

Jan Paluszek

Instytut Gleboznawstwa i Kształtowania Środowiska
Uniwersytet Przyrodniczy w Lublinie
e-mail: jan.paluszek@up.lublin.pl

ZMIANY POKRYWY GLEBOWEJ POD WPLYWEM EROZJI

The changes of soil cover as a result of erosion

Abstract: The objective of the paper is to evaluate the influence of soil erosion on soil morphology of Luvisols and Phaeozems, soil properties and crop yields. Depth of soil profiles and genetic horizons are analysed during field research in order to determine a truncation extent of eroded soils in comparison with the model profile of non-eroded soil. A characteristic feature of the soil cover in loess and moraine areas is the mosaic-type differentiation of the non-eroded soils, soils of various erosion classes, and colluvial deposits on the slopes and foothills. This variability is the effect of the levelling off of the original micro-relief of the loess surface through tillage erosion. Destruction of soil genetic horizons is accompanied by depletion of humus substances and nutrients in soil. In contrast to non-eroded soils, Ap horizons of eroded soils developed from illuvial horizons or parent material have poorer aggregation, aggregate water stability and less favourable water-air properties. As a result of small aggregate water stability, eroded soils are susceptible to crusting and further water erosion during periods of heavy runoff. Also, erosion tend to destroy crop plants and to leach plant protection chemicals. Affecting crops and soil fertility, erosion contributes to large losses of crop yields.

Słowa kluczowe: gleby erodowane, gleby deluwialne, morfologia gleb, właściwości gleb, plony roślin

Key words: eroded soils, colluvial soils, soil morphology, soil properties, crop yields

WSTĘP

Efektem erozji gleb jest stopniowe skracanie poziomów uprawno-próchnicznych, które prowadzi do zmniejszenia głębokości gleb użytkowanych rolniczo aż do ich całkowitego zaniku oraz przemieszczanie materiału glebowego i jego akumulacja w postaci deluwii w obniżeniach terenu. W rezultacie

erozji powstają gleby zerodowane oraz gleby deluwialne (Turski i in. 1991, Soil Survey Division Staff 1993, Bieniek 1997, Marcinek i Komisarek 2001). Erozja gleb w urzeźbionych obszarach rolniczych jest wynikiem działania wielu procesów geomorfologicznych, uaktywnionych brakiem naturalnej roślinności i przyspieszonych rolniczą działalnością człowieka. W redukcji głębokości gleb i nadbudowie profili największy udział ma erozja uprawowa, której nasilenie przewyższa erozję wodną, deflację i powierzchniowe ruchy masowe (Papiernik i in. 2005, Rejman 2006, Stach 2006).

Intensywność procesów erozyjnych jest niejednakowa i rozłożona w czasie a jej efekt - skrócenie profili - także nierównomierny, od minimalnego zmniejszenia głębokości gleb położonych na prawie płaskich wierzchołkach, poprzez odsłonięcie poziomów podpowierzchniowych, aż do całkowitego zniszczenia wszystkich poziomów genetycznych i objęcie uprawą skały macierzystej. Skracanie profili jest uzależnione przede wszystkim od: czasu użytkowania polowego, kierunku uprawy płużnej, nachylenia, ekspozycji i kształtu stoków, rozkładu i natężenia opadów atmosferycznych, pierwotnej głębokości gleb i ich podatności erozyjnej (Turski i in. 1991, Sinkiewicz 1998, Marcinek i Komisarek 2001, Rodzik 2001). Erozji podlegają gleby uprawne należące do różnych jednostek systematycznych. Na obszarze Polski do najbardziej zdegradowanych przez erozję należą gleby płowe i czarnoziemy (Borowiec 1965, 1972, Gliński i Turski 1976, Licznar 1985). Celem pracy jest ocena wpływu erozji na morfologię gleb, ich właściwości fizyczne, fizykochemiczne i chemiczne oraz plonowanie roślin uprawnych.

METODY BADAŃ

Badania wpływu erozji na morfologię gleb i ich właściwości prowadzono w różnych mezoregionach fizycznogeograficznych Polski. Erodowane gleby płowe wytworzone z lessu badano na obszarze Płaskowyżu Nałęczowskiego, Wzniesień Urzędowskich i Działów Grabowieckich. Czarnoziemy wytworzone z lessu badano na Działach Grabowieckich, Grzędzie Sokalskiej i Wyżynie Sandomierskiej. Ponadto wstępne badania erodowanych gleb płowych, wytworzonych z glin zwałowych, prowadzono na Pojezierzu Gnieźnieńskim.

W badaniach wpływu erozji na pokrywę glebową, podstawową metodą jest porównanie morfologii gleb, czyli cech dostrzegalnych wzrokowo bezpośrednio w polu, na podstawie wykonanych odkrywek lub sondowań. Najważniejszą cechą morfologiczną umożliwiającą identyfikację gleby jest budowa profilu glebowego (Systematyka Gleb Polski 1989). Profil glebowy przedstawia dwuwymiarowy, pionowy przekrój gleby ukazujący jej zróżnicowanie na poziomy genetyczne, różniące się między sobą barwą, miąższością, strukturą, uziarnieniem, zawartością materii organicznej i innymi cechami. Sekwencja poziomów i sposób

ich wzajemnego kontaktu (przejście) są charakterystyczne dla określonych typów gleb, natomiast miąższość poszczególnych poziomów należy do cech zróżnicowanych przestrzennie. Głębokość gleby równa jest sumie miąższości wszystkich poziomów genetycznych, łącznie z górną częścią skały macierzystej, natomiast głębokość *solum* obejmuje miąższość wszystkich poziomów z pominięciem skały macierzystej.

Ocena stanu zerodowania pokrywy glebowej wymaga dokładnej identyfikacji zachowanych poziomów genetycznych, charakterystycznych dla danej jednostki typologicznej. Schematyczną metodą określenia zaawansowania erozji, służącą do badań jej wpływu na właściwości gleb i plony roślin, są użytkowe podziały gleb według stopni (klas) zerodowania (Turski i in. 1991, Soil Survey Division Staff 1993, Marcinek i Komisarek 2001).

