnicach mniejszych od 0,35 mm. W pierwszych minutach opadu (godz. 10:20) intensywność chwilowa wynosiła 2,5 mm·h⁻¹, przy liczebności wszystkich kropli ok. 180 szt.·min⁻¹. Ponad połowa zarejestrowanych kropli miała średnice mniejsze od 0,75 mm, zaś wielkość pozostałych nie przekraczała 2,5 mm. Z upływem czasu (godz. 10:35) całkowita liczebność kropli się podwaja, zwiększa się procentowy udział kropli o średnicach od 0,75 do 1,25 mm. Pojawiają się krople o wielkościach dochodzących do 3,0–3,5 mm (godz. 11:29). Dla tego typu opadu są to maksymalne możliwe do osiągnięcia średnice. Prędkości opadania największych kropli nie przekraczają 8,2–9,0 m·s⁻¹. Spektrum DSD fazy zaniku opadu (godz. 14:27) zasadniczo nie różni się od poprzednich rozkładów wielkości kropli. Dla chwilowej intensywności 1,8 mm·h⁻¹ liczebność kropli wynosiła 333 sztuki. Główną część spektrum tworzą krople mniejsze od 1,0 mm, które stanowią 81% wszystkich rejestracji. W tej fazie deszczu nie obserwuje się kropli większych od 2,5 mm.

Najlepsze statystyczne dopasowanie dla spektrum DSD całego opadu otrzymano dla rozkładu gamma (rys. 6.25).



Rys 6.24. Wykresy spektralne DSD deszczu zwykłego z 22 sierpnia 2007 r. (oś X – średnica kropli [mm], oś Y – prędkość kropli [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], pasek skali – liczebność kropli), Wrocław-Swojec
 Fig. 6.24. The DSD spectrum of the heavy rain on 22 August 2007 (X axis – raindrop diameter [mm], Y axis – raindrop fall velocity [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], scalebar – drops number), Wrocław-Swojec



Rys. 6.25. Rozkład gamma wielkości kropli deszczu zwykłego z 22 sierpnia 2007 roku, Wrocław-Swojec

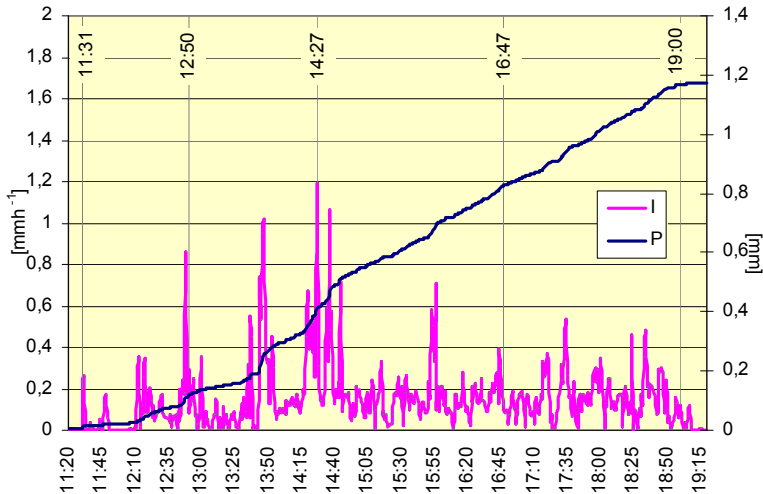
Fig. 6.25. Gamma drops size distribution of normal rainfall on 22 August 2007, Wrocław-Swojec

Ostatnim przykładem zarejestrowanych macierzy DSD są wykresy spektralne opadu atmosferycznego o małym natężeniu (z 7 kwietnia 2007 r.). Łączny czas trwania opadu (mżawki) wyniósł około 480 minut, w czasie których zarejestrowano 1,17 mm opadu. Maksymalne chwilowe natężenie wyniosło zaledwie $1,2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Średnia 1-minutowa intensywność opadu kształtowała się na poziomie $0,15 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (rys. 6.26).

Rozkład wielkości kropli tego typu opadu jest najmniej zróżnicowany spośród wszystkich przedstawionych przykładów (rys. 6.27). W zasadzie, średnice kropli nie przekraczają 0,75 mm, większe średnice rejestrowane były sporadycznie. W pierwszych chwilach opadu (godz. 11:31) natężenie wynosiło $0,2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ przy całkowitej liczebności kropli rzędu 892 sztuk. Około 90% całego spektrum DSD stanowią krople o średnicach mniejszych od 0,375 mm. Tak drobne krople ulegają wyraźnemu oddziaływaniu siły wiatru – ich prędkości opadania osiągają wartość do $5,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Prędkości większych kropli zbliżone są do wartości odpowiadających ich swobodnemu opadaniu w warunkach bezwietrznych.

W fazie kulminacyjnej z godziny 14:27 zarejestrowano nieco większy udział kropli o średnicach powyżej 0,5 mm. Najbardziej liczebną klasą były krople o średnicach z przedziału od 0,375 do 0,5 mm. Mniejsze krople stanowiły 44% ze wszystkich 2557 zaobserwowanych drobin. Wiatr wyraźnie wpływał na dynamikę ruchu spadających kropli i zwiększał ich prędkość do około $9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. W końcowej fazie opadu (godz. 19:00) zupełnie zanikają krople o średnicach większych od 0,5 mm. Zdecydowaną

większość 94% spektrum DSD mżawki tworzą krople o średnicach z przedziału od 0,25 do 0,5 mm. Chwilowa intensywność opadu osiągnęła wartość zaledwie 0,06 mm·h⁻¹, a liczebność wszystkich kropeł wyniosła 271 sztuk. Dla prezentowanych charakterystyk wielkości kropeł najlepsze statystyczne dopasowanie uzyskano dla rozkładu gamma (rys. 6.28).



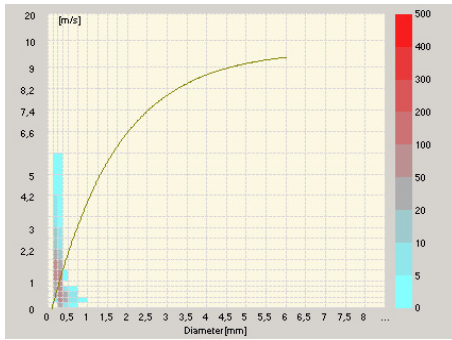
Rys. 6.26. Przykład pluwiogramu dla mżawki z 07 kwietnia 2007 r. (I – intensywność opadu [mm·h⁻¹]; P – wysokość opadu [mm]), Wrocław-Swojec

Fig. 6.26. Pluviograph of drizzle on 07 April 2007 (I – precipitation rate [mm·h⁻¹]; P – precipitation height [mm]), Wrocław-Swojec

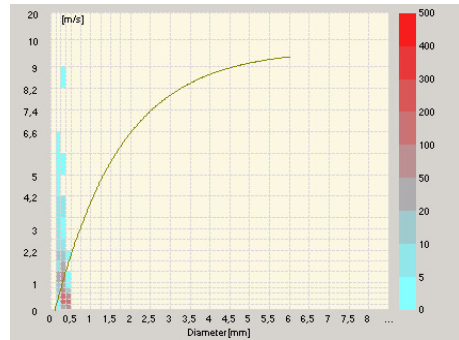
Otrzymany rozkład charakteryzuje bardzo słaba asymetria (0,08) i parametr kształtu $c=10$, co oznacza dość równomierny udział poszczególnych klas wielkości kropeł w całym spektrum DSD opadu. Bezpośredni wpływ mżawki na wielkość rozbryzgu jest znikomy, niemniej zdecydowano się na omówienie tego typu opadu ze względu na kompletność wyводу i możliwie najszersze przedstawienie wyników badań disdrometrycznych.

Różnice w rzeczywistych rozkładach DSD dla różnego typu opadów przedstawiono na rysunku 6.29. Dla pełniejszego zobrazowania zmienności DSD omówione powyżej przykłady wzbogacono o dodatkowe dane disdrometryczne z 21 i 28 lipca oraz 26 września 2007 roku.

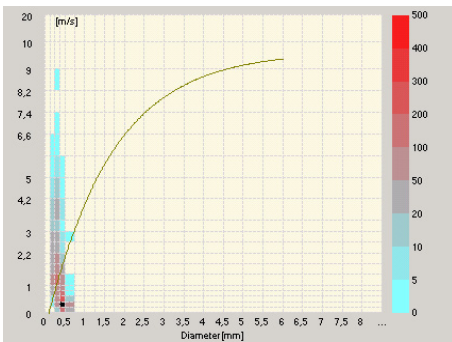
Już pobieżna ocena prezentowanych rozkładów wskazuje na wyraźne różnice jakościowe pomiędzy różnymi typami opadów. Deszcze silnie zawierają znaczny udział najdrobniejszych drobnych kropeł. Dane disdrometryczne charakteryzują się dużym rozrzutem zmienności. Widoczne na wykresie ekstremalne wielkości średnic powyżej 5–6 mm mogą dotyczyć drobin gradu lub kropeł podwójnie zarejestrowanych. Statystyczny rozkład wielkości kropeł deszczów zwykłych cechuje największy udział kropeł do 1 mm średnicy. Mżawkę w całości tworzą krople o średnicy do 0,5 mm.



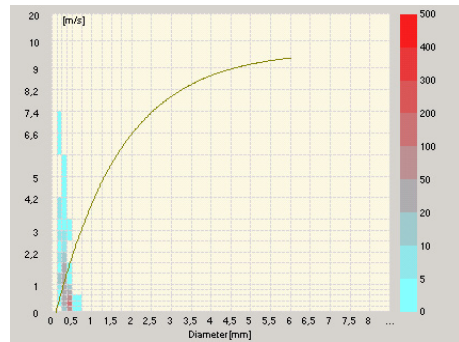
godz. 11:31



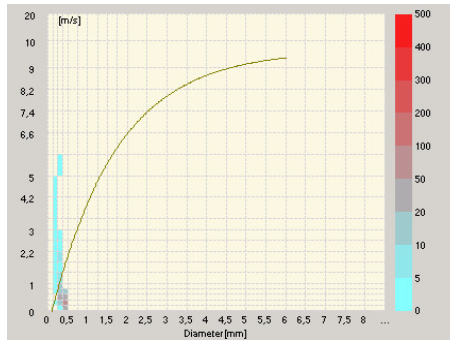
godz. 12:50



godz. 14:27

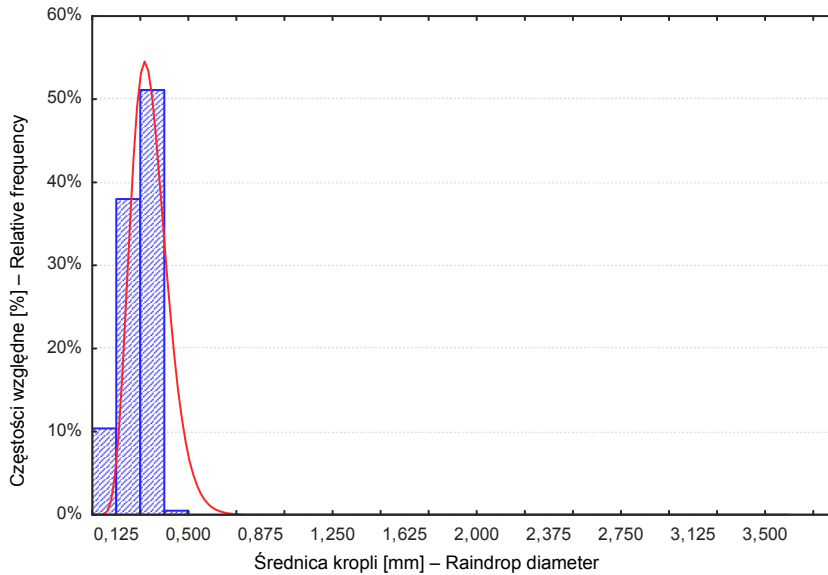


godz. 16:47

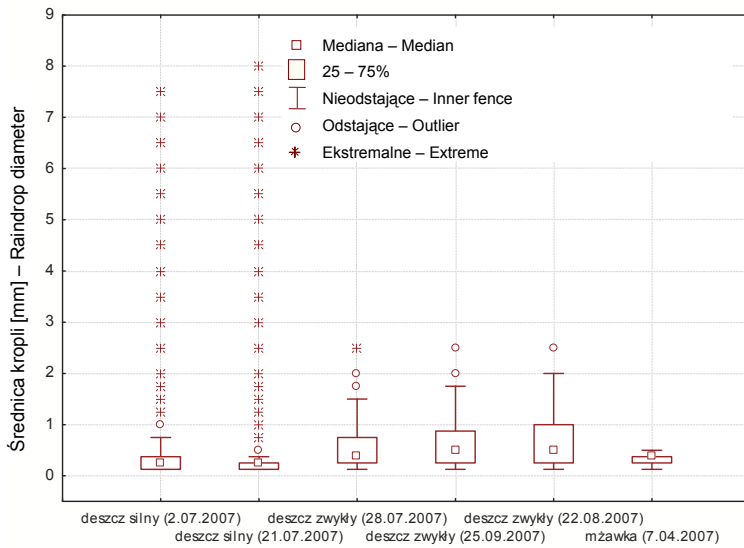


godz. 19:00

Rys. 6.27. Wykresy spektralne DSD mżawki z 7 kwietnia 2007 r. (oś X – średnica kropeł [mm], oś Y – prędkość kropeł [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], pasek skali – liczebność kropeł), Wrocław-Swojec
 Fig. 6.27. The DSD spectrum of drizzle rain on 07 April 2007 (X axis – raindrop diameter [mm], Y axis – raindrop fall velocity [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$], scalebar – drops number), Wrocław-Swojec



Rys. 6.28. Rozkład gamma wielkości kropeł mżawki z 7 kwietnia 2007 roku, Wrocław-Swojec
 Fig. 6.28. Gamma drops size distribution of drizzle on 7 April 2007, Wrocław-Swojec



Rys. 6.29. Porównanie rzeczywistych rozkładów wielkości kropeł (DSD) dla różnych typów deszczów zarejestrowanych za pomocą disdrometru laserowego na stacji Wrocław-Swojec
 Fig. 6.29. Comparison of the natural drop size distribution of different precipitation forms recorded with use of laser disdrometer (deszcz silny – heavy rain, deszcz zwykły – normal rain, mżawka – drizzle)

Erozyjność deszczów na obiekcie Wrocław-Swojec

Znajomość rozkładów wielkości kropeł deszczu umożliwiła bezpośrednie obliczenie energii erozyjnej analizowanych deszczów. Do wyznaczenia chwilowej (cząstkowej) energii kinetycznej opadu w ciągu 1 minuty wykorzystano precyzyjne dane disdrometryczne zawierające informację o liczebności, prędkości oraz średnicy kropeł padających na powierzchnię pomiarową urządzenia. Niech x_i , $i = 1, 2, \dots, n$ oznacza kolejną pomierzoną w ciągu minuty kropełkę. Energię kinetyczną deszczu w ciągu minuty pomiarowej można wtedy zapisać następująco:

$$E_K = \sum_{i=1}^n E(x_i) = \frac{\pi}{12} \zeta \sum_{i=1}^n d^3(x_i) v^2(x_i)$$

gdzie:

ζ – gęstość wody [$\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$],

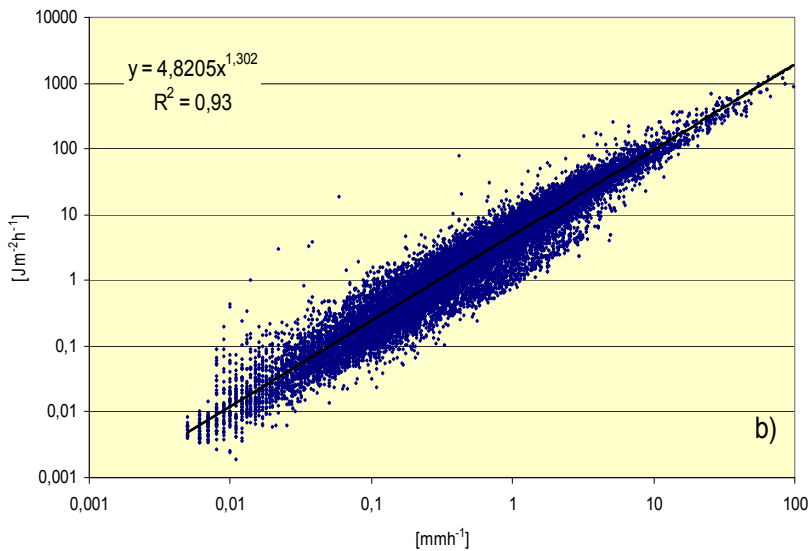
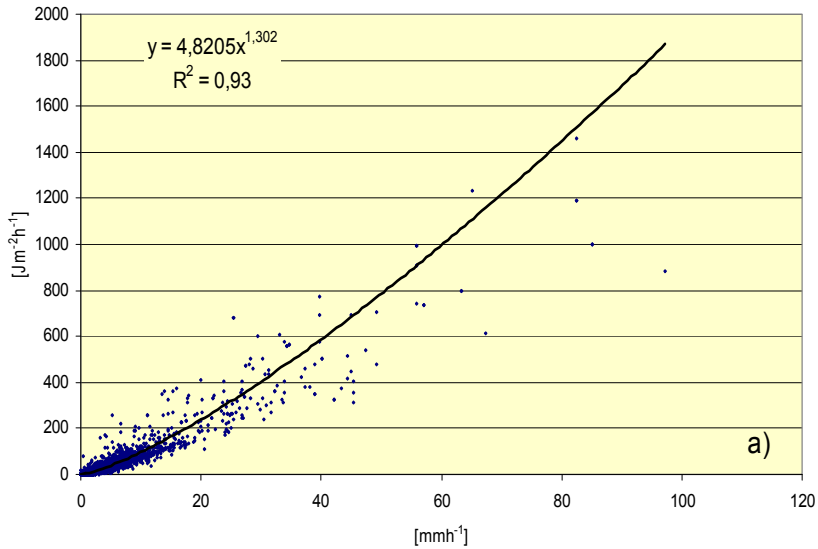
d – średnica kropli [mm],

v – prędkość kropli [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$].

Gęstość wody przyjęto równą $1 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Uzyskane wartości odniesiono do powierzchni 1 m^2 . Otrzymane wielkości cząstkowej energii kinetycznej wahały się w bardzo szerokim przedziale od $0,002$ do $1458 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$. Średnia chwilowa energia 1-minutowa wyniosła $12,20 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$, a wartość mediany $2,56 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$. Odchylenie standardowe zbioru danych oszacowano na poziomie $44,97 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$. Spośród wszystkich obliczonych wartości 25% przypadków nie przekracza poziomu $0,52 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$, a 75% zawiera się w przedziale do $9,88 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$. Uzyskane wyniki świadczą o dużej asymetrii danych. Dla wszystkich obserwacji zestawiono wartość 1-minutowego natężenia opadu i odpowiadającą mu wielkość 1-minutowej energii kinetycznej. Otrzymane zależności przedstawiono na rysunku 6.30.

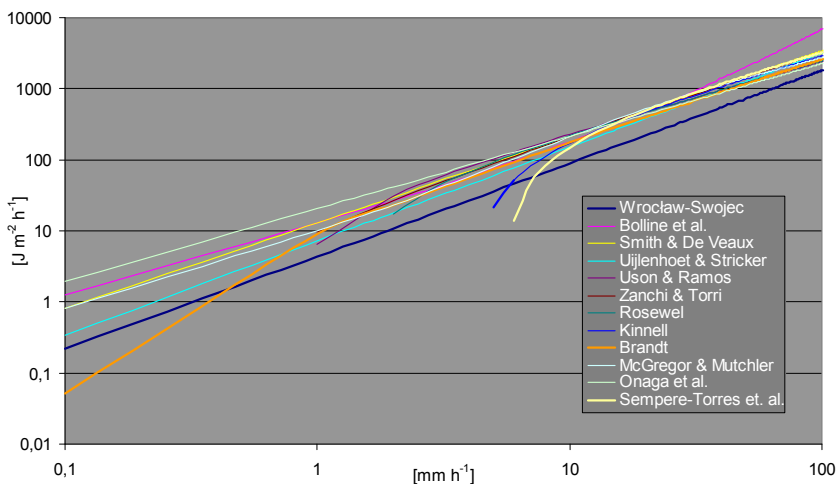
Prezentowana zmienność energii cząstkowej deszczu koresponduje z wynikami badań disdrometrycznych wykonanych przez zespół badawczy Sempere-Torresa, które zostały obszernie przedstawione w pracy Sallesa i in. [2002]. Omawiane oryginalne dane zostały pozyskane przez nich za pomocą disdrometru Jossa-Waldvogela. We wspomnianej pracy znajduje się również przegląd regionalnych formuł empirycznych wiążących cząstkową energię kinetyczną z intensywnością deszczu. Na ich podstawie dokonano graficznego porównania rezultatów uzyskanych w trakcie niniejszych badań z wynikami prac innych autorów (rys. 6.31).

Opracowana autorska funkcja pozwala na obliczanie energii, której rząd wielkości jest porównywalny z wartościami uzyskiwanymi za pomocą równań zaproponowanych przez innych badaczy. Nominalne wartości energii, choć niższe od pozostałych, to zasadniczo mieszczą się w przedziałach zmienności estymowanych danych. Otrzymane wyniki potwierdzają tezę o potrzebie prowadzenia badań nad erozyjnością opadu w oparciu o precyzyjne dane pozyskiwane na poziomie lokalnym lub regionalnym. Prezentowane rezultaty analiz disdrometrycznych będą w przyszłości kontynuowane i pogłębiane.



Rys. 6.30. Wielkość chwilowej 1-minutowej energii kinetycznej [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$] w zależności od chwilowej intensywności opadu [$\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$] na podstawie danych disdrometrycznych ze stacji Wrocław-Swojec, w liniowym (a) i logarytmicznym (b) układzie odniesienia – liczba obserwacji: 20000

Fig. 6.30. The 1-minute time-specific kinetic energy [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$] versus rainfall intensity [$\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$] based on the disdrometric data set from Wrocław-Swojec study site, linear (a) and logarithmic (b) frame of reference; number of observations: 20000

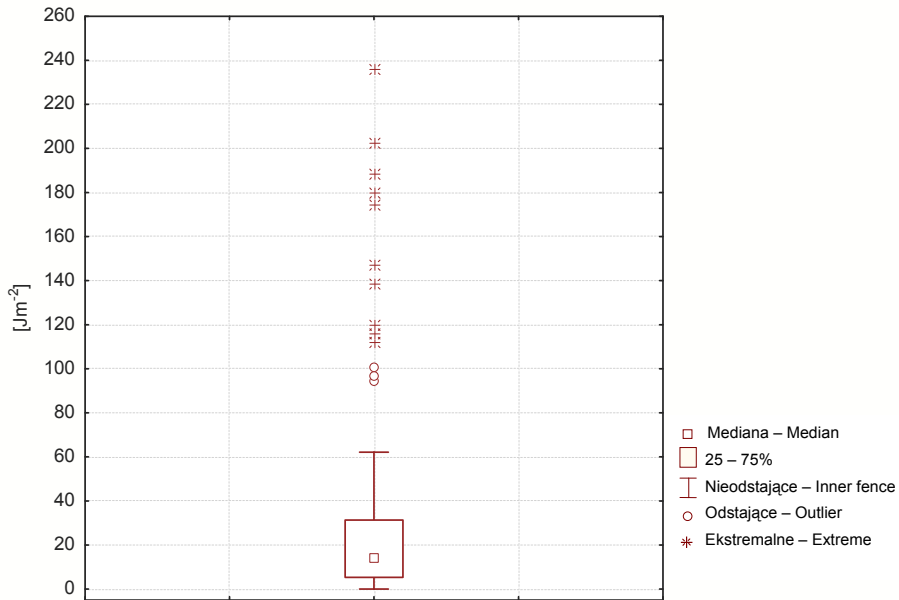


Rys. 6.31. Wielkość chwilowej energii kinetycznej [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$] w zależności od chwilowej intensywności opadu [$\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$] – wykres na podstawie danych z pracy Sallesa i in. [2002]

Fig. 6.31. Time specific kinetic energy [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$] versus rain intensity [$\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$] – diagram based on publication by Salles et al. [2002]

Znajomość chwilowych poziomów energii kinetycznej deszczu pozwoliła na obliczenie całkowitej energii jednostkowej poszczególnych opadów [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] obserwowanych w trakcie badań nad rozbryzgiem gleby lessowej pochodzącej z obszaru Wzgórz Trzebnickich. Wartości całkowite uzyskano poprzez arytmetyczne zsumowanie wszystkich zapisów 1-minutowych. W okresie badawczym całkowita energia kinetyczna poszczególnych opadów zmieniała się w szerokim zakresie od 0,01 do $235,7 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$, a przeciętne wartości wynosiły odpowiednio: średnia $29,5 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$, mediana $14,1 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Odchylenie standardowe rozkładu dobowych poziomów energii deszczu oszacowano na poziomie $43,7 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Spośród obliczonych wielkości 25% przypadków nie przekroczyło poziomu $5,3 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$, a 75% było niższych od $31,3 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Energie, które wynosiły ponad $100 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$, charakteryzowały 10% zarejestrowanych opadów atmosferycznych. Najczęściej występujące opady charakteryzowały się energiami z przedziału zmienności od 20 do $60 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$, stanowiły one około 80% wszystkich obserwacji (rys. 6.32).

Pozyskanie danych disdrometrycznych umożliwiło wyznaczenie wskaźnika MD w warunkach polowych. Parametr ten obliczono jako iloczyn momentu kinetycznego i średnicy kropli [$\text{kg}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$] dla każdego 1-minutowego spektrum DSD. Przydatność wskaźnika MD w badaniach rozbryzgu została pierwotnie ustalona w warunkach laboratoryjnych przez Sallesa i in. [2000, 2001]. W warunkach terenowych, jak dotychczas, parametr MD oznaczony został przez naukowców z Uniwersytetu w Tsukabie [Nanko i in. 2008], lecz wyniki ich prac dotyczyły tzw. opadów podkoronowych, a obliczenia wykonano dla 10-minutowych kroków czasowych. W trakcie badań objętych niniejszą rozprawą otrzymano wyniki, których rząd wielkości zbliżony jest do rezultatów opublikowanych przez badaczy japońskich (rys. 6.33). Do określenia relacji pomiędzy chwilową intensywnością opadu a wartością wskaźnika MD wykorzystano ponad 18 500 własnych obserwacji.



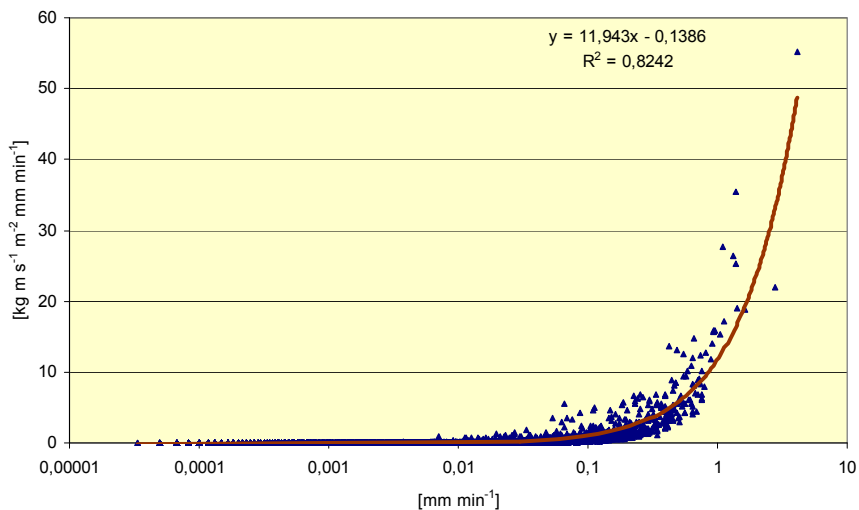
Rys. 6.32. Zmienność jednostkowej energii kinetycznej pojedynczych opadów $[J \cdot m^{-2}]$ obliczonej na podstawie danych disdrometrycznych, Wrocław-Swojec

Fig. 6.32. Distribution of specific kinetic energy of separate rainfalls $[J \cdot m^{-2}]$ calculated directly from disdrometric data sets, Wrocław-Swojec

Spośród wszystkich obliczonych wartości chwilowych 99,9% obserwacji nie przekroczyło wartości $10,0 \text{ kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$. Podobną wartość graniczną, oznaczoną dla 376 obserwacji, można znaleźć we wcześniej wspomnianej pracy japońskich badaczy. Najczęściej występujące wartości MD mieściły się w przedziale zmienności od 0,4 do $0,8 \text{ kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$. Absolutnie najwyższą wartość MD oznaczono dla intensywności chwilowej rzędu $55,2 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ i wyniosła ona $4,1 \text{ kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$. Zsumowanie wielkości 1-minutowych pozwoliło, podobnie jak w przypadku energii kinetycznej, wyznaczyć wartości wskaźnika MD dla poszczególnych opadów (rys. 6.34).

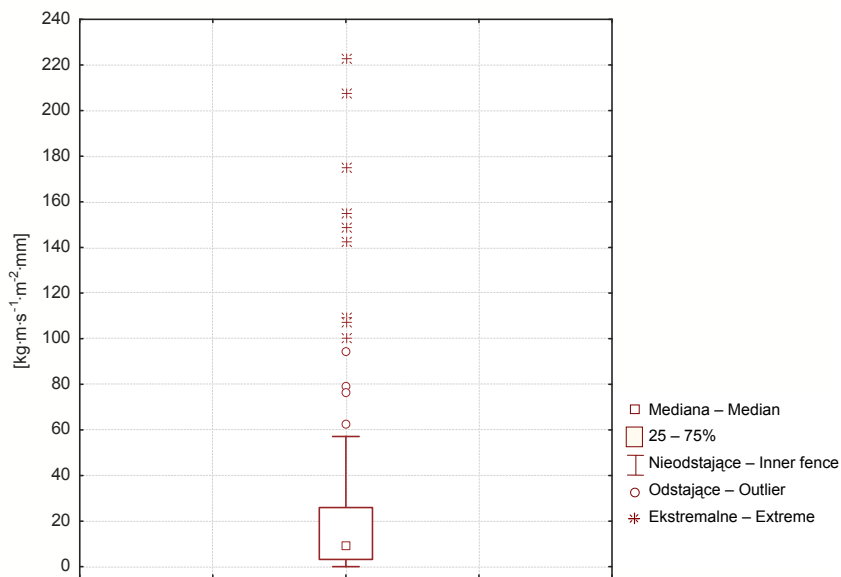
Wyznaczone wartości sumaryczne wahały się w szerokim przedziale od 0,001 do $222,7 \text{ kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm}$. Średnia wartość MD w badanym okresie wyniosła $24,1 \text{ kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm}$, a mediana $9,1 \text{ kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm}$. Odchylenie standardowe rozkładu danych oszacowano na poziomie $40,2 \text{ kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm}$. Spośród wszystkich obliczonych wartości 25% przypadków nie przekracza granicy $3,2 \text{ kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm}$. W przedziale do $26,0 \text{ kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mm}$ mieści się 75% danych.

Prezentowane powyżej charakterystyki energetyczne opadów atmosferycznych zarejestrowanych w trakcie badań posłużyły do oceny dynamiki zjawiska rozbryzgu oraz oszacowania odporności lessów trzebnickich na odrywanie pod wpływem uderzeń kropel deszczu.



Rys. 6.33. Wielkość wskaźnika erozyjności MD [$\text{kg}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$] w zależności od chwilowej intensywności opadu [$\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$] wyznaczona w warunkach polowych, Wrocław-Swojec

Fig. 6.33. The MD erosivity index [$\text{kg}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$] versus rainfall intensity [$\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$] estimated in natural conditions, Wrocław-Swojec



Rys. 6.34. Zmienność parametru MD dla pojedynczych opadów [$\text{kg}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}$] obliczonej na podstawie danych disdrometrycznych, Wrocław-Swojec

Fig. 6.34. Distribution of MD index for separate rainfalls [$\text{kg}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}$] calculated directly from disdrometric data sets, Wrocław-Swojec

7. ROZBRYZG GLEBY LESSOWEJ

Wielkość rozbryzgu gleby lessowej została określona na podstawie niezależnych obserwacji terenowych prowadzonych na obiektach badawczych w Bolesćcinie i stacji Wrocław-Swojec. Wyniki uzyskane z bezpośrednich pomiarów erozyjnych pozwoliły ocenić jakościowe i ilościowe związki pomiędzy wielkością i zasięgiem rozbryzgu gleby a erozyjnością opadów naturalnych. Dane te posłużyły do określenia wskaźników odporności i podatności lessów na rozbryzg. Otrzymane wyniki analiz wzbogacono o dane eksperymentalne pochodzące z symulacji przeprowadzonych w warunkach laboratoryjnych. W ramach badań erozyjnych oceniono zmiany powierzchni gleby zachodzące pod wpływem zjawiska rozbryzgu.

