

2. Modele erozyjne

2.1. Uniwersalne równanie strat glebowych USLE (Universal Soil Loss Equation)

Uniwersalne równanie strat glebowych (USLE) jest najpopularniejszym modelem prognozowania erozyjnych strat gleby. Równanie USLE jest stosowane w USA i Kanadzie [109,116,137] oraz w wielu państwach i regionach świata, o bardzo szerokim zakresie zmienności warunków klimatycznych [23,47,67,80,82,121], a FAO zaleca ten model do powszechnego stosowania w praktyce rolniczej [54,81].

Aktualnie równanie USLE jest uznawane za bazowy model prognozowania strat erozyjnych gleby, względem którego ocenia się i do którego przyrównuje się nowo opracowywane i udoskonalane modele erozyjne, a także otrzymywane wyniki badań terenowych i laboratoryjnych obserwacji zjawisk erozji w różnych skalach, przy użyciu różnych technik oraz metod badawczych [17,38,120]. Równanie to stanowi bazę wyjściową do tworzenia wielu nowych modeli, a jego czynniki często są stosowane jedynie z małymi modyfikacjami w tychże modelach [24,33, 58].

To proste w swej formie równanie, będące łatwym w stosowaniu związkiem liniowym jest w rzeczywistości owocem wieloletnich terenowych i laboratoryjnych badań [79]. Rozwój tego modelu można podzielić na cztery okresy [70]. Pierwszy z nich – obejmujący lata 1890-1940 zaowocował wyodrębnieniem i określeniem pod względem jakościowym czynników warunkujących procesy erozyjne [22]. W tym też okresie Laws i Ellison przeprowadzili pierwsze studia dotyczące roli opadów jak i wpływu uderzenia kropli deszczu na erozję [132]. Studia te pozwoliły Ellisonowi zaproponować w 1945 r. wzór na obliczanie ilości gleby odpajanej z wolnej (nieosłoniętej) powierzchni w wyniku uderzenia kropli deszczu [28,78]:

$$G = b_0 V_t^{4,33} d_r^{1,07} i^{0,65} \quad (2.1)$$

gdzie:

G - masa gleby odrywanej (odspajanej) w wyniku rozbryzgu w okresie 30 minut [g],

b_0 - stała [-],

V_t - prędkość kropli deszczu [stopa·s⁻¹],

d_r - średnica kropli [mm],

i - intensywność deszczu [cal·h⁻¹].

Drugim okresem tworzenia równania USLE były lata: 1940-1954. Dzięki pracom prowadzonym na terenie Corn Belt w USA opracowano procedury i wzory pozwalające na określanie strat gleby. W 1940 r. Zingg powiązał straty erozyjne gleby z długością i spadkiem zboczy używając następującej formuły [118,131,136]:

$$X = CS^{1,4} L^{1,6} \quad (2.2)$$

gdzie:

X - całkowita strata gleby ze stoku o szerokości jednostkowej [tona·stopa⁻¹],

C - stała [-],

S - spadek terenu [°],

L - horyzontalna długość stoku [stopa].

Rok później Smith zmodyfikował równanie Zingga uwzględniając w nim wpływ czynników pokrywy roślinnej oraz uprawy, rozumianej jako: rodzaj, głębokość i kierunek mechanicznego wzniesienia pokrywy glebowej [132]:

$$A=CS^{1,4}L^{1,6}P \quad (2.3)$$

gdzie:

A - średnia strata gleby dla powierzchni jednostkowej [tona·akr⁻¹],

C - czynnik pokrywy roślinnej [-],

S - spadek terenu [°],

L - horyzontalna długość stoku [stopa],

P - czynnik uprawy [-].

W 1947 Browing i współpracownicy dokonali dalszych uzupełnień powyższej formuły uwzględniając wpływ erozyjności gleb oraz sposobu uprawy. Opracowali ponadto zestaw tabel ułatwiający użycie równania dla terenów Iowy. Wkrótce, bo już w 1948 roku Smith i Whitt zaproponowali nową, wzbogaconą postać równania do określania strat gleby [132]:

$$A=CSLKP \quad (2.4)$$

gdzie:

A - średnia roczna strata gleby [tona·akr⁻¹],

C - średnia roczna strata gleby dla określonego obszaru i dla danego płodozmianu na zboczu o spadku 3°, długości 1080,71 stóp, przy uprawie w dół i w górę spadku [tona·akr⁻¹],

Pozostałe czynniki są bezwymiarowymi mnożnikami umożliwiającymi dopasowanie strat gleby z poletka, dla różnych: spadków zboczy (S), długości zboczy (L), typów gleby (K) i zabiegów przeciwozyjnych (P).

W 1947 roku Musgrave opublikował również swoje własne empiryczne równanie strat gleby, które cieszyło się dużą popularnością i było szeroko stosowane w różnych częściach USA w latach 1950-1965 [115]. Zostało ono sformułowane w oparciu o dane eksperymentalne z 19 stacji doświadczalnych położonych we wschodniej części USA. Dane opracowano dla okresu obserwacji: od 5 do 15 lat, z poletek o spadkach w zakresie od 2 do 30% z rzędową uprawą roślin. Była to formuła zbliżona do USLE, aczkolwiek nie będąca równaniem liniowym [78]:

$$E = F \left(\frac{R}{100} \right) \left(\frac{S}{10} \right)^{1,35} \left(\frac{L}{72,6} \right)^{0,35} \left(\frac{P_{30}}{1,25} \right)^{1,75} \quad (2.5)$$

gdzie:

E - przewidywana roczna strata gleby [tona·akr⁻¹],

F - wskaźnik erozyjności gleby [-],

R - wskaźnik pokrywy roślinnej [-],

S - spadek stoku [%],

L - długość stoku [stopa],

P₃₀ - 30-minutowa intensywność deszczu o statystycznej częstości występowania równej 2 lata [cal·(30min)⁻¹].

Trzeci etap opracowywania USLE rozpoczął się w 1954 r. po utworzeniu Runoff and Soil-Loss Data Center of the Agricultural Research Service na Purdue University w stanie Indiana. Zgromadzone wyniki obserwacji zjawisk erozji po naturalnych jak i symulowanych opadach pozwoliły w 1961 roku opublikować pierwszą wersję równania USLE. Baza danych do jego sformułowania składała się wówczas z 11.000 rocznych danych zebranych z poletek erozyjnych 47 obiektów badawczych w 24 stanach USA z lat: 30-tych do 50-tych XX wieku. Całość tych danych została wówczas wprowadzona do pamięci komputera i jest obecnie w większości dostępna na stronach internetowych Purdue University [132]. Na początku lat 60-tych równanie USLE nie było jeszcze przystosowane do szerokiego użycia w praktyce ze względu na brak odpowiednich tabel i nomogramów. Niemniej w stosunku do poprzednich związków wprowadzono w nim szereg poprawek [136]:

- 1) ulepszono wskaźnik erozyjności deszczy,
- 2) sprecyzowano metodę określania wskaźnika okrywy roślinnej i uprawy na podstawie lokalnych warunków klimatycznych,
- 3) wprowadzono ilościowy wskaźnik erozyjności gleb,
- 4) określono efekty interakcji dla szeregu zmiennych, jak: wielkość produkcji, płodozmian, sposób zagospodarowania resztek poźniowych.

W czwartym okresie rozwoju równania USLE opracowano szereg niezbędnych dla praktyki tabel i nomogramów. Pierwszy ich zestaw opublikowali w 1965 r. Wischmeier i Smith, po czym dokonali ich aktualizacji w 1978 [137]. W 1981 r. Foster i współpracownicy przedstawili metodę konwersji wielkości A, R i K pomiędzy jednostkami amerykańskimi a SI [46].

Aktualnie uniwersalne równanie strat glebowych posiada następującą formę w jednostkach SI [54]:

$$E=RKLSCP \quad (2.6)$$

gdzie:

E - strata gleby - średnia z wielolecia roczna masa wyerodowanej gleby z jednostki powierzchni [$\text{Mg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$],

R - wskaźnik erozyjności deszczu i spływu [$\text{MJ}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}=\text{Je}\cdot\text{rok}^{-1}$]
{Je - jednostka erozyjności},

K - wskaźnik podatności gleb na splukiwanie powierzchniowe [$\text{Mg}\cdot\text{ha}\cdot\text{h}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$],

L - wskaźnik długości zbocza [-],

S - wskaźnik spadku zbocza [-],

C - wskaźnik pokrywy roślinnej i uprawy [-],

P - wskaźnik zabiegów przeciwoerozyjnych [-].

2.1.1. Wskaźnik erozyjności deszczu i spływu - R

Wskaźnik erozyjności deszczu i spływu jest parametrem regionalnym, który należy określać na podstawie wieloletnich rejestracji opadów atmosferycznych. Wyznaczenie wartości tego wskaźnika jest pierwszym i niezbędnym warunkiem adaptacji równania USLE do warunków danego obszaru badań [11, 54].

Wskaźnik erozyjności spływu składa się z: erozyjności spływów deszczowych (R_r) i erozyjności spływów roztopowych (R_s):

$$R = R_r + R_s \quad (2.7)$$

Erozyjność spływów roztopowych (R_s) jest wielkością trudną do dokładnego określenia. Wynika to z bardzo skomplikowanego przebiegu zjawisk erozyjnych podczas topnienia śniegu oraz z braku dostatecznej ilości pomiarów intensywności procesów erozji w tym okresie. Zwykle podczas roztopów gleba przyjmuje nieznaczne ilości wody, a jej wierzchnia warstwa jest rozdrobniona przez mróz na drobne agregaty, które są łatwe do transportu [11]. Ponadto występuje duża zmienność warunków lokalnych determinujących proces erozji gleb, nawet w zakresie odległości od 1 do 2 m. Związane jest to z występowaniem w okresie roztopów mozaiki powierzchni gleby odsłoniętej oraz przykrytej przez śnieg. Ta nierówna dystrybucja pokrywy śnieżnej wynika z działalności wiatru oraz zróżnicowanego przez ekspozycję stoku tempa topnienia śniegu. Zwykle zredukowana zdolność infiltracyjna gleby może na niektórych obszarach być wyższa od notowanej w okresie letnim. Zjawisko to tłumaczy się powstawaniem makro-porów podczas zamarzania wierzchniej warstwy gleby [27].

W praktyce często przyjmuje się za Wischmeierem i Smithem erozyjność spływów roztopowych (R_s) za równą około 1,5-krotnej wartości opadów z okresu: grudzień-marzec, określonych w calach deszczu, przy założeniu, że sam wskaźnik erozyjności spływów jest wyrażony w jednostkach amerykańskich [137]. Można także szacować R_s przy stosowaniu równania USLE w jednostkach SI zgodnie z metodą podaną przez McCoola i Schwertmana jako 1/10 sumy opadów wyrażonych w mm deszczu w okresie grudzień-marzec [14, 46].

Erozyjność deszczu i wywołanego nim spływu dla równania USLE jest standardowo obliczana jako iloczyn energii kinetycznej deszczu i maksymalnej jego 30-minutowej intensywności:

$$Rr_j = \frac{E_k \cdot I_{30}}{100} \quad (2.8)$$

gdzie:

Rr_j - erozyjność deszczu [$\text{MJ} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$],

E_k - energia kinetyczna deszczu [$\text{J} \cdot \text{m}^{-2}$],

I_{30} - maksymalna 30-minutowa intensywność deszczu [$\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$].

Wartość erozyjności deszczu w określonym przedziale czasowym nazywa się indeksem erozyjności opadu EI_{30} . Natomiast wskaźnik erozyjności deszczu Rr jest sumą poszczególnych indeksów w danym okresie, np. w roku i jest obliczany zgodnie ze wzorem [54]:

$$Rr = \sum_{j=1}^n (EI_{30})_j \quad (2.9)$$

gdzie:

n - liczba deszczy.

Przy obliczaniu wartości R_r bierze się pod uwagę jedynie deszcze erozyjne. Zgodnie z kryterium USLE definiuje się je jako deszcze o warstwie opadu:

$$P \geq 0,5 \text{ cala tj. } P \geq 12,7 \text{ mm} \quad (2.10)$$

oraz deszcze o mniejszej warstwie opadu, jeżeli:

$$I_{\max} \geq 0,25 \text{ cala/15 min tj. } I_{\max} \geq 6,35 \text{ cala/15 min} \quad (2.11)$$

Deszcze rozdzielone 6-godzinną przerwą bez opadu lub z opadem poniżej 1,3 mm są uznawane za deszcze oddzielne [10,137].

Energia kinetyczna deszczu może być określona w sposób bezpośredni przez jej pomiar przy użyciu specjalnych instrumentów wyposażonych w czujniki: akustyczne, piezoelektryczne, przetworniki ciśnienia, transducery piezoelektryczne, itp. Przykładem takiego instrumentu może być impaktometr zaprojektowany i wykonany przez Battistę i współpracowników [19], będący jedną z sond w zintegrowanym systemie służącym do oceny procesów erozji - SIVE (Sistema Integrato per la Valutazione dell'Erosione). Jednakże pomimo dużego postępu w konstrukcji tego typu urządzeń, jak również w przetwarzaniu, filtrowaniu i rejestracji płynących od nich impulsów nie są one stosowane na dużą skalę ze względu na wysokie koszty ich wykonania oraz dużą wrażliwość na zakłócenia zewnętrzne [18,20,41,86].

Znacznie częściej energię kinetyczną opadu określa się w oparciu o fizyczne charakterystyki spadających kropli deszczu, które zależą od intensywności opadu. Zgodnie z teorią, energię kinetyczną kropli deszczu o średnicy d , masie $m(d)$ i prędkości $v(d)$ można wyrazić wzorem [18]:

$$e(d) = 0,5m(d)v^2(d) \quad (2.12)$$

Jeśli w czasie t spada $n(d_{\min})$, ..., $n(d_{\max})$ kropli o średnicy d_{\min} , ..., d_{\max} to całkowita energia wszystkich kropli równa się:

$$E_c = \sum_{d_{\min}}^{d_{\max}} 0,5n(d)m(d)v^2(d) \quad (2.13)$$

Po podstawieniu:

$$n(d) \cdot m(d) = \rho V(d) \quad (2.14)$$

$$V(d) = S \cdot H(d) \quad (2.15)$$

$$H(d) = \int_0^t i(d, t) dt \quad (2.16)$$

gdzie:

ρ - gęstość wody [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$],

S - powierzchnia, na którą spadają krople [m^2],

$i(d, t)$ - intensywność deszczu o średnicy kropli d w przedziale czasu dt [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$],

dt - czas, w którym gromadzi się objętość $V(d)$ wody z kropli o średnicy d [s],

równanie na energię można zapisać następująco:

$$E_c = \sum_{d_{\min}}^{d_{\max}} 0,5\rho S v^2(d) \int_0^t i(d,t) dt \quad (2.17)$$

Przy założeniu, że intensywność deszczu jak i średnica jego kropeł jest stała w krótkich przedziałach czasu (t), otrzymujemy równanie (2.18):

$$E_c = 0,5 \cdot \rho \cdot S \cdot v^2 \cdot i \cdot t \quad (2.18)$$

W przypadku, gdy krople deszczu mają kształt sferyczny ich stałą prędkość końcową (v_t), można obliczyć korzystając ze wzoru Chowa:

$$v_t = \left[\frac{4}{3} \cdot \frac{(\rho - \rho_{\text{air}}) \cdot g \cdot d}{\rho_{\text{air}} \cdot C(d, Re)} \right]^{0,5} \quad (2.19)$$

natomiast dla kropeł o średnicach większych niż $3,5 \cdot 10^{-3}$ m, które nie mogą być traktowane jako sferyczne, lepsze przybliżenie prędkości opadania daje wzór skorygowany:

$$v_t = \left[\frac{4}{3} \cdot \frac{(\rho - \rho_{\text{air}}) \cdot g \cdot d}{\rho_{\text{air}} \cdot C(d, Re)} \right]^{0,5} \cdot 0,9231^{(10^3 \cdot d - 3,5)} \quad (2.20)$$

gdzie:

g - przyspieszenie ziemskie [$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$],

ρ_{air} - gęstość powietrza [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$],

$C(d, Re)$ - współczynnik zależny od średnicy kropli i liczby Reynoldsa [-].