Obowiązująca w USA klasyfikacja, do słabo zerodowanych zalicza gleby, które utraciły mniej niż 25% pierwotnego poziomu próchnicznego A, A i poziomowi wymywania E lub wierzchniej warstwy 20 cm (Soil Survey Division Staff 1993). Za umiarkowanie zerodowane uznaje gleby, które utraciły 25-75% pierwotnego poziomu A, A i E lub wierzchniej warstwy 20 cm. Do średnio zerodowanych należą gleby, które utraciły powyżej 75% pierwotnego poziomu A, A i E lub warstwy wierzchniej 20 cm, a w ich poziomach Ap przeważa materiał pochodzący z poziomu E i poziomu wzbogacania B. Do silnie zerodowanych zaliczane są gleby, które utraciły cały poziom pierwotny A, A i E lub wierzchnią warstwę 20 cm, a ich poziom Ap w całości wytworzyły się z poziomów E i B. Klasyfikacja amerykańska nie uwzględnia gleb, które utraciły cały poziom B, a ich współczesny poziom Ap jest wytworzony z poziomu BC (wzbogacania z cechami skały macierzystej) lub z niezwiędniętej skały macierzystej C. Do oszacowania ilościowego rozmiarów zerodowania pokrywy glebowej potrzebne jest określenie powierzchni zajmowanej przez poszczególne stopnie zerodowania (Turski i in. 1991, Kaźmierowski 2001, Marcinek i Komisarek 2001).

Ubytek gleby w danym punkcie badawczym można określić przez porównanie głębokości profili zerodowanych do profili gleb nie dotkniętych erozją, spełniających rolę wzorców. Najlepsze profile wzorcowe stanowią położone w pobliżu naturalne gleby leśne tego samego typu, podtypu i rodzaju. Ponieważ natężenie procesów glebowo-typologicznych zależy od położenia w rzeźbie terenu, w tym od ekspozycji stoku, wybranie jednego profilu wzorcowego jest często niewystarczające do prawidłowego obliczenia rozmiarów erozji. Zróżnicowanie morfologii gleb obrazują kateny (toposekwencje gleb) obejmujące gleby położone na płaskiej wierzchołku oraz na stokach o różnym nachyleniu, kształcie i ekspozycji. W przypadku braku gleb leśnych, profilami wzorcowymi mogą być nieerodowane gleby uprawne, w których pod poziomem Ap zachowały się wszystkie naturalne poziomy i podpoziomy genetyczne. Wzorcowe profile gleb uprawnych są niezbędne do oceny zmian właściwości gleb pod wpływem erozji i jej wpływu na plony roślin.

Porównanie cech morfologicznych toposekwencji gleb podlegających erozji, z wzorcami katen naturalnych, może być uzupełnione pomiarami geodezyjnymi i przedstawione na przekrojach niwelacyjno-glebowych. Przekroje prowadzone są zwykle poprzecznie do osi doliny, a ich liczba powinna zależeć od wielkości obszaru badanego i od zróżnicowania morfometrycznego stoków (Borowiec 1965, 1972, Klimowicz 1993, Rodzik i in. 2005). Profile glebowe wybierane są w charakterystycznych miejscach przekroju. Porównanie gleb zerodowanych i deluwialnych z profilami wzorcowymi pozwala odtworzyć pierwotny kształt stoku na przekroju, obliczyć miąższość warstwy gleby, która została usunięta oraz oszacować jej objętość na określonej powierzchni (Sinkiewicz 1998). Znając wielkość ubytku gleby i czas użytkowania rolniczego, można obliczyć średnie roczne tempo erozji gleb.

Dokładne wyniki wielkości zerodowania pokrywy glebowej i akumulacji deluwii w wybranej zlewni, można uzyskać porównując głębokość gleb z profilami wzorcowymi w układzie siatki przestrzennej, np. kwadratów (Rejman i in. 2009). Odległość pomiędzy punktami badawczymi w siatce powinna zależeć od urozmaicenia rzeźby terenu, ale nie może być większa niż 20-25 m. Największą dokładność pomiarów można osiągnąć przy możliwie najmniejszej odległości pomiędzy punktami (5-10 m).

Inną metodą oceny wielkości zerodowania gleb jest porównanie procentowej zawartości C org. w poziomach próchnicznych gleb uprawnych z poziomami gleb wzorcowych pod naturalną roślinnością leśną lub stepową (Olson i Jones 2005, Liang i in. 2009). Metoda ta jest bardzo przydatna w badaniu gleb czarnoziemnych, zasobnych w materię organiczną.

ZMIANY MORFOLOGII GLEB

Zmiany morfologii profili pod wpływem erozji są najlepiej widoczne w glebach o rozbudowanej sekwencji poziomów genetycznych i wytworzonych z jednolitych skał macierzystych. Takimi glebami są przede wszystkim gleby płowe i czarnoziemy wytworzone z lessów.

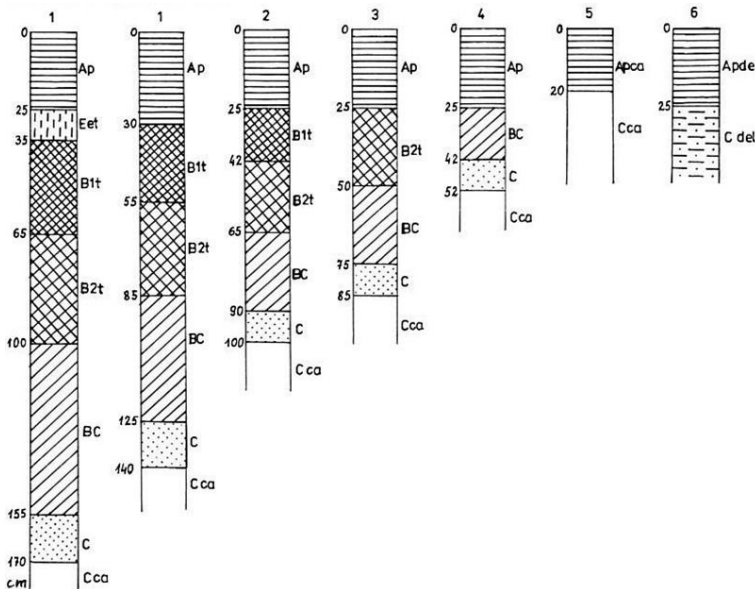
Przeważające na obszarze Polski gleby płowe, wg klasyfikacji międzynarodowej Luvisols (IUSS 2007), wytworzyły się z glin i piasków zwałowych, lessów, pyłów lessopodobnych oraz gliniastych i pyłowych zwietrzelin skał bezwęglanowych. Pod naturalną roślinnością leśną, charakteryzują się one zasadniczą budową profilu O-A-Eet-Bt-C. Poziom wymywania frakcji ilastej Eet ma cechy diagnostycznego poziomu *luvic*, jest wyraźnie jaśniejszy i mniej związany od poziomu wzbogacania w il (Bt), mającego cechy diagnostycznego poziomu *argic* (Systematyka Gleb Polski 1989, IUSS 2007). Poziom Bt zawiera przynajmniej o 3% więcej łu <0,002 mm niż poziom Eet.