7.1. Wielkość rozbryzgu gleby lessowej na obiekcie Bolesćcin

Wielkość rozbryzgu w warunkach naturalnych na obiekcie w Bolesćcinie została oznaczona metodą kubków rozbryzgowych (na polu uprawnym) oraz przy wykorzystaniu specjalnie skonstruowanej skrzyni pomiarowej.

Metoda kubków rozbryzgowych

Rozbryzg gleb zachodzący w warunkach polowych określono w trakcie 63 okresów pomiarowych, których długość zależała od warunków pluwialnych panujących na obiekcie Bolesćcin. Badania terenowe z wykorzystaniem techniki kubków rozbryzgowych umożliwiły pobranie materiału glebowego uruchamianego przy różnych wartościach skumulowanej energii kinetycznej opadów deszczu. Pozwoliło to uzyskać szerokie spektrum zmienności dynamiki badanego zjawiska erozyjnego. Przedstawione poniżej dane opisują rozbryzg gleby pozbawionej pokrywy roślinnej, oznaczony na podstawie średnich z pomierzonych wartości.

W pierwszym sezonie badawczym trwającym od 23 września do 21 października 2003 r. rozbryzg oznaczono w trakcie 8 okresów pomiarowych. Odrywanie cząstek gleby lessowej w tym czasie kształtowało się średnio na poziomie od 0,07 do 0,24 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Sumaryczną wielkość rozbryzgu w pierwszym sezonie badawczym oszacowano na poziomie 1,02 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ (tab. 7.1). W przeliczeniu na warstwę całkowitego opadu atmosferycznego wielkość rozbryzgu jednostkowego określono na poziomie 0,02 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}^{-1}$.

W drugim sezonie badawczym (2004 r.) obserwacje rozbryzgu prowadzono w czasie 12 okresów pomiarowych. W trakcie badań wielkość rozbryzgu wahała się w przedziale od 0,08 do 0,72 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Największe natężenie zjawiska obserwowano w lipcu, najmniejsze

zaś w miesiącu kwietniu. Skumulowana wielkość odrywania cząstek gleby kształtowała się na poziomie $3,74 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Rozbryzg w przeliczeniu na warstwę opadu wynosił w tym okresie $0,03 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}^{-1}$.

Tabela 7.1

Table 7.1

Wielkość rozbryzgu gleby lessowej w [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] w poszczególnych miesiącach obserwowanego na obiekcie Bolescin w latach 2003–2007 (pole doświadczalne, brak pokrywy roślinnej, metoda kubków rozbryzgowych)

The monthly loess soil splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] in Bolescin in 2003–2007 (experimental field, bare soil, splash cups)

Sezon Season	Miesiąc – Month						
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
2003	–	–	–	–	–	–	1,02
2004	0,08	1,00	0,52	2,14	–	–	–
2005	–	1,67	0,31	0,35	1,16	–	–
2006	–	0,45	0,62	0,55	1,65	–	–
2007	–	0,80	0,92	0,68	0,23	0,12	–

W trzecim sezonie badawczym trwającym od 03 maja do 25 sierpnia 2005 r. skumulowany rozbryzg wynosił $3,49 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ i został oznaczony w oparciu o dane pochodzące z 14 okresów pomiarowych. W poszczególnych okresach, w zależności od bieżących warunków pluwialnych, wielkość rozbryzgu zmieniała się w przedziale od 0,03 do 1,08 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. W przeliczeniu na warstwę opadu rozbryzg w całym okresie oszacowano na poziomie $0,015 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}^{-1}$. Miesiącem, w którym zanotowano największe ilości erodowanej gleby, był maj.

W 2006 roku zjawisko rozbryzgu obserwowano w trakcie 6 okresów pomiarowych. Przeciętnie wielkość odrywania cząstek gleby wahała się od 0,16 do 1,65 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Skumulowana wielkość rozbryzgu obliczona dla całego sezonu badawczego odpowiadała wartości $3,27 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$, co w przeliczeniu na całkowitą wysokość opadu oznaczało rozbryzg na poziomie $0,008 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}^{-1}$. W 2006 r. największe wartości rozbryzgu rejestrowano w miesiącu sierpniu.

W ostatnim sezonie badawczym w 2007 r. obserwacje erozyjne prowadzono w czasie 14 okresów pomiarowych. Skumulowany rozbryzg gleby lessowej oszacowano na poziomie $2,74 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$, co w przeliczaniu na warstwę opadu deszczu odpowiadało wartości $0,013 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mm}^{-1}$. W zależności od panujących warunków zewnętrznych wielkość rozbryzgu w poszczególnych okresach wahała się od 0,03 do 0,77 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Największy rozbryzg odnotowano w maju i czerwcu.

Metoda skrzyni pomiarowej

Wielkość rozbryzgu gleby lessowej w skrzyni pomiarowej określana była w trakcie 42 okresów badawczych. Podobnie jak w przypadku pomiarów wykonywanych na polu doświadczalnym obserwacje z wykorzystaniem skrzyni pomiarowej pozwoliły ocenić wielkość rozbryzgu dla różnych wartości całkowitej energii kinetycznej opadów deszczu. Masę rozbryzgu określono osobno dla każdej z 3 ścianek urządzenia, które

funkcjonują na zasadzie łapaczki typu "splash board". Uzyskane rezultaty potraktowano jako serie niezależnych pomiarów. Oś skrzyni ustawiono względem kierunku najczęściej wiejących wiatrów. Porównanie ilości rozbryzgu określonego na ściance zawietrznej (A) oraz ściankach nawietrznych (B i C) pozwoliło rozpoznać wpływ wiatru na wielkość poziomego transportu rozbryzgiwanej gleby (ang. "splash drift"). W przeciwieństwie do pomiarów dokonywanych na polu uprawnym prowadzenie badań z wykorzystaniem skrzyni pomiarowej nie wiązało się z ograniczeniami związanymi z prowadzeniem prac polowych i mogły być one realizowane również po zakończeniu obserwacji wykonywanych techniką kubków rozbryzgowych.

W pierwszym sezonie badawczym 2005 r. rozbryzg gleby lessowej w skrzyni pomiarowej oznaczono w 13 okresach pomiarowych. W tym czasie całkowita wielkość rozbryzgu oznaczona na podstawie masy gleby zebranej ze ścianki zawietrznej (A) wynosiła $5,65 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ (tab. 7.2). W zależności od panujących warunków pluwialnych rozbryzg w poszczególnych okresach pomiarowych wahał się od 0,09 do $0,94 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Całkowita wielkość rozbryzgu gleby oznaczona na podstawie masy sedymentu zebranej ze ścianek nawietrznych (B, C) wynosiła średnio $15,9 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Przeciętny rozbryzg zmieniał się w poszczególnych okresach pomiarowych w przedziale od 0,20 do $3,83 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$.

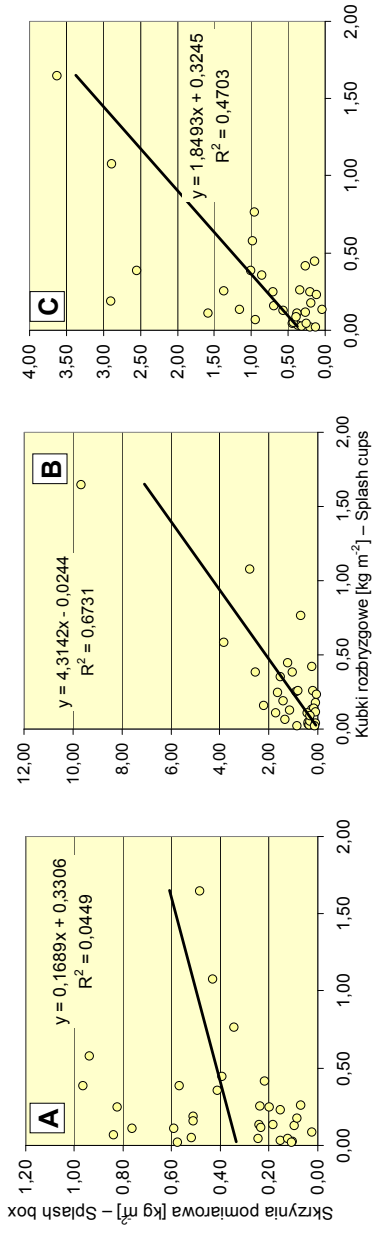
W drugim sezonie badawczym 2006 r. całkowity rozbryzg mierzony na ściance zawietrznej (A) określono na poziomie $3,72 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. W czasie 14 okresów pomiarowych wielkość rozbryzgu zmieniała się od 0,04 do $0,96 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Wartości uzyskane na podstawie masy gleby zebranej ze ścianek B i C wskazywały, iż zmienność badanego zjawiska kształtowała się w przedziale od 0,05 do $9,64 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Całkowity rozbryzg w tym przypadku wynosił średnio $16,1 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$.

Tabela 7.2

Table 7.2

Wielkość rozbryzgu gleby lessowej w [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] w poszczególnych miesiącach obserwowanego na obiekcie Boleścín w latach 2005–2007 (posterunek meteorologiczny, brak pokrywy roślinnej, metoda skrzyni pomiarowej)
The monthly loess soil splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] in Boleścín in 2005–2007 (meteorological station, bare soil, splash box)

Sezon – Season	Ścianka Board	Miesiąc – Month				
		V	VI	VII	VIII	IX–XII
2005	A	0,94	0,93	0,68	3,10	–
	B	4,19	2,10	2,09	7,87	–
	C	5,79	1,27	2,47	6,05	–
2006	A	0,39	0,94	1,47	0,69	0,23
	B	1,22	3,10	4,75	9,91	2,31
	C	0,14	3,46	1,70	3,74	1,69
2007	A	1,00	0,57	1,60	0,15	0,40
	B	0,75	0,75	2,30	0,03	0,56
	C	0,93	1,22	1,17	0,11	0,73



Rys. 7.1. Wielkość rozbryzgu gleby lessowej oznaczona za pomocą techniki kubków rozbryzgowych oraz skrzytni pomiarowej w Bolesławie w latach 2005–2007 (A – ścianka zawietrzna; B, C – ścianki nawietrzne)
 Fig. 7.1. The soil splash per unit area measured with splash cup technique versus splash box technique, in Bolesław, in 2005–2007 (A – leeward board; B, C – windward boards)

Rok 2007 był ostatnim sezonem badawczym, w którym rozbryzg gleby lessowej oznaczono w trakcie 15 okresów pomiarowych. Całkowita wielkość zjawiska określona na podstawie masy cząstek gleby oznaczonej na ściance zawietrznej (A) wynosiła $3,73 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Zjawisko cechowała zmienność okresowa od 0,20 do $0,82 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Dla ścianek nawietrznych (B, C) średnią wartość rozbryzgu obliczono na poziomie $4,27 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$. W zależności od warunków pluwialnych panujących w poszczególnych okresach wielkość rozbryzgu zmieniała się w przedziale wartości od 0,03 do $1,62 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$.

Wielkość rozbryzgu gleby lessowej na obiekcie w Boleścinie była oznaczana zarówno bezpośrednio na polu uprawnym metodą kubków rozbryzgowych, jak i z wykorzystaniem specjalnie skonstruowanej skrzyni pomiarowej. W trakcie wszystkich przedstawionych powyżej okresów pomiarowych, jakie miały miejsce w latach 2005–2007, w 34 przypadkach pomiary wykonywane dwiema technikami były prowadzone równolegle. Zestawienie wielkości rozbryzgu oznaczonych w kolejnych terminach pozwoliło dokonać porównania dwóch niezależnych metod pozyskiwania danych empirycznych (rys. 7.1). Uzyskiwane wielkości rozbryzgu gleby mogą się różnić w zależności od parametrów geometrycznych zastosowanych technik pomiarowych [Van Dijk 2002]. Jest to związane z fizycznymi cechami badanego zjawiska, a w szczególności specyfiką ruchu oderwanych cząstek w przestrzeni i przestrzennym rozkładem masy rozbryzgu.

W przypadku ścianek nawietrznych (B, C) stwierdzono wyraźne korelacje liniowe pomiędzy wielkościami rozbryzgu oznaczonego techniką kubków a metodą skrzyni pomiarowej. Współczynniki korelacji wynosiły w tym przypadku odpowiednio 0,82 i 0,68, wskazując na skorelowanie danych wynikowych pod względem jakościowym. Pod względem ilościowym rezultaty uzyskiwane z obserwacji prowadzonych w skrzyni pomiarowej były przeciętnie 2–4-krotnie wyższe od tych prowadzonych na polu uprawnym. Interesująca jest natomiast ocena podobnego porównania przeprowadzona dla ścianki zawietrznej (A), na której zbierały się cząstki gleby odrywane i przemieszczane w kierunku przeciwnym do wiejącego wiatru. W tym przypadku współczynnik korelacji liniowej wyniósł zaledwie 0,21. O ile pod względem jakościowym uzyskiwane wielkości były słabo skorelowane, to biorąc pod uwagę cechy ilościowe, obserwowane masy rozbryzgu były porównywalne.

7.2. Wpływ energii deszczów na wielkość rozbryzgu na obiekcie Boleścin

Omówiona wcześniej energia kinetyczna opadów atmosferycznych, obserwowana w trakcie badań polowych na obiekcie Boleścin, w zestawieniu z ilością gleby ulegającej rozbryzgowi, stanowi podstawę obliczeń odporności oraz podatności gleby lessowej na rozbryzg w warunkach naturalnych. W trakcie badań energia erozyjna została oszacowana za pomocą 3 równań wg przyjętych zależności logarytmicznej, wykładniczej i liniowej. W związku z faktem, iż pomiędzy otrzymanymi wynikami stwierdzono istotne różnice, konieczne było dokonanie wyboru tylko jednego wariantu obliczeniowego. W tym celu dokonano wstępnego przeglądu wielkości współczynników korelacji pomiędzy masą rozbryzgu a energią kinetyczną deszczu obliczoną różnymi wzorami.

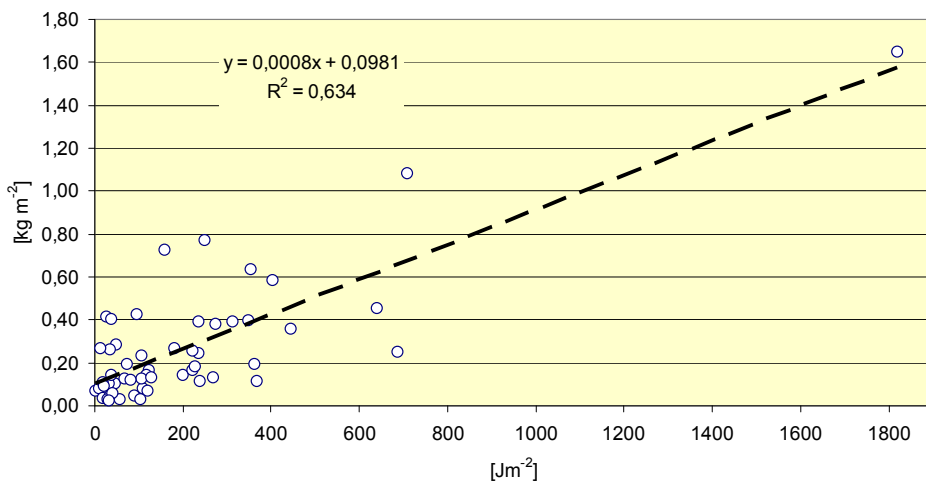
W przypadku rozbryzgu oznaczonego techniką kubków rozbryzgowych, najwyższy współczynnik korelacji (0,796) uzyskano dla zależności masy z wielkością energii obliczonej równaniem Browna-Fostera. Dla energii oszacowanej za pomocą równań Wischmeiera-Smitha oraz Licznara współczynniki wynosiły odpowiednio 0,793 i 0,690. Podobnie najlepiej skorelowana z energią oszacowaną na podstawie formuły Browna-Fostera była masa rozbryzgu określona w skrzyni pomiarowej. Współczynnik korelacji dla tego wariantu wynosił 0,839. W pozostałych przypadkach był niższy i przyjmował wartości 0,836 (równanie Wischmeiera-Smitha) oraz 0,742 (równanie Licznara). Przytoczone korelacje dotyczą średniej masy rozbryzgu pomierzonej na ściankach nawietrznych urządzenia (B, C). W przypadku rozbryzgu obserwowanego na ściance zawietrznej (A) zależności pomiędzy masą a energią obliczoną różnymi wzorami charakteryzowały współczynniki korelacji rzędu 0,200–0,300.

Na podstawie przeprowadzonej oceny stwierdzono, iż najwyższe współczynniki korelacji otrzymano dla wariantu obliczeniowego opartego na równaniu Browna-Fostera. Zdecydowano zatem, iż podstawą dalszych kalkulacji i analiz dotyczących zjawiska rozbryzgu gleby lessowej na obiekcie Boleścín będzie energia kinetyczna oznaczona tą właśnie formułą.

Jak już wielokrotnie podkreślano, zmienne warunki pluwiálne panujące w poszczególnych okresach pomiarowych na obiekcie Boleścín pozwoliły uzyskać możliwie szeroki zakres zmienności całkowitej energii kinetycznej opadów. W przypadku badań rozbryzgu w warunkach naturalnych skumulowane wartości energii erozyjnej obserwowane w trakcie poszczególnych okresów pomiarowych wahały się w szerokim przedziale od 3,2 do 1820,5 J·m⁻². Najwyższe okresowe wielkości energii jednostkowej zaobserwowano w pierwszej dekadzie sierpnia 2006 r. W większości okresów pomiarowych (75% przypadków) skumulowana energia kinetyczna deszczów nie przekroczyła poziomu 276 J·m⁻². W 94% przypadków łączna energia erozyjna mieściła się w przedziale do 460 J·m⁻². Zależność pomiędzy wielkością rozbryzgu gleby a energią kinetyczną opadów w poszczególnych okresach pomiarowych najlepiej opisuje zależność liniowa (rys. 7.2).

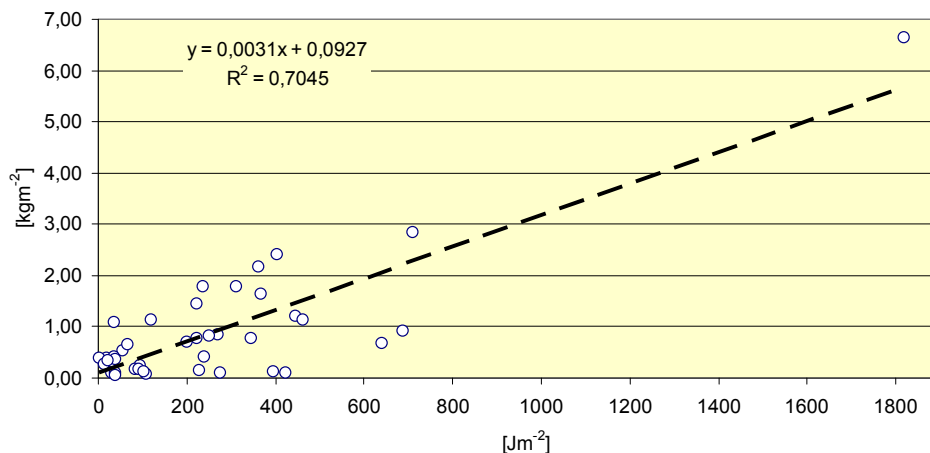
Odporność gleby lessowej na rozbryzg [J·kg⁻¹], rozumiana jako ilość energii erozyjnej potrzebna do oderwania 1 kg gleby, wahała się w szerokim przedziale zmienności od 47,3 do 3948 J·kg⁻¹. Spośród wszystkich obliczonych wartości w 75% przypadków odporność gleby nie przekroczyła granicy 1270,0 J·kg⁻¹. Średnia odporność gleby lessowej na rozbryzg oznaczona na podstawie badań polowych z wykorzystaniem techniki kubków rozbryzgowych wyniosła 950,0 J·kg⁻¹, a wartość przeciętna określona na podstawie mediany ze zbioru danych 744,5 J·kg⁻¹.

Podatność gleby na rozbryzg [g·J⁻¹] zmieniała się w przedziale wartości od 0,25 do 21,1 g·J⁻¹. Zdecydowana większość obserwacji (75% przypadków) wskazuje na podatność mniejszą niż 3,1 g·J⁻¹. Średnia podatność gleby lessowej na rozbryzg, obliczona na podstawie danych pozyskanych metodą kubków rozbryzgowych, wyniosła 2,9 g·J⁻¹.



Rys. 7.2. Zależność pomiędzy wielkością rozbryzgu gleby lessowej [kg m^{-2}] a jednostkową energią kinetyczną opadów [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] – obiekt Boleścin, kubki rozbryzgowe, lata 2003–2007

Fig. 7.2. Loess soil splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] versus specific rainfall kinetic energy [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] – Boleścin, splash cups, 2003–2007



Rys. 7.3. Zależność pomiędzy średnią wielkością rozbryzgu gleby lessowej oznaczonej dla ścianek nawietrznych (B i C) a okresową jednostkową energią kinetyczną opadów – obiekt Boleścin, skrzynia pomiarowa, lata 2005–2007

Fig. 7.3. The mean loess soil splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] estimated on windward boards (B and C) versus specific rainfall kinetic energy [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] – Boleścin, splash box, 2005–2007

Podobne obliczenia przeprowadzono dla wielkości rozbryzgu oznaczonego w skrzyni pomiarowej. Zgodnie z przyjętym wcześniej założeniem dane pochodzące z poszczególnych ścianek urządzenia potraktowano jako niezależne serie pomiarowe, które stanowiły podstawę do obliczenia wartości średnich. Najmocniejsze relacje pomiędzy okresową energią kinetyczną opadów a masą rozbryzgu stwierdzono dla pomiarów wykonanych na ściankach nawietrznych B i C. Dla tego przypadku średni rozbryzg jednostkowy jest funkcją liniową energii erozyjnej opadu (rys. 7.3). W przypadku rozbryzgu oznaczonego na ściance zawietrznej nie stwierdzono tak jednoznacznych relacji.

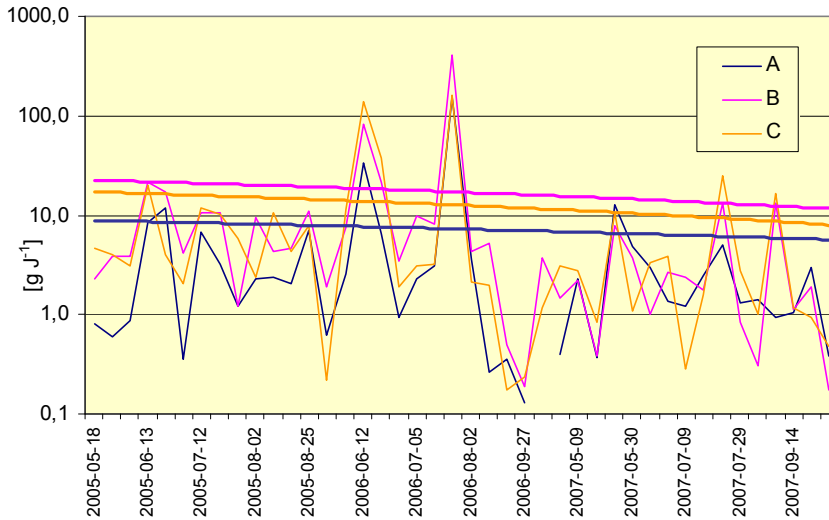
Odporność gleby na odrywanie została obliczona dla każdej ścianki urządzenia osobno na podstawie okresowych wartości masy rozbryzgu i energii erozyjnej deszczów. Dla ścianki zawietrznej (A) odporność zmieniała się w szerokim przedziale od 6,5 do 7846,8 J·kg⁻¹. Wartości maksymalne daleko wykraczały poza statystycznie typowy obszar zmienności, ograniczony wartością około 1700 J·kg⁻¹. Spośród wszystkich obliczonych przypadków 75% danych nie przekracza poziomu 1141,2 J·kg⁻¹. Średnią odporność gleby lessowej oszacowano na poziomie 1060,0 J·kg⁻¹, a mediana dla całego przedziału zmienności wyniosła 438,5 J·kg⁻¹. W przypadku ścianek B i C obliczone wartości minimalne liczyły odpowiednio 2,4 oraz 6,2 J·kg⁻¹. Maksymalna odporność osiągała wielkości rzędu 5769,3 i 5649,6 J·kg⁻¹. Podobnie jak to miało miejsce poprzednio, wielkości ekstremalne wykraczały poza statystycznie typowy obszar zmienności, ograniczony wartością rzędu 1200 J·kg⁻¹. Spośród wszystkich wskaźników 75% nie przekroczyło poziomu 567,2 J·kg⁻¹ (ścianka B) oraz 841,5 (ścianka C). Mediana rozkładu wynosiła 258,1 i 320,4 J·kg⁻¹. Odpowiednio średnia odporność na rozbryzg wyniosła 723,9 oraz 796,5 J·kg⁻¹.

Przeciętna odporność gleby lessowej na rozbryzg, obliczona jako średnia arytmetyczna ze wszystkich danych zebranych techniką skrzyni pomiarowej, została oszacowana na poziomie 860,1 J·kg⁻¹.

Średnia podatność gleby na rozbryzg w całym okresie badawczym, oznaczona dla ścianki zawietrznej (A), wyniosła 7,3 g·J⁻¹. Obserwowany przedział zmienności danych mieścił się w granicach od 0,13 do 154,3 g·J⁻¹. Wartości maksymalne daleko wykraczają poza typowy obszar zmienności. Spośród wszystkich obserwacji w 75% przypadków podatność nie przekroczyła wartości 3,5 g·J⁻¹. Mediana dla całej serii danych wyniosła 2,3 g·J⁻¹. Podatność gleby lessowej na rozbryzg, oznaczona w skrzyni pomiarowej, zmieniała się w czasie. Gleba znajdująca się w skrzyni nie była poddawana cyklicznym zabiegom agrotechnicznym, jakie miały miejsce na polu uprawnym. Oddziaływanie czynników meteorologicznych powodowało stopniowe zasklepienie powierzchni, co objawiało się zmniejszaniem podatności gleby na odrywanie wraz z upływem czasu (rys. 7.4).

Średnia podatność gleby na rozbryzg obliczona dla ścianek nawietrznych urządzenia (B, C) wyniosła odpowiednio 17,0 oraz 12,6 g·J⁻¹. Mediana została oszacowana na poziomie 3,9 i 3,1 g·J⁻¹. Większość danych (75% obserwacji) nie przekroczyło granicy 9,8 oraz 10,1 g·J⁻¹. Wartości maksymalne wykraczały poza oznaczony przedział zmienności, licząc odpowiednio 408,8 i 161,3 g·J⁻¹.

Przeciętna podatność gleby lessowej na rozbryzg, obliczona jako średnia arytmetyczna ze wszystkich danych zebranych techniką skrzyni pomiarowej na obiekcie Bolescin, została oszacowana na poziomie 12,3 g·J⁻¹.



Rys. 7.4. Zmienność podatności gleby lessowej na rozbryzg [g·J⁻¹] w warunkach naturalnych – obiekt Bolesćcin, skrzynia pomiarowa, ścianka zawietrzna (A) i nawietrzna (B, C), lata 2005–2007

Fig. 7.4. Loess soil detachability [g·J⁻¹] in natural conditions – Bolesćcin, splash box, leeward board (A), windward boards (B, C), 2005–2007

7.3. Wielkość rozbryzgu gleby na obiekcie Wrocław-Swojec

Pomiary wielkości rozbryzgu gleby lessowej na obiekcie Wrocław-Swojec były wykonywane w trakcie 32 okresów badawczych. Do oznaczenia wielkości rozbryzgu wykorzystano technikę skrzyni pomiarowej. Podobnie jak miało to miejsce w przypadku pomiarów wykonywanych w Bolesćcinie, wielkość rozbryzgu oceniono dla różnych wartości całkowitej energii kinetycznej opadów deszczu. W przypadku badań erozyjnych prowadzonych na stacji Wrocław-Swojec energia deszczu została obliczona bezpośrednio na podstawie danych disdrometrycznych. Skrzynia pomiarowa była zorientowana tak, aby wszystkie ścianki urządzenia były w podobnym stopniu wystawione na działanie wiatru. Dane okresowe pochodzące z 3 ścianek skrzyni potraktowano jako niezależne serie wynikowe (tab. 7.3).

W 2006 r. wielkość rozbryzgu oznaczono w czasie 6 okresów pomiarowych. W pierwszej serii S1 w poszczególnych okresach wielkość erozji wahała się w przedziale od 0,06 do 1,9 kg·m⁻². Całkowity rozbryzg jednostkowy oszacowano na poziomie 2,80 kg·m⁻². Dla przypadku S2 łączny rozbryzg wyniósł 4,54 kg·m⁻². Okresowo wielkość odrywania cząstek gleby zmieniła się od 0,23 do 2,28 kg·m⁻². Dla ostatniego przypadku S3 zmienność okresowa rozbryzgu wahała się w przedziale od 0,07 do 4,25 kg·m⁻². Całkowity rozbryzg w 2006 r. określony na podstawie tej serii oszacowano na poziomie 5,60 kg·m⁻². Całkowity rozbryzg jednostkowy w 2006 r. obliczony jako średnia arytmetyczna ze wszystkich obserwacji prowadzonych z użyciem skrzyni pomiarowej wyniósł 4,31 kg·m⁻².

Tabela 7.3
Table 7.3

Wielkość rozbryzgu gleby lessowej w [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] w poszczególnych miesiącach obserwowanego na obiekcie Wrocław-Swojec w latach 2006–2007 (brak pokrywy roślinnej, metoda skrzyni pomiarowej)
The monthly loess soil splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] in Wrocław-Swojec in 2006–2007 (bare soil, splash box)

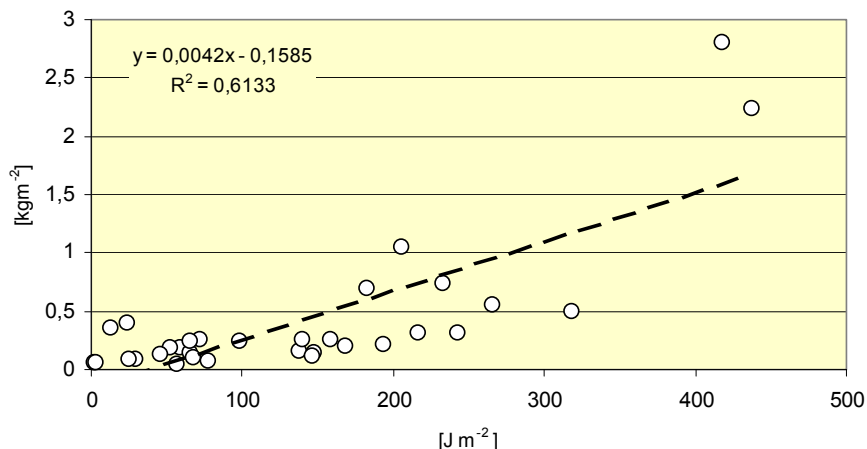
Sezon – Season	Ścianka Board	Miesiąc – Month					
		I–IV	V	VI	VII	VIII	IX–XII
2006	S1	–	–	–	–	0,27	2,53
	S2	–	–	–	–	0,28	4,26
	S3	–	–	–	–	0,07	5,53
2007	S1	0,43	0,91	0,85	5,22	0,25	1,03
	S2	1,08	1,12	0,71	6,48	0,30	1,41
	S3	0,80	0,65	0,51	2,69	0,52	1,04

W 2007 r. badania prowadzono w czasie 26 okresów pomiarowych. Dla pierwszej serii pomiarowej S1 okresowa zmienność rozbryzgu gleby lessowej przyjmowała wartości od 0,025 do 3,03 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Całkowitą wielkość odrywania oszacowano na poziomie 8,68 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Dla drugiej ścianki pomiarowej łączny rozbryzg w całym sezonie badawczym wyniósł 11,10 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Przedział zmienności rozbryzgu w poszczególnych okresach czasowych mieścił się w granicach od 0,024 do 2,32 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Rozbryzg całkowity obliczony na podstawie ostatniej serii danych S3 wyniósł 6,20 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Całkowity rozbryzg jednostkowy w 2007 r., obliczony jako średnia arytmetyczna z danych pochodzących ze wszystkich ścianek urządzenia, liczył 8,66 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$.