Laws i Parson (cyt. za [20]) odkryli empiryczną zależność pomiędzy średnicą d_{50} (odpowiadającą przeciętnej średnicy deszczu) i intensywnością deszczu (i), gdy krople osiągają prędkość końcową:

$$d = 0,01932 \cdot i^{0,182} \quad (2.21)$$

Wartość prędkości końcowej zarówno dla kropeł o średnicy poniżej, jak i powyżej $3,5 \cdot 10^{-3}$ m można zapisać jako funkcję średnicy:

$$v_t = 26,826 + 3,257 \cdot \ln(d) \quad (2.22)$$

Powyższe równania pozwalają na zapisanie pół-empirycznej formuły na określenie energii deszczu padającego na powierzchni S w przedziale czasu t :

$$E_c = 0,5 \cdot \rho \cdot S \cdot t \cdot i \cdot (13,972 + 0,593 \cdot \ln i)^2 \quad (2.23)$$

Wischnmeier i Smith w oparciu o badania własne i wcześniejsze studia Lawsa i Parsona zaproponowali nieco odmienne, uproszczone, równanie służące do obliczania energii kinetycznej deszczu o intensywności opadu $I \leq 3$ [cal·h⁻¹]. Równanie to ma postać [68]:

$$E_k = 916 + 331 \cdot \log_{10} I \quad (2.24)$$

gdzie:

E_k - energia kinetyczna kropel deszczu [100·stopa·tona·akr⁻¹·(cal deszczu)⁻¹],

I - intensywność deszczu [cal·h⁻¹].

Dla opadów o intensywnościach $I > 3$ [cal·h⁻¹] Wischnmeier i Smith [137] uznali wartość energii kinetycznej za stałą i równą:

$$E_k = 1074 \text{ [100·stopa·tona·akr}^{-1}\text{·(cal deszczu)}^{-1}] \quad (2.25)$$

Powyższe wzory posiadają odpowiedniki w jednostkach SI. Różnią się one nieco pomiędzy sobą w zależności od przyjmowanych jednostek intensywności deszczu i energii kinetycznej deszczu. Można też mówić w tym miejscu o pewnych niezgodnościach w zależności od źródła [41,67,68,82]. Tym niemniej ogólna struktura równań spotykana u różnych badaczy jest niezmienna, a wszystkie formuły umożliwiają wyznaczenie energii kinetycznej deszczu dla określonego przedziału czasu, w którym intensywność opadu jest stała. Danymi wejściowymi są jedynie: intensywność i warstwa opadu - dane odczytywane z zapisów pluwiograficznych deszczu. Obecnie najczęściej energię kinetyczną deszczu w jednostkach SI zapisuje się formułą następującej postaci [11,54]:

$$E_{k_i} = (206 + 87 \log_{10} I_i) P_i \quad (2.26)$$

gdzie:

E_{k_i} - energia kinetyczna deszczu w przedziale i [J·m⁻²],

I_i - intensywność deszczu w przedziale i [cm·h⁻¹],

P_i - warstwa deszczu w przedziale i [cm].

Powyższy wzór nie jest jednak związkiem uniwersalnym, który sprawdza się we wszystkich regionach i strefach klimatycznych. Z tego względu w literaturze spotykamy szereg wzorów do wyliczania wielkości energii kinetycznej dla różnych obszarów świata. Mihara opracował taki związek dla Japonii, Ker dla Trinidadu [118]. Hudson (cyt. za [82,118]) na podstawie obserwacji prowadzonych w południowej Rodezji, dla obliczania energii deszczu tropikalnych zaproponował następujący związek:

$$KE = 29,8 - \frac{127,5}{I} \quad (2.27)$$

gdzie:

KE - energia kinetyczna dla 1mm deszczu [J·m⁻²·mm⁻¹],

I - intensywność deszczu [mm·h⁻¹].

Zanchi i Torri (cyt. za [67]) w warunkach włoskich uznali za konieczne uwzględnienie w formule obliczania energii kinetycznej deszczu temperatury powietrza i sformułowali następujący wzór:

$$E_k = 1,86 + 11,03 \log_{10} I + 6,07 \log_{10} T \quad (2.28)$$

gdzie:

E_k - energia kinetyczna deszczu dla 1mm deszczu [$J \cdot m^{-2} \cdot mm^{-1}$],

I - intensywność deszczu [$mm \cdot h^{-1}$],

T - temperatura powietrza [$^{\circ}C$].

Poszukiwania uproszczonych wzorów na obliczanie wartości energii kinetycznej opadów, użytecznych w przypadku braku danych dotyczących intensywności opadów, zaowocowały opracowaniem zależności pomiędzy roczną wartością energii kinetycznej deszczu, a roczną wysokością opadu w postaci [101]:

$$K.E. = a \cdot P \quad (2.29)$$

gdzie:

$K.E.$ – roczna energia kinetyczna deszczu [$J \cdot m^{-2} \cdot rok^{-1}$],

P - roczna wysokość opadu [$mm \cdot rok^{-1}$],

a - współczynnik [$J \cdot m^{-2} \cdot mm^{-1}$].

Wartość współczynnika a jest zróżnicowana i wynosi 16,5 dla Maroka wg Heuscha, dla Zimbabwe 17,4-18,5 wg Stockinga, dla Jawy i Indonezji 25,8 wg Van der Linden'a i dla Nigerii 33,0 wg Kowala i Kassama (cyt. za [101]).

Przedstawiona powyżej metodologia wyznaczania wskaźnika erozyjności deszczu i spływu - R z zapisów pluwiograficznych, nawet dla okresu rocznego jest zadaniem pracochłonnym. Co więcej dla uzyskania średniej rocznej wartości wskaźnika R dla danej stacji meteorologicznej na terenie USA, Wischmeier i Smith uznali za konieczne przeanalizowanie danych z 22 letniego ciągu obserwacyjnego [118]. Wymóg powyższy wydaje się być również uzasadniony w warunkach klimatycznych Polski, co potwierdziły badania Górskiego i Banasika [48], Banasika i Górskiego [6] oraz Banasika i in. [14]. Dla ułatwienia korzystania z równania USLE, zwłaszcza przez jego nieprofesjonalnych użytkowników, którzy nie posiadają dostępu do danych pluwiograficznych, opracowano specjalne mapy erozyjności deszczu. Na mapach tych są wykreślone linie łączące punkty o tych samych wartościach wskaźnika erozyjności deszczu: iso-erodents. Pozwalają one, w oparciu o interpolację liniową, szacować wartości wskaźnika dla dowolnych punktów na mapie. Mapy takie zostały opracowane dla terytorium USA, wielu państw i obszarów geograficznych Europy oraz wielu innych części świata. Mapy indeksów erozyjnych opadów dla terenu europejskiej części byłego ZSRR zostały opracowane w trzech wersjach w oparciu o maksymalne: 10-, 20- i 30-minutowe intensywności opadów [140].

Przy stosowaniu równania USLE niezbędna jest znajomość nie tylko średniej rocznej wartości wskaźnika erozyjności, ale także jego dystrybucja w ciągu roku. Dystrybucja ta w powiązaniu z sezonowymi zmianami wartości wskaźnika pokrywy roślinnej i uprawy determinuje w znacznej mierze ilość zmywanej ze stoku w ciągu roku masy glebowej [124,125,129]. Między innymi z tego powodu krzywe rozkładu wskaźnika erozyjności deszczu w ciągu roku dla poszczególnych rejonów USA są uzupełnieniem mapy

wskaźnika erozyjności deszczy i stanowią integralną część poradnika dla użytkowników równania USLE. Podobnie Zasławskij [140], dla praktycznego stosowania równania USLE, dokonał podziału europejskiej części byłego ZSRR na rejony o podobnej rocznej dystrybucji indeksu erozyjności i zestawiał tabelarycznie dystrybucję tegoż wskaźnika dla 18 wybranych stacji meteorologicznych.

Dla obszaru Polski dotychczas nie przygotowano mapy wskaźnika erozyjności, co należy tłumaczyć głównie dużą pracochłonnością tego typu projektów. Przykładowo dla przygotowania pierwszej mapy wskaźnika erozyjności deszczy jedynie dla części USA, tzn. dla 37 stanów na wschód od Gór Skalistych, bez terytorium na zachód od 104 południka musiano przeanalizować 22-letnie zapisy pluwiograficzne z okresu lat: 1936-1957 dla około 2000 stacji pomiarowych [118]. Małišek do opracowania mapy wskaźnika erozyjności deszczy dla Słowacji wykorzystał dane z 80 stacji meteorologicznych (cyt. za [23]). W Polsce w sposób pełny i zgodny z wymaganiami USLE, wyznaczono wartości wskaźnika erozyjności deszczy i przeanalizowano je jedynie dla kilku stacji metrologicznych. Przykładowo dla stacji Suwałki, Puławy, Sandomierz, Lesko i Limanowa, w oparciu o 29-letnie ciągi obserwacyjne opadów z lat 1960-1988, wyznaczono wartości i dystrybucję wskaźnika erozyjności deszczy, otrzymując odpowiednio: 42,6; 64,1; 66,4; 84,3 i 96,8 MJ/ha·cm/h [10,11, 12,14,48].

Problem braku map wskaźnika erozyjności deszczy nie jest zresztą problemem dotyczącym jedynie Polski. Na wielu obszarach podejmuje się próby określenia miejscowych wartości wskaźnika szacunkowo, zwłaszcza gdy brak jest dostatecznie rozwiniętej służby meteorologicznej rejestrującej opady z rozbiciem na interwały czasowe. W USA zauważono istnienie zależności między 6-cio godzinną warstwą opadu powtarzającego się w okresie 2 lat, a wartością wskaźnika erozyjności deszczy, która w jednostkach SI ma postać [68]:

$$R = 0,417 \cdot P^{2,17} \quad (2.30)$$

gdzie:

R - wartość roczna wskaźnika erozyjności deszczu i spływu [$\text{MJ} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$],

P - 6-cio godzinna warstwa opadu powtarzającego się w okresie 2 lat [mm].

FAO zaleca stosowanie wskaźnika Fourniera, który raczej dobrze zdaje egzamin tylko w drobnoskalowych, regionalnych badaniach rekonesansowych [54]:

$$R = a \sum_{i=1}^{12} \frac{p_i^2}{P} + b \quad (2.31)$$

gdzie:

R - roczna wartość wskaźnika erozyjności opadów [Je],

p_i - wysokość opadów w i-tym miesiącu roku [mm],

P - roczna wysokość opadów [mm],

a, b - stałe klimatyczne, wyznaczone metodami statystyczno-matematycznymi.

Wzór powyższy można także stosować w uproszczonej formie podanej przez Arnoldusa w 1978 roku (cyt. za [54]):

$$R = \sum_{i=1}^{12} \frac{P_i^2}{P} \quad (2.32)$$

Wskaźnik Arnoldusa stosowali Piest i Ziemnicki [99] dla stacji: Sandomierz i Lublin, otrzymując wyniki porównywalne z dokładnymi studiami Banasika i współpracowników. Dla szacowania wielkości wskaźnika R można ponadto stosować niżej zamieszczone równanie [54]:

$$R = a(Pt \cdot P_{\max}^{24h} \cdot P_{\max}^{1h}) \quad (2.33)$$

gdzie:

R - roczna wartość wskaźnika erozyjności opadów [Je],

Pt - roczna suma opadów [mm],

P_{\max}^{24h} - maksymalny 24 godzinny opad powtarzający się w okresie 2 lat [mm],

P_{\max}^{1h} - maksymalny 1 godzinny opad powtarzający się w okresie 2 lat [mm],

a - stała.

Roose i Fedorowicz (cyt. za [105]) stwierdzili także występowanie generalnej zależności pomiędzy R, a wieloletnią, średnią roczną wysokością opadów:

$$R = (0,50 \pm 0,05)Pt_w \quad (2.34)$$

gdzie:

R - roczny wskaźnik erozyjności opadów wyrażony roczną stratą gleby [Mg·ha⁻¹·rok⁻¹],

Pt_w - średni wieloletni opad [mm].

Pretl (cyt. za [128]) dla terenu Czech postulował podobny związek, wiążący roczną wartość wskaźnika erozyjności deszczy z roczną sumą opadów:

$$R = 0,058 \cdot Hsa + 10,5 \quad (2.35)$$

gdzie:

R - wartość roczna wskaźnika erozyjności deszczy i spływu [MJ·ha⁻¹·cm·h⁻¹],

Hsa - roczna warstwa opadu [mm].

Dla obszaru Niemiec Deumlich [39] obliczał wartość wskaźnika erozyjności deszczy z wysokości opadu półrocza letniego (maj – październik):

$$R = -6,88 + 0,152 \cdot P_s \quad (2.36)$$

gdzie:

R - wartość roczna wskaźnika erozyjności deszczy i spływu [MJ·ha⁻¹·cm·h⁻¹]

P_s - warstwa opadu w półroczu letnim [mm].

Próbowano ponadto powiązać wielkość erozyjności deszczy z wysokością dobowego opadu. Morgan [82] korzystając z danych 11 stacji meteorologicznych, prowadzących zapisy pluwiograficzne, wyznaczył regionalne zależności pomiędzy dobową wartością erozyjności opadu, a jego sumą dobową dla terenu Malezji. Posłużyły one następnie dla wyznaczania wielkości wskaźnika erozyjności dla innych stacji meteorologicznych, na których rejestrowano jedynie sumy dobowe opadów. Ostatecznie umożliwiło to

opracowanie mapy średniego rocznego wskaźnika erozyjności deszczy dla Malesji. Podobne zależności korelacyjne opracował Banasik i in. [11] dla Puław, Sandomierza i Limanowej, które następnie posłużyły do przybliżonego określenia erozyjności deszczy nie posiadających zapisów pluwiometrycznych. Lo i in. [74] opracowali mapę średniego, rocznego wskaźnika erozyjności deszczy dla Hawaj, wykorzystując wartości maksymalnych 1-godzinnych intensywności deszczy. Maksymalne 1-godzinne intensywności deszczy, wyznaczone standardowo przez US Weather Bureau były związane silnym związkiem regresyjnym z maksymalnymi 30-minutowymi intensywnościami deszczy:

$$\max I_{30} = 1,45112 \max I_{60} \quad (r^2 = 0,9495) \quad (2.37)$$

Ze względu na bardzo małą ilość badań nad wskaźnikiem erozyjności deszczy w Polsce nie ma jeszcze zadowalających formuł regionalnych pozwalających na jego uproszczone obliczanie. Opracowany na podstawie równania USLE w SGGW program obliczeniowy DR-USLE, pozwala jedynie na otrzymywanie rocznych wartości wskaźnika erozyjności deszczy w oparciu o roczne sumy opadów dla obszarów Polski północno-wschodniej, środkowej, południowo-wschodniej i południowej. Koreleski [61] sugerował, aby stosować dla orientacyjnego szacowania wartości wskaźnika R tabelę opracowaną dla terenów Bawarii (tab. 2.1).