Gleby płowe typowe, wytworzone z lessów, należą do gleb dobrze rozwinię-

tych, osiągając najczęściej głębokość 140-180 cm, a niekiedy ponad 200 cm. Różnice w głębokości wykształcenia naturalnych profili wynikają z nierównomiernego nasilenia procesu płowienia, w rezultacie zróżnicowanej ilości wody infiltrującej w głąb gleby (Maruszczak i Uziak 1978). Poziom organiczny ściółki leśnej O gleb płowych osiąga miąższość 2-3 cm. Naturalny poziom próchniczny A na wierzchowinach i stokach ma najczęściej miąższość 8-12 cm, barwę jasnoszara, strukturę gruzelkową i przejście wyraźne do poziomu Eet. Poziom Eet ma barwę jasnobrunatnożółta, miąższość najczęściej 20-30 cm i strukturę foremnowielościenną zaokrągloną, a jego przejście do poziomu Bt jest również wyraźne. Poziom wzbogacania Bt jest dwudzielny, ma miąższość 60-90 cm i strukturę foremnowielościenną ostrokrawędzistą. Jego górna część (podpoziom B1t) ma barwę brunatną, a dolna (podpoziom B2t) barwę brunatną z żółtymi smugami. Poziom BC ma barwę żółtą z brunatnymi smugami, strukturę foremnowielościenną zaokrągloną i miąższość przeważnie 40-60 cm. Przejście między podpoziomami B1t i B2t jest wyraźne, natomiast między B2t i BC stopniowe. W glebach na wierzchowinach i stokach pod poziomem BC występuje less odwapniony (C) o barwie żółtej i miąższości najczęściej 10-15 cm, a pod nim less węglanowy (Cca) barwy jasnożółtej. Przejście między poziomem BC a C jest stopniowe, natomiast przejście między C a Cca jest zwykle ostre lub wyraźne. W dnach suchych dolin i w zagłębieniach bezodpływowych, głębokość poziomów Bt, BC i C jest większa niż na wierzchowinach i stokach, a niekiedy less jest całkowicie odwapniony i nie zawiera węglanów. Na stokach o ekspozycji południowej, intensywność procesu płowienia jest zwykle mniejsza, niż na stokach o ekspozycji północnej, dlatego głębokość gleb jest również mniejsza.

Uprawne, nierodowane gleby płowe typowe wytworzone z lessu mają sekwencję poziomów genetycznych Ap-Eet-B1t-B2t-BC-C-Cca lub Ap-B1t-B2t-BC-C-Cca, a ich poziom Ap wytworzył się z pierwotnego poziomu A oraz z części lub z całości poziomu Eet. Poziom Ap ma miąższość około 25-30 cm, równą głębokości orki, natomiast poziom Eet jest płytszy niż w glebach leśnych i nie przekracza 25 cm (rys. 1). Stosowany w Instytucie Gleboznawstwa i Kształtowania Środowiska UP podział gleb płowych, ulegających erozji, uwzględnia cztery stopnie zerodowania (Turski i in. 1991, Paluszek 1994, 1996, 2001, 2004). Gleba słabo zerodowana ma sekwencję poziomów Ap-B1t-B2t-BC-C-Cca, jej pierwotny poziom A został całkowicie usunięty, a poziom Ap wytworzył się z poziomu Eet i częściowo z podpoziomu B1t. Gleba średnio zerodowana, o układzie poziomów Ap-B2t-BC-C-Cca, utraciła pierwotne poziomy A i Eet, a jej poziom Ap jest wytworzony głównie z poziomu Bt. W glebie silnie zerodowanej, o sekwencji poziomów Ap-BC-C-Cca lub Ap-C-Cca, nie zachowały się pierwotne poziomy A, Eet i Bt, a poziom Ap został wytworzony głównie z poziomu BC. Gleba bardzo silnie zerodowana, o budowie profilu Apc-Cca (klasyfikowana genetycznie jako pararedzina inicjalna), powstała po usunięciu wszystkich poziomów gleby płowej.

Na podstawie badań prowadzonych w Elizówce i Bochotnicy na Płaskowyżu Nałęczowskim (Wyżyna Lubelska) stwierdzono, że gleby słabo zerodowane mają głębokość 90-140 cm, w tym miąższość podpoziomu B1t 10-30 cm. Gleby średnio zerodowane osiągają głębokość 70-100 cm, a miąższość podpoziomu B2t wynosi 10-30 cm (rys. 1). Głębokość gleb silnie zerodowanych wynosi 30-70 cm, w tym ich poziom BC nie przekracza zwykle 5-40 cm. Gleby bardzo silnie zerodowane występują głównie na stokach o ekspozycji S i osiągają głębokość *solum* 20-25 cm (badania własne).



Rys. 1. Budowa profili gleb pływych w różnym stopniu zerodowanych: 1 – nierodowana, 2 – słabo zerodowana, 3 – średnio zerodowana, 4 – silnie zerodowana, 5 – bardzo silnie zerodowana (pararendzina inicjalna), 6 – gleba deluwialna

Fig 1. Structure of the profiles of Luvisols of various erosion class: 1 – non-eroded, 2 – slightly eroded, 3 – moderately eroded, 4 – severely eroded, 5 – very severely eroded (initial pararendzina), 6 – colluvial soil

Gleby płowe utworzone z glin zwałowych i piasków naglinowych charakteryzują się większym zróżnicowaniem podtypów genetycznych oraz składu granulometrycznego skał macierzystych niż gleby lessowe. Głębokość nierodowanych gleb pływych typowych pod roślinnością leśną wynosi najczęściej 130-150 cm. Poziom A ma najczęściej miąższość 9-12 cm, barwę szarą i strukturę gruzelkową. Poziom Eet osiąga miąższość 15-40 cm, ma barwę jasnobieżową i strukturę foremnowiełocienną zaokrągloną. Jego dolna część wykazuje często cechy oglejenia opadowego i wtedy wyróżniana jest jako Eetg. Poziom Bt ma jednolitą barwę brunatną, miąższość 40-80 cm i strukturę foremnowiełocienną