7.4. Wpływ erozyjności opadu na wielkość rozbryzgu na obiekcie Wrocław-Swojec

Podstawą do szacowania odporności gleby lessowej na rozbryzg w warunkach opadów naturalnych, podobnie jak w poprzednich omawianych przypadkach, było zestawienie całkowitej energii kinetycznej z masą oderwanych cząstek gleby w poszczególnych 32 okresach pomiarowych. Okresowa energia kinetyczna opadów została obliczona na podstawie sum dobowych, które wyznaczono bezpośrednio w oparciu o 1-minutowe spektra DSD opadów. W pierwszym sezonie badawczym 2006 r. całkowita energia jednostkowa wahała się od 52,2 do 417,4 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$, przy czym w większości obserwacji energia nie przekroczyła progu 235 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$. W 2007 r. zmienność okresowej energii erozyjnej opadu ograniczał przedział wartości od 2,2 do 437,9 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$. Spośród wszystkich obserwacji w 75% przypadków energia okresowa nie przekraczała poziomu 182,3 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$.

Pomiędzy całkowitą energią jednostkową a wielkością rozbryzgu w poszczególnych okresach stwierdzono korelację dodatnią na poziomie 75,7% dla serii S1, 75,8% dla serii S2 oraz 61,5% dla serii S3. Relacje pomiędzy średnią masą rozbryzgu gleby w skrzyni pomiarowej a poziomem energii erozyjnej opisuje funkcja liniowa (rys. 7.5).



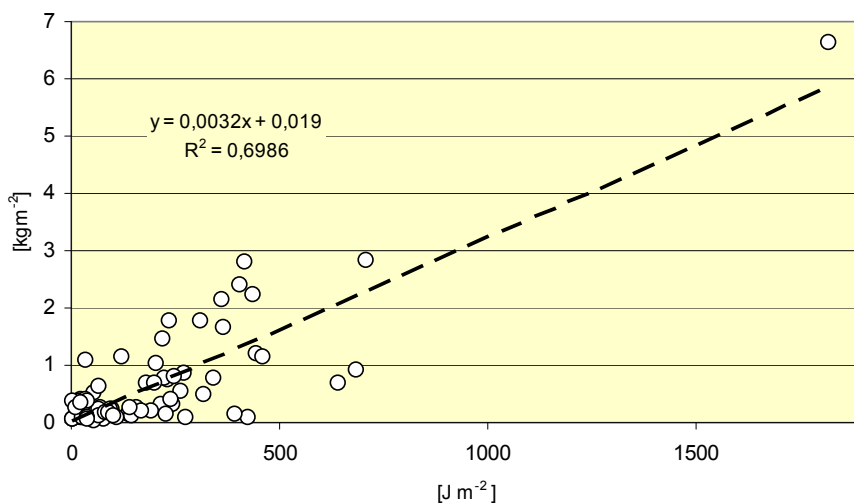
Rys. 7.5. Zależność pomiędzy średnią wielkością rozbryzgu gleby lessowej [$kg \cdot m^{-2}$] oznaczoną dla wszystkich serii S1÷S3, a okresową jednostkową energią kinetyczną opadów [$J \cdot m^{-2}$] – obiekt Wrocław-Swojec, skrzynia pomiarowa, lata 2006–2007

Fig. 7.5. The mean loess soil splash [$kg \cdot m^{-2}$] estimated for all boards (S1÷S3) versus specific rainfall kinetic energy [$J \cdot m^{-2}$] – Wrocław-Swojec, splash box, 2006–2007

Przedstawione powyżej dane pochodzące z pomiarów erozyjnych na stacji Wrocław-Swojec (z lat 2006–2007) uzupełniono rezultatami z obiektu Bolesćin (z lat 2005–2007). Dla zbiorczych danych otrzymano również zależność liniową pomiędzy energią kinetyczną a rozbryzgiem jednostkowym (rys. 7.6), która w pełni koresponduje z zależnością opracowaną przez Rejmana [2006] dla lessów lubelskich.

Badania disdrometryczne prowadzone na obiekcie Wrocław-Swojec umożliwiły oznaczenie wskaźnika MD dla naturalnych deszczów zarejestrowanych w trackie badań. Zasady obliczeniowe przyjęto takie same jak w przypadku obliczeń dotyczących oceny wpływu energii kinetycznej na erozję rozbryzgową. Okresowa wartość wskaźnika MD [$kg \cdot m \cdot s^{-1} \cdot m^{-2} \cdot mm$] została obliczona na podstawie sum dobowych, które wyznaczono bezpośrednio w oparciu o 1-minutowe macierze DSD opadów.

W 2006 r. wartość wskaźnika erozyjności MD w zależności od panujących warunków pluwialnych w poszczególnych okresach pomiarowych wahała się od 34,3 do 349,2 $kg \cdot m \cdot s^{-1} \cdot m^{-2} \cdot mm$. W większości obserwacji wartość MD nie przekroczyła 179,0 $kg \cdot m \cdot s^{-1} \cdot m^{-2} \cdot mm$. W 2007 r. parametr MD zmieniał się w szerokim przedziale od 1,3 do 378,3 $kg \cdot m \cdot s^{-1} \cdot m^{-2} \cdot mm$. Spośród wszystkich przypadków w 75% obserwacji wartość MD była niższa od 131,3 $kg \cdot m \cdot s^{-1} \cdot m^{-2} \cdot mm$.



Rys. 7.6. Zależność pomiędzy średnią wielkością rozbryzgu gleby lessowej [kg m^{-2}] a okresową jednostkową energią kinetyczną opadów [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] – dane zbiorcze z obiektu Wrocław-Swojec (2006–2007) oraz Bolesćin (2005–2007), metoda skrzynia pomiarowa

Fig. 7.6. The mean loess soil splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] versus specific rainfall kinetic energy [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$] – overall data from Wrocław-Swojec (2006–2007) and Bolesćin (2005–2007), splash box measurements

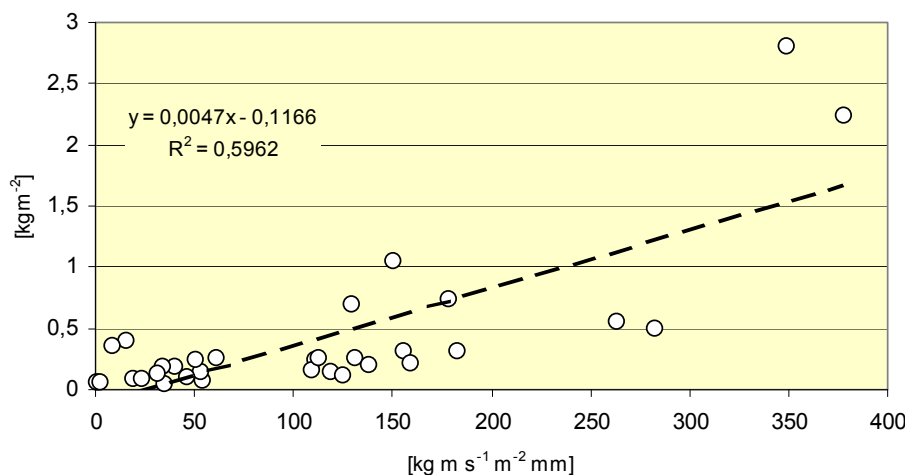
W porównaniu do energii kinetycznej opadu wskaźnik erozyjności MD tylko w jednym przypadku (S1) nieco lepiej opisywał wpływ deszczu na wielkość rozbryzgu (tab. 7.4). Pozostałe współczynniki korelacji były nieznacznie niższe niż odpowiednie wartości opisujące relacje energia–masa.

Tabela 7.4
Table 7.4

Współczynniki korelacji r pomiędzy masą rozbryzgu a energią kinetyczną (E) oraz wskaźnikiem erozyjności MD naturalnego opadu (stacja Wrocław-Swojec)
Correlation coefficient r of soil splash vs. kinetic energy (E) and soil splash vs. MD index relations (Wrocław-Swojec station)

Seria pomiarowa Measurement series	r	
	E	MD
S1	0,77	0,78
S2	0,77	0,74
S3	0,63	0,62

Otrzymane rezultaty wskazują na przydatność wskaźnika MD do oceny zjawiska odrywania cząstek gleby przez spadające krople deszczu (rys. 7.7). Podobne wnioski przedstawione zostały przez badaczy japońskich [Nanko i in. 2008]. Niestety, brak upowszechnienia urządzeń disdrometrycznych, jak dotychczas, uniemożliwia standardowe stosowanie tego wskaźnika w badaniach erozyjnych.



Rys. 7.7. Zależność pomiędzy średnią wielkością rozbryzgu gleby lessowej [kg m⁻²] oznaczoną dla wszystkich serii S1÷S3 a okresową wielkością wskaźnika erozyjności opadów MD [kg·m·s⁻¹·m⁻²·mm] – obiekt Wrocław-Swojec, skrzynia pomiarowa, lata 2006–2007

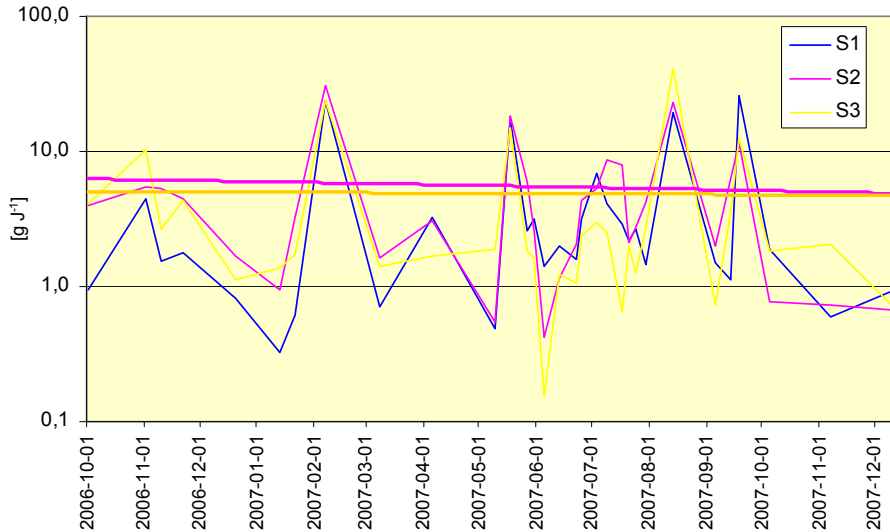
Fig. 7.7. The mean loess soil splash [kg·m⁻²] estimated for all boards (S1÷S3) versus MD rainfall erosivity index [kg·m·s⁻¹·m⁻²·mm] – Wrocław-Swojec, splash box, 2006–2007

Odporność gleby lessowej na erozję rozbryzgową oznaczono oddzielnie dla każdej ścianki skrzyni pomiarowej. Odporność określona na podstawie serii S1 wahała się w przedziale zmienności od 38,2 do 3042,6 J·kg⁻¹. Spośród wszystkich obliczonych wartości w 75% przypadków odporność gleby nie przekroczyła granicy 967,6 J·kg⁻¹. Średnia odporność gleby na rozbryzg oznaczona w pierwszym przypadku wyniosła 719,3 J·kg⁻¹. Wartość przeciętna określona na podstawie mediany ze zbioru danych S1 wyniosła 552,4 J·kg⁻¹.

W przypadku drugiej ścianki urządzenia (S2) minimalna odporność wynosiła 32,3 J·kg⁻¹, zaś maksymalna 2341,3 J·kg⁻¹. Zdecydowana większość obserwacji (75%) wskazywała na odporność nieprzekraczającą 650,1 J·kg⁻¹. Średnia odporność gleby na rozbryzg, oznaczona na podstawie serii danych S2, została oznaczona na poziomie 540,5 J·kg⁻¹. Mediana rozkładu miała wartość 318,4 J·kg⁻¹. W ostatnim przypadku S3 przedział zmienności wyników obliczeniowych mieścił się w granicach od 24,6 do 6508,9 J·kg⁻¹. Wartość maksymalna daleko wykraczała poza statystycznie typowy obszar zmienności ograniczony wartością około 1050 J·kg⁻¹. Spośród wszystkich otrzymanych rezultatów 75% przypadków stanowi odporność poniżej 801,8 J·kg⁻¹. Przeciętna odporność na rozbryzg oznaczona na podstawie średniej wynosi 809,2 J·kg⁻¹, a na podstawie mediany 535,4 J·kg⁻¹.

Przeciętna odporność gleby lessowej na rozbryzg, obliczona jako średnia arytmetyczna ze wszystkich danych zebranych techniką skrzyni pomiarowej na obiekcie Wrocław-Swojec, została oszacowana na poziomie 689,7 J·kg⁻¹.

Podatność gleby lessowej na rozbryzg została również oceniona dla każdej serii pomiarowej osobno. Podobnie jak miało to miejsce w przypadku pomiarów prowadzonych w Bolescinie, dla serii danych S2 i S3 zaobserwowano nieznaczne trendy spadkowe wskaźnika podatności na odrywanie w czasie (rys. 7.8). W przypadku danych pochodzących z serii S1 trend malejący zaobserwowano dopiero od początku 2007 r.



Rys. 7.8. Zmienność podatności gleby lessowej na rozbryzg [$\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$] w warunkach polowych – obiekt Wrocław-Swojec, skrzynia pomiarowa, ścianki S1÷S3, lata 2006–2007

Fig. 7.8. Loess soil detachability [$\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$] in natural conditions – Wrocław-Swojec Bolescin, splash box, boards (S1÷S3), 2006–2007

Podatność w przypadku S1 wahała się w całym okresie badawczym od 0,3 do 26,2 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$. W większości obserwacji (75%) wskaźnik ten nie przekraczał progu 3,2 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$. Przeciętna odporność gleby na rozbryzg oszacowana na podstawie średniej arytmetycznej wyniosła 4,5 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$, a na podstawie mediany 1,8 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$. Dla drugiej serii danych S2 zmienność wskaźnika podatności na rozbryzg wahała się od 0,4 do 30,9 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$. Spośród wszystkich obliczonych wartości 75% danych nie przekraczała progu 5,7 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$. Średnia podatność w całym okresie badawczym została oszacowana na poziomie 5,4 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$. Mediana rozkładu danych wyniosła natomiast 3,14 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$. Wskaźnik podatności oznaczony na podstawie ostatniej serii pomiarowej S3 wahał się w przedziale od 0,15 do 40,6 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$. Większość (75%) otrzymanych wartości mieściła się w granicach do 3,3 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$. Średnia podatność na rozbryzg wyniosła 4,8 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$. Medianę oszacowano na poziomie 1,9 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$.

Przeciętna podatność gleby lessowej na rozbryzg, obliczona jako średnia arytmetyczna ze wszystkich danych zebranych techniką skrzyni pomiarowej na obiekcie Wrocław-Swojec, została oszacowana na poziomie 4,88 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$.

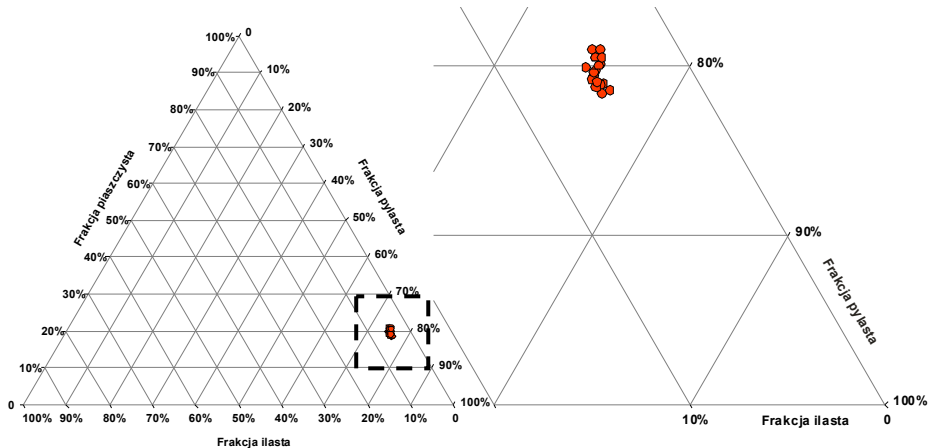
7.5. Eksperyment laboratoryjny

Przedstawione dotychczas rozważania dotyczyły wielkości rozbryzgu zachodzącego w warunkach naturalnych. Oprócz naturalnych czynników erozyjnych takich jak: rozkład wielkości kropeł i energia kinetyczna deszczu, siła i kierunek wiatru czy gleboochronna rola roślinności jednym z kluczowych elementów decydujących o wielkości badanego zjawiska jest stan fizyczny gleby, charakteryzujący ją na krótko przed wystąpieniem opadu. Przeprowadzenie takiego rozpoznania w warunkach polowych wymagałoby prowadzenia ciągłego monitoringu stanu gleby. Częsty pobór próbek glebowych w badaniach małoskalowych (strefa, w której oceniany jest rozbryzg gleby, ograniczona jest promieniem około 25 cm) może powodować znaczne przekształcenie struktury gleby i tym samym znacząco naruszyć warunki eksperymentu. Biorąc pod uwagę powyższe ograniczenia, oceny związków pomiędzy stanem fizycznym gleby a wielkością rozbryzgu zdecydowano się dokonać na podstawie symulacji w kontrolowanym środowisku laboratoryjnym.

Na potrzeby badań z wykorzystaniem symulatora opadów (warunki przeprowadzenia sztucznego deszczowania przedstawiono w części metodycznej rozprawy) z obiektu badawczego w Boleszynie pobrano dwie serie próbek gleby lessowej. Pierwsza seria próbek została pobrana bezpośrednio po wykonanych zabiegach agrotechnicznych (połowa kwietnia 2007 r.), druga na końcu sezonu wegetacyjnego, po zakończeniu zbiorów (koniec listopada 2007 r.). Skład granulometryczny próbek gleby lessowej został oznaczony metodą dyfrakcji laserowej. Ze względu na specyfikę pracy badawczej materiał poddany analizie pochodził z warstwy powierzchniowej (< 5 cm). Dyskusję nt. składu granulometrycznego głębszych warstw profilu glebowego wnikliwie przeprowadzili w swoich pracach Licznar i Licznar [2002] oraz Żmuda [2006].

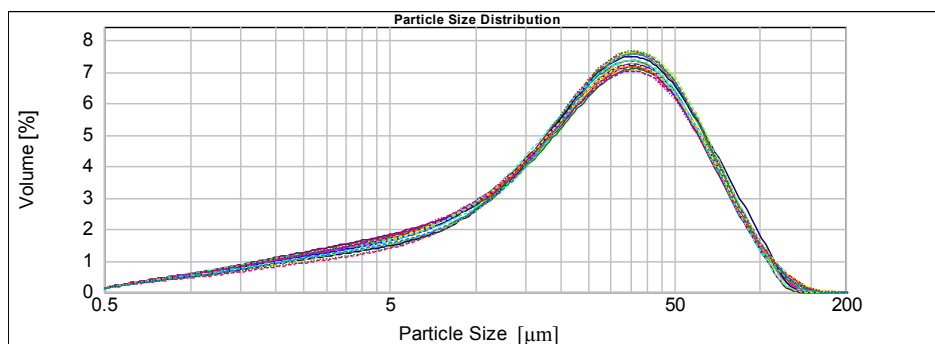
Zgodnie z klasyfikacją uziarnienia gleb i utworów mineralnych wg PTG stwierdzono, iż we wszystkich analizowanych punktach kontrolnych zalegają pyły gliniaste (rys. 7.9). W próbkach pobranych z poletka doświadczanego dominującą frakcją ziemistą były utwory pyłowe. Procentowa zawartość frakcji pylastej ($0,002 \text{ mm} < d \leq 0,05 \text{ mm}$) w badanych glebach wahała się od 74,5 do 76,6%. Średni udział pyłów oszacowano na około 75,4 %. Zawartość pyłu drobnego ($0,002 \text{ mm} < d \leq 0,02 \text{ mm}$) wynosiła od 32,7 do 36,5%, zaś pyłu grubego ($0,02 \text{ mm} < d \leq 0,05 \text{ mm}$) od 39,1 do 42,4%. Średni udział frakcji ilastej ($d \leq 0,002 \text{ mm}$) w badanych próbkach wynosił 4,9%. Zawartość utworów spławialnych wahała się od 4,1 do 5,4%. W oznaczanych próbkach stwierdzono również obecność piasku bardzo drobnego ($0,05 \text{ mm} < d \leq 0,1 \text{ mm}$), którego udział wynosił od 17,3 do 19,5% (średnio 18,2%) oraz piasku drobnego ($0,1 \text{ mm} < d \leq 0,25 \text{ mm}$) w ilościach od 1,0% do 2,0% (średnio 1,6% dla wszystkich badanych prób). Nie zaobserwowano grubszych frakcji piaszczystych.

W badanych próbkach najczęściej występują ziarna o średnicach od 31,8 do 43,3 μm , ich zawartość stanowi od 7 do 7,7% wszystkich zarejestrowanych cząstek glebowych (rys. 7.10). Średnice ziarn, leżących w przedziale modalnym rozkładu, których udział procentowy wynosi co najmniej 6% objętości badanej próby, miały wielkość od około 20 do 45-60 μm .



Rys. 7.9. Procentowa zawartość frakcji piaskowej, pyłowej i ilastej w próbkach gleb pobranych z pola doświadczalnego w Bolesćcinie (n = 18)

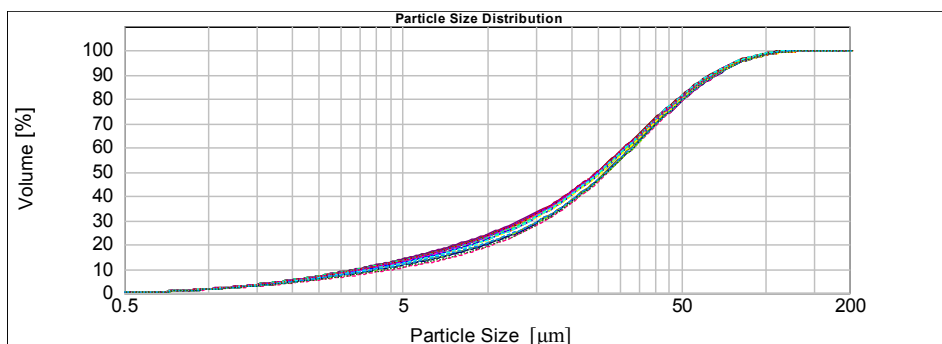
Fig. 7.9. Texture from sand, silt, clay content in soil sampled in experimental field in Bolesćcin (n = 18)



Rys. 7.10. Dystrybuanty rozkładu uziarnienia próbek gleby lessowej z Bolesćcina na podstawie Mastersizer 2000 (n = 18)

Fig. 7.10. Particle size distribution of loess soil samples from Bolesćcin study site plotted with Mastersizer 2000 (n = 18)

Dzięki zastosowanej metodzie laserowej możliwe było precyzyjne określenie wielkości średnic miarodajnych d_{10} , d_{50} oraz d_{90} (rys. 7.11). Wartość średnicy zastępczej d_{10} waha się od 3,5 do 4,8 μm . Przeciętnie w 18 analizowanych próbkach d_{10} osiąga wartość 3,9 μm . Średnica d_{50} wynosi od 24,9 do 27,5 μm . Jej wartość średnią, obliczoną dla wszystkich oznaczeń, oszacowano na poziomie 25,9 μm . Średnice d_{50} z przedziału od 25 do 26 μm stanowiły ponad 60% wszystkich oznaczeń. Zmienność wielkości średnicy d_{90} kształtuje w przedziale od 63,1 do 67,3 μm . Przeciętnie wynosi ona 65,2 μm .



Rys. 7.11. Krzywe kumulacyjne uziarnienia próbek gleby lessowej z Boleścina na podstawie Mastersizer 2000 (n = 18)

Fig. 7.11. Cumulative curves of particle size distribution of loess soil samples from Boleścín study site plotted with Mastersizer 2000 (n = 18)

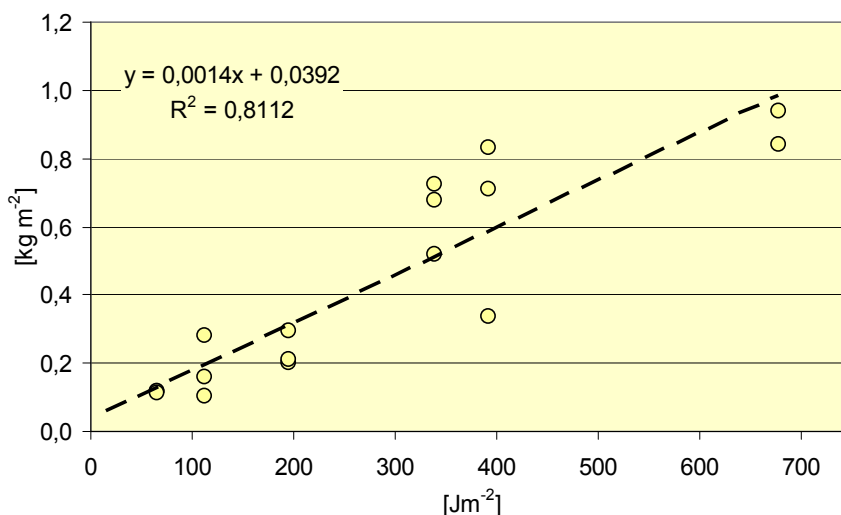
Średnica miarodajna d_{60} zmieniała się w przedziale od 30,3 do 33,6 μm . Obliczone dla analizowanych rozkładów wskaźniki różnoziarnistości $U = d_{60}/d_{10}$ przyjmowały wartość od 7,0 do 8,7. Analizy laserowe umożliwiły również precyzyjne oznaczenie powierzchni właściwej materiału glebowego. Powierzchnia ta mieściła się w przedziale od 0,588 do 0,705 $\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$. Średnia wartość dla wszystkich badanych próbek została oszacowana na 0,657 $\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$. Na podstawie danych granulometrycznych obliczono wskaźniki podatności gleb na zmywanie. Osiągają one wartość od 14,1 do 18,3. Przeciętnie wskaźnik ten wynosi 15,6 i świadczy o małej odporności badanych gleb na zjawisko erozji wodnej.

Wyniki przeprowadzonych analiz wskazują na dużą homogeniczność próbek, które pod względem granulometrycznym w zasadzie się od siebie nie różniły. Zasadniczą różnicą charakteryzującą obydwie serie próbek związana była z efektem zaskorupienia powierzchni gleby i właśnie ona stanowiła podstawę kolejnych analiz. Do dalszych rozważań przyjęto stosować terminologię odzwierciedlającą stan fizyczny warstwy powierzchniowej gleby. Pierwsza seria pomiarowa (pobrana bezpośrednio po wykonanych zabiegach agrotechnicznych) oznaczona została terminem „gleba spulchniona”. W stosunku do próbek pobranych po sezonie wegetacyjnym użyto określenia „gleba zaskorupiona”. Przyjęte nazewnictwo jest zgodne z praktyką badawczą stosowaną w studiach nad rozbryzgiem gleby [Rejman 2006]. Dla wszystkich próbek gleby oznaczono podstawowe i pochodne parametry fizyczne (tab. 7.5). Gęstość właściwa utworów lessowych została przyjęta na podstawie wcześniejszych badań prowadzonych na obiekcie Boleścín [Żmuda 2006].

Próbki gleb poddawano oddziaływaniu sztucznego odpadu o czasie trwania 5, 15 oraz 30 minut, uzyskując strumienie energii kinetycznej w przedziale od 65 do 680 $\text{J} \cdot \text{m}^{-2}$, które były zbliżone do zakresu zmienności energetycznej naturalnych deszczów występujących na obiekcie Boleścín (rys. 7.12 i 7.13).

Właściwości fizyczne próbek gleby pobranych na obiekcie Bolesćin
Physical properties of loess soil samples from Bolesćin study site

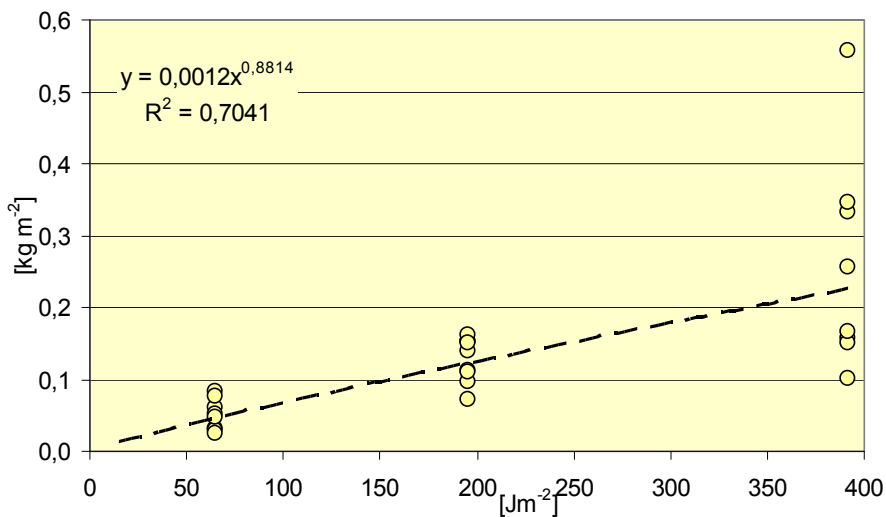
Parametr – Parameter	Gleba spulchniona Tilled soil	Gleba zaskorupiona Sealed soil
Gęstość właściwa – Specific density	2,59 ÷ 2,61 Mg·m ⁻³	2,59 ÷ 2,61 Mg·m ⁻³
Gęstość objętościowa – Bulk density	1,38 ÷ 1,65 Mg·m ⁻³	1,51 ÷ 1,70 Mg·m ⁻³
Porowatość ogólna – Porosity	36 ÷ 46 %	35 ÷ 42 %
Wskaźnik porowatości – Porosity index	0,56 ÷ 0,85	0,54 ÷ 0,72



Rys. 7.12. Zależność pomiędzy wielkością rozbryzgu spulchnionej gleby lessowej z Bolesćina [kg·m⁻²] a jednostkową energią kinetyczną symulowanego deszczu [J·m⁻²] – Leuven, maj 2007

Fig. 7.12. Tilled loess soil splash [kg·m⁻²] versus specific kinetic energy of artificial rainfall [J·m⁻²] – Leuven, May 2007

W zależności od zastosowanych dawek i intensywności deszczowania wielkość rozbryzgu spulchnionej gleby lessowej wahała się od 0,11 do 0,94 kg·m⁻². Przeciętnie dla danego przedziału zmienności energii erozyjnej rozbryzg jednostkowy wynosił 0,42 kg·m⁻². Odporność spulchnionej gleby lessowej na rozbryzg [J·kg⁻¹], określona w warunkach symulowanego opadu, wahała się w przedziale zmienności od 403,8 do 1168,6 J·kg⁻¹. Spośród wszystkich obliczonych wartości w 75% przypadków odporność nie przekroczyła granicy 892,6 J·kg⁻¹. Średnia odporność spulchnionej gleby lessowej na rozbryzg oznaczona w warunkach laboratoryjnych wyniosła 707,0 J·kg⁻¹. Wartość przeciętna określona na podstawie mediany wynosiła 657,9 J·kg⁻¹.