Tabela 2.1

Table 2.1

Przybliżone roczne wartości wskaźnika R w zależności od rocznej sumy opadów [61]

Approximated annual R-factor values as annual precipitation totals dependent [61]

P [mm]	550	600	650	700	750	800	850	900	950
R [Je]	44	48	52	56	60	65	69	73	77
P [mm]	1000	1050	1100	1150	1200	1250	1300	1350	1400
R [Je]	81	85	90	94	98	102	106	110	114

Wskaźnik erozyjności deszczy R jest często poddawany krytyce. Wynika to z faktu, że przyjęta przez twórców USLE metodologia obliczania wskaźnika erozyjności deszczy nie uwzględnia warunków wilgotnościowych gleby przed wystąpieniem opadu oraz następstwa czasowego opadów. Szeroka dyskusja toczy się ponadto nad zdefiniowaniem kryteriów deszczy erozyjnych. Za większość strat erozyjnych są odpowiedzialne deszcze o wysokiej warstwie opadu, bądź o dużej intensywności. W obu przypadkach dochodzi do przekroczenia możliwości infiltracyjnych gleby i powstania spływu powierzchniowego, który zapewnia transport odpajanych cząstek glebowych na większe odległości. Z tej racji twórcy USLE przyjęli wartości progowe: warstwy opadu (12,7 mm) i intensywności (6,35 mm/15 min) jako graniczne przy klasyfikacji deszczu do grupy opadów erozyjnych. Wartości te wyznaczone w oparciu o obserwacje zjawisk erozji na terenie USA nie muszą zachowywać swojej ważności dla innych regionów świata, zwłaszcza tych o całkowicie odmiennych warunkach klimatycznych i glebowych. Hudson (cyt. za [82]) zauważył, że erozja wodna na terenie Rodezji zaczyna się dopiero przy opadach o intensywności przekraczającej 25 mm/h. Ta sama wartość intensywności została uznana za właściwą dla warunków Tanzanii przez Rappa i współpracowników

oraz dla Malesji przez Morgana [82]. Natomiast dla warunków Anglii Morgan [82] zalecał wartość 10 mm/h, a dla zachodniej części Niemiec Richter i Negendank sugerowali wartości rzędu 6-10 mm/h (cyt. za [82]). Bolline [26] przy adaptacji równania USLE dla warunków Europy Zachodniej wskazał na potrzebę obniżenia granicznej wartości warstwy opadu erozyjnego z 12,7 mm nawet do 1 mm. Dolgov (cyt. za [92]) dla terenu Ukrainy ustalił kryterium opadu erozyjnego 15 mm dla całkowitej jego warstwy i 0,5 mm/min dla jego intensywności maksymalnej.

Foster, Onsted i Meyer (cyt. za [58,64,82]) próbowali rozwiązać zagadnienie ujęcia ważnego czynnika determinującego straty glebowe, jakim jest niewątpliwie spływ powierzchniowy, na drodze zastąpienia wskaźnika R w równaniu USLE, odmiennym, nowym członem energii:

$$W = 0,5R + 15Qq_p^{1/3} \quad (2.38)$$

gdzie:

W - człon energii [$\text{MJ}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$],

R - wskaźnik erozyjności opadu [$\text{MJ}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$]

Q - warstwa spływu po opadzie [mm],

q_p - maksymalna intensywność spływu [$\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$].

Onchev [92] dla Bułgarii i Rumunii postulował stosowanie tzw. uniwersalnego indeksu do obliczania erozyjności opadów:

$$R' = \frac{P}{\sqrt{t}} \quad (2.39)$$

gdzie:

R' - uniwersalny indeks (UI),

P - warstwa opadu $\geq 9,5$ mm z intensywnością $i \geq 0,180$ mm/min,

t - czas trwania opadu o $i \geq 0,180$ mm/min.

Podsumowując powyższe rozważania dotyczące wskaźnika erozyjności deszczy należy podkreślić jego silną regionalność, która może prowadzić do znacznych błędów przy stosowaniu równania USLE dla obszarów o niedostatecznej sieci obserwacji meteorologicznych.

2.1.2. Wskaźnik podatności gleb na splukiwanie powierzchniowe - K

Wskaźnik podatności gleby na splukiwanie powierzchniowe K jest wielkością opisującą odpowiedź gleby na erodujące działanie wody. W wielu publikacjach dotyczących równania USLE bardzo silnie akcentuje się fakt, że wskaźnik K nie może być w sposób bezpośredni utożsamiany z terminem erozja gleby, a więc niejako z tempem, intensywnością erozji, która w większości przypadków jest bardziej efektem: wielkości spadków terenu, charakteru opadów, pokrywy roślinnej danego obszaru, itp. [41,136]. Wielu badaczy raczej łączy wskaźnik erozyjności K z terminem erozyjności poszczególnych gleb [41,82]. Jednakże i w tym przypadku powiązanie to nie jest ścisłe i należy pamiętać o subtelnych różnicach pomiędzy obydwoma pojęciami. Erozyjność gleby reprezentuje odpowiedź gleby na określone siły i procesy erozyjne, takie jak np.

uderzenia kropel deszczu, naprężenia styczne wywołane przez spływ powierzchniowy, itp., podczas gdy wskaźnik K łączy razem wszystkie te czynniki [115].

Zgodnie z metodologią zaprezentowaną przez twórców równania USLE wskaźnik podatności gleb na splukiwanie winien być wyznaczany doświadczalnie na specjalnym poletku wzorcowym o długości 22,13 m, szerokości 1,87 m i spadku 9%, zaoranym wzdłużstokowo i utrzymywanym w czarnym ugorze [37,54]. Zgodnie z wymogami kryteriów USLE dla spełnienia warunków czarnego ugoru, poletko musi być ugorowane bez roślinności co najmniej przez dwa lata lub nawet przez dłuższy okres niezbędny do rozkładu resztek poźniowych. Do niszczenia skorupy powierzchniowej i chwastów na poletku stosuje się uprawę mechaniczną w górę i w dół. Przy spełnieniu wyżej wymienianych wymogów przyjmuje się, że wartości pozostałych wskaźników L, S, C, i P są równe jedności, a wartość K można obliczyć jako iloraz wielkości strat glebowych i wskaźnika R opadów je powodujących [136]. Często do badań na poletkach stosowane są symulatory deszczu, które pozwalają na uzyskiwanie w krótkim czasie dużej ilości wyników i analizowanie wielkości wskaźnika K w zależności od różnych charakterystyk opadu przy zadanych warunkach wilgotnościowych gleby [37,115].

Na podstawie doświadczalnych pomiarów stwierdzono, że wartość czynnika K waha się od 0,03 do 0,69. Wyróżnia się pięć klas gleb o różnej podatności na splukiwanie [41]:

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

Wartość czynnika K do równania USLE może być również określona na podstawie nomogramu (rys. 2.1). Danymi wejściowymi do nomogramu są: skład granulometryczny, zawartość materii organicznej, struktura i klasa przepuszczalności gleby. Poszerzona forma nomogramu uwzględnia dodatkowo element procentu pokrycia powierzchni badanej gleby kamieniami [54]. Różnice pomiędzy wartościami wskaźnika K szacowanego w oparciu o nomogram a wynikami eksperymentalnymi otrzymywanymi z poletek są zwykle nieznaczne i wynoszą dla 65% wyników badań mniej od 0,02, a dla 95% wyników mniej niż 0,04 (cyt. za [41]). Tym niemniej badania Rejmana i in. [103] nad wartością wskaźnika K dla lessów południowo-wschodniej Polski wykazały znaczne różnice pomiędzy wartościami czynnika K określonymi eksperymentalnie i na podstawie nomogramu. Eksperymentalnie wyznaczony czynnik K okazał się być nawet 6-10 razy mniejszy w porównaniu do jego odczytów z nomogramu. Autorzy tłumaczyli to mniejszą erozyjnością deszczu w Polsce w porównaniu z USA oraz faktem, że nomogram został opracowany głównie dla gleb zawierających do 70% cząstek pyłu i drobnego piasku [41].

Dla gleb, zawierających poniżej 70% cząstek pyłu i drobnego piasku (0,002-0,1mm), wartość wskaźnika K do równania USLE stosowanego w jednostkach amerykańskich można obliczać z następującej zależności [137]:

$$K = \frac{2,1 \cdot 10^{-4} (12 - OM) M^{1,14} + 3,25(S - 2) + 2,5(D - 3)}{100} \quad (2.40)$$

natomiast przy stosowaniu równania USLE w jednostkach SI, można korzystać ze wzoru (cyt. za [54]):

$$K = 2,77 \cdot 10^{-6} \cdot M^{1,14} (12 - OM) + 0,043(S - 2) + 0,033(D - 3) \quad (2.41)$$

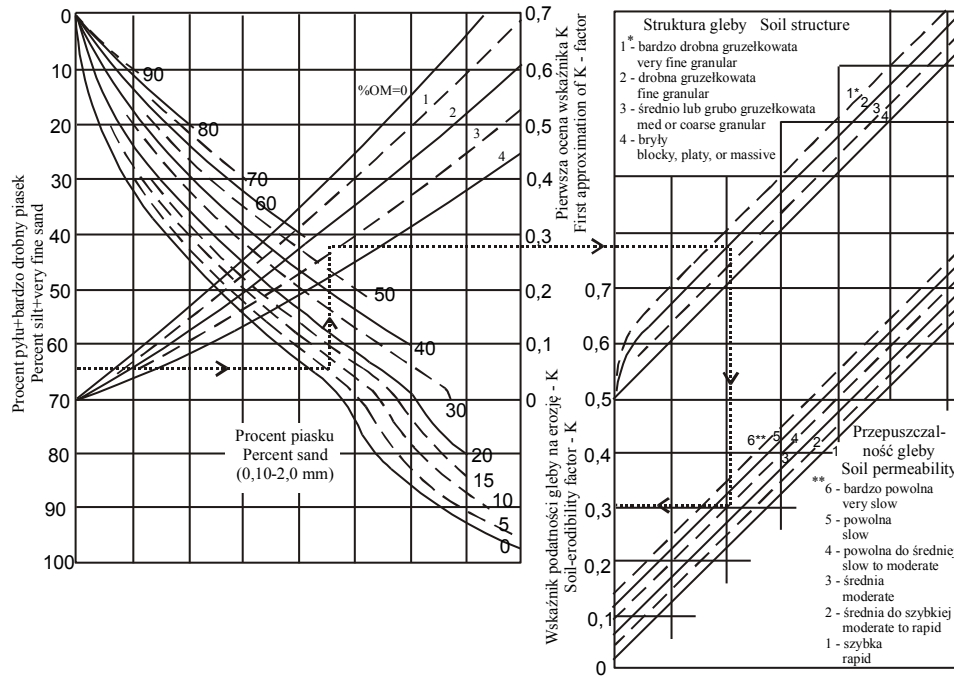
gdzie:

M - iloczyn procentowej zawartości frakcji 0,002-0,1mm i 0,002-2,0mm,

OM - procent zawartości próchnicy (dla OM > 4% przyjmuje się OM = 4),

S - klasa struktury gleby (wyróżnia się następujące klasy struktury: 1 - bardzo drobne granulaty, 2 - drobne granulaty, 3 - średnie i duże granulaty, 4 - bryły, masywy),

D - klasa przepuszczalności, przyjmowana zgodnie z tabelą 2.2.



Rys. 2.1. Nomogram wskaźnika podatności gleby na splukiwanie powierzchniowe - K [41]

Fig. 2.1. The soil-erodibility K - factor nomograph [41]

Koreleski [61] przedstawił również szacunkową metodę określania wskaźnika erozyjności gleb nawiązując do ich podziału wg PTGleba.:

$$K = \text{Gleba} \cdot \text{SO} \pm \text{Agregaty} \pm \text{Przepuszczalność} \quad (2.42)$$

Wartość wskaźnika K w metodzie tej głównie zależy od czynnika nazwanego ogólnie: „gleba”. W ramach tego czynnika, glebom o określonym składzie granulometrycznym zostały przyporządkowane odpowiednie wartości: dla i - 0,09; pl, ps - 0,10; pgm - 0,11;

gc - 0,13; ip, gcp - 0,18; psp, pgl - 0,23; pgmp - 0,26; gs (rędz) - 0,28; gsp - 0,35; gl - 0,39; glp - 0,49; pli - 0,62; plz - 0,70. Mnożnik SO pozwala na uwzględnienie procentowej zawartości substancji organicznej w glebie. Przy 1% zawartości SO = 1,1; dla 2% SO = 1,0; dla 3% SO = 0,9; dla 4% SO = 0,8. Czynniki „agregaty” może przyjmować wartości od -0,04 dla korzystnej gruzełkowatości gleby ($\phi \leq 2\text{mm}$) do +0,04 w przypadku niekorzystnej gruzełkowatości gleby ($\phi > 2\text{mm}$). Podobnie czynnik „przepuszczalność” przyjmuje wartość: -0,05 dla utworów o wysokiej przepuszczalności ($>40\text{cm/d}$) lub +0,05 dla gleb o niskiej przepuszczalności ($\leq 40\text{cm/d}$).

Tabela 2.2

Table 2.2

Klasy przepuszczalności gleby [54]
Soil permeability classes [54]

Stopień przepuszczalności Permeability class	Prędkość infiltracji Infiltration rate [mm·min ⁻¹]	Gleba Soil	Czas odsiąku po osiągnięciu pojemności infiltracyjnej Percolation time after infiltration capacity reaching
1	bardzo wysoka very rapid > 2,5	głębokie odwadniane piaski, niektóre czarnoziemy nalessowe deep drainage sands, some chernozems deposited on loess	kilka godzin few hours
2	wysoka rapid 2,5 - 0,83	strukturalne, piaszczyste gliny i gliniaste piaski, czarnoziemy i gleby brunatne wytworzone z lessu structural, sandy loams and loamy sands, chernozems and brown soils developed from loess	
3	średnia medium 0,83 - 0,25	strukturalne gleby orne oraz gliniaste structural arable and loamy soils	kilka dni few days
4	umiarkowana moderate 0,25 - 0,08	średnio przepuszczalne wierzchnie warstwy gleby na glinach ilastych medium permeable surface horizons deposited on clay loams	
5	niska slow 0,08 - 0,025	wierzchnie przepuszczalniejsze warstwy zalegające na łąkach lub glinach ilastych surface more permeable horizons deposited on clays or clay loams	dłużej niż tydzień more than a week
6	bardzo niska very slow <0,025	iły clays	

W praktyce dla obszarów zróżnicowanych glebowo wartość wskaźnika K oblicza się jako średnią ważoną z jego wartości dla poszczególnych, wyodrębnionych powierzchni o jednorodnej pokrywie glebowej [13,54].