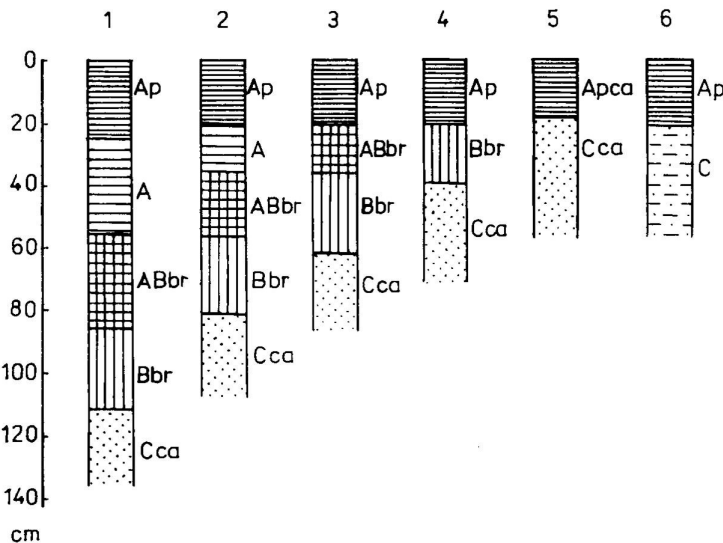
ostrokrędzistą. Poziom BC osiąga zwykle 40-60 cm, ma barwę beżowobrunatną i strukturę foremnowielościenną zaokrągloną. Przejście między poziomami A i Eet oraz Eet i Bt jest zwykle wyraźne, natomiast między poziomami Bt i BC stopniowe. Głębokość zerodowanych gleb płowych pod uprawą wynosi przeważnie 30-100 cm. Sinkiewicz (1998) stwierdził, że skrócenie profilu gleb płowych słabo zerodowanych wynosi <30 cm, średnio zerodowanych 30-80 cm, a silnie zerodowanych 80-120 cm. Według tego autora brak jest wyraźnych zależności między morfometrycznymi cechami stoków morenowych (nachyleniem i wysokościami względny) a stopniem ich zerodowania. Natomiast Marcinek (1994) ustalił, że gleby słabo zerodowane występują na stokach o nachyleniu 2-5%, a średnio i silnie zerodowane – na stokach o nachyleniu 5-10%. Największe przeobrażenia erozyjne występują w obrębie stoków znajdujących się w długotrwałym użytkowaniu rolniczym. Na kulminacjach wzniesień morenowych i na krawędziach rynien subglacialnych zerodowanie może przekraczać 150 cm i wówczas powstają pararendziny inicjalne lub gleby inicjalne luźne (Marcinek 1994, Sinkiewicz 1998, Marcinek i Komisarek 2001).

Podczas bonitacyjnej klasyfikacji gleb gruntów ornych, zerodowane gleby płowe, w których nie zachował się poziom Eet, były powszechnie klasyfikowane jako gleby brunatne wylugowane, zgodnie z obowiązującą wówczas klasyfikacją gleb Polski. W rezultacie na mapach glebowo-rolniczych są one niesłusznie zaliczane do gleb brunatnych (Każmierowski 2001, Marcinek i Komisarek 2001).

Czarnoziemy w Polsce są glebami reliktowymi wytworzonymi z lessów, w których głębokość naturalnego poziomu próchnicznego wynosi nie mniej niż 40 cm, a zawartość próchnicy 2-3% (Systematyka Gleb Polski 1989). Polskie czarnoziemy różnią się od czarnoziemów wschodniej Europy i szarych gleb leśnych mniejszą zawartością próchnicy i według klasyfikacji międzynarodowej zaliczane są do Phaeozems (IUSS 2007). Stanowią enklawy w obrębie płątów lessowych, otoczone przez gleby płowe (Borowiec 1965, 1972, Licznar 1985). Dominującym podtypem czarnoziemów są czarnoziemy zdegradowane, o budowie profilu O-A-ABbr-Bbr-Cca, wykazujące cechy procesów brunatnienia i wymywania. Poziom próchniczny A czarnoziemów zbrunatniałych pod roślinnością leśną ma cechy diagnostycznego poziomu *mollic*. Jest czarny lub ciemnoszary, ma strukturę gruzełkową i miąższość 40-60 cm (rzadziej do 80 cm). Poziom próchniczny z cechami poziomu wzbogacania ABbr ma barwę szarobrunatną, strukturę gruzełkową i miąższość średnio 25-35 cm. Poziom wzbogacania nieiluwalnego Bbr ma cechy diagnostycznego poziomu *cambic*, charakterystycznego dla typu gleb brunatnych. Odznacza się brunatną barwą, ma strukturę foremnowielościenną zaokrągloną i miąższość najczęściej 30-40 cm. W całej głębokości solum występują liczne chodniki kretów i dżdżownic. Przejścia między poziomami A i ABbr oraz między ABbr i Bbr są zwykle stopniowe. Głębokość nieerodowanych czarnoziemów zbrunatniałych wynosi najczęściej 100-140 cm. Szczegółowe badania Borowca (1965, 1972) wykazały, że zasięgi czarno-

ziemów użytkowanych jako grunty orne ulegają nieustannemu zmniejszeniu wskutek erozji. Jednak autorzy Systematyki Gleb Polski (1989) nie uwzględnili wpływu erozji na morfologię czarnoziemów.

Uprawne czarnoziemy nierodowane mają sekwencję poziomów genetycznych Ap-A-ABbr-Bbr-Cca. Ich poziom Ap wytworzył się z górnej części naturalnego poziomu A, ma miąższość około 25 cm i wykazuje przejście ostre do nieobjętej uprawą części poziomu próchnicznego, której miąższość wynosi 25-50 cm. Podział czarnoziemów zbrunatniałych, według stopnia zerodowania, przeprowadzono na podstawie badań w Grabowcu na Działach Grabowieckich (Paluszek 1995). W czarnoziemie słabo zerodowanym, o sekwencji poziomów Ap-A-ABbr-Bbr-Cca, poziom Ap powstał ze środkowej części poziomu A, natomiast w czarnoziemie średnio zerodowanym, o budowie profilu Ap-ABbr-Bbr-Cca, wytworzył się z dolnej części poziomu A (rys. 2). Czarnoziem silnie zerodowany ma układ poziomów Ap-Bbr-Cca, jego poziom A został całkowicie usunięty, a poziom Ap wytworzył się z poziomu ABbr i częściowo Bbr. Gleba bardzo silnie zerodowana (pararendzina inicjalna) o sekwencji poziomów Apca-Cca powstała po usunięciu wszystkich poziomów czarnoziemiu.