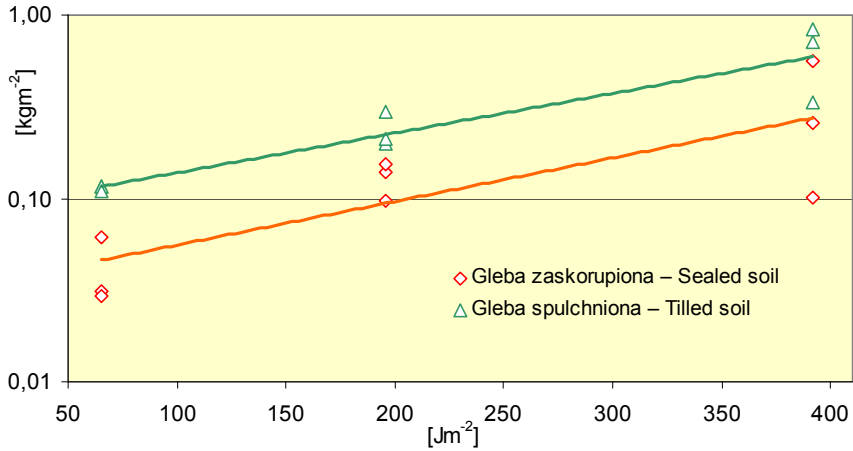


Rys. 7.13. Zależność pomiędzy wielkością rozbryzgu zaskorupionej gleby lessowej z Bolesława [kg·m⁻²] a jednostkową energią kinetyczną symulowanego deszczu [J·m⁻²] – Leuven, grudzień 2007

Fig. 7.13. Sealed loess soil splash [kg·m⁻²] versus specific kinetic energy of artificial rainfall [J·m⁻²] – Leuven, December 2007

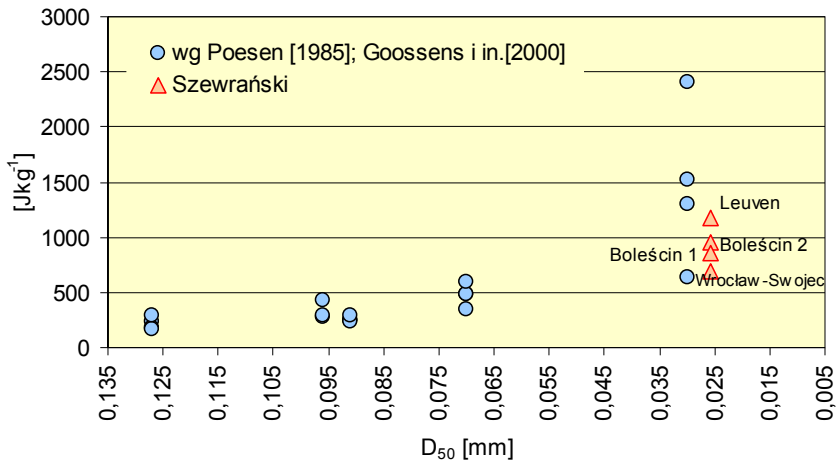
Wielkość rozbryzgu gleby zaskorupionej zmieniała się od 0,02 do 0,56 kg·m⁻². Średnia masa odrywanej gleby wynosiła 0,14 kg·m⁻². W przypadku symulacji przeprowadzonych na glebie zaskorupionej odporność na rozbryzg wahała się w szerokim przedziale od 703,8 do 3903,3 J·kg⁻¹. W większości przypadków (75% obserwacji) wartość ta nie przekraczała poziomu 1215,1 J·kg⁻¹. Średnią odporność zaskorupionej gleby lessowej na rozbryzg oszacowano na 1717,9 J·kg⁻¹. Wartość przeciętna obliczona na podstawie mediany wyniosła 1403,2 J·kg⁻¹. Opracowane wskaźniki świadczą, iż na odrywanie cząstek gleby zaskorupionej potrzeba około 3-krotnie więcej energii erozyjnej, niż miałyby to miejsce w przypadku gleby spulchnionej (rys. 7.14). W podobnej analizie porównawczej Rejman [2006] wskazywał na 2-krotnie większe różnice w ilościach energii kinetycznej.

Na podstawie danych empirycznych pozyskanych na drodze eksperymentów erozyjnych stwierdzono, iż średnia odporność gleby lessowej na odrywanie oznaczona w warunkach symulowanego deszczu wynosi 1179,4 J·kg⁻¹. Dzięki precyzyjnemu oznaczeniu średnicy miarodajnej d₅₀ możliwe było odniesienie rezultatów przeprowadzonych badań do wyników prac publikowanych na świecie (rys. 7.15). Do porównania wykorzystano ponadto następujące średnie wielkości wskaźnika odporności na odrywanie: na podstawie pomiarów połowych z wykorzystaniem kubków rozbryzgowych 950,0 J·kg⁻¹; na podstawie pomiarów z wykorzystaniem skrzyni pomiarowej w Bolesławcu – 860,1 J·kg⁻¹ oraz na stacji Wrocław-Swojec – 689,7 J·kg⁻¹.



Rys. 7.14. Wielkość rozbryzgu gleby spulchnionej i zaskorupionej [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] w zależności od jednostkowej energii kinetycznej symulowanego opadu [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$]

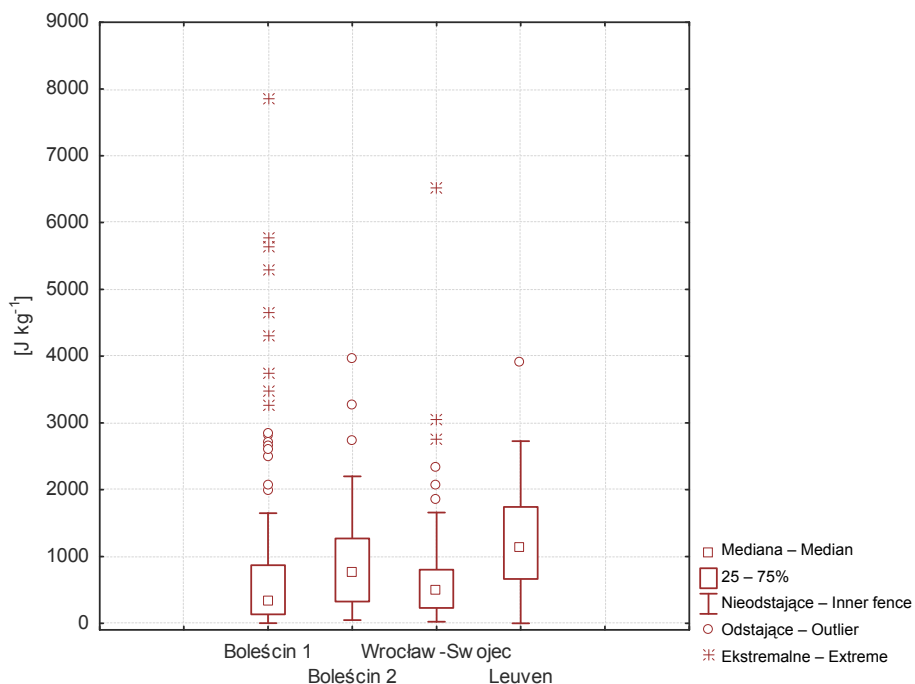
Fig. 7.14. Tilled and sealed loess soil splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] versus specific kinetic energy of artificial rainfall [$\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$]



Rys. 7.15. Odporność gleby lessowej z Boleścina na rozbryzg na tle średniej odporności gleb na odrywanie [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$] w zależności od wielkości średnicy miarodajnej d_{50} [mm] (Boleścin 1 – pomiary z wykorzystaniem skrzyni; Boleścin 2 – pomiary z wykorzystaniem kubków rozbryzgowych; Wrocław-Swojec – pomiary z wykorzystaniem skrzyni; Leuven – symulacje laboratoryjne) – wykres na podstawie publikacji Poesena [1985] oraz Goossensa i in. [2000]

Fig. 7.15. Resistance to detachment of Boleścin loess soil according to the mean resistance to detachment [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$] as function of median grain size d_{50} [mm] (Boleścin 1 – splash box; Boleścin 2 – splash cups; Wrocław-Swojec – splash box; Leuven – simulations) – diagram based on data originally given by Poesen [1985] and Goossens et al. [2000]

Oznaczone w trakcie badań wskaźniki korespondują w pełni z rezultatami uzyskiwanymi przez innych badawczy. W szczególności odporność gleb lessowych na rozbrzyg była przedmiotem badań Poesena i Torriego [1988], którzy wskazali, iż średnio wynosi ona od 96 do 1419 J·kg⁻¹. Wcześniej wskazywano na wartość średnią odporności rzędu 1764 J·kg⁻¹ [Poesen 1986]. Goovers [1991] stwierdził, iż odporność lessów belgijskich na rozbrzyg zmienia się w przedziale od 387 do 1550 J·kg⁻¹, z kolei odporność lessów lubelskich oznaczona przez Rejmana [2006] wynosiła od 100 do 931 J·kg⁻¹. Obliczone w trakcie badań objętych niniejszą rozprawą wskaźniki odpornościowe lessów trzebnickich charakteryzowały się podobnym rozkładem zmienności (rys. 7.16). Wzajemne podobieństwo obliczonych wskaźników oceniono, przeprowadzając test t-Studenta dla zmiennych niezależnych (tab. 7.6).



Rys. 7.16. Odporność gleby na rozbrzyg [Jkg⁻¹] oznaczona w trakcie badań erozyjnych w latach 2003–2007 (Boleścin 1 – pomiary z wykorzystaniem skrzyni; Boleścin 2 – pomiary z wykorzystaniem kubków rozbrzygowych; Wrocław-Swojec – pomiary z wykorzystaniem skrzyni; Leuven – symulacje laboratoryjne)

Fig. 7.16. Resistance to detachment of Boleścin loess soil estimated during erosion research in years 2003–2007 (Boleścin 1 – splash box; Boleścin 2 – splash cups; Wrocław-Swojec – splash box; Leuven – simulations)

Tabela 7.6
Table 7.6

Test t-Studenta dla prób niezależnych (odporność na rozbryzg oznaczona różnymi technikami badawczymi: Boleścín 1 – pomiary z wykorzystaniem skrzyni; Boleścín 2 – pomiary z wykorzystaniem kubków rozbryzgowych; Wrocław-Swojec – pomiary z wykorzystaniem skrzyni; Leuven – symulacje laboratoryjne) – zaznaczone różnice są statystycznie istotne z $p < 0,05000$

T-Students test for independed variables (resistance to detachment estimated with different methods: Boleścín 1 – splash box; Boleścín 2 – splash cups; Wrocław-Swojec – splash box; Leuven – simulations)

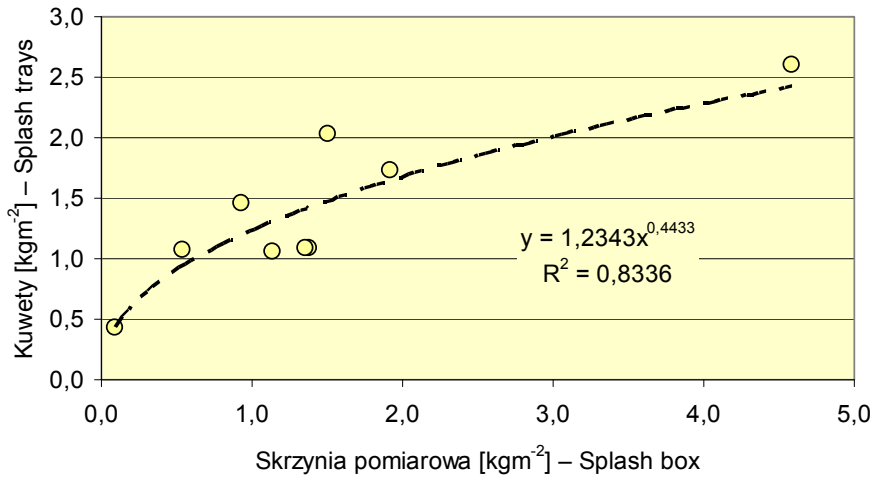
Zmienne – Variables	t	p
Boleścín 1 vs. Wrocław-Swojec	1,08191	0,280483
Boleścín 2 vs. Boleścín 1	0,46507	0,642450
Boleścín 2 vs. Wrocław-Swojec	1,83245	0,068895
Leuven vs. Boleścín 1	1,91867	0,056743
Leuven vs. Boleścín 2	1,95480	0,053546
Leuven vs. Wrocław-Swojec	3,83336	<u>0,000192</u>

Wyniki analizy porównawczej wykazały, że z prawdopodobieństwem 95% wskaźniki odporności na rozbryzg obliczone różnymi metodami nie różnią się statystycznie istotnie. Jedyne rozbieżności stwierdzono w przypadku porównania rezultatów pochodzących z eksperymentu laboratoryjnego z danymi uzyskanymi w trakcie badań prowadzonych na stacji Wrocław-Swojec. Szczegółowa analiza porównawcza wskazała, iż powstałe różnice determinowane są głównie wynikami pomiarów rozbryzgu zaskorupionej gleby lessowej.

7.6. Zasięg rozbryzgu gleby lessowej

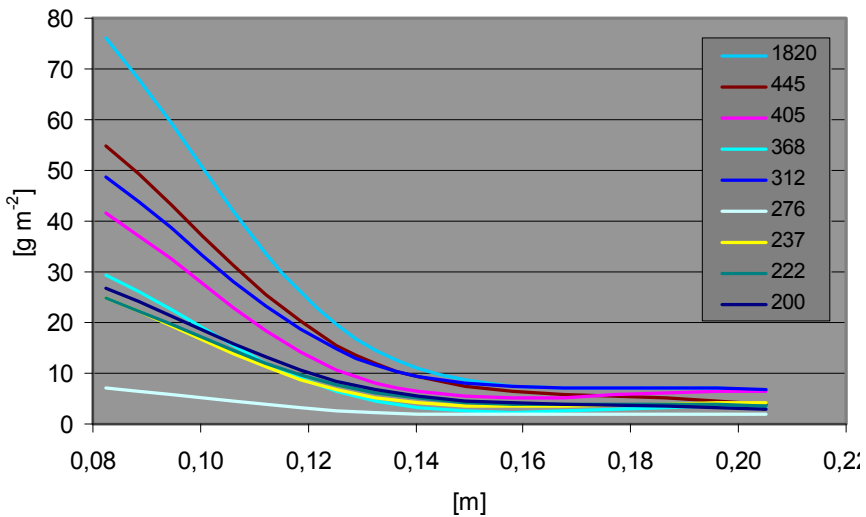
Oceny zasięgu i rozkładu masy rozbryzgu dokonano na obiekcie Boleścín w trakcie 9 okresów pomiarowych w czasie od 28 lipca do 22 sierpnia 2005 r. oraz od 22 czerwca do 27 sierpnia 2006 r. Całkowita jednostkowa energia kinetyczna deszczu w poszczególnych okresach wahała się od 200 do 1820 J·m⁻². Wielkość rozbryzgu gleby lessowej, oznaczona na podstawie całkowitej masy sedymentu zebranego w kuwetach pomiarowych, wahała się od 0,43 do 2,61 kg·m⁻² i była powiązana z warunkami pluwiальnymi panującymi na obiekcie Boleścín w poszczególnych okresach pomiarowych. Oznaczone wartości rozbryzgu jednostkowego porównano z danymi pochodzącymi z równoległych obserwacji prowadzonych z wykorzystaniem techniki skrzyni pomiarowej (rys. 7.17).

W większości okresów niezależnie pozyskane dane korespondowały ze sobą zarówno pod względem ilościowym, jak i jakościowym. W przedstawionym powyżej porównaniu wykorzystano wartość średnią rozbryzgu, obliczoną dla wszystkich ścianek skrzyni pomiarowej, bez uwzględnienia złożoności interpretacyjnych omówionych we wcześniejszej części rozprawy. Wykazana korelacja pozwala wnioskować, iż wszelkie związki pomiędzy wielkością oddziaływania deszczu a reakcją podłoża glebowego, opisane wcześniej dla skrzyni pomiarowej, mają zastosowanie również w przypadku pomiarów zasięgu rozbryzgu.



Rys. 7.17. Relacja pomiędzy średnią wielkością rozbryzgu jednostkowego oznaczonego techniką skrzyni pomiarowej a wielkością rozbryzgu oszacowaną w trakcie pomiarów jego zasięgu – obiekt Boleścín, lipiec 2005 r. – sierpień 2006 r.

Fig. 7.17. The mean soil splash per unit area estimated in splash box versus estimated in splash trays during distance projection measurements – Boleścín, July 2005 – August 2006

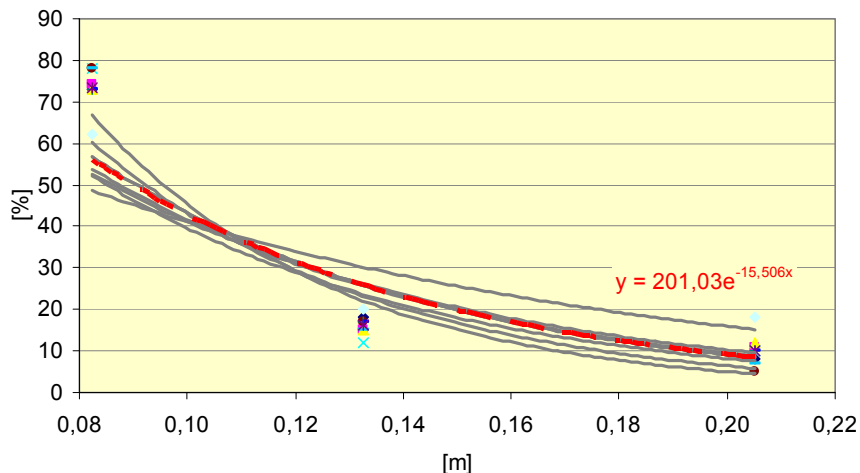


Rys. 7.18. Wielkość depozycji rozbryzgu [g·m⁻²] w zależności od odległości [m] od pojemnika wypełnionego glebą lessową, dla różnych (patrz: legenda) poziomów energii kinetycznej deszczów [J m⁻²], – obiekt Boleścín, lipiec 2005 r. – sierpień 2006 r.

Fig. 7.18. Splash deposition [g·m⁻²] versus radial distance [m] from filled splash cup for different (given in legend) specific kinetic energy [J m⁻²] – Boleścín, July 2005 – August 2006

Rozkład masy rozbryzgu został oszacowany na podstawie masy gleby deponowanej w poszczególnych kuwetach pomiarowych. Depozycja rozbryzgu w promieniu do 8,25 cm, w przeliczeniu na jednostkę powierzchni, wahała się od 6,9 do 76,2 g·m⁻². W drugiej kuwecie, której promień wyznaczał zasięg 13,25 cm, ilość gleby wynosiła od 2,3 do 14,6 g·m⁻². W największym pojemniku o promieniu 20,5 cm masa deponowanego materiału wynosiła od 2,0 do 6,6 g·m⁻². Zasadniczo ze wzrostem odległości od naczynia z glebą malała ilość sedymentu deponowanego na drodze rozbryzgu, przy czym całkowita masa gleby była pochodną okresowej energii kinetycznej deszczu (rys. 7.18).

Na podstawie powyższych oznaczeń ilościowych obliczono względny, procentowy rozkład masy rozbryzgu dla poszczególnych okresów pomiarowych (rys. 7.19).



Rys. 7.19. Procentowy rozkład masy rozbryzgu [%] w zależności od odległości [m] od pojemnika wypełnionego glebą lessową, – obiekt Boleścin, lipiec 2005 r. – sierpień 2006 r.

Fig. 7.19. Relative splash distribution [%] versus radial distance [m] from filled splash cup – Bolescin, July 2005 – August 2006

Procentowe rozkłady masy rozbryzgu we wszystkich okresach pomiarowych były bardzo podobne, niezależnie od całkowitej energii kinetycznej deszczu. Efekt ten znajduje potwierdzenie w amerykańskich doświadczeniach laboratoryjnych [Furbish i in. 2007], które wskazały, iż dla tej samej gleby, przy różnych średnicach kropeł, zasięg rozbryzgu jest zbliżony, a zmianie ulega natomiast ilość oderwanych cząstek.

Masa rozbryzgu w zasięgu do 8,25 cm stanowiła od 62 do 78% całkowitej ilości oderwanej gleby lessowej. Średnio w tej strefie zdeponowało się 74% masy rozbryzgu. W odległości do 13,25 cm zakumulowało się od 12 do 20% przenoszonej gleby. Średnia depozycja w tym przypadku stanowiła 16% masy rozbryzgu. Najmniejszy procentowy udział charakteryzował strefę do 20,5 cm. Masa gleby z ostatniej kuwety stanowiła od 5 do 18% całkowitego rozbryzgu, co średnio w ogólnym rozkładzie oznaczało udział rzędu 10%. Ekstrapolacja wykładniczego rozkładu masy rozbryzgu wskazuje, iż szacunkowy maksymalny zasięg rozbryzgu może wynosić do około 25 cm. Znajduje to odzwierciedlenie we wnioskach płynących z prac laboratoryjnych przeprowadzonych przez badaczy francuskich [Legout i in. 2005], niemniej wszelkie porównania w tym

zakresie wymagają uwzględnienia faktu, iż w warunkach eksperymentu polowego zasięg rozbryzgu jest dodatkowo determinowany oddziaływaniem wiatru. Ocena tego oddziaływania jest przedmiotem osobnych rozważań.

7.7. Zmiany powierzchni gleby pod wpływem rozbryzgu

Rozbryzg gleby powodowany uderzeniami kropeł deszczu skutkuje szeregiem niekorzystnych zmian parametrów fizycznych podłoża i w konsekwencji prowadzi do pojawienia się zjawisk erozji powierzchniowej i liniowej. Główne zmiany dotyczą niszczenia agregatów glebowych; tworzenia mikrokraterów (fot. 7.1) oraz uszczelnienia i zaskorupienia powierzchni gleby (fot. 7.2).



Fot. 7.1. Mikrokratery na powierzchni gleby lessowej powstałe po uderzeniach kropeł deszczu – Bolesław, maj 2005 r. (długość boku kwadratu w prawym dolnym rogu: 5 mm; fot. autor)
Phot. 7.1. Microcraters on loess soil surface created after raindrops impacts – Bolesław, May 2005 (side length of a square in the right down corner: 5 mm; phot. author)

W trakcie eksperymentów laboratoryjnych przeprowadzonych na początku maja 2007 r. stwierdzono, iż zmiany w cechach fizycznych powierzchni gleby są widoczne już po krótkotrwałym sztucznym deszczowaniu. W związku z powyższym podjęto próbę kwantyfikowania wpływu opadów deszczu na cechy powierzchniowe gleby. Pomiar polowe zmian szorstkości mikroreliefu wykonywano od końca maja do połowy lipca 2007 r. Ocena zmian bezwymiarowego współczynnika szorstkości CR została dokonana w oparciu o pomiary wykonane w 6 przekrojach kontrolnych (rys. 7.20).

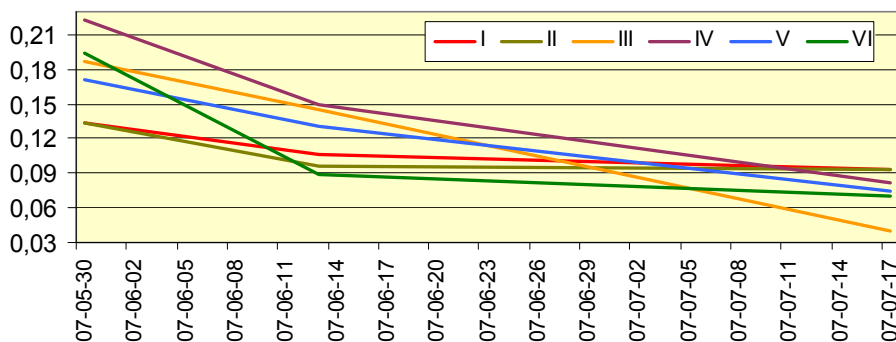
W okresie badawczym wystąpiły 22 dni opadowe, a łączny opad deszczu wynosił 105,2 mm. Odpowiadająca tej warstwie opadu jednostkowa energia kinetyczna, obliczona równaniem Browna-Fostera, została oszacowana na poziomie $1295,1 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. W początkowym okresie szorstkość terenu wahała się od 0,133 do 0,222. Średnia wartość CR wynosiła wówczas 0,173. Po 2 tygodniach zanotowano zmniejszenie się szorstkości do średniego poziomu 0,119. Końcowe pomiary wskazują, iż szorstkość terenu zmniejszyła się od 30 do 79% względem stanu wyjściowego. Ostatecznie współ-

czynnik CR przybierał wartości w przedziale od 0,04 do 0,093. Jego końcowa średnia wartość została oszacowana na poziomie 0,076. Przedstawione wyniki pomiarów mają charakter sondażowy. W przyszłości wskazane byłoby precyzyjniejsze określenie zmian mikoreliefu pod wpływem uderzeń kropli deszczu. Do tego niezbędne jest pozyskanie zaawansowanych technicznie laserowych skanerów powierzchni lub adaptacja technik fotograficznych.



Fot. 7.2. Uszczelnienie powierzchni gleby lessowej powstałe na skutek zjawiska rozbryzgu – Boleścín, październik 2003 r. (długość boku kwadratu w prawym dolnym rogu: 5 mm, fot. autor)

Phot. 7.2. Sealing of loess surface after soil splashing – Boleścín, October 2005 (side length of a square in the right down corner: 5 mm; phot. author)



Rys. 7.20. Zmiana współczynnika szorstkości CR na polu uprawnym w Boleścínie w okresie od 30 V do 17 VII 2007 r. (I ÷ VI – przekroje pomiarowe)

Fig. 7.20. Chain roughness coefficient CR in experimental field in Boleścín from 30 V do 17 VII 2007 r. (I ÷ VI – cross sections)

8. WPŁYW WYBRANYCH CZYNNIKÓW ŚRODOWISKOWYCH NA ROZBRYZG GLEBY

W warunkach naturalnych wielkość rozbryzgu nie zależy tylko i wyłącznie od wysokości i natężenia opadów atmosferycznych. Dodatkowymi czynnikami bezpośrednio wpływającymi na wielkość erozji rozbryzgowej gleby są m.in. prędkość i kierunek wiatrów (wiejących w trakcie deszczów) oraz występowanie gleboochronnej pokrywy roślinnej. Kwantyfikacja potęgującego jak i mitygującego wpływu wymienionych czynników na wielkość rozbryzgu gleby lessowej stanowiła przedmiot kolejnych rozważań przeprowadzonych w trakcie terenowych badań erozyjnych.

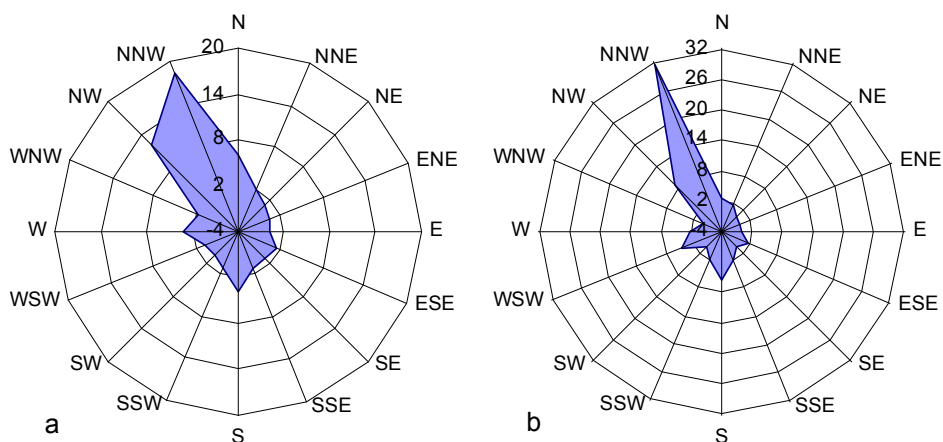
8.1. Oddziaływanie wiatru

Ocena wpływu warunków wietrznych na transport rozbryzgu (ang. splash drift) była możliwa dzięki wykorzystaniu techniki skrzyni pomiarowej w badaniach erozyjnych. Jak już wcześniej wspomniano, osłonięta skrzynia ustawiono względem kierunku najczęściej wiejących wiatrów. Przenoszenie rozbryzgiwanej gleby pod wpływem wiatru możliwe było dzięki ocenie porównawczej skumulowanego transportu rozbryzgu [$\text{g}\cdot\text{m}^{-1}$] określonego na poszczególnych ściankach skrzyni.

Na podstawie danych monitoringowych pochodzących z automatycznej stacji meteorologicznej dokonano oceny warunków wietrznych panujących w obrębie posterunku badawczego w Boleszynie (rys. 8.1). Najczęściej na obiekcie pojawiały się wiatry wiejące z kierunku NNW, stanowiły one 18,3% wszystkich obserwacji. Duża liczebność przypadła na wiatry północno-zachodnie (NW), których procentowy udział oceniono na poziomie 12,1%. Łącznie spośród wszystkich obserwacji prowadzonych w trakcie badań nad rozbryzgiem 41,2% wiatrów pojawiło się w ćwiartce NW. Średnia prędkość wiatru została oznaczona na podstawie danych 30-minutowych. Dla wiatrów pochodzących z kierunku NNW wahała się ona w granicach od 0,4 do 12,9 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Przeciętnie wiatry NNW wiały z prędkością 2,5 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Maksymalne, chwilowe wartości prędkości, zarejestrowane w trakcie silniejszych podmuchów osiągały poziom rzędu 19,2 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. W przypadku wiatrów z kierunku NW przedział zmienności prędkości średnich mieścił się w granicach od 0,4 do 10,5 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Średnia wartość obliczona na podstawie wszystkich danych wynosiła 2,1 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. W trakcie silniejszych podmuchów wiatry NW osiągały maksymalne prędkości dochodzące do 15,2 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Najrzadziej występowały wiatry pochodzące z kierunków E oraz ENE. Ich procentowy udział wynosił odpowiednio 0,1 i 0,4%. Z całej ćwiartki północno-wschodniej pochodziło nieco ponad 3% wiatrów. Średnie prędkości wiatrów pochodzących z kierunku E zmieniały się w granicach od 0,4 do 6,4 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, osiągając przeciętny poziom rzędu 1,1 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Maksymalne prędkości

chwilowe wiatru E osiągały wartość $8,9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. W przypadku wiatrów pojawiających się z kierunku ENE ich średnie prędkości wahały się od $0,4$ do $7,2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Przeciętna prędkość, oznaczona na podstawie średniej arytmetycznej ze wszystkich zapisów, wynosiła $1,9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. W trakcie chwilowych podmuchów wiatry ENE osiągały prędkości rzędu $7,6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Prezentowane powyżej charakterystyki dotyczą wszystkich przeprowadzonych obserwacji. Ze względu na specyfikę badanego zjawiska z całej serii danych wyodrębniono dodatkowo tylko te zapisy monitoringowe, które zostały wykonane w czasie opadów deszczu.



Rys. 8.1. Przeważające kierunki wiatrów [%] na obiekcie Bolescin obserwowane w latach 2005–2007 (a – wszystkie obserwacje, b – dni z opadem deszczu)

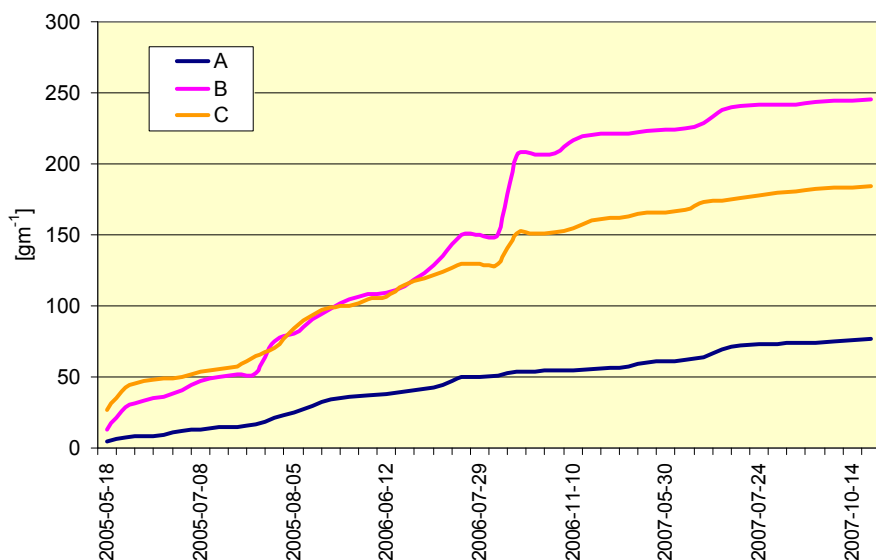
Fig. 8.1. Wind direction frequency [%] in Bolescin study site observed in years 2005–2007 (a – all days, b – rainy days)

W trakcie opadów atmosferycznych częstość wiatrów z kierunku NNW wyraźnie rośnie i osiąga wartość $31,3\%$. Z kierunku NW wiało $9,1\%$ wszystkich obserwowanych wiatrów. Z całej ćwiartki NNW-WSW pochodziło $47,1\%$ wiatrów wiejących w czasie opadów deszczu, które dodatkowo determinowały wielkość rozbryzgu gleby. Wzrosły również średnie prędkości wiatru. W przypadku wiatrów z kierunku NNW ich przedział zmienności wynosił od $0,8$ do $12,1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Przeciętna prędkość wiatru NNW wiejącego w trakcie deszczu wynosiła $3,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Dla wiatrów z kierunku NW odpowiednia wartość wynosiła $2,9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a prędkości średnie zmieniały się od $0,8$ do $9,7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

W przypadku badań prowadzonych na obiekcie Bolescin dłuższa oś skrzyni pomiarowej została zorientowana wzdłuż kierunku NNW-SSE. Takie ułożenie spowodowało, iż dwie ścianki urządzenia (B, C) były wystawione głównie na działanie wiatrów NW oraz NNW. Trzecia ścianka skrzyni pomiarowej (A) była ścianką zawietrzną w stosunku do przeważających wiatrów. Rozróżnienie to wprowadzono już we wcześniejszych rozważaniach dotyczących rozbryzgu jednostkowego.

Szczegółowa analiza porównawcza wielkości transportu horyzontalnego odrywanych cząstek gleby w całym okresie badawczym 2005–2007 pozwoliła wykazać wpływ dominujących wiatrów na przestrzenne przemieszczanie się rozbryzgu (rys. 8.2).