Z przedstawionych metod szacowania wskaźnika K w oparciu o nomogram i zależności algebraiczne, może się wydawać, że jest on wielkością stałą. Niemniej literatura przedmiotu określa jednoznacznie, że wskaźnik K jest dynamiczną właściwością gleby, zmienną nie tylko w przestrzeni, ale również i w czasie [103,115,139]. Dangler i in. [37] podczas badań nad określeniem erozyjności gleb Hawaj, z użyciem symulatorów opadu, zauważyli, że wartość wskaźnika K po pierwszym spływie (suchy odpływ) była zwykle mniejsza niż wartość notowana po spływach odbywających się z wilgotnej powierzchni gleby po kolejnych opadach (mokre odpływy). Z tego względu autorzy wyznaczyli osobno wartości wskaźnika K dla początkowo suchych poletek - K_{dr} oraz dla mokrych poletek - K_w . Następnie zaproponowali, aby miesięczna część wartości wskaźnika K do obliczenia jego wartości rocznej była przyjmowana jako $K_w/12$, jeśli jest spełnione jedno z poniższych kryteriów:

- a) średni miesięczny opad na obszarze analizowanej pokrywy glebowej przekracza wartość parowania,
- b) opad w danym miesiącu przekracza 1/12 opadu całorocznego,
- c) opad w miesiącu poprzedzającym przekroczył 17% całkowitej jego rocznej wartości.

Wkład wszystkich pozostałych miesięcy do rocznej wartości wskaźnika K wynosi $K_{dr}/12$ (cyt. za [115]). Generalnie w celu poprawy dokładności wyznaczania wskaźnika erozyjności spływów, zaleca się prowadzenie badań z użyciem symulatorów opadu z uwzględnieniem panującego na danym obszarze rozkładu opadów.

Niektórzy badacze zaobserwowali cykliczność wartości wskaźnika K w przeciągu roku. Mutchler i Murphree [84] w oparciu o badania na poletkach erozyjnych w stacji Holly Springs, Misisippi zaproponowali mnożnik umożliwiający dopasowanie wartości rocznej wskaźnika K dla różnych okresów roku:

$$k_c = 1 + 0,69 \cos[(t-2,2)2\pi/12] \quad (2.43)$$

gdzie:

- k_c - mnożnik średniej rocznej wartości wskaźnika K dla różnych okresów roku,
 t - czas w miesiącach, który wzrasta następująco: 15 stycznia $\rightarrow t=1,5$; 1 luty $\rightarrow t=2,0$; 15 lutego $\rightarrow t=2,5$; itd.

Ponadto Mutchler i Murphree [84] zauważyli analogię cykliczności przebiegu zmian wartości wskaźnika K w poszczególnych miesiącach w stosunku do cykliczności przebiegu średnich temperatur powietrza na badanym obszarze. Na tej podstawie wysnuli przypuszczenie, że korekcyjny mnożnik k_r dla poszczególnych okresów czasu można by wyznaczać w oparciu o średnie temperatury powietrza dla poszczególnych okresów. Podobne badania nad wskaźnikiem K prowadzone przez Hosoyamadę (cyt. za [139]) dla obszaru Japonii zaowocowały wskazaniem potrzeby obliczania wartości wskaźnika K osobno dla okresów zimnych i ciepłych, ze względu na jego zmienność w zależności od temperatury. Analogiczne obserwacje Zanchiego (cyt. za [139]) we Włoszech dały podstawy do sformułowania następującej zależności:

$$K_r = 1 + a \cdot \cos(b \cdot T - c) \quad (2.44)$$

gdzie:

K_r - stosunek średniej okresowej (np. miesięcznej) wartości K do średniej rocznej wartości wskaźnika K ,

T - średnia okresowa (np. miesięczna) temperatura gleby,

a, b, c - stałe lokalne.

Young wraz z Römkensem i McCoolem [139] wykorzystując dane z Kanady i USA opracowali metodę określania wartości wskaźnika K_i w danym dniu kalendarzowym roku t_i , w oparciu o roczne wartości: maksymalną K_{max} w dniu t_{max} oraz minimalną K_{min} w dniu t_{min} , długość okresu bez mrozów Δt , średnią dzienną temperaturę T_{av} . Autorzy w swoim algorytmie wyróżnili dwa przypadki:

Przypadek 1)

gdy $t_{max} < t_{min}$

wtedy jeśli $t_{max} < t_i < t_{min}$, to:

$$K_i = K_{max} \left(\frac{K_{min}}{K_{max}} \right)^{(t_i - t_{max}) / \Delta t} \quad (2.45)$$

jeśli $t_i < t_{max}$ lub $t_i > t_{min}$, to gdy $T_{av} > -3^\circ\text{C}$:

$$K_i = K_{max} e^{(0,009(t_i - t_{min} + 36,5))} \quad (2.46)$$

$$\delta = 1 \text{ dla } (t_i - t_{min}) \leq 0 \quad (2.47)$$

$$\delta = 0 \text{ dla } (t_i - t_{min}) > 0 \quad (2.48)$$

gdy $T_{av} \leq -3^\circ\text{C}$:

$$K_i = K_{min} \quad (2.49)$$

Przypadek 2)

gdy $t_{max} > t_{min}$

wtedy jeśli $t_{max} > t_i > t_{min}$, to gdy $T_{av} > -3^\circ\text{C}$:

$$K_i = K_{max} e^{(0,009(t_i - t_{min}))} \quad (2.50)$$

gdy $T_{av} \leq -3^\circ\text{C}$:

$$K_i = K_{min} \quad (2.51)$$

jeśli $t_i > t_{max}$ lub $t_i < t_{min}$, to:

$$K_i = K_{max} \left(\frac{K_{min}}{K_{max}} \right) e^{(t_i - t_{min} + 36,5) / \Delta t} \quad (2.52)$$

$$\delta = 1 \text{ dla } (t_i - t_{max}) \leq 0 \quad (2.53)$$

$$\delta = 0 \text{ dla } (t_i - t_{max}) > 0 \quad (2.54)$$

W przypadku, gdy jako wynik jednego z powyższych równań otrzymamy $K_i > K_{max}$, należy przyjąć: $K_i = K_{max}$, a gdy $K_i < K_{min}$, należy przyjąć: $K_i = K_{min}$. W oparciu o otrzymane wartości wskaźnika erozyjności K_i możliwe jest także wyliczenie średniej rocznej wartości K_{av} , która ma zwykle nieco inną wartość od odczytanej z nomogramu dla danej gleby K_{nom} :

$$K_{av} = \sum \frac{(EI_i)K_i}{100} \quad (2.55)$$

gdzie:

EI_i - erozyjny potencjał deszczy w rozpatrywanym okresie, oparty na rocznej dystrybucji wskaźnika R,

K_i - wartość wskaźnika K w poszczególnych okresach.

Nie wszystkie czynniki wpływające na wskaźnik erozyjności spływu mają charakter cyklicznie powtarzający się w roku. Wiele czynników wpływających na wartość wskaźnika K wydaje się być bardzo trudnymi do uwzględnienia w postaci formuł matematycznych. Przykładem może być orka, która w zależności od wilgotności aktualnej gleby, przyczynia się do rozpadu lub konsolidacji agregatów glebowych. Ponadto na stan erozyjności gleby wpływa jej kompaktacja przez maszyny i ciągniki rolnicze. Procesy zamarzania i odmarzania powodują także znaczne zmiany w gęstości objętościowej, współczynniku wodoprzepuszczalności, stabilności agregatów glebowych, itp. Czynnikiem wpływającym na wartość wskaźnika K jest także szeroko pojęty świat organizmów żywych: zwierzęta kopiące i wzruszające powierzchnię gleby ułatwiają i przyspieszają procesy erozyjne, a aktywność mikroorganizmów glebowych ma duży wpływ na rozkład materii organicznej oraz spajanie cząstek glebowych. Z tych powodów wskaźnik erozyjności deszczy nie jest możliwym do dokładnego oszacowania w warunkach polowych, a w wielu publikacjach dotyczących równania USLE zwraca się uwagę na potrzebę prowadzenia dalszych badań w tym zakresie [139].

2.1.3. Wskaźnik topografii (rzeźby terenu) - LS

Wskaźnik topografii terenu jest iloczynem wskaźnika długości zbocza - L oraz spadku zbocza - S. Wyraża on stosunek ilości zmytej gleby z badanego pola o danej długości i spadku w stosunku do poletka wzorcowego o długości 22,13 m i spadku 9%, przy założeniu stałości pozostałych warunków: opadu, gleby, roślinności i uprawy.

W toku badań przy opracowywaniu równania USLE ustalono zależność łączącą wartość wskaźnika L z długością stoku [136]:

$$L = \left(\frac{\lambda}{22,13} \right)^m \quad (2.56)$$

gdzie:

L - wskaźnik długości zbocza [-],

λ - długość zbocza [m],

m - parametr, będący funkcją spadku zbocza θ , $m = f(\theta)$.

W powyższym wzorze aczkolwiek m jest uznawane za parametr zależny jedynie od spadku zbocza, to na jego wartość w danym miejscu wpływają także właściwości gleb, rodzaj roślinności i zabiegi agrotechniczne [136]. Niemniej wszystkie powyższe czynniki nie wywierają tak istotnego wpływu na wartość parametru m jak sama wartość spadku zbocza. Z tej racji w metodzie USLE wartość parametru m jest zmienna w poszczególnych przedziałach spadków (cyt. za [11]):

$m = 0,5$ dla $s \geq 5\%$,

$m = 0,4$ dla $3\% < s < 5\%$,

$m = 0,3$ dla $1\% \leq s \leq 3\%$,

$m = 0,2$ dla $s < 1\%$,

Mutchler i Murphree [84] w oparciu o badania własne oraz wcześniejsze Wischmeiera i Smitha zaproponowali, aby wartość parametru m wyznaczać ze spadku s , według następującej formuły:

$$m=1,2(\sin s)^{1/3} \quad (2.57)$$

Formuła powyższa daje dobre wyniki dla spadków mniejszych od 2%. Przy spadkach większych wyniki wzoru nie różnią się zasadniczo od wartości zgodnych z metodą USLE. Inny wzór do wyliczania parametru m jest stosowany w modelu EPIC (Erosion - Productivity Impact Calculator), którego moduł erozyjny w znacznej mierze bazuje na równaniu USLE (cyt. za [11]):

$$m=0,6 \cdot [1 - e^{(-35,8 \cdot i)}] \quad (2.58)$$

gdzie:

i - spadek niemianowany.

Renard i Foster (cyt. za [132]) wprowadzając modyfikacje do równania USLE zaproponowali, aby standardowo wyceniać parametr m jako równy 0,5 z zaleceniem podwyższania o 0,1, gdy erozja żłobinowa jest wyższa niż zwykle i obniżania o 0,1 gdy erozja żłobinowa jest minimalna. Normalna gęstość żłobin na jednostkę powierzchni nie jest jednak jasno zdefiniowana. Zwykle przyjmuje się, że tereny z ilością żłobin większą niż 1 na metr szerokości zbocza, są obszarami o gęstości wyższej niż normalna. Natomiast tereny z ilością żłobin poniżej 1 na 5 metrach szerokości zbocza klasyfikuje się jako obszary o gęstości niższej niż normalna.

Parametr m posłużył Fosterowi i Wischmeierowi (cyt. za [11]) do określenia ilości zmywanej gleby z kolejnych segmentów zbocza, przy założeniu, iż nie występuje odkładanie transportowanego materiału na stoku. Zaproponowali oni następujący wzór na względną ilość erodowanej gleby z kolejnych segmentów o stałej długości:

$$\alpha = \frac{j^{m+1} - (j-1)^{m+1}}{N^{m+1}} \quad (2.59)$$

gdzie:

α - względna ilość erodowanej gleby z kolejnych segmentów,

j - kolejny segment licząc od górnego końca zbocza,

m - wykładnik potęgowy,

N - liczba segmentów.

Przykładowe wartości względnej ilości erodowanej gleby z kolejnych segmentów dla różnych wartości parametru m i różnych podziałów zbocza prezentuje tabela 2.3.

Wpływ spadku zbocza na wielkość strat glebowych był różnie szacowany w toku rozwoju modelu USLE. Zingg w 1940 roku (cyt. za [136]) optował, że wielkość strat glebowych zależy od procentu spadku zbocza w potęgde 1,4. W sześć lat później Komitet Musgrave'a ustalił, że wielkość strat glebowych zależy od procentu spadku zbocza

w potęgde 1,35. Analizując dane zgromadzone w Runoff and Soil-Loss Data Center, Wischmeier i Smith [136] zaproponowali następującą zależność:

$$S = \frac{0,43 + 0,30s + 0,043s^2}{6,613} \quad (2.60)$$

gdzie:

S - wskaźnik spadku zbocza [-],

s - spadek [%].

Tabela 2.3

Table 2.3

Względne ilości erodowanej gleby α z segmentów stoku o stałej długości [11]

Relative quantities of eroded soil α from segments of constant length slope [11]

Liczba segmentów Number of segments	Nr segmentu Segment no.	α		
		m = 0,5	m = 0,4	m = 0,3
2	1	0,35	0,38	0,41
	2	0,65	0,62	0,59
3	1	0,19	0,22	0,24
	2	0,35	0,35	0,35
	3	0,46	0,43	0,41
4	1	0,12	0,14	0,17
	2	0,23	0,24	0,24
	3	0,30	0,29	0,28
	4	0,35	0,33	0,31
5	1	0,09	0,11	0,12
	2	0,16	0,17	0,18
	3	0,21	0,21	0,21
	4	0,25	0,24	0,23
	5	0,29	0,27	0,25

Zależność (2.60) zapisana z uwzględnieniem spadku zbocza wyrażonego w stopniach przyjmuje postać [136]:

$$S = 65,41 \cdot \sin^2 \theta + 4,56 \cdot \sin \theta + 0,065 \quad (2.61)$$

gdzie:

S - wskaźnik spadku zbocza [-],

θ - spadek [°].

Wischmeier i Smith [137] obserwowali ponadto zależność między wskaźnikiem spadku zbocza a gęstością pokrywy roślinnej i wielkością cząstek glebowych. Jednak ze względu na małą ilość obserwacji nie byli w stanie ująć tej zależności w postać matematycznej formuły, ani określić nawet w przybliżeniu poziomu jej istotności.

Mutchler i Murphree [84] zauważyli, że przedstawione powyżej formuły dają zawyżone wartości dla spadków mniejszych niż 3%. Z tej racji zaproponowali współczynnik zmniejszający wskaźnik S dla spadków mniejszych od 3%:

$$S_c = \frac{\beta}{2} + 0,5 \quad (2.62)$$

gdzie:

S_c - współczynnik zmniejszający [-],

$$\beta = 1 - 0,67e^{-1,6\sin\theta} \quad (2.63)$$

θ - spadek [°].

Badania nad wskaźnikiem S prowadzili także Liu i in. na terenach wyżyny lessowej Żółtej rzeki w Chinach. W oparciu o dane z trzech obiektów położonych na tym obszarze o spadkach dochodzących do 55% wypracowali oni następujące równanie (cyt. za [85]):

$$S = 21,91 \cdot \sin\theta - 0,96 \quad (2.64)$$

gdzie:

S - wskaźnik spadku zbocza [-],

θ - spadek [°].