Rys. 2. Budowa profili czarnoziemów w różnym stopniu zerodowanych: 1 – nierodowany, 2 – słabo zerodowany, 3 – średnio zerodowany, 4 – silnie zerodowany, 5 – gleba bardzo silnie zerodowana (pararendzina inicjalna), 6 – gleba deluwialna (Paluszek 1995)

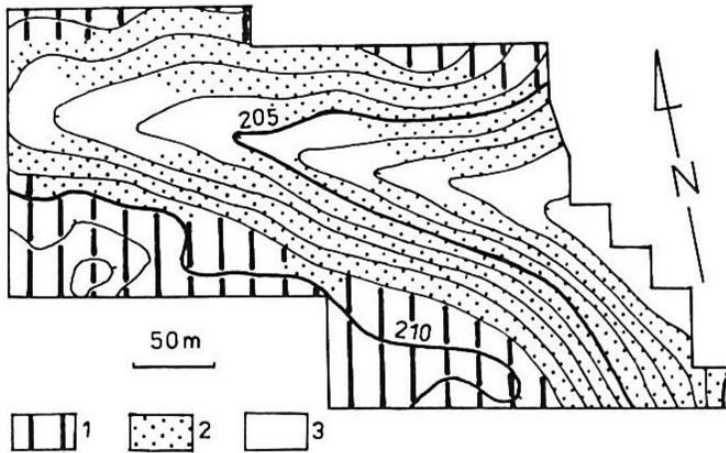
Fig 2. Structure of the profiles of Phaeozems of various erosion class: 1 – non-eroded, 2 – slightly eroded, 3 – moderately eroded, 4 – severely eroded, 5 – very severely eroded soil (initial pararendzina), 6 – colluvial soil (Paluszek 1995)

Czarnoziemy słabo zerodowane mają średnią głębokość 80-100 cm, średnio zerodowane osiągają 55-80 cm, a silnie zerodowane nie przekraczają 30-55 cm (rys. 2). Gleby bardzo silnie zerodowane (parareźdliny poczarnoziemne) mają głębokość *solum* równą głębokości uprawy (20-25 cm).

Podczas bonitacyjnej klasyfikacji gleb gruntów ornych zerodowane czarnoziemy, których poziom próchniczny został zredukowany do miąższości poniżej 40 cm, były zaliczane do typu gleb brunatnych właściwych. Takie usytuowanie w klasyfikacji genetycznej istnieje do dzisiaj (Systematyka Gleb Polski 1989), mimo że od kilkudziesięciu lat w literaturze wyraźnie podkreśla się, że występujące wokół czarnoziemów i wśród nich gleby brunatne wytworzone z lessu są glebami wtórnymi, pozostałościami po zerodowaniu górnej części profilu czarnoziemów zbrunatniałych lub gleb płowych (Borowiec 1965, 1972).

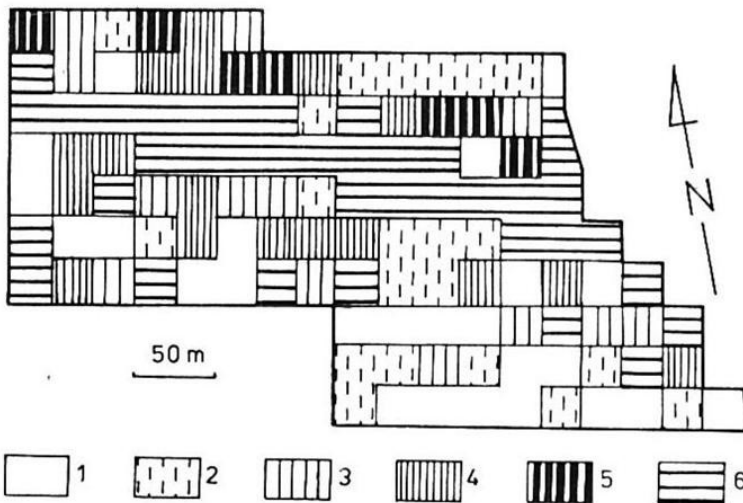
Gleby deluwialne, w czwartym wydaniu Systematyki Gleb Polski (1989), wydzielone zostały w randze rzędu i typu. Definiowane są jako gleby powstałe z namulów naniesionych przez erozję wodną powierzchniową, bez uwzględnienia udziału erozji uprawowej i innych procesów geomorfologicznych. Jako kryterium wydzielenia gleb deluwialnych przyjmuje się miąższość deluwiów wynoszącą 30 cm lub więcej. W klasyfikacji międzynarodowej gleby deluwialne nie zostały wyodrębnione i wraz z madami rzecznyymi zaliczane są do typu Fluvisols (IUSS 2007). We wszystkich obszarach rolniczych o urozmaiconej rzeźbie terenu dominuje podtyp gleb deluwialnych właściwych o układzie poziomów Apdel-Cdel i zawartości materii organicznej <5% (Systematyka Gleb Polski 1989). W zależności od głębokości osadzonych deluwiów wyróżniane są gleby deluwialne płytkie (30-50 cm), średnio głębokie (50-100 cm) i głębokie (powyżej 100 cm). Lokalnie w dnach dolin i w zagłębieniach bezodpływowych, głębokość deluwiów przekracza 200 cm (Bieniek 1997, Koćmit i in. 2001, Sinkiewicz 1998). Cechą charakterystyczną deluwiów, powstałych w wyniku erozji uprawowej, jest brak warstwowania i wysortowania. Pod glebami deluwialnymi występują kopalne gleby holocenijskie (subfosylne). W dolnej części stoków nierzadko są to gleby zerodowane, z czego wynika, że osadzanie deluwiów rozpoczęło się po podniesieniu bazy erozyjnej.

Zróznicowanie pokrywy glebowej na wierzchołkach i stokach lessowych pod wpływem erozji jest bardzo duże (Borowiec 1965, 1972, Maruszczak i Uziak 1978, Turski i in. 1991). Powszechnie występuje mozaikowa zmienność, którą tworzą gleby nieerodowane, gleby zerodowane w różnym stopniu i gleby deluwialne. Jest ona wynikiem zrównania przez kilkusetletnią uprawę pierwotnie istniejących garbów i zakłębłości, powstałych na wierzchołkach podczas eolicznej akumulacji pyłu lessowego oraz niecek zmywowych i garbów na stokach. Porównanie mapy stopni zerodowania (w układzie siatki kwadratów o odległości między punktami 25 m) z mapą hipsometryczną pola w Elżówce wykazuje większe nasilenie erozji gleb na zboczu doliny suchej o ekspozycji południowej (rys. 3-4). Przyczyną tego zróznicowania jest mniejsza głębokość pier-



Rys. 3. Hipsometria i formy rzeźby terenu badanego pola w Elizówce (Płaskowyż Nałęczowski): 1 – wierzchowina, 2 – zbocze doliny suchej, 3 – dno doliny suchej (Turski i in. 1991)

Fig. 3. Hipsometry and forms of relief of studied field in Elizówka (Nałęczów Plateau): 1 – interfluve, 2 – valley slope, 3 – valley bottom (Turski *et al.* 1991)