W warunkach naturalnych deszcz frontalny jest często poprzedzony gwałtownymi podmuchami wiatru. Podmuchy te mogą powodować wywiewanie i przemieszczanie cząstek gleby, które z kolei mogą być wychwytywane przez urządzenia pomiarowe wykorzystywane w badaniach rozbryzgu. W badaniach terenowych zjawiska takiego nie można skutecznie ograniczyć, a ewentualna kwantyfikacja powstałych w ten sposób błędów pomiarowych wymagałaby rozszerzenia badań w kierunku oceny nasilenia erozji eolicznej.

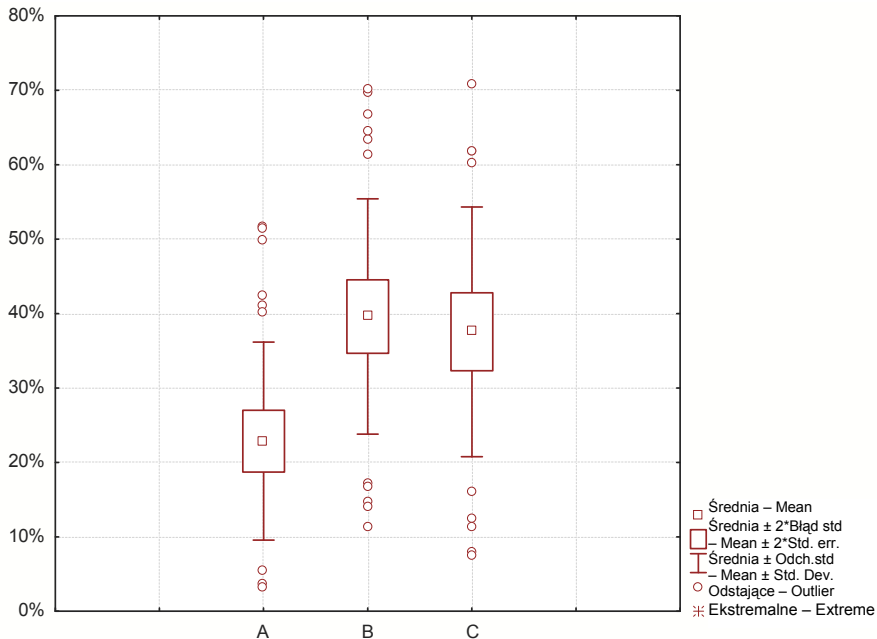


Rys. 8.2. Wielkość transportu oderwanych cząstek gleby [$\text{g}\cdot\text{m}^{-1}$] określona techniką skrzyni pomiarowej na obiekcie Bolescin, w latach 2005–2007 (A – ścianka zawietrzna, B,C – ścianki nawietrzne)

Fig. 8.2. Horizontal wind-driven splash drift [$\text{g}\cdot\text{m}^{-1}$] measured with splash box in Bolescin study site in years 2005–2007 (A – windward board, B,C – leeward boards)

Wielkość transportu rozbryzgu gleby lessowej oznaczona dla ścianki zawietrznej (A) w poszczególnych okresach pomiarowych wynosiła od 0,1 do $5,5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-1}$. W tym samym czasie wielkość transportu oznaczona dla ścianek wystawionych na działanie wiatrów (B i C) zmieniała się od 0,2 do $55,3 \text{ g}\cdot\text{m}^{-1}$. Dla poszczególnych okresów pomiarowych przeanalizowano procentowy rozkład masy rozbryzgu w relacji do kierunku najczęściej wiejących wiatrów (rys. 8.3).

Transport rozbryzgu obliczony dla ścianki zawietrznej stanowił średnio 22,8% całkowitego rozbryzgu. W większości przypadków (75%) udział ten nie przekraczał 31,5%. Odpowiednio transport na ścianki wystawione głównie na działanie wiatrów NW i NNW stanowił średnio 39,6 oraz 37,5% całego rozbryzgu. W niektórych przypadkach udział ten sięgał poziomu ponad 70%. W większości obserwacji (75%) na ściankach nawietrznych obserwowano do około 50% całkowitej masy oderwanej i przemieszczonej gleby.



Rys. 8.3. Procentowy udział transportu rozbryzgu na ścianie zawietrznej (A) i ściankach nawietrznych (B, C) w poszczególnych okresach pomiarowych w latach 2005–2007 (obiekt Bolescin)

Fig. 8.3. The percentage distribution of wind-driven splash drift on windward board (A) and leeward boards (B,C) – Bolescin, 2005–2007

Całkowity transport rozbryzgu w latach 2005–2007 oszacowany został na poziomie $74,9 \text{ g}\cdot\text{m}^{-1}$ dla ścianki zawietrznej (A) oraz $240,4 \text{ g}\cdot\text{m}^{-1}$ i $174,6 \text{ g}\cdot\text{m}^{-1}$ dla ścianek nawietrznych (B i C). Średnia wielkość transportu rozbryzgu w kierunku nawietrznym ($215 \text{ g}\cdot\text{m}^{-1}$) była 2,8-krotnie większa od transportu zachodzącego w kierunku przeciwnym do najczęściej wiejących wiatrów.

Dla porównania, podobne rozważania przeprowadzono dla danych erozyjnych zebranych w trakcie badań prowadzonych na obiekcie Wrocław-Swojec W przypadku tych obserwacji dłuższa oś skrzyni pomiarowej została zorientowana na kierunku NE-SW. Takie umieszczenie skrzyni skutkowało tym, iż wszystkie ścianki urządzenia (S1, S2, S3) były głównie wystawione na oddziaływanie wiatrów zachodnich i żadna z nich nie była zawietrzna w stosunku do dominujących wiatrów. Na obiekcie Wrocław-Swojec nie prowadzono własnych pomiarów kierunków i prędkości wiatrów, a ocena wpływu wiatru na wielkość transportu poziomego rozbryzgu możliwa była w oparciu o ogólnodostępne dane monitoringowe (tab. 8.1).

W przypadku badań prowadzonych na obiekcie Wrocław-Swojec (rys. 8.4) nie zaobserwowano tak wyraźnych różnic w wielkości transportu rozbryzgu, jak to miało miejsce w trakcie pomiarów realizowanych w Bolescinie. Okresowe wielkości transportu wahały się w przypadku serii S1 od 0,1 do $17,4 \text{ g}\cdot\text{m}^{-1}$. Dla serii S2 transport wynosił od

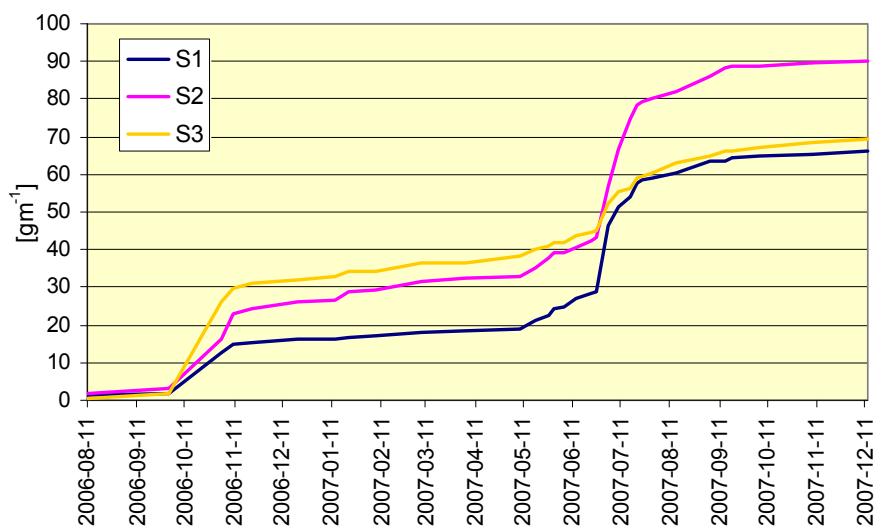
0,1 do 13,4 g·m⁻¹. W ostatnim przypadku mieścił się w przedziale od 0,1 do 24,4 g·m⁻¹. Procentowy rozkład całkowitej masy rozbrzygu na poszczególnych ściankach był również zbliżony (rys. 8.5). W zależności od panujących warunków pluwialnych w kolejnych okresach pomiarowych w kierunku S1 przemieściło się od 10 do 71% masy rozbrzygu, w kierunku S2 odpowiednio od 18 do 69%, a w kierunku S3 od 6 do 65%.

Tabela 8.1
Table 8.1

Przeważające kierunki wiatrów na obiekcie Wrocław-Swojec na podstawie danych Państwowego Monitoringu Środowiska WIOŚ-Wrocław, w okresie badań nad rozbrzygiem gleby lessowej

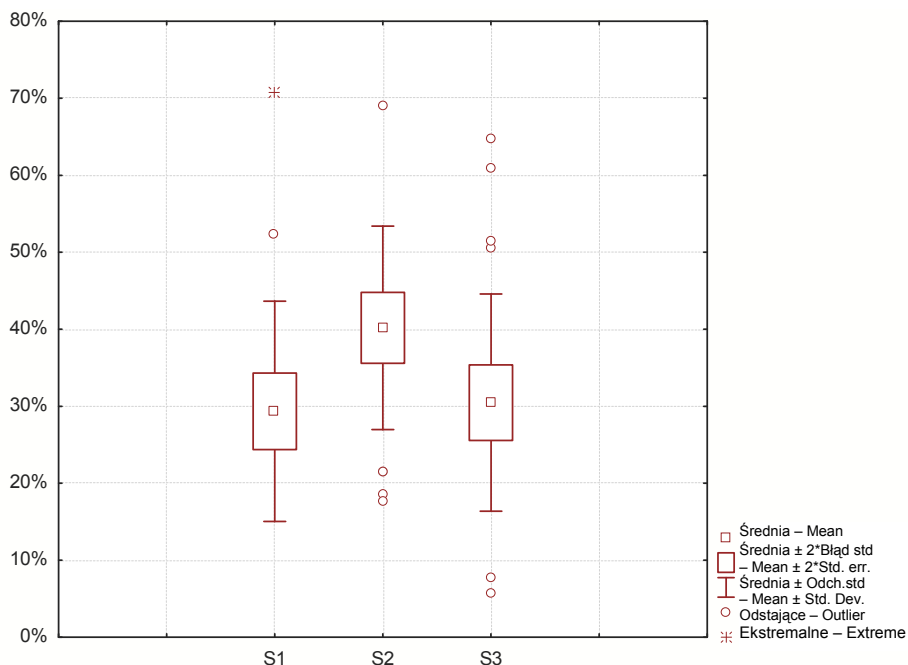
The major wind directions in Wrocław-Swojec based on State Environmental Monitoring System (WIOŚ-Wrocław) data set during research period

Sezon / Season	Miesiąc – Month											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
2006	–	–	–	–	–	–	–	W	S	SSW	b.d.	b.d.
2007	b.d.	SW	SSW	NNW	WSW	WNW	W	NW	WNW	N	W	WSW



Rys. 8.4. Wielkość transportu oderwanych cząstek gleby [g·m⁻¹] określona techniką skrzyni pomiarowej na obiekcie Wrocław-Swojec, w latach 2006–2007 (S1÷S3 – ścianki urządzenia)

Fig. 8.4. Horizontal wind-driven splash drift [g·m⁻¹] measured with splash box in Wrocław-Swojec in years 2006–2007 (S1÷S3 – device boards)



Rys. 8.5. Procentowy udział transportu rozbryzgu na poszczególnych ściankach skrzyni pomiarowej (S1÷S3) w poszczególnych okresach pomiarowych w latach 2006-2007 (obiekt Wrocław-Swojec)

Fig. 8.5. The percentage distribution of wind-driven splash drift on splash box boards (S1÷S3) – Wrocław-Swojec, 2006–2007

Całkowity transport gleby lessowej oznaczony w latach 2006–2007 dla serii S1 i S2 był bardzo podobny i wynosił odpowiednio 66,2 oraz 69,2 $\text{g}\cdot\text{m}^{-1}$. Nieco wyższa wartość została pomierzona w przypadku ścianki S2 najczęściej poddawanej wpływom wiatrów wiejących z kierunków od WNW do NNW. W tym przypadku transport całkowity wynosił 90,1 $\text{g}\cdot\text{m}^{-1}$. Uwzględniając całkowite wartości rozbryzgu, rozkład masy na poszczególnych kierunkach był następujący: S1 – 29%; S2 – 40% oraz S3 – 31% i był bardziej równomierny, niż miało to miejsce w przypadku podobnych obserwacji przeprowadzonych na obiekcie w Boleszynie.

8.2. Wpływ pokrywy roślinnej

Badania wpływu roślinności na rozbryzg gleb prowadzono na polu będącym w regularnym użytkowaniu rolniczym. W kolejnych sezonach pomiarowych na badanym polu uprawiano:

- buraki cukrowe odmiany Casino w 2003 r.,
- pszenicę ozimą odmiany Turnia w 2004 r.,
- ziemniaki odmian Lord i Vineta w 2005 r.,
- pszenicę ozimą odmiany Bogatka w 2006 r.

W ostatnim roku badań (2007 r.) pole doświadczalne zostało podzielone przez właściciela i prowadzono na nim równoległą uprawę buraków cukrowych odmiany Casino oraz wczesnych ziemniaków Vineta. Corocznie kubki rozbryzgowcze starano się zainstalować w tych samych punktach, biorąc pod uwagę wykonywane uprawy, tak aby możliwa była ocena wpływu roślinności uprawowej na wielkość rozbryzgu. Dodatkowo oznaczano rozbryzg w miejscach pozbawionych pokrywy roślinnej oraz pokrytych gatunkami segetalnymi. Dla uzyskania pełnych danych porównawczych kubki kontrolne umiejscowiono również w miejscach zadarnionych. Poniżej przedstawiono przeciętne wartości pokrycia terenu roślinnością obliczone jako średnia arytmetyczna dla wszystkich punktów pomiarowych. Dokumentacja fotograficzna wykonana w trakcie pierwszego sezonu pomiarowego pozwoliła określić stopień pokrycia gleby roślinnością w okresie od 10 do 21 października 2003 r. W tym czasie części naziemne buraków cukrowych zakrywały powierzchnię gleby w 45–65% (fot. 8.1).

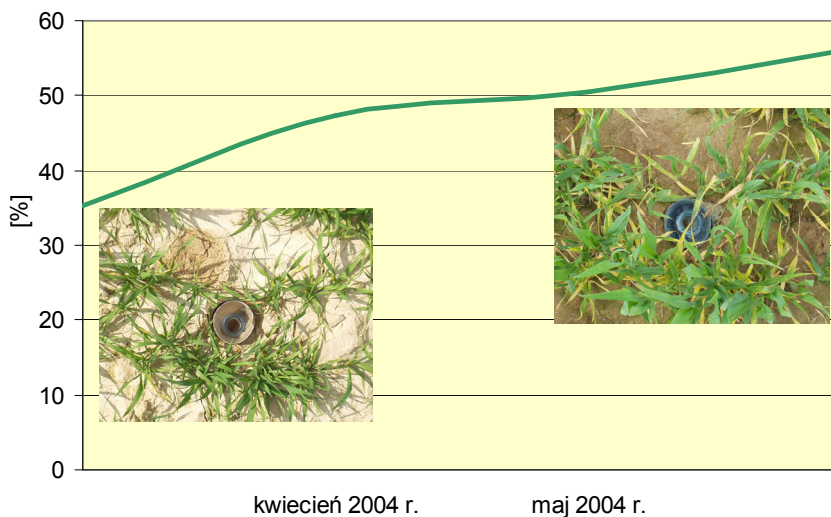


Fot. 8.1. Pomiary rozbryzgu gleby na polu z uprawą buraka cukrowego – Boleścin, październik 2003 r. (fot. autor)

Phot. 8.1. Soil splash measurements in the sugar beet field – Boleścin, October 2003 (phot. author)

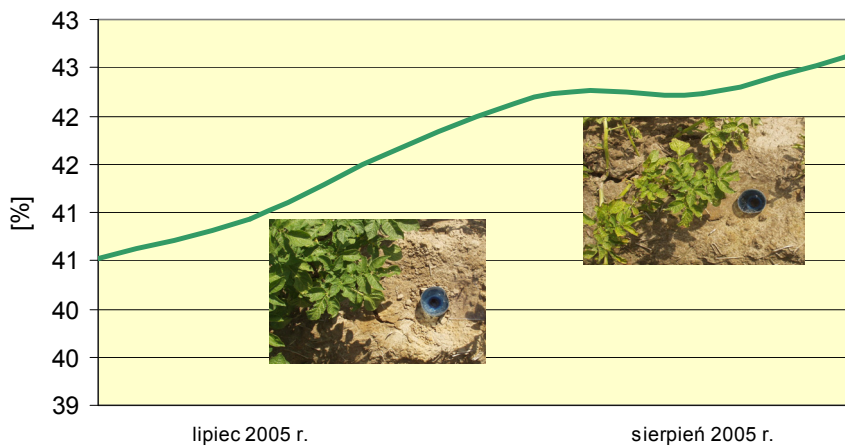
W roku 2004 pomiary pokrycia roślinnością wykonywano w okresie od 20 kwietnia do 20 maja. Na podstawie analizy cyfrowej dokumentacji fotograficznej oszacowano, iż przeciętna pokrywa roślinna w badanym okresie zmieniała się w przedziale od 35 do 56% (rys. 8.6).

Oznaczenia wielkości pokrywy roślinnej w 2005 r. wykonywano w okresie od 5 lipca do 5 sierpnia (rys. 8.7). W tym czasie zanotowano małe zmiany w relatywnym pokryciu terenu naziemnymi częściami ziemniaków. Przeciętna wielkość pokrywy obliczona dla wszystkich punktów pomiarowych zawierała się w przedziale od 40 do 43%. W późniejszym terminie zaobserwowano stopniowy zanik części zielonych i całkowite obsychanie łętów ziemniaczanych.



Rys. 8.6. Wielkość przeciętnego pokrycia roślinnością [%] na poletku z uprawą pszenicy ozimej w 2004 r. (Boleścin)

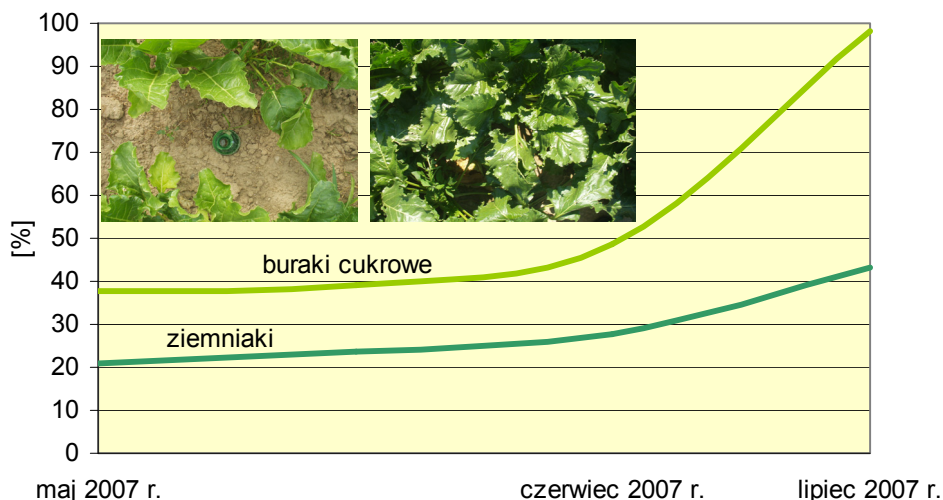
Fig. 8.6. The average canopy cover [%] in the winter wheat field in 2004 (Boleścin)



Rys. 8.7. Wielkość średniej pokrywy roślinnej [%] na poletku z uprawą ziemniaka w 2005 r. (Boleścin)

Fig. 8.7. The average canopy cover [%] in the potatoes field in 2005 (Boleścin)

W 2006 r. stopień pokrycia gleby roślinnością oznaczono dla drugiej połowy czerwca i początku lipca. W tym czasie maksymalna wielkość pokrywy sięgała 54%. Średni stopień pokrycia w analizowanym czasie wynosił 40%. W ostatnim sezonie badawczym (2007 r.) dane fotograficzne pozyskiwano w okresie od 18 maja do 17 lipca (rys. 8.8). Stopień pokrycia terenu pod uprawą buraków cukrowych zmieniał się w tym czasie od 38 do 98%. W przypadku ziemniaków wartości te wynosiły od 21 do 43%. Wyniki uzyskane w lipcu 2007 r. korespondowały z analogicznymi wartościami oznaczonymi 2 lata wcześniej.



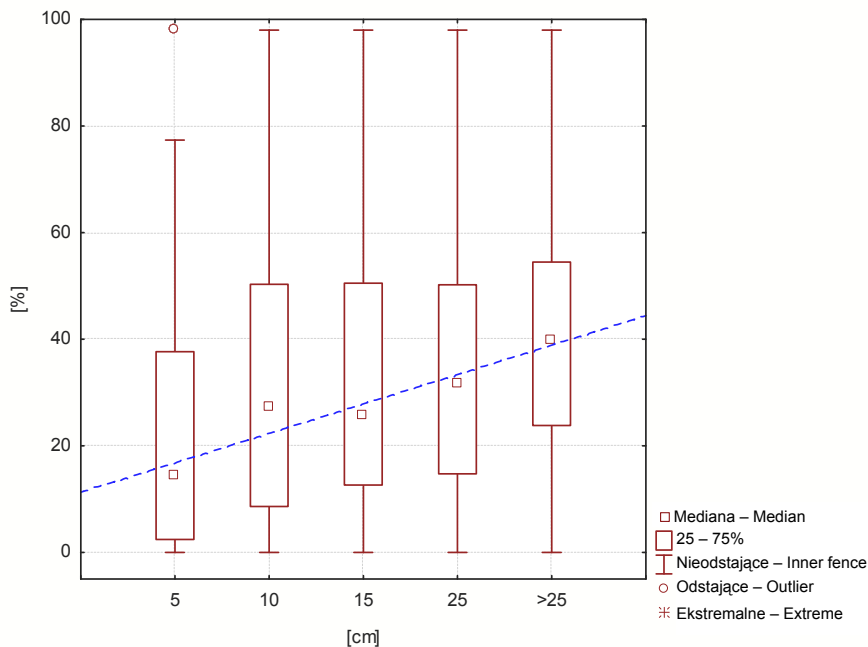
Rys. 8.8. Wielkość średniej pokrywy roślinnej [%] na poletku z uprawą ziemniaka i buraka cukrowego w 2007 r. (Boleścin)

Fig. 8.8. The average canopy cover [%] in the sugar beet and the potato field in 2007 (Boleścin)

Przedstawione powyżej zmienności pokrywy roślinnej dotyczyły wartości przeciętnych oznaczonych dla całego kadru zdjęciowego. W badaniach nad rozbryzgiem konieczne jest jednak podjęcie próby określenia aktywnej strefy wokół punktu pomiarowego, z której gleba rzeczywiście trafi do kubka rozbryzgowego. W tym celu, jak już wcześniej wspomniano, oznaczenia stopnia pokrywy glebowej dokonywano dla koncentrycznych kolistych powierzchni o różnych średnicach. Po określeniu i zestawieniu wszystkich odczytów zaobserwowano relacje pomiędzy wielkością powierzchni analizowanego fragmentu poletka a względnym procentowym pokryciem roślinnością (rys. 8.9).

Dla tych samych warunków wegetacyjnych wielkość pokrywy roślinnej wyznaczona dla koła o promieniu 5 cm była przeciętnie o 40% mniejsza niż średnia dla całego kadru. Oznaczenia wykonane dla fragmentów ograniczonych okręgiem o promieniu 10–15 cm dawały rezultaty zaniżone o około 20% w stosunku do wielkości pełnokadrowych. Zasadniczo dla większych fragmentów stopień pokrycia terenu był relatywnie wyższy niż w przypadku wartości obliczonych dla małych powierzchni. Efekt ten powodowany jest naturalną niejednorodnością pokrywy roślinnej. Uwzględnienie tego faktu jest szczególnie istotne w badaniach erozyjnych o mikroskalowym charakterze.

Na kolejnych etapach prac badawczych przeanalizowano związki statystyczne pomiędzy wielkością rozbryzgu a stopniem pokrywy roślinnej, z uwzględnieniem powierzchni analizowanego poletka. Założono, iż przeanalizowanie obliczonych w ten sposób współczynników korelacji pozwoli poprawnie zidentyfikować strefę uruchamiania i dostawy materiału rozbryzgowego.



Rys. 8.9. Wielkość pokrywy roślinnej [%] w zależności od wielkości analizowanego fragmentu poletka doświadczalnego – promień okręgu [cm], (obiekt Bolesćcin)

Fig. 8.9. The canopy cover [%] versus the area of analyzed plot– diameter [cm], (Bolesćcin study site)

W przypadku obserwacji prowadzonych w warunkach występowania pokrywy roślinnej, masa gleby zebranej za pomocą kubków rozbryzgowych była pochodną zarówno panujących warunków pluwialnych, jak i fazy rozwojowej roślin. W 2003 r. wielkość rozbryzgu obserwowanego na polu z uprawą buraka cukrowego wahała się od 0,08 do 0,80 kg·m⁻². Średnio w pierwszym sezonie badawczym rozbryzgu gleby na polu uprawnym oszacowano na poziomie 0,31 kg·m⁻². W 2004 r. rozpoznanie wpływu roślinności na rozbryzgu gleby prowadzono w kwietniu i maju. W tym okresie sumaryczna wielkość rozbryzgu, w zależności od lokalizacji kubka rozbryzgowego, wahała się od 0,02 do 0,20 kg·m⁻². Średni całkowity rozbryzgu gleby pokrytej roślinnością oszacowano na poziomie 0,83 kg·m⁻². Rozbryzgu gleby pod uprawą ziemniaka był określany w lipcu i sierpniu 2005 r. Całkowita masa oderwanych cząstek gleby w tym czasie wahała się, w zależności od stopnia pokrycia roślinnością, od 0,40 do 1,32 kg·m⁻². Średnia wartość rozbryzgu, obliczona dla wszystkich punktów pomiarowych, została określona na poziomie 0,94 kg·m⁻². W 2006 r. wpływ roślinności na wielkość rozbryzgu oznaczono

w drugiej połowie czerwca i początku lipca. W tym czasie masa rozbryzgu wynosiła od 0,14 do 0,62 kg·m⁻², przy średniej okresowej oszacowanej na poziomie 0,37 kg·m⁻². W ostatnim sezonie badawczym pomiary rozbryzgu w warunkach występowania pokrywy roślinnej realizowano od połowy maja do połowy lipca 2007 r. Na fragmencie pola pod uprawą ziemniaka okresowa masa rozbryzgu wynosiła od 0,37 do 0,51 kg·m⁻². Przeciętne odrywanie cząstek gleby w analizowanym okresie osiągnęło poziom 0,44 kg·m⁻². W przypadku gleby pokrytej częściami naziemnymi buraka cukrowego, w zależności od lokalizacji punktu pomiarowego, wartość rozbryzgu wahała się od 0,23 do 0,38 kg·m⁻². Średni okresowy rozbryzg oznaczony w warunkach występowania pokrywy roślinnej oszacowano na poziomie 0,32 kg·m⁻².

We wcześniejszych rozważaniach podjęto kwestię konieczności przeanalizowania statystycznych relacji pomiędzy wielkością rozbryzgu a stopniem pokrywy roślinnej, z uwzględnieniem powierzchni analizowanego poletka. Analiza taka miała posłużyć do identyfikacji strefy uruchamiania i dostawy materiału rozbryzgowego. Oceny współzależności dokonano na podstawie okresowych sum rozbryzgu i okresowych wartości skumulowanej energii deszczu.

Przeprowadzone analizy danych pochodzących z poszczególnych okresów pomiarowych wskazują, iż zależność pomiędzy wielkością pokrywy roślinnej a masą rozbryzgu najlepiej opisuje równie wykładnicze (ekspotencjalne) o ogólnej postaci:

$$R = a \cdot e^{b \cdot C_v},$$

gdzie:

C_v – pokrywa roślinna [%],

R – rozbryzg jednostkowy [kg·m⁻²],

a , b – parametry równania.

Parametry a i b zestawiono w tabeli 8.2. Wyjątkowo w zestawieniu nie przedstawiono danych pochodzących z maja 2007 r., gdyż dla tych serii pomiarowych nie można było jednoznacznie określić charakteru trendu, a otrzymywane współczynniki determinacji nie były w pełni satysfakcjonujące. Stwierdzono, iż wraz ze zwiększaniem się powierzchni pomiarowej wzrasta jakościowo stopień dopasowania otrzymywanych funkcji do danych empirycznych. Średnie wartości współczynnika determinacji były najniższe w przypadku funkcji określonych dla fragmentów gruntu ograniczonych okręgami o promieniu 5 oraz 10 cm. Średni współczynnik determinacji w tych wariantach oszacowano na poziomie odpowiednio 44,2 oraz 59,1%. Nieco wyższe parametry dopasowania uzyskano dla funkcji opisujących zależność „rozbryzg – pokrywa roślinna” w obrębie fragmentów pola ograniczonych okręgiem o promieniu 15 cm. Średni współczynnik determinacji w tym przypadku obliczono na poziomie 61,8%. Najlepsze rezultaty uzyskano dla fragmentów pola o średnicy 25 cm i więcej. Wartości średnie R^2 w tym przypadku wynosiły odpowiednio 63,7 oraz 67,6%, a otrzymane funkcje wykładnicze charakteryzowały się podobnymi parametrami. Porównując dwa ostatnie warianty obliczeniowe, stwierdzono, iż pod względem ilościowym w 9 przypadkach

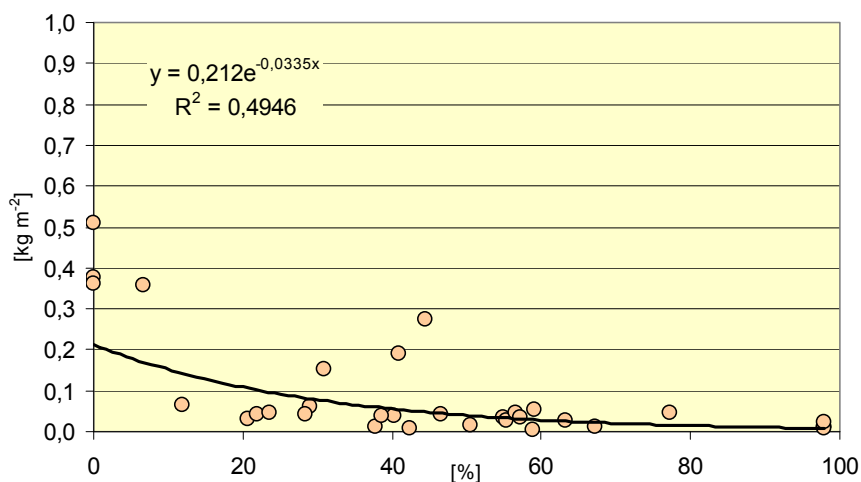
Parametry równań wykładniczych opisujących zależności pomiędzy pokryciem roślinnością [%] a rozbryzgiem [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] dla różnych poziomów okresowej energii kinetycznej opadów (a, b – parametry równania; R^2 – współczynnik determinacji), pole uprawne, obiekt Bolescin
Parameters of exponential relation between canopy cover [%] and soil splash [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$] for different rainfall kinetic energy levels (a, b – parameters, R^2 – determination coeff.), experimental field, Bolescin

Energia okresowa Total energy [J m^{-2}]	Promień pola – Area diameter [cm]																		Uwagi Remarks												
	5						10						15							25						>25					
	a	b	R^2	a	b	R^2	a	b	R^2	a	b	R^2	a	b	R^2	a	b	R^2		a	b	R^2	a	b	R^2						
27,73	0,1107	-0,0347	0,28	0,2223	-0,0436	0,51	0,2375	-0,0444	0,54	0,251	-0,0449	0,56	0,251	-0,0449	0,56	0,251	-0,0449	0,56	0,251	-0,0449	0,56	-0,0449	0,56	V 2004 r.							
31,40	0,0408	-0,0116	0,64	0,047	-0,0133	0,75	0,0516	-0,0143	0,78	0,0562	-0,0152	0,72	0,0562	-0,0152	0,72	0,0569	-0,0151	0,66	0,0569	-0,0151	0,66	0,0569	-0,0151	VII 2005 r.							
36,05	0,4405	-0,1145	0,25	0,553	-0,0984	0,37	0,6051	-0,0581	0,33	0,7597	-0,0419	0,43	0,6051	-0,0581	0,33	0,7597	-0,0419	0,43	14,576	-0,0993	0,85	14,576	-0,0993	VI 2006 r.							
36,39	0,0579	-0,0134	0,71	0,0632	-0,0139	0,72	0,0686	-0,0146	0,72	0,0774	-0,0163	0,76	0,0686	-0,0146	0,72	0,0774	-0,0163	0,76	0,0838	-0,0173	0,78	0,0838	-0,0173	VII 2005 r.							
48,30	0,1144	-0,065	0,45	0,2378	-0,0628	0,76	0,2603	-0,0629	0,81	0,2741	-0,0618	0,85	0,2603	-0,0629	0,81	0,2741	-0,0618	0,85	0,2741	-0,0618	0,85	0,2741	-0,0618	V 2004 r.							
73,30	0,0786	-0,0258	0,18	0,1285	-0,0364	0,51	0,1515	-0,0379	0,54	0,1371	-0,0317	0,46	0,1515	-0,0379	0,54	0,1371	-0,0317	0,46	0,1371	-0,0317	0,46	0,1371	-0,0317	V 2004 r.							
83,59	0,1435	-0,0111	0,25	0,1762	-0,0169	0,44	0,2806	-0,0262	0,64	0,2832	-0,0248	0,49	0,2806	-0,0262	0,64	0,2832	-0,0248	0,49	0,2724	-0,0217	0,46	0,2724	-0,0217	VI 2007 r.							
108,92	0,0592	-0,0487	0,51	0,0603	-0,0299	0,48	0,0631	-0,0295	0,55	0,0616	-0,0279	0,51	0,0631	-0,0295	0,55	0,0616	-0,0279	0,51	0,06	-0,0267	0,46	0,06	-0,0267	IV 2004 r.							
199,52	0,1721	-0,0186	0,52	0,2111	-0,0207	0,57	0,2521	-0,0229	0,62	0,3706	-0,0292	0,81	0,2521	-0,0229	0,62	0,3706	-0,0292	0,81	0,413	-0,0309	0,89	0,413	-0,0309	VII 2005 r.							
237,04	0,4672	-0,0227	0,36	0,5717	-0,0256	0,5	0,6742	-0,0286	0,63	0,856	-0,0333	0,82	0,6742	-0,0286	0,63	0,856	-0,0333	0,82	0,8509	-0,0327	0,83	0,8509	-0,0327	VIII 2005 r.							
239,76	0,1625	-0,0217	0,46	0,2133	-0,0206	0,95	0,2519	-0,0208	0,80	0,2847	-0,0203	0,69	0,2519	-0,0208	0,80	0,2847	-0,0203	0,69	0,2729	-0,0188	0,59	0,2729	-0,0188	VII 2007 r.							
270,03	0,1463	-0,0114	0,93	0,154	-0,0119	0,96	0,17	-0,0125	0,96	0,1855	-0,0137	0,98	0,17	-0,0125	0,96	0,1855	-0,0137	0,98	0,1941	-0,0141	0,97	0,1941	-0,0141	VII 2005 r.							
282,92	0,6498	-0,0376	0,63	0,7363	-0,03	0,71	0,828	-0,0312	0,65	0,8819	-0,03	0,57	0,828	-0,0312	0,65	0,8819	-0,03	0,57	0,9623	-0,0297	0,55	0,9623	-0,0297	X 2003 r.							
405,10	0,2941	-0,006	0,02	0,03	-0,0071	0,03	0,3607	-0,0113	0,08	0,5743	-0,0225	0,27	0,3607	-0,0113	0,08	0,5743	-0,0225	0,27	1,5291	-0,0419	0,56	1,5291	-0,0419	VIII 2005 r.							

na 14 lepsze parametry dopasowania uzyskano dla kolistych fragmentów pola o promieniu 25 cm. W związku z tym dane dotyczące pokrywy roślinnej reprezentatywne dla tego fragmentu pola przyjęto jako podstawę do dalszych analiz. Przyjęcie promienia 25 cm jest również zgodne z wnioskami płynącymi z analizy zasięgu rozbrzygu przedstawionymi we wcześniejszych rozważaniach.