W zrewidowanej wersji równania USLE (RUSLE) McCool i in. (cyt. za [66,85]) przedstawili następujące formuły obliczania wskaźnika spadku zboczy:

$$S = 10,8 \cdot \sin\theta - 0,03 \text{ dla } \sin\theta < 0,0896 \quad (2.65)$$

$$S = 16,8 \cdot \sin\theta - 0,50 \text{ dla } \sin\theta > 0,0896 \quad (2.66)$$

Aktualne badania zmierzają w kierunku połączenia powyższych formuł wyznaczania wskaźnika S w jedną funkcję. Formułę taką, będącą ciągłą funkcją sinusa spadku, zaproponował Nearing [85]:

$$S = -1,5 + \frac{17}{(1 + e^{(2,3-6,1\sin\theta)})} \quad (2.67)$$

Na bazie przedstawionych zależności do obliczania wartości wskaźników L i S, twórcy USLE po ich przemnożeniu stworzyli wspólny związek do wyznaczania czynnika rzeźby terenu LS (Wischmeier i Smith 1978):

$$LS = \left(\frac{\lambda}{22,13}\right)^m (65,41 \cdot \sin^2\theta + 4,56 \cdot \sin\theta + 0,065) \quad (2.68)$$

gdzie:

LS - wskaźnik rzeźby terenu [-],

λ - długość zbocza [m],

m - parametr [-],

θ - spadek [°].

McCool i in. (cyt. za [11]) wyprowadzili analogiczny wzór na podstawie danych z obszarów o niskich opadach z północno-zachodnich obszarów USA w zakresie spadków 9% do 60%:

$$LS = \left(\frac{\lambda}{22,13}\right)^{0,3} \left(\frac{s}{9}\right)^{1,3} \quad (2.69)$$

gdzie:

LS - wskaźnik rzeźby terenu [-],

s - spadek [%].

Wskaźnik LS w klasycznej metodzie USLE może być również odczytywany dla określonej kombinacji spadku i długości zbocza ze specjalnie przygotowanego nomogramu. Na nomogramie krzywe wykreślone liniami przerywanymi są wynikiem ekstrapolacji wyników badań dla stoków o długościach przekraczających 400 stóp. Z tej racji, jak zauważają sami twórcy nomogramu może być w tych obszarach niedostatecznie dokładny [136]. Jednakże znacznie poważniejszą słabością prezentowanego nomogramu jest trudność jego użycia w praktyce, ze względu na fakt, że zakłada on całkowitą jednorodność spadku na terenie całego zbocza. W praktyce zbocza są często wklęsłe, bądź wypukłe, co ma znaczący wpływ na wielkość strat glebowych obserwowanych na nich [141]. Użycie średniej wartości spadku dla całego zbocza do uzyskania odczytów z nomogramu prowadzi do zaniżenia wartości wskaźnika LS dla zboczy wypukłych i jego zawyżenia dla zboczy wklęsłych. Z tej też racji Wischmeier i Smith [136], w przypadku użycia równania USLE do wyboru odpowiedniego sposobu użytkowania pola o różnych spadkach, zalecają dokonywać odczytu nomogramu dla spadku z jego najbardziej znacząco erozyjnego obszaru [136]. Zobeck (cyt. za [54]) opracował specjalne tablice z wartościami zintegrowanego wskaźnika LS dla stoków o różnych profilach – tabela 2.4. Koreleski [61] zaleca w Polsce stosowanie odpowiedniego mnożnika korekcyjnego uwzględniającego kształt stoku. Przyjmuje on wartość 0,9 dla stoku wklęsłego; 1,2 dla wypukłego; 1,1 dla wklęsło-wypukłego i 1,0 dla wypukło-wklęsłego.

Znacznie większych trudności nastęrcza wyznaczenie wskaźnika erozyjności dla większych obszarów, np. dla całej zlewni. W takim przypadku można próbować dokonać podziału całej zlewni na tzw. erotopy. Są one zdefiniowane jako pochylone elementy rzeźby terenu z nieskoncentrowanym spływem powierzchniowym odbywającym się w zbliżonym kierunku. Granicami erotopów są zwykle granice mini-zlewni wyznaczone przez naturalną rzeźbę terenu, jak również obiekty liniowe, typu: drogi, potoki, rowy, tarasy, murki oporowe, itp. Tego typu metodologia jest zwykle bardzo pracochłonna i wymaga bardzo dokładnych informacji o ukształtowaniu terenu i położeniu na nim obiektów inżynierskich. Z tego też względu próbuje się w takim przypadku korzystać z technik GIS. Przykładowo do wyznaczenia erotopów w ramach projektu Balaton na Węgrzech użyto system GIS zawierający następujące warstwy informacyjne: cyfrowy model terenu, mapę użytkowania, mapę glebową, mapę z liniowymi obiektami krajobrazu rolniczego, drogami i osadami oraz mapę hydrograficzną [57].

Tabela 2.4
Table 2.4

Wartości zintegrowanego wskaźnika LS dla stoków o różnych profilach [54]
Values of integrated LS-factor for slopes of different profiles [54]

Spadek stoku Slope steepness [%]	Długość stoku – Slope length [m]				
	15	30	45	60	120
Wartość wskaźnika – Factor value					
profil wklęsły – concave profile					
1	0,95	0,91	0,89	0,88	0,85
2	0,90	0,90	0,90	0,91	0,92
4	0,84	0,85	0,86	0,87	0,89
6	0,86	0,84	0,83	0,82	0,81
8	0,86	0,85	0,84	0,83	0,82
10	0,87	0,86	0,85	0,85	0,85
12	0,87	0,87	0,87	0,87	0,86
14	0,88	0,87	0,87	0,87	0,87
16	0,89	0,88	0,88	0,88	0,88
18	0,89	0,89	0,89	0,89	0,89
20	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90
profil wypukło-wklęsły – concavo-convex profile					
1	1,03	1,01	1,00	0,99	0,97
2	1,02	1,05	1,06	1,08	1,09
4	1,06	1,08	1,09	1,09	1,11
6	1,10	1,09	1,08	1,08	1,05
8	1,11	1,10	1,10	1,09	1,09
10	1,12	1,12	1,12	1,12	1,12
12	1,14	1,14	1,14	1,14	1,14
14	1,15	1,15	1,15	1,15	1,15
16	1,16	1,16	1,16	1,16	1,16
18	1,18	1,18	1,18	1,18	1,18
20	1,19	1,19	1,19	1,19	1,19
profil wypukły – convex slope					
1	1,10	1,08	1,06	1,05	1,03
2	1,16	1,19	1,20	1,20	1,25
4	1,28	1,33	1,37	1,39	1,47
6	1,37	1,37	1,35	1,35	1,35
8	1,41	1,41	1,41	1,41	1,41
10	1,45	1,45	1,45	1,45	1,45
12	1,43	1,47	1,47	1,47	1,47
14	1,52	1,52	1,52	1,52	1,52
16	1,54	1,54	1,54	1,54	1,54
18	1,56	1,56	1,56	1,56	1,56
20	1,59	1,59	1,59	1,59	1,59

W literaturze spotyka się metody obliczenia średniej długości zboczy (spływu powierzchniowego) oraz średniego spadku, do wyznaczania wskaźnika rzeźby terenu LS dla całej zlewni [11]:

- metoda długości warstwic (Contour - Length Method),
- metoda siatki kwadratów (Grid - Contour Method).

Metoda długości warstwicy była zastosowana po raz pierwszy przez Hortona, a następnie zalecana do wyznaczania średniego spadku zlewni przez Williamsa i Berndta, jak również wykorzystana przez Williamsa w modelu MUSLE (Modified Universal Soil Loss Equation). W metodzie długości warstwicy średni spadek pomiędzy dwiema warstwicami oblicza się w oparciu o wzór [11]:

$$s_i = \frac{H \cdot (lc_j + lc_{j+1})}{2 \cdot DA_i} \cdot 100 \quad (2.70)$$

gdzie:

s_i - średni spadek dla powierzchni i , zawartej pomiędzy warstwicami j oraz $j+1$ [%],

H - różnica wysokości pomiędzy warstwicami,

lc_j - długość warstwicy j ,

DA_i - powierzchnia pomiędzy warstwicami: (j) i ($j+1$).

Średni spadek zlewni określany jest jako średnia ważona względem poszczególnych powierzchni pomiędzy warstwicami:

$$s = \frac{\sum_{i=1}^n s_i \cdot DA_i}{DA} \quad (2.71)$$

gdzie:

s - średni spadek zlewni [%],

s_i , DA_i - jak wyżej,

DA - całkowita powierzchnia zlewni,

n - liczba pól pomiędzy warstwicami w zlewni.

Po podstawieniu do ostatniego wzoru, formuły (2.70) otrzymuje się:

$$s = H \cdot \frac{\frac{1}{2}(lc_1 + lc_{n+1}) + \sum_{i=2}^n lc_i}{DA} \cdot 100 \quad (2.72)$$

Zgodnie z wzorem (2.72) do określenia spadku zlewni potrzebna jest znajomość długości warstwicy i całkowita powierzchnia zlewni. Ponieważ obliczanie długości wszystkich warstwicy w zlewni jest bardzo pracochłonne, często do analizy przyjmuje się uproszczoną wersję wzoru, w którym danymi wejściowymi są jedynie długości warstwicy dla wysokości równych 25%, 50% i 75% maksymalnej różnicy wzniesień w zlewni [54]:

$$s = 0,25 \cdot Z \cdot \frac{lc_{25} + lc_{50} + lc_{75}}{DA} \cdot 100 \quad (2.73)$$

gdzie:

s - średni spadek zlewni [%],

Z - różnica wzniesień najwyższego i najniższego punktu w zlewni,

lc_{25} , lc_{50} , lc_{75} - długość warstwicy na wysokościach 25%, 50% i 75% wartości Z ,

DA - całkowita powierzchnia zlewni.

Druga metoda siatki kwadratów opracowana przez Linsleya i in. (cyt. za [11]) polega na wyznaczeniu liczby przecięć linii siatki biegnących w tym samym kierunku z warstwicami. Siatka konstruowana jest tak, aby jeden z jej kierunków był równoległy do linii kierunku. Linia kierunku jest linią łączącą punkt ujścia (przekroju zamykającego) i najwyższy punkt w zlewni. Maksymalna szerokość zlewni (tj. odległość pomiędzy dwiema liniami równoległymi do linii kierunku i stycznymi z granicami zlewni) dzielona jest przez cztery dla ustalenia wymiarów siatki. W ten sposób wzdłuż zlewni prowadzi się trzy linie siatki. Linie prostopadłe do tych trzech linii prowadzi się również w wyżej ustalonych odstępach. W metodzie siatki kwadratów spadek terenu w danym kierunku linii obliczany jest według równania:

$$s_d = \frac{N_d \cdot H}{D_d} \cdot 100 \quad (2.74)$$

gdzie:

s_d - średni spadek zlewni w danym kierunku linii siatki [%],

N_d - całkowita liczba przecięć warstwic z liniami siatki biegnącej w danym kierunku,

D_d - całkowita długość linii biegnących w danym kierunku [m],

H - różnica wysokości pomiędzy warstwicami [m].

Spadek średni wyznacza się w oparciu o spadki określone dla obydwu kierunków z wzoru:

$$s = \sqrt{s_l^2 + s_w^2} \quad (2.75)$$

gdzie:

s - średni spadek zlewni,

s_l - średni spadek zlewni względem jej długości,

s_w - średni spadek zlewni względem jej szerokości.

Średnia długość stoku dla zlewni może być określana w oparciu o metodę gęstości sieci rzecznej. Za Hortonem (cyt. za [54]) przyjmuje się, że średnia długość spływu powierzchniowego może być określona jako połowa odwrotności tejże gęstości sieci rzecznej:

$$\lambda = 0,5 \frac{DA}{l_s} \quad (2.76)$$

gdzie:

λ - średnia długość drogi spływu powierzchniowego [m],

DA - całkowita powierzchnia zlewni [m²],

l_s - ogólna długość cieków okresowych i stałych [m].

W późniejszym czasie Horton zmodyfikował swój wzór. Nowa poprawiona formuła ma postać (cyt. za [11]):

$$\lambda = 0,5 \frac{DA}{l_s \sqrt{1 - \frac{s_c}{s_g}}} \quad (2.77)$$

gdzie:

λ - średnia długość drogi spływu powierzchniowego [m],

DA - całkowita powierzchnia zlewni [m²],

l_s - ogólna długość cieków okresowych i stałych [m],

s_c - spadek cieków [%],

s_g - średni spadek terenu [%].

Williams i Berndt wskazywali na dużą pracochłonność metody Horton oraz jej małą dokładność wynikającą między innymi z braku możliwości uwzględnienia meandrowania cieków. Zaproponowali oni metodę, tzw. punktów ekstremalnych (Contour - Extreme Point Method) (cyt. za [11]):

$$\lambda = \frac{l_c + l_b}{2N_{pe} \sqrt{l_c^2 - l_b^2}} \quad (2.78)$$

gdzie:

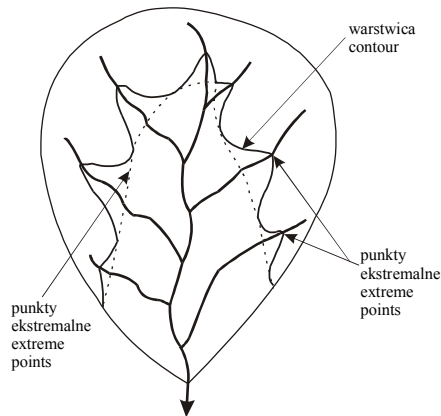
λ - średnia długość drogi spływu powierzchniowego [m],

DA - całkowita powierzchnia zlewni [m²],

l_c - długość wszystkich warstwic [m],

l_b - długość podstaw wszystkich warstwic, zdefiniowanych jak na rys. 2.2 [m],

N_{pe} - liczba punktów ekstremalnych (punktów przecięcia z ciekami, bądź dolinami, jak na rys. 2.2).



Rys. 2.2. Schemat metody punktów ekstremalnych
Fig. 2.2. Contour - Extreme Point Method scheme

W ostatnim okresie czasu próbuje się niwelować pracochłonność opracowywania wskaźnika topografii terenu LS dla dużych obszarów, takich jak całe zlewnie dzięki użyciu technik komputerowych. Przydatne są do tego głównie techniki GIS i programy służące do tworzenia numerycznych modeli terenu. Programy takie posiadają zwykle

wbudowane moduły pozwalające na obliczanie wartości spadków powierzchni elementarnych (trójkątów, kwadratów, wieloboków). Zapewniają także możliwość szybkiego i łatwego pozyskiwania danych, takich jak np. współrzędne poszczególnych warstw terenu, które mogą być następnie danymi wejściowymi dla specjalnie przygotowanych procedur obliczeniowych wskaźnika LS [29,36,76,102,138].