Rys. 4. Mozaikowe zróżnicowanie stopni zerodowania gleb płowych w Elizówce (Płaskowyż Nałęczowski): 1 – gleby nieerodowane, 2 – słabo zerodowane, 3 – średnio zerodowane, 4 – silnie zerodowane, 5 – bardzo silnie zerodowane, 6 – gleby deluwialne (Turski i in. 1991)

Fig. 4. Mosaic-type variability of the erosion classes of the Luvisols in Elizówka (Nałęczów Plateau): 1 – non-eroded soils, 2 – slightly eroded soil, 3 – moderately eroded soils, 4 – severely eroded soils, 5 – very severely eroded soils, 6 – colluvial soils (Turski *et al.* 1991)

wotnych profili, spowodowana mniejszą infiltracją wody, decydującą o intensywności procesu płowienia. Podobna mozaikowa zmienność gleb spowodowana erozją występuje na falistych wysoczyznach młodoglacjalnych (Sinkiewicz 1998, Kaźmierowski 2001, Marcinek i Komisarek 2001, Koćmit i in. 2001). Według Kaźmierowskiego (2001), na Pojezierzu Wielkopolskim gleby zerodowane stanowią 55% gleb płowych położonych na stokach o nachyleniu 1-5%.

ZMIANY WŁAŚCIWOŚCI GLEB

Równocześnie ze zmianami budowy morfologicznej erozja wywiera istotny wpływ na właściwości gleb uprawnych, zarówno erodowanych, jak i deluwalnych. Największe zmiany składu granulometrycznego gleb pod wpływem erozji występują w terenach górskich i na obszarach rędzinowych, a polegają na znacznym zwiększeniu zawartości frakcji kamieni i żwiru. W zerodowanych glebach płowych, po objęciu uprawą poziomą Bt, następuje zwiększenie zawartości ilu <0,002 mm od kilku do kilkunastu procent. W glebach wytworzonych z glin i piasków zwałowych występuje zubożenie we frakcję ilastą (<0,002 mm) i pyłową (0,05-0,002 mm), spowodowane ich selektywnym wynoszeniem przez wody w czasie spływów powierzchniowych (Gliński i Turski 1976, Turski i in. 1991, Klimowicz 1993, Paluszek 1994, Bieniek 1997).

Redukcja naturalnych poziomów próchnicznych powoduje zubożenie gleb erodowanych w materię organiczną. W badaniach prowadzonych w Elizówce na Płaskowyżu Nałęczowskim stwierdzono, że nieerodowane gleby płowe wytworzone z lessu zawierają średnio 1,54% próchnicy, natomiast gleby w różnym stopniu zerodowane tylko 1,36-1,24% (Paluszek 1994). W czarnoziemach zerodowanych ubytek zawartości materii organicznej był jeszcze większy, z 2,15% w poziomie Ap czarnoziemiu nieerodowanego, do 1,11% w glebie bardzo silnie zerodowanej (Paluszek 1995). W składzie związków próchnicznych, zerodowanych gleb wytworzonych z lessu i glin zwałowych, następują niekorzystne zmiany: zmniejsza się zawartość kwasów huminowych, a zwiększa udział kwasów fulwowych oraz ilość frakcji wolnych i luźno związanych z mineralną fazą gleby (Turski 1971, Licznar 1985).

Zmniejszenie zawartości materii organicznej wpływa niekorzystnie na strukturę glebową. W poziomach Ap gleb płowych słabo i średnio zerodowanych, wytworzonych z poziomu Bt, istotnie zwiększa się zawartość brył o wymiarach >10 mm, natomiast zmniejsza zawartość powietrznie suchych agregatów 0,25-10 mm (w tym agregatów 1-5 mm, najbardziej korzystnych dla wzrostu roślin). W poziomach Ap, wszystkich gleb zerodowanych, zmniejsza się zawartość wodoodpornych agregatów o wymiarach 0,25-10 mm (Turski i in. 1991, Ebeid i in. 1995, Paluszek 1994, 1995).

Zmniejszenie wodoodporności agregatów w poziomach Ap gleb zerodowanych powoduje z reguły zwiększenie gęstości gleby i pogorszenie właściwości wodno-powietrznych w porównaniu z glebami nieerodowanymi. Gleby zerodowane mają mniejszą połowę pojemność wodną, retencję wody użytecznej dla roślin, przepuszczalność wodną, porowatość ogólną oraz pojemność i przepuszczalność powietrzną (Turski i in. 1991, Ebeid i in. 1995, Paluszek 2001, Emmerich 2003). Zmniejszenie wodoodporności agregatów glebowych i przepuszczalności wodnej w glebach zerodowanych powoduje ich powierzchniowe zaskorupienie i zwiększenie podatności na dalszą erozję wodną (Rejman i in. 1998).

Pod wpływem erozji właściwości fizykochemiczne gleb płowych i czarnoziemów wytworzonych z lessu mogą się polepszyć w wyniku zwiększenia zawartości iltu <0,002 mm. W ich poziomach Ap stwierdzono zmniejszenie zakwaszenia, zwiększenie sumy kationów wymiennych o charakterze zasadowym oraz pojemności wymiany kationów (Licznar 1985, Ebeid i in. 1995, Paluszek 2004).

Wraz z niszczeniem poziomów genetycznych gleb następuje wynoszenie przyswajalnych dla roślin form azotu, fosforu, potasu, magnezu, wapnia oraz mikroelementów (Mn, Cu, Zn, Mo, B i in.), w tym nawozów mineralnych wysiewanych przez rolników. Wypłukiwanie selektywne powoduje zubożenie gleb erodowanych w składniki pokarmowe i ich gromadzenie w glebach deluwialnych (Gliński i Turski 1976, Klimowicz 1993, Cihacek i Swan 1994).

Gleby deluwialne charakteryzują się zwiększoną zawartością materii organicznej z przewagą kwasów huminowych w składzie związków próchnicznych. Skład agregatowy poziomów Ap i zawartość wodoodpornych agregatów o wymiarach 0,25-10 mm są zbliżone do właściwości gleb nieerodowanych (Licznar 1985, Paluszek 1994, 1995, 2004, Bieniek 1997). Gleby deluwialne charakteryzują się korzystnymi właściwościami wodno-powietrznymi, mają dobre właściwości fizykochemiczne i dużą zasobność w składniki pokarmowe. W glebach tych niekorzystne jest zamulanie roślin uprawnych świeżymi namywami oraz niekiedy zbyt duża wilgotność i nadmierne nagromadzenie składników pokarmowych, prowadzące do wylegania roślin.