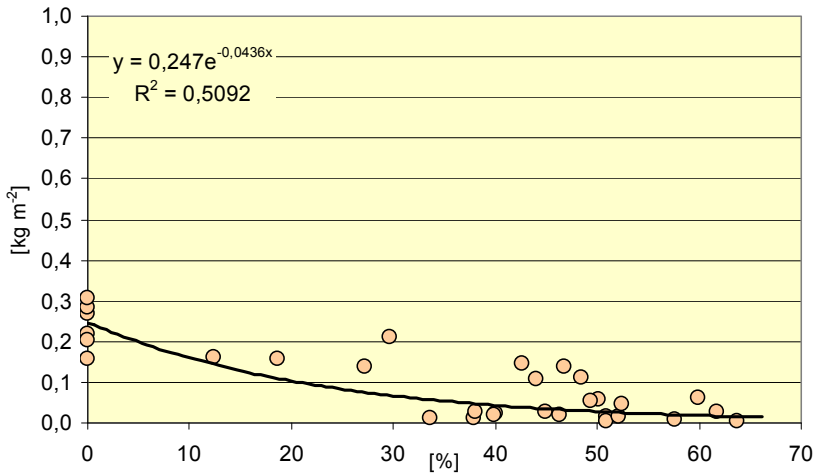
Przedstawione parametry dopasowania opisujące związki funkcyjne pomiędzy wielkością pokrywy roślinnej a masą rozbrzygu zostały określone dla krótkich przedziałów czasowych i są właściwe w odniesieniu do odpowiednich gatunków roślin. Kolejnym etapem analizy była ocena związku pomiędzy procentowym pokryciem powierzchni terenu a wielkością rozbrzygu niezależnie od rodzaju uprawy. Jak już wcześniej wspomniano, rozbrzyg zachodzący w warunkach polowych, jest pochodną zarówno wielkości osłony roślinnej, jak i erozyjnego oddziaływania deszczu. W związku z powyższym próba zagregowania oryginalnych danych empirycznych wymagała uporządkowania ich pod względem warunków pluwialnych panujących na obiekcie Boleścín (rys. 8.10–8.12). Podstawowym punktem odniesienia była całkowita energia kinetyczna deszczów w poszczególnych okresach pomiarowych.

W świetle przedstawionych zależności można stwierdzić, iż ze wzrostem energii kinetycznej opadów atmosferycznych zwiększa się współczynnik determinacji opisujący funkcję wpływu osłony roślinnej na wielkość rozbrzygu gleby lessowej. Traktując ilość erodowanej gleby jako wskaźnik ilości energii docierającej do podłoża, można założyć, iż 20% pokrycie roślinnością pochłania około połowę całkowitej energii deszczu. Przy pokrywie rzędu 60% ilość energii docierającej do podłoża zmniejszy się około 6-krotnie.



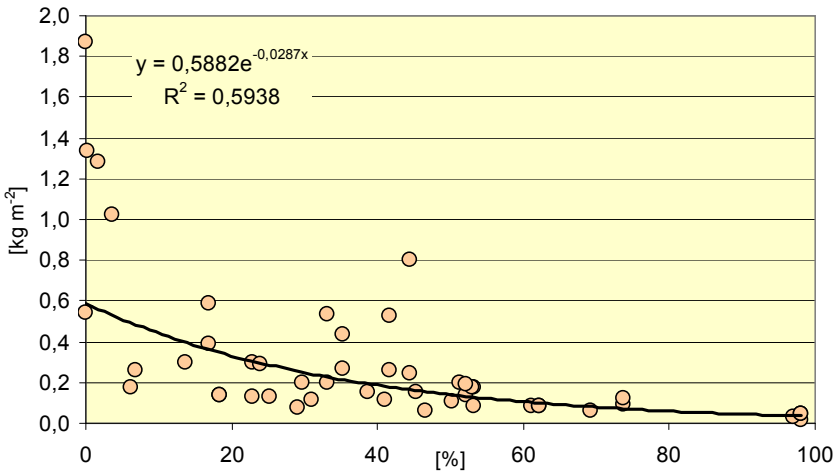
Rys. 8.10. Zależność pomiędzy stopniem pokrycia gleby roślinnością [%] a rozbrzygiem gleby lessowej [kg·m⁻²] na obiekcie Boleścín w latach 2003–2007 (okresowa energia kinetyczna opadów < 40 J·m⁻²)

Fig. 8.10. The canopy cover [%] versus loess soil splash [kg·m⁻²] in Boleścín 2003–2007 (total periodical kinetic energy of rainfalls < 40 J·m⁻²)



Rys. 8.11. Zależność pomiędzy stopniem pokrycia gleby roślinnością [%] a rozbryzgiem gleby lessowej [kg·m⁻²] na obiekcie Bolesćin w latach 2003–2007 (okresowa energia kinetyczna opadów 40÷100 J·m⁻²)

Fig. 8.11. The canopy cover [%] versus loess soil splash [kg·m⁻²] in Bolesćin 2003–2007 (total periodical kinetic energy of rainfalls 40÷100 J·m⁻²)



Rys. 8.12. Zależność pomiędzy stopniem pokrycia gleby roślinnością [%] a rozbryzgiem gleby lessowej [kg·m⁻²] na obiekcie Bolesćin w latach 2003–2007 (okresowa energia kinetyczna opadów > 200 J·m⁻²)

Fig. 8.12. The canopy cover [%] versus loess soil splash [kg·m⁻²] in Bolesćin 2003–2007 (total periodical kinetic energy of rainfalls > 200 J·m⁻²)

Dla zbioru połączonych danych z pomiarów polowych wykonanych w latach 2003–2007 metodą kubków rozbryzgowych przeprowadzono próbę przedstawienia rozbryzgu jako funkcji wielokrotnej zależnej od wielkości energii opadu oraz pokrycia roślinnością (rys. 8.13). Metodą najmniejszych kwadratów, z zastosowaniem algorytmu iteracyjnego Levenberga-Marquardta, wyestymowano parametry zależności statystycznej w postaci:

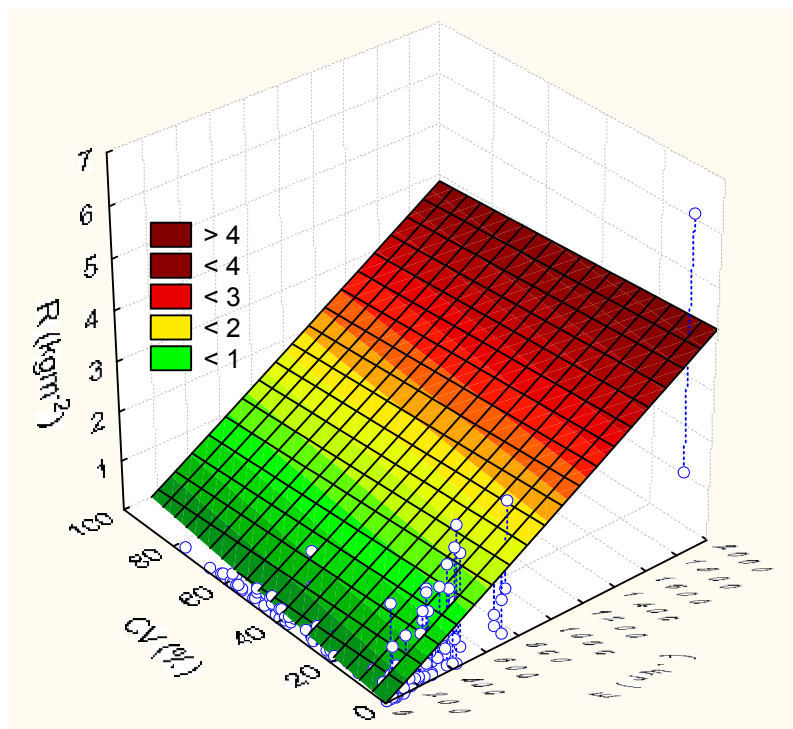
$$R = 0,00183E^{1,0185} - 0,0033(Cv + 1) ;$$

gdzie:

E – całkowita energia jednostkowa deszczu [$J \cdot m^{-2}$],

C_v – stopień pokrycia roślinnością [%],

R – rozbryzg jednostkowy [$kg \cdot m^{-2}$].



Rys. 8.13. Zależność wielkości rozbryzgu R [$kg \cdot m^{-2}$] od energii deszczów E [$J \cdot m^{-2}$] oraz wielkości pokrywy roślinnej C_v [%] – pole uprawne, metoda kubków rozbryzgowych, obiekt Boleścín

Fig. 8.13. The loess soil splash R [$kg \cdot m^{-2}$] versus total specific energy E [$J \cdot m^{-2}$] and canopy cover C_v [%] – experimental field, splash cups, Boleścín

Ocena wszystkich współczynników równania okazała się statystycznie istotna na poziomie $\alpha = 0,05$. Wartości błędów standardowych estymacji przedstawiono w tabeli 8.3.

Tabela 8.3
Table 8.3

Wartości błędów standardowych estymacji
Standard errors of estimation

Współczynnik – Coefficient	Błąd standardowy – Standard error
a = 0,00183	0,00077
b = 1,0185	0,06298
c = - 0,0033	0,00099

Otrzymana funkcja, statystycznie rzecz biorąc, poprawnie opisuje badane zjawisko. Mając jednak na względzie praktyczne zastosowanie otrzymanego równania, należy nałożyć istotne ograniczenia dotyczące wartości pokrywy roślinnej oraz energii, w zakresie których model będzie działał poprawnie. Warunki brzegowe w tym przypadku wynoszą dla pokrywy roślinnej $C_v < 50\%$, dla progowej energii kinetycznej $E > 50 \text{ J}\cdot\text{m}^{-2}$. Współczynnik dopasowania rzędu 45% wskazuje, że szacowanie wartości rozbryzgu za pomocą przedstawionego równania może być obciążone dużym błędem.

9. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Badania erozyjne nad zjawiskiem rozbryzgu gleb lessowych pochodzących ze Wzgórz Trzebnickich przeprowadzono w latach 2003–2007. Głównym celem podjętych prac badawczych było określenie wielkości odrywania i przemieszczania cząstek gleby pod wpływem uderzeń kropeł deszczu oraz ocena wybranych czynników środowiskowych wpływających na dynamikę zjawiska rozbryzgu. W ramach badań m.in. dokonano laserowych pomiarów rozkładów wielkości kropeł deszczu i wykonano bezpośrednie obliczenia energii kinetycznej opadu, określono wskaźniki odporności i podatności lessów na rozbryzg, oceniono zasięg rozbryzgu i wpływ wiatru na transport poziomy odrywanych cząstek gleby, dokonano kwantyfikacji gleboochronnej roli pokrywy roślinnej oraz opisano oddziaływanie deszczu na powierzchnię gleby lessowej.

Gleby lessowe objęte badaniami erozyjnymi określono pod względem genetycznym jako brunatne wylugowane. Z jednej strony cechują się one bardzo dobrymi właściwościami fizykochemicznymi, z drugiej – wykazują małą odporność na działanie wody i dużą podatność na erozję wodną.

Prace badawcze były prowadzone wielokierunkowo z zastosowaniem różnych technik pomiarowych i analitycznych. Badania realizowano głównie w warunkach polowych, na obiekcie badawczym położonym na południowych krańcach Wzgórz Trzebnickich (we wsi Boleścin) oraz na terenie Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologicznego Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu. Studia nad rozbryzgiem realizowane na obiekcie Wrocław-Swojec prowadzono z wykorzystaniem nowoczesnego disdrometru do laserowego monitoringu opadu. W trakcie badań nad rozbryzgiem lessów trzebnickich przeprowadzono również eksperymenty laboratoryjne z wykorzystaniem symulatora deszczu w Laboratory for Experimental Geomorphology na Katholieke Universiteit w Leuven (Belgia).

W badaniach wiele uwagi poświęcono ocenie charakterystyk energetycznych opadów atmosferycznych zarejestrowanych w trakcie badań. Posłużyły one do oceny dynamiki zjawiska rozbryzgu oraz oszacowania odporności lessów trzebnickich na odrywanie pod wpływem uderzeń kropeł deszczu. Okresowe wysokości opadów deszczu zarejestrowane na posterunku meteorologicznym w Boleścinie wyniosły: w 2003 r. – 50,4; 2004 r. – 100,9; 2005 r. – 230,7; 2006 r. – 394,5; 2007 r. – 216,3 mm. W całym okresie badawczym dobowe sumy opadów wahały się od 0,1 do 42,1 mm. Średnia intensywność obserwowanych deszczów zmieniała się od 0,04 do 32,04 mm·h⁻¹. Intensywności chwilowe deszczu w większości przypadków nie przekraczały 10,0 mm·h⁻¹. Maksymalne intensywności chwilowe osiągnęły poziom rzędu 120÷180 mm·h⁻¹. Dane pluwiometryczne stanowiły podstawę oceny energii erozyjnej deszczów naturalnych zarejestrowanych na obiekcie Boleścin. Energia kinetyczna opadów została wstępnie oszacowana z wykorzystaniem trzech ogólnie dostępnych równań empirycznych

Wischmeiera i Smitha, Browna i Fostera oraz Licznara. Uzyskane wyniki różniły się statystycznie istotnie. Na podstawie przeprowadzonych analiz oraz porównań przyjęto do dalszych rozważań wariant obliczeniowy oparty na wykładniczym równaniu Browna-Fostera. Energia erozyjna pojedynczych opadów, zarejestrowanych w czasie całego okresu badawczego, mieściła się w szerokim przedziale od 0,1 do 627,4 J·m⁻². Okresowa jednostkowa energia kinetyczna deszczów na obiekcie Bolesćcin w 2003 r. wyniosła 649,7 J·m⁻², 2004 r. – 1545,9; 2005 r. – 3298,0; 2006 r. – 5066,5, a w 2007 r. – 2442,0 J·m⁻².

Badania na obiekcie Wrocław-Swojec były prowadzone w latach 2006–2007. Pozy-skane w tym okresie dane disdrometryczne, które zawierały informacje dotyczące śred-nicy i liczebności kropel deszczu oraz ich prędkości opadania, stanowiły podstawę do bezpośredniego określenia parametrów erozyjnych deszczów naturalnych i ich wpływu na zjawisko rozbryzgu gleby lessowej. W ramach prac badawczych przeanalizowano rozkłady wielkości kropel deszczu dla różnych typów opadu. Pomiary disdrometryczne przeprowadzone na obiekcie Wrocław-Swojec wykazały, że największe regularnie obserwowane krople deszczu silnego mogą osiągać średnice od 4 do 5,5 mm. W przypadku deszczów zwykłych największe krople miały średnice dochodzące do 3,0÷3,5 mm. Sumaryczna wysokość opadu na stacji Wrocław-Swojec wyniosła 643 mm w całym okresie badawczym. Najczęściej pojawiały się opady, których wysokość nie przekracza-ła 2 mm na dobę. Średnie intensywności opadów obserwowanych na obiekcie Wrocław-Swojec wahały się w przedziale od 0,02 do 17,4 mm·h⁻¹. Absolutnie maksymalne in-tensywności chwilowe sięgały poziomu 97,3 mm·h⁻¹. Energia erozyjna opadów deszczu została obliczona dla 1-minutowych przedziałów czasu bezpośrednio na podstawie ma-cierzy DSD. Otrzymane wielkości cząstkowej energii kinetycznej wahały się w bardzo szerokim przedziale od 0,002 do 1458 J·m⁻²·h⁻¹. Dla 20 000 obserwacji empirycznych zestawiono wartość 1-minutowego natężenia opadu i odpowiadającą mu wielkość 1-minutowej energii kinetycznej, otrzymując zależność potęgową o dopasowaniu R²=93%. Na podstawie wartości chwilowych obliczono energię jednostkową każdego opadu deszczu zarejestrowanego w trakcie badań. Zmieniała się ona w szerokim zakre-sie od 0,01 do 235,7 J·m⁻². Najczęściej występujące opady charakteryzowały się ener-giami z przedziału zmienności od 20 do 60 J·m⁻², które stanowiły około 80% wszystkich obserwacji. W ramach prac badawczych realizowanych na stacji Wrocław-Swojec wy-znaczono wskaźnik erozyjności deszczu MD, obliczony jako iloczyn momentu kine-tycznego i średnicy pojedynczych kropli deszczu. Dotychczas dane empiryczne MD deszczu naturalnego zostały opracowane tylko przez badaczy japońskich. W trakcie badań opracowano liniową zależność pomiędzy chwilową intensywnością opadu a chwilową wartością wskaźnika MD (R²=82%). Wartości całkowite MD dla pojedyn-nych opadów wahały się w szerokim przedziale od 0,001 do 222,7 kg·m·s⁻¹·m⁻²·mm.

Badania połowe rozbryzgu na obiekcie w Bolesćcinie prowadzono zarówno w wa-runkach występowania, jak i braku pokrywy roślinnej. Rozbryzg gleby lessowej pomier-zony metodą kubków rozbryzgowych na fragmentach pola pozbawionych roślinności kształtował się na poziomie: w 2003 r. – 1,02; 2004 r. – 3,74; 2005 r. – 3,49; 2006 r. – 3,27; a w 2007 r. – 2,74 kg·m⁻². Począwszy od 2005 r. na posterunku w Bolesćcinie pro-wadzano obserwacje rozbryzgu z wykorzystaniem skrzyni pomiarowej. Wielkość roz-bryzgu oznaczona na podstawie masy gleby zebranej ze ścianki zawietrznej urządzenia

(A) wynosiła w 2005 r. – 5,65; w 2006 r. – 3,72, a w roku 2007 –3,73 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. W przypadku ścianek wystawionych na oddziaływanie wiatru (B, C) średni rozbryzg jednostkowy w kolejnych latach wynosił: w 2005 r. – 15,9, w 2006 r. – 16,1, w 2007 r. – 4,27 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$.

Obliczona w trakcie badań energia kinetyczna opadów atmosferycznych w zestawieniu z ilością gleby ulegającej rozbryzgowi stanowiła podstawę obliczeń odporności oraz podatności gleby lessowej na rozbryzg w warunkach naturalnych. Odporność gleby lessowej na rozbryzg oznaczona na podstawie badań polowych prowadzonych w Boleścinie (z wykorzystaniem kubków rozbryzgowych) wahała się w szerokim przedziale zmienności od 47,3 do 3948 $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$. Średnia odporność na rozbryzg wyniosła 950,0 $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$. Podatność gleby na rozbryzg [$\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$] zmieniała się w czasie w przedziale wartości od 0,25 do 21,1 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$. Na podstawie danych pochodzących z obserwacji prowadzonych z wykorzystaniem skrzyni pomiarowej stwierdzono, iż przeciętna odporność gleby lessowej na rozbryzg w warunkach naturalnych wynosi 860,1 $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$. Średnia podatność gleby na rozbryzg w całym okresie badawczym wahała się od 7,3 do 17,0 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$.

Skrzynia pomiarowa została wykorzystana również do pomiarów rozbryzgu gleby lessowej pozbawionej roślinności na obiekcie Wrocław-Swojec. W przypadku pomiarów wykonywanych na stacji Wrocław-Swojec wpływ wiatru na ścianki urządzenia na transport rozbryzgu był zblizony. Całkowity rozbryzg jednostkowy obliczony jako średnia arytmetyczna z danych pochodzących ze wszystkich ścianek urządzenia wyniósł w 2006 r. – 4,31 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$, a w 2007 r. – 8,66 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Przeciętna odporność gleby na rozbryzg oznaczona na podstawie średniej ze wszystkich danych z lat 2006–2007 wyniosła 809,2 $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$. Średnia podatność gleby na rozbryzg wahała się od 4,5 do 5,4 $\text{g}\cdot\text{J}^{-1}$.

Obserwacje rozbryzgu gleby lessowej prowadzone w warunkach deszczu naturalnego zostały poszerzone o eksperymenty laboratoryjne z wykorzystaniem symulatora opadów. W ramach badań laboratoryjnych (stosując metodę dyfraktometrii laserowej) precyzyjnie określono skład granulometryczny oraz oznaczono podstawowe parametry fizyczne gleby. Stosując odpowiednie kombinacje czasu trwania i intensywności sztucznego opadu, uzyskano jednostkową energię kinetyczną w przedziale od 65 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$ do 680 $\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$, która była zblizona do zakresu zmienności energetycznej naturalnych deszczów występujących na obiekcie Boleścin. W zależności od wysokości energii jednostkowej wielkość rozbryzgu spulchnionej gleby lessowej wahała się od 0,11 do 0,94 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Średnia odporność spulchnionej gleby lessowej na rozbryzg wyniosła 707,0 $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$. Wielkość rozbryzgu gleby zaskorupionej zmieniała się od 0,02 do 0,56 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$. Średnią odporność w tym przypadku oszacowano na poziomie 1717,9 $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$. Na podstawie wszystkich uzyskanych danych eksperymentalnych stwierdzono, iż średnia odporność gleby lessowej na odrywanie oznaczona w warunkach symulowanego deszczu wyniosła 1179,4 $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$.

W latach 2005–2006 w obrębie posterunku meteorologicznego w Boleścinie prowadzono obserwacje zasięgu rozbryzgu. Ekstrapolacja wykładniczego rozkładu masy deponowanych cząstek gleby wskazała, iż szacunkowy maksymalny zasięg rozbryzgu gleby lessowej może wynosić do 25 cm. Stwierdzono, iż niezależnie od energii erozyjnej opadu około 74% całkowitej masy rozbryzgu deponuje się w odległości do 8,25 cm od miejsca uderzeń kropel deszczu, 16% w odległości do 13,25 cm, a 10% w odległości do 20,5 cm.

W ramach prac badawczych dokonano oceny wpływu wiatru na poziomy transport rozbryzgu. Ocena tego wpływu była możliwa dzięki wykorzystaniu skrzyni pomiarowej, zorientowanej względem kierunków najczęściej wiejących wiatrów. Na obiekcie Bolescin około 47,1% wiatrów wiejących w czasie opadów deszczu (które dodatkowo determinowały wielkość rozbryzgu) pochodziło z ćwiartki NNW-WSW. Transport rozbryzgu obliczony dla ścianki zawietrznej skrzyni stanowił średnio 22,8% całkowitego rozbryzgu. W większości obserwacji około 50% całkowitej masy oderwanej i przemieszczonej gleby odkładało się na ściankach wystawionych głównie na działanie wiatrów NW i NNW. Dla porównania, podobne rozważania przeprowadzono dla danych erozyjnych zebranych w trakcie badań prowadzonych na obiekcie Wrocław-Swojec. W przypadku tych obserwacji wszystkie ścianki urządzenia były podobnie wystawione na oddziaływanie wiatrów zachodnich i żadna z nich nie była zawietrzna w stosunku do dominujących wiatrów. Stwierdzono, iż rozkład masy na poszczególnych kierunkach był znacznie bardziej równomierny, niż miało to miejsce w przypadku obserwacji przeprowadzonych na obiekcie w Bolescinie.

Badania wpływu pokrywy roślinnej na wielkość rozbryzgu gleby prowadzono na polu uprawnym będącym w regularnym użytkowaniu rolniczym. W kolejnych sezonach pomiarowych na badanym polu uprawiano: buraki cukrowe Casino (2003 i 2007 r.); pszenicę ozimą Turnia (2004 r.); ziemniaki odmian Lord i Vineta (2005 i 2007 r.); pszenicę ozimą Bogatka (2006 r.). Na podstawie przeprowadzonych analiz stwierdzono, iż wpływ stopnia pokrycia roślinnością na rozbryzg powinien być oceniany w strefie o promieniu 25 cm wokół kubka rozbryzgowego. W ramach prac badawczych opisano statystyczne zależności pomiędzy procentowym pokryciem roślinnością a rozbryzgiem jednostkowym. Najlepsze dopasowania uzyskanych funkcji wykładniczych uzyskano dla krótkich przedziałów czasowych. Dla danych zagregowanych stwierdzono, iż wpływ osłony roślinnej na wielkość rozbryzgu gleby lessowej jest najbardziej widoczny dla większych poziomów skumulowanej energii kinetycznej deszczów. Dla zbioru połączonych danych z pomiarów polowych wykonanych w latach 2003–2007 techniką kubków rozbryzgowych (w warunkach występowania i braku pokrywy roślinnej) przeprowadzono próbę przedstawienia rozbryzgu jako funkcji wielkości energii opadu oraz pokrycia roślinnością. Otrzymana funkcja statystycznie poprawnie opisuje badane zjawisko, jednakże ze względu na 45% współczynnik dopasowania szacowanie za jej pomocą wartości rozbryzgu może być obarczone dużym błędem.

W trakcie badań terenowych na polu uprawnym prowadzono również obserwacje zmian jakościowych, jakie pod wpływem uderzeń kropel deszczu zachodziły na erodowanej glebie lessowej. Pomiaru połowe zmian szorstkości mikroreliefu wykonywano od końca maja do połowy lipca 2007 r. W stosunkowo krótkim czasie szorstkość terenu mierzona w różnych przekrojach kontrolnych zmniejszyła się o 30–79% względem stanu wyjściowego. Główne zmiany jakościowe powierzchni gleby obserwowane w trakcie badań dotyczyły m.in. niszczenia agregatów glebowych, tworzenia mikrokraterów oraz uszczelnienia i zaskorupienia powierzchni gleby.

Studia i analizy przeprowadzone na podstawie danych pochodzących z badań terenowych i symulacji laboratoryjnych pozwalają sformułować następujące wnioski:

1. Pomiędzy wartościami całkowitej energii kinetycznej obliczonymi dla pojedynczych opadów, za pomocą różnych formuł empirycznych, istnieją statystycznie istotne różnice. Precyzyjne opracowanie charakterystyki energetycznej opadów atmosferycznych na poziomie lokalnym wymaga wykonywania bezpośrednich pomiarów rozkładów wielkości kropeł deszczu naturalnego. W tym zakresie celowe wydaje się większe upowszechnienie techniki disdrometrycznego monitoringu opadów oraz rozpoczęcie dyskusji naukowej nad standaryzacją procedur pomiarowych.

2. Analiza danych disdrometrycznych dla opadów obserwowanych na terenie stacji Wrocław-Swojec wskazuje, iż rozkład wielkości kropeł deszczu naturalnego statystycznie najlepiej jest opisywany przez rozkład gamma. Podobne wyniki analiz uzyskano zarówno dla deszczów silnych, zwykłych, jak i opadów mżawki.

3. Analiza 1-minutowych macierzy rozkładu wielkości kropeł deszczu dla różnych typów opadu pozwoliła ustalić, iż zależność pomiędzy chwilową wartością natężenia opadu a energią kinetyczną opadu ma charakter funkcji potęgowej. Zaproponowana w pracy formuła empiryczna jest porównywalna z modelami zaproponowanymi przez badaczy światowych.

4. Pozyskanie danych disdrometrycznych umożliwiło wyznaczenie w warunkach polowych wskaźnika erozyjności MD deszczów naturalnych. Przeprowadzone w trakcie badań analizy wskazały na przydatność wskaźnika MD do oceny zjawiska odrywania cząstek gleby przez spadające krople deszczu. Niestety, standardowe stosowanie tego wskaźnika w badaniach erozyjnych, ze względu na brak upowszechnienia urządzeń disdrometrycznych, jest bardzo utrudnione.

5. Na podstawie przeprowadzonych analiz stwierdzono, iż relacje pomiędzy energią erozyjną deszczu a masą odrywanej i przemieszczanej w wyniku rozbryzgu gleby najlepiej opisuje funkcja liniowa. Podobne rezultaty otrzymano zarówno na podstawie danych pochodzących z badań terenowych, jak i z symulacji laboratoryjnych. Wartości oszacowanej w trakcie badań średniej odporności gleby lessowej na rozbryzg w pełni korespondują z wynikami uzyskiwanymi przez innych badaczy.

6. W trakcie badań terenowych nie stwierdzono wpływu całkowitej energii kinetycznej deszczu na zasięg rozbryzgu. Niezależnie od erozyjności opadu procentowy rozkład masy rozbryzgu był w poszczególnych okresach pomiarowych bardzo podobny i cechował się wykładniczym charakterem.

7. Wiatr odgrywa istotną rolę w przenoszeniu horyzontalnym cząstek gleby oderwanych na skutek rozbryzgu. Średnia wielkość transportu rozbryzgu w kierunku nawietrznym była 2,8-krotnie większa od transportu zachodzącego w kierunku przeciwnym do najczęściej wiejących wiatrów.

8. Zależność pomiędzy stopniem pokrycia roślinnością a rozbryzgiem gleby najlepiej opisuje funkcja wykładnicza. Bazując na uzyskanych zależnościach, oszacowano, iż 20% pokrywa roślinna pochłania około połowę całkowitej energii deszczu. Przy pokrywie rzędu 60% ilość energii docierającej do podłoża zmniejsza się około 6-krotnie.

9. Obserwowane w trakcie badań terenowych zjawiska rozbijania agregatów glebowych, tworzenia mikrokraterów oraz uszczelnienia i zaskorupienia powierzchni gleby, zachodzące na skutek rozbryzgu, przyczyniają się do niekorzystnych zmian powierzchni gleby i w konsekwencji prowadzić mogą do pojawienia się zjawisk erozji powierzchniowej i liniowej.