2.1.4. Wskaźnik pokrywy roślinnej i uprawy - C

Wskaźnik pokrywy roślinnej i uprawy C w równaniu USLE został zdefiniowany, jako stosunek masy wyerodowanej gleby z pola pokrytego rośliną uprawianą według określonej technologii, do masy wyerodowanej gleby z poletka wzorcowego, utrzymywanego w czarnym ugorze z wzdłużstokową orką. W toku badań nad zjawiskiem redukcji strat glebowych przez okrywą roślinną zauważono, że proces ten mocno zależy od stopnia rozwoju roślin. Dla prawidłowego określenia rocznej wielkości wskaźnika C dla danej rośliny lub płodozmianu należy określić jaką ochronę przeciwoerozyjną w poszczególnych okresach zapewniają: rosnące rośliny, pozostałości poźniwne, stosowane zabiegi agrotechniczne, a ponadto uwzględnić dystrybucję wskaźnika erozyjności deszczy w ciągu całego roku [10]:

$$C = \frac{\sum_{i,j} \Delta p_j \cdot C_{ij}}{\sum_j \Delta p_j} \quad (2.79)$$

gdzie:

C - średnia wartość wskaźnika pokrywy roślinnej i uprawy,

C_{ij} - wartość wskaźnika C dla rośliny (i) w okresie (j),

Δp_j - procent erozyjności rocznej przypadającej na okres (j).

Wischnmeier i Smith [136] oraz Styczen i Morgan [119] wyróżniają we wskaźniku C trzy podstawowe podczynniki: C_I - podczynnik okrywy roślinnej, C_{II} - podczynnik resztek roślinnych i rozrostu doziemnego roślin, C_{III} - podczynnik rezydualnego efektu wcześniejszego użytkowania terenu. Natomiast Dissmeyer i Foster [42] w studiach dotyczących wskaźnika C dla terenów leśnych zaproponowali wyodrębnienie 9-ciu podczynników, uznając wśród nich jako najważniejsze: powierzchnię nieosłoniętej gleby, rodzaj okrywy, konsolidację gleby, zawartość materii organicznej, gęstość systemu korzeniowego.

Wischnmeier i Smith [136], w celu praktycznego podziału roku na okresy o w przybliżeniu stałych wartościach czynnika pokrywy roślinnej i uprawy, wyróżnili pięć okresów uprawowych roślin:

- F - okres z głęboką orką,
- 1 - okres od uprawy przedsiewnej do miesiąca po siewie lub sadzeniu,
- 2 - okres od pierwszego lub drugiego miesiąca po siewie lub sadzeniu wiosennym i letnim, dla zbóż ozimych okres ten obejmuje również miesiące zimowe, kończy się natomiast około: 1 maja w północnych stanach, 15 kwietnia w centralnych stanach, 1 kwietnia w południowych stanach USA,

- 3 - okres od końca okresu 2 do zbiorów,
- 4 - okres ścierniska.

Stosownie do zaprezentowanego powyżej podziału Wischmeier i Smith [136] w oparciu o liczne i reprezentatywne badania w 47 stacjach badawczych na terenie 24 stanów USA opracowali tabele z wartościami wskaźnika C. Zestawili w nich wartości wskaźnika C dla najczęściej uprawianych w Ameryce Północnej roślin, w różnych płodozmianach i poziomach intensywności produkcji. W uproszczonej wersji tabele takie prezentują również A. i Cz. Józefaciukowie [54], patrz tabela 2.5.

W celu dostosowania równania USLE do warunków Europy niezbędne jest opracowanie zmodyfikowanych tablic wyznaczania wskaźnika C. Wskaźnik ten ma silnie regionalny charakter, co dowiodły między innymi badania Bollinne'a [26] prowadzone na terenie Belgii. Dokonał on porównania wartości wskaźnika C odczytywanego z tabel metody USLE z wynikami obserwacji na poletkach dla trzech typowych roślin tego obszaru Europy: buraka cukrowego, pszenicy ozimej i jęczmienia ozimego, w poszczególnych miesiącach roku. W wielu przypadkach ujawniły się różnice między wynikami przekraczające niekiedy 100%. Wyznaczona średnia wartość wskaźnika C dla trzyletniego płodozmiaru tych roślin dla terenu Belgii wyniosła 0,47, a szacowana w oparciu o tablice USLE tylko 0,29. Jednocześnie Bollinne odkrył, że w pewnych okresach wartość wskaźnika C może przekraczać wartość 1,0 (sytuacja niespotykana w metodzie USLE). Zjawisko powyższe występowało wskutek powstawania kolein po kołach siewnika i traktora wzdłuż stoku po zasiewie pszenicy ozimej, których nie było na porównawczym poletku w czarnym ugorze. Nikłe 18% pokrycie terenu w okresie zimowym przez rośliny nie było w stanie nawet zrównoważyć tego czynnika intensyfikującego erozję na poletkach z pszenicą ozimą.

W zmodyfikowanym równaniu USLE dla warunków bawarskich Schwertman i in. (cyt. za [54]) zaproponowali do opracowania nowych tabel wskaźnika C własną klasyfikację okresów uprawy i rozwoju roślin. Jest to klasyfikacja poszerzona w stosunku do propozycji Wischmeiera i Smitha oraz bardziej adekwatna do warunków klimatycznych i specyfiki produkcji rolniczej w Europie. Wyróżnili w niej siedem okresów:

- Przygotowawczy z orką (PGO-s) - okres od orki po poprzednich zbiorach do siewu,
- Przygotowawczy bez orki (PGS-s) - okres jak wyżej, w którym zamiast orki stosuje się kultywator lub glebogryzarkę, a pokrycie gleby roślinnością po zabiegu wynosi co najmniej 50%,
- Od siewu lub sadzenia do 10% pokrycia gleby roślinami (s do 10%),
- Pokrycia gleby roślinami 10-50%,
- Pokrycia gleby roślinami 50-75%,
- Pokrycia gleby roślinami 75% do zbioru (Z),
- Od zbiorów do rozpoczęcia następnej uprawy roli (Z-PG).

Terminy początków poszczególnych faz rozwojowych dla wybranych roślin uprawnych i odpowiadające im wartości wskaźnika C zawierają tabele 2.6 i 2.7.

Tabela 2.5
Table 2.5

Wartość wskaźnika C - ochronna funkcja upraw polowych [54]
C-factor values - protective function of field crops [54]

Roślina / Miejsce w płodozmianie Plant / Position at crop rotation	Zastosowana agrotechnika Used agrotechny	Wartość wskaźnika w wyróżnionych okresach roku Factor values for selected periods of the year					
		okres F period F	okres 1 period 1	okres 2 period 2	okres 3 period 3	okres 4s period 4s	okres 4p period 4p
Zboża / w pierwszym roku po motylkowych Cereals / first year after papilionaceous plants	Op	0,50	0,55	0,30	0,05	0,20	0,04
	St	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Zboża / po zbożach Cereals / after cereals	Op	0,56	0,70	0,45	0,08	0,25	0,04
	St	0,25	0,25	0,20	0,08	0,25	0,04
Zboża / po okopowych i kukurydzy Cereals / after root plants and corn	Op	0,70	0,75	0,50	0,08	0,25	0,04
	St	0,70	0,75	0,45	0,08	0,25	0,04
Kukurydza / słoma przedplonu sprzątnięta Corn / forecrop straw removed	Op	0,70	0,90	0,70	0,35	0,70	0,40
	St	O K 0,25-0,70	O K 0,25-0,70	O K 0,20-0,55	0,25	0,60	0,30
Kukurydza / słoma przedplonu pozostawiona Corn / forecrop straw left	Op	0,60	0,75	0,55	0,25	0,60	0,30
	St	O K 0,04-0,30	O K 0,04-0,25	O K 0,04-0,20	O K 0,05-0,20	O K 0,25-0,40	O K 0,15-0,30
Kukurydza / zniszczona herbicydami darń Corn / herbicide killed sod		0,02	0,02	0,03	0,03	0,05	0,03
	Kukurydza / ozimy śródplon Corn / winter intercrop	0,05	0,05	0,05	0,05	0,15	0,10
Burak pastewny i cukrowy / w rzędach o dowolnym kierunku Fodder and sugar beet / in rows of any direction		0,65	0,80	0,65	0,30	0,70	
	Kozieradka - Fenugreek					0,02	
	Koniczyna czerwona dwuletnia – Biennial red clover					0,015	
Wieloletnia łąka – Permanent meadow					0,005		

Objaśnienia: 4s - słoma sprzątnięta; 4p - słoma pozostawiona; O - po zbożach; K - po kukurydzy; Op - siew w rolę; St - siew w ściernisko.
 Explanations: 4s - straw removed, 4p - straw left, O - after cereals, K - after corns, Op - sowing into soil, St - sowing into stubble field.

Tabela 2.6
Table 2.6

Terminy początkowe poszczególnych faz rozwojowych dla wybranych roślin [10]
Dates of cropstage beginning for selected plants [10]

Uprawy Crops	Termin rozpoczęcia okresu rozwoju Date of cropstage beginning					
	PG	s	10%	50%	75%	Z
żyto z orką – rye with plough	15.08	15.09	15.10	15.11	15.04	15.07
żyto bez orki – rye without plough	15.08	15.09	15.10	15.11	15.04	15.07
owies z orką – oat with plough	25.09	10.04	01.05	10.05	15.05	15.08
owies bez orki – oat without plough	25.09	10.04	01.05	10.05	15.05	15.08
rzepak – rape	20.07	25.08	10.09	15.10	20.11	20.07
ziemniaki – potaoes	15.10	20.04	10.06	25.06	05.07	20.09
buraki cukrowe - sugar beet	01.10	15.04	15.06	01.07	10.07	20.10
kukurydza – corn	01.10	25.04	10.06	30.06	15.07	05.10
peluszką – field pea	15.10	15.04	01.05	15.05	15.06	15.07

Dla warunków polskich nie opracowano dotychczas pełnego zestawienia wskaźnika C. Wynika to z braku odpowiedniej ilości badań na poletkach wzorcowych. Banasik [5], Banasik i in. [13], Banasik i Madeyski [8], Madeyski i Banasik [75] przy stosowaniu modeli USLE i MUSLE w Polsce korzystali z tablic opracowanych w USA i ich adaptacji dla warunków Bawarii. Koreleski [61] w oparciu o bawarską adaptację równania USLE, przedstawił tablice z wartościami wskaźnika C dla typowych dla naszego obszaru upraw (tab. 2.8). Są to wartości jedynie szacunkowe i nie potwierdzone badaniami.

Wydaje się, że dla warunków Polski południowej wartości wskaźnika pokrywy roślinnej można zaczerpnąć z badań prowadzonych na terenie pobliskich Czech. Toman [124,126] opracował wartości wskaźnika C dla żyta ozimego i pszenicy ozimej uprawianych w typowych płodozmianach. W oparciu o znajomość rozkładu opadów erozyjnych dla terenu Czech, opracował on również mapy izolinii rocznej wartości wskaźnika C dla wymienionych roślin. Znacznie ułatwia to praktyczne użycie równania USLE na obszarze Czech. Ponadto Toman [127] dokonał analizy możliwych zmian w wartościach wskaźnika C dla jęczmienia jarego i pszenicy ozimej powodowanych zmianami klimatu, wynikającymi z jego ocieplenia. Dla pszenicy ozimej przewidywał on zmianę wartości wskaźnika C z przedziału 0,08 do 0,23 na 0,12 do 0,25, a dla jęczmienia jarego z przedziału 0,25 do 0,33 na 0,29 do 0,40.

W toku ewolucji równania USLE oraz jego kolejnych modyfikacji starano się poszerzać bazę danych wartości wskaźnika C w oparciu o badania z małych zlewni i z poletek o naturalnych i symulowanych opadach [71,42]. Mutchler i Murphree [84], wskazując potrzebę prowadzenia dalszych prac nad wskaźnikiem C, zaproponowali jego zastąpienie przez iloczyn pięciu podczynników. Podobnie Laflen, Foster i Onstad [64] w modelu EPIC, zaproponowali wyznaczanie wskaźnika C w oparciu o iloczyn czterech podczynników. Podejście takie pozwala obliczać wartości wskaźnika C dla poszczególnych dni w roku przez odpowiednie procedury komputerowe na podstawie znajomości wartości zmiennych bezpośrednio wpływających na proces erozji. Wartość wskaźnika C jest przyjmowana w tej metodzie jako równa iloczynowi podczynników:

Tabela 2.7
Table 2.7

Wartości wskaźnika C wybranych upraw w poszczególnych okresach uprawy i rozwoju [10]
C - factor values for selected crops during different cropstage periods [10]

Roślina i rodzaj uprawy Plant and cultivation type	Okres rozwoju – Cropstage						
	PGO – s	PGS - s	s - 10%	10% - 50%	50% - 75%	75% - Z	Z - PG
Zboża – konwencjonalna uprawa Cereals – conventional cultivation	0,32	-	0,46	0,38	0,03	0,01	0,02
Zboża - minimalne spulchnienie gleby przed siewem Cereals - minimal soil loosening before sowing	-	0,08	0,08	0,06	0,01	0,01	0,02
Rzepak Rape	0,32	-	0,46	0,38	0,03	0,01	0,02
Ziemniaki Potatoes	0,32	-	0,80	0,40	0,05	0,08	0,44
Buraki cukrowe Sugar beet	0,32	-	0,85	0,45	0,05	0,03	0,44
Kukurydza - konwencjonalna uprawa Corn – conventional cultivation	0,32	-	0,94	0,45	0,05	0,03	0,44
Kukurydza z wysianiem jęczmienia ozimego i zabiegami zwiększającymi infiltrację Corn with barley sowing and infiltration increasing operations	0,32	-	0,36	0,21	0,12	0,09	0,44
Peluszka (lubin) Field pea	0,32	-	0,46	0,46	0,18	0,05	0,20

Tabela 2.8
Table 2.8

Wartości wskaźnika C dla uproszczonego szacowania erozji [61]
C – factor values for simplified erosion estimation [61]

Rośliny Plants	Warunki – Conditions	
	niekorzystne ²⁾ unfavorable ²⁾	korzystne favorable
Zboża: 100% - Cereals 100%	0,10	0,04
Rzepak: 33% ¹⁾ - Rape: 33% ¹⁾	0,10	0,05
Buraki cukrowe / ziemniaki: Sugar beets / potatoes:	25% ¹⁾	0,08
	33% ¹⁾	0,10
	50% ¹⁾	0,18
Kukurydza: 33% ¹⁾ – Corn: 33% ¹⁾ - mulczowanie - mulching - jęczmień (wsiewka w ślad kół) barley (companion crop in the wheels' traces)	0,08	0,05
	0,13	0,09
Pastewne: - Root plants:	25% ¹⁾	0,03
	33% ¹⁾	0,02
	50% ¹⁾	0,01
Chmiel: - Hop: -uprawa normalna – normal cultivation -uprawa minimalna – minimal cultivation -sprzedaż słomy – straw sell	0,97	0,61
	0,38	0,13
	×1,2	×1,2

Objaśnienia:

- ¹⁾ – w przypadku udziału roślin <100%, resztę stanowią zboża,
²⁾ - niekorzystne warunki: gleba przez długi czas nie przykryta, dużo jęczmienia ozimego, brak nawożenia zielonego.

Explanations:

- ¹⁾ - at the case of plants' contribution <100%, cereals are the rest,
²⁾ – unfavorable conditions: bare soil for a long time, a lot of winter barley, lack of green mature.

$$C=(PLU) \cdot (CC) \cdot (RC) \cdot (SR) \quad (2.80)$$

gdzie:

PLU - podczynnik uprzedniego użytkowania terenu,

CC - podczynnik okrywy roślinnej,

RC - podczynnik okrywy przez resztki poźniwne,

SR - podczynnik szorstkości powierzchniowej.