WPLYW EROZJI GLEB NA PLONY ROŚLIN

Erozja wodna powoduje wypłukiwanie lub zamulanie roślin uprawnych oraz wynoszenie chemicznych środków ochrony roślin. W rezultacie pogorszenia żyzności gleb oraz niszczenia zasiewów, erozja przyczynia się do znacznego obniżenia plonów roślin uprawnych (Battiston 1987, Ebeid i in. 1995, Paluszek 1996, Olson i in. 1999, Papiernik 2005). W badaniach Olsona i in. (1999) plony ziarna kukurydzy na glebach płowych (Alfisols) i czarnoziemnych (Mollisols) zmniejszyły się o 7-35% (o 0,6-2,8 t ha⁻¹). Według Papiernika i in. (2005) plony ziarna pszenicy i soi na silnie zerodowanych glebach czarnoziemnych, w porów-

naniu do gleb nieerodowanych, zmniejszyły się o ponad 50%. Plony ziarna kukurydzy, według Battistona i in. (1987), na glebach gliniastych średnio zerodowanych obniżyły się o 7-34%, na silnie zerodowanych o 38-41%, a na deluwialnych o 6-7%.

Badania plonów ziarna pszenicy ozimej, kukurydzy pastewnej, pszenicy jarej i jęczmienia jarego na glebach wytworzonych z lessu prowadzono w latach 1992-1995 w Czesławicach na Płaskowyżu Nałęczowskim (Paluszek 1996). W porównaniu z plonami na glebie płowej nieerodowanej plony ziarna na glebie słabo zerodowanej były niższe o 5,5-25,0%, na średnio zerodowanej o 4,0-19,8%, na silnie zerodowanej o 17,4-29,7%, a na bardzo silnie zerodowanej o 20,6-39,7%. Rośliną najbardziej wrażliwą na zerodowanie okazała się kukurydza, a najmniej – pszenica ozima. Na glebie deluwialnej plony ziarna jęczmienia były o 4,5% wyższe niż na glebie nieerodowanej, a pozostałych zbóż o 7,7-10,5% niższe.

Według Licznara i in. (1995) istotne zmniejszanie urodzajności gleb czarnoziemnych na stokach zachodzi dopiero w przypadku ich silnego zerodowania. Olson i in. (1999) za przyczyny zmniejszenia plonów kukurydzy na glebach zerodowanych uznali zmniejszenie miąższości poziomu Ap i zawartości C org. oraz zwiększenie zawartości ilu, co powoduje zmniejszenie głębokości korzenia się roślin i retencji wody użytecznej dla roślin. Cihacek i Swan (1994) stwierdzili, że głównym czynnikiem zmniejszenia produktywności zerodowanych gleb płowych i czarnoziemnych są straty erozyjne składników pokarmowych roślin, a zwłaszcza azotu.

WNIOSKI

1. Wpływ erozji na pokrywę glebową znajduje odzwierciedlenie w morfologii gleb, a określenie stopnia zerodowania jest możliwe na podstawie analizy budowy profili glebowych. Rozmiary erozji można obliczyć przez porównanie głębokości gleb zerodowanych z wzorcowymi glebami nieerodowanymi na przekrojach niwelacyjno-glebowych lub na powierzchni zlewni.
2. Pod wpływem erozji profile gleb uprawnych ulegają zróżnicowanej redukcji. Najsilniej zerodowane są użytkowane rolniczo, od kilkuset lat, gleby płowe i czarnoziemy, położone na kulminacjach, garbach oraz wypukłych częściach stoków, których naturalne profile zostały całkowicie zniszczone, prowadząc do wytworzenia się wtórnych pararendzin lub gleb inicjalnych.
3. Gleby deluwialne powstały na dnach dolin suchych i zagłębię bezodpływowych, w nieckach stokowych, w dolnych częściach stoków i tarasów rolnych. Mają one zróżnicowaną głębokość, w zależności od położenia w rzeźbie terenu i zalegają na kopalnych glebach holocenijskich.
4. W obszarach urzeźbionych występuje mozaikowa zmienność pokrywy glebo-

- wej, którą tworzą gleby nieerodowane, gleby zerodowane w różnym stopniu i płytkie gleby deluwialne. Jest ona wynikiem zrównania przez erozję, głównie uprawową, pierwotnie istniejących garbów i zagłębień na powierzchni wierzchowin oraz niecek i garbów stokowych.
5. W wyniku erozji zmienia się skład granulometryczny gleb oraz następuje ich zubożenie w związki próchniczne i składniki pokarmowe dla roślin. Poziomy Ap gleb zerodowanych, wytworzone z poziomego wzbogacania lub skały macierzystej, charakteryzują się gorszą agregacją i wodoodpornością agregatów oraz gorszymi właściwościami wodno-powietrznymi od gleb nieerodowanych. Słaba wodoodporność agregatów glebowych sprzyja ich rozpadowi w czasie opadów deszczu, co powoduje powstawanie skorupy powierzchniowej i zwiększenie podatności tych gleb na dalszą erozję wodną.
 6. Gleby deluwialne są bardzo zasobne w materię organiczną i składniki pokarmowe, mają korzystny skład agregatowy, dużą wodoodporność agregatów oraz dobre właściwości wodno-powietrzne i fizykochemiczne.
 7. Plony roślin uprawnych uzyskiwane na glebach zerodowanych są z reguły znacznie niższe w porównaniu z glebami nieerodowanymi i deluwialnymi. Przyczyny spadku plonów upatruje się głównie w pogorszeniu żyzności gleb, niszczeniu zasiewów oraz wypłukiwaniu nawozów i środków ochrony roślin.

Literatura

- Battiston L.A., Miller M.H., Shelton I.J., 1987, Soil erosion and corn yield in Ontario. I. Field evaluation, *Can. J. Soil Sci.* 67, 731–745.
- Bieniek B., 1997, Właściwości i rozwój gleb deluwialnych Pojezierza Mazurskiego, *Acta Acad. Agricult. Tech. Olst., Agricultura* 64, Suppl. B., 1–81.
- Borowiec J., 1965, Czarnoziemy Wyżyny Lubelskiej. Część I. Warunki występowania i ogólna charakterystyka gleb, *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, B, 20, 125–146.
- Borowiec J., 1972, Problem występowania czarnoziemów na terenie Polski, *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, B, 27, 159–203.
- Cihacek L.J., Swan J.B., 1994, Effect of erosion on soil chemical properties in the north central region of the United States, *J. Soil Water Conserv.* 49, 259–265.
- Ebeid M.M., Lal R., Hall G.F., Miller E., 1995, Erosion effects on soil properties and soybean yield of a Miamian soil in Western Ohio in a season with below normal rainfall, *Soil Technol.* 8, 97–108.
- Emmerich W.E., 2003, Season and erosion pavement influence on saturated soil hydraulic conductivity, *Soil Sci.* 168, 637–645.
- Gliński J., Turski R., 1976, Rozwój procesów erozji gleb w zależności od sposobów zagospodarowania oraz uprawy mechanicznej i ich wpływ na kształtowanie pokrywy glebowej, *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.* 177, 47–71.
- IUSS, ISRIC, FAO, 2007, *World reference base for soil resources 2006, First update 2007. A framework for international classification, correlation and communication*, World Soil Resources, 103, Rome, 128 s.