10. PIŚMIENICTWO

- Agassi M., Bradford J.M.: 1999. Methodologies for interrill erosion studies. *Soil & Tillage Research*, 49, 277–287.
- Al-Durrah M.M.; Bradford J.M.: 1981. New Methods of Studying Soil Detachment due to Waterdrop Impact. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, 949–953.
- Al-Durrah M.M., Bradford J.M.: 1982a. Parameters for Describing Soil Detachment Due to Single Waterdrop Impact. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, 836–840.
- Al-Durrah M.M., Bradford J.M.: 1982b. The Mechanism of Raindrop Splash on Soil Surfaces. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46, 1086–1090.
- Allen P.A.: 2000. *Procesy kształtujące powierzchnię Ziemi*. PWN, Warszawa.
- Asadi H., Rouhipour H., Rafahi H.Gh., Ghadiri H.: 2008. Testing a Mechanistic Soil Erosion Model for Three Selected Soil Types from Iran. *J. Agric. Sci. Technol.* Volume 10, Number 1, 79–91.
- Aylor D.E., Ducharme K.M.: 1995. Wind fluctuations near the ground during rain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 76, 59–73.
- Bac S.: 1928. Przyczynek do badań nad zmianą położenia powierzchni ornych gruntów lessowych. *Rocz. Nauk Rol. i Leś.*, t. XIX, Poznań.
- Bac S., Koźmiński C., Rojek M.: 1993. *Agrometeorologia*. PWN, Warszawa.
- Baechmann K., Ebert P., Haag I., Prokop T., Steigerwald K.: 1996. The chemical content of raindrops as a function of drop radius, Part II: Field experimental study on the scavenging of marked aerosol particles by raindrops sampled as a function of drop size. *Atmospheric Environment*, 30, no.7, 1027–1033.
- Bałuk W., Wyrwicki R.: 1972. *Geologia*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Banasik K., Hejduk L.: 2005. Badania granulometrii rumowiska unoszonego w małej rzece nizinnej. *Acta Agrophysica* 116, vol. 5(2), Lublin, 253–262.
- Banasik K., Madeyski M.: 1991. Próba wykorzystania zmodyfikowanego równania strat glebowych do oceny ilości rumowiska unoszonego w falach wezbraniowych małych zlewni karpaccich. PWN, *Rocz. Nauk Rol.*, Melioracje ser. F, t. 82, z. 3/4, Poznań, 7–15.
- Barszcz M., Banasik K.: 2002. Czasy opóźnienia odpływu wody i rumowiska unoszonego z małej zlewni podgórskiej. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 487, Warszawa, 35–44.
- Bartnik W.: 1992. Hydraulika potoków i rzek górskich z dnem ruchomym, początek ruchu rumowiska wlezonego. *Zesz. Nauk. AR w Krakowie*, Rozpr. habil. 171.
- Baryła A., Pierzgalski E.: 2005. Analiza metod obliczania rozstawy tarasów grzbietowych. *Acta Agrophysica*, 116, vol. 5(2), Lublin, 263–270.
- Beard K.V.: 1976. Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft. *J. Atmos. Sci.*, 33, 851–864.
- Benjamin J.G., Cruse R.M.: 1985. Measurement of Shear Strength and Bulk Density of Soil Aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 1248–1251.
- Bieniek B., 2001: Właściwości sorpcyjne erodowanych gleb gliniastych w krajobrazie moreny pagórkowatej. *Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis* 217, *Agricultura* 87, Szczecin, 9–14.

- Biniak M.: 2005. Ekstrema zimowe opadów atmosferycznych, temperatury powietrza i poziomu wód gruntowych w 40-leciu 1961–2000 we Wrocławiu-Swojcu. Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie Tom 5 z. specj. (14), 45–55.
- Biniak-Pieróg M.: 2008. Wpływ elementów agrometeorologicznych na zmienność zasobów wodnych gleby w półroczu zimowym. Współczesne Problemy Inżynierii Środowiska VII. Monografie LVI. Wyd. UP we Wrocławiu.
- Blanchard D.C.: 1977. Od kropel deszczu do wulkanów. Wiedza Powszechna, Warszawa.
- Bochet E., Poesen J., Rubio J.L.: 2002. Influence of plant morphology on splash erosion in a Mediterranean matorral. *Z. Geomorph. N.F.* 46, 2, 223–243.
- Böhm P., Gerold G.: 1995. Pedo-hydrological and sediment responses to simulated rainfall on soils of the Konya Uplands (Turkey). *Catena*, 25, 63–75.
- Boyer D.G.: 2008. Fecal coliform dispersal by rain splash on slopes. *Agricultural and Forest Meteorology*, Volume 148, Issues 8–9, 1395–1400.
- Bradford J.M., Ferris J.E., Remley P.A.: 1987a. Interrill Soil Erosion Processes: I. Effect of Surface Sealing on Infiltration, Runoff, and Soil Splash Detachment. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, 1566–1571.
- Bradford J.M., Ferris J.E., Remley P.A.: 1987b. Interrill Soil Erosion Processes: II. Relationship of Splash Detachment to Soil Properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51, 1571–1575.
- Bradford J.M., Remley P.A., Ferris J.E., Santini J.B.: 1986. Effect of Soil Surface Sealing on Splash from a Single Waterdrop. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 1547–1552.
- Brandes E.A., Zhang G., Vivekanandan J.: 2003. An Evaluation of a Drop Distribution–Based Polarimetric Radar Rainfall Estimator. *Journal of Applied Meteorology*, Volume 42, Issue 5, 652–660.
- Brodie I., Rosewell C.J.: 2007. Theoretical relationships between rainfall intensity and kinetic energy variants associated with stormwater particle washoff. *Journal of Hydrology*, Vol. 340, Issues 1–2, 40–47.
- Bryan R.B.: 1974. Water erosion by splash and wash and the erodibility of Albertan Soils. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, Vol. 56, No. 3/4, 159–181.
- Bryan R.B.: 1980. The influence of slope angle on soil entrainment by sheetwash and rainsplash. *Earth Surface Processes Volume 4 Issue 1*, 43–58.
- Bryś K., Bryś T.: 2005. Zmienność warunków higrycznych we Wrocławiu-Swojcu w latach 1883–2003. *Acta Agrophysica*, 5(3), 543–554.
- Catanea R.: 1969. Method for Estimating Rainfall Rate-Radar Reflectivity Relationships. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 8, No. 5, October, 1969, 815–819.
- Cerdá A.: 1997. Rainfall drop size distribution in the Western Mediterranean basin, València, Spain. *Catena*, 30, Issues 2–3, 169–182.
- Choi E.C.C.: 2002. Modelling of wind-driven rain and its soil detachment effect on hill slopes, *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.*, 90 (9), 1081–1097.
- Chomicz K.: 1951. Ulewy i deszcze nawalne w Polsce. *Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej*, t. II, z. 3, 5–88.
- Cornelis W.M., Oltenfreiter G., Gabriels D., Hartmann R.: 2004a. Splash–saltation of sand due to wind-driven rain: vertical deposition flux and sediment transport rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 68, 32–40.
- Cornelis W.M., Oltenfreiter G., Gabriels D., Hartmann R.: 2004b. Splash–saltation of sand due to wind-driven rain: horizontal flux and sediment transport rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 68, 41–46.
- Coutinho M.A., Tomás P.P.: 1995. Characterization of raindrop size distributions at the Vale Formoso Experimental Erosion Center. *Catena* 25, 187–197.
- Cruse R.M., Larson W.E.: 1977. Effect of Soil Shear Strength on Soil Detachment due to Rain-drop Impact. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41, 777–781.

- Cruse R.M., Berghoefter B.E., Mize C.W., Ghaffarzadeh M.: 2000. Water Drop Impact Angle and Soybean Protein Amendment Effects on Soil Detachment. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64, 1474–1478.
- Cruvinel P.E., Vieira S.R., Crestana S., Minatel E.R., Mucheroni M.L., Neto A.T.: 1999. Image processing in automated measurements of raindrop size and distribution, *Comput. Electron. Agric.*, 23, 205–217.
- Czamara W.: 1992. Prognoza erozji powierzchniowej w zlewniach zbiorników wodnych zlokalizowanych na przedgórzu sudeckim. *Zesz. Nauk. AR w Krakowie* 271, 79–89.
- De Lima J.L.M.P., Torfs P.J.J.F., Singh V.P.: 2002. A mathematical model for evaluating the effect of wind on downward-spraying rainfall simulators, *Catena*, 46 (4), 221–241.
- De Ploey J., Savat J.: 1968. Contribution à l'étude de l'érosion par le splash. *Z. Geomorph. N.F.* 12, 174–193.
- De Ploey J.: 1974. Liquefaction and rainwash erosion. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 15, 491–496.
- Dechnik I., Dębicki R.: 1976. Czynniki zaskorupiania gleb oraz metody przeciwdziałania temu zjawisku. *Ossolineum, Problemy Agrofizyki*, 21.
- Delahaye J.-Y., Barthès L., Goléa P., Lavergnata J., Vinsona J.P.: 2006. A dual-beam spectropolarimeter concept. *Journal of Hydrology*. Volume 328, Issues 1–2, 30, 110–120.
- Dębicki R., Rejman J.: 1990. Przewidywanie strat gleby w wyniku erozji wodnej. *Ossolineum, Problemy Agrofizyki*, 59.
- Do Khac K., Zanghi F., Tabary P.: 2004. Radar-disdrometer comparison. *Proceedings of the Third European Conference on Radar Meteorology (ERAD) together with the COST 717 Final Seminar*. Visby 6–10 September, 272–277.
- Ebert P., Baechmann K., Frank G., Tschiersch J.: 1997. The chemical content of raindrops as a function of drop radius, Part III : A new method to measure the mean aerosol particle size of different inorganic species in the atmosphere. *Atmospheric environment* vol. 31, no. 2, 247–251.
- Ebert P., Baechmann K.: 1998. Solubility of lead in precipitation as a function of raindrop size. *Atmospheric Environment*, 32, 767–771.
- Ellison W.D.: 1944a. Studies of Raindrop Erosion. *Agricultural Engineering*, 25(4), 131–136
- Ellison W.D.: 1944b. Two devices for measuring soil erosion. *Agricultural Engineering* 25, 53–55.
- Erpul G., Gabriels D., Cornelis W.M., Samray H.N., Guzelordu T.: 2008. Sand detachment under rains with varying angle of incidence. *Catena*, 72, Issue 3, 413–422.
- Erpul G., Gabriels D., Janssens D.: 1998. Assessing the drop size distribution of simulated rainfall in a wind tunnel. *Soil Tillage Res.* 45, 455–463.
- Erpul G., Norton D. L., Gabriels D.: 2000. Rain-Splash Detachment and Transport under Wind-Driven Rain. *Proceedings of International Symposium on Desertification*. 13–17 June, Konya, 277–282.
- Erpul G., Norton L.D., Gabriels D.: 2002. Raindrop-induced and wind-driven soil particle transport. *Catena*, 47, 227–243.
- Erpul G., Norton L.D., Gabriels D.: 2003. Sediment transport from interrill areas under wind-driven rain, *J. Hydrol.*, 276, 184–197.
- Erpul G., Norton L.D., Gabriels D.: 2004. Splash-saltation trajectories of soil particles under wind-driven rain, *Geomorphology*, 59 (1–4), 31–42.
- Fatyga J.: 1989. Stan badań nad erozją wodną gleb w Sudetach. *Wyd. PTG i AR we Wrocławiu „Wpływ czynników naturalnych i antropogenicznych na procesy erozji gleb”*, 19–30.
- Fatyga J.: 1998. *Problemy erozyjne Dolnego Śląska. Bibliotheca Fragmenta Agronomica* 4A/98, Olsztyn, 15–28.

- Fatyga J.: 2001. Zapobieganie erozji na gruntach ornych w terenach górskich (zalecenia praktyczne). Wyd. IMUZ, Falenty-Wrocław, 26.
- Fatyga J.: 2002. Kształtowanie granic rolno-leśnej i darniowo-polowej w Sudetach w systemie ochrony gleby przed erozją wodną. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol. 487, Warszawa, 67–77.
- Feingold G., Levin Z.: 1986. The Lognormal Fit to Raindrop Spectra from Frontal Convective Clouds in Israel. *J. Appl. Meteor.*, 25, 1346–1363.
- Figuła K.: 1955. Wstępna charakterystyka zjawisk erozji na terenie kilku powiatów województwa krakowskiego. *Rocz. Nauk Rol.*, t. 71-F-1, Warszawa, 111–148.
- Fišer O., Schönhuber M., Pešice P.: 2002. First Results of DSD Measurement by Videodistrometer in the Czech Republic in 1998–1999. *Studia Geophysica et Geodaetica* Volume 46, Number 3 / July, 485–505.
- Fitt B.D.L., McCartney H.A., Walklate P. J.: 1989. The Role of Rain in Dispersal of Pathogen Inoculum. *Annual Review of Phytopathology* Vol. 27, 241–270.
- Foulds S.A., Warburton J.: 2007. Significance of wind-driven rain (wind-splash) in the erosion of blanket peat. *Geomorphology*, Volume 83, Issues 1–2, 15, 183–192.
- Fox, N.I.: 2004. The representation of rainfall drop-size distribution and kinetic energy. *Hydrology & Earth Systems Sciences* 8, 1001–1007.
- Froehlich W., Słupik J.: 1980. Importance of splash in erosion process within a small flysh catchment basin. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* vol. XIV, 77–111.
- Froehlich W.: 2008. Akustyczne i magnetyczne badania transportu ładunku dennego. *Landform Analysis*, Vol. 9, 348–350.
- Froehlich W.: 2003. Monitoring bed load transport using acoustic and magnetic devices, [w:] Jim Bogen and Des E. Walling (red.) *Erosion and Sediment Transport Measurement in Rivers. Technological and Methodological Advances. Proceedings of the Oslo Workshop (19–21 June 2002)*, IAHS Publication No 283, 201–210.
- Furbish D.J., Hamner K.K., Schmeckle M., Borosund M.N., Mudd S.M.: 2007. Rain splash of dry sand revealed by high-speed imaging and sticky paper splash targets, *J. Geophys. Res.* 112, 19.
- Gabet E.J., Dunne T.: 2003. Sediment detachment by rain power. *Water Resour. Res.*, 39(1), ESG1, 1–12.
- Gabriels D., Tack K., Erpul G.: 1999. Splash transport on short slopes under the combined action of rain and wind. Meeting Contact Group Erosion, March 11th 1999, Ghent, Belgium, 61–65.
- Gao B., Walter M.T., Steenhuis T.S., Parlange J.-Y., Nakano K., Rose C.W., Hogarth W.L.: 2003. Investigating ponding depth and soil detachability for a mechanistic erosion model using a simple experiment, *Journal of Hydrology* 277, 116–124.
- García Moreno R., Saa Requejo A., Tarquis Alonso A.M., Barrington S., Díaz M.C.: 2008. Shadow analysis: a method for measuring soil surface roughness. *Geoderma* 146, s. 201–208.
- García Moreno R., Saa Requejo A., Tarquis Alonsob A.M., Barrington S., Díaz M.C.: 2008. Shadow analysis: A method for measuring soil surface roughness. *Geoderma*, Volume 146, Issues 1–2, 201–208.
- Gerlach T.: 1976a. Bombardująca działalność kropeł deszczu i jej znaczenie w przemieszczaniu gleby na stokach. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, vol. X, 125–135.
- Gerlach T.: 1976b. Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych. *Prace geograficzne* nr 122. PAN Ossolineum.
- Ghadiri H.: 2006. Raindrop impact and splash erosion, [w:] Rattan Lai (red.) *Encyclopedia of Soil Sciences*, Taylor and Francis.
- Goossens D., Poesen J., Gross J., Spaan W.: 2000. Splash drift on light sandy soils: a field experiment. *Agronomie* 20, 271–282.

- Govers G.: 1991, Spatial and temporal variations in splash detachment: a field study, *Catena*, Supplement 20, 15–24.
- Grześ M.: 1971. Wstępne wyniki badań nad rolą kropel deszczu w procesie erozji. *Zesz. Nauk. Uniwersytetu M. Kopernika w Toruniu, Nauk. Mat. Przyrodnicze, Z. 26, Geografia VIII*, 73–80.
- Gunn R., Kinzer G.D.: 1949. The terminal velocity of fall for water drops in stagnant air. *Journal of Meteorology*, 6, 243–248.
- Guzel H. and Barros A.P.: 2001. Using acoustic emission testing to monitor kinetic energy of raindrop and rainsplash erosion, *Proceedings of the International Symposium in Soil Erosion Research for the 21st Century, ASAE, Honolulu January 3–5 2001*, 525–528.
- Hairsine P.B., Rose C.W.: 1991. Rainfall detachment and deposition: Sediment Transport in the absence of flow-driven processes. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 320–324.
- Hansen B., Schjønning P., Sibbesen E.: 1999. Roughness indices for estimation of depression storage capacity of tilled soil surfaces, *Soil Tillage Res.*, 52, 103–111.
- Hauser D., Amayenc P., Nutten B., Waldteufel P.: 1984. A new optical instrument for simultaneous measurement of raindrop diameter and fall speed distributions, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 1(3), 256–269.
- Helming K.: 2001. Wind Speed Effects on Rain Erosivity [w:] Diane E. Stott, Rabi H. Mohtar, Gary C. Steinhardt (red.) *Sustaining the Global farm. Selected papers from the 10th International Soil Conservation Organization Meeting – May 24–29 1999, Purdue University*, 771–776.
- Hu X., Yan P., Li S., Cai Q., Hu L., Cai C., Zhu Y., Zhang G.: 2005. Development of soil crust through rainfall simulating in laboratory and relationship between crust and splash erosion. *Journal of Soil and Water Conservation*, vol. 19 nr 2, 13–16.
- Hu Z.: 1995. The role of raindrop coalescence and breakup in rainfall modeling. *Atmospheric Research*, Volume 37, Issue 4, 343–359.
- Huber L., McCartney H. A., Fitt B. D. L.: 1997. Influence of target characteristics on the amount of water splashed by impacting drops. *Agricultural and Forest Meteorology* 87, 201–211.
- Ian Brodie I., Rosewell C.: 2007. Theoretical relationships between rainfall intensity and kinetic energy variants associated with stormwater particle washoff. *Journal of Hydrology Volume 340, Issues 1–2*, 40–47.
- Jameson A. R., Kostinski A. B.: 2001. What is a raindrop size distribution? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 1169–1177.
- Janeau J.L., Mauchamp A., Tarin G.: 1999. The soil surface characteristics of vegetation stripes in Northern Mexico and their influences on the system hydrodynamics, an experimental approach, *Catena* 37, 165–173.
- Jary Z.: 1996. Chronostratygrafia oraz warunki sedymentacji lessów południowo-zachodniej Polski na przykładzie Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich. *Studia Geograficzne LXIII*.
- Jary Z.: 2007. Zapis zmian klimatu w górnoplejstoczeńskich sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej Ukrainie. *Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego* 1.
- Jary Z., Kida J.: 2002. Erozja wąwozowa na obszarach lessowych południowo-zachodniej Polski. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.* 487, Warszawa, 79–86.
- Jester W., Klik A.: 2005. Soil surface roughness measurement-methods, applicability and surface representation. *Catena* 64, 174–192.
- Joss J., Waldvogel A.: 1969. Raindrop Size Distribution and Sampling Size Errors. *J. Atmos. Sci.*, 26, 566–569.
- Joss, J. and Waldvogel, A.: 1967. Ein spektrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. *Pure Appl. Geophys.*, 68, 240–246.

- Józefaciuk A., Józefaciuk Cz.: 1996. Mechanizm i wskazówki metodyczne badania procesów erozji. PIOŚ, Warszawa.
- Józefaciuk C., Józefaciuk A., Nowocień E., Wawer R.: 2002. Przeciwerozyjne zagospodarowanie zlewni wyżynnej potoku Grodarz z uwzględnieniem ograniczania powodzi. Wyd. IUNG, Monografie i Rozprawy Naukowe 4, Puławy.
- Józefaciuk C., Nowocień E., Podolski B.: 2005. Ocena melioracji przeciwerozyjnych w wybranych obiektach badawczo-wdrożeniowych. *Acta Agrophysica* 116, vol. 5(2), Lublin, 291–305.
- Kincaid D.R., Williams G.: 1966. Rainfall Effects on Soil Surface Characteristics following Range Improvement Treatments *Journal. of Range Management*, Vol. 19, No. 6, International Grassland Issue, 346–351.
- Kinnell P.I.A.: 2000. A discourse on rainfall erosion processes and modelling on hillslopes. Centre for Australian Regolith Studies. Occasional Papers no. 6.
- Kirkby M.: 2002. Modelling the interactions between soil surface properties and water erosion, *Catena*, 46 (2–3), 89–102.
- Klimaszewski M.: 1994. *Geomorfologia*. PWN, Warszawa.
- Kneale W.R.: 1982. Field measurements of rainfall drop-size distribution, and the relationships between rainfall parameters and soil movement by rainsplash. *Earth Surface Processes and Landforms*, Volume 7, Issue 5, 499–502.
- Koćmit A.: 1992. Aktualny stan przeobrażeń gleb podlegających erozji wodnej w warunkach Pomorza Zachodniego. *Zesz. Nauk. AR w Krakowie*, 271, Sesja nauk. „Erozja gleb i gospodarowanie na terenach urzeźbionych”, z. 35, cz. I, 65–77.
- Koćmit A.: 1998. Erozja wodna w obszarach młodoglacjalnych Pomorza i możliwości jej ograniczenia. *Bibliotheca Fragmenta Agronomica* 4B/98, Olsztyn, 83–99.
- Koćmit A., Roy M., Tomaszewicz T., Chudecka J., Podlasiński M.: 1998. Zawartość azotu i fosforu w glebach rolniczych oraz erozyjne przemieszczanie tych pierwiastków do cieków w zlewni Warty i dolnej Odry. *Bibliotheca Fragmenta Agronomica*, 4B/98, Olsztyn, 101–112.
- Kondracki J.: 1994. *Geografia Polski. Mezoregiony fizyczno-geograficzne*. PWN, Warszawa.
- Koreleski K., Żurek E.: 1997. Analiza potrzeb w zakresie przeciwerozyjnego zabezpieczenia gruntów w Polsce. *Rocz. AR w Poznaniu CCXCIV, Melioracje i Inżynieria Środowiska*, 19, cz. I, 177–184.
- Kostrzewa S., Orzepowski W.: 2004. Pozatechniczne metody powiększania retencji w dorzeczu Odry, Międzynarodowa Konferencja Problemy Ochrony Przed Powodzią Pragi i Wrocławia Wrocław, 29–30 maja 2003 r., Wyd. AR we Wrocławiu, 105–111.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z.: 1994. Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni. Wyd. Stow. Geomorfologów Polskich, Poznań.
- Kosturkiewicz A., Szafranski C., Fiedler M.: 1994. Agromelioracje jako czynnik ograniczający erozję wodną gleb terenów bogato rzeźbionych. *Rocz. AR w Poznaniu CCLXVI, Melioracje i Inżynieria Środowiska* 14, Poznań, 281–293.
- Kowaliński S., Oświecimski A.: 1959. Regiony występowania erozji gleb. PWRN, Wyd. Rol. i Leś. „Zarys rejonizacji przyrodniczo-leśnej w województwie wrocławskim”, Wrocław, 41–54.
- Koźmiński C., Michalska B., Górski T.: 1987. Atlas klimatyczny elementów i zjawisk atmosferycznych szkodliwych dla rolnictwa w Polsce. IUNG Puławy, AR Szczecin, Puławy.
- Krajewski W.F., Kruger A., Caracciolo C., Golé P., Barthes L., Creutin J.-D., Delahaye J.-V., Nikolopoulos E.I., Ogden F., Vinson J.-P.: 2006. DEVEX-disdrometer evaluation experiment: Basic results and implications for hydrologic studies, *Advances in Water Resources*, 29, 311–325.

- Kuna-Broniowski M., Kuna-Broniowska I.: 2001. The use of comparators for automatic classification of the splashed rain drops, *EJPAU, Agricultural Engineering* 4(2).
- Lal R.: 2001. Soil degradation by erosion. *Land Degrad. Develop.* 12, 159–539.
- Lavergnat J., Golé P.: 1998. A stochastic raindrop time distribution model, *J. Appl. Meteor.* 37, 805–818.
- Laws J.O., Parsons D.A.: 1943. The relation of raindrop-size to intensity. *Trans. Amer. Geophys. Union* 24, 452–460.
- Laws J.O.: 1940. Recent studies in raindrops and erosion. *J. Agr. Eng.*, (21), 431–433.
- Laws J.O.: 1941. Measurements of the fall-velocity of water-drops and raindrops. *Trans. Amer. Geophys. Union* 22, 709–721.
- Le Bissonnais Y., Renaux B., Delouche H.: 1995. Interaction between soil properties and moisture content in crust formation, runoff and interrill erosion from tilled loess soils. *Catena*, 25, 33–46.
- Le Bissonnais Y., Singer M.J.: 1992. Crusting, Runoff, and Erosion Response to Soil Water Content and Successive Rainfalls. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56, 1898–1903.
- Legout C., Leguédou S., Le Bissonnais Y., Malam-Issa O.: 2005. Splash distance and size distributions for various soils. *Geoderma*, 124, 279–292.
- Legout C., Leguédou S., Le Bissonnais Y.: 2005. Aggregate breakdown dynamics under rainfall compared with aggregate stability measurements, *Eur. J. Soil Sci.*, 56 (2), 225–237.
- Leguédou S., Planchon O., Legout C., Le Bissonnais Y.: 2005. Splash projection distance for aggregated soils: Theory and experiment. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 69, 30–37.
- Léonard J., Ancelin O., Ludwig B., Richard G.: 2006. Analysis of the dynamics of soil infiltrability of agricultural soils from continuous rainfall-runoff measurements on small plots, *J. Hydrol.*, 326, 122–134.
- Licznar M.: 1995. Erozja gleb w Polsce. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 418, 91–100.
- Licznar M., Drozd J., Licznar S.E.: 1991. Rola procesów erozji w kształtowaniu żyzności i urodzajności gleb topogenicznych na obszarze występowania gleb płowych. *Wyd. AR w Lublinie „Erozja gleb i jej zapobieganie”*, Lublin, 7–20.
- Licznar M., Licznar P.: 2002. Erozynność lessów Wzgórz Trzebnickich. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.* 487, Warszawa, 129–136.
- Licznar M., Licznar S.E., Zawerby T.: 1998. Wpływ erozji na niektóre właściwości fizykochemiczne gleb lessowych Dolnego Śląska. *Bibliotheca Fragmenta Agronomica* 4A/98, Olsztyn, 29–39.
- Licznar P.: 2003. Modelowanie erozji wodnej gleb. *Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu* 456, Monografie XXXII, Wrocław.
- Licznar P., Łomotowski J.: 2007. Rainfall kinetic energy measurements with impactometer implementation. *Prace i Studia nr 68. Instytut Podstaw Inżynierii Środowiska PAN, Zabrze.*
- Licznar P.: 2007. Disdrometr laserowy – nowe narzędzie pomiarowe opadów atmosferycznych dla potrzeb inżynierii środowiska. *Gaz, woda i technika sanitarna* 4, 10–12.
- Licznar P.: 2008. Nowa formuła związku pomiędzy warstwą opadu deszczu a jego energią kinetyczną. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.* z. 526, 99–104.
- Lipski C., Żołubak P., Jakubowski T.: 1997. Wpływ użytkowania na ochronę gleb przed erozją na przykładzie części zlewni potoku Kamienica Zabrzeńska, [w:] *Wyd. AR w Poznaniu „Przyrodnicze i techniczne problemy ochrony i kształtowania środowiska rolniczego”*, Poznań, 107–111.
- Löffler-Mang M., Joss J.: 2000. An Optical Disdrometer for Measuring Size and Velocity of Hydrometeors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* Volume 17, Issue 2, 130–139.
- Lorenc H. (red.): 2005. *Atlas klimatu Polski. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.*

- Lovell D. J., Parker S. R., Van Peteghem P., Webb D. A., Welham S. J.: 2002. Quantification of raindrop kinetic energy for improved prediction of splash-dispersed pathogens. *Phytopathology* vol. 92, no5, 497–503.
- Madden L. V., Wilson L. L., Ntahimpera N.: 1998. Calibration and evaluation of an electronic sensor for rainfall kinetic energy. *Phytopathology*, 88, 950–959.
- Marcilonek S., Kostrzewa S., Nyc K., Drabiński A.: 1995. Cele i zadania współczesnych melioracji wodnych, [w:] Ludwik Tomiałojć (red.) *Ekologiczne aspekty melioracji wodnych*. Wydawnictwo IOP PAN, Kraków, 71–84
- Marcinek J.: 1994. Rozmiary erozji wodnej gleb w Wielkopolsce. *Roczn. AR w Poznaniu CCLXVI, Melioracje i Inżynieria Środowiska* 14, 63–73.
- Marcinek J., Komisarek J.: 2001. Przekształcenia pokrywy glebowej na skutek przyspieszonej erozji wodnej falistych i pagórkowatych terenów Niziny Wielkopolski. *Folia Universtitatis Agriculturae Stetinensis* 217, *Agricultura* 87, Szczecin, 135–146.
- Marshall J.S., Palmer W.M.: 1948. The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, Vol. 5, 165–166.
- Maruszczak H.: 2000. Definicja i klasyfikacja lessów oraz utworów lessopodobnych. *Przegląd Geologiczny*, vol. 48, nr 7, 580–586.
- Maślanka K., Urbanowicz A.: 1992. Koncepcja zagospodarowania zlewni potoku Słomka w aspekcie zapobiegania zjawiskom erozji wodnej. *Zesz. Nauk. AR w Krakowie* 271, *Sesja Naukowa* 35, cz. I, Kraków, 181–197.
- Mätzler C.: 2002. Drop-Size Distributions and Mie Computations for Rain, Institut für Angewandte Physik, Research Report No. 2002–16.
- Mazur Z., Pałys S.: 1985. Wpływ erozji wodnej na morfologię i zmienność pokrywy glebowej terenów lessowych. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.* 292, Warszawa, 21–37.
- Mazur Z., Pałys S.: 1992. Zapasy wody w glebie na zboczach lessowych zabezpieczonych i niezabezpieczonych przed erozją w Elizówce. *Zesz. Nauk. AR w Krakowie* 273, *Sesja Nauk.* 35, cz. II, Kraków, 41–47.
- Mazur Z., Pałys S.: 1994. Zróżnicowanie uwilgotnienia gleby w zależności od kierunku uprawy w urzeźbionym terenie lessowym. *Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu* 246, *Konferencje III, t. II, Wrocław*, 177–183.
- Meneghini R., Rincon R., Liao L.: 2003. On the use of the log-normal particle size distribution to characterize global rain. *Proceedings International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 21–25 July 2003 Toulouse, France, 1707–1709.
- Mermut A.R., Luk S.H., Römkens M.J.M., Poesen J.: 1997. Soil loss by splash and wash during rainfall from two loess soils. *Geoderma* 75, 203–214.
- Mermut A.R., Luk S.H., Römkens M.J.M., Poesen J.W.A.: 1995. Micromorphological and mineralogical components of surface sealing in loess soils from different geographic regions. *Geoderma* 66, 71–84.
- Merrill S.D., Huang C., Zobeck T.M., Tanaka D.L.: 2001. Use of chain set for scale-sensitive and erosion-relevant measurement of soil surface roughness, [w:] Diane E. Stott, Rabi H. Mohtar, Gary C. Steinhardt (red.) *Sustaining the Global farm. Selected papers from the 10th International Soil Conservation Organization Meeting – May 24–29 1999*, Purdue University, 771–776.
- Miler A.T.: 2002. Skład chemiczny oraz unosiny i zawiesiny w ciekach dwóch mik rozlewni o kontrastowym zalesieniu. *Mat. Symp. Nauk. „Erozja gleb i transport rumowiska rzeczno-ego”*, Zakopane 10–12.X.2002, 96–102.
- Moeyerson J., De Ploey J.: 1976. Quantitative data on splash erosion, simulated on unvegetated slopes. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd.* 25, 120–131.
- Morgan R.P.C., Quinton J. N., Smith R. E., Govers G., Poesen J. W. A., Auerswald K., Chisci G., Torri D., Styczen M. E.: 1998. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic

- approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms* Volume 23 Issue 6, 527–544.
- Mosley M.P.: 1973. Rainsplash and the convexity of badland divides. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd.* 18, 10–25.
- Moss A.J., Green T.W.: 1983. Movement of solids in air and water by raindrop impact. effects of drop-size and water-depth variations. *Australian Journal of Soil Research*, 21(3), 257–269
- Moss A.J., Green T.W.: 1997. Erosive effects of the large water drops (gravity drops) that fall from plants. *Australian Journal of Soil Research*, 25(1), 9–20.
- Mouzai L., Bouhadeb M.: 2003. Water drop erosivity: effects on soil splash. *Journal of Hydraulic Research* vol. 41 (1), 61–68.
- Musiał E., Rojek S. M.: 2007. Ewapotranspiracja potencjalna i opady atmosferyczne we Wrocławiu-Swojcu w wieloletniu 1965–2000. *Acta Agrophysica* 9(3), 685–698.
- Nanko K., Hotta N., Suzuki M.: 2004. Assessing raindrop impact energy at the forest floor in a mature Japanese cypress plantation using continuous raindrop-sizing instruments. *Journal of Forest Reserch*, 9, 157–164.
- Nanko K., Hotta N., Suzuki M.: 2006. Evaluating the influence of canopy species and meteorological factors on throughfall drop size distribution. *Journal of Hydrology* 329, 422–431.
- Nanko K., Mizugaki S., Onda Y.: 2008. Estimation of soil splash detachment rates on the forest floor of an unmanaged Japanese cypress plantation based on field measurements of throughfall drop sizes and velocities. *Catena*, 72, 348–361.
- Nearing M. A., Bradford J. M.: 1985. Single Waterdrop Splash Detachment and Mechanical Properties of Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 547–552.
- Niewiadomski W., Boreńska Ł.: 1977. Efektywność nawożenia mineralnego na erodowanym stoku. PWN, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 193, cz. V, Warszawa, 123–134.
- Nowocień E.: 2008. Wybrane zagadnienia erozji gleb w Polsce. *Studia i raporty IUNG-PIB Puławy*, z. 10, 9–38.
- Nyssen J., Vandenreyken H., Poesen J., Moeyersons J., Deckers J., Haile Mitiku, Salles C., Govers G.: 2005. Rainfall erosivity and variability in the Northern Ethiopian Highlands. *J. Hydrol.*, 311 (1–4), 172–187.
- Nystuen J.A.: 1996. Acoustical rainfall analysis: Rainfall drop size distribution using the underwater sound field. *J. Acoust. Soc. Am.*, 13, 74–84.
- Ohnuki Y., Shimizu A.: 2004. Experimental studies on rain splash erosion of forest soils after clearing in Okinawa using an artificial rainfall apparatus. *Journal of Forest Research* 9, 101–109.
- Orlik T., Józwiakowski K., Marzec M.: 2001a. Wpływ użytku zielonego na ograniczenie zanieczyszczeń obszarowych pochodzących z rolnictwa. *Zesz. Nauk. AR w Krakowie*, 382, Inżynieria Środowiska 21, 13–20.
- Orlik T., Józwiakowski K., Marzec M.: 2005a. Rola użytku zielonego w ograniczaniu zanieczyszczeń obszarowych pochodzących z rolnictwa na terenie urzeźbionym. *Acta Agrophysica* 115, vol. 5(1), Lublin, 93–101.
- Orlik T., Popławski E., Marzec M.: 2001b. Wpływ zróżnicowanych dawek azotu na plonowanie niektórych roślin w lessowym terenie erodowanym. *Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis* 217, *Agricultura* 87, Szczecin, 163–166.
- Orlik T., Wesołowska-Janczarek M., Marzec M.: 2005b. Porównanie wpływu dolistnego dokarmiania i nawożenia doglebowego na plonowanie zbóż w terenach erodowanych. *Acta Agrophysica* 116, vol. 5(2), Lublin, 367–375.
- Orlik T., Węgorek T.: 1995. Zagrożenie erozyjne w zlewni rzeki Ciemięgi i koncepcja przeciwdziałania, [w:] *Mat. konf. nauk-techn. „Proekologiczne zagospodarowanie zlewni rzeki Ciemięgi”*, 16–17.11.1995, Lublin, 51–63.