Podczynnik PLU - wcześniejszego użytkowania terenu oblicza się ze wzoru [64]:

$$PLU = CON[FA + FB(DBO)]e^{(-0,012RSDU)} \quad (2.81)$$

gdzie:

CON - czynnik konsolidacji gleby,

FA, FB - współczynniki,

DBO – długość okresu (liczba dni) od orki,

RSDU - średnia ilość resztek poźniwnych na głębokości 10 do 100 mm.

Wartości współczynników FA i FB dla poszczególnych płodozmianów zostały zestawione w tabeli opracowanej przez Laflena i in. [64]. Czynniki konsolidacji - CON przyjmuje wartości: w siewie bez orki i dla łąk – 0,65, dla pastwisk – 0,45, a dla wszystkich pozostałych warunków uprawy – 1 [64].

Podczynnik CC - okrywy roślinnej wyliczać można w oparciu o formułę [64]:

$$CC = 1 - FC \cdot e^{(-0,34H)} \quad (2.82)$$

gdzie:

FC - powierzchnia terenu pokryta roślinnością,

H - efektywna wysokość okrywy roślinnej, zwykle przyjmowana jako 60% całkowitej wysokości roślinności.

W powyższej formule wartość FC może być wyznaczana z wzoru zaproponowanego przez Onstada (cyt. za [64]):

$$FC = 6,5 \cdot LAI^{0,75} \cdot S^{0,48} \quad (2.83)$$

gdzie:

LAI - czynnik powierzchni liścia,

S - rozstaw rzędów [mm].

Podczynnik SR - szorstkości powierzchniowej jest określany formułą [64]:

$$SR = e^{[-0,26(RG-6)]} \quad (2.84)$$

gdzie:

RG - czynnik szorstkości, opisywany przez wzór:

$$RG = 6 + (RB - 6) \cdot (1 - e^{[-0,00035RS]}) \cdot e^{(-0,18EC)} \quad (2.85)$$

gdzie:

RB - przypadkowa szorstkość, której wartości dla poszczególnych narzędzi uprawowych można odczytać z tablic Voorhees'a i in. (cyt. za [64]),

RS - ilość resztek poźniwnych w poziomie ornym (wraz z korzeniami),

EC - sumaryczna erozja od ostatniej orki.

Podczynnik RC - okrywy przez resztki poźniwne można wyznaczać ze wzoru [64]:

$$RC = e^{[-3,5M(\frac{6}{RG})^{0,08}]} \quad (2.86)$$

gdzie:

RG - czynnik szorstkości,

M - część powierzchni terenu pokrytej przez resztki roślinne, według wzoru [49]:

$$M = 1 - e^{(-a \cdot RW)} \quad (2.87)$$

gdzie:

a - stosunek powierzchni pokrytej pozostałościami roślin do ich masy [ha/kg],

wartości można odczytać z tabel dla dwóch okresów czasu: od żniw do pierwszej orki i od pierwszej orki do żniw,

RW - masa resztek poźniwnych na jednostce powierzchni [kg/ha].

2.1.5. Wskaźnik zabiegów przeciwozyjnych - P

Wskaźnik zabiegów przeciwozyjnych P określa stosunek strat gleby z poletka z zastosowanymi zabiegami przeciwozyjnymi do strat z poletka wzorcowego utrzymywanego w czarnym ugorze i o uprawie wzdłużstokowej [136]. W uprawie prostopadłej do warstwicy oraz na obszarach zurbanizowanych wskaźnik P jest równy 1,0. Przy zróżnicowanych warunkach uprawy i małych spadkach nie przekraczających 16% wskaźnik P przyjmuje wartość 0,9, a w przypadku zadarnienia wszystkich dróg koncentracji spływu wynosi 0,3. Wartości wskaźnika P dla typowych zabiegów przeciwozyjnych podaje McCuen [78] – tabela 2.9.

Tabela 2.9
Table 2.9

Wartości wskaźnika zabiegów przeciwozyjnych – P [78]
Values of support-practice factor – P [78]

Zabiegi przeciwozyjne Conservation practice	Spadek terenu (%) - Land slope (%)				
	1,1 - 2	2,1 - 7	7,1 - 12	12,1 - 18	18,1 - 24
Uprawa warstwicy - Contouring	0,60	0,50	0,60	0,80	0,90
Uprawa przemiana ^{a)} : Contour strip cropping ^{a)} :					
R-R-M-M	0,30	0,25	0,30	0,40	0,45
R-W-M-M	0,45	0,38	0,45	0,60	0,68
R-R-W-M	0,52	0,44	0,52	0,70	0,90
R-W	0,60	0,50	0,60	0,80	0,90
R-O					
Warstwicy, przerywane bruzdowanie Contour listing or ridge planting	0,30	0,25	0,30	0,40	0,45
Taras P _t ^{b),c)} - Contour terracing P _t ^{b),c)}	0,6·n ^{-0,5}	0,5·n ^{-0,5}	0,6·n ^{-0,5}	0,8·n ^{-0,5}	0,9·n ^{-0,5}

Objaśnienia:

- ^{a)} R - uprawa rzędowa, W - zboża wysiewane jesienią, O - zboża wysiewane wiosną, M - łąka. Uprawy w płodozmianie są tak zlokalizowane, że rośliny okopowe są zawsze przedzielone łąką lub pasem zboża ozimego.
- ^{b)} Wartości P_t w przybliżeniu określają ilość gleby zmywanej do kanałów tarasów i są zalecane jedynie dla celów planowania przeciwozyjnego zagospodarowania terenu. Dla oceny strat glebowych wartości P_t winny być pomnożone przez 0,2.
- ^{c)} n - ilość tarasów o podobnej szerokości, które występują na polu. Na tarasie uprawa prowadzona jest równoległe do linii ich przebiegu.

Explanations:

- ^{a)} R - rowcrop, W – fall-seeded grain, O – spring-seeded grain, M - meadow. The crops are grown in rotation and so arranged on the field that rowcrop strips are always separated by a meadow or winter-grain strip.
- ^{b)} These P_t values estimate the amount of soil eroded to the terrace channels and are used for conservation planning. For prediction of off-field sediment, the P_t values are multiplied by 0,2.
- ^{c)} n – number of approximately equal-length intervals into which the field slope is divided by terraces. Tillage operations must be parallel to the terraces.

Jak dotąd w Polsce nie prowadzono badań nad wskaźnikiem zabiegów przeciwozyjnych P. Z tej racji koniecznym jest przyjmowanie jego wartości w oparciu o badania zagraniczne, głównie w USA. Jest to trudne zadanie zwłaszcza w przypadku stosowania równania USLE w większych skalach, takich jak zlewnia, gdyż wymaga od

użytkownika uwzględnienia ogromu różnic w technologii produkcji rolniczej w Polsce (inna wielkość pól, inne zabiegi agrotechniczne, itp.).

2.1.6. Użycie równania USLE w skali zlewni - wskaźnik dopływu rumowiska

Równanie USLE zostało opracowane dla warunków stoku, na którym nie występuje odkład erodowanej gleby. Z tej racji bezpośrednie użycie równania USLE w skali zlewni nie jest możliwe. Zwykle na terenie zlewni występują obszary erodowane, obszary sedimentacji i powierzchnie równowagi między procesem odrywania cząsteczek glebowych i ich osadzaniem się [47]. Schumm (cyt. za [68,69]) dokonał podziału wyidealizowanego systemu fluwialnego na trzy strefy: 1 – źródło sedimentów, 2 – obszar transportu sedimentów, 3 – miejsce sedimentacji materiału erodowanego. Podział ten został opracowany pierwotnie dla średnich i dużych skal studiów nad procesami erozji, tzn. dla obszarów większych od 10^3 km². Aktualnie powyższy podział jest akceptowalny także w mniejszych skalach, w tym nawet dla eksperymentalnych poletek o powierzchni 1 m² [68,69].

Jednakże mimo powyższych ograniczeń, równanie USLE było od dawna wykorzystywane dla studiów nad procesami erozji wodnej w dużych skalach. Decydowała o tym przede wszystkim jego bardzo prosta struktura oraz możliwość pozyskiwania danych w oparciu o łatwo dostępne mapy topograficzne, glebowe, pokrycia terenu przez roślinność, itp. Obecnie również mimo opracowania wielu nowych, bardziej skomplikowanych modeli, równanie USLE jest nadal często używane w tej skali. Jego prosta parametryczna forma pozwala na wdrożenie nowoczesnych technik GIS, które przyspieszają znacznie pracę, dając możliwość łatwego zarządzania dużą ilością danych i obniżają koszt analizy [51,59,91,98]. Często przy tego rodzaju studiach, badany teren dzieli się na mniejsze obszary, dla których można założyć jednolite wartości poszczególnych wskaźników.

W studiach nad procesami erozji wodnej w skali zlewni z użyciem równania USLE używa się pojęcia wskaźnik (współczynnik) dopływu rumowiska. Służy on do oceny ilości rumowiska erodowanego w zlewni, która dociera do określonego przekroju pomiarowego [14,68,69,137]:

$$DR = \frac{Y}{E} \quad (2.88)$$

gdzie:

DR - wskaźnik dopływu rumowiska [-],

Y - ilość rumowiska w przekroju pomiarowym [Mg],

E - ilość materiału glebowego erodowanego w zlewni [Mg].

Bardzo często w trakcie studiów nad erozją w skali zlewni, przyjmuje się założenie, że rumowisko wleczone pochodzi głównie z erozji liniowej, a jego ilości w małych zlewniach są zazwyczaj nieznaczne w porównaniu do całkowitej ilości rumowiska. Stąd możliwe jest rozpatrywanie jedynie rumowiska unoszonego z erozji powierzchniowej, wyznaczanego z równania USLE [10,14]:

$$DR = \frac{Y_r}{E_z} \quad (2.89)$$

gdzie:

Y_r - roczna masa rumowiska unoszonego odpływającego ze zlewni [Mg],

E_z - roczna masa gleby erodowanej w zlewni [Mg], wyznaczona w oparciu o pole powierzchni zlewni (A) i równanie USLE: ($E_z = A \cdot R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P$).

Wartość wskaźnika dopływu rumowiska DR dla badanej zlewni jest wielkością zmienną w zależności od charakterystyki zdarzeń. Zależy ona np. od wysokości i rozkładu natężenia deszczu w czasie. Z tej racji w praktyce, wartości DR wyznacza się w oparciu o roczny bilans rumowiska unoszonego i gleby erodowanej w zlewni. Tak obliczona średnia roczna wartość wskaźnika dopływu rumowiska jest także uzależniona od wielu czynników. Są to czynniki stałe lub nieznacznie zmienne w czasie, do których zalicza się [10,14]:

- wielkość zlewni,
- przepuszczalność gleb w zlewni,
- szerokość doliny,
- rodzaj upraw w dolinie.

W oparciu o badania w skali zlewni, przeprowadzone w USA zauważono, że wielkości współczynnika dopływu rumowiska zmieniają się w szerokim zakresie wartości. Boyce i Roehl (cyt. za [31]) wykazali, że może on przyjmować wartości w zakresie 3% do 90%. Dla większości terenów Georgii i Południowej Karoliny, Trimble (cyt. za [31]) stwierdził, że wartość DR wynosi 5%. Aktualnie istnieje kilka metod szacowania wartości wskaźnika dopływu rumowiska. Williams i Berndt [134] na podstawie 8-letnich badań w pięciu małych zlewniach o powierzchniach od 0,2 do 6,8 km² zlokalizowanych w Teksasie, podali następującą zależność na obliczanie DR:

$$DR = 0,627 \cdot SLP^{0,403} \quad (2.90)$$

gdzie:

SLP - spadek cieków głównych [%].

W przypadku zróżnicowanego spadku cieków wartość SLP można wyznaczać z zależności:

$$SLP = \left\{ \frac{N}{\frac{1}{\sqrt{SLP_1}} + \frac{1}{\sqrt{SLP_2}} + \dots + \frac{1}{\sqrt{SLP_N}}} \right\}^2 \quad (2.91)$$

gdzie:

N - liczba odcinków cieków głównych o równych długościach [-],

SLP_1, \dots, SLP_N - spadek poszczególnych odcinków [%].

Natomiast Williams (cyt. za [14]) w oparciu o bogatszą bazę danych (35 zlewni cząstkowych o zróżnicowanych powierzchniach: 0,8 do 39,9 km²) i wykorzystaniu wyników obliczeń symulacyjnych wydatku rumowiska dla okresu 39-letniego zaproponowała następującą formułę:

$$DR = 1,366 \cdot 10^{-11} \cdot A^{-0,100} \cdot ZL^{0,363} \cdot CN^{5,444} \quad (2.92)$$

gdzie:

A - powierzchnia zlewni [km²],

ZL - wskaźnik spadku zlewni [m·km⁻¹],

CN - parametr z metody SCS wyznaczania opadu efektywnego [-].

W USA, Soil Conservation Service powszechnie stosuje specjalnie opracowany przez Roehla [110] wykres, z którego w oparciu o znajomość powierzchni zlewni można odczytać wartość DR. Banasik i in. [14] dopuszczają stosowanie tego nomogramu w warunkach Polski, mając na uwadze jego prostotę oraz brak krajowych badań nad współczynnikiem dopływu rumowiska. Zalecają jednak dużą ostrożność przy interpretacji wyników.

2.2. Modyfikacje i formuły analogiczne do uniwersalnego równania strat glebowych (USLE)

Wzrost wiedzy o procesach erozji pozwolił na ewolucję podstawowego równania USLE. Było ono unowocześniane i modyfikowane z myślą zastosowania w różnych skalach badań, dla różnych horyzontów czasowych i z coraz szerszym wykorzystaniem technologii komputerowych tak, aby było dostępne i spełniało wymagania szerokiej rzeszy użytkowników. Spośród licznych formuł analogicznych do równania USLE na szczególną uwagę zasługują modele: MUSLE i RUSLE.

2.2.1. Zmodyfikowane równanie strat glebowych MUSLE (Modified Universal Soil Loss Equation)

Zmodyfikowane równanie strat glebowych MUSLE zostało zaproponowane przez Williamsa w 1975 roku. Pozwala ono na określanie ilości rumowiska unoszonego w falach wezbraniowych z małych zlewni [9,132]. Modyfikacja równania USLE polega na zastąpieniu wskaźnika R - erozyjności opadów i spływów nimi wywołanych przez inny czynnik wyznaczany w oparciu o wartości maksymalnego natężenia przepływu fali wezbraniowej i całkowitej objętości wezbrania. Równanie MUSLE ma następującą postać [8,132,133]:

$$Y = \alpha(V \cdot Q_p)^\beta \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (2.93)$$

gdzie:

Y - rumowisko unoszone w danej fali wezbraniowej [Mg]

Q_p - maksymalne natężenie przepływu fali [m³·s⁻¹],

V - całkowita objętość wezbrania [m³],

α, β - współczynniki ustalone przez Williamsa [133] jako stałe (α=11,8, β=0,57),

K - wskaźnik podatności gleb na splukiwanie powierzchniowe [Mg·ha·h·MJ⁻¹·ha⁻¹·cm⁻¹],

L - wskaźnik długości zbocza [-],

S - wskaźnik spadku zbocza [-],

C - wskaźnik pokrywy roślinnej i uprawy w okresie wystąpienia wezbrania [-],

P - wskaźnik zabiegów przeciwoerozyjnych [-].