- Każmierowski C., 2001, Szczegółowa kartografia zerodowanych gleb płowych w mikro-zlewni rolniczej na Pojezierzu Poznańskim, *Folia Univ. Agric. Stetinensis* 217, *Agricultura* 87, 87-92.
- Klimowicz Z., 1993, *Zmiany pokrywy glebowej w obszarze utworów lessowych i lessowatych w zależności od okresu użytkowania i rzeźby terenu*, Rozpr. Wydz. BiNoZ UMCS, 47, 90 s.
- Koćmit A., Raczkowski B., Podlasiński M., 2001, Typologiczna przynależność erodowanych gleb wytworzonych z glin morenowych wybranego obiektu na Pomorzu Zachodnim, *Folia Univ. Agric. Stetinensis* 217, *Agricultura* 87, 103–108.
- Liang A.Z., Zhang X.P., Yang X.M., McLaughlin N.B., Shen Y., Li W.F., 2009, Estimation of total erosion in cultivated black soils in northern China from vertical profiles of soil organic carbon, *Europ. J. Soil Sci.* 60, 223–229.
- Licznar M., 1985, *Właściwości gleb i kierunki ich ewolucji na terenach erodowanych Płaskowyżu Głubczyckiego*, Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu, Rozpr. 48, 1–79.
- Licznar M., Drozd J., Licznar S.E., 1995, Próba wyceny wartości użytkowo-rolniczej gleb zbocza na podstawie urodzajności rośliny wskaźnikowej, *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.* 418, 135–140.
- Marcinek J., 1994, Rozmiary erozji wodnej gleb w Wielkopolsce, *Rocz. AR w Poznaniu* 266, *Melior. Inż. Środ.* 14, 63–73.
- Marcinek J., Komisarek J., 2001, Przekształcenia pokrywy glebowej na skutek przyspieszonej erozji wodnej falistych i pagórkowatych terenów Niziny Wielkopolski, *Folia Univ. Agric. Stetinensis* 217, *Agricultura* 87, 135–146.
- Maruszczak H., Uziak S., 1978, Wpływ mikrorzeźby obszarów lessowych na zróżnicowanie procesów glebotwórczych (na przykładzie okolic Lublina), *Rocz. Glebozn.* 29, 3, 159–173.
- Olson K.R., Mokma D.L., Lal R., Schumacher T.E., Lindstrom M.J., 1999, Erosion impact on crop yield for selected soils of the North Central United States, [w:] R. Lal (red.), *Soil quality and soil erosion*, CRC Press, Boca Raton, Florida, 259–283.
- Olson K.R., Jones R.L., 2005, Soil organic carbon and fly-ash distribution in eroded phases of soils in Illinois and Russia, *Soil Till. Res.* 81, 143–153.
- Paluszek J., 1994, Wpływ erozji wodnej na strukturę i wodoodporność agregatów gleb płowych wytworzonych z lessu, *Rocz. Glebozn.* 45, 3/4, 21–31.
- Paluszek J., 1995, Zmiany struktury i właściwości fizycznych czarnoziemów pod wpływem erozji wodnej, *Rocz. Glebozn.* 46, 1/2, 21–35.
- Paluszek J., 1996, Płonowanie roślin na obszarze erodowanych gleb płowych wytworzonych z lessu, [w:] A. Józefaciuk (red.), *Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją*, Prace Nauk. Ogólnopol. Symp., IUNG, K 11/1, Puławy, 123–131.
- Paluszek J., 2001, Właściwości wodno-powietrzne erodowanych gleb płowych wytworzonych z lessu, *Acta Agrophysica* 56, 233–245.
- Paluszek J., 2004, Wpływ erozji wodnej na chemiczne właściwości gleb płowych wytworzonych z lessu, *Rocz. Glebozn.* 55, 4, 103–113.
- Papiernik S.K., Lindstrom M.J., Schumacher J.A., Farenhorst A., Stephens K.D., Schumacher T.E., Lobb D.A., 2005, Variation in soil properties and crop yield across an eroded prairie landscape, *J. Soil Water Conserv.* 60, 388–395.
- Rejman J., 2006, *Wpływ erozji wodnej i uprawowej na przekształcenie gleb i stoków lessowych*, *Acta Agrophysica*, Rozpr. i Monogr., 136, 90 s.
- Rejman J., Turski R., Paluszek J., 1998, Spatial and temporal variations in erodibility of loess soil, *Soil Till. Res.* 46, 61–68.

- Rejman J., Paluszek J., Rodzik J., Furtak T., 2009, *Bogucin. Ocena wielkości erozji i akumulacji w użytkowanej rolniczo zlewni lessowej*, Mat. Warszt. Geomorf.: Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki), Lublin – Guciów, 9-12.09 2009, 54–59.
- Rodzik J., 2001, Wpływ rozczłonkowania stoku na zróżnicowanie erozji gleb uprawnych, *Folia Univ. Agric. Stetinensis* 217, *Agricultura* 87, 201–204.
- Rodzik J., Furtak T., Paluszek J., Rejman J., 2005, Ocena zastosowania przekrojów niwelacyjno-glebowych do badań nasilenia erozji gleb, *Acta Agrophysica* 116, 401–407.
- Sinkiewicz M., 1998, *Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski północnej*, Wyd. UMK, Toruń, 103 s.
- Soil Survey Division Staff, 1993, *Soil survey manual*, Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18, D.C. Washington, 437 s.
- Stach A., 2006, Erozja uprawowa w trakcie orki i pozyskiwania plonów, *Rocz. AR w Poznaniu* 375, *Roln.* 65, 163–179.
- Systematyka Gleb Polski, 1989, Wydanie 4*, Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, *Rocz. Glebozn.*, 40, 3/4, 1–150.
- Turski R., 1971, Substancja organiczna gleb terenów erodowanych, *Rocz. Glebozn.* 22, 1, 19–57.
- Turski R., Paluszek J., Słowińska-Jurkiewicz A., 1991, *Wpływ rzeźby terenu na stopień zerodowania i właściwości fizyczne gleb lessowych*, [w:] Z. Mazur, S. Pałys, W. Grodzieński (red.), *Erozja gleb i jej zapobieganie*, Wyd. AR, Lublin, 47–62.