- Orlik T., Węgorek T.: 1997. Cel i zakres melioracji zlewni lessowych na przykładzie programu przeciwoerozyjnego zagospodarowania obszaru chronionego krajobrazu „Dolina Ciemniegi”. Rocz. AR w Poznaniu CCXCIV, Melioracje i Inżynieria Środowiska, 19, cz. I, Poznań, 167–175.
- Pajak-Komorowska A.: 2007. Osiadanie zapadowe lessów Wzgórz Trzebnickich i Płaskowyzu Głubczyckiego. *Geologos* 11, 375–382.
- Palmer R.S.: 1963. The Influence of a thin water layer on waterdrop impact forces. Extract of Publication no. 65 of the IASH Berkeley, California, 141–148.
- Paluch J.: 1994. Porównanie jakości wód odpływających z sąsiadujących ze sobą zlewni rolniczej i zalesionej w Kotlinie Marciszowskiej w latach 1987–1989. Wyd. Instytut Badawczy Leśnictwa, Prace IBL 21/1, ser. B, 129–143.
- Paluszek J.: 2002. Sezonowa zmienność wodoodporności agregatów w glebach wytworzonych z lessu w aspekcie ich podatności na erozję wodną. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.* 487, Warszawa, 213–221.
- Paluszek J., Zembrowski W.: 2008. Improvement of water-air properties of eroded soils in a loess landscape after the application of agrohydrogel. *Land Reclamation* No 39, Ann. Warsaw Univ. of Life Sci. – SGGW, 85–94.
- Pałys S., Mazur A.: 2002. Wpływ zabudowy biotechnicznej na ilość materiału glebowego zatrzymanego na dnie wąwozu. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.* 487, Warszawa, 223–230.
- Panini T., Torri D., Pellegrini S., Pagliai M., Salvador Sanchis M.P.: 1997. A theoretical approach to soil porosity and sealing development using simulated rainstorms. *Catena*, 31, 199–218.
- Parsons A.J., Abrahams A.D., Simanton J.R.: 1992. Microtopography and soil surface materials on semi-arid piedmont hillslopes, Southern Arizona. *Journal of Arid Environments* 22, 107–115.
- Parsons A.J., Abrahams A.D., Wainwright J.: 1994. Rainsplash and erosion rates in interrill area on semi-arid grassland, Southern Arizona. *Catena* 22, 215–226.
- Parylak K.: 2000. Charakterystyka kształtu cząstek drobnoziarnistych gruntów niespoistych i jej znaczenie w ocenie wytrzymałości. *Zeszyty Naukowe – Politechnika Śląska* Nr 1459.
- Parzonka W., Bartnik W., Kasperek R.: 2002. Modelowanie transportu rumowiska wleczonego w korytach rzek z dnem aluwialnym na przykładzie Górnej i Środkowej Odry, [w:] Wyd. pod red. K. Banasika „Erozja gleb i transport rumowiska rzeczego”, Zakopane, 104–111.
- Parzonka W., Kempniński J.: 1991. Reologiczna ocena procesu sedymentacji i osadzania namulów jeziornych. *Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu* 209, Melioracja XXXIX, Wrocław, 177–187.
- Pearson J.E., Martin G.E.: 1957. An evaluation of raindrop sizing and counting instruments. Scientific Report no. 1, Illinois State Water Survey, University of Illinois, Urbana, Illinois.
- Pedersen H.S., Hasholt B.: 1995. Influence of wind speed on rainsplash erosion. *Catena*, 24, 39–54.
- Pierzgalski E.: 2008. Relacje między lasem a wodą – przegląd problemów. *Studia i Materiały Centrum Edukacji Przyrodniczo-Leśnej*. R. 10. z. 2 (18) / 2008, 13–23.
- Pierzgalski E., Janek M., Kucharska K., Tyszka J., Wróbel M.: 2007. Badania hydrologiczne w leśnych zlewniach sudeckich. Wyd. IBL, Warszawa.
- Pietravalle S., van den Bosch F., Welham S.J., Parker S.R., Lovell D.J.: 2001. Modelling of rain splash trajectories and prediction of rain splash height. *Agricultural and Forest Meteorology*, 109, 171–185.
- Planchon O., Esteves M., Silvera N., Lapetite J.M.: 2000. Raindrop erosion of tillage induced microrelief: possible use of the diffusion equation. *Soil&Tillage Research* 56, 131–144.
- Pływaczyk L., Żmuda R., Sasik J.: 1999. Water erosion in Trzebnica Hills catchment on background of hydrological conditions. *Rocz. AR w Poznaniu* CCCX, Melioracje i Inżynieria Środowiska 20, cz. I, Poznań, 151–163.

- Podolski B., Wawer R.: 2002. Plonowanie zbóż ozimych w strefie oddziaływania zadrzewień śródpolnych na terenach urzeźbionych. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.* 487, Warszawa, 267–274.
- Poesen J.: 1988. Surface sealing on sandy and loamy soils: some aspects of seal formation and the influence of sealing on water erosion. subprocesses. *Quaderni di Scienza del Suolo* vol. 1, 9–20.
- Poesen J., Savat J.: 1980. Particle-size separation during erosion by splash and runoff, [w:] M. de Boodt, D. Gabriels (red.), *Assessment of Erosion*, Wiley, Ghent, Belgium, 427–429.
- Poesen J., Savat J.: 1981. Detachment and transportation of loose sediments by raindrop splash. Part 2: Detachability and transportability measurements. *Catena*, vol. 8, 19–41.
- Poesen J., Torri D.: 1988. The effect of cup size on splash detachment and transport measurements. Part 1: Field measurements. *Catena, Supplement*, 12, 113–126.
- Poesen J.: 1985. An improved splash transport model. *Z. Geomorph. N.F.*, 29, 2, 193–211.
- Poesen J.: 1986. Field measurements of splash erosion to validate a splash transport model. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.Bd.*, 58, 81–91.
- Poesen J.: 1987. The role of slope angle in surface seal formation, [w:] V. Gardiner (red.) *International Geomorphology*, Part 11, 437–448.
- Poesen, J.: 1981. Rainwash experiments on the erodibility of loose sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, 285–307.
- Poesen, J.W., Torri D., Bunte K.: 1994. Effects of rock fragments on soil erosion by water at different spatial scales: A review. *Catena*, 23, no. 1–2, 141–166.
- Prochal P. (red.): 1987. *Podstawy melioracji rolnych*, t. 2. PWRiL, Warszawa, 264–342.
- Proffitt A.P.B., Rose C.W., Hairsine P.B.: 1991. Rainfall detachment and deposition: Experiments with low slopes and significant water depths. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 325–332.
- Pulikowski K., Hus T., Kostrzewa S., Paluch J., Pęczkowski G.: 2008. Zawartość azotu i fosforu w wodach odpływających z małych zlewni użytkowanych rolniczo. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, z. 528, 157–164.
- Rajda W., Natkaniec J.: 2001. Jakość wody odpływającej z mikrozelewni podgórskiej o zróżnicowanym użytkowaniu. *Zesz. Nauk. AR w Krakowie*, 382, *Inżynieria Środowiska*, 21, 33–40.
- Rajda W., Ostrowski K., Kowalik T., Marzec J.: 1994a. Erozja chemiczna w mikrozelewniach rolniczych na terenie podgórskim. *Roczn. AR w Poznaniu CCLXVI, Melioracje i Inżynieria Środowiska* 14, Poznań, 139–152.
- Rejman J., Link M., Dębicki R.: 1994. Podatność na erozję gleby lessowej w badaniach z symulowanym opadem deszczu. *Rocz. AR w Poznaniu* 266, *Melior. Inż. Środ.*, 14, 227–232.
- Rejman J., Michiels P., Cadron W., Gabriels D., Dębicki R.: 1990. Splash detachment on a silt loam soil with and without a plant cover of triticale. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.* Z. 388, 161–168.
- Rejman J., Pawłowski M., Dębicki R., Link M.: 1994. Stability of aggregates and erodibility of loess soils. *Polish Journal of Soil Science* vol. XXVII/2, 87–91.
- Rejman J.: 1992. A rainfall simulation experiment on a brown soil developed from loess of the Lublin Upland. Part 1: Erodibility of soils with various levels of erosion. *Polish Journal of Soil Science* vol. XXVI/1, 17–22.
- Rejman J.: 2002. Zastosowanie wartości progowych opadów w prognozowaniu erozji wodnej na stoku lessowym. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 487, 305–313.
- Rejman J.: 2006. Wpływ erozji wodnej i uprawowej na przekształcenie gleb i stoków lessowych. *Acta Agrophysica* 136, vol: 3.
- Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., Yoder D.C.: 1997. *Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning With the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. U.S. Department of Agriculture, *Agriculture Handbook* No. 703.

- Reniger A.: 1950. Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce, [w:] Pr. zb. pod red. S. Baca i J. Ostromeckiego „Badania nad erozją gleb w Polsce”, PWRiL, Warszawa, 1–59.
- Römkens M.J.M., Luk S.H., Poesen J.W.A., Mermut A.R.: 1995. Rain infiltration into loess soils from different geographic regions, *Catena*, 25, 21–32.
- Rousseva S., Torri D., Pagliai M.: 2002. Effect of rain on the macroporosity at the soil surface. *European Journal of Soil Science*, 53, (1), 83–94.
- Salles C., Poesen J., Borselli L.: 1999. Measurement of simulated drop size distribution with an optical spectro pluviometer: sample size consideration. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 545–556.
- Salles C., Poesen J., Govers G.: 2000. Statistical and physical analysis of soil detachment by rain-drop impact: Rain erosivity indices and threshold energy. *Water Resour. Res.*, 36(9), 2721–2729.
- Salles C., Poesen J., Govers G.: 2001. A comparison of rain erosivity parameters for predicting soil detachment on interrills, [w:] Diane E. Stott, Rabi H. Mohtar, Gary C. Steinhardt (red.) *Sustaining the Global farm. Selected papers from the 10th International Soil Conservation Organization Meeting – May 24–29 1999*, Purdue University, 834–837.
- Salles C., Poesen J., Sempere-Torres D.: 2002. Kinetic energy of rainfall and its functional relationship with intensity. *J. Hydrol.*, 257, 256–270.
- Salles C., Poesen J.: 1999. Performance of an optical spectro pluviometer in measuring basic rain erosivity characteristics, *Journal of Hydrology*, 218, 142–156.
- Sasik J., Szewrański S., Żmuda R.: 2001a. Rola zbiornika małej retencji wodnej w kształtowaniu denudacji odpływowej i chemizmu odpływu. *Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis* 217, *Agricultura*, 87, Szczecin, 209–212.
- Sasik J., Żmuda R., Szewrański S., Licznar P.: 2001b. Wpływ zbiorników małej retencji wodnej na ilość wynoszonych składników chemicznych i rumowiska z lessowej zlewni rolniczej Wzgórz Trzebnickich. *Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu* 417, *Melioracja XLIII*, Wrocław, 151–176.
- Savat J., Poesen J.: 1977. Splash and discontinuous runoff as creators of fine sandy lag deposits with Kalahari sands. *Catena*, vol. 4, 321–332.
- Savat J., Poesen J.: 1981. Detachment and transportation of loose sediments by raindrop splash. Part 1: The calculation of absolute data on detachability and transportability. *Catena*, vol. 8, 1–17.
- Schönhuber M., Urban H., Poiarés Baptista J.P.V., Randeu W.L., Riedler W.: 1995. Weather Radar versus 2D-Video-Distrometer Data, [w:] B. Braga jr. i O. Massambani (red.) *Weather Radar Technology for Water Resources Management*. UNESCO Press 1997, 159–171.
- Schultz J.P., Jarrett A.R., Hoover J.R.: 1985. Detachment and splash of a cohesive soil by rainfall. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 28 (6), 1878–1884.
- Schuur T. J., Ryzhkov A. V., Znic D. S.: 2001. A Statistical Analysis of 2D-Video-Distrometer Data: Impact on Polarimetric Rainfall Estimation. Preprints, 30th Conference on Radar Meteorology 9–24 July 2001, Munich, Germany, 722–723.
- Seliga T.A., Bringi V.N.: 1976. Potential Use of Radar Differential Reflectivity Measurements at Orthogonal Polarizations for Measuring Precipitation. *J. Appl. Meteor.*, 15, 69–76.
- Serafin S., Pływaczyk L.: 1991. Określenie zmian zwierciadła wody w rzece i terenie przyległym w wyniku obniżania się dna rzeki Odry poniżej stopnia w Brzegu Dolnym. *Zesz. Nauk. AR Wrocław* 210, *Geodezja i Urządzenia Rolne X*, 205–217.
- Sharma P.P., Gupta S.C., Foster G.R.: 1993. Predicting soil detachment by raindrops. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 674–680.

- Sharma P.P., Gupta S.C., Foster G.R.: 1995. Raindrop-induced soil detachment and sediment transport from interrill areas. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59, 727–734.
- Sharma P.P., Gupta S.C., Rawls W.J.: 1991. Soil detachment by single raindrops of varying kinetic energy. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 301–307.
- Shaw M.W.: 1987. Assessment of upward movement of rain splash using a fluorescent tracer method and its application to the epidemiology of cereal pathogens. *Plant Pathol.* 36, 201–213.
- Singer M. J., Matsuda Y., Blackard J.: 1981. Effect of Mulch Rate on Soil Loss by Raindrop Splash. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, 107–110.
- Smets T., Poesen J., Knapen A.: 2008. Spatial scale effects on the effectiveness of organic mulches in reducing soil erosion by water. *Earth-Science Reviews* 89, 1–12.
- Solé-Benet A., Calvo A., Cerda A., Lázaro R., Pini R., Barbero J.: 1997. Influence of micro-relief patterns and plant cover on runoff related processes in badlands from Tabernas (SE Spain), *Catena*, 31, 23–38.
- Spilhaus A.F.: 1948. Raindrop Size, Shape, and Falling Speed. *Journal of Meteorology* 5, 108–110.
- Stach A.: 1998. Zmienność przestrzenna właściwości warstwy ornej na niejednorodnym litologicznie stoku morenowym. *Bibliotheca Fragmenta Agronomica* 4B/98, Olsztyn, 125–142.
- Stasik R., Szafrąński C.: 2005. Zmiany w pokrywie glebowej erodowanych terenów Pojezierza Gnieźnieńskiego. *Acta Agrophysica*, 5(2), Lublin, 447–454.
- Sukhanovski Y. P., Ollesch G., Khan K. Y., Meißner R.: 2002. A new index for rainfall erosivity on a physical basis. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* vol. 165, no.1, 51–57.
- Sutherland R.A., Wan Y., Lee C-T., Ziegler A.D.: 1996a. Aggregate enrichment ratios for splash and wash transported sediment from a highly weathered tropical Oxisol. *Catena*, 26, 187–208.
- Sutherland R.A., Wan Y., Ziegler A.D., Lee C-T., El-Swaify S.A.: 1996b. Splash and wash dynamics: An experimental investigation using a highly weathered tropical Oxisol. *Geoderma* 69, 85–103.
- Szafrąński C.: 1992. Spływy powierzchniowe i erozja wodna gleb na bogato rzeźbionych terenach polodowcowych. *Zesz. Nauk. AR w Krakowie* 271, Sesja Naukowa 35, cz. I, Kraków, 101–109.
- Szafrąński C.: 1996. Wpływ spulchniania na właściwości fizyko-wodne erodowanych gleb pływowych. *Prace nauk. IUNG, K 11/2, Puławy*, 169–176.
- Szewrański S., Jawecki B.: 2006. Wstępne porównanie wielkości rozbryzgu lessu i piasku w warunkach eksperymentu polowego. *Roczniki AR w Poznaniu CCCLXXV, Rolnictwo* 65, 193–198.
- Szewrański S., Żmuda R. (red.): 2008. Prognozowanie efektów środowiskowych spowodowanych wprowadzeniem zasad dobrych praktyk rolniczych. *Monografie LXVI, Wyd. Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu*.
- Szewrański S.: 2005. Wstępna ocena natężenia erozji rozbryzgowej na glebie lessowej. *Acta Agrophysica* 5(1), 167–178.
- Szewrański Sz., Sasik J., Wawer R., Żmuda R.: 2008a. Propozycje rolnośrodowiskowego zagospodarowania przestrzennego zlewni w aspekcie ochrony gruntów rolnych przed erozją wodną. *Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska*, z. 2 (40), 34–42.
- Szewrański Sz., Szabla K., Wawer R., Żmuda R.: 2008b. Ocena przedsięwzięć rolnośrodowiskowych w aspekcie ochrony gleb przed erozją wodną. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, z. 526, 235–242.
- Szpikowski J.: 2001. Wzajemne relacje rozbryzgu i spłukiwania jako przejaw zmienności erozji wodnej gleb na stokach o zróżnicowanym użytkowaniu rolniczym (Zlewnia Chwałimskiego Potoku, Górna Parsęta). *Folia Univ. Agric. Stetin.* 217 *Agricultura* (87), 221–226.

- Szponar A.: 1998. Wybrane problemy czwartorzędu południowo-zachodniej Polski. *Studia Geograficzne* LXXI.
- Śmietana M.: 1987. Zróżnicowanie rozbryzgu gleby na użytkowanych rolniczo stokach fliszowych. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol.21, 161–182.
- Tang Z., Lei T., Yu J., Shainberg I., Mamedov A.I., Ben-Hur M., Levy G.J.: 2006. Runoff and interrill erosion in sodic soils treated with dry PAM and phosphogypsum. *Soil Science Society of America Journal*, 70, 679–690.
- Tenberken B., Ebert P., Hartmann M., Kibler M., Mainka A., Prokop T., Röder A., Bächmann K.: 1996. Analysis of single raindrops in the nl range by capillary electrophoresis. *Chromatography A*, Volume 745, Issues 1–2, 209–215.
- Teo J.A., Ray C., El-Swaify S.A.: 2006. Screening of polymers on selected Hawaii soils for erosion reduction and particle settling. *Hydrological Processes*, vol. 20 nr 1, 109–125.
- Terry, J.P.: 1998. A rainsplash component analysis to define mechanisms of soil detachment and transportation. *Australian Journal of Soil Research*, v. 36, 525–542.
- Torres D.S., Porrà J.M., Creutin J.D.: 1994. A General Formulation for Raindrop Size Distribution. *J. Appl. Meteor.*, 33, 1494–1502.
- Torri D., Poesen J.: 1988. The effect of cup size on splash detachment and transport measurements. Part 2: Theoretical approach. *Catena Supplement* 12, 127–137.
- Torri, D., Poesen, J.: 1992. The effect of soil surface slope on raindrop detachment. *Catena*, 19, 561–578.
- Uggla H.: 1979. *Gleboznawstwo rolnicze*. PWN, Warszawa.
- Ulbrich C.W.: 1983. Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. *J. Appl. Meteor.*, 22, 1764–1775.
- Van Boxel J.H.: 1998. Numerical model for the fall speed of rain drops in a rain fall simulator, [w:] D.Gabriels & W.M.Cornelis (red.) *Proceedings of the international workshop on Technical aspects and use of wind tunnels for wind-erosion control November 17–18 1997, Ghent Belgium*. I.C.E. Special Report No 1998/1, University of Ghent, Belgium, 77–85.
- Van Dijk A.I.J.M., Bruijnzeel L.A., Meesters A.G.C.A.: 2002a. Exponential distribution theory applied to splash detachment and transport experiments. *Soil Science Society of America Journal* 66, 1466–1474.
- Van Dijk A.I.J.M., Bruijnzeel L.A., Rosewell C.J.: 2002b. Rainfall intensity – kinetic energy relationship: a critical literature appraisal. *Journal of Hydrology* 261, 1–23.
- Van Dijk, A.I.J.M., L.A. Bruijnzeel, E.H. Eisma: 2003. A methodology to study rain splash and wash processes under natural rainfall. *Hydrological Processes* 17, 153–167.
- Wainwright J.: 1996. Infiltration, runoff and erosion characteristics of agricultural land in extreme storm events, SE France. *Catena*, 26, 27–47.
- Walczak W.: 1970. *Obszar przedśudecki*. PWN, Warszawa.
- Walker J. D., Waltera M.T., Parlangea J-Y., Roseb C. W., Tromp-van Meerveldc H.J., Gaoa B., Cohena A.M.: 2007. Reduced raindrop-impact driven soil erosion by infiltration. *Journal of Hydrology* 342, Issues 3–4, 1, 331–335.
- Wan Y., El-Swaify S.A., Sutherland R. A.: 1996. Partitioning interrill splash and wash dynamics: A novel laboratory approach. *Soil Technology* 9, 55–69.
- Wan Y., El-Swaify S. A.: 1998. Characterizing interrill sediment size by partitioning splash and wash processes. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, 430–437.
- Wawer R.: 2005. Cyfrowy model zlewni jako podstawa do planowania melioracji przeciwerozyjnych w zlewniach rolniczych. *Acta Agrophysica* 115, vol. 5(1), Lublin, 201–209.
- Wawer R., Nowocien E., Budzyńska K., Podolski B.: 2006. Cyfrowa mapa podatności gleb użytków rolnych na erozję wodną powierzchniową. Skala referencyjna 1:500000. *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu, CCCLXXV, Rolnictwo* 65, 223–227.

- Wawer R., Nowocień E., Podolski B., Szewrański Sz., Żmuda R.: 2008. Analiza sieci dróg rolniczych pod kątem ochrony przed erozją wodną powierzchniową. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 526, 257–264.
- Węgorek T., 2008. Biologiczne metody zmniejszania zagrożenia gleb erozją wodną (fitomelioracje). Studia i raporty IUNG-PIBPuławy, z. 10, 123–148.
- Williamson G. B.: 1981. Dripts and Splash Erosion. *Biotropica*, Vol. 13, No. 3, 228–231.
- Wischmeier W.H., Smith D.D.: 1978. Predicting Rainfall Erosion Losses. A guide to conservation planning. Agriculture Handbook No. 537. USDA-SEA, US. Govt. Printing Office, Washington, DC.
- Wiszniewski W., Chelchowski W.: 1975. Charakterystyka klimatu i regionalizacja klimatologiczna Polski. Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Woch F.: 2005. Kształtowanie środowiska rolniczego na obszarach urzeźbionych w Polsce na tle wzorców unijnych. *Acta Agrophysica* 116, vol. 5(2), Lublin, 471–480.
- Woch F.: 2008. Urzędzeniowe metody zmniejszania zagrożenia erozyjnego gleb. Studia i raporty IUNG-PIBPuławy, z. 10, 79–102.
- Zhang G., Vivekanandan J., Brandes E.: 2001. A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements, *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 39, 831–841.
- Zhang G., Vivekanandan J., Brandes E.A., Meneghini R., Kozu T.: 2003. The shape-slope relation in Gamma raindrop size distribution: statistical error or useful information? *J. Atmos. Ocean. Tech.*, vol. 20, 1106–1119.
- Ziegler A.D., Sutherland A., Tran L.T.: 1997. Influence of rolled erosion control systems on temporal rainsplash response – a laboratory rainfall simulation experiment. *Land Degradation and Development*, vol. 8, 139–157.
- Ziemiński S.: 1978. Ochrona gleb przed erozją. PWRiL, Warszawa.
- Żmuda R.: 2006. Funkcjonowanie systemu transportu fluwialnego w małej zlewni zagrożonej erozją wodną gleb. Zesz. Nauk. AR Wroc. nr 544, Rozprawy CCXLIII.
- Żmuda R., Sasik J., Szewrański S.: 2001. Próba oceny wpływu zmian użytkowania na wielkość denudacji odpływowej. *Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis* 217, *Agricultura* 87, Szczecin, 239–242.
- Żmuda R., Szewrański Sz.: 2008a. Wymywanie fosforu z gleb lessowych poddawanych procesowi erozji wodnej. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 526, 279–284.
- Żmuda R., Szewrański Sz., Sasik J.: 2008b. Kształtowanie się wilgotności gleby na erodowanym stoku Wzgórz Trzebnickich. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 526, 285–293.
- Żyromski A.: 2001. Czynniki agrometeorologiczne, a kształtowanie się zasobów wody w glebie lekkiej z podsiąkiem wód gruntowych w okresie wiosennym, *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu, Rozprawy CLXXVIII*, nr 404.
- Żyromski A.: 2005. Ekstrema letnie opadów atmosferycznych, temperatury powietrza i poziomu wód gruntowych w 40-leciu 1961–2000 we Wrocławiu-Swojcu. *Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie* Tom 5 z. specj. (14), 411–425.

Rozbryzg jako forma erozji wodnej gleb lessowych

Streszczenie

Badania erozyjne nad zjawiskiem rozbryzgu gleb lessowych przeprowadzono w latach 2003–2007; głównie w warunkach polowych, na obiekcie badawczym położonym na południowych krańcach Wzgórz Trzebnickich (we wsi Boleścín) oraz na terenie Obserwatorium Agro- i Hydrometeorologicznego Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu. W trakcie badań przeprowadzono eksperymenty laboratoryjne z wykorzystaniem symulatora deszczu w Laboratory for Experimental Geomorphology na Katholieke Universiteit w Leuven (Belgia). Głównym celem prac badawczych było określenie wielkości odrywania i przemieszczania cząstek gleby pod wpływem uderzeń kropeł deszczu oraz ocena wybranych czynników środowiskowych wpływających na dynamikę zjawiska rozbryzgu.

Prace badawcze były prowadzone wielokierunkowo z zastosowaniem różnych technik pomiarowych i analitycznych. Do oceny warunków pluwialnych wykorzystano m.in. nowoczesny disdrometer do laserowego monitoringu opadu. Pozyskano dane disdrometryczne zawierające informacje dotyczące średnicy i liczebności kropeł deszczu oraz ich prędkości opadania. W pracy przeanalizowano rozkłady wielkości kropeł deszczu dla różnych typów opadu oraz wykonano bezpośrednie obliczenia energii kinetycznej poszczególnych opadów. W trakcie badań opracowano funkcję pozwalającą na obliczanie energii opadu na podstawie chwilowych wartości natężenia deszczu. Uzyskana formuła jest porównywalna z modelami zaproponowanymi przez badaczy światowych. Pozyskanie danych disdrometrycznych umożliwiło również wyznaczenie w warunkach polowych wskaźnika erozyjności MD deszczów naturalnych. Dotychczas, parametr ten oznaczony został przez naukowców japońskich, lecz wyniki ich prac dotyczyły tzw. opadów podkoronowych.

W ramach badań erozyjnych określono wpływ energii erozyjnej opadu na wielkość rozbryzgu, obliczono wskaźniki odporności i podatności lessów na rozbryzg, oceniono zasięg rozbryzgu i wpływ wiatru na transport poziomy odrywanych cząstek gleby, dokonano kwantyfikacji gleboochronnej roli pokrywy roślinnej oraz opisano oddziaływanie deszczu na powierzchnię gleby lessowej. Na podstawie danych empirycznych pozyskanych na drodze pomiarów terenowych oraz eksperymentów erozyjnych stwierdzono, iż średnia odporność gleby lessowej na rozbryzg waha się od 689,7 do 1179,4 J·kg⁻¹. Dzięki precyzyjnemu oznaczeniu średnicy miarodajnej d_{50} badanej gleby, możliwe było odniesienie rezultatów przeprowadzonych badań do wyników prac publikowanych na świecie. Stwierdzono, iż otrzymane wskaźniki korespondują w pełni z wynikami uzyskiwanymi przez innych badaczy.

Słowa kluczowe: rozbryzg gleby, erozja wodna, energia kinetyczna deszczu, rozkład wielkości kropeł deszczu

Raindrop splash as the form of loess soils erosion

S u m m a r y

Erosion research on loess soil splash phenomenon had been carried out during the years 2003–2007. Survey investigations had been conducted in study site located in Trzebnica Hills (Boleścín village) as well as in Agro- and Hydrometeorological Observatory of Wrocław University of Environmental and Life Sciences. Laboratory experiments and simulations under artificial rainfall conditions had been made in Laboratory for Experimental Geomorphology at Katholieke Universiteit w Leuven (Belgium). The main research aim was to determine the amounts of loess soil particles detachment caused by rainfall drops impacts as well as to assess the influence of some environmental factors on soil splash dynamics. The research had been carried out with varied measurement techniques and studies methods. Pluvial conditions had been recognized with use of the most modern laser disdrometer device for precipitation monitoring. Obtained data included information on drops diameters, their count and the raindrop fall velocity. Raindrop size distribution for specific types of natural rainfalls as well as direct rainfall kinetic energy calculations had been made in this thesis. Basing on collected 1-minute rainfall intensity data empirical formula for energy estimating was proposed. Obtained model seems to be similar to the formulas presented by foreign researches. The DSD data also allowed to determine rainfall erosivity index MD under natural conditions. Till now this parameter in field research was calculated in Japan, but only for troughfall rains. During erosion research there had been carried various studies and analyses: the relation between rainfall kinetic energy and soil splash amount had been assessed, the resistance to detachment and the soil detachability was calculated; splash distance and sediment mass distribution had been measured, wind-driven soil splash had been recognized as well as a protective role of the canopy cover had been estimated. The changes of the some soil surface characteristics caused by natural raindrops impacts had been described in this work. Basing on survey research as well as laboratory experiments it was recognized, that the mean loess soil resistance to splash had varied from 689,7 to 1179,4 J·kg⁻¹. Estimating of d₅₀ diameter of studied soil allowed to compare obtained results to results published abroad. It was recognized that calculated resistance indicators corresponded to original data presented by other researchers.

Key words: soil splash, water erosion, rainfall kinetic energy, drop size distribution