W Polsce model MUSLE stosował Banasik [5] dla zlewni eksperymentalnej Zagożdżonka. Był on również używany w zlewni karpackiej rzeki Trzebuńki przez Banasika i in. [9]. Banasik i Madeyski [8] dokonali ponadto rekalkibracji modelu MUSLE w oparciu o dane pomiarowe z 78 wezbrań w sześciu małych zlewniach w dorzeczu Raby i Skawy, zróżnicowanych pod względem powierzchni i struktury użytkowania gruntów. Badania przeprowadzono w dwóch wariantach: dla wszystkich wezbrań oraz jedynie dla wezbrań po opadach o warstwie przekraczającej 20 mm. Wyznaczone wartości parametrów α i β , znacznie różniły się od wartości postulowanych przez Williamsa [133] i wynosiły: w pierwszym wariancie $\alpha = 5,42 \cdot 10^{-2}$, $\beta = 1,02$, w wariancie drugim $\alpha = 2,78 \cdot 10^{-2}$, $\beta = 0,80$.

2.2.2. Zrewidowane (poprawione) równanie strat glebowych RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation)

Od czasu wprowadzenia do praktyki równania USLE, zostało przeprowadzonych szereg dodatkowych badań na bazie, których stało się możliwe poprawienie bazowego modelu i wydanie w 1992 roku modelu RUSLE. Nowy Agriculture Handbook No. 703: „Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE)” został opracowany z myślą zastąpienia poświęconego równaniu USLE Agriculture Handbook No. 537 [104]. Podobnie jak USLE, model RUSLE jest modelem erozyjnym przewidującym średnie roczne straty glebowe wynikłe ze zjawisk: rozbrzygu i spływu powierzchniowego, dla użytków zielonych oraz gruntów ornych dla określonych systemów ich uprawy. RUSLE nadal zachowuje ten sam format, co równanie USLE, używając wskaźników: R, K, L, S, C i P. Dokonano jednak znacznych zmian w sposobie ich określania [104]. Baza danych o wartościach wskaźnika erozyjności deszczu i spływu - R została rozbudowana dla zachodniej części USA, a ponadto zostały wprowadzone korekty uwzględniające część deszczu spadającego na zwierciadło wody gromadzącej się w zagłębieniach mikrorzeźby terenu. Wartości wskaźnika podatności gleb na splukiwanie powierzchniowe - K zostały uznane za zmienne w czasie dla uwzględnienia wpływu cyklu zamarzanie-odmarzanie gleby i konsolidacji powodowanej przez spadek wilgotności ze względu na pobór wody przez korzenie rozwijających się roślin. Alternatywne równanie regresyjne zostało opracowane dla szacowania wskaźnika K dla tropikalnych gleb wulkanicznych. Wprowadzono także korekty w wartościach wskaźnika K wynikające z występowania fragmentów skalnych w profilu glebowym. Wskaźnik topografii - LS również został poprawiony, a przy tej okazji wprowadzono algorytm odzwierciedlający stosunek erozji międzyłobinowej do żłobinowej. Wskaźnik pokrywy roślinnej - C nie zmienia się w RUSLE skokowo dla poszczególnych okresów, jak w USLE, ale jest ciągłą funkcją. Funkcja ta jest iloczynem następujących podczynników: PLU - podczynnik uprzedniego użytkowania terenu, CC - podczynnik okrywy roślinnej, RC - podczynnik okrywy przez resztki poźniwne, SR - podczynnik szorstkości powierzchniowej oraz SM - podczynnik wilgotności gleby (uwzględniany jedynie na terenie Northwestern Wheat and Range Region). Wskaźnik zabiegów przeciwoerozyjnych - P został poszerzony, uwzględniono stan użytków i zabiegi na nich przeprowadzane, tarasowanie, tworzenie pól wstęgowych, stosowanie stref buforowych z traw wychwytyjących sedyment ze spływów

powierzchniowych. Sezonowa zmienność wskaźników: K, C i P w modelu RUSLE jest określana w oparciu o bazę danych klimatycznych. Zawiera ona dane o: miesięcznych sumach opadów, temperaturach, okresach zamarzania gruntu, erozyjności deszczy i ich dystrybucji dla 24 okresów (powstałych z podziału każdego miesiąca roku na dwa przedziały czasowe). Niektóre z wyżej wyliczonych zmian wprowadzonych w modelu RUSLE zostały wcześniej dokładniej opisane w rozdziale dotyczącym równania USLE. Ogólnie można stwierdzić, że model RUSLE jest znacznie bardziej skomplikowany w stosunku do równania USLE, przez co korzystanie z niego jest możliwe właściwie jedynie z użyciem komputera. Model jest ogólnie dostępny jako program komputerowy działający w środowisku DOS lub aplikacja Windows na stronie internetowej USDA – ARS National Soil Erosion Research Laboratory. Niestety o ile jego stosowanie dla terenu USA jest bardzo proste, to dla innych obszarów jest bardzo problematyczne ze względu na brak odpowiednich baz danych.

2.3. Model erozyjny WEPP (Water Erosion Prediction Project)

Prace nad modelem WEPP zapoczątkowano w USA w 1985 roku. W opracowaniu modelu uczestniczyli naukowcy z kilku uniwersytetów oraz pracownicy: 25 stacji ARS (Agricultural Research Service), NRCS (Natural Resource Conservation Service), Forest Service oraz Burea of Land Mangment. Pierwsza wersja WEPP weszła do użytku w 1989 roku [63,65]. W początkowym okresie był to dosyć uciążliwy w obsłudze program DOS. Z czasem interfejs użytkownika został znacznie udoskonalony i obecnie jest już dostępny w postaci aplikacji Windows. Prace nad udoskonalaniem modelu są prowadzone nadal, głównie na terenie USDA - ARS National Soil Erosion Research Laboratory w West Lafayette w Indianie. Na stronach internetowych tejże instytucji są też dostępne najnowsze wersje modelu wraz z dokumentacją techniczną i przykładami jego stosowania (<http://topsoil.nserl.purdue.edu/weppmain/wepp.html>).

Model WEPP służy do przewidywania strat erozyjnych oraz dostawy rumowiska z pól, farm, lasów, terenów zielonych, placów budowy, obszarów wiejskich. W stosunku do równania USLE model WEPP prognozuje nie tylko ilość gleby erodowanej, ale również ulegającej odkładowi w wyniku akumulacji. U podstaw tworzenia modelu WEPP leżała wizja procesu erozji wytyczona przez Ellisona w 1947 roku, rozumianego jako proces odpajania i transportu [63]. Obydwa zjawiska mogą być prognozowane z użyciem modelu dla skali stoku jak i całej zlewni. W skali zlewni, przepływ rumowiska odbywa się przez wcześniej zdefiniowane kanały oraz małe zbiorniki wodne. Za górną granicę stosowalności modelu WEPP uznaje się zlewnie o obszarze około 300 ha [1,44].

Symulacje modelu są prowadzone dla bardzo krótkiego horyzontu czasowego – jednego dnia. Dla każdego dnia model określa status hydrologiczny obszaru; obliczana jest wilgotność gleby, parowanie i transpiracja. Dla każdego dnia są też obliczane wartości charakteryzujące biomasę: pokrycie terenu przez resztki roślinne, masa korzeni, masa martwych części korzeni, ponadgruntowa żywa biomasa, wskaźnik przykrycia gleby przez liście, wysokość i stopień pokrycia terenu przez roślinność. Każdorazowo po wystąpieniu opadu, topnieniu śniegu lub nawodnieniu model określa wielkości infiltracji oraz spływu powierzchniowego. Gdy istnieje spływ powierzchniowy model oblicza ilość gleby odpajanej [63]. Model prognozuje również transport rumowiska i jego depozycję

wraz ze wskazaniem miejsc jego odkładu [45]. Dla realizacji wszystkich wyżej wspomnianych symulacji model WEPP wymaga dostępu do bardzo obszernych baz danych z informacjami o: glebach, roślinności, zabiegach agrotechnicznych, topografii terenu i klimacie.

Charakterystyka wszystkich modułów modelu WEPP jest bardzo obszerna i wykracza znacznie poza ramy niniejszej pracy. W dalszej części zostanie jedynie zaprezentowana ogólna koncepcja komponentu erozyjnego modelu WEPP. Komponent ten bazuje na równaniu ciągłości sedymentu [44,89]:

$$\frac{dG}{dx} = D_r + D_i \quad (2.94)$$

gdzie:

G – ładunek sedymentu [$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$],

x – odległość wzdłuż stoku [m],

D_r – intensywność erozji żłobinowej (+ dla odspajania, - dla depozycji) [$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$],

D_i – intensywność erozji międzyżłobinowej [$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$].

W modelu WEPP mianem erozji międzyżłobinowej określa się odspajanie gleby przez krople deszczu lub krople z deszczowni. Natomiast odspajanie wywoływane przez przepływającą wodę w małych kanałach (żłobinach) nazywane jest erozją żłobinową. Intensywność erozji międzyżłobinowej opisuje zależność [44]:

$$D_i = K_{\text{iadj}} I_e \sigma_r \text{SDR}_{\text{RR}} F_{\text{nozzle}} \left[\frac{R_s}{w} \right] \quad (2.95)$$

gdzie:

D_i – intensywność erozji międzyżłobinowej [$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$],

K_{iadj} – erozyjność międzyżłobinowa [$\text{kg}\cdot\text{s}\cdot\text{m}^{-4}$],

I_e – efektywna intensywność deszczu [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$],

σ_r – prędkość spływu międzyżłobinowego [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$],

SDR_{RR} – wskaźnik dostawy sedymentu (będący funkcją szorstkości, spadku terenu między żłobinami oraz uziarnienia gleby) [-],

F_{nozzle} – współczynnik korekcyjny sztucznego nawadniania [-],

R_s – rozstawa żłobin [m],

w – szerokość żłobin [m].

Erozja żłobinowa jest rozpatrywana w aspekcie procesu odspajania i depozycji. Odspajanie w żłobinach jest prognozowane, gdy naprężenia wywołane przez przepływającą wodę przekraczają wartości krytyczne dla danej gleby, a ładunek prowadzonego sedymentu jest niższy od maksymalnej zdolności transportowej. Tempo odspajania gleby w żłobinach opisuje zależność [44,89,90]:

$$D_r = D_c \left[1 - \frac{G}{T_c} \right] \quad (2.96)$$

gdzie:

D_r – szybkość (tempo) erozji żłobinowej [$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$],

D_c – zdolność do odpajania gleby przez przepływ w żłobinie [$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$],
 G – ładunek sedymentu [$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$],
 T_c – maksymalna zdolność transportowa sedymentu [$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$].
 Zdolność odpajania gleby przez przepływ w żłobinach oblicza się wg wzoru:

$$D_c = K_r[\tau_f - \tau_c] \quad (2.97)$$

gdzie:

D_c – zdolność do odpajania gleby przez przepływ w żłobinie [$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$],
 K_r – parametr erozyjności żłobinowej [$\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$],
 τ_f – oddziaływujące na glebę naprężenia wywołane przez przepływającą wodę [Pa],
 τ_c – krytyczne naprężenia gleby [Pa].

Depozycja rumowiska w żłobinach jest prognozowana, gdy ładunek sedymentu jest większy od maksymalnej zdolności transportowej strug wody, zgodnie z równaniem [44]:

$$D_r = \frac{\beta V_f}{q} [T_c - G] \quad (2.98)$$

gdzie:

D_r - szybkość depozycji w żłobinie [$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$],
 β – współczynnik turbulencji wywołanych przez deszcz [-],
 V_f – efektywna prędkość sedymentacji cząstek gleby [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$],
 q – natężenie przepływu dla jednostkowej szerokości [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$],
 T_c – maksymalna zdolność transportowa sedymentu [$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$],
 G – ładunek sedymentu [$\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$],

Naprężenia wywołane przez przepływającą w żłobinie wodę, oddziaływujące na glebę obliczane są wg wzoru:

$$\tau = \gamma R \sin(\alpha) \left(\frac{f_s}{f_t} \right) \quad (2.99)$$

gdzie:

τ – naprężenia [Pa],
 γ - gęstość właściwa wody [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-2}$],
 R – promień hydrauliczny [m],
 α - średni spadek dla rozpatrywanego elementu terenu [$^\circ$],
 f_s/f_t - stosunek współczynnika oporów dla gleby do współczynnika oporów dla całej żłobiny (uwzględniającego naprężenia oddziaływujące na okrywą terenu taką jak resztki roślinne, itp.).

Do obliczeń promienia hydraulicznego żłobin w modelu WEPP przyjęto uproszczony kształt prostokątny ich przekroju poprzecznego. Natomiast prędkość przepływu wody w żłobinach jest obliczana na podstawie równania Darcy-Weisbacha [44]:

$$f = \frac{8gRS}{V^2} \quad (2.100)$$

gdzie:

f – obliczony współczynnik oporów [Pa].

g – przyspieszenie ziemskie [$m \cdot s^{-2}$],

R – promień hydrauliczny [m],

S - średni spadek [%],

V – prędkość przepływu [$m \cdot s^{-1}$].

Maksymalna zdolność transportowa sedymentu jest wyznaczana w oparciu o uproszczone równanie transportu z następującej formy [44,89]:

$$T_c = k_t \tau_f^{3/2} \quad (2.101)$$

gdzie:

T_c – maksymalna zdolność transportowa sedymentu [$kg \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$],

k_t – współczynnik transportu [$m^{0.5} \cdot s^2 \cdot kg^{-0.5}$],

τ_f – naprężenia działające na glebę [Pa].

Obecnie WEPP jest najbardziej zaawansowanym pod względem naukowym modelem prognozowania strat gleby na terenach rolniczych i leśnych USA. Podkreśla się, że jest to model fizyczny, u którego podstaw stoi cała dotychczasowa wiedza teoretyczna z zakresu modelowania procesu erozji wodnej. Niewątpliwie za modelem przemawia bardzo szeroko zakrojony zakres jego testowania w różnych warunkach klimatycznych i dla różnych skal badań od poletka do małej zlewni [2,3,4,25,73,88,117,131]. Model WEPP był stosowany w wielu państwach: Włochy, Portugalia, Austria, Meksyk, Kanada, Chiny, Rosja, Ukraina [30,44,87]. Warto podkreślić, że w toku użytkowania modelu WEPP zauważono jego przydatność w studiach nad prognozowaniem zmian w dynamice procesów erozji powstałych w wyniku globalnego ocieplenia klimatu [135]. Model jest nadal ulepszany, a szczególnie nacisk jest kładziony na jego integrację z nowoczesnymi narzędziami inżynierskimi, takimi jak: model numeryczny terenu (NMT) i geograficzny system informacyjny (GIS) [35,107]. Najlepszym dowodem doskonalenia modelu może być wprowadzona do użytku w kwietniu 2001 wersja GeoWEPP ArcX 1,0. Wersja ta jest przygotowana specjalnie z myślą o prognozowaniu erozji wodnej w małych zlewniach rolniczych z wykorzystaniem danych z modelu numerycznego terenu (NMT) i geograficznego systemu informacyjnego (GIS). W przyszłości myśli się o połączeniu modelu WEPP i RUSLE w jedną aplikację systemu Windows w ramach opracowywanego w USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory nowego systemu prognozowania erozji: MoSES (MODular Soil Erosion